LA VENDÉE LITTORALE : ÉTUDE DE GÉOMORPHOLOGIE

Mireille Ters

▶ **To cite this version:**

Mireille Ters. LA VENDÉE LITTORALE : ÉTUDE DE GÉOMORPHOLOGIE. Imprimerie Oberthur, 614 p., 1956. insu-01759641

HAL Id: insu-01759641
https://insu.hal.science/insu-01759641

Submitted on 5 Apr 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

27 AVR. 1968

Mireille Ters

LA VENDÉE LITTORALE

ÉTUDE DE GÉOMORPHOLOGIE

Ouvrage publié
avec le concours du Centre National de la Recherche Scientifique
et honoré d'une subvention du Ministère de l'Éducation Nationale

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES

Numéro d'inventaire Bibliothèque 5297 .

27 AVR. 1988

UNIVERSITÉ DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

27 AVR. 1988

A Monsieur le Doyen
Yves Milon,
Son témoignage de respectueuse reconnaissance
M. Ters.

LA VENDÉE LITTORALE

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES
Numéro d'inventaire Bibliothèque
5297

Main = Thèse, Sources

Mireille Ters

Docteur ès-Lettres

LA VENDÉE LITTORALE

ÉTUDE
DE GÉOMORPHOLOGIE

Ouvrage publié
avec le concours du Centre National de la Recherche Scientifique
et honoré d'une subvention du Ministère de l'Éducation Nationale

A Monsieur le Professeur
FRANCIS RUELLAN

En témoignage de profonde gratitude.

Table des Matières

AVANT-PROPOS 1

INTRODUCTION 3

I. — SITUATION DE LA VENDÉE LITTORALE. LIMITES DE LA RÉGION ÉTUDIÉE 3

II. — SUBDIVISIONS NATURELLES ET APERÇU RÉGIONAL. LES TRAITS DOMINANTS DU PAYSAGE. PRINCIPAUX PROBLÈMES POSÉS PAR LA RÉGION 5

1. Le Bocage sur les terrains granitiques 7
2. Le Bocage sur les terrains cristallophylliens 7
3. La plaine méridionale liasique et jurassique 12
4. Le bassin crétacé de Challans-Commequiers et le golfe redonien de Palluau 13
5. La frange côtière et le Plateau continental, au large de la Vendée 15
6. Les problèmes tectoniques 16
7. Les problèmes climatiques 17

III. — LES MÉTHODES EMPLOYÉES 18

A. — L'étude du terrain 18
B. — L'étude des photographies aériennes, en vision stéréoscopique 19
C. — L'étude quantitative du relief et du réseau hydrographique 20
D. — L'étude sédimentologique 21
E. — La recherche des traces de paléo-climats et l'utilisation des données de la pédologie 23
F. — La perspective historique 23

PLAN DU TRAVAIL 25

Première partie

GRANDS TRAITS DE LA STRATIGRAPHIE ET DE LA STRUCTURE DU MASSIF ANCIEN DANS LA RÉGION LITTORALE VENDÉENNE

Chapitre I

LE BRIOVÉRIEN DE LA RÉGION LITTORALE VENDÉENNE

A. — *Stratigraphie* 30

1. Coupe S-N, de la Chaume à Sauveterre 30
2. Coupe S-N, de la Garlière à Landevieille 30

3. Coupe SW-NE, de la Mine à Nieul-le-Dolent 31
4. Au N de la région de Landevieille, jusqu'à Saint-Michel-Chef-Chef.. 32

B. — *Les roches métamorphiques briovériennes* 32
C. — *La bande synclinale comprise entre les deux anticlinaux hercyniens. La direction tectonique E.-W* 34
D. — *Le granite d'Olonne* 36

Chapitre II

LES FORMATIONS PRIMAIRES DU BOCAGE VENDÉEN

Chapitre III

LA PHASE HERCYNIENNE DE MÉTAMORPHISME ET D'OROGÉNÈSE

A. — *L'anticlinal des Sables-d'Olonne* 39
1. La zone faillée des Sables-d'Olonne 39
2. La zone de broyage et d'étirement, d'Olonne au Caillola 40

B. — *L'anticlinal de Saint-Nazaire-Mervent* 41
C. — *Les granites hercyniens* 42
D. — *Conclusion. Structure briovérienne et structure hercynienne en Vendée littorale* 42

Deuxième partie

LA GENÈSE DU RELIEF

Chapitre I

LA SURFACE D'APLANISSEMENT PRIMORDIALE, DANS LE BAS-BOCAGE VENDÉEN

I. — EXISTENCE D'UNE HAUTE SURFACE D'APLANISSEMENT 45

1. Étude de quatre coupes 45
2. Étude des cartes en courbes 49

II. — DATE DE FORMATION ET GENÈSE DE LA SURFACE D'APLANISSEMENT PRIMORDIALE 56

A. — *Dernières formations datées, antérieures à l'aplanissement* 56
B. — *Les dépôts de couverture les plus anciens* 56
C. — *Ampleur de l'érosion post-hercynienne* 56
D. — *La genèse de la plate-forme* 58
1. Les mouvements hercyniens en Vendée 58
2. Les périodes d'érosion des montagnes hercyniennes en Vendée 58

a. Le Carbonifère 58
b. Le Permien 61
c. Le Trias 61
d. Le Rhétien 62
3. L'élaboration de la plaine d'érosion post-hercynienne 62

III. — LA CONSERVATION DES TÉMOINS DE LA PLAINE D'ÉROSION PRIMORDIALE : LA FOSSILISATION SOUS LE LIAS ET LE JURASSIQUE 66

IV. — LA DÉGRADATION DE LA HAUTE SURFACE, APRÈS SON EXHUMATION 69

V. — LES DÉFORMATIONS DE LA PLAINE D'ÉROSION 70

A. — *L'état primitif* 70
B. — *La déformation d'ensemble* 70
C. — *Les grands accidents* 71
1. La faille de Chantonnay 71
2. La faille de Pouzauges 74
3. Le horst de Mervent 74
4. La faille de Palluau 74
D. — *L'affaissement périphérique* 75

VI. — CONCLUSION D'ENSEMBLE 77

Chapitre II

LA SURFACE PRÉLIASIQUE

I. — LES TÉMOINS DE LA TRANSGRESSION LIASIQUE ET LEUR SIGNIFICATION GÉOMORPHOLOGIQUE 80

II. — LES VALLÉES PRÉLIASIQUES SUR LE MASSIF D'AVRILLÉ ET SA BORDURE 82

1. La vallée du Troussepoil 85
a) Analyse du profil longitudinal 85
b) Analyse du profil transversal, au droit du village des Forêts 88
2. La vallée du ruisseau de la Dultière. Analyse du profil longitudinal 93
3. La vallée de l'Allière 97
4. Signification des argiles rouges hettangiennes 98
5. Recherches concernant l'authenticité de quelques témoins liasiques douteux 100

III. — RAPPORTS ENTRE LE RELIEF PRÉLIASIQUE ET LE RELIEF ACTUEL 103

A. — *Vallées précharmouthiennes et vallées d'aujourd'hui* 103
1. Comparaison entre le profil longitudinal du ruisseau du Troussepoil et celui de la vallée préliasique 103
2. Profondeur comparée des vallées précharmouthiennes et des vallées actuelles 103
3. Réseau hydrographique précharmouthien et réseau actuel 105

B. — *Les dépressions préliasiques dans les Deux-Sèvres, en Normandie et dans le Nord de la France* 106

IV. — LES DÉFORMATIONS DE LA SURFACE PRÉLIASIQUE 107

1. Failles, flexures, blocs basculés, fossés tectoniques 107
2. Ondulations synclinales et anticlinales 109
3. Remarques sur la pente de la surface préliasique 109

V. — CONCLUSIONS. LE DOMAINE DE LA MORPHOLOGIE PRÉLIASIQUE 111

Chapitre III

LES FORMES DU RELIEF PRÉCÉNOMANIEN

I. — L'ÉTAT DE LA SURFACE DU TERRAIN, AVANT L'ARRIVÉE DE LA MER CÉNOMANIENNE. LES PALÉO-SOLS 113

II. — LES DÉPOTS CRÉTACÉS EN VENDÉE LITTORALE 115

A. — *Le Cénomanien du bassin de Challans-Commequiers* 117
B. — *Le Cénomanien des vallées du Falleron, de la Logne, du Ligneron, de la Vie, du Jaunay et de l'Auzance* 118
C. — *Le Cénomanien (?) de la bordure septentrionale du bassin d'Aquitaine* 122
D. — *Le Crétacé supérieur* 125
1. Les calcaires turoniens 125
2. Les gisements de silex crétacés 125
3. Le Sénonien 126
E. — *Conclusions* 126

III. — LES INÉGALITÉS DE LA SURFACE ENSEVELIE : LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE PRÉCÉNOMANIEN 127

A. — *Etude de quelques profils transversaux* 129
1. Une coupe fondamentale : la coupe transversale de la vallée du Ligneron, au SW de Saint-Christophe (d'après un levé à la planchette) 129
2. Coupe transversale de la vallée du Ligneron, entre le Moulin de la Cave et le Petit Bourg, à 2 km à l'E de Saint-Christophe 145
3. Coupe transversale de la vallée de la Vie, entre les Athuis et la Mégrière, à 1 km à l'E de la Chapelle-Palluau 147
4. Coupe transversale de la vallée du Jaunay, entre la Brionnière et le Moulin du Pontreau, selon le méridien de Martinet 148
5. Résultats d'ensemble et conclusions 149
B. — *Etude de quelques profils longitudinaux* 151
1. Profils de la vallée du Ligneron 151
2. Profils de la vallée de la Vie 153
3. Profils de la vallée du Jaunay 153
4. Résultats d'ensemble 154
C. — *Le cas de la vallée du Ligneron* 155
D. — *L'épigénie du cours inférieur de la Vie* 158
E. — *Le domaine de la morphologie précénomanienne* 160

IV. — CONDITIONS DE CONSERVATION DE LA MORPHOLOGIE PRÉCÉNOMANIENNE 161
1. Les dépôts de couverture 161
2. Les périodes de submersion 162

V. — LES DÉFORMATIONS DE LA SURFACE PRÉCÉNOMANIENNE 163

VI. — RAPPORTS ENTRE LES FORMES DU RELIEF PRÉCÉNOMANIEN ET LES FORMES ACTUELLES
L'ÉVIDEMENT DES DÉPRESSIONS PRÉCÉNOMANIENNES 164

VII. — MORPHOLOGIE PRÉCÉNOMANIENNE ET MORPHOLOGIE PRÉLIASIQUE 167

VIII. — CONCLUSIONS 170

Chapitre IV

UN PALÉO-SOL DE LA FIN DU CRÉTACÉ 172

Chapitre V

LES SURFACES ÉOGÈNES EN VENDÉE LITTORALE

I. — LES DÉPOTS MARINS ÉOCÈNES, EN VENDÉE LITTORALE ET EN LOIRE-ATLANTIQUE 175

II. — LE RELIEF PRÉLUTÉTIEN, LE LONG DE LA BANDE COTIÈRE, ENTRE LA POINTE SAINT-GILDAS ET SION-SUR-L'OCÉAN 179

III. — LES TÉMOINS DE LA SURFACE ÉOGÈNE 187
A. — *Valeur des « grès éocènes » pour l'interprétation du relief* 187
1. Le repérage des blocs 188
2. L'âge du matériel sableux 188
3. Genèse du phénomène de cimentation 190
4. Date du phénomène de cimentation 191
5. Signification géomorphologique des grès 191
B. — *Signification géomorphologique de la croûte ferrugineuse des environs de La Roche-sur-Yon* 192
C. — *Les calcaires lutétiens meuliérisés et les concrétions siliceuses du Moulin de la Nation* 197

IV. — CONCLUSIONS 198

Chapitre VI

LES FORMES DU RELIEF AU MIOCÈNE

I. — NIVEAU STRATIGRAPHIQUE DES FALUNS DE LA VENDÉE OCCIDENTALE 202

II. — SITUATION MORPHOLOGIQUE DES GISEMENTS HELVÉTIENS.. 203

III. — RAPPORTS DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE PRÉHELVÉTIEN, DU RÉSEAU PRÉCÉNOMANIEN ET DU RÉSEAU ACTUEL..... 207

IV. — AMPLEUR DE L'ÉROSION, ENTRE LE RETRAIT DE LA MER CÉNOMANO-TURONIENNE ET L'ARRIVÉE DE LA MER HELVÉTIENNE. SES CAUSES :..... 208

a) Altitude et relief..... 211
b) Les paléo-climats tertiaires..... 213
c) La stabilité du socle..... 215

V. — L'ÉROSION CONTEMPORAINE DE LA PÉRIODE HELVÉTIENNE 215

VI. — LES DÉFORMATIONS TECTONIQUES EN VENDÉE LITTORALE, AU COURS DU MIOCÈNE..... 219

VII. — CONCLUSIONS 220

Chapitre VII

L'ÉVOLUTION DU RELIEF AU PLIOCÈNE

I. — LES TRACES DE LA MER PLIOCÈNE EN VENDÉE..... 221

1. Gisement de Palluau..... 221
2. Gisement du Pas..... 222
3. Autres gisements « pliocènes » en Vendée..... 223
— le tertre de Fontaine..... 223
— la butte de Beauvoir..... 224
— les gisements de Maillezais et de Maillé..... 224

II. — LES PROBLÈMES POSÉS PAR LE REMBLAIEMENT REDONIEN... 225

III. — LA GRANDE PHASE D'ÉROSION PONTIENNE..... 226

IV. — LES VALLÉES PRÉREDONIENNES..... 228

V. — L'ALTITUDE MAXIMUM DE LA MER REDONIENNE ET LE SENS DE SON ARRIVÉE A PALLUAU..... 229

VI. — L'ÉROSION AU COURS DU PLIOCÈNE..... 232

1. La « surface de 100 m »..... 232
2. Les conditions climatiques de l'érosion, au Pliocène..... 233

VII. — CONCLUSIONS 234

Chapitre VIII

CONDITIONS DE LA PERMANENCE DES GRANDES VALLÉES EN VENDÉE LITTORALE 236

Chapitre IX

L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE AU QUATERNAIRE

I. — LA NAPPE A BLOCS DE LIAS SILICIFIÉ 240

II. — LES TERRASSES FLUVIATILES QUATERNAIRES. LEUR IMPORTANCE DANS LES FORMES ACTUELLES DU RELIEF 243

A. — *Généralités* 243
B. — *La haute terrasse* 245
C. — *La basse terrasse* 260

III. — L'EMPATEMENT GÉNÉRAL DU RELIEF PAR LES NAPPES DE SOLIFLUXION 263

A. — *Rôle morphologique des coulées* 263
B. — *Date de formation des coulées* 264
1. Rapports avec la terrasse de la Pironnière et de la Michelière 264
2. Rapports des coulées de solifluxion avec la plate-forme d'abrasion de + 2 à + 5 m (Tyrrhénien III) 265
3. Rapports avec le limon éolien 266

IV. — LE MANTEAU DE LIMON ÉOLIEN 266

A. — *Rôle morphologique, répartition géographique et nature des limons éoliens* 266
B. — *Etude sédimentologique des limons* 270
1. Préliminaires 270
2. Étude colorimétrique des limons 272
3. Étude morphoscopique des grains de sable des limons 273
4. Origine des grains de sable 274
5. Étude granulométrique des limons 276
6. Étude minéralogique de la partie fine des limons 278
7. Minéraux lourds des limons 280
C. — *Age des limons* 283
D. — *Conclusions* 284

V. — LE REMBLAIEMENT FLANDRIEN DANS LES VALLÉES 285

VI. — L'ÉVOLUTION CONTEMPORAINE 286

Troisième partie

L'ÉTAT PRÉSENT DES FORMES DU RELIEF, ÉTUDE D'ENSEMBLE DES BASSINS HYDROGRAPHIQUES

Chapitre I

FORME ET ORGANISATION INTERNE DES BASSINS DE DRAINAGE

I. — CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES 295

Dimensions, orientations, formes et indices d'homogénéité des bassins

II. — ORGANISATION DES BASSINS DE DRAINAGE 298

1. Directions des cours d'eau 298

a) *Versant ouest* 298
— la Vie 298
— le Jaunay 299
— l'Auzance 301
— les ruisseaux de Brétignolles et du Marais-Girard 301

b) *Versant sud* 301
— le Payré 301
— le ruisseau de Jard 304
— le ruisseau du Troussepoil 304
— les ruisseaux de Tanchette, du Caillola, de Saint-Jean et de la Mine 304
— le ruisseau des Sables 306

c) *Conclusions* 306

2. Implantation des affluents sur les troncs principaux 306
3. Types de drainage 307
4. Indices de dissymétrie 308
5. Caractéristiques numériques des bassins de drainage 309

III. — CONCLUSIONS 310

Chapitre II

ANALYSE HYPSOMÉTRIQUE DES BASSINS HYDROGRAPHIQUES

I. — INTRODUCTION 311

A. — Les buts de l'analyse hypsométrique 311
B. — Procédés de réalisation. Problèmes posés par la méthode 313

II. — INTERPRÉTATION DES COURBES HYPSOGRAPHIQUES 315

A. — *Bassins du versant sud* 315

1. Bassin du ruisseau de Jard 315
2. Bassin du Payré 318
3. Bassin du ruisseau de la Mine 319
4. Bassin du ruisseau du Caillola 320
5. Bassin du ruisseau de Saint-Jean d'Orbestiers 320
6. Bassin du ruisseau de Tanchette 320
7. Bassin du ruisseau des Sables-d'Olonne 321
8. La courbe hypsographique d'ensemble des bassins du versant sud ... 321

B. — *Bassins du versant ouest* 323

1. Bassin de la Vie 323
2. Bassin du Jaunay 323
3. Bassin de l'Auzance 325
4. La courbe hypsographique d'ensemble des bassins du versant ouest ... 325

C. — *Courbe hypsographique générale de la région* 325

III. — COMPARAISONS DES DIFFÉRENTS TYPES DE COURBES HYPSOGRAPHIQUES 326

A. — *Comparaison des courbes des bassins seuls* (type Ib) *et des bassins auxquels sont rattachés les triangles d'aval* (type 2b), *partagés selon la ligne de faite entre les deux bassins adjacents* 326

1. Versant sud 326
2. Versant ouest 327

B. — *Comparaison des courbes des versants ouest et sud* 327

C. — *Valeur comparée des intégrales des différents bassins* 328

D. — *Situation du point d'inflexion* 329

E. — *Remarques sur la forme des faisceaux de courbes* 330

IV. — VALEURS NUMÉRIQUES TIRÉES DE L'ANALYSE HYPSOMÉTRIQUE 330

a) *Les volumes rocheux* 330
b) *Les altitudes moyennes* 330
c) *Les indices de massivité* 330
d) *L'indice d'érosion* 331

1. Méthode d'évaluation de l'indice d'érosion, dans les bassins hydrographiques 332
2. Critiques possibles à la notion d'indice d'érosion 334
3. Interprétation des indices d'érosion 336
4. Conclusion 337

V. — ÉTUDE DE LA RÉPARTITION DES SUPERFICIES EN FONCTION DES ALTITUDES, DANS CHAQUE BASSIN 337

VI. — SITUATION DE LA MÉDIANE DES SUPERFICIES, PAR RAPPORT A L'ALTITUDE MAXIMUM DES BASSINS 339

VII. — CONCLUSIONS. FÉCONDITÉ DE L'ANALYSE HYPSOMÉTRIQUE 340

Chapitre III

ÉLÉMENTS D'UNE ANALYSE MORPHOMÉTRIQUE DES VALLÉES

I. — INTRODUCTION 343

II. — LA LONGUEUR DES VALLÉES 344

III. — LA DENSITÉ DES TALWEGS 345

IV. — LES ORDRES DE RIVIÈRES 346

V. — CONCLUSIONS 350

Chapitre IV

ÉTUDE DES PROFILS EN LONG DES PRINCIPAUX COURS D'EAU

I. — MÉTHODE EMPLOYÉE 351

II. — LONGUEURS COMPARÉES DES RIVIÈRES ACTUELLES, A MÉANDRES DIVAGANTS, ET DES VALLÉES A MÉANDRES ENCAISSÉS 353

III. — PENTES MOYENNES DES RIVIÈRES 354

IV. — LES TROIS SECTEURS DES PROFILS EN LONG 355

V. — LES RUPTURES DE PENTE DES PROFILS EN LONG 356

1. Profil longitudinal de la Vie 356
2. Profil longitudinal du Jaunay 358
3. Profil longitudinal de l'Auzance 359
4. Profil longitudinal du Ligneron 360
5. Profil longitudinal de la Ciboule 361
6. Profil longitudinal de la Vertonne 361
7. Profil longitudinal du Payré 361
8. Profil longitudinal du ruisseau de Tanchette 362
9. Conclusions 362

VI. — RAPPORTS ENTRE LE PROFIL DU TALWEG ACTUEL ET CELUI DU FOND ROCHEUX 364

A. — *La nature du remblaiement* 364
B. — *Date de formation du profil actuel* 366
C. — *Conclusion* 366

VII. — PROFILS EN LONG ET EUSTATISME 367

VIII. — ÉTUDE DES PROFILS EN LONG, RÉDUITS EN % 368

IX. — CONCLUSIONS 371

Chapitre V

ÉTUDE DES PROFILS TRANSVERSAUX DE QUELQUES VALLÉES

1. Profil transversal de la vallée du Troussepoil, entre Jolly-sur-Rabretière et le Givre 374
2. Profils transversaux des vallées de la Rinaie et du ruisseau de la Dultière 381
3. Profil transversal de la vallée du Graon 382
4. Conclusions 386

Quatrième partie

LA BANDE COTIÈRE ET LE PLATEAU CONTINENTAL AU LARGE DE LA VENDÉE

Chapitre I

GÉNÉRALITÉS ET PROBLÈMES POSÉS 391

Chapitre II

LE TALUS ROCHEUX DE 60 A 30 m ET LES BASSINS DE BORDURE 393

Chapitre III

LA COTE ET LA STRUCTURE 397

I. — GÉNÉRALITÉS 397

II. — L'INFLUENCE DES DIRECTIONS TECTONIQUES MAJEURES 398

A. — *L'orientation tectonique E-W* 398
B. — *L'orientation sud-armoricaine* (60 à 65° *W*) 399
C. — *L'orientation N.NW - S.SE* 401

III. — CONCLUSIONS 401

CHAPITRE IV

FALAISES ET ESTRANS

I. — LES COTES A FALAISE ET ESTRAN ROCHEUX 403

A. — Description détaillée 403

B. — Rôle morphologique de la plate-forme d'abrasion préliasique, le long de la côte vendéenne 411

II. — ROLE MORPHOLOGIQUE DES DÉPOTS DE SOLIFLUXION TRANCHÉS PAR LES FALAISES 415

Origine des nappes de solifluxion. Date de formation des coulées 420
Conclusion 421

III. — LES COTES BASSES BORDÉES DE DUNES 422

La Baie des Sables-d'Olonne 426

CHAPITRE V

LA QUESTION DES HAUTS-NIVEAUX MARINS QUATERNAIRES

I. — LE NIVEAU DE 25 - 30 MÈTRES (TYRRHÉNIEN I) 429

A. — La levée de blocs de la Michelière 429
B. — Un niveau de 20 - 25 mètres sur l'île d'Yeu? 430

II. — LE NIVEAU DE 10 - 15 MÈTRES (TYRRHÉNIEN II) 431

1. La terrasse de la Pointe du Payré 431
2. Le remblaiement du Quairy-Pigeon 431
3. La frange sableuse du golfe d'Ile d'Olonne 433
4. La micro-falaise de Brétignolles 433
5. Le dépôt des Hautes-Mers 434
6. Les argiles de Maillezais et de Maillé 434

III. — LE NIVEAU DE + 2 à + 5 MÈTRES (TYRRHÉNIEN III) 435

IV. — LES SURFACES D'APLANISSEMENT LITTORALES 435

V. — LES DÉPOTS FLANDRIENS 439

A. — Les formations de plage 439
B. — Les tourbes 440

VI. — CONCLUSIONS 441

CHAPITRE VI

LE PLATEAU CONTINENTAL ET LES ILES AU LARGE DE LA VENDÉE 443

I. — LA MARGE INTERNE DU PLATEAU CONTINENTAL ET LES ILES VENDÉENNES 444

1. La bande maritime de 0 à —20 m 444
2. Les abords de l'île d'Yeu 445
3. L'île d'Yeu 447
4. L'île de Noirmoutier 451

II. — LE PLATEAU CONTINENTAL, AU-DESSOUS DE — 20 M..... 457

1. Les pentes..... 457
2. Le revêtement alluvionnaire..... 458

III. — BAS-BOCAGE ET PLATEAU CONTINENTAL. LES VALLÉES SUBMERGÉES..... 459

IV. — CONCLUSIONS..... 461

CONCLUSIONS 465

ANNEXES

I. — Minéraux lourds des argiles rouges et vertes présumées hettangiennes.... 487

II. — Minéraux lourds des formations corrélatives. Vallées du Troussepoil et du Graon..... 488

III. — Minéraux lourds des formations corrélatives. Vallées du Ligneron et de la Rênelière..... 489

IV. — Remarques sur les minéraux lourds des formations corrélatives du profil transversal du Ligneron..... 490

V. — Courbes morphoscopiques des sables inclus dans les limons éoliens de Vendée, dans les sédiments de la haute terrasse du Ligneron et dans quelques autres dépôts..... 491

VI. — Étude des courbes canoniques des limons éoliens de Vendée littorale..... 492

— sédiment complet (0,05 μ + à 10 mm)..... 492
— partie fine (< 32 μ)..... 495
— partie grossière (0,1 à 10 mm)..... 496

BIBLIOGRAPHIE..... 499

Articles et ouvrages..... 503
Photographies aériennes..... 544
Cartes topographiques..... 545
Cartes géologiques..... 546
Cartes marines..... 547

INDEX 549

TABLES

Table des dépliants..... 573
Table des figures..... 575
Légendes des photographies..... 577

AVANT PROPOS

C'est pour moi un devoir, à la fois impérieux et agréable, de consacrer les premières lignes de ce travail à exprimer à M. le Professeur RUELLAN toute ma reconnaissance. Sans la confiance qu'il m'a témoignée, sans l'aide qu'il m'a apportée, l'œuvre de recherche que j'avais entreprise depuis de longues années n'aurait jamais pu être menée à son terme. Encouragée et guidée par lui, j'ai essayé, dans cet ouvrage, de mettre en œuvre les principes fondamentaux de son enseignement : la rigueur et la précision. L'emploi des techniques les plus modernes de la géomorphologie, préconisé par M. le Professeur RUELLAN, a largement contribué à enrichir l'ensemble des résultats obtenus. Je ne saurais oublier quelle dette de reconnaissance j'ai ainsi contractée.

Je prie également M. le Doyen A. CHOLLEY, de vouloir bien agréer l'expression de ma vive gratitude pour son aimable soutien, son accueil toujours encourageant et ses pénétrants conseils.

Mes remerciements iront aussi à M. le Professeur MEYNIER qui a bien voulu porter un intérêt constant à ce travail, au cours des années écoulées. J'ai trouvé dans son amabilité, dans sa large compréhension des problèmes particuliers que j'avais à résoudre, un puissant stimulant.

Par son enseignement si vivant et si substantiel, M. le Doyen Yves MILON m'a initiée à la recherche géologique, sans laquelle ce travail n'aurait pas été possible. L'aide qu'il m'a consentie et ses pénétrantes critiques m'ont été des plus utiles.

Je suis heureuse également d'exprimer à M. Jean DRESCH, Professeur à la Sorbonne, toute ma gratitude pour sa grande bienveillance à mon égard et pour les encouragements qu'il n'a cessé de me donner.

Je n'aurais garde d'oublier le parfait accueil que j'ai reçu dans diverses administrations : au Service Hydrographique de la Marine, aux Services des Ponts et Chaussées et du Génie Rural, aux Archives départementales de la Vendée.

Aux Professeurs et Instituteurs vendéens qui ont rivalisé de bonne grâce pour me rendre service, à tant de cultivateurs qui m'ont indiqué

quelque carrière cachée dans les champs, à tous les amis de Vendée dont le concours scientifique, l'aide matérielle ou l'aimable hospitalité m'ont permis de mieux connaître leur pays, je redis merci, du fond du cœur.

Je souhaite que cet ouvrage, consacré à la terre vendéenne, ne les déçoive pas trop.

En ce qui concerne l'illustration, le talent de Mesdames Mallet et Palazol, de Mademoiselle Hinsinger, m'a été particulièrement précieux.

Mon dernier mot ira à ceux de ma famille qui ont su faire que cette étude pût être entreprise et menée à bien. Mais il va sans dire que ce travail n'aurait jamais vu le jour, sans l'aide matérielle puissante que m'a fournie le Centre National de la Recherche Scientifique et l'ensemble de l'Université française, à qui j'exprime ma profonde reconnaissance.

INTRODUCTION

I. — SITUATION DE LA VENDÉE LITTORALE LIMITES DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

(Cf. fig. 1, p. 6, dépliant I, p. 31 et fig. 2, p. 33)

Région basse, au relief faible et monotone et où, de surcroît, le couvert bocager masque sans cesse l'horizon, la Vendée littorale ne semble pas présenter, tout d'abord, un intérêt particulier pour le géographe. Aucun relief un peu vigoureux ne s'élève au-dessus de ses plaines, de ses plateaux bas et de ses larges vallées évasées. Nulle part, dans le Bas-Bocage, l'altitude ne dépasse 120 m et à l'W du méridien de la Roche-sur-Yon, tout le pays est situé à moins de 90 m; aucune dénivellation n'y atteint 65 m : terre ingrate, en apparence, pour une étude de géomorphologie... Mais l'intérêt de cette région vient de ce qu'elle occupe une position exceptionnelle, au lieu de rencontre de trois unités fondamentales :

1. *Le socle précambrien de Vendée,* constitué par des roches cristallines et qui forme le lien entre la péninsule de Bretagne et le Massif Central; ce bâti, vieux de plus d'un demi-milliard d'années, a été localement affecté par les événements hercyniens.

2. *Le Bassin d'Aquitaine,* dont les sédiments surtout calcaires retracent l'histoire des transgressions marines du Secondaire et du Tertiaire, sous lesquelles fut submergée une grande partie du massif ancien.

3. *Le Plateau continental,* qui descend lentement sous les eaux de l'océan Atlantique et qui relaie, vers l'W, sur 170 km de largeur, le vaste glacis du Bas-Bocage, auquel il se rattache presque sans solution de continuité.

La Vendée littorale est limitée, au N, par les zones affaissées du Marais de Bourgneuf et du Lac de Grand'Lieu; au NE, par un pli satellite de l'anticlinal des Cornouailles; ce dernier suit la côte de Bretagne, de la Pointe du Raz jusqu'à Chantenay, tandis que le pli satellite va de Saint-Nazaire à Mervent. Vers l'E, les hauteurs cristallines du Haut-Bocage vendéen s'élèvent au-dessus de la région littorale; au-delà, l'ensellement du seuil du Poitou sépare la Vendée et les Deux-Sèvres de cette autre partie du domaine hercynien : le Limousin.

. Au S, la Vendée littorale devient terre de plaine et terre de marais, aux confins des pays charentais. A l'W, l'océan Atlantique baigne la côte du N-NW au S-SE.

Appliqués à la Vendée, les vocables de Haut et de Bas-Bocage sont pleinement justifiés par la brutalité du contraste entre les deux régions, si impressionnant lorsque, du Moulin des Alouettes (à 231 m) ou de Saint-Michel-Mont-Mercure (à 288 m), on observe la vaste étendue du Bas-Bocage qui s'étend à plus de 120 m en contre-bas (1). (Fig. 2, p. 33.) (1 *bis*).

Puissamment bouleversé par l'orogenèse hercynienne, puis aplani, le Haut-Bocage a été soulevé lors d'une phase tectonique tertiaire suffisamment récente pour que sa bordure occidentale, étagée en gradins, ait conservé un relief de faille encore assez frais et vigoureux (2). En terrain granitique, les reprises d'érosion consécutives à ce soulèvement ont engendré un modelé de hautes collines arrondies, tandis que dans les terrains primaires fortement redressés en plis aigus au Carbonifère (3), s'est développé un relief appalachien très prononcé, de direction sud-armoricaine (Cheffois, la Meilleraie).

Par contre, l'ensemble du Bas-Bocage est resté en grande partie à l'abri des actions tectoniques hercyniennes et tertiaires; la structure de son socle n'est pas la même et une grande partie des formations y est restée peu inclinée (3 *bis*).

Notre étude géomorphologique concerne spécialement la moitié occidentale du Bas-Bocage, limitée à l'E par le méridien de la Roche-sur-Yon, au N par une ligne allant de Bois de Cené à Rocheservière et au S par la pointe occidentale du marais poitevin. Ainsi délimitée, la région en question correspond sensiblement à l'étendue des cartes d'Etat-Major des Sables-d'Olonne et de Palluau. Cette bande littorale a 62 km du N au S et 56 km d'E en W. Elle s'étend entre 3° 30′ et 4° 30′ de longitude ouest et entre 46° 20′ et 47° de latitude nord.

Les limites que nous avons choisies sont apparemment arbitraires, car elles n'encadrent pas une région naturelle. Cependant, vers le méridien de la Roche-sur-Yon, se tient une importante ligne de partage des eaux à partir de laquelle un long versant descend d'E en W jusqu'à l'Océan. Légèrement abaissé sur son bord septentrional et sur son bord méridional,

---

(1) Le Haut-Bocage culmine à 295 m, au Puy-Crapeau, près de Pouzauges.

(1 *bis*) Les termes de Haut-Bocage et de Bas-Bocage, usités dans la langue courante, ont été introduits dans la littérature géologique par le Professeur G. MATHIEU, dans ses travaux sur la Vendée.

(2) Entre le Moulin des Alouettes et les Herbiers, sa pente moyenne est de 5 %. Du même moulin à la Primelière (à 800 m au S), elle atteint 6,6 %.

(3) G. MATHIEU, 1937.

(3 *bis*) Les effets de la tectonique hercynienne se sont surtout fait sentir le long des plis anticlinaux de Rocheservière et des Sables-d'Olonne; les terrains affectés par la tectonique secondaire et tertiaire forment une couronne autour du Bas-Bocage.

ce versant fait l'unité de la région littorale vendéenne. Par ailleurs, cette étendue est tout entière marquée par la proximité de la ligne de rivage : les formes caractéristiques de son relief et la plus grande partie de son histoire découlent de cette situation.

Mais il sera bien souvent nécessaire de sortir de ces étroites limites, pour rattacher la région littorale aux secteurs qui ont avec elle de nombreuses analogies ou qui lui sont liés par une évolution commune; c'est ainsi que d'importants développements concernent, dans ce travail, l'ensemble du Bas-Bocage jusqu'à la faille de Chantonnay, à l'E. En outre, il sera impossible de négliger l'étude du bassin de Machecoul, situé au N, et que tant de liens géographiques rattachent à la région choisie.

Les dimensions relativement réduites de la Vendée littorale ont permis d'apporter beaucoup d'attention aux recherches de détail, dont la signification peut avoir cependant une grande portée générale.

II. — SUBDIVISIONS NATURELLES ET APERÇU RÉGIONAL LES TRAITS DOMINANTS DU PAYSAGE PRINCIPAUX PROBLÈMES POSÉS PAR LA RÉGION

Même en dehors de la côte, la diversité des formes du terrain est relativement grande : cette région comprend plusieurs petites unités morphologiques :

1. Le bocage, installé sur socle cristallin (granitique ou cristallophyllien) ;
2. La plaine méridionale, sur les calcaires liasiques et jurassiques;
3. Le bassin crétacé de Challans-Commequiers;
4. La frange côtière;
5. Les marais (4).

Notre but n'est pas de faire de chacune d'entre elles une description particulière; d'excellentes études ont déjà paru sur une partie de cette région : l'ouvrage de L. Papy (1940), qui concerne spécialement la bande littorale, ainsi que le travail de M. Gautier (1949) : la partie descriptive y occupe une large place; on trouvera, aussi, bien des remarques utiles dans la thèse d'A. Bouhier (5). Notre propre travail a essentiellement pour objet la description quantitative et l'interprétation génétique du relief de l'ensemble de la région.

(4) Je n'en ferai pas une étude spéciale, car ils font l'objet de recherches importantes de F. Verger; mais il en sera question à propos de bien des problèmes.

(5) La façade maritime du sud-vendéen. Thèse d'Université, Poitiers, 1956.

Schéma régional de la Vendée Littorale

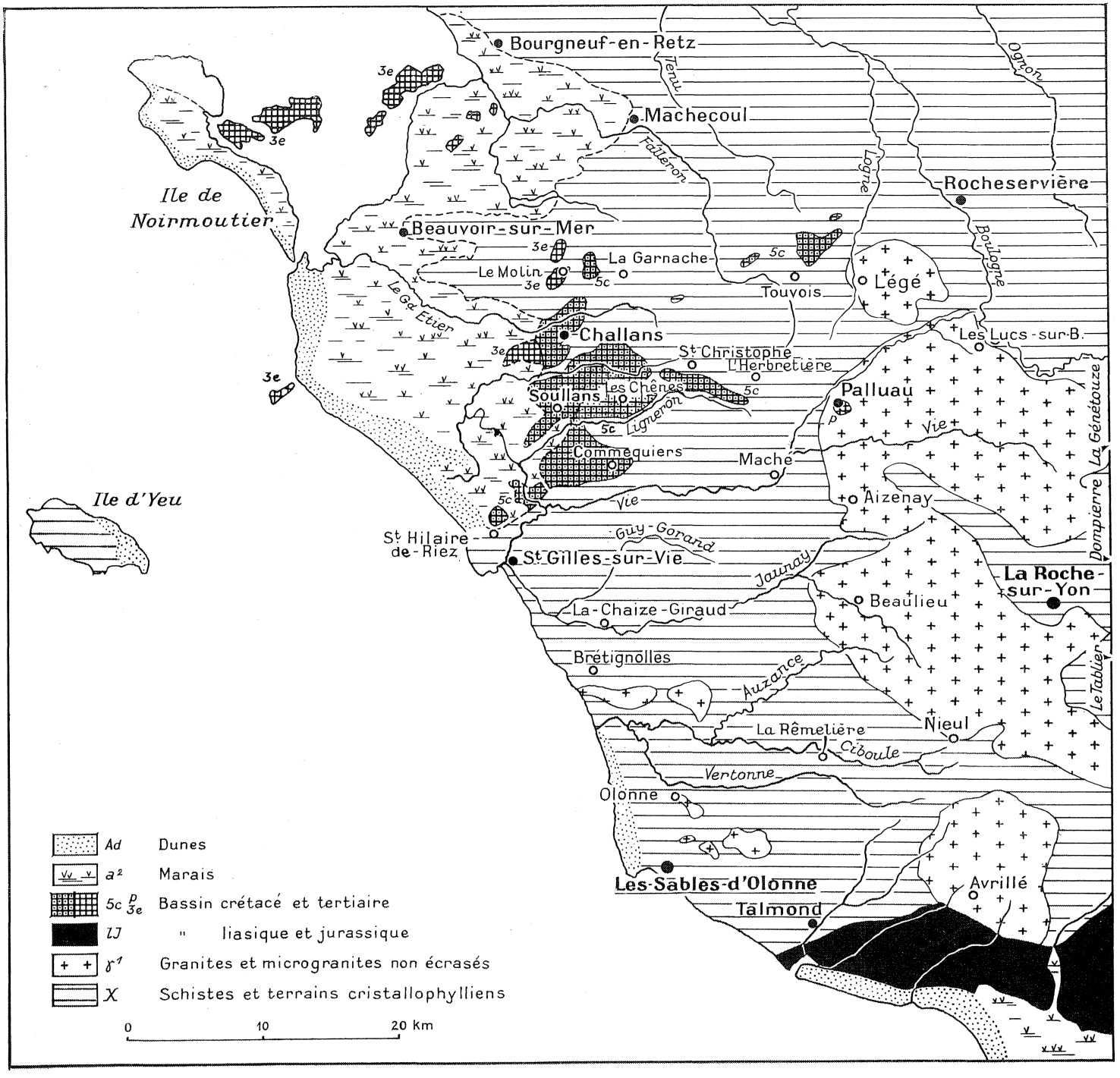


Fig. 1

1. Le Bocage sur les terrains granitiques (Fig. 1.)

Entre les méridiens de Palluau et de la Roche-sur-Yon, la Vendée littorale est constituée par de petits batholites granitiques, séparés par des couloirs schisteux : les massifs de Legé, de Palluau à Belleville, de Beaulieu au Tablier et d'Avrillé. Leur surface sommitale s'étend entre 60 et 90 m. Ils ont des contours à l'emporte-pièce et ont subi la poussée hercynienne qui a donné à certains d'entre eux et aux dépressions intermédiaires une orientation sud-armoricaine.

A la nature granitique du socle correspondent certaines formes du modelé; les plateaux, rongés de tous côtés par les vallons qui en descendent, ont des contours très dentelés et lobés; des cols de flanc creusés en berceau isolent des buttes et des dômes à contours à peu près circulaires et aux formes arrondies; les éléments du paysage qui occupent la plus large superficie sont les vallées; mais seule la partie amont des cours d'eau est installée sur les massifs granitiques. D'amont en aval, le modelé des versants se transforme progressivement selon des processus à peu près constants : aux doux vallonnements des sources succèdent des berceaux largement ouverts qui se creusent de plus en plus, puis il se forme des talus à pente un peu plus raide. Quant au fond de la dépression qui dessinait, au départ, un berceau très ouvert, il devient rapidement presque plat.

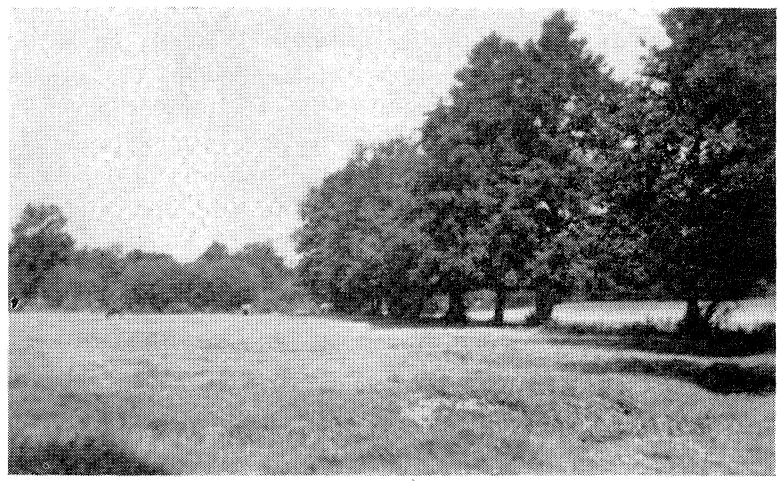
2. Le Bocage sur les terrains cristallophylliens.

Les schistes, les micaschistes et les gneiss forment une longue bande orientée N-S, entre les massifs granitiques à l'E, la côte et les marais à l'W; l'altitude d'ensemble y est un peu plus faible que dans la région précédente et la plus grande partie du terrain est située entre 60 et 70 m. Dans ce secteur moins proche des sources, le contraste est plus frappant entre les formes propres aux plateaux et celles qui caractérisent les vallées.

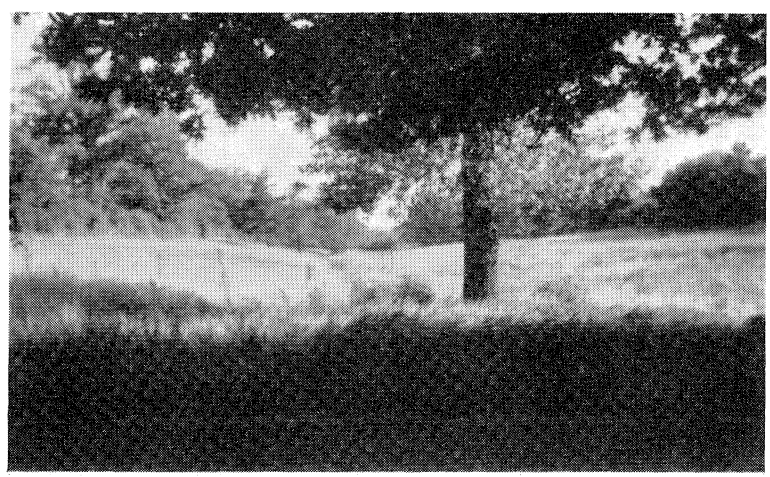
La répartition des interfluves est étonnamment régulière malgré leur dissection; ils sont orientés sensiblement E-W et restent parallèles les uns aux autres (fig. 28, p. 267) ; on distingue ainsi : l'éperon bifide de Beauvoir-Saint-Urbain, le plateau de la Robinière, le plateau du Moulin des Reliques, le plateau de Saint-Révérend à la Boule, le plateau de Landevieille-Vairé-Saint Julien des Landes, le plateau de Saint Mathurin-la Mothe Achard-le Girouard et le plateau d'Olonne au Moulin de la Gaillotière. Leur forme et leur orientation ressortent nettement sur cette figure qui représente les hautes surfaces couvertes de limon éolien.

La ligne de faîte des interfluves est pratiquement rectiligne et presque horizontale. Transversalement, ils forment des dos de terrain très plats dont les retombées latérales ont des pentes extrêmement faibles. (Cf. le

1. — Vue des environs de Legé, sur la vallée de la Logne. A l'horizon, à droite, le bois du Rondais.



2. — La Joltrie. Vallée d'un affluent du Graon. Le remblaiement flandrien forme une large plaine alluviale. L'entaille où coule le ruisseau est à peine marquée.



3. — Vallon très ouvert et symétrique. Le lit mineur n'a que 0,5 m. de largeur et de profondeur.

profil transversal de la Vallée du Ligneron, dépliants V, p. 131, VI, p. 137 et III, p. 47.)

Ces plateaux séparent les très larges dépressions où coulent les principales rivières actuelles : le Falleron, le Ligneron, la Vie, le Jaunay, l'Auzance, la Ciboule et la Vertonne; ils ont des contours très disséqués, festonnés ou lobés : celui de la Robinière est appelé dans le pays : « le plateau aux 17 sources ».

Lorsque l'on parcourt ces interfluves, on ne peut saisir d'un seul coup d'œil toute leur étendue, si monotone, car la végétation de ce pays de bocage s'oppose avec opiniâtreté aux vues d'ensemble; le regard se heurte constamment à des haies, et il faut s'estimer heureux si l'on voit deux ou trois champs en enfilade. On est d'autant plus agréablement surpris quand, du rebord extérieur de ces plates-formes, en haut du talus qui les limite, on aperçoit soudain devant soi une dépression d'une largeur inattendue (photo 1); il n'est pas toujours facile d'en reconnaître l'organisation, et ce relief bas qui moutonne paraît bien compliqué; on y devine de multiples dépressions, des dos de terrain orientés en tous sens; de plus, l'ensemble des formes est estompé, brouillé par la végétation; coupés par des haies, les replats qui longent les versants perdent leur netteté; cependant, trois faits dominent toujours la vision que l'on peut avoir du paysage, à partir des points hauts : la grande étendue des dépressions situées en contre-bas des plateaux, leur faible profondeur, et le tracé remarquablement droit de la ligne d'horizon.

Si, du haut de l'interfluve, on se rend vers les points bas, le paysage est continuellement changeant. Vers sa source, chaque ruisselet se camoufle au fond d'une étroite entaille, dans un vallon très doucement relevé sur les bords (photos 2 et 3); à mesure que la vallée s'avance vers l'aval, des talus se dressent et encadrent le fond qui reste toujours sensiblement plat (photos 4-5). A quelques kilomètres de la côte, les vallées s'encaissent davantage et l'un des versants peut former, au-dessus des eaux stagnantes de la rivière, un mur vertical, témoin d'une époque où le travail des eaux courantes était plus violent qu'aujourd'hui; dans ce secteur, les éperons interfluves sont taillés en facettes fortement inclinées (photo 6).

Vers la côte, dans le domaine des roches cristallophylliennes, les vallées prennent une grande ampleur; à la sortie du massif granitique, à Maché, l'entaille axiale de la vallée de la Vie atteint déjà 1,6 km de largeur, tandis qu'à l'aval, à Saint-Maixent, elle s'étale sur 3 km. A la Chaize-Giraud, celle du Jaunay a une ouverture comparable. Mais la largeur totale des dépressions est bien plus forte encore : au méridien de Saint-Christophe, l'entaille axiale de la vallée du Ligneron n'a que 3 km, tandis qu'entre les lignes de faîte des deux interfluves, la gouttière atteint 7,2 km.

4. — Vallon de la Paynière. Le fond de la vallée est plat, mais les bords se relèvent en berceau. Le ruisseau coule sur un épais remblaiement.

5. — Vallée de la Vie, près de Maché. Raide talus schisteux, dominant la plaine alluviale.

6. — Vallée du ruisseau de la Pinière. Éperon interfluve taillé à facettes. Le remblaiement de fond de vallée est presque plat. L'entaille du lit mineur n'a qu'un mètre de largeur.

Toutes les grandes vallées du versant ouest présentent les mêmes caractéristiques d'ensemble : très grande largeur et faible profondeur (généralement inférieure à 50 m) ; versants à pente faible (0,3 à 5 %). C'est vers l'aval que l'on observe localement quelques talus plus raides; mais leur inclinaison dépasse très rarement 15°.

Dans ces larges auges, bien des remblaiements se sont succédé; actuellement, outre certains restes de sédiments de l'ère secondaire, ce sont surtout les dépôts des terrasses quaternaires qui empâtent les versants et déterminent la formation de replats. Dans la partie moyenne et basse des vallées, le fond de ces larges dépressions est toujours très plat; l'entaille du lit mineur atteint 2 à 5 m de largeur et la profondeur n'en est que de 1 à 2 m. Tout à fait à l'aval, les interfluves s'estompent, et la plupart des rivières aboutissent à un marais littoral.

Ainsi, en pays cristallophyllien, les plateaux constituent de hautes surfaces de forme grossièrement elliptique, parallèles et nettement isolées les unes des autres par de très larges vallées, alors que sur les massifs granitiques, vers l'amont, les plateaux se prolongent en tous sens par des digitations plus ou moins larges.

L'existence de ces plateaux interfluves assez étendus et presque dépourvus de pente pose bien des problèmes : aucun relief ne les domine et, par ailleurs, toute la surface est occupée par des vallées. Non seulement, chacun d'eux se profile sur l'horizon selon une ligne droite, mais tous pourraient s'intégrer dans un plan idéal commun, tangent aux lignes de faîte. Comment se fait-il qu'aucune crête, aucun piton, aucun dôme ne s'élève au-dessus de ces plates-formes ? On peut se demander si ces interfluves, séparés par de larges vallées et actuellement tout dentelés, ont eu une genèse commune ou si au contraire ils se sont formés séparément ou successivement.

On serait tenté, à première vue, d'y voir le résultat d'aplanissements marins très étendus et vraiment parfaits; mais à y bien regarder, on constate que ces hautes surfaces planes sont des surfaces d'érosion tranchant des couches redressées et que l'épaisseur visiblement enlevée n'est pas compatible avec une telle hypothèse, car elle représente des milliers de mètres. Quelle mer aurait, sur toute cette étendue, enlevé une telle épaisseur de roches? Faut-il donc envisager une érosion de type continental, pour rendre compte d'une ablation aussi considérable ? On pourrait admettre, cependant, que l'érosion marine ait parachevé l'aplanissement d'une surface élaborée par d'autres processus.

D'autre part, il serait d'un grand intérêt de connaître la date de façonnement de ces hautes surfaces planes.

Enfin, dans l'interprétation des formes du relief, il est essentiel de déterminer si le creusement des vallées est contemporain de la genèse des plates-formes, ou s'il résulte de la destruction partielle de celles-ci.

L'un des traits les plus remarquables de ce réseau, sur le long versant occidental de la région, est certainement son orientation systématique d'ensemble E-W. Sur le versant méridional, une légère inclinaison amène les rivières à prendre une direction N-S, tandis qu'au N, ils vont en sens inverse. Cette triple orientation peut avoir de multiples causes et il nous faudra démêler la part qui revient aux influences structurales, tectoniques et autres.

L'examen de la carte structurale et de la carte géologique révèle, en outre, que le tracé d'ensemble du réseau hydrographique manifeste une indifférence presque totale à la structure, alors que, dans le détail, le jeu de l'érosion différentielle apparaît clairement (Dépliant I).

De l'examen des cartes aussi bien que de l'étude du terrain, ressort l'impression que la superficie occupée par les vallées l'emporte sur celle que représentent les plateaux. Par ailleurs, les vallées du versant ouest sont beaucoup plus larges et plus longues que celles du versant sud; ce fait est remarquable et l'explication n'en apparaît pas tout d'abord; le granite d'Avrillé serait-il plus difficilement entamé que les gneiss d'Apremont ?

Une autre question se pose, concernant l'ancienneté de ces vallées si nombreuses et relativement si larges, mais peu profondes; celles qui parcourent la plaine liasique et jurassique se sont-elles formées en même temps que celles qui descendent du massif granitique, et quelles ont pu être les étapes de leur creusement ? Les variations périodiques du niveau de base marin ont probablement exercé une influence sur ces courtes vallées littorales et leur creusement peut requérir des explications d'ordre eustatique et peut-être même glacio-eustatique. Enfin, des remblaiements divers, marins ou continentaux, n'ont-ils pas joué un rôle important dans l'histoire de ces dépressions ? A priori, la proximité de la ligne de rivage n'a pu manquer d'avoir des répercussions importantes sur l'évolution du réseau hydrographique.

3. La plaine méridionale liasique et jurassique. (Dépliant I et fig. 3, p. 82.)

A l'E des Sables-d'Olonne, entre Saint-Jean-d'Orbestiers et Mareuil-sur-le-Lay, le massif ancien est recouvert par le Lias et le Jurassique, au S d'une ligne passant par Talmond et Avrillé. Ces formations seront spécialement étudiées, à plusieurs reprises, en raison de leur intérêt paléogéographique. J'évoquerai ici quelques-unes seulement des formes de relief propres à ce

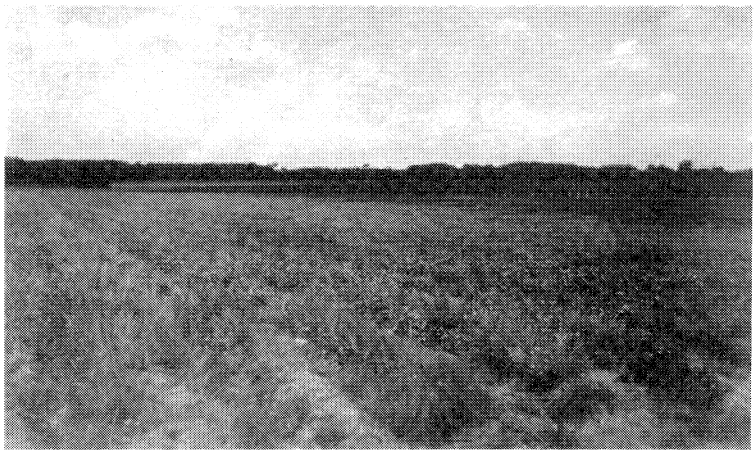
bassin; des surfaces structurales sont parfois représentées sur les plateaux et la superficie relative de ces derniers, par rapport à celles des vallées, est beaucoup plus importante que dans le Bocage. Le réseau hydrographique y est moins dense et moins encaissé. Sa disposition surtout est remarquable : sur le flanc nord du massif d'Avrillé, les cours d'eau coulant sur le granite descendent conformément à la pente, du N au S ou du N-NE au S-SW. En abordant les terrains liasiques, ils deviennent subséquents. Un relief de côte est bien développé au N de Longeville, à la limite du Lias supérieur et du Jurassique, surtout le long d'une bande passant par les Aires, Saint-Hilaire-la-Forêt, le Bernard et Le Breuil. Une autre forme typique des pays calcaires est représentée par la butte-témoin de Fontaine qui domine, de ses 30 m d'altitude, un très vaste ensemble : au S, la vue s'étend sur le marais poitevin, mais elle est arrêtée par le long cordon de dunes plantées de pins qui borde la côte. A l'W, le bassin jurassique de Longeville forme une basse et monotone étendue, tandis qu'au N, dominant la plaine, s'élève le talus sombre du Bocage...

4. Le bassin crétacé de Challans-Commequiers et le golfe redonien de Palluau. (Fig. 1 et fig. 10, p. 116.)

Sur la lisière occidentale de la région, entre La Garnache au N et Saint-Hilaire-de-Riez au S, s'étend un bassin sédimentaire, d'aspect tout différent du précédent; les dépôts sont d'âge crétacé, éocène et miocène. Ils forment un ensemble continu de 15 km de long sur 10 km de large; de nombreuses ramifications en partent vers l'E. L'altitude en est faible : au méridien de Commequiers, la surface du remblaiement sableux atteint 35 m, mais elle s'incline rapidement vers l'W et s'enfonce sous le marais.

C'est de l'éperon interfluve du Moulin des Reliques, à 1 km au NE de Commequiers, que l'on saisit le mieux l'originalité de ce petit bassin sédimentaire. La dénivellation entre le sommet du promontoire schisteux et la surface du Crétacé n'est pourtant pas très importante (20 à 30 m) et cependant le contraste est très net entre l'allure bosselée du massif ancien et la surface beaucoup plus plane du remblaiement secondaire, dans son ensemble; les vallées y sont encore plus évasées que dans le Bocage, les talus moins hauts, les formes mollement arrondies.

Entre Challans et Soullans, la surface des sables cénomaniens, plantée de bois de pins, est presque parfaitement plane (photo 7). La grande perméabilité de ce terrain raréfie les sillons hydrographiques, qui restent peu profonds. Rien n'est plus monotone que cette plaine de sable sur laquelle, l'été, on peut à peine marcher, tant le sol est brûlant, si ce n'est la plaine de cailloutis qui s'étend au SE de Challans, autour du Château des Chênes.



7. — Environs de Soullans. La plaine de remblaiement cénomanienne. Quelques cultures et des bois de pins sont installés sur ces sables et ces cailloutis.

Vers l'E, le golfe de Challans se prolonge par une large et longue digitation, qui va jusqu'à l'Herbretière. Le remblaiement cénomanien, large de 1 km, est limité au N et au S par les versants schisteux de la vallée du Ligneron. C'est à l'W de Saint-Christophe que l'aspect de cette petite plaine de remblaiement est le plus typique : elle est très allongée, presque plane et bordée par deux talus rocheux en pente relativement forte (photos 11 et 12, p. 120).

Un autre petit bassin sédimentaire existe à l'E de Touvois : le Crétacé y est représenté, ainsi que le Miocène; mais sa faible étendue ne lui donne pas une grande importance géographique.

Aux environs de Palluau et sous une partie de cette ville s'étend un golfe pliocène; le remblaiement redonien forme une cuvette à fond très plat dont l'influence sur la topographie est toute locale; en revanche, l'intérêt de ce gisement est grand pour l'histoire de la vallée de la Petite Boulogne.

La présence d'importants dépôts du Secondaire et du Tertiaire sur le socle ancien soulève maintes questions. Le Lias et le Jurassique forment un bassin sur la lisière méridionale de la région littorale vendéenne; des silex résiduels jalonnent sa bordure orientale et septentrionale; en apparence, la partie centrale et occidentale du Bas-Bocage ne supporte pas, elle aussi, de témoins de cet âge. Les transgressions du début du Secondaire n'auraient-elles pas recouvert l'ensemble du Bas-Bocage ? Il peut paraître hors de propos avec l'étude du relief de rechercher dans quelles conditions a pu se produire la grande transgression liasique; mais on verra, au contraire, que le rôle de la surface préliasique fossilisée est encore primordial, pour l'interprétation des formes actuelles du terrain.

Si le Lias et le Jurassique manquent sur la côte occidentale (5 *bis*), en revanche c'est là que se trouve le bassin crétacé, éocène et miocène de Challans-Commequiers. Les causes de cette répartition n'apparaissent pas de prime abord, mais l'étude géomorphologique de ces bordures est peut-être susceptible de fournir une réponse à cet important problème. Des conditions locales n'ont-elles pas favorisé l'envahissement de certains secteurs par telle ou telle transgression marine ?

La compréhension du relief actuel requiert de solides données paléogéographiques et il n'est pas du tout indifférent de savoir si toutes les transgressions sont bien venues du S ou de l'W. Le manque de relief de la Vendée littorale pourrait faire supposer que d'importants aplanissements ont résulté du passage de plusieurs mers sur une partie notable de la région; mais ces ennoiements passagers n'ont-ils pas eu d'autres effets, beaucoup plus durables ?

5. La frange côtière et le Plateau continental, au large de la Vendée.

(Dépliant XI, p. 457.)

C'est de manière très variée qu'a lieu le contact entre le continent et la mer; tantôt une falaise relativement haute se raccorde à angle droit avec l'estran rocheux, tantôt les terrains de la bordure littorale s'abaissent lentement vers la mer et passent sur l'estran sans former de ressaut; sur certaines parties de la côte, la ligne de falaise, très sinueuse, manque souvent de netteté : des chicots rocheux, alignés dans le prolongement des caps, se dressent sur l'estran. Ailleurs, la côte est bordée de dunes qui dominent de cinq à six mètres un large estran rocheux très plat. Enfin, en avant des marais, les plages sableuses passent en continuité au cordon dunaire.

Dans les falaises qui bordent une partie de la côte vendéenne, il est facile d'observer de multiples petits accidents tectoniques : fossés d'effondrement encadrés par des failles, blocs basculés, décrochements de quelques mètres d'amplitude verticale... La présence d'une couverture sédimentaire plaquée sur le socle ancien, le long d'une grande partie de la bordure côtière, facilite beaucoup la reconnaissance et l'analyse de ces dislocations. Celles-ci aideront à préciser la genèse de la ligne de côte actuelle, les raisons de son orientation, les causes de la présence des îles d'Yeu et de Noirmoutier. J'ai déjà signalé la vaste superficie occupée par les marais, profondément enfoncés au cœur de la région littorale. Ne peut-on évoquer, pour expliquer leur existence, des mouvements d'affaissement locaux ou des phénomènes de subsidence ?

D'autre part, des surfaces bien aplanies bordent une partie du

(5 *bis*) A l'exception de l'important témoin de Champclou.

littoral et il serait tentant d'y voir l'effet de l'abrasion marine, en particulier au cours des invasions les plus récentes de la mer. L'étude détaillée des formes et des dépôts qui leur sont associés permettra peut-être de démêler la part exacte qu'il faut attribuer aux hauts-niveaux quaternaires — ou à des transgressions plus anciennes, — dans le façonnement des plates-formes côtières.

Enfin, l'interprétation des formes du relief actuel se passe difficilement d'une étude approfondie du Plateau continental, actuellement immergé, mais dont une partie au moins a pu se trouver émergée, au cours de périodes plus ou moins lointaines. La plate-forme sous-marine semble remarquablement peu accidentée. Elle est tapissée en grande partie par des formations meubles (sable, galets, coquilles), dont on ne connaît pas l'épaisseur. Les vallées les plus importantes ne se prolongent, sur les cartes marines, que par de très faibles dépressions : en face de la Vie, les isobathes de 3, 5, 10 et 20 m subissent une légère inflexion; en face de l'embouchure du Payré, on ne remarque aucune échancrure et cependant on sait que le fond rocheux de la rivière se trouve, dès Talmond, à plusieurs mètres au-dessous du niveau de la mer. Le feutrage qui tapisse le plancher rocheux ne permet nulle part de suivre sous l'Océan les formes des vallées ensevelies.

Dans l'ensemble, la pente du plateau continental est faible. De Sauveterre à Saint-Vincent-sur-Jard, l'isobathe de 5 m se trouve entre 0,5 et 1 km de la côte et celle de 10 m est placée entre 1 et 3 km; celle de 20 m se trouve à 3 km en face des Barges, mais s'éloigne à 13 km au large de la Mine et du Payré.

Bien que des accidents tectoniques nombreux, mais d'ampleur minime, jalonnent le tracé de la côte actuelle, la bordure interne du plateau continental conserve, comme la région côtière elle-même, une pente relativement faible (0,3 à 1 %).

En conclusion, entre la zone émergée et la zone immergée n'existe qu'un très léger talus; à l'W de la faille de Chantonnay, le continent s'abaisse doucement vers l'Océan, puis, selon une pente à peu près égale, glisse sous les flots. La continuité apparente entre le Plateau continental et le Bas-Bocage suggère l'idée que ces deux domaines ont pu avoir momentanément une évolution commune.

6. Les problèmes tectoniques.

Dans l'ensemble du Bas-Bocage, les relations entre le relief et les grandes directions tectoniques posent maints problèmes : on a vu plus haut que le tracé des vallées n'était guère influencé par la présence de roches dures et qu'il avait peu de rapports avec la direction des grands plis anticlinaux hercyniens. Le rôle des cassures serait-il plus marqué ?

Le vieux massif vendéen est affecté par des accidents importants, tels que failles, zones faillées, zones de broyage, zones de torsion des couches; de tels phénomènes ne peuvent manquer d'exercer une influence sur le relief; et à supposer que leur action directe soit peu marquée, des mouvements posthumes atténués n'ont-ils pas suivi les phases paroxysmales ? Les vieilles cassures ont pu rejouer à plusieurs reprises; et l'on peut même se demander ce qui a exercé le plus d'action sur le relief actuel : les accidents anciens de grande amplitude, ou les accidents de faible envergure, mais bien plus récents.

7. Problèmes climatiques.

Enfin, un important problème concerne les conditions climatiques sous lesquelles s'est formé le relief de cette région; les processus morphogénétiques entraînés par le climat tempéré humide qui règne actuellement sont-ils susceptibles d'avoir élaboré le modelé de la Vendée littorale, au relief si faible mais aux vallées démesurées par rapport aux écoulements actuels ? La largeur étonnante des gouttières fluviales, sur le versant occidental, laisse supposer que, dans le passé, ont eu lieu des phases d'érosion importantes, impliquant des conditions climatiques très différentes de ce qu'elles sont aujourd'hui.

Le climat de la Vendée (6) peut être défini en fonction de sa flore : « La région entre Loire-Atlantique et Gironde apparaît comme une zone de contact entre une flore septentrionale, correspondant à un climat doux et humide mais plus froid, et la flore du plus septentrional des sous-secteurs aquitaniens ». Gaussen (7). La présence de chênes-verts, de plantations de Pinus-Pinaster sur lequel on a pu pratiquer le gemmage, l'importance ancienne des marais salants tout le long de la côte (8), rapprochent le climat de Vendée du climat méditerranéen. La moyenne annuelle des précipitations est de 700 à 750 mm aux Sables-d'Olonne. C'est novembre qui a le maximum de pluviosité et août le minimum.

En raison de sa planitude, la bande littorale est relativement à l'abri des masses d'air humides qui vont se heurter contre le rebord du Haut Bocage, beaucoup plus arrosé. Le long de la côte, la répartition des pluies se fait sur un nombre de jours assez faible; les chutes sont brèves et peuvent être violentes, mais le ciel redevient très vite lumineux et clair.

L'étude détaillée des formes du terrain permettra peut-être de démêler quelle a été l'importance relative des facteurs climatiques et des facteurs eustatiques, dans l'évolution du modelé des dépressions d'origine fluviatile.

---

(6) Sur ce sujet, cf. J.-J. Douteau (1896), M. Sorre (1904), L. Papy (1940), M. Gautier (1956), P. Garenc (1957).

(7) H. Gaussen. Atlas de France, carte n° 26. Régions florales, étages et zones de végétation.

(8) Le nom d'Olonne rappelle le terme celtique signifiant le sel.

III. — LES MÉTHODES EMPLOYÉES

A) L'ÉTUDE DU TERRAIN

Les traits caractéristiques du relief d'un pays et l'harmonie des ensembles sont saisis par l'observation directe, mieux que de toute autre manière. C'est sur le terrain que se posent la plupart des problèmes et bien souvent, c'est par le retour au terrain que l'on peut en résoudre quelques-uns...

La vision directe est synthétique et par là même *construit le paysage,* alors que la plupart des autres moyens d'étude sont plus analytiques; elle permet de classer les formes, d'établir leurs rapports, de suggérer des explications et des interprétations. Cependant, elle reste superficielle et incertaine, sans une connaissance approfondie du substratum; en effet, beaucoup de problèmes requièrent une solution d'ordre géologique. La Géologie est une des bases indispensables de toute recherche géomorphologique; elle seule permet de déterminer la nature et l'extension des différents types de roches, de localiser exactement les bassins sédimentaires, de déceler les influences structurales sur le modelé, de trouver les zones de faiblesse, de délimiter les régions stables ou instables. Dans bien des cas, des gisements-témoins, même très peu étendus, peuvent avoir la plus haute importance, en fossilisant certaines surfaces. On en verra plusieurs exemples dans le courant de ce travail.

Les dépôts de couverture contribuent à dater les formes du relief sous-jacent et peuvent éventuellement permettre de retrouver les conditions climatiques et les circonstances de leur genèse; ils apportent parfois un témoignage précis sur la date plus ou moins récente de la fossilisation.

Mais un obstacle majeur s'opposait en Vendée littorale à une étude géomorphologique appuyée sur de solides bases géologiques : l'insuffisance des cartes, déjà anciennes.

Malgré les importants travaux de G. Mathieu sur la Vendée, d'ailleurs consacrés surtout au Haut-Bocage (Cf. Bibliographie, travaux de 1932 à 1957), seules les grandes lignes de l'histoire géologique en étaient connues.

Plus de deux années de recherches sur le terrain m'ont conduite à une refonte complète des cartes des Sables-d'Olonne et de Palluau; ce fut presque constamment une véritable exploration, souvent passionnante. L'étude géologique de la région représentée sur ces deux cartes nécessita la récolte et l'étude de 11 000 échantillons et l'examen pétrographique de 1 200 plaques minces que j'ai étudiées moi-même (9). De nombreux fossiles

(9) J'ai été bien aidée dans cette étude par les conseils de M. l'Abbé Pierre Bordet, à qui j'exprime toute ma reconnaissance.

ont été récoltés, dans les gisements où ils présentaient un intérêt capital pour la genèse du relief. Leur détermination a été confiée aux bons soins du personnel du Centre de Documentation paléontologique du Museum (10).

B) L'ÉTUDE DES PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES EN VISION STÉRÉOSCOPIQUE

Après la restitution des photographies aériennes par triangulation radiale, il est possible d'effectuer une mise en place rigoureuse des éléments du relief, de l'hydrographie, etc. (on constate souvent de sérieuses différences avec les anciennes cartes en hachures). En permettant une analyse extrêmement fine des formes du terrain, cette technique favorise leur interprétation et suggère maints problèmes.

L'étude stéréoscopique des photographies aériennes permet d'établir des rapports étroits entre les formes du relief, la nature du sol et la structure. Un temps considérable peut être gagné sur la prospection au sol, et, dans bien des cas, seules des vérifications sont nécessaires.

Dans une région pauvre en végétation, les formes engendrées par les différents types de roches permettent de discerner la nature des couches; il devient possible d'effectuer des mesures de pendage et de direction. Les éléments structuraux, qui ont une si grande importance sur le relief, sont immédiatement décelés sur les photographies aériennes : le tracé des failles peut être suivi avec une rigoureuse précision, souvent mieux qu'au sol et les cassures sont aisément repérées. Les rapports entre l'orientation du réseau hydrographique et les accidents du terrain ressortent nettement : des segments de rivières systématiquement parallèles ou orthogonaux jalonnent souvent des lignes de fractures; des zones de broyage, suivies par des cours d'eau, sont aisément identifiées. Les escarpements de failles peuvent être tracés avec une rigoureuse précision et leur dénivellation est facilement mesurée.

En vision stéréoscopique, il est possible de situer exactement les ruptures de pente, les limites des concavités et des convexités, de préciser ou de rectifier les profils que l'on aurait éventuellement établis à l'aide d'autres documents.

Pour l'étude d'une région au relief aussi faible que la Vendée littorale, l'hyperstéréoscopie est un précieux avantage; elle permet de saisir les nuances les plus fines du relief, les moindres contrastes, les formes à peine esquissées, que l'œil même ne perçoit pas toujours nettement.

(10) Je prie M. Jean Roger et ses collaborateurs : Mme Freneix, MM. Brébion, Bugé et Goumard, de recevoir tous mes remerciements; à MM. Butel, Boulanger et Valensi, j'adresse l'expression de ma vive gratitude.

Même en pays couvert, cette étude rend les plus grands services : en effet, aux différents types de sols correspondent différents types de végétation et certaines nuances de teintes permettent de déceler des dépressions humides ou au contraire de cartographier les zones bien drainées.

Les cartes géomorphologiques permettent de faire la synthèse de toutes ces observations.

C) L'ÉTUDE QUANTITATIVE DU RELIEF ET DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

Une étude de Géomorphologie un peu approfondie ne saurait se passer d'un emploi fréquent de la *mesure*. L'analyse qualitative, si fine et si subtile soit-elle, ne suffit évidemment pas, et l'analyse du relief doit être fondée sur des données quantitatives aussi nombreuses que possible. Nécessaires à la simple description des formes du terrain, celles-ci sont indispensables à leur comparaison.

C'est par des analyses morphométriques que j'ai entrepris l'étude des bassins hydrographiques; j'ai calculé tous les indices susceptibles de caractériser le degré de dissection de cette région et l'originalité du système de drainage. Des valeurs numériques obtenues dans d'autres régions permettraient certainement de fructueuses comparaisons.

Une partie relativement importante de ce travail a été consacrée à l'analyse hypsométrique des bassins hydrographiques de la Vendée littorale, afin de déceler leurs caractéristiques, leurs ressemblances et leurs différences. En déterminant la valeur du volume rocheux dans une région donnée, en étudiant la répartition des surfaces en fonction de l'altitude, en traduisant l'ampleur de l'érosion dans les différentes parties des bassins, les données hypsométriques ont un très grand intérêt géomorphologique; elles sont une des bases de la description quantitative des éléments essentiels du relief. De plus, cette analyse peut permettre la découverte de certaines des lois qui président au creusement des bassins hydrographiques; enfin, elle est apte à déceler les déformations tectoniques.

Pour l'étude de certaines vallées particulièrement importantes, une base rigoureuse a été donnée à l'analyse géomorphologique, par l'établissement de profils, levés à la planchette (11). Tous ont eu pour point de départ et d'arrivée des points trigonométriques ou des repères de nivellement. C'est par cette méthode qu'ont été établies les coupes fondamentales des vallées du Ligneron, du Troussepoil et du Graon, car les faits observés y avaient une valeur particulièrement significative et une portée générale.

---

(11) J'adresse mes remerciements renouvelés à M^lle^ Y. Beigbeder, qui a bien voulu m'aider dans ce travail délicat.

La précision des mesures a permis de noter les moindres dénivellations et dans plusieurs cas, les enseignements tirés du profil ont éclairé ou même dépassé les observations faites sur le terrain et permis de poser de nouveaux problèmes. En enregistrant les nuances les plus fines du modelé, les levés permettent de faire une description minutieuse des formes et, par suite, de mieux les interpréter. Le modelé des interfluves, des versants et des fonds de vallées est ainsi connu avec une rigoureuse précision et peut servir à caractériser le relief. Dans la vallée du Ligneron, la mesure exacte de la pente des versants a permis d'évaluer avec vraisemblance la valeur de l'érosion à différents moments et notamment en période périglaciaire. Tout au long des levés, des prélèvements d'échantillons ont été faits, en vue de rechercher les rapports des formes et des dépôts. Cette corrélation a souvent permis l'interprétation et la datation des différents éléments des profils. Sur ces derniers on a porté l'indication des altitudes, des pentes (calculées pour de nombreux secteurs), les lieux de prélèvement d'échantillons et la nature des formations corrélatives (après leur étude approfondie au laboratoire).

La lenteur du cheminement, lors des levés à la planchette, m'a empêchée d'en faire un plus grand nombre et j'ai dû utiliser souvent le baromètre; manié avec maintes précautions, cet instrument peut donner des résultats très satisfaisants. L'instrument employé était un Naudet, à altitude maximum de 700 mètres. Les précautions observées ont été les suivantes : éviter rigoureusement les chocs; n'effectuer de mesures que si la pression était suffisamment stable; faire les mesures très rapidement, dans un espace de temps de quelques minutes à une demi-heure au maximum; toujours recommencer l'opération, afin de vérifier le résultat obtenu.

D) L'ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

Elle est indispensable dans un travail de Géomorphologie car l'interprétation des formes du terrain oblige bien souvent à rechercher si les formations superficielles sont d'origine marine ou continentale, et quel est leur âge; si elles sont épaisses, elles engendrent le modelé; elles peuvent aussi permettre de connaître l'âge de la surface qu'elles ensevelissent et fournir une chronologie relative.

L'analyse des dépôts superficiels conduit parfois à retrouver les traces des climats du passé, si importants pour savoir quels systèmes morphogénétiques se sont succédé dans la région : il en est ainsi, par exemple, pour les coulées de solifluxion, formées en période périglaciaire, ou pour une cuirasse formée pendant une phase climatique, de type soudano-guinéen; la reconnaissance de formations désertiques, telles

que des sables totalement éolisés et des cailloux à facettes, permet de savoir que des conditions climatiques, défavorables aux formes « normales » de l'érosion, ont régné dans la région pendant une durée assez longue. Que d'enseignements féconds peuvent être apportés aussi par l'étude des paléo-sols...

Dans une région aussi peu connue que la Vendée, — et aussi bien pourvue de formations superficielles —, l'interprétation du relief a nécessité un très grand nombre d'analyses. Afin de déterminer l'origine marine, fluviatile ou éolienne de certains sédiments et les conditions exactes de leur dépôt, j'ai effectué environ 1 000 analyses morphoscopiques de sables (12), 10 études morphométriques de galets, 200 analyses granulométriques de sables et de galets, 16 études granulométriques de la partie fine des limons éoliens et de quelques argiles (par la méthode à la pipette).

Pour connaître l'origine de la fraction sableuse de nombreux échantillons, j'ai étudié plus de 100 préparations de minéraux lourds, au microscope polarisant.

En Vendée littorale, certains sédiments argileux ont une importance capitale pour l'interprétation et la datation du relief actuel; leur étude a nécessité l'emploi des rayons X, de l'analyse thermique différentielle et de la thermo-balance (pour l'identification des minéraux argileux). J'ai aussi utilisé l'analyse pollinique, mais les nombreuses préparations que l'on m'a faites (13) n'ont malheureusement pas fourni beaucoup de données utiles, vu leur pauvreté en pollens.

Les résultats de ces analyses ont été mis sous forme de graphiques (dont quelques-uns seulement figurent dans cet ouvrage). Les courbes granulométriques permettent d'étudier la répartition des particules constituant les dépôts, et leur degré de classement. Il est souvent possible de distinguer ainsi les sables fluviatiles, marins ou éoliens; grâce à ce procédé, les terrasses quaternaires peuvent être classées en groupes bien distincts.

J'ai dessiné les courbes granulométriques semi-logarithmiques et canoniques concernant la partie fine des limons éoliens, afin de montrer la véritable nature et l'homogénéité de ce dépôt, jusqu'ici mal interprété et pourtant d'une importance si considérable pour l'étude de la surface topographique actuelle en Vendée (14). Le tableau de courbes morphoscopiques ne représente qu'une infime partie du travail effectivement réalisé.

---

(12) Je dois une reconnaissance particulière à M. A. CAILLEUX, pour m'avoir initiée à cette technique et pour avoir suivi, avec une grande complaisance, les progrès de mes recherches en Vendée.

(13) Que M^lle^ DURAND veuille bien trouver ici l'expression de ma vive gratitude.

(14) J'adresse à M. le Professeur RIVIÈRE mes plus vifs remerciements, pour m'avoir permis de mener à bien, dans son laboratoire, cette longue étude sédimentologique; que M^lles^ S. VERNHET et R. FRIDMAN soient aussi remerciées de leur grande obligeance.

Les courbes granulométriques et morphoscopiques permettent de se faire une idée précise des conditions de dépôt du sédiment, et de déceler les phénomènes de remaniement, fréquents dans les formations corrélatives.

E) LA RECHERCHE DES TRACES DE PALÉO-CLIMATS ET L'UTILISATION DES DONNÉES DE LA PÉDOLOGIE

Les formes actuelles du relief, en Vendée littorale, sont sans vigueur; l'altitude d'ensemble est basse, les vallées sont très larges, mais peu profondes; en revanche, la dissection est relativement très poussée. Le climat actuel est-il susceptible de rendre totalement compte des caractéristiques morphologiques de la région, ou bien certaines de celles-ci ne seraient-elles pas un héritage de systèmes morphogénétiques anciens et tout différents de l'actuel ?

Dans cette recherche, il n'est guère de jalons plus précieux que les traces de paléo-climats. J'ai recueilli, en Vendée, beaucoup d'indices fournis par les paléo-sols fossilisés sous des sédiments datés. Les roches très altérées et les argiles, vestiges de sols formés dans un lointain passé, ont été étudiées aux rayons X ou à l'analyse thermique différentielle; la colorimétrie des sédiments a été faite à l'aide de la Charte des couleurs; les cuirasses ferrugineuses ont été étudiées par analyse chimique. Toutes ces études ont permis de savoir sous quels climats s'écoulèrent les longues périodes géologiques au cours desquelles s'élabora une partie des formes actuelles du terrain. Les systèmes d'érosion correspondants eurent une influence bien plus importante qu'on n'aurait pu le supposer à priori.

Périodes chaudes et sèches, périodes de climat tropical humide, phases tempérées, périodes de climat périglaciaire tantôt humides, tantôt désertiques, ont laissé des traces indiscutables dans le modelé de cette région et marqué de leur empreinte vigoureuse les formes du relief actuel.

F) LA PERSPECTIVE HISTORIQUE

Enfin, mon souci constant a été d'associer la description des formes au devenir de la région; c'est donc dans *une perspective historique* qu'a été écrit ce travail. En profitant de toutes les ressources offertes par la géologie, la pétrographie, la paléontologie, la sédimentologie, l'étude des paléoclimats, j'ai souvent essayé, dans cette étude de Géomorphologie, de « reconstituer un passé lointain, pour expliquer les formes présentes ». (F. Ruellan, 1956, p. 21).

Le plan chronologique résolument adopté dans la deuxième partie, est sans doute peu habituel dans une étude de ce genre; il m'a cependant paru le plus logique; en effet, il est de peu d'intérêt de constater,

dans le paysage actuel, la trace isolée de quelque phénomène géographique du Secondaire ou du Tertiaire : ces vestiges ne prennent toute leur signification vis-à-vis de l'état présent du terrain *que s'ils sont replacés dans leurs ensembles morphologiques propres*. Chacune des étapes morphogénétiques est un maillon indispensable à connaître, dans le défilé de paléogéographies qui a abouti au relief actuel. Il m'a semblé que la bonne compréhension de celui-ci ne pouvait se fonder que sur une rétrospective explicative aussi complète que possible, et non sur un rappel très sporadique de ce qui pouvait s'être passé à telle ou telle époque.

PLAN DU TRAVAIL

Dans la Première Partie sont sommairement décrits les grands traits de la stratigraphie et de la structure du Massif ancien, en Vendée littorale. Ces données constituent une base indispensable à la description correcte et à l'interprétation des formes du terrain.

La Deuxième Partie retrace quelques-unes des étapes qui ont marqué la genèse du relief de cette région. L'état actuel du terrain, en Vendée littorale, est l'aboutissement d'une histoire particulièrement ancienne et très complexe : on verra le rôle important que jouent, encore aujourd'hui, des modelés anciens, récemment exhumés, jalonnés par des dépôts-témoins. Le meilleur moyen de saisir toute la signification géomorphologique des paysages est de décrire le déroulement de cette évolution, dans son intégralité, au lieu de se contenter de tel ou tel détail, sans pouvoir le replacer réellement dans l'ensemble morphoclimatique dont il faisait partie. Dans cet esprit, le plan chronologique était le seul possible : on ne raconte pas l'histoire en remontant le temps.

La Troisième Partie est spécialement consacrée à l'étude quantitative du relief.

La Quatrième Partie a pour objet l'étude de la bande côtière.

Dans *la Cinquième Partie,* sont exposés les résultats généraux et les conclusions.

N.B. — A la demande de la Commission du Ministère de l'Education Nationale, chargée de l'attribution de subventions pour l'impression des thèses de Doctorat, le texte primitif de cet ouvrage a été réduit de 100 pages, ce qui a nécessité un réaménagement d'ensemble de la présentation. Mais l'esprit de ce travail est, bien entendu, resté le même.

PREMIÈRE PARTIE

GRANDS TRAITS DE LA STRATIGRAPHIE ET DE LA STRUCTURE DU MASSIF ANCIEN, DANS LA RÉGION LITTORALE VENDÉENNE

POUR BIEN PEINDRE UN PAYSAGE, JE DOIS DÉCOUVRIR D'ABORD LES ASSISES GÉOLOGIQUES.

CÉZANNE.

Les pages qui suivent n'ayant d'autre but que d'expliquer le relief du sol, je ne ferai qu'une rapide esquisse de l'histoire géologique de la région; celle-ci est cependant nécessaire; ici comme ailleurs, la structure du socle commande les grandes lignes de l'architecture du relief; mais en Vendée, c'est surtout le modelé de détail qui est étroitement lié — quoique d'une façon non spectaculaire — à la nature des roches.

La grande stabilité de la Vendée littorale à travers le temps est une des conditions de l'ancienneté de certaines de ses formes; seule, l'analyse géologique peut fournir la raison structurale de cette remarquable pérennité.

CHAPITRE I

LE BRIOVÉRIEN[1] DE LA RÉGION LITTORALE[2]

Ce terme a été créé par Ch. Barrois en 1899 pour désigner certains terrains anciens et non fossilifères (3) du Massif armoricain, — en particulier les schistes plissés renfermant des bancs de phtanite qui, à St-Lô, sont recouverts par le Cambrien discordant.

En Vendée, près de la moitié de la superficie de la région est occupée par des formations schisteuses, localement métamorphiques.

L'ensemble est désigné sur les cartes géologiques par la lettre X. G. Mathieu (1932 à 1952) a montré que, dans le Bocage, cet X supportait localement des terrains datés du Primaire (Cambrien, Silurien, Dévonien et Carbonifère).

Si les phtanites qu'il renferme sont de même âge que ceux de St-Lô, le Briovérien de Vendée est précambrien; seules des datations absolues permettront de le savoir. D'ailleurs, son épaisseur, égale à plusieurs milliers

(1) De BRIOVERA : Saint-Lô.
(2) Cette région correspond en partie à l'étendue des cartes géologiques des Sables-d'Olonne et de Palluau, révisées par l'auteur.
(3) A l'exception des phtanites.

de mètres, laisse penser que cet ensemble de terrains a dû se former au cours d'une très longue période.

A) STRATIGRAPHIE (Dépliant I et fig. 2)

La description de quelques coupes fera connaître rapidement la nature des différentes couches qui forment le Briovérien de la région littorale (4).

1. Coupe S-N, de la Chaume à Sauveterre (a, sur le dépliant I)

De la grande jetée des Sables-d'Olonne jusqu'à Sauveterre, des affleurements presque continus permettent d'observer la suite des terrains qui, dans l'ensemble, ont une direction N 80° à 100° W et un pendage de 20 à 50° vers le N (30° en moyenne). De la Chaume à l'Aubraie, les falaises fournissent une excellente coupe naturelle; vers le N, de vastes estrans rocheux permettent d'observer les schistes cristallins de moins en moins métamorphiques.

Puissance des couches	Localités	Roches métamorphiques	Roches originelles
380 m	Sauveterre..... (5)	Micaschistes à mica blanc, à intercalations de cipolins et de schistes graphiteux.	Schistes à bancs calcaires et couches graphiteuses.
190 m	Chardrie.....	Rhyolite métamorphique.	Coulées de rhyolite interstratifiées.
215 m	L'Anc..... Le Noir.....	Micaschistes à deux micas, à intercalations de cipolins et de micaschistes graphiteux.	Schistes à bancs calcaires et marneux et couches graphiteuses.
650 m	Chaillé..... Les Chevaux....	Micaschistes feldspathiques à deux micas, à bancs gréseux.	Schistes et grès en petits bancs alternants, de quelques centimètres d'épaisseur.
25 m	La Courmarin...	Leptynite.	Quartzite.
1 000 m	La Chaume.....	Gneiss et leptynites (migmatites).	Schistes et grès.

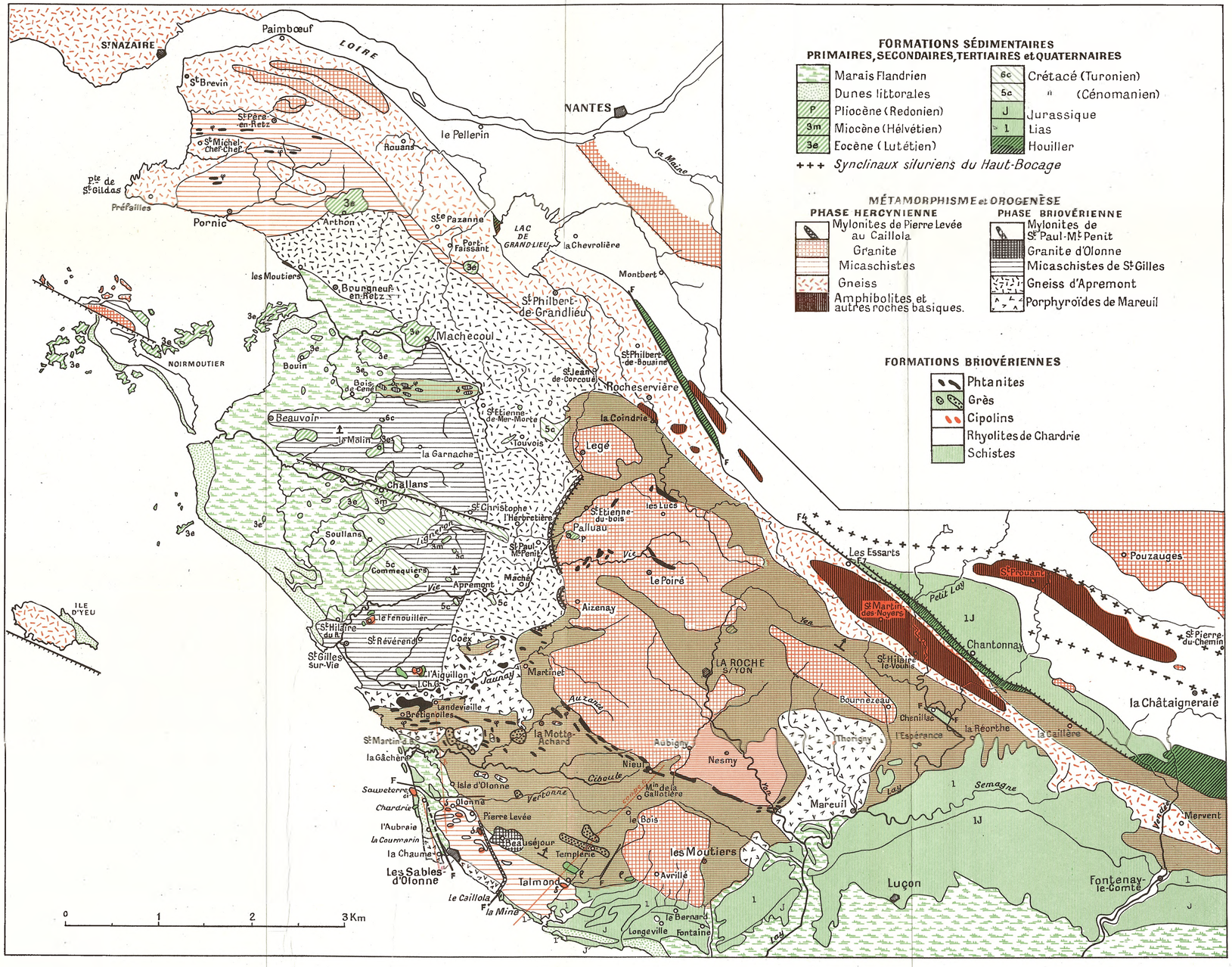
2. Coupe S-N, de la Garlière à Landevieille (b, sur le dépliant I)

Longeant la côte ouest, à une distance de 3 à 7 km, elle traverse les niveaux supérieurs de la première coupe et permet d'observer, en outre, la succession des assises plus récentes.

(4) Les descriptions qui suivent sont toutes fondées sur les observations personnelles de l'auteur; mais bien des traits de la géologie de cette région avaient déjà été reconnus par G. Mathieu (1937 *b*).

(5) Les galets de phtanite que j'ai signalés en 1950 sont en réalité des figures de métamorphisme. Il ne faut pas en tenir compte.

CARTE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE DE LA VENDÉE LITTORALE



Dépliant I

Localités	Roches métamorphiques	Roches originelles	Equivalents sur les autres coupes
Landevieille....	Schistes à bancs de phtanite.	Schistes à bancs de phtanite.	Schistes à phtanite de Nieul.
La Mulinière...	Schistes et grès micacés.	Schistes et grès à gros grain.	Schistes et grès micacés de Templerie.
Ile d'Olonne...	Schistes à séricite.	Schistes.	Schistes.
La Garnaudière.	Micaschistes à mica blanc, avec intercalation d'amphibolite.	Schistes à banc marneux	Micaschistes et cipolins de Sauveterre.
Moulin de la Salle	Rhyolite métamorphique.	Rhyolite en coulées interstratifiées.	Rhyolite de Chardrie.
La Pallotière...	Micaschistes à deux micas, avec intercalation de quartzite rose et de schistes graphiteux.	Schistes, grès et niveau graphiteux.	Micaschistes graphiteux du Noir.
Fonsouce.....	Micaschistes à deux micas et cipolins.	Schistes à bancs calcaires.	Micaschistes à cipolins du Noir.
La Garlière....	Micaschistes feldspathiques, à 2 micas, à bancs gréseux.	Schistes et grès en petits bancs alternants.	Micaschistes de Chaillé, des Chevaux et de la Mine.

Tous ces terrains sont dirigés de 70 à 90° W; ils plongent, dans l'ensemble, de 30° vers le N ou le NE; mais au N de l'Auzance, ils sont bouleversés et hachés de failles.

3. Coupe SW-NE, de la Mine à Nieul-le-Dolent (c, sur le dépliant I)

Elle recoupe tous les terrains, depuis la côte au SE des Sables-d'Olonne jusqu'au massif granitique d'Aubigny, sur 20 km de longueur. Dans l'ensemble, la direction des couches est de 70° W et le pendage de 20° vers le NE.

Localités	Roches métamorphiques	Equivalents sur les deux premières coupes
Nieul.....	Schistes à phtanite.	Schistes à phtanite de Landevieille.
Le Bois.....	Schistes et grès blancs micacés.	—
Templerie.....	Schistes et grès micacés à gros grain.	Schistes et grès micacés de la Mulinière.
Talmond (Gramet).....	Rhyolite métamorphique.	—
La Pinière.....	Schistes chloriteux à intercalation d'amphibolite.	Cipolins de Sauveterre et amphibolite de La Garnaudière.
La Mine des Essarts.....	Micaschistes feldspathiques à bancs gréseux, à deux micas.	Micaschistes et grès en petits bancs de Chaillé, des Chevaux et de la Garlière.

Remarques

Plusieurs de ces niveaux et en particulier les grès de Templerie reviennent à l'affleurement plusieurs fois, à la faveur de failles de relèvement. L'épaisseur totale des terrains traversés par la coupe est de 4 000 m environ.

En conclusion, ces trois coupes et l'examen du dépliant I permettent de voir que les schistes dominent dans cette région. *Au point de vue géomorphologique,* les roches les plus importantes sont les rhyolites, les microgranites, les granites, les grès de Templerie et les phtanites, qui déterminent la formation de très légers reliefs au-dessus des schistes avoisinants.

4. Au N de la région de Landevieille, jusqu'à St-Michel-Chef-Chef, les terrains sont légèrement métamorphiques, ce qui rend parfois malaisée l'identification de leur nature originelle. Néanmoins, il est possible de reconnaître, dans cette région, quelques-uns des niveaux repères déjà traversés dans les trois coupes : autour de l'Aiguillon-sur-Vie, des rhyolites et des amphibolites — que l'on peut assimiler aux niveaux de Chardrie et de Sauveterre — forment une petite cuvette synclinale. On retrouve les mêmes couches au Fenouiller, à 3 km au NE de St-Gilles. De Landevieille aux Lucs-sur-Boulogne, en passant par Coëx, Martinet, Palluau, des bancs de phtanite sont ramenés un grand nombre de fois à l'affleurement sous des influences tectoniques (6).

Entre Bois-de-Cené et St-Etienne-de-Mer-Morte, un petit anticlinal de micaschistes albitisés, orienté d'E en W, comprend quelques bancs de phtanite.

Enfin, entre la Pointe St-Gildas et St-Père-en-Retz, de nombreuses couches de phtanite, dirigées elles aussi E-W, sont incluses dans les micaschistes.

B) LES ROCHES MÉTAMORPHIQUES BRIOVÉRIENNES

Leur influence morphologique est en rapport étroit avec leur degré d'écrasement. C'est pourquoi je donnerai quelques précisions à ce sujet. Les manifestations volcaniques sont nombreuses dans le Briovérien de la région littorale. Ce sont exclusivement des formations acides (rhyolites et microgranites).

Les roches rhyolitiques et microgranitiques se présentent sous des faciès variés : localement, la roche est massive, presque dépourvue d'écrasement et constitue des pointements d'assez grande étendue (Saint-Martin-

(6) Cf. MATHIEU, 1937 *a* et *b*. C'est au Professeur G. MATHIEU qu'est due la découverte de nombreuses bandes de phtanite, dans le Bas-Bocage vendéen.

Failles briovériennes : 1 (Brétignolles), 2 (Saint-Paul - Mont-Penit).
Failles hercyniennes : 4 (Chantonnay), 5 (Les Sables d'Olonne), 6 (Le Caillola).
Failles secondaires et tertiaires : 3 (Maché), 7 (Chantonnay), 8 (Chenillac), 9 (Olonne et la Gâchère).

Coupes *a* : de la Chaume à Sauveterre (Coupe 1, dans le texte).
b : de la Garlière (les Sables) à Landevieille (Coupe 2, dans le texte).
c : de la Mine à Nieul le Dolent (Coupe 3, dans le texte).

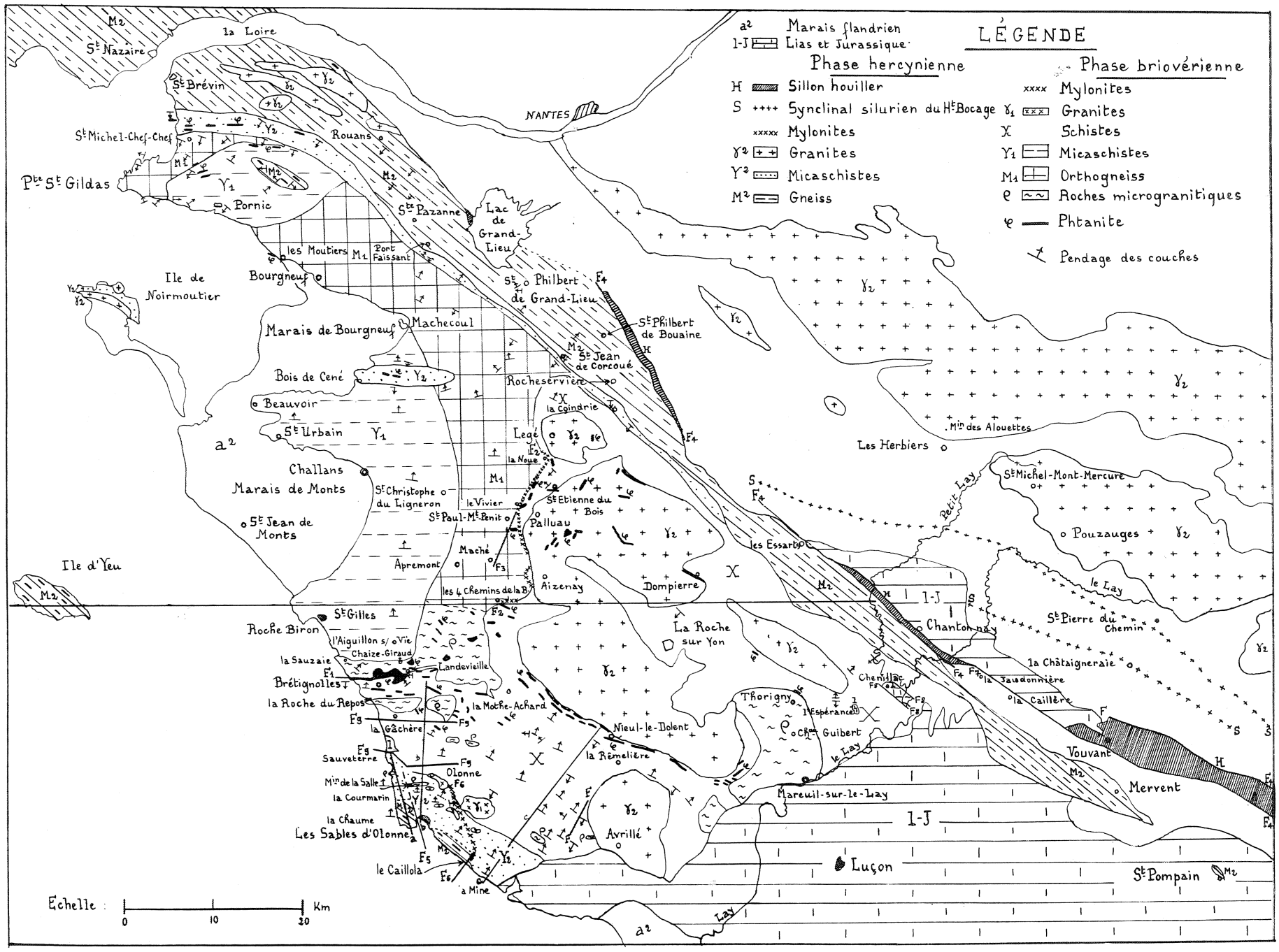


Fig. 2

de-Brem), qui provoquent dans le relief la formation de petites collines. La rhyolite du Moulin de la Salle détermine une ligne de hauteurs, jalonnée de moulins. En outre, certaines roches gneissiques ont subi un laminage intense et elles sont métamorphisées en grande partie; sous l'action de ces deux facteurs — laminage et étirement sous tension — elles prennent l'aspect de porphyroïdes, remarquables par leurs quartz corrodés, ou à lacunes de cristallisation en « doigts de gant » (Brétignolles, La Chapelle-Hermier, Mareuil-sur-le-Lay).

C) LA BANDE SYNCLINALE COMPRISE ENTRE LES DEUX ANTICLINAUX HERCYNIENS. LA DIRECTION TECTONIQUE E-W

Les deux plis anticlinaux hercyniens de Saint Nazaire-Mervent et de l'île d'Yeu-Les Sables d'Olonne forment deux bandes parallèles, de direction sud-armoricaine, qui encadrent le Bas-Bocage au NE et au SW (fig. 2). Entre ces deux importantes lignes tectoniques s'étend une zone longue d'une centaine de kilomètres et large d'une quarantaine, où les roches ne sont atteintes que d'un métamorphisme léger. Elles présentent le plus souvent un trait remarquable : *les terrains y sont très peu redressés* (sauf en bordure des massifs granitiques); en revanche, ils sont laminés et gondolés; les micaschistes sont affectés de microplis et les roches feldspathiques décrites au paragraphe précédent acquièrent une structure gneissique (La Chaize-Giraud, Apremont, Mareuil-sur-le-Lay (7), Thorigny). Dans les porphyroïdes, les grands cristaux de quartz et de feldspath sont souvent brisés et leurs morceaux disjoints; localement, les phénocristaux de quartz ont donné naissance à une fine mouture mylonitique.

Quelques ondulations synclinales et anticlinales affectent cet ensemble presque horizontal : au N de la région, on observe l'anticlinal de gneiss de St-Michel-Chef-Chef, — le synclinal de micaschistes de Pornic, — l'anticlinal de gneiss des Moutiers-en-Retz, tous trois orientés S-SW E-NE, et recoupés par le pli hercynien de Saint-Nazaire (dépliant I).

Vers le S, les gneiss de Machecoul à Apremont forment un arc de cercle largement ouvert vers l'W et passent aux micaschistes feldspathiques de Beauvoir à Saint-Gilles-sur-Vie. Il existe aussi de petites cuvettes synclinales comme celle de l'Aiguillon-sur-Vie.

Entre Brétignolles et St-Michel-Chef-Chef, l'ensemble de ces formations subhorizontales a une orientation d'ensemble E-W : c'est celle des bandes de phtanite de la région de Brétignolles et de l'ensemble des

(7) Cette roche a été interprétée jusqu'ici comme un « granite écrasé », d'après la détermination de J. DE LAPPARENT (1909). Mais l'abondance des quartz corrodés de type rhyolitique, identiques à ceux des massifs de microgranite de Vairé et de St-Martin-de-Brem empêche de la classer parmi les granites.

micaschistes et des gneiss de St-Gilles, Apremont, St-Christophe-du-Ligneron, Beauvoir, Machecoul, St-Michel; cette direction E-W s'oppose nettement à l'orientation sud-armoricaine des plis hercyniens.

Vers le SE, les schistes à bancs de phtanite et les gneiss laminés ont des orientations et des pendages variables, car ils subissent plus ou moins fortement l'influence des deux anticlinaux hercyniens et des massifs granitiques.

Quelques grands accidents affectent ces formations écrasées, en particulier les failles de St-Paul-Mont-Penit (F 2) et de Brétignolles (F 1) (fig. 2).

Le long de la faille F 2, entre les Quatre-Chemins de la Boule, au S, et le village de la Noue, au N (à 2 km au S de Legé), une zone de broyage sépare les gneiss d'Apremont des schistes à phtanite de St-Etienne-du-Bois. Longue de 17 km, cette zone comporte des mylonites épaisses de 200 m en moyenne; elles sont formées *aux dépens des gneiss*, et non des schistes. Parfois, la roche originelle n'est plus reconnaissable; les minéraux sont complètement broyés et l'ensemble est presque isotrope (la Moraudière, le Vivier).

D'Aizenay (la Pimpaire) à la Noue, cette bande de mylonites est orientée 10° W à 20° E; mais de la Pimpaire aux Quatre-Chemins de la Boule, elle tourne vers le SW. Il est possible qu'elle soit en rapport avec le deuxième grand accident : la faille de Brétignolles (F 1) (8). Sur la côte, un peu au N de cette localité, la bande de phtanite du Rocher Sainte-Véronique se dirige vers la mer, en direction 90° E; sur le bas estran, elle est fortement redressée et plonge sur le S. Au N du phtanite, s'étend la porphyroïde de la Sauzaie, dont le pendage est de 30° vers le NE. Le contact de ces deux formations se fait dans une petite anse, à 100 au N de la grotte du Prégneau, par l'intermédiaire d'une brèche rougeâtre, épaisse de 1 à 2 m. L'existence de cette zone de broyage entre deux formations inclinées en sens contraire implique l'existence d'un accident important : la faille de Brétignolles (F 1). Sur l'estran, sa direction est de 90° E.

La ville de Brétignolles se trouve dans une cuvette : cette situation a des raisons d'ordre tectonique : G. Mathieu a depuis longtemps reconnu la symétrie présentée par les couches dans la région de Brétignolles (1937 b, p. 66). Elle résulte de l'existence d'un petit synclinal : au SE de cette localité, le phtanite de la Grégoirière s'incline vers le N; à l'E, entre la Boutinière et l'Eolière, il penche vers le N et l'W; au N, à la

(8) Cette faille est signalée par G. Mathieu (1937 *b*, p. 65) dans la description détaillée qu'il donne des falaises de Brétignolles.

Bouchetière et au Peuple, il s'incline vers le S, ainsi qu'à Brétignolles. Ainsi se trouve formé un synclinal de direction E-W, relevé vers l'E et ouvert vers l'W. La partie axiale est occupée par les schistes et les arkoses fines de Brétignolles. Cette disposition synclinale, exceptionnelle dans la région, comporte une interprétation aisée : le compartiment situé au S de la faille est affaissé par rapport à celui qui est situé au N. La bande de phtanite du Prégneau a acquis son pendage sud par suite du mouvement relatif d'effondrement qui l'affecte.

Le long de la faille de Saint-Paul-Mont-Penit (F 2), les micaschistes à phtanites de Saint-Etienne-du-Bois sont abaissés par rapport aux gneiss d'Apremont. Nous venons de voir que les phtanites de Brétignolles sont affaissés par rapport à la porphyroïde écrasée située au N de la faille. Il y a une grande analogie entre la nature de ces roches et l'identité de leur disposition de part et d'autre de ces deux failles; il n'est pas impossible qu'il y ait une continuité effective entre ces deux accidents (F 1 et F 2), mais les affleurements ne permettent pas de la vérifier.

En résumé, cette rapide description du Briovérien de la région située entre Brétignolles (au S) et Saint-Michel-Chef-Chef (au N) met en lumière quelques faits fondamentaux : l'ensemble des formations a une disposition subhorizontale, ou très faiblement inclinée et l'orientation EW y domine. Dénuées de plissements notables, elles sont, en revanche, gondolées et laminées.

Par tous ces caractères, ce secteur s'oppose absolument aux zones affectées par la tectonique hercynienne, qui a engendré de longs plis synclinaux et anticlinaux de direction sud-armoricaine, jalonnés par des migmatites et où les couches sont souvent très redressées et non laminées. Ce contraste a été reconnu depuis longtemps par G. Mathieu (1937 a et b) qui a signalé, en Vendée, le croisement de deux directions de plissement, l'une varisque, l'autre anté-varisque. Pour terminer, nous ne pouvons mieux faire que de citer cet auteur qui, dès 1937, constatait la présence de deux unités tectoniques dans cette région :

« Au N du Sillon houiller, s'étend un pays de grands plis rectilignes avec strates redressées au voisinage de la verticale.

Au S du Sillon houiller, un pays de Briovérien horizontal (ou presque) avec écrasement de tous les terrains. » (1937 b, p. 307).

— Cette dualité de structure a eu les plus grandes conséquences, dans l'évolution morphologique de la Vendée.

D) LE GRANITE D'OLONNE (Cf. dépliant I).

Ce petit massif, tordu en croissant entre Olonne et la Sècherie, est de type circonscrit. Sa composition chimique est celle d'un granite. Son

intérêt morphologique vient de ce qu'il forme une butte, isolée au milieu des schistes encaissants; il domine au S le bloc basculé d'Ile d'Olonne et au N la région de micaschistes des Sables. Il se distingue des autres massifs de la région, tels que ceux d'Aizenay ou d'Avrillé, par de nombreux caractères : la biotite originelle a presque complètement disparu et n'est plus représentée que par quelques amas de granules d'oxyde de fer; une séricite secondaire abondante s'y développe, sur l'emplacement de certains plagioclases. La roche a un aspect feuilleté, dû à la tension subie dans la zone des micaschistes hercyniens : atteint par ce métamorphisme, le granite d'Olonne lui est donc antérieur et il se rattache aux formations briovériennes de la région (9).

Au SE de la butte d'Olonne, les hauteurs de Beauséjour sont établies sur la même roche; vers le S, des pointements de microgranite — faciès de bordure du granite d'Olonne — s'égrènent de part et d'autre de la zone de broyage d'Olonne au Caillola. Tous ces pointements de roche dure forment de légères hauteurs dominant les schistes et micaschistes des alentours (les Filées d'Olonne, la Mouzinière).

(9) Son orientation était EW, avant sa torsion le long de la zone d'étirement de Pierre-Levée au Caillola.

CHAPITRE II

LES FORMATIONS PRIMAIRES DU BOCAGE VENDÉEN

Elles ont fait l'objet de très importants travaux de G. Mathieu qui a reconnu, dans le Haut-Bocage, l'existence de longs et étroits synclinaux ayant conservé des formations primaires : les synclinaux cambro-siluriens de Saint-Pierre-du-Chemin, de la Châtaigneraie et de Champdeniers-Puy-Hardy, et le synclinal dévono-carbonifère du Lac de Grand-Lieu — Chantonnay — la Ville-Dé-d'Ardin (Cf. G. Mathieu, 1937 b, fig. 1). Ces synclinaux ont été déterminés par l'orogenèse hercynienne dont ils ont la direction sud-armoricaine (les terrains plissés les plus récents appartiennent au Stéphanien supérieur).

Ces formations sont situées en dehors des limites de la Vendée littorale; mais leur grand intérêt pour nous consiste à souligner le contraste qui existe entre la structure du Haut-Bocage et celle de la région littorale. Dans la première, sont conservés des dépôts primaires affectés par les plissements hercyniens, de direction sud-armoricaine; les terrains y sont affectés de plis aigus très redressés; la deuxième est uniquement briovérienne par ses roches; une disposition subhorizontale et une orientation E-W y dominent (à l'exception du secteur affecté par les plis hercyniens des Sables d'Olonne-Ile d'Yeu et de Saint Nazaire-Mervent).

CHAPITRE III

LA PHASE HERCYNIENNE DE MÉTAMORPHISME ET D'OROGÉNÈSE

La figure 2 permet de voir que les bandes anticlinales hercyniennes de Saint Nazaire-Mervent et de l'île d'Yeu-les Sables d'Olonne encadrent au NE et au SW la région synclinale briovérienne.

A) L'ANTICLINAL DES SABLES-D'OLONNE (Dépliant I et fig. 2)

Les roches métamorphiques de la région des Sables-d'Olonne forment une bande orientée, dans l'ensemble, N 50° W qui affleure sur 4 à 5 km de largeur, dans l'angle SW de la région, en bordure de la côte. Les terrains qui la composent se trouvent également à l'île d'Yeu (Cf. G. Mathieu, 1938 a et 1941). D'après les termes de la classification de J. Jung, on peut y reconnaître des ectinites (micaschistes supérieurs et inférieurs) et des migmatites (embréchites et anatexites). (Cf. coupes 1 et 2, p. 30-31). L'ensemble des terrains métamorphiques plonge vers le N ou le NE : on peut considérer cette zone monoclinale, où les roches sont de plus en plus métamorphiques vers le S, comme le flanc nord d'un anticlinal de direction sud-armoricaine. Jusqu'ici, rien n'a permis de dater ce métamorphisme, mais *par analogie de faciès et de direction* avec le pli de Saint-Nazaire-Mervent (postérieur au Stéphanien et antérieur au Lias), on peut le considérer comme hercynien.

Ces terrains métamorphiques sont atteints par deux accidents importants : la faille des Sables-d'Olonne (F 5) et la zone de torsion et de broyage de la Pierre Levée au Caillola (F 6) : toutes deux ont d'importantes conséquences morphologiques.

1. La zone faillée des Sables-d'Olonne

Sur la côte au NW des Sables, de la Chaume à Sauveterre, l'ensemble des couches a une orientation EW; du S au N, le pendage s'accélère, de 30 à 50° vers le N. Les niveaux-repères ont été décrits dans la coupe 1.

Si maintenant, on examine une bande de terrain parallèle à la première, entre les Sables et Olonne (correspondant à la coupe 2), on s'aperçoit que les niveaux-repères ne sont pas en continuité avec ceux de la première coupe : ainsi, les rhyolites du Moulin de la Salle, qui appartiennent à la même bande que celles de Chardrie, sont décalées de 2 km vers le S par rapport à ces dernières; il en est de même de l'amphibolite de la Garnaudière, qui correspond au cipolin de Sauveterre; le quartzite de la Courmarin se retrouve en falaise à la Rudelière, au SE des Sables, mais décalé de 3 km vers le S.

Les zones de métamorphisme sont également reportées de 2 km en moyenne vers le S. Enfin, si les rhyolites de la Salle, très rigides, conservent une direction E-W comme dans la première coupe, en revanche, les micaschistes et les gneiss situés à l'E sont tordus, et prennent une direction 70° W.

Pour toutes ces raisons : *décalage important des niveaux-repères et des niveaux de métamorphisme,* changement de direction et torsion des couches, on est forcé d'admettre l'existence *d'un décrochement horizontal de l'ordre de 2 à 3 km,* sur le bord est de la presqu'île de la Chaume, depuis la grande jetée des Sables-d'Olonne jusqu'à Sauveterre au moins.

Cet important accident correspond à une longue zone faillée; or, vis-à-vis de l'érosion, tout accident de cette sorte, accompagné de broyage, est un secteur de faiblesse. *De là vient son importance morphologique : cette zone faillée explique la formation des marais de la Gobinière et celle de la baie des Sables-d'Olonne.* D'autres faits encore ont contribué à l'existence de cette dernière, en particulier un mouvement de subsidence, en rapport avec la faille des Sables : on voit ainsi l'importance de celle-ci pour le tracé de la ligne de rivage et la morphologie littorale dans ce secteur.

2. La zone de broyage et d'étirement d'Olonne au Caillola

De part et d'autre d'une ligne partant de Pierre-Levée (sur le bord est du massif de granite d'Olonne) et allant jusqu'au Caillola, sur la côte, on peut observer un certain nombre de faits importants :

— Les niveaux-repères existant du côté ouest de cette ligne ne se prolongent pas dans la même direction du côté est; on ne retrouve que certains d'entre eux seulement, et à une dizaine de kilomètres vers le SE.

— Dans l'ensemble du secteur compris entre la zone faillée des Sables et la ligne indiquée, les couches ont une direction moyenne de 70° vers l'W, mais le long de la ligne, elles sont rabattues en direction N-S (la Jarillère, Château-d'Olonne) ; or, cette ligne est jalonnée par d'importantes mylonites, en particulier à la Jarillère, Château-d'Olonne, le Vivier, le Laurier, le Puits-Rochais, Tous-Vents, la Vallée, le Caillola.

— Les zones de métamorphisme ne se correspondent pas, de part et d'autre de cette bande d'écrasement : au Caillola, les migmatites de l'angle sud-est de la baie sont décalées horizontalement de 1 km par rapport à celles de l'angle nord-ouest : aux environs de l'embouchure, la vallée du ruisseau de Caillola est installée dans la zone broyée où passe la faille et sur ses flancs affleurent des mylonites.

De la cartographie détaillée de ces formations (10), il ressort qu'il existe une zone d'étirement le long d'une ligne allant de Pierre-Levée au Caillola; à l'E, les couches sont étirées en croissant et décalées vers le SE. Dans l'ensemble, cette zone d'étirement et de torsion est orientée 20° W, comme celle des Sables-d'Olonne; mais, de la Vallée au Caillola, elle tourne en direction 45° E. Sa longueur totale est supérieure à 10 km.

L'importance morphologique de cet accident se marque dans le tracé de certaines vallées et dans le dessin de la baie du Caillola. Il explique aussi certains des traits remarquables de la structure géologique de la région, en particulier *la torsion en croissant du massif de granite d'Olonne* et la disposition en chapelet des pointements de microgranite (Château-d'Olonne, le Vivier, la Mouzinière).

B) L'ANTICLINAL DE SAINT-NAZAIRE-MERVENT (Dépliant I et fig. 2)

D'abord orientée sensiblement EW de Saint-Nazaire à Rouans, cette bande anticlinale prend une direction franchement sud-armoricaine (50° W), de Rouans vers Rocheservière, les Essarts, Mervent et Saint-Pompain.

Sa largeur diminue du NW au SE; atteignant 13 km environ vers Sainte-Pazanne, elle n'a plus que 2 km à Chantonnay et à Mervent; au NW de Saint-Pompain, un ensellement la fait disparaître et à l'E de cette dernière localité, elle s'enfonce sous le Jurassique de la plaine de Niort.

Aux environs de Saint-Philbert-de-Bouaine et de Chantonnay, le sillon houiller est entraîné le long de l'anticlinal gneissique : l'âge post-stéphanien de ce pli est ainsi établi.

De Saint-Brévin à Mervent, les migmatites sont bien représentées, mais les ectinites affleurent sur une étendue bien moindre que dans la région des Sables-d'Olonne, en particulier à cause du pendage beaucoup plus fort des couches et de la réduction d'épaisseur des zones de métamorphisme.

Entre Sainte-Pazanne et Rocheservière, les migmatites hercyniennes recoupent et absorbent les micaschistes et les gneiss du Briovérien (Port-Faissant, Saint-Jean-de-Corcoué, la Coindrie).

(10) Elles ont été représentées par l'auteur, sur la carte géologique des Sables-d'Olonne au 80 000e (2e éd., sous presse).

De nombreux accidents, longitudinaux et transverses, affectent ce pli dont la structure est compliquée, spécialement dans le sillon houiller (11). Le plus important d'entre eux est la faille inverse de Chantonnay (F 4).

C) LES GRANITES HERCYNIENS

Ces roches occupent environ le quart de la superficie totale de la Vendée littorale et elles ont une réelle influence sur le détail des formes, par leur dureté ainsi que par la finesse et la cohésion de leur grain.

Les massifs de Legé, d'Aizenay et d'Avrillé sont séparés par des couloirs schisteux, mais en profondeur les masses granitiques sont très probablement en continuité. On voit sur le dépliant I que ces batholites ont des contours arrondis à Legé, Aizenay, Avrillé; mais à l'E, le long des gneiss des Essarts, de direction sud-armoricaine, le granite de Bournezeau est entraîné dans le mouvement de ces derniers. La direction tectonique sud-armoricaine est donc postérieure à la formation de ces batholites. L'ensemble des massifs situés à l'W du pli des Essarts comprend des faciès assez variés : des granites à biotite porphyroïdes (Avrillé, Legé) ou à grain fin (Legé, Mesnée), des granites à deux micas et des faciès aplitiques à grenats (Les Lucs-sur-Boulogne). On peut les trouver tous associés dans le même massif. Ces roches supportent localement un épais manteau d'altération, dont la date de formation sera discutée plus loin.

D) CONCLUSION. STRUCTURE BRIOVÉRIENNE ET STRUCTURE HERCYNIENNE EN VENDÉE LITTORALE

La description rapide des formations briovériennes et des événements hercyniens a fait ressortir les traits structuraux essentiels de cette région : *un vieux bouclier, aux assises subhorizontales, s'étend du S au N depuis Brétignolles jusqu'à Saint-Michel-Chef-Chef, et d'W en E de Beauvoir jusqu'aux environs de Legé;* dans ces limites, *ce bouclier n'a pratiquement pas été affecté par la tectonique hercynienne* (à l'exception des petits plis anticlinaux de Bois-de-Cené et de Sainte-Pazanne). *Au NE et au SW, il est encadré par les anticlinaux hercyniens de Saint Nazaire-Mervent* et de *l'île d'Yeu-les Sables d'Olonne,* de direction sud-armoricaine, où les couches sont plus ou moins fortement redressées.

L'existence de ce vieux bouclier est capitale, pour l'interprétation morphologique de la région.

(11) Cf. G. Mathieu, 1937 *b*.

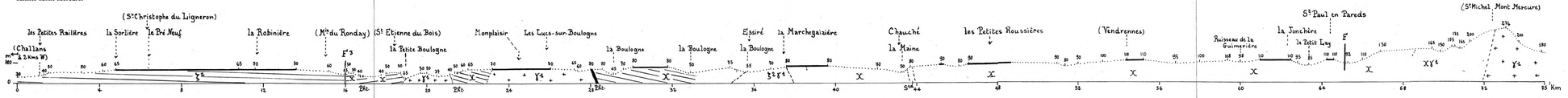
DEUXIÈME PARTIE

LA GENÈSE DU RELIEF

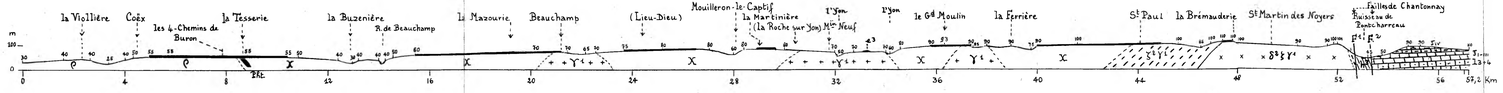
COUPES EST-OUEST A TRAVERS LE BAS-BOCAGE VENDÉEN

W E

Coupe I. De Challans à Saint-Michel Mont-Mercure.



Coupe II. De la Viollière aux environs de Chantonnay.



Surface des plateaux

Echelle des longueurs : 0 1 2 3 4 Km

Echelle des hauteurs : (exagérées dix fois) 0 100 m

LÉGENDE

- Surface culminante des plateaux.
- Surface prétiasique.
- Surface topographique située en contre-bas des plateaux.
- $a^1 b$ Limon éolien wurmien.
- c^3 Sidérolithique.
- J_{3m} Bathonien.
- J_{2c} Bajocien.
- l^{4-5} Lias supérieur
- l^3 Lias moyen.
- S^{1a} Silurien (grès armoricain).
- h^3 Stéphanien.
- γ^1 Granites.
- $X\gamma^1$ Briovérien métamorphique, au contact du granite.
- X Schistes briovériens.
- δ^3 Amphibolites.
- ξ^2 Micaschistes.
- $\delta^3 \xi \gamma^1$ Roches basiques métamorphiques.
- $\xi^2 \gamma^1$ Migmatites.
- ρ Microgranite ou porphyroïde.
- F^{5a} Faille post-liasique d'Olonne.
- F^4 Faille post-liasique de la Gâchère.
- F' Faille de Pouzauges (post-jurassique)
- F^2 Faille directe de Chantonnay (post-jurassique et mouvements plus anciens probables).
- F^3 Faille inverse de Chantonnay (hercynienne et post-stéphanienne).
- F^3 Faille de Maché (prélercynienne, avec rejeu posthume).

N.B. — Les noms des localités ne se trouvant pas exactement sur le tracé de la coupe sont mis entre parenthèses.

Dépliant II

CHAPITRE I

LA SURFACE D'APLANISSEMENT PRIMORDIALE, DANS LE BAS-BOCAGE VENDÉEN

(Dépliant IV)

Nous avons déjà, à plusieurs reprises, souligné l'importance de l'une des formes élémentaires du relief en Vendée littorale : les interfluves. Si l'on emprunte une route de direction méridienne qui traverse successivement les plus grandes vallées de la région, et que l'on s'arrête vers un sommet pour observer les vastes dépressions où coulent les maigres ruisseaux actuels, on est frappé, entre autres choses, par l'aspect très droit des lignes d'horizon. De chaque nouvel interfluve, on éprouve la même impression, que l'on domine les vallées du Falleron, du Ligneron, de la Vie, du Jaunay ou de l'Auzance; et chaque fois, il semble que le plateau qui se profile sur le ciel est situé à la même altitude que celui sur lequel on se trouve... Planitude, horizontalité apparente et altitude à peu près constante — ces trois caractères essentiels des interfluves posent des problèmes délicats d'interprétation, en ce qui concerne leurs rapports, leur genèse et leur datation.

I. — EXISTENCE D'UNE HAUTE SURFACE D'APLANISSEMENT

Afin de dégager les faits précis auxquels répond cette vue d'ensemble, nous allons examiner deux coupes longitudinales et deux coupes transversales menées à travers le Bas-Bocage vendéen, ainsi qu'une carte en courbes de niveau, de la même région. Dans tous les cas, *la surface étudiée recoupe les terrains cristallins du massif ancien* (1).

1. Etude de quatre coupes (Dépliants II et III) (2)

a) *Dépliant II, coupe I.* — Cette coupe traverse tout le Bas-Bocage d'E en W, selon la ligne de plus grande pente, entre le rebord ouest du horst

(1) Ils sont souvent revêtus d'une mince couche de limon éolien.
(2) Le tracé de ces coupes est porté sur le dépliant IV.

granitique de Pouzauges et la lisière occidentale du massif ancien, aux environs de Challans, au fond du marais de Monts.

Sur ce trajet, la surface topographique présente une alternance de sections presque parfaitement planes et de sections doucement vallonnées, sises en contre-bas des premières et dont la profondeur relative ne dépasse nulle part 45 mètres.

D'W en E se trouvent les plateaux de la Robinière (culminant à 70 m), de Monplaisir (70 m), de la Marchegaizière (80 m), des Petites-Roussières (90 m), de Vendrennes (110 m), de la Jonchère (110 m) et de Saint-Paul-en-Pareds (110 m).

Ces éléments de plateaux présentent deux particularités remarquables : ils sont rongés tout autour par les vallées qui les entourent, mais *la surface de leur partie centrale est rigoureusement plane.* D'autre part, si l'on souligne par un trait fort ces hautes surfaces, on voit que *toutes se trouvent dans un même plan, très légèrement en pente* vers l'W, depuis Vendrennes jusqu'à la région de Challans. Tout à fait à l'E, les deux derniers plateaux se maintiennent à la même altitude, dans un plan horizontal.

Entre la Sorlière (65 m) et Vendrennes (110 m), la pente de la surface plane déterminée par ces interfluves est de 0,09 % sur 50 km d'W en E; elle est nulle, comme nous venons de le dire, sur les plateaux de la Jonchère et de Saint-Paul-en-Pareds, sur une longueur de 11 km. Sur cette coupe, la longueur relative occupée par les plateaux est de 32 %, par rapport à celle qu'occupent les dépressions.

b) *Dépl. II, coupe II.* — Comme la première, elle traverse le Bas-Bocage selon une orientation E-W, mais elle est plus méridionale; elle commence au rebord ouest de la faille de Chantonnay et va jusqu'à proximité de la côte occidentale de Vendée, près de Coëx (2 *bis*).

On y observe la même alternance de surfaces planes élevées et de dépressions; d'W en E, la coupe souligne l'existence des plateaux interfluves des Quatre-Chemins-de-Buron (55 m), de la Mazourie (70 m), de Lieu-Dieu (80 m), de la Martinière (80 m), du Grand-Moulin (93 m), de Saint-Paul (100 m) et de la butte de la Brémauderie (110 m).

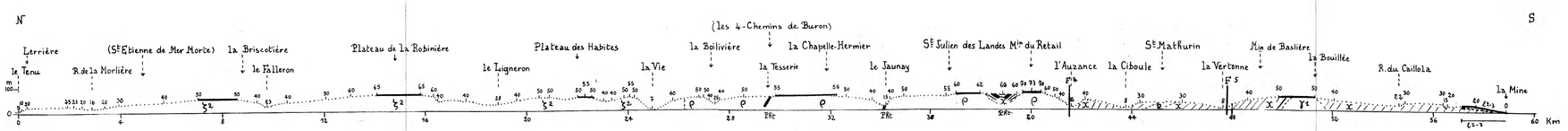
Comme sur la première coupe, *la planitude de ces interfluves est tout à fait remarquable et leur surface sommitale s'intègre dans un même plan.* La pente de la haute surface ainsi déterminée est de 0,12 % entre Coëx (55 m) et la Brémauderie (110 m), sur 43 km de distance (contre 0,09 % dans la coupe I).

La longueur relative occupée par les plateaux par rapport aux parties basses du relief est plus forte sur cette coupe que sur la précédente : elle atteint 40 % ; il ne faut pas s'étonner que, corrélativement, la profondeur

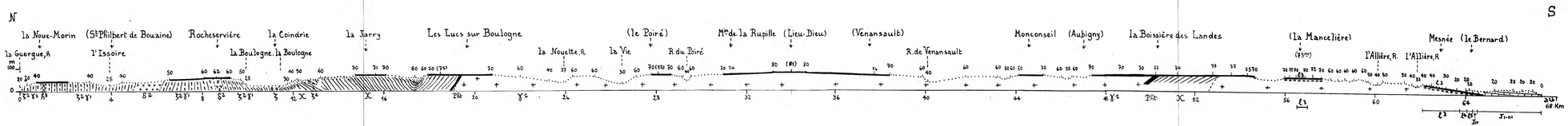
(2 *bis*) Sur le dépliant IV, cette coupe suit le bombement anticlinal E-W.

DEUX COUPES MÉRIDIENNES A TRAVERS LA RÉGION LITTORALE VENDÉENNE

Coupe I. De Lerrière à la Mine.



Coupe II. De la Noue-Morin aux environs du Bernard.



LÉGENDE

- Surface culminante des plateaux.
- Surface préliasique.
- Surface topographique située en contre-bas des plateaux.
- a^2b Limon éolien wurmien.
- e^3 Sidérolithique.
- $J_{x\,III}$ Bathonien.
- J_{II} Bajocien.
- $l^{1\,3}$ Lias supérieur
- l^2 Lias moyen.
- S^{1a} Silurien (grès armoricain).
- h^3 Stéphanien.
- γ^3 Granites.
- $X\gamma^3$ Briovérien métamorphique, au contact du granite.
- X Schistes briovériens.
- δ^2 Amphibolites.
- ξ^2 Micaschistes.
- $\delta^2\,\xi\,\gamma^3$ Roches basiques métamorphiques.
- $\xi^2\,\gamma^3$ Migmatites.
- ρ Microgranite ou porphyroïde.
- F^3 Faille post-liasique d'Olonne.
- F^4 Faille post-liasique de la Gâchère.
- F Faille de Pouzauges (post-jurassique)
- F^2 Faille directe de Chantonnay (post-jurassique et mouvements plus anciens probables).
- $f^{2\,1}$ Faille inverse de Chantonnay (hercynienne et post-stéphanienne).
- $F^{2\,3}$ Faille de Maché (prehercynienne, avec rejeu posthume).

N.B. — Les noms des localités ne se trouvant pas exactement sur le tracé de la coupe sont mis entre parenthèses.

maximum des dépressions soit plus faible : 30 m, au lieu de 45 m sur la coupe I.

En résumé, sur ces deux coupes, la surface topographique du Bas-Bocage vendéen apparaît très peu accidentée; les lignes de faîte qui jalonnent les plateaux interfluves sont pratiquement rectilignes et situées dans un même plan, tangent à toutes les surfaces sommitales et légèrement incliné vers l'W. Entre ces plateaux, les dépressions sont d'assez grande ampleur mais de profondeur faible.

A l'W, le Bas-Bocage descend doucement vers la mer; à l'E, il est brutalement dénivelé par des déformations tectoniques engendrant, d'une part, le horst de Pouzauges (sur la coupe I) et d'autre part, le graben de Chantonnay (sur la coupe II).

c) *Dépl. III, coupe I.* — Cette coupe méridienne, transversale à toutes les grandes vallées du versant ouest, se tient à une distance moyenne de 15 km à l'E de la côte occidentale de Vendée.

Au N, elle part de la région de Machecoul, légèrement affaissée, et aboutit à la côte méridionale, à la Mine, dans un secteur où la surface préliasique s'incline vers le S. Entre ces deux extrémités, le profil de la surface topographique présente le même aspect que dans les deux coupes EW; mais, suivant ce tracé, sensiblement perpendiculaire à toutes les grandes vallées, la longueur occupée par les secteurs rectilignes est bien moindre : elle est seulement de 15 %, par rapport à celle des dépressions. Le profil ne montre de hautes surfaces planes qu'à la traversée des interfluves de la Briscotière, de la Robinière, de la Chapelle-Hermier, de Saint-Julien-des-Landes (62 m) et du Moulin-du-Retail (73 m). (Cette dernière altitude, anormalement forte, correspond sans doute à un léger relèvement tectonique, sur le bord nord de la faille de la Gâchère.)

Aux approches de la côte, la hauteur des interfluves diminue et, à la Mine, la surface préliasique s'abaisse rapidement sous la mer, par suite d'un mouvement de bascule de la bande côtière.

Entre ces plateaux, les grandes vallées du versant occidental du Bas-Bocage se profilent, à des intervalles presque égaux : celles du Falleron, du Ligneron, de la Vie, du Jaunay, de l'Auzance et de la Vertonne.

d) *Dépl. III, coupe II.* — Elle traverse du N au S la Vendée littorale, à 40 km en moyenne à l'E de la côte occidentale; elle va du ruisseau de la Guergue (à 10 km à l'E de Saint-Philbert-de-Grandlieu) jusqu'au S du Bernard, où la surface préliasique s'abaisse sous la plaine jurassique, qui s'enfonce elle-même sous le marais poitevin. On voit que la proportion des sections de surfaces planes par rapport aux sections de relief bosselé situées en contre-bas est bien plus élevée (45 % au lieu de 15 %) que dans

la coupe précédente située plus près du rivage et à la partie aval des bassins hydrographiques (versant ouest).

La profondeur maximum des vallées, par rapport à la partie culminante des plateaux qui les encadrent, est de 42 m. Elles sont dominées, du N au S, par les interfluves de la Noue-Morin, de Rocheservière, de la Jarry (3), des Lucs-sur-Boulogne (75 m), du Poiré-sur-Vie (72 m), de Lieu-Dieu (81 m), de Monconseil (70 m), de la Boissière-des-Landes (79 m) et de la Mancelière (75 m). Sur ce dernier plateau, subsistent des dépôts de Lias moyen. Sur une grande longueur, ce tracé suit la ligne de partage des eaux entre le versant occidental et le versant méridional du Bas-Bocage : il n'est donc pas surprenant que quatre vallées seulement y fassent des entailles importantes : l'Issoire, la Boulogne, la Vie et le ruisseau de Venansault.

En résumé, l'examen des deux coupes du dépliant III permet de reconnaître, comme sur le dépliant II, l'allure faiblement accidentée de la surface topographique de la région. Sur les interfluves, s'étendent des surfaces, non point tout à fait planes comme celles qu'interceptent les coupes EW, mais très légèrement bombées, — ce qui est normal, puisque ces coupes sont transversales aux interfluves.

L'importance relative des plateaux et des dépressions sur les deux profils, ainsi que la valeur maximum des dénivellations permettent de saisir la différence entre les formes du relief dans le secteur amont et dans le secteur aval des rivières.

De plus, cette figure montre un fait important : l'ensemble de chacune des deux coupes présente un léger bombement central et des retombées latérales; ceci est particulièrement net sur la coupe II : l'interfluve culminant est celui de Lieu-Dieu (81 m), qui se place exactement au milieu du profil : vers le S, de Lieu-Dieu à Mesnée, sur la lisière du bassin liasique, la pente est de 0,14 %; vers le N, de Lieu-Dieu à la Noue-Morin, elle est de 0,12 %.

Sur la coupe I, le même fait existe, mais de façon moins sensible; le point culminant est situé non plus exactement au milieu, mais au tiers méridional de la coupe, au Moulin-du-Retail, à cause du relèvement tectonique déjà mentionné; d'autre part, le plateau de la Robinière a une altitude relativement forte, en raison d'un léger exhaussement, à l'W de la faille de Maché.

Cependant, l'interfluve de Saint-Etienne-de-Mer-Morte n'est plus qu'à 50 m et la partie septentrionale de la coupe s'incline bien vers le N; la partie méridionale s'abaisse en sens inverse, du Moulin-du-Retail vers

(3) Les cotes mises entre parenthèses sur la figure sont les altitudes maximums des plateaux : la coupe ne passe pas toujours par ces points.

la Mine, où la surface préliasique, recouverte d'Hettangien, plonge brusquement sous l'Océan, selon une pente de 5° environ, sous l'effet d'un mouvement de bascule.

Ces deux coupes montrent donc que **le Bas-Bocage vendéen, dans son ensemble, est affecté d'un bombement médian, orienté EW, et de retombées latérales vers le N et vers le S.** Au large de la côte, **l'île d'Yeu se trouve exactement sur cet axe médian.** Ainsi, les coupes EW et NS mettent en relief un certain nombre de faits importants :

1° *L'existence de plateaux interfluves peu élevés, dont la surface est presque parfaitement plane et qui se placent, d'E en W, dans un plan commun.*

2° Depuis la faille de Chantonnay, jusqu'à la côte occidentale vendéenne, selon un axe médian EW, *la pente d'ensemble de cette surface est très faible* (0,15 % *en moyenne, et* 0,09 % *entre 110 et 65 m*).

3° De part et d'autre de l'axe médian, le plan tangent aux surfaces sommitales des interfluves s'incline très doucement vers le N et le S, avec des pentes du même ordre que la pente EW : 0,14 % sur le flanc S, 0,12 % sur le flanc N, le long de la coupe méridienne II : dans son ensemble, **la région est déformée par un bombement à très grand rayon de courbure, dont l'axe est EW, et plonge légèrement vers l'W.**

4° Sur le trajet de ces quatre coupes, la superficie relative des plateaux et des dépressions varie surtout en fonction de la proximité plus ou moins grande de la côte. La moyenne des valeurs obtenues pour les quatre coupes donne *une importance de* 30 % *à l'étendue des plateaux par rapport à celle des dépressions.*

5° On peut enfin remarquer que malgré un substratum géologiquement très varié, *l'érosion différentielle n'a pratiquement pas eu d'influence* sur ces importantes caractéristiques des formes du relief actuel : c'est sur des roches de résistance inégale que s'étendent les lambeaux de la haute surface plane.

2. L'étude des cartes en courbes de la région va nous permettre de situer dans un même ensemble les quatre coupes que nous venons d'étudier et ainsi d'en mieux saisir la signification (dépliant IV, p. 51).

L'examen détaillé des données hypsométriques fournies par les cartes à 1/40 000e des feuilles de la Roche-sur-Yon, Cholet, Fontenay-le-Comte, Palluau, les Sables-d'Olonne et Nantes conduit à reconnaître certains faits importants : si l'on joint les pointes extrêmes des surfaces situées entre deux isohypses successives, équidistantes de 10 m, on obtient des courbes d'ensemble de 110, 100, 90 m, etc. formant des arcs de cercle ouverts vers l'E,

et subparallèles les uns aux autres, dans un secteur orienté E-W, de Saint-Martin-des-Noyers à Sion et situé entre les parallèles de Challans et de Talmond; les courbes de 110, 100, 90 et 80 m sont presque équidistantes; celles de 70 et de 60 m sont un peu plus écartées; les courbes de 60, 50, 40 et 30 m sont beaucoup plus rapprochées. Entre 30 et 0 m, la pente du socle ancien s'accélère, par suite d'affaissements tectoniques marginaux, sous les formations sédimentaires du Secondaire et du Tertiaire qui occupent une partie importante de la superficie de cette dernière bande (3 *bis*).

Sur le dépliant IV sont représentées en hachures les parties de la haute surface plane, intercalées entre 2 courbes d'altitude donnée; elles n'ont été figurées que si elles étaient situées sur le massif ancien. C'est sur ces lambeaux de surface, remarquablement lisses, que repose le plan tangent idéal dont il a été question dans le paragraphe 1 (3 *ter*).

Le calcul des pentes, à partir des pointes extrêmes de chacune des courbes, a été fait suivant l'axe médian de la surface représentée, jalonnée d'E en W par les localités de Saint-Martin-des-Noyers (sur la lèvre occidentale de la faille de Chantonnay), la Ferrière, le Moulin-du-Chiron, Coëx, Saint-Révérend et Sion-sur-l'Océan. Les résultats sont les suivants :

Limite occidentale des surfaces comprises entre les courbes de :	Distances d'E en W (en km)	Pentes (en %)
110 à 100 m	9	0,11
100 à 90	7	0,14
90 à 80	8	0,12
80 à 70	11	0,09
70 à 60	12	0,08
60 à 50	1,4	1
50 à 40	1,6	1
40 à 30	4,5	0,25

La pente moyenne de la surface est de 0,15 % d'E en W, pour une distance de 52 km; on voit qu'elle est beaucoup plus rapide entre les courbes de 60 et de 30 m, qu'entre celles de 60 et de 110 m, où elle n'est que de 0,09 %. Si l'on planimètre les lambeaux de plateaux figurés sur la carte, entre les courbes de niveau de 110 et de 30 m, on voit qu'ils représentent 25 % environ de la superficie totale.

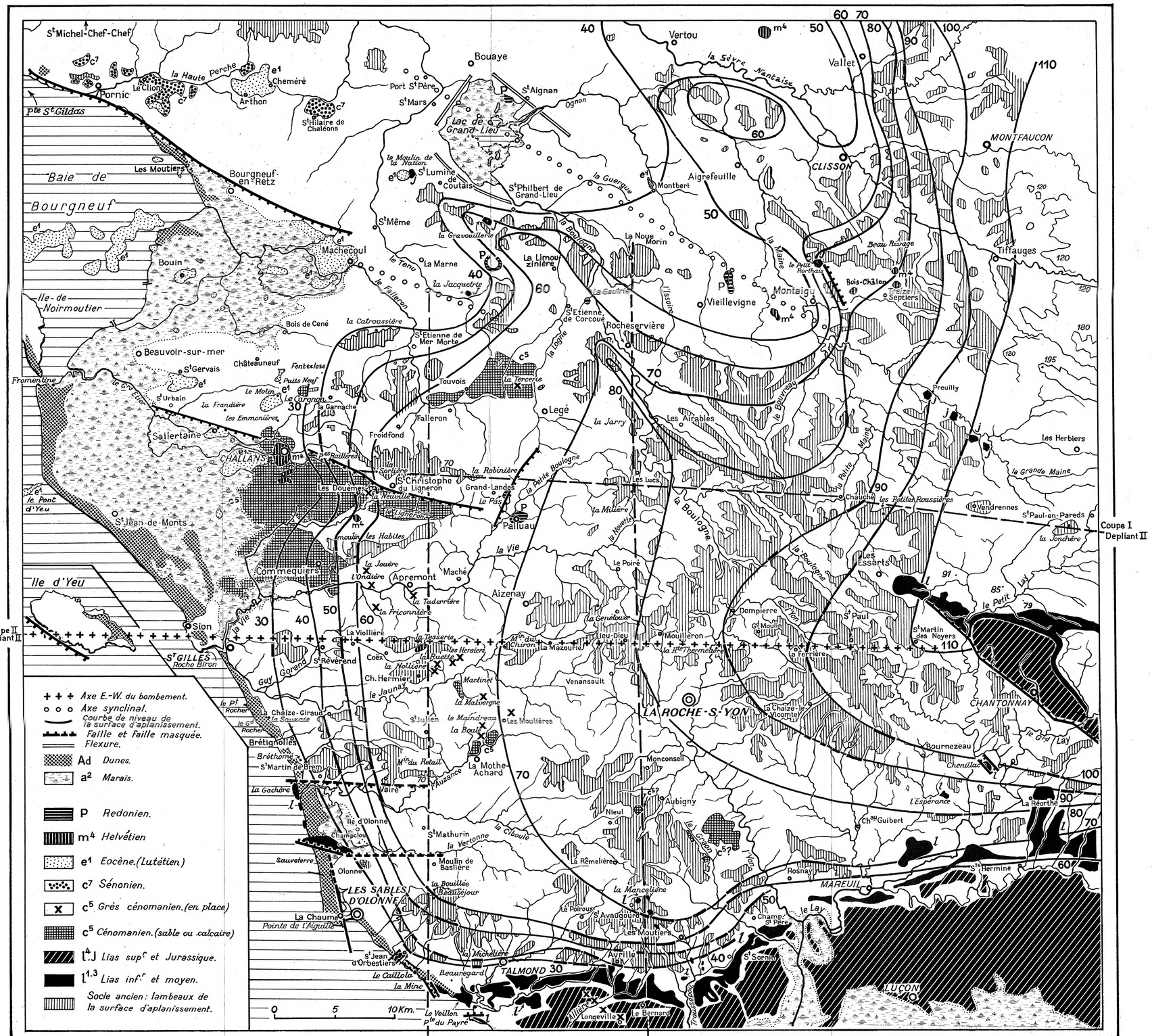
Ainsi cette figure confirme l'existence des faits déjà mis en évidence par les coupes longitudinales et transversales menées à travers le Bas-Bocage :

(3 *bis*) Il n'existe que deux anomalies : l'altitude un peu trop forte du plateau de la Robinière (70 m), sur le compartiment relevé, à l'W de la faille de Maché, — et celle de la butte du Moulin du Retail (70-73 m), sur la lèvre nord, également relevée, de la faille de Vairé qui borde le fossé d'Ile d'Olonne. Les courbes de niveau ont été tracées en éliminant l'influence de ces deux petits accidents.

(3 *ter*) Sur la partie nord du dépliant, concernant la Loire-Atlantique, les courbes de niveau ont une disposition toute différente; l'étude en sera faite aux chapitres V et VI.

LES RESTES DE LA SURFACE D'APLANISSEMENT PRIMORDIALE, DANS LE BAS-BOCAGE VENDÉEN

(Échelle 1/200.000)



Dépliant IV

dans cette région, on trouve les restes d'une haute surface, découpée en lobes par les vallées qui forment, en contre-bas, un système de dépressions bien hiérarchisées. Ces plates-formes se raccordent dans l'espace selon un plan qui leur est tangent et elles occupent le quart environ de la superficie totale. Dans leur ensemble, elles déterminent une surface aplanie, dont le grand axe est orienté EW et plonge légèrement vers l'W; de part et d'autre de cet axe, elle s'incline légèrement vers le N et vers le S : mais sur les lisières externes, la pente est plus forte.

Les formes essentielles du relief actuel consistent donc en plateaux interfluves en pente très douce, qui dominent des dépressions de faible profondeur, mais de grande ampleur, organisées en un réseau de vallées; ces faits posent de délicats problèmes d'interprétation.

Cette surface faiblement accidentée, où aucune dénivellation ne dépasse 65 m, pourrait résulter, après une longue évolution, du démantèlement des reliefs assez vigoureux de la chaîne hercynienne, dont elle tranche indistinctement les anticlinaux et les synclinaux, constitués par toutes sortes de terrains cristallins : schistes, micaschistes, gneiss, rhyolites, amphibolites, granites, microgranites. Le recoupement de toutes les zones de métamorphisme par la surface topographique actuelle, par exemple dans la région des Sables-d'Olonne et dans celle de Rocheservière, prouve qu'une tranche de roches de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur a été enlevée, au cours de l'orogenèse hercynienne et depuis (4).

La formation de plis où les couches sont parfois redressées à la verticale permet de penser qu'au cours de ces périodes de plissement, le relief a pu être momentanément assez vigoureux.

Le faible relief actuel peut, à première vue, s'accommoder du terme de « pénéplaine ». Il représenterait un *aboutissement*.

Par rapport aux hauteurs hercyniennes, la surface actuelle serait parvenue à un degré d'usure extrêmement important, sans toutefois qu'un aplanissement parfait ait été réalisé. Nous allons examiner si les caractères de la surface étudiée répondent effectivement à ceux d'une région montagneuse imparfaitement aplanie, ou s'il est nécessaire d'admettre une autre hypothèse, pour rendre compte de l'état du terrain.

a. Si le relief actuel dérivait d'une topographie très accidentée, suscitée par l'orogenèse hercynienne, les grandes lignes de l'architecture de ce relief, tout au moins, devraient être déterminées par la structure (Dépliant I).

Le versant occidental du Bas-Bocage a été relativement peu marqué par la tectonique hercynienne (5) ; mais, par contre, le tiers oriental de la

(4) Cf. p. 56-57.
(5) Cf. p. 34.

région est sillonné par les longues bandes anticlinales et synclinales de direction sud-armoricaine (NW-SE) (6) : gneiss de Rocheservière-les Essarts-Mervent, amphibolite de Saint-Martin-des-Noyers, grès armoricain de Chauché au Boupère, granite de Bournezeau, etc. Or, à l'W de la faille de Chantonnay, aucun relief particulier ne subsiste le long de ces bandes : *synclinaux et anticlinaux sont tranchés par un même plan.*

Par ailleurs, la prédominance de l'érosion verticale sur la planation latérale, qui serait normale dans une région de fort relief, aurait dû entraîner une vigoureuse érosion différentielle, dans cette région lithologiquement très hétérogène. Or, l'examen de la nature des roches sur lesquelles s'étendent les lambeaux de haute surface montre que l'érosion différentielle n'a joué pratiquement aucun rôle dans leur façonnement (Dépliants I et IV). Si les pointes avancées de la courbe de 110 m sont situées, près de Saint-Martin-des-Noyers, sur la dure porphyrite de Saint-Prouant, celles de la courbe de 100 m atteignent les schistes briovériens peu résistants de la Ferrière; la courbe de 100 m n'est pas déviée en arrivant sur la granulite de la Chaize-le-Vicomte.

La courbe de 90 m jalonne aussi bien les schistes tendres de Dompierre et de la Plissonnière que la granulite de la Gilbretière. La ligne de 80 m passe sur le gneiss des Airables (à 3 km au S de Mormaison), puis sur la granulite de Mouilleron-le-Captif et le microgranite écrasé de Mareuil. La ligne de 70 m passe sur les gneiss de Rocheservière, le granite de Legé, les schistes de Palluau, le granite d'Aizenay et des Moulières, les schistes de la Rêmelière et le massif de granite du Poiroux. La courbe de 60 m se pose sur les schistes, à 3 km au SW de Froidfond et sur ceux du plateau des Habites, sur le microgranite de Vairé, les schistes tendres de la Billonnière et le granite du Poiroux. Celle de 50 m passe sur les schistes de la Flocellière, le microgranite écrasé de la Chaize-Giraud (à l'Imbretière et aux Noyers), le microgranite de Saint-Martin-de-Brem, le granite de Beauséjour, les schistes du Pay du Poiroux, le granite d'Avrillé, les schistes de Saint-Sornin et de Rosnay. La ligne de 40 m passe sur les schistes à 1 km au S de La Garnache, sur les microgranites de la Chaize-Giraud et de Saint-Martin-de-Brem, sur les schistes de Bellenoue et de Talmond, sur le granite d'Avrillé et sur les schistes de Saint-Sornin. La ligne de 30 m passe successivement sur des schistes, à 2 km à l'W de La Garnache et à l'W de St-Révérend, sur le microgranite de Saint-Martin-de-Brem, le granite d'Olonne, les micaschistes de Pâris (à 1 km au NE de Saint-Jean-d'Orbestiers), de la Michelière, et sur le granite d'Avrillé.

Cette énumération montre que, loin de suivre les contours de roches

(6) Cf. les cartes géologiques de Nantes, Palluau, Fontenay-le-Comte, et surtout de La Roche-sur-Yon.

résistantes à l'érosion, *les courbes de niveau de cette surface, régulièrement arrondies en arcs de cercle, sont à peu près indifférentes à la lithologie du socle et à la structure.* Sur le terrain, il est souvent difficile de délimiter les pointements éruptifs, faute d'un ressaut de terrain... *Lorsqu'une dissection postérieure à l'aplanissement n'a pas fait jouer l'érosion différentielle, la surface est plane, quel que soit le substratum.*

Ainsi, le terrain qui s'étend autour de Saint-Avaugourd monte de 65 à 75 m : la partie la plus basse repose sur le granite, la plus haute sur les schistes, sans que le passage soit sensible dans la topographie. On pourrait multiplier les exemples, montrant que cette grande surface à très faible pente ouest a été parfaitement nivelée, sans qu'intervienne, sinon d'une manière infime, l'inégale résistance des roches à l'érosion. Certes, dans les paysages actuels, il arrive que du sommet d'une colline de granite (Aizenay) ou de microgranite (Vairé), on domine, de 10 à 50 m, de vastes surfaces en contre-bas : *il s'agit dans tous les cas d'un creusement postérieur à l'aplanissement de la haute surface, creusement dû au réseau hydrographique qui la ronge et ne laisse subsister que des témoins de plus en plus restreints de l'ancien plateau* (7).

Remarquable par sa planitude, son indifférence à la résistance inégale du substratum, *cette plate-forme ne reflète en rien la structure géologique de la région,* cependant affectée par des plis vigoureux et disloquée par d'innombrables failles.

Lorsqu'une région de relief élevé est attaquée surtout par érosion verticale, le réseau hydrographique doit être, dans l'ensemble, adapté à la structure : c'est bien ce qui se passe, par exemple, à l'E de la faille de Pouzauges, sur le Haut-Bocage vendéen : dans cette région, située immédiatement à l'E de celle que nous étudions, les lignes de partage des eaux ont une orientation rigoureusement sud-armoricaine, sur le granite de Pouzauges, ou sur l'anticlinal de schistes briovériens de Saint-Paul-du-Chemin à l'Absie et à Mazières en Gâtine : mais ces faits sont dus à une surélévation du Haut-Bocage, à une date relativement récente, qui a engendré une adaptation du réseau hydrographique à la structure, et un relief appalachien.

Tout au contraire, à l'W de la faille de Chantonnay, on remarque une indifférence presque totale des orientations principales du réseau hydrographique, vis-à-vis de la structure hercynienne : c'est ainsi que la Petite-Maine traverse obliquement l'amphibolite et le gneiss des Essarts et le grès armoricain de Chauché; le Petit-Lay recoupe l'amphibolite de Saint-Martin-des-Noyers et le gneiss de Saint-Hilaire-le-Vouhis. Il existe,

(7) Cette idée a déjà été exprimée par A. Huetz de Lemps (1952), dans son étude sur la région de Chantonnay.

cependant, quelques bonnes adaptations locales à la structure : la Boulogne supérieure est parallèle au pli hercynien; l'Yon supérieur et le ruisseau de la Cambaudière, affluent du Petit-Lay, bordent le flanc nord-est du batholite granitique de Bournezeau.

Enfin — et surtout — dans l'hypothèse d'un abaissement progressif du relief dans une région plissée où les roches ont des duretés très inégales, *comment expliquer que toutes les surfaces interfluves* (qui représentent le quart de la superficie totale) *s'intègrent dans un plan commun ?*

Par conséquent, l'hypothèse selon laquelle les formes actuelles du terrain dériveraient directement d'un relief accidenté, par aplanissement progressif et encore imparfait, rencontre de grandes difficultés, en particulier l'absence de tout relief résiduel au-dessus des restes de la haute surface plane et l'indifférence de ces témoins à la structure hercynienne, puisqu'ils s'étendent sur les secteurs plissés par l'orogénèse hercynienne, aussi bien que sur ceux qu'elle n'a pas atteints. Il faut noter aussi l'influence négligeable de l'érosion différentielle, et l'inadaptation presque générale du réseau hydrographique à la structure.

b. L'examen prolongé des formes du terrain, la comparaison du modelé des interfluves et la confrontation des altitudes auxquelles ils parviennent, suggèrent irrésistiblement l'image d'une haute surface, à laquelle auraient appartenu tous ces plateaux et à partir de laquelle les dépressions actuelles se seraient creusées peu à peu.

Ainsi se dégage l'hypothèse que la haute surface plane et le réseau des vallées qui y est incisé n'ont pas été façonnés en même temps, ni sous l'influence des mêmes processus morphogénétiques.

L'idée d'une surface plane primordiale permet-elle de mieux expliquer les faits constatés lors de l'examen des coupes menées à travers la région ?

Il est clair que cette hypothèse permet de rendre compte à la fois de la planitude et de la continuité dans l'espace des surfaces sommitales des interfluves ainsi que de leur indifférence à la structure géologique et à l'inégale résistance des roches à l'érosion, ce qui caractérise la haute surface étudiée. Ces quatre particularités des interfluves sont tout à fait normales dans notre deuxième hypothèse.

Mais, de plus, la disposition d'une partie du réseau hydrographique ne semble pouvoir s'expliquer que si ce dernier s'est installé sur une surface bien aplanie. En effet, sur le versant ouest, les grands bassins (Vie, Jaunay, Auzance) ont des formes très régulières : *ce sont de longs rectangles parallèles, dont le grand axe est EW, donc conséquent par rapport à la pente du panneau central de la surface.* (Le rétrécissement des bassins, à l'aval, est normal, mais il est accentué par de légères déformations tectoniques, relativement récentes (fig. 31, p. 294).

Comment une orientation et une régularité aussi parfaites auraient-elles été réalisées, si ce réseau ne s'était pas constitué à partir d'une surface pratiquement plane, à très faible pente, où n'intervenaient pas les obstacles qu'auraient pu constituer les nombreux pointements granitiques de la région ? Si actuellement, ces bassins mordent quelque peu les uns sur les autres, il est facile de voir que cela est dû à des phénomènes mineurs d'érosion différentielle (dépliants VII, VIII, IX).

L'orientation EW des bassins hydrographiques domine dans une région délimitée par une ligne passant à Beauvoir, les Lucs, la Genétouze, Nieul, la Rêmelière et Olonne.

Dans le reste du Bas-Bocage, les déformations périphériques ont entraîné d'autres orientations : on a vu plus haut (p. 47) que les bordures nord et sud étaient légèrement abaissées, par rapport à un axe médian, E-W, allant de la faille de Chantonnay à l'île d'Yeu.

L'orientation SN domine au N du bombement médian, dans les vallées de la Boulogne, du Bouvreau, de la Petite-Maine et de la Grande-Maine.

L'orientation NS domine au S de la dorsale Dompierre, les Essarts, ainsi que dans le secteur SW, au S de la ligne de partage des eaux allant de la Rêmelière à Olonne (fig. 2). Sur ce versant, le réseau hydrographique s'étale bien en patte d'oie, comme cela est normal en terrain schisteux, mais les troncs principaux sont orientés NS, NE-SW ou NW-SE (Yon, Petit-Lay, Grand-Lay et leurs affluents, ruisseau de Château-Guibert) ; de même, sur le versant sud, les petits bassins de Tanchette, de Saint-Jean-d'Orbestiers et du Caillola sont rectangulaires et parallèles les uns aux autres (ceux du Payré et du ruisseau du Jard, moins réguliers, sont installés en partie sur le bassin liaso-jurassique et, de plus, ont subi des déformations : ils ne peuvent donc pas être valablement comparés aux précédents) (cf. fig. 31, p. 294).

On voit que le *groupement et l'orientation des bassins hydrographiques ne dépendent en rien de la structure géologique, mais qu'ils sont déterminés par la forme d'ensemble qui groupe les lambeaux de surfaces interfluves.*

En résumé, l'absence de tout relief résiduel sur les plateaux interfluves, leur continuité dans l'espace, le parallélisme des grands bassins orientés E-W, l'inadaptation d'une grande partie du réseau hydrographique à la structure, toutes ces particularités du relief s'expliquent, si l'on admet que le réseau des vallées ne s'est pas établi à partir d'un terrain accidenté, mais qu'il est gravé dans une plate-forme. Même si cette surface d'aplanissement ancienne n'est conservée — à un mètre près — qu'en très faible partie, elle a pourtant joué, par la suite, un rôle primordial dans l'élaboration du relief : la plaine d'érosion qui nivela tout le relief hercynien a marqué une étape essentielle dans l'évolution morphologique de la région. Une nouvelle génération de formes eût lieu, lors du creusement des vallées préliasiques.

II. — DATE DE FORMATION ET GENÈSE DE LA SURFACE D'APLANISSEMENT PRIMORDIALE

A. DERNIÈRES FORMATIONS DATÉES, ANTÉRIEURES A L'APLANISSEMENT.

Grâce aux importantes recherches de G. Mathieu sur la Vendée (1932, 1937), on sait que *les derniers plissements hercyniens affectant la région sont post-stéphaniens : la plaine d'érosion* qui tranche les anticlinaux hercyniens de Saint-Nazaire-Mervent et de l'île d'Yeu-les Sables-d'Olonne, *a donc été réalisée après le Stéphanien.*

B. LES DÉPOTS DE COUVERTURE LES PLUS ANCIENS.

Au SW, au S, à l'E et au NE du Bas-Bocage, il reste des témoins d'une couverture secondaire qui repose sur le socle (micaschistes, granite) (Dépl. IV, p. 50 et fig. 3, p. 82). Il s'agit de Lias inférieur (Hettangien et Sinémurien) et de Lias moyen (Pliensbachien et Domérien). L'observation attentive de leurs rapports avec le socle cristallin montre que le Lias s'étend aussi bien sur les lambeaux de la plate-forme que sur les flancs des vallées en contre-bas (qui, dans ce cas, sont des vallées en partie fossiles et en voie d'exhumation). *Le façonnement de certains au moins des lambeaux de la haute surface plane est donc préliasique.*

Dans le réseau des vallées creusé à partir de celle-ci, se trouvent localement des sédiments crétacés et tertiaires : *mais tous remplissent des dépressions, aucun ne se trouve sur les surfaces culminantes.* Il est clair que les seuls dépôts fossilisants susceptibles de la dater sont ceux qui recouvrent la plate-forme elle-même.

La plaine d'érosion a donc été façonnée aux dépens des terrains anciens du Bas-Bocage entre le Stéphanien et le Lias inférieur : **certains de ces plateaux, encore jalonnés par des placages de Lias, sont donc des témoins de la surface post-hercynienne.**

C. AMPLEUR DE L'ÉROSION POST-HERCYNIENNE.

Localement, entre les Sables-d'Olonne et la région située à 20 km au N, il est possible d'évaluer l'ordre de grandeur de l'érosion qui a supprimé le relief hercynien et abouti à l'élaboration d'une surface plane.

Le long de la côte, au N-NW des Sables-d'Olonne, on peut observer une série métamorphique, allant des anatexites (La Chaume), aux micaschistes à chlorite et muscovite (partie N des rochers de Sauveterre) (dépliant I). L'ensemble plonge vers le N, de 30° en moyenne, selon une disposition monoclinale. Celle-ci correspond au flanc N d'un pli anticlinal

de direction sud-armoricaine, dont l'axe se trouverait au large de la côte actuelle, au S des Sables. Entre La Chaume et Sauveterre, sur le bas-estran, les couches sont tranchées par une surface sub-horizontale. Entre Sauveterre et la Courmarin, le degré relativement faible du métamorphisme m'a permis d'établir la stratigraphie détaillée des couches, qui atteignent une puissance totale de 1 700 m environ (Cf. coupe 1, p. 30).

Au S, entre la Courmarin et la Chaume, la migmatisation ne permet pas de reconstituer avec précision la stratigraphie; cependant, chaque fois que l'on peut observer un septum dans les anatexites, on constate que le pendage des micaschistes ou des gneiss résiduels reste de l'ordre de 30°. La puissance des couches, entre les deux derniers points, est de 1 300 m environ; entre la Chaume et Sauveterre, elle atteint donc 3 000 m à peu près. Or, la série ainsi examinée ne représente qu'une partie du Briovérien de la région littorale; entre Sauveterre et la bande de phtanite de Brétignolles, la puissance des couches tranchées par la surface topographique est de l'ordre de 1 000 m : la puissance totale du Briovérien, entre les Sables-d'Olonne (la Chaume) et Brétignolles serait de 4 000 m environ.

Une autre coupe donne un résultat analogue. Entre la Mine des Essarts (sur la côte au SE des Sables) et la bande de phtanite de l'Olivière, près de Nieul-le-Dolent, la surface actuelle s'étend sur la tranche des micaschistes, sur une longueur de 20 km (coupe 3, p. 31). A la base, sur la côte, affleurent des micaschistes feldspathiques à disthène et staurotide; ils sont recouvertes par une épaisse série de micaschistes à deux micas, puis de micaschistes à muscovite seule, enfin par des schistes à chlorite. Cette coupe étant perpendiculaire à la direction des couches et le pendage moyen de celles-ci étant de 20°, il s'ensuit que les terrains de la bande côtière, au S, sont très relevés, par rapport à ceux de la région de l'Olivière, au N.

En conclusion, de Brétignolles aux Sables-d'Olonne, ou de Nieul à la mine des Essarts, en direction NW-SE ou NE-SW, l'érosion post-hercynienne a recoupé en biseau le Briovérien côtier métamorphique, correspondant au flanc nord de l'anticlinal hercynien des Sables-d'Olonne. Vers cette localité, l'épaisseur des couches enlevées a dû être de l'ordre de 4 000 m.

Au N de la région, les micaschistes et les gneiss d'Apremont ont un pendage très faible et ne se prêtent pas à des évaluations de ce genre.

A l'E, les migmatites des Essarts correspondent à une zone de métamorphisme profond, et il semble qu'au-dessus de ce deuxième axe anticlinal hercynien, ait été enlevée une épaisseur de terrain à peu près équivalente à celle qui formait l'anticlinal des Sables-d'Olonne.

D. LA GENÈSE DE LA PLATE-FORME.

1. Les mouvements hercyniens en Vendée.

Les études du Dr Picquenard (1923 et 1924) sur les flores des bassins houillers de Vendée, puis l'exploration de toutes les formations primaires du Bocage vendéen par G. Mathieu (8) nous renseignent avec précision sur les différentes formations carbonifères de Vendée et sur les mouvements tectoniques qui les ont affectées. Je ne puis donner ici que les très grandes lignes de cette histoire.

Le bassin houiller de Vendée comprend des dépôts namuriens, westphaliens et stéphaniens; ils sont atteints par des phénomènes tectoniques de grande ampleur, appartenant à la phase sudète, aux phases asturiennes et à la phase saalienne.

Entre *le Givétien,* représenté par les marbres de la Ville-Dé d'Ardin et *le Namurien,* il y a une grande lacune stratigraphique en Vendée. C'est avant le Namurien, pendant *la phase sudète des* plissements hercyniens, très importante, qu'a eu lieu la mise en place des grands axes granitiques. La phase sudète a eu pour effet de faire reposer le Namurien en discordance tantôt sur le Briovérien, tantôt sur le Givétien plissé.

Le Namurien est représenté par l'assise de Saint-Laurs.

Entre le Namurien et le Westphalien se place *la phase tectonique de l'Erzgebirge* (première période des mouvements asturiens). Le Stéphanien est discordant, tantôt sur le Givétien, tantôt sur le Namurien. Ces mouvements du sol ont dû provoquer la formation d'un relief notable, à en juger par l'épaisseur des conglomérats de base du houiller de Faymoreau.

Au Westphalien supérieur, correspond l'assise de Chantonnay.

Entre le Westphalien supérieur et le Stéphanien discordant, se place la phase asturienne (deuxième période).

Le Stéphanien comprend les assises de la Verrerie, d'Epagne et de la Marzelle.

Enfin, a eu lieu une dernière phase tectonique importante : *la phase saalienne* à laquelle on peut attribuer la faille inverse de la Marzelle, à Chantonnay. D'après P. Pruvost (1956), cet épisode tectonique se place entre l'Autunien et le Saxonien. L'énorme réduction d'épaisseur du Sillon houiller, écrasé en chapelet, ainsi que la position verticale de ses couches, impliquent la formation d'un relief important.

2. Les périodes d'érosion des montagnes hercyniennes en Vendée.

a. Le Carbonifère. — Nous avons vu, p. 57, que l'épaisseur des terrains enlevés dans les secteurs affectés par le métamorphisme hercynien était de l'ordre de 3 à 4 000 m dans la région SW de la Vendée. Mais cela ne signifie nullement que les reliefs hercyniens aient jamais atteint cette altitude. Il est évident que tout exhaussement notable du sol amène en contre-partie une érosion accrue, si bien que la surrection d'une chaîne de

(8) 1937 *b*, Cf. la bibliographie sur ses travaux antérieurs.

montagnes est forcément accompagnée de processus de destruction plus ou moins intenses.

Les recherches de nombreux géologues — et en particulier de Ch. Barrois et de P. Pruvost — sur les bassins houillers du N de la France, ont permis de connaître les conditions de formation des dépôts houillers. Dans une région basse, en bordure de mer, existaient des forêts marécageuses où se développaient les plantes houillères; à la suite d'un enfoncement du sol, le marécage était envahi par les eaux, soit lacustres, soit marines selon les cas, et la forêt était submergée. Après une nouvelle émersion, la forêt se reformait, puis était de nouveau ensevelie sous des couches de boue et de dépôts détritiques. (Ce type de sédimentation caractérise les bassins paraliques.)

C'est ainsi que le bassin houiller du N de la France, épais de 3 000 m, présente 400 fois de suite cette alternance de couches continentales, lacustres et marines. Cette très importante sédimentation est donc corrélative d'un phénomène de subsidence du même ordre de grandeur.

En Vendée, si toutes les formations carbonifères étaient superposées, elles atteindraient, d'après G. Mathieu (1937, I, p. 225) une épaisseur de 2 500 m. La subsidence qui a permis le dépôt de ces couches est donc considérable : « Etant donné que la veine la plus récente du houiller de Cézais, comme la plus ancienne de St-Laurs, représente une profondeur d'eau de quelques mètres, on est forcé de convenir que l'affaissement total qui a permis l'enfouissement du Carbonifère est de 2 500 m. » (*ibid.*) Ce rappel permet de voir comment les phénomènes de subsidence et d'exhaussement peuvent être associés dans la même chaîne.

Le même auteur établit une relation entre les mouvements du synclinal houiller, installé sur l'emplacement d'un synclinal dévonien, et l'anticlinal gneissique des Essarts, contigus l'un à l'autre. « Il est probable qu'un mouvement de bascule provoquait l'effondrement du houiller, tandis que s'accentuait au S le dôme anticlinal » (*ibid.*). « Les différents dépôts houillers de Vendée représentent un immense lac allongé suivant une grande ligne synclinale qui existait avant l'époque carbonifère » (*ibid.*, p. 226) « Ils offrent bien les caractères des dépôts lacustres dans une aire continentale montagneuse » (*ibid.*, p. 227).

Ces quelques citations montrent à quelles difficultés on se heurte lorsque l'on tente de reconstituer l'aspect de cette région, à une époque définie du Carbonifère. Quoi qu'il en soit, l'étude des différentes couches prouve que l'attaque du relief était violente durant les multiples périodes de sédimentation houillère : « *Les bassins houillers vendéens montrent une proportion de près de* 90 % *de grès, poudingue et brèche sur le total des formations houillères* » (*id.*).

C'est ainsi qu'*au Namurien*, l'assise de St-Laurs comporte, à la base et au sommet, des dépôts de caractère torrentiel, représentés par des poudingues, épais de 100 m; il s'y trouve des galets variés, issus de la plupart des roches de la région.

A la base du faisceau du Bernard, se trouvent des poudingues à gros éléments (galets de quartz, quartzite rouge de l'Ordovicien, schiste vert, atteignant 8 cm de longueur).

Au Namurien supérieur, les grès sont plus fins : l'érosion semble ralentie.

Il est probable que les variations constatées dans la sédimentation correspondent à des conditions locales complexes : modifications climatiques entraînant des systèmes d'érosion variés, modifications d'altitude, etc.

Au Stéphanien inférieur, dans le faisceau de la Verrerie, la sédimentation est d'abord très grossière : un conglomérat de base, rouge, épais de 100 m, comprend des galets mal calibrés, allant de la grosseur du poing à celle de la tête et atteignant jusqu'à 60 cm de longueur : parmi eux se trouvent des fragments de quartzite rouge de Champdeniers, de la porphyroïde, du quartz et du phtanite (G. Mathieu, 1937, I, p. 190).

La nature de ces galets est importante à connaître, car nous apprenons ainsi que le **Silurien et le Briovérien à phtanite se trouvaient à l'affleurement dès cette époque. Or, ces deux niveaux font encore partie de la surface actuelle.**

Au-dessus de ce poudingue de base, les couches du faisceau de la Verrerie sont beaucoup moins grossières mais, au toit, on trouve à nouveau un poudingue à éléments grossiers, épais de 100 m : « le faisceau de la Verrerie constitue un épisode de dépôts charbonneux, *entre deux grandes phases torrentielles* » (*Ibid., p.* 191).

Ailleurs, par exemple dans le bassin de St-Etienne, le Stéphanien productif, épais de 200 m, est encadré entre une brèche de base épaisse de 400 m et un conglomérat de même épaisseur.

Le Carbonifère supérieur semble avoir été une période de forte érosion. La flore à *Pecopteris* du Westphalien et du Stéphanien impliquait un climat humide et chaud. *Toutes les conditions du milieu physique paraissent avoir été réunies pour que les reliefs hercyniens s'abaissent rapidement :* une altitude notable, un climat favorable à l'altération météorique, des précipitations abondantes (9).

Après le Stéphanien — et jusqu'au Lias — aucun dépôt daté n'a été reconnu en Vendée littorale, c'est pourquoi nous sommes obligés de chercher dans les régions voisines des indices sur la rapidité de l'érosion au cours des périodes suivantes.

A l'Autunien, dans le Calvados, l'assise de Littry comprend, entre autres, deux séries de dépôts grossiers : poudingues et grès (Pareyn, 1954). C'est pendant cette période que se fait le passage entre le régime humide et le régime aride, non pas brusquement, mais avec de nombreuses alternances.

La phase saalienne, intercalée entre l'Autunien et le Saxonien, à laquelle G. Mathieu attribue la formation des grands synclinaux pincés du bassin houiller de Vendée, a certainement provoqué la surrection de nouvelles hauteurs; celles-ci disparaîtront, en Vendée, avant le Lias inférieur.

(9) Une certaine altitude est impliquée par la position subverticale des couches dans le sillon houiller.

En conclusion, au cours de la période carbonifère, longue d'environ 60 millions d'années, les reliefs hercyniens durent présenter des aspects continuellement changeants; les régions soulevées lors de chacune des phases tectoniques principales devaient être attaquées par l'érosion à mesure qu'elles s'exhaussaient, leur démolition étant hautement favorisée par les conditions climatiques chaudes et humides. A la fin du Carbonifère, les reliefs hercyniens n'étaient peut-être déjà plus très importants.....

b. Le Permien

L'étude détaillée du Rothliegend inférieur de la Sarre-Nahe (correspondant à l'Autunien) a permis de reconnaître de nombreuses oscillations climatiques plus ou moins humides (A. Strigel 1922, et M. Schwarzbach, 1954); mais le Rothliegend supérieur (Saxonien) présente des caractères de grande aridité. Parmi les Conifères, seul persiste le genre Walchia.

« Les faciès rouges continentaux du Permien correspondent au moment où cette chaîne, ayant perdu sa couverture de forêts, entre en période de « rhexistasie » et où ses hauts reliefs sont enfin pénéplanisés. *Le « rabotage saxonien » est responsable de la surface dite « hercynienne »,* sur laquelle s'étendront les dépôts de plate-forme des mers mésozoïques » (P. Pruvost, 1956).

En France, partout le Permien comprend des formations détritiques plus ou moins grossières : grès rouges et grès à Walchia, argiles rouges, arkoses, poudingues (régions de Brive, de Rodez, de Mende, etc.). Les végétaux qu'elles renferment sont fréquemment silicifiés (racines et troncs). Ces dépôts peuvent atteindre une grande épaisseur, par exemple dans le Massif Central (Lapadu-Hargues, 1945).

Pendant la durée du Permien (20 millions d'années environ), la quantité de matériaux clastiques ainsi arrachés aux reliefs hercyniens a dû être énorme, dans toute l'Europe occidentale.

c. Le Trias, au début, est caractérisé en France, par des conditions désertiques. Dans l'Estérel, au Werfénien, subsistaient quelques inselberges, témoins des volcans du début du Permien; ils dominaient un reg pavé de galets vernis et éolisés (P. Bordet, 1951).

Par la suite, dans toute l'Europe occidentale et moyenne, les dépôts du Trias sont des conglomérats, des grès rouges, des argiles rouges ou blanches. Nous emprunterons l'évocation du paysage triasique à M. Gignoux (1948, p. 304) :

« Toute l'aire continentale européenne nous montre au Trias des sédiments de type relativement uniforme; si nous faisons abstraction de l'épisode constitué par la mer

du Muschelkalk, on peut dire que les grès bigarrés et les marnes irisées, dans le vaste espace compris entre l'Espagne, l'Angleterre et la Bohême, restent partout reconnaissables au premier coup d'œil. Cette similitude tient évidemment à l'identité des conditions géographiques : on avait là une région naturelle dont les dimensions n'ont rien d'anormal, si on les compare avec celles de certaines régions naturelles actuelles, par exemple la grande ceinture désertique, qui va des côtes de l'Afrique occidentale à la Mésopotamie. Cette comparaison traduit l'image que la plupart des géologues se font maintenant de l'Europe triasique. »

Le climat du Trias, en Europe, ne fut sans doute pas aussi aride que le pense Gignoux (10). L'abondance des formations détritiques (poudingues, grès bigarrés, argiles rouges) apporte la preuve d'une érosion vigoureuse; comme au Permien, s'écoulèrent de longues périodes de rhexistasie, mais le relief avait déjà été très affaibli au cours de l'époque précédente.

***d.* Au Rhétien,** le climat redevient plus humide et il est probable que les modifications climatiques amenèrent un bouleversement dans les conditions de l'érosion; sous le Lias, les roches sont fréquemment très altérées et on a pu attribuer au Rhétien d'importants phénomènes de kaolinisation. Au cours de cette période, peut-être l'érosion verticale reprit-elle le pas sur l'érosion latérale ? Les faits décrits au chapitre II, concernant l'état de la surface préliasique, apporteront une réponse à cette question.

3. L'élaboration de la plaine d'érosion post-hercynienne

Ces développements sur les phénomènes orogéniques, sur le climat et sur les types de sédimentation du Carbonifère, du Permien et du Trias nous ont éclairés quelque peu sur les étapes de l'édification des reliefs hercyniens, et sur certains des processus qui aboutirent à leur destruction. On peut penser que ces reliefs n'atteignirent jamais la hauteur que l'on aurait pu supposer, d'après l'épaisseur des terrains enlevés. Tandis qu'ils se formaient, des forces d'érosion considérables s'attaquaient à eux, au cours du Namurien, du Westphalien et du Stéphanien. Rien ne prouve que le grand lac stéphanien se soit installé sur une région très accidentée; sa grande extension horizontale et les phénomènes de subsidence qu'il implique, laissent même supposer le contraire.

Lors de la phase saalienne, ont surgi les grands accidents correspondant au pincement du houiller dans de longs plis, étroits et très profonds. La disparition de ces reliefs et la formation d'une grande surface d'aplanissement nivelant toutes les formations — hercyniennes et autres — du Bas-Bocage vendéen, s'accomplirent pendant une durée encore énorme :

(10) Sur cette question, cf. les travaux de J. Ricour.

les 20 millions d'années du Permien et les 35 millions du Trias. Dans notre région, il ne subsiste aucun témoin certain de ces deux périodes (11) mais la grande uniformité des faciès au Permien et au Trias dans l'ensemble de l'Europe donne toutes raisons de croire que les mêmes événements s'y sont passés.

La Vendée faisait partie d'une grande aire, l'Europe occidentale et moyenne, où des conditions climatiques favorables à une forte érosion sévirent pendant très longtemps.

Mieux que toute autre forme de l'érosion, la planation latérale (12) par écoulements en nappes, sous climat tropical à saison sèche, paraît susceptible d'avoir pu réaliser sur toute l'Europe hercynienne et pendant une très longue durée, la vaste plaine s'étendant de la Bohême à l'Atlantique, désignée sous le nom de « surface post-hercynienne ». Localement, quelques reliefs résiduels de très maigre importance y subsistaient (13) et (14). Dans le Beaujolais, « la planation pré-triasique a complètement aboli, ici comme ailleurs, les reliefs hercyniens. Quand on observe la surface des terrains primaires sous la couverture secondaire ou à son voisinage immédiat, *on la voit parfaitement nivelée, quels que soient les terrains qui la constituent. La plaine d'érosion post-hercynienne a nivelé même les roches les plus résistantes* » (H. Baulig, 1928, p. 335).

« L'histoire ultérieure du Massif Central français — et l'on peut ajouter sans grand risque de se tromper, celle de toute l'Europe hercynienne — n'offre rien qui, pour l'étendue et la perfection puisse se comparer à la plaine d'érosion post-hercynienne » (*Ibid.* p. 19).

En dehors des processus d'aplanissement d'origine continentale, ne faut-il pas envisager d'autres modes d'érosion, agissant après la longue période pendant laquelle furent rabotés les plis hercyniens et parachevant les effets de cette dernère ? Au cours des temps secondaires et tertiaires, les mers du Lias, du Jurassique, du Crétacé, de l'Eocène, du Miocène et du Pliocène ont baigné les rivages de la Vendée occidentale. N'est-il pas

---

(11) Hormis, peut-être, les argiles rouges remaniées du Trias et réincorporées au Lias.

(12) Sur la genèse des plaines d'érosion latérale. Cf. Mac Gee (1897), D. W. Johnson (1931), Macar (1935), J. Dresch, Pénéplaines africaines (*A.G.* 1947, p. 125-137) ; F. Joly, Le haut Atlas oriental, p. 89, in : *Aspects de la Géomorphologie du Maroc*, C.G.I. Alger, 1952.

(13) En France, de nombreux auteurs ont décrit des vestiges de la surface post-hercynienne, fossilisée tantôt sous le Permien, tantôt sous le Trias, tantôt sous le Lias. Pour le Massif armoricain, Cf. E. de Martonne (1906), A. Briquet (1911), R. Musset (1920), P. Birot (1930), R. Tinthouin (1931), M. Ters (1954) ; pour le Massif central, Cf. A. Demangeon (1910), A. Perpillou (1927 et 1940), H. Baulig (1928), M. Ayral (1928), A. Meynier (1931), Y. Boisse de Black (1933), A. Cholley (1934), P. Lapadu-Hargues (1946), M. Derruau (1948) ; pour le Périgord, Cf. P. Fénelon (1951) ; pour le Morvan, Cf. J. Beaujeu-Garnier (1945, 1948, 1949, 1951, 1953) ; pour les Vosges, Cf. H. Baulig (1922) et J. Jung (1933) ; pour les Ardennes, Cf. Baeckeroot (1942) et Macar (1954) ; pour le NW de la France, Cf. P. Pinchemel (1954) ; pour l'Europe occidentale en général, Cf. A. Guilcher (1949).

(14) Sur les Inselberge du Permien inférieur de la Bohême septentrionale, Cf. W. Petrascheck, *Zeitschrift Deutsch. Geol. Gesellschaft* (1922) ; R. Brinkmann, *Nachr. Gesellsch. Wissensch. Göttingen, Math. Phys. Kl* (1932) ; M. Schwarzbach, *Das Klima der Vorzeit*, p. 111. (Je remercie vivement M. Schwarzbach d'avoir bien voulu me communiquer ces indications bibliographiques.)

possible de voir dans ces plateaux si régulièrement aplanis l'œuvre de l'abrasion marine ?

Les dépôts dont l'altitude est la plus élevée sont ceux du Lias inférieur et moyen, qui atteignent presque le point culminant du Bas-Bocage (105 m près des Essarts) (Cf. p. 80). On pourrait supposer que ces mers ont parachevé l'aplanissement déjà bien avancé de la région. Mais l'étude détaillée du Lias montre que ce dernier repose non seulement sur la haute surface plane, mais encore dans quelques-unes des vallées qui la dissèquent : la mer a donc envahi un relief différencié, sans le modifier sensiblement. Un autre fait vient confirmer cette conclusion : sur le massif d'Avrillé, aux Forêts, le poudingue de base du Charmouthien repose sur l'arène granitique *en place* (Cf. p. 92). On ne peut mettre plus clairement en évidence la faiblesse de l'érosion et des aplanissements éventuels, réalisés lors de leur transgression par les mers du début du Secondaire.

En ce qui concerne la mer crétacée (cénomano-turonienne), ses dépôts prouvent qu'elle recouvrit toute la partie occidentale du Bas-Bocage; elle aussi submergea un relief caractérisé par de larges vallées évasées. Qu'elle ait balayé les plateaux les moins élevés (c'est-à-dire les plus occidentaux) est à peu près certain, mais non ceux qui dépassaient 80 m, altitude des galets roulés de la Vergne, au-dessus de laquelle ne semble se trouver aucun dépôt de Cénomanien (Cf. p. 125). Toute la partie centrale et orientale de la surface d'aplanissement, située entre 80 et 110 m et la mieux conservée, ne peut donc être considérée comme une surface d'abrasion marine cénomanienne.

En Vendée, les dépôts marins éocènes fossilifères ne dépassent pas actuellement l'altitude de 20 mètres et le niveau maximum de la mer est probablement resté très inférieur à celui de la mer cénomanienne.

Que dire des mers helvétienne et redonienne, sinon qu'elles ne semblent pas avoir atteint une altitude aussi forte que les deux premières, et qu'elles paraissent avoir seulement envahi les dépressions creusées dans la plate-forme, sans atteindre celle-ci ? en effet, l'Helvétien de la région de Coëx, qui est un dépôt littoral riche en Ostréidées, ne monte qu'à 47 m, c'est-à-dire à 8 m en contre-bas du plateau le plus proche (15). Le falun helvétien du Champ-Cocu (p. 206) atteint 24 m, alors que le sommet du plateau des Habites le domine de 31 m. Dans la région de Montaigu, l'Helvétien de Bois-Châlon et de Treize-Septiers, de faciès toujours littoral, remblaie des dépressions encaissées de 10 à 20 m dans la surface des plateaux les plus proches. Si les argiles de Vendrennes ont

(15) Cf. Bugé, Freneix et Ters (1958).

un âge helvétien, comme le suggère G. Mathieu (1949), elles restent en contre-bas de 10 à 15 m, par rapport à la haute surface plane.

La mer pliocène a-t-elle recouvert — et éventuellement érodé — les plateaux interfluves ? Dans le S de la Loire-Atlantique et en Vendée, ses dépôts fossilifères ne dépassent pas l'altitude d'une trentaine de mètres (cf. p. 230 et le Redonien de Palluau (seul gisement pliocène vendéen authentifié par ses fossiles), reste à 40 m au-dessous du plateau de la Robinière. De plus, il a un faciès argilo-calcaire, et non détritique, ce qui prouve que l'érosion exercée sur le socle était alors très modeste.

En Normandie, les sables pliocènes de Lessay montent jusqu'à 55 m d'altitude et ce dépôt ne semble pas déformé; cette limite maximum paraît acceptable, si l'on tient compte des faciès littoraux du Redonien de Vendée et de Loire-Atlantique, très riches en grosses huîtres. Il paraît donc peu probable que la mer redonienne ait balayé et érodé les plateaux interfluves situés au-dessus de 60 m (16).

Ainsi, le rôle de l'abrasion marine semble minime dans le façonnement des plateaux interfluves; l'analyse critique des transgressions marines qui ont submergé une partie de la Vendée littorale oblige à reconnaître qu'à l'exception de celle du Lias, aucune des autres ne dût opérer une submersion totale, sauf peut-être celle du Jurassique.

Les mers liasiques n'exercèrent qu'une action érosive négligeable sur le relief différencié de plateaux et de vallées qu'elles submergèrent et, de plus, *elles le fossilisèrent* pendant une longue période. Puis cette couverture fut partiellement enlevée; on peut raisonnablement penser qu'entre 80 et 50 m d'altitude, les plateaux interfluves, témoins de la surface post-hercynienne, ou très proches d'elle, furent balayés et éventuellement rabotés par les transgressions marines du Cénomanien et de l'Helvétien. Ces plateaux s'abaissèrent vraisemblablement de quelques mètres, mais en restant subhorizontaux, ce qui explique qu'aujourd'hui encore ils s'intègrent dans un même plan tangent, *et ce plan englobe localement des étendues fossilisées sous le Lias.* Vis-à-vis des plateaux interfluves actuels, la surface post-hercynienne, longtemps ensevelie, a joué un rôle primordial.

La haute surface que nous avons reconnue en Vendée littorale est caractérisée par sa vaste étendue, sa planitude et son indifférence à la structure géologique comme à la nature du socle. *A la périphérie des placages de Lias, elle se rattache à un immense ensemble : la surface post-hercynienne de l'Europe occidentale.* Mais souvent, aucun dépôt ne permet de dater scrupuleusement, à un mètre près, le façonnement des plateaux

(16) En ce qui concerne l'altitude plus élevée des « sables rouges » de Bretagne, Cf. n. 231.

culminants; l'une de nos tâches essentielles sera de rechercher les rapports qui existent entre ceux-ci et l'authentique surface post-hercynienne (17), encore fossilisée sous le Lias.

III. — LA CONSERVATION DES TÉMOINS DE LA PLAINE D'ÉROSION PRIMORDIALE : LA FOSSILISATION SOUS LE LIAS ET LE JURASSIQUE

(Dépliant IV, p. 51.)

Lors de la transgression des mers du Lias, la dissection de la haute surface par un réseau hydrographique était déjà bien avancée, puisque de nombreux gisements de Charmouthien se trouvent dans des vallées. Mais dans quelles conditions l'ensemble du Bas-Bocage, plateaux compris, fut-il submergé par les mers liasiques ?

A l'E, la plate-forme a été entièrement recouverte par le Lias, dans la région des Essarts : en effet, ce terrain repose sur la partie culminante de la haute surface plane (entre 100 et 110 m) ; il atteint 105 m aux Essarts et presque 100 m à l'E de la Réorthe. Dans les dépressions, nombreux sont les gisements de Lias qui prouvent l'invasion de cette région par les mers du début du Secondaire : l'Hettangien et le Charmouthien de Chenillac (70 m) (18), le Charmouthien de l'Espérance (70 m) forment de précieux jalons entre le bassin de Chantonnay et la plaine de Luçon, dans la direction de Mareuil.

Au NE, le long de la Grande-Maine, sur sa rive gauche (entre 90 et 100 m), s'étend une nappe de cailloutis, représentant une haute terrasse fluviale, disséquée par les vallées affluentes. Au Moulin-de-Preuilly, au Moulin-de-la-Salette, à Puy-Greffier, à la Milière, des silex et des fragments de calcaire jurassique se trouvent parmi les galets de quartz. *Ils établissent de façon certaine l'extension des mers jurassiques dans la partie amont du bassin de la Grande-Maine, c'est-à-dire au moins sur le bord du plateau de 100-110 m,* entre Saint-Paul-en-Pareds et les Herbiers, à la même altitude que le Lias des Essarts.

Au N de la plate-forme, au Petit-Rorthais (3 km N de Montaigu), j'ai trouvé, vers l'altitude de 65 m, des silex résiduels jonchant la surface des champs; leur structure oolithique permet de les rapporter au Jurassique moyen. Sont-ils les restes d'une terrasse ancienne de la Maine ?

(17) Il est bon de remarquer que ce terme a un sens très large, dans la littérature : il désigne des surfaces façonnées après le Carbonifère et fossilisées, selon les cas, sous le Permien, le Trias, le Lias ou même le Jurassique !

(18) J'ai redécouvert, après Welsch (1907), ce gisement, qui n'est pas mentionné sur la carte géologique de Fontenay-le-Comte (2e éd.); le gisement de l'Espérance était inconnu jusqu'ici.

on ne sait; mais leur présence au N de la plate-forme était intéressante à signaler.

Plusieurs autres faits viennent prouver la grande extension primitive du Jurassique au N et au NW de la région, jusqu'en Loire-Atlantique.

A 10 km à l'E de Machecoul, à la Jacquetterie, un épais remblaiement quaternaire, principalement sableux, renferme aussi des silex noirs, de faciès pseudo-oolithique. Leur microfaune, étudiée par L. Valensi (19), comprend de nombreux petits Micrhystridium. (M. inconspicuum, Defl., M. densispinum Val., M. sydus Val., M. exilissium Defl., M. fragile Defl.) ainsi que Mombranilarnax ovulum Defl. et de nombreux articles de Crinoïdes, ce qui permet de les attribuer au Jurassique, peut-être au Bathonien. Ces silex, remaniés dans un dépôt détritique, attestent l'extension de la mer jurassique dans la région située à l'E de Machecoul, où cependant aucun gisement de cette époque n'est conservé en place. Des silex de même faciès, mais sans microfaune, se trouvent également dans une nappe alluviale quaternaire, à 4 km au SW de Saint-Philbert-de-Grand'Lieu. Sur le bord occidental du lac de Grand'Lieu, au Moulin-de-la-Nation, on trouve des fragments de gaize, à spicules de Spongiaires, que leur faciès permet d'attribuer au Jurassique avec beaucoup de vraisemblance.

A l'W, dans la région de Challans, où s'étendent les bassins sédimentaires du Crétacé, de l'Eocène et du Miocène, les dépôts du début du Secondaire semblent faire défaut. La surface des micaschistes est à nu; les mers du Lias les ont-ils recouverts ? Cela est bien probable, puisque le Lias atteint 105 m aux Essarts et qu'il n'y a aucune raison de penser qu'il y soit déformé. Faut-il donc attribuer aux flots crétacés l'enlèvement des derniers témoins de Lias et de Jurassique, sur la partie occidentale de la plate-forme ? (20).

Au SW, par contre, les témoins liasiques sont nombreux, entre Ile d'Olonne et la côte (où l'Hettangien est conservé dans un fossé tectonique), à Saint-Jean-d'Orbestiers, à Beauregard, sur le massif d'Avrillé, au S de Champ-Saint-Père et de Mareuil. D'après ces témoins résiduels, on est certain que, selon les points, l'Hettangien, le Pliensbachien ou le Domérien ensevelirent toute la bordure méridionale de la région, depuis la Gâchère, à l'W, jusqu'au delà de Fontenay-le-Comte, à l'E. *Aucun relief ne s'interpose actuellement entre les lambeaux de hautes surfaces planes qui supportent une couverture liasique vers 100 m aux Essarts, à 80-90 m près de la Réorthe, à 75 m sur le massif d'Avrillé, entre 30 et 0 m sur la côte, au*

(19) Je remercie encore très vivement M. Valensi, qui a consenti si aimablement à examiner ces silex et à en déterminer les fossiles.

(20) L'existence d'une couverture sédimentaire calcaire, aujourd'hui disparue, est tout à fait probable, en raison de la présence d'infiltrations de calcite, dans le réseau de fentes très fines qui traverse les gneiss et les micaschistes des plateaux de ce secteur. Le phénomène est constant sous le Lias.

SE des Sables-d'Olonne. Rien ne peut laisser supposer que des hauteurs de quelque importance aient pu subsister, au Lias, entre la région de Mache-coul (au N), le bord occidental de la faille de Chantonnay (à l'E), la côte (au SW) et la région de Luçon (au SE).

D'ailleurs, *l'unité de la plate-forme* est attestée, à quelques mètres près, par la régularité de sa pente; sauf sur sa bordure, à l'W et au S, où des déformations tectoniques post-liasiques ont eu lieu, *tous les plateaux font partie d'une même surface plane qui descend régulièrement d'E en W* et dont la moitié sud est jalonnée par du Lias.

L'épaisseur importante des couches liasiques et jurassiques conservées dans le bassin de Chantonnay (140 m) est un fait d'une importance capitale. Si l'on suppose que ce fossé est entièrement d'origine tectonique et de formation récente et qu'il ne correspond pas à une dépression ancienne dans laquelle les sédiments d'âge secondaire auraient pu s'accumuler, on est obligé d'admettre qu'une épaisseur équivalente de terrain s'est déposée aux alentours, du côté SW de la future faille, aussi bien que du côté NE. Dans cette hypothèse, tout le Bas-Bocage aurait nécessairement été fossi-lisé sous une couverture sédimentaire mésozoïque, épaisse de plus de 100 m. Mais G. Mathieu a montré qu'à l'Hettangien, le horst Mervent-Saint-Pom-pain formait une longue île, et que la fosse de Chantonnay était déjà sans doute une zone déprimée (1948, p. 471). Quoiqu'il en soit, l'épaisseur considérable du Lias et du Jurassique conservés dans cette fosse et la présence de ces terrains de chaque côté de la faille (aux Essarts, et dans le bassin de Chantonnay), l'abondance des dépôts-témoins dans toute la région (sauf au centre-ouest), permettent de penser qu'ils sont les derniers représentants d'une couverture secondaire primitivement continue. *Il est certain que le Lias ou le Jurassique ont recouvert toute la région littorale vendéenne, entre la région du lac de Grand'Lieu au N, le bassin de Chantonnay à l'E et la côte au S et au SW, très probablement aussi à l'W* (21).

Cette couverture protectrice subsista fort longtemps, et l'exhumation de la surface fossilisée par le Lias n'est pas achevée partout, en particulier au SW, au S, au SE et à l'E de la plate-forme (régions des Sables-d'Olonne, d'Avrillé, de la Réorthe, des Essarts).

Sur les plateaux, à la périphérie de tous ces gisements, on a bien

(21) Cette vaste extension n'a rien d'invraisemblable, car le Lias supérieur et le Jurassique sont connus jusque sur le Haut Bocage vendéen, dans la région de Bressuire : sur la carte géologique de ce nom, vers 200 m d'altitude, des silex noirs, inclus dans des sables, sont signalés. Wallerant leur attribue un âge bathonien, qui a été confirmé depuis par leur microfaune : ils appartiennent en grande majorité à l'Aalénien, quelques-uns au Bathonien inférieur (L. Valensi, Confirmation de l'âge jurassique moyen des silex de la région de Bressuire [D.S.], 73e Congrès A.F.A.S., Poitiers, 1954). D'autre part, dans la même région, G. Mathieu (1948) a reconnu la présence du poudingue de base du Toarcien, transgressif sur le massif ancien. Mais les déformations tertiaires du Haut-Bocage ne permettent pas d'établir des corrélations entre l'altitude de ces dépôts et celle des témoins du même âge, situés sur le Bas-Bocage.

affaire à *une authentique plaine d'érosion post-hercynienne,* puisque façonnée entre la dernière phase des plissements hercyniens (saalienne) et l'arrivée des mers liasiques.

Dans les vallées installées sur le massif d'Avrillé et manifestement creusées à partir de cette surface originellement plane, *le terrain fossilisé a un modelé préliasique.*

IV. — LA DÉGRADATION DE LA HAUTE SURFACE APRÈS SON EXHUMATION

Comment peut-on essayer de reconstituer l'évolution des lambeaux de la haute surface plane, après l'ablation de la couverture secondaire ?

Les surfaces culminantes, presque parfaitement planes, sont généralement couvertes de formations d'altération sur place : micaschistes et gneiss décomposés, granites arénisés, parfois rubéfiés; leur épaisseur peut atteindre localement quelques mètres (argiles des plateaux de la Robinière, de Vendrennes, arènes de la Haute-Thermelière, schistes pourris de la Caillère).

La revue des paléo-climats faite au Chapitre V prouve que depuis le Lias jusqu'au début de l'Eocène, la persistance de climats tropicaux, presque constamment humides, a favorisé l'érosion chimique aux dépens de l'érosion mécanique. Durant ces très longues périodes de biostasie (22), — sans doute interrompues par quelques phases de rhexistasie, plus courtes —, la Vendée devait être recouverte par une épaisse couverture végétale sous laquelle, lentement, se formaient des sols profonds, probablement analogues à ceux que l'on peut observer aujourd'hui, dans les mêmes conditions de terrain et de climat. La plus grande partie des calcaires liasiques (et jurassiques ?) qui recouvraient le massif ancien à l'W de la faille de Chantonnay dut disparaître par dissolution chimique. Après l'ablation des roches carbonatées de la couverture, les plateaux établis sur le socle ancien furent attaqués à leur tour. La très lente décomposition des roches silicatées alumineuses, en provoquant le départ de la phase migratrice de la pédogenèse, ne pouvait aboutir qu'*à un abaissement de ces plates-formes subhorizontales parallèlement à elles-mêmes. Ces surfaces de dégradation lente évoluèrent en gardant leur forme d'ensemble presque plane* (23). On ne peut évaluer exactement l'épaisseur de la couche superficielle qui a ainsi lentement disparu; cependant, il est possible d'apprécier

(22) Cf. H. Erhart (1956).

(23) Note ajoutée pendant l'impression : Ces phénomènes correspondent aux processus de gradation, définis par Klein (1958 et 1959).

l'ampleur et la vitesse de l'érosion : d'une part, dans la région de la Garnache (à l'W de la plate-forme) subsistent *des argiles kaoliniques précénomaniennes* (Cf. p. 114), ce qui montre bien la lenteur de l'ablation.

D'autre part, au centre-est du Bas-Bocage, les dépôts ferrugineux de la Haute-Thermelière et des environs, attribués à l'Éocène (Cf. p. 197), reposent directement sur le socle ancien (granites et schistes), entre 80 et 90 m, très légèrement en contre-bas de la surface culminante du plateau voisin (90-95 m). Dans ce secteur, la surface topographique était donc dégagée d'une éventuelle couverture secondaire dès le début du Tertiaire (si tel est bien l'âge de cette cuirasse). Le maintien de celle-ci jusqu'à nos jours prouve la faiblesse générale de l'érosion, dans cette région basse, au relief insignifiant.

V. — LES DÉFORMATIONS DE LA PLAINE D'ÉROSION

(Dépliant IV.)

A) L'ÉTAT PRIMITIF

La pente de la plate-forme vers l'W, entre les isohypses de 110 et de 60 m environ, ne semble pas résulter d'une déformation : en effet, le façonnement de cette surface plane implique l'existence d'une pente, selon laquelle étaient évacués les matériaux enlevés; sa faible valeur (0,11 %) ne paraît pas incompatible avec la réalisation d'une plaine d'érosion.

A l'W, au N et au S, par contre, là où la pente s'accélère, au-dessous de la courbe de niveau de 60 m, les déformations sont nombreuses.

B) LA DÉFORMATION D'ENSEMBLE (Cf. p. 49)

Le bombement axial EW à grand rayon de courbure représente une déformation importante de la plaine d'érosion; engendrant une ligne de partage des eaux, il a déterminé dans le Bas-Bocage, la formation de trois séries de bassins hydrographiques, dirigés E-W, N-S et S-N.

Les orientations de ces trois versants ont exercé une influence primordiale sur les transgressions marines du Secondaire et du Tertiaire : les mers du Lias et du Jurassique ont envahi la Vendée par le S et par l'W (extrémité NW du bassin d'Aquitaine); les mers cénomanienne, éocène et helvétienne, y ont pénétré par l'W (bassin de Challans); la mer redonienne est très probablement arrivée par le N (bassin de Palluau) (23 *bis*).

(23 *bis*) Cependant, au maximum de la transgression liaso-jurassique, le Bas-Bocage fut entièrement recouvert (Cf. p. 64-66).

La courbure de la plate-forme est donc très ancienne puisqu'elle a permis aux transgressions des mers secondaires et tertiaires de l'envahir par ces trois directions. L'inclinaison vers le S de la partie méridionale du Bas-Bocage est préliasique, puisqu'un réseau de vallées orientées N-S y existait déjà : certaines d'entre-elles sont encore partiellement fossilisées sous le Charmouthien (Cf. p. 85 et 93) : *le bombement axial est donc préliasique.* Il n'est pas d'un mince intérêt de constater que *le promontoire schisteux de Saint-Gilles-sur-Vie et l'île d'Yeu sont situés sur cet axe tectonique d'une importance primordiale.*

C) LES GRANDS ACCIDENTS

Ceux qui déforment la plaine d'érosion et limitent à l'E le Bas-Bocage vendéen ont été décrits à maintes reprises (Cf. Welsch, 1903 a et b, Barrois, 1897 et 1930) et tout spécialement par G. Mathieu (1935, 1937, 1940, 1941, 1948 c) ; dans ce dernier travail (24), cet auteur met en rapport les failles de Chantonnay et de Pouzauges avec l'ensemble des accidents tectoniques de la région (p. 472-473).

1. La faille de Chantonnay (Dépliants I, II, IV et fig. 2)

On sait qu'il existe deux failles de Chantonnay : une faille inverse et une faille directe. La faille inverse sépare le synclinal houiller du Briovérien situé au SW (Cf. Stouvenot [1917]) et Péneau (1923) ; elle est hercynienne et post-stéphanienne. La faille directe passe entre le Houiller et le Jurassique situé au NE; elle est post-jurassique (le terrain dénivelé le plus récent étant le Callovien). Elle se prolonge vers le NW par la zone effondrée du lac de Grand-Lieu (et non par le sillon de Bretagne), tandis que vers le SE, elle suit le bord septentrional du horst de Mervent, puis se dirige vers les Deux-Sèvres.

Au S de Chantonnay, là où le Houiller n'est plus visible en surface, « la cassure qui effondre, au N du Briovérien, le Jurassique à la Jaudonnière et à la Caillère, le Houiller à Vouvant, est superposée à une faille inverse hercynienne » (25).

G. Mathieu a montré (*ibid.*) que *les grandes failles de la région de Chantonnay ont la même orientation que les deux synclinaux primaires de cette région :* le synclinal dévono-houiller (allant du lac de Grand-Lieu à la Ville Dé-d'Ardin) et le synclinal de quartzite rouge Puy Hardy-Champdeniers, prolongé au SE par le synclinal tertiaire de Champdeniers à Saint-

(24) Relation entre la paléogéographie du Jurassique et les failles tertiaires dans la région vendéenne.

(25) MATHIEU, 1935, p. 50.

Maixent, qui affecte le Jurassique et l'Éocène : on voit par ces exemples à quel point *les déformations de la partie orientale de la plaine d'érosion sont liées à la tectonique hercynienne.* Barrois (1930) avait déjà montré que leur direction d'ensemble prolongeait celle des plis de Cornouailles, en Bretagne.

Il reste à examiner l'ampleur de ces accidents ainsi que leur âge.

Dans la fosse de Chantonnay, le Lias et le Jurassique (jusqu'au Callovien inclus) sont accumulés sur une épaisseur relativement grande : 90 m au Vraud de la Caillère (sur le bord est), 140 m à Chantonnay (sur le bord ouest) ; cela ne signifie pas que la faille post-callovienne ait ce rejet. Il est probable que cette fosse correspond à une zone de subsidence qui existait sans doute dès avant le Lias; cette hypothèse, proposée par G. Mathieu en 1948, sera confirmée au chapitre II. Il est donc malaisé de connaître exactement l'ampleur du rejet post-jurassique de la faille.

Du reste, l'affaissement du bassin secondaire paraît beaucoup plus considérable dans la partie méridionale du fossé que dans sa partie septentrionale : le socle cristallin se relève progressivement du S au N : le Lias se trouve à une profondeur de 100 à 140 m à Chantonnay, tandis qu'il affleure sur le bord nord du fossé : le rejet de la faille est donc beaucoup plus fort dans la partie SE que dans la partie NW : il devient nul à 10 km au N de Saint-Martin-des-Noyers, où le Lias n'est pas dénivelé.

La présence du Lias inférieur et moyen, encore épais de 14 m, dans le petit fossé tectonique de Chenillac, à 7 km à l'ouest de la faille de Chantonnay, prouverait, s'il en était besoin, que les mers liasiques ont recouvert entièrement les deux côtés de la faille, et que le Lias de Chantonnay était en continuité avec celui du bassin de Luçon.

L'âge de l'important accident de Chantonnay n'est pas connu avec précision; il est considéré, selon les auteurs, comme miocène ou pliocène (Cf. Welsch (1903), Barrois (1897 et 1930), Bureau et Ferronnière (1926). Aucun dépôt fossilifère postérieur au Callovien ne permet de dater effectivement l'effondrement du Lias et du Jurassique dans cette fosse; c'est par comparaison avec l'affaissement du « Pliocène » dénivelé au pied du Sillon de Bretagne (qui d'ailleurs ne fait pas suite à la faille de Chantonnay), et avec l'affaissement du Redonien du lac de Grand-Lieu, bien situé, lui, dans son prolongement, que l'on a attribué un âge pliocène au fossé de Chantonnay.

Le Redonien existe effectivement dans la cuvette du lac de Grand-Lieu, à Saint-Aignan; sa surface atteint l'altitude de 7 m, un peu au-dessous de l'altitude habituelle de cette formation dans la région (28 m à Palluau, 17 m à Saint-Étienne-de-Corcoué (La Gautrie) (Cf. p. 230). Mais Vasseur suggère l'idée que ce dépôt n'est pas en place (1881, p. 365). *Si elles sont en*

place, les argiles redoniennes sont très peu dénivelées dans la cuvette de Grand-Lieu : l'affaissement apparaît bien moindre que celui du Lias de la fosse de Chantonnay. (Il est vrai que le rejet d'une faille peut être très variable, tout au long de son tracé, comme nous venons de le voir).

D'un autre côté, si la faille de Chantonnay était entièrement post-redonienne, cela impliquerait que toute la couverture liasique et jurassique qui recouvrait le massif ancien, à l'W de la faille, aurait été enlevée seulement depuis lors : notre étude sur l'ampleur de l'érosion pliocène et post-pliocène rend cette hypothèse tout à fait invraisemblable (Cf. II[e] partie, chapitre VII).

Or, des mouvements tectoniques d'âge secondaire, post-jurassiques et pré-cénomaniens, ont été mis en évidence dans le marais poitevin, par G. Waterlot (1948) (26) ; des déformations préliasiques sont décrites dans la même région par G. Mathieu (1948). On peut donc faire la suggestion suivante : la fosse de Chantonnay située sur l'emplacement d'une fosse de subsidence carbonifère, elle-même superposée à un synclinal dévonien, *n'a sans doute pas rejoué seulement au Tertiaire, mais plus probablement à plusieurs reprises,* et en particulier *entre le Jurassique et le Cénomanien :* ainsi s'expliquerait beaucoup mieux la conservation du Callovien dans le fossé : on comprendrait aussi que l'érosion ait eu, depuis le Crétacé, le temps de faire disparaître presque toute la couverture secondaire, sur le massif ancien, à l'W de la faille. Celle-ci a pu rejouer ensuite à plusieurs reprises, et notamment pendant les nombreuses phases d'orogénèse pyrénéenne et alpine. Selon les remarques de F. Ruellan, « il faut se garder des anciennes conceptions où intervenaient d'un seul coup des mouvements verticaux *dont l'amplitude n'était autre que celle des rejets constatés géologiquement* ».

« Les résultats des nivellements de précision font apparaître que le mouvement d'enfoncement d'une région n'est pas régulier, dès qu'on l'étudie sur une période un peu longue. Il affecte tantôt un petit bloc, tantôt un autre, chaque bloc mineur subissant une série de mouvements de bascule, parfois sur le bord ouest, parfois sur le bord nord, et de déplacements horizontaux, soit dans une direction, soit dans une autre, le tout aboutissant à ce qu'on appelle un effondrement, parce que l'on ne voit *que la résultante* de mouvements qui ont pu se produire pendant des dizaines ou des centaines de milliers d'années ».

« *Il importe d'insister sur la lenteur avec laquelle la somme algébrique de tant de mouvements peut produire d'amples effets,* (par exemple au

(26) La longue faille qui borde au N le marais de Monts, entre Challans et Saint-Urbain, est précénomanienne (et probablement post-jurassique).

Japon) *dans un pays qui subit pourtant une très forte sismicité* » (F. Ruellan, Le Kwansaï, p. 94).

Il est donc plus vraisemblable que le fossé de Chantonnay est dû à des mouvements de faible amplitude qui ne se sont pas produits nécessairement toujours dans le même sens, et qui ont pu s'échelonner sur une très longue durée. Nous constatons le rejet de cette faille : mais il n'est que la résultante de nombreux mouvements.

De ce que le Redonien du lac de Grand-Lieu est affaissé de 10 à 20 m, il ne s'ensuit pas que la faille de Chantonnay soit post-redonienne; quoique situés sur la même zone de fracture, les mouvements ont pu être successifs; il semble raisonnable de penser que la fosse de Chantonnay a commencé à se former bien avant la région déprimée de Grand-Lieu. En tous cas, l'affaissement du fossé de Chantonnay, mesuré par la descente du socle rocheux, est beaucoup plus considérable que celui de la dépression de Grand-Lieu.

2. La faille de Pouzauges, de direction sud-armoricaine comme celle de Chantonnay, fait suite au Sillon de Bretagne. Elle limite au SW le horst granitique au pied duquel la plaine d'érosion s'arrête brutalement (27) : quelques témoins en subsistent vers 110 m, à l'W de la faille, mais il est vain d'en rechercher d'autres sur le Haut-Bocage où le soulèvement a déclenché une violente reprise d'érosion.

3. Le horst de Mervent. Situé sur l'emplacement de l'anticlinal gneissique des Essarts-Mervent, ce horst a rejoué aussi au Tertiaire (Mathieu, 1935).

Dans tout ce qui précède, le fait capital est sans doute *le lien très étroit qui unit ces déformations post-jurassiques, de direction sud-armoricaine, aux grandes lignes structurales et tectoniques hercyniennes.*

4. La faille de Palluau. De Maché à Palluau et à la Chambaudière, passe une faille ancienne (préhercynienne), jalonnée par d'importantes mylonites. Le compartiment occidental est relevé par rapport à l'autre. Un mouvement posthume et de même sens a causé le soulèvement du plateau de la Robinière : en effet, le profil transversal de la vallée du Ligneron est dissymétrique : l'interfluve sud n'atteint que 55 m, tandis que l'interfluve nord s'élève à 70 m. Or, celui-ci est bordé au S par le talus tectonique allant de Saint-Urbain à Challans, Saint-Christophe du Ligneron, en direction de Palluau. Cet accident ne décale ni le Redonien de Palluau et du Pas, ni le Cénomanien de la vallée du Ligneron : son âge précénomanien sera établi

(27) Le horst de Pouzauges ne semble pas limité à l'W par une seule faille, mais bien par plusieurs, qui engendrent des gradins de plus en plus élevés vers l'E.

8. — Le calcaire sénonien (?), sur le bord nord du Petit Rocher. Plaqué contre les micaschistes, il émerge à très basse mer. La côte sablonneuse borde le marais du Jaunay.

dans la Quatrième Partie (p. 182). Le soulèvement du plateau de la Robinière est de l'ordre d'une dizaine de mètres.

A part cet accident de bien peu d'ampleur, aucune déformation digne d'être mentionnée ne semble affecter la région littorale, en dehors de la zone périphérique. La raison de cette stabilité sera examinée plus loin.

D) L'AFFAISSEMENT PÉRIPHÉRIQUE

On peut observer sur le dépliant IV le rapprochement des courbes de niveau de 60, 50, 40 et 30 m, à la périphérie du Bas-Bocage, sauf à l'E. Cette représentation rend frappante l'accélération de la pente sur les bordures nord, ouest et sud de la région. Elle semble due à deux causes principales : d'abord à un abaissement des éperons interfluves, au voisinage de la côte, en raison de la puissance accrue de l'érosion, pendant les périodes de bas niveau marin ; d'autre part, des affaissements tectoniques très nombreux déforment et abaissent la bande côtière.

Au N de Saint-Etienne-de-Mer-Morte, le bassin éocène de Machecoul est affaissé, et au N du pli hercynien de Saint-Philbert, s'étend l'importante zone de subsidence du lac de Grand-Lieu dont il a été question au paragraphe précédent (28) et qui se prolonge au SE par le golfe de Montaigu (29).

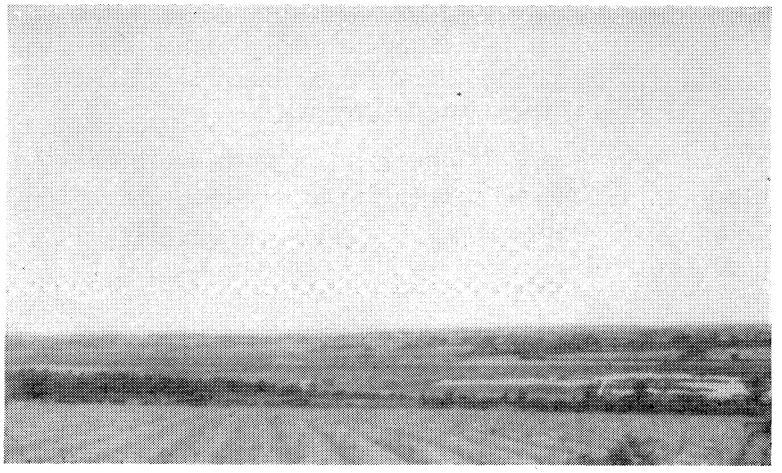
Sur le versant ouest, le marais breton, tapissé de Cénomanien et de calcaire éocène, représente une zone affaissée par rapport au massif ancien situé à l'E. Au S de l'éperon rocheux de Saint-Gilles, le littoral

(28) On a réservé pour les chapitres V et VI l'étude détaillée des dépressions du marais de Mont, du marais de Bourgneuf, du bassin de Machecoul, du lac de Grand-Lieu et du golfe de Montaigu.

(29) Cette dépression sera étudiée aux chapitres V et VI.

est bordé de dunes; aucun affleurement schisteux, à l'exception du Petit Rocher, ne paraît sur l'estran jusqu'à Pont-Jaunay; en arrière de cette côte, exceptionnellement dépourvue de falaise et d'estran rocheux, s'étend le marais du Jaunay : cette zone est aussi légèrement subsidente (photo 8).

Plus au S encore, entre la Gâchère et Sauveterre, il n'y a pas non plus de falaises : sur l'estran reposent les bancs calcaires du Lias inférieur; dans l'arrière pays, ce terrain forme le socle de la petite plaine calcaire de Champclou qui a été décrite en détail par G. Mathieu (1935, p. 58-61) et par Butel (1953), après Rivière (1851) et Baudouin (Cf. aussi chap. II). Ce petit fossé d'Hettangien est limité au S par une faille passant au pied de la butte d'Olonne et allant jusqu'à l'extrémité nord de l'affleurement de micaschistes de Sauveterre; au N, une autre faille jalonne le pied du massif de Saint-Martin-de-Brem à Vairé; la région d'île d'Olonne a subi une affaissement d'ensemble d'E en W; à l'E, cette dépression est limitée par une flexure et non par une faille, car on voit l'ensemble du relief s'incliner progressivement de l'E vers l'W : *la région d'Ile d'Olonne est un bloc basculé* (photo 9).



9. — La dépression d'ile d'Olonne, vue du flanc nord de la butte d'Olonne. Au premier plan, le Marais. Au deuxième plan, on voit l'interfluve d'Ile d'Olonne s'affaisser doucement de droite à gauche (d'E en W) et plonger sous le Marais. Au fond, le talus de microgranite de Saint-Martin-de-Brem.

Sur la côte sud, on peut observer en falaise de multiples petits fossés, intercalés dans les gneiss ou dans les micaschistes, et dans lesquels le Lias est effondré (Cf. fig. 3) : à Saint-Jean-d'Orbestiers, au Caillola, à la Mine, dans l'estuaire du Payré; leur style tectonique correspond souvent à des blocs basculés. Dans l'anse Saint-Nicolas, le Lias s'enfonce rapidement sous la mer. Vers l'E, de même, la bordure occidentale du marais poitevin est hachée de failles, entre Champ-Saint-Père, Rosnay, Mareuil et Sainte-Hermine. Toute cette région a été étudiée en détail par G. Mathieu

et G. Waterlot (1940 et 1941). L'énumération de ces accidents montre que la périphérie du Bas-Bocage est affectée par de multiples déformations de faible amplitude, au N, à l'W et au S : la ligne de côte actuelle est sous l'influence directe de la tectonique (Cf. p. 110).

En résumé, la plaine d'érosion post-hercynienne, doucement inclinée d'E en W, a été affectée par un bombement axial EW, dont l'extrémité occidentale passe par le promontoire de Saint-Gilles et aboutit à l'île d'Yeu. Cette déformation est antérieure à la transgression liasique, dont elle a favorisé la progression (Cf. p. 82 et suivantes). Ainsi apparaît le rôle très important joué par *la déformation d'ensemble de la haute surface,* sur les directions essentielles du réseau hydrographique.

Actuellement, l'ensemble du Bas-Bocage est entièrement circonscrit par des secteurs effondrés; dès le Lias inférieur, sans doute, existaient de petits fossés tectoniques sur la lisière sud, dans la région de Mareuil. Mais la majorité des accidents est post-jurassique, peut-être en partie précénomanienne (la dépression du marais breton existait déjà avant le Cénomanien). Au Tertiaire, se produisirent encore des déformations de faible amplitude. Cette bordure instable, *véritable couronne de subsidence,* contraste singulièrement avec la région intérieure, où le relief est si calme, la pente si faible et où les sommets interfluves restent inscrits dans une même surface tangente presque plane...

VI. — CONCLUSION D'ENSEMBLE

Dans la région située entre la faille de Chantonnay et la côte occidentale de Vendée, le trait morphologique majeur est l'existence d'une haute surface, dominant le réseau des vallées. Planitude, appartenance à une même surface tangente à tous les points hauts, pente très faible vers l'W, tels sont les traits essentiels de la partie sommitale des interfluves, qui occupent 25 % de la superficie totale.

Ces lambeaux de plateaux s'étendent indifféremment sur n'importe quel terrain et aussi bien sur les gneiss hercyniens redressés à la verticale et arasés, que sur les gneiss de la région d'Apremont, presque horizontaux.

L'examen détaillé de ce relief suggère deux interprétations : ou bien l'ensemble constitué par les interfluves et les dépressions résulte d'un aplanissement encore imparfait, à partir de reliefs plus importants; ou bien il provient de la dissection d'une surface primitivement plane, dans laquelle s'est creusé le réseau des vallées.

Indifférents à la structure hercynienne, dont pourtant ils tranchent les plis; indifférents à l'inégale résistance des roches à l'érosion, ces

témoins se grouperaient rigoureusement dans un plan tangent, si l'ensemble qu'ils constituent n'était très légèrement déformé par un bombement à grand rayon de courbure, d'axe E-W.

L'ampleur de l'érosion réalisée au cours de l'orogénèse hercynienne est considérable; c'est ainsi que sur le flanc nord de l'anticlinal des Sables-d'Olonne, l'épaisseur des couches arasées est de l'ordre de 4 000 m. Mais on peut penser que pendant cette période, d'ailleurs très longue, l'érosion s'attaqua aux reliefs au fur et à mesure de leur formation, ainsi qu'en témoigne le très fort pourcentage de dépôts détritiques contenu dans les terrains houillers de Vendée : il est donc possible que les montagnes hercyniennes de cette région n'aient jamais atteint une très forte altitude.

Les derniers plissements reconnus dans la région sont post-stéphaniens et appartiennent à la phase saalienne. La destruction totale des reliefs hercyniens s'acheva probablement au Permien. Pour P. Pruvost, l'aplanissement fut surtout l'œuvre du « rabotage saxonien ». Au cours du Permo-Trias, se constitua la surface post-hercynienne, qui couvrit toute l'Europe moyenne et occidentale et sur laquelle ne subsistaient plus que quelques rares et bas inselberge. **La haute surface de Vendée dérive d'une plaine d'érosion qui se rattachait à cet immense ensemble et dont le rôle est encore déterminant dans le relief actuel. C'est d'elle que dépendent la pente d'ensemble de la région vers l'W, l'orientation et le parallélisme des bassins hydrographiques du versant ouest, l'absence de relief résiduel sur les interfluves et l'appartenance de ceux-ci à un même plan tangent.**

Déjà entamés avant le Charmouthien par un réseau de vallées, les restes de cette surface d'aplanissement primordiale furent recouverts par le Lias (et peut-être par le Jurassique). C'est donc grâce à une fossilisation de très longue durée que sont conservés des témoins de la grande surface d'aplanissement de la Vendée littorale, qui a servi de point de départ au relief préliasique, après la disparition des montagnes hercyniennes. L'érosion de la couverture secondaire se fit avec une grande lenteur, par suite de la proximité constante du niveau de base marin, de conditions climatiques particulièrement défavorables à une forte érosion et de la faiblesse du relief : en effet, les mouvements tectoniques d'exhaussement, qui auraient pu susciter des reprises d'érosion importantes, ont fait complètement défaut dans le Bas-Bocage vendéen. Par contre, la vieille surface et sa couverture liasique furent conservées sur les bordures grâce à de lents mouvements d'affaissement et même à de petits fossés tectoniques.

Entre la région des Essarts et celle d'Avrillé, en partie fossilisées sous le Lias et distantes de 33 km, la moitié environ du terrain est constituée par des plateaux en pente douce vers l'W, *qui s'inscrivent pratiquement dans le même plan tangent que les surfaces-témoins fossilisées.*

Après leur exhumation, ces plateaux semblent avoir été bien peu modifiés... Vers l'W et le NW, les surfaces sommitales sont moins étendues, mais *elles se trouvent pratiquement encore en continuité avec le plan qui unit les lambeaux de la surface préliasique, entre les Essarts, la Réorthe et Avrillé.* Après l'enlèvement de la couverture secondaire, les plateaux ainsi exhumés ont constitué des surfaces de très lente dégradation, mais la forme d'ensemble de la surface d'aplanissement ancienne fut conservée. *Tous ces faits ne permettent pas de penser qu'une tranche de terrain de plus de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur ait pu être enlevée, au-dessous de la surface d'aplanissement post-hercynienne qui fut ainsi, pour le Bas-Bocage, une surface primordiale.*

La conservation de la forme d'ensemble de la haute surface : un vaste plateau faiblement incliné vers l'W et légèrement ployé sur ses bords nord et sud, est impliquée par la disposition du réseau hydrographique dont l'ancienneté est attestée par des dépôts fossilisants du Lias et du Cénomanien. Cette remarquable permanence prouve que l'évolution du relief a été extrêmement lente en Vendée littorale, depuis la fin des temps primaires. L'intensité de l'érosion qui aboutit à l'achèvement de la plate-forme post-hercynienne s'oppose à sa carence relative, au cours des temps secondaires et tertiaires. Dans les chapitres suivants, nous essaierons de retracer les étapes de l'évolution morphologique de la région, en même temps que ses circonstances originales.

CHAPITRE II

LA SURFACE PRÉLIASIQUE

I. — LES TÉMOINS DE LA TRANSGRESSION LIASIQUE ET LEUR SIGNIFICATION GÉOMORPHOLOGIQUE

(Fig. 3 et dépliant IV.)

L'intérêt géographique des terrains liasiques et jurassiques est considérable. Ils fournissent en effet des données précieuses sur l'état du relief au début du Lias, sur les conditions climatiques de cette époque, sur la genèse des formes actuelles du terrain, sur leur ancienneté et sur les raisons de leur longue conservation. Ils apportent la preuve de la permanence des traits fondamentaux du relief et, en particulier, d'une partie du réseau des vallées, le long d'une bande située entre les Sables-d'Olonne et Mareuil-sur-le-Lay.

En dehors des silex résiduels jurassiques que l'on trouve localement au NW, au N et au NE de la plate-forme ancienne (Cf. p. 64-65), les plus anciens dépôts du Secondaire se répartissent en deux secteurs principaux : à l'E, Lias et Jurassique sont conservés dans un compartiment affaissé, tout le long du bord nord-est de la faille de Chantonnay, ainsi que sur le bord ouest, aux Essarts et au S de la Réorthe. Au S, le Lias forme une auréole continue, qui diminue de largeur d'E en W, depuis les Deux-Sèvres jusqu'aux environs des Sables-d'Olonne. A l'E du méridien de Talmond, le Jurassique du bassin de Luçon recouvre le Lias. Au N de cette auréole subsistent quelques témoins, entre Chantonnay et Mareuil : au Moulin de Chenillac, à l'Espérance, ainsi que sur le massif granitique d'Avrillé.

L'altitude du Lias s'abaisse d'E en W : il atteint 105 m aux Essarts; de la Réorthe et de Saint-Martin-Lars à Sainte-Hermine, il descend de 90

(1) Cartes géologiques de La Roche-sur-Yon (130), Fontenay-le-Comte (141), Les Sables-d'Olonne (140), Palluau (129).

à 30 m environ ; entre Champ-Saint-Père et le Givre, sa base, plus ou moins dénivelée tectoniquement, se tient entre 30 et 10 m. Du Givre aux environs des Sables-d'Olonne, elle se trouve entre 30 et 0 m.

Le Lias

— *Le Lias inférieur* est représenté par l'Hettangien, *le Lias moyen* par le Pliensbachien et le Domérien, *le Lias supérieur* par le Toarcien et l'Aalénien.

L'Hettangien repose sur les schistes, les micaschistes ou les gneiss, toujours redressés ; cette discordance a été souvent signalée (2). Il comprend, à la base, des dépôts tout à fait littoraux, dans lesquels sont intercalés localement des sédiments fluvio-marins (argiles vertes à grains de quartz et débris végétaux, argiles rouges), puis des calcaires à faune néritique (3). L'ensemble ne dépasse presque jamais 10 m. En bien des points, cet étage a été silicifié par des venues hydrothermales, ce qui a eu pour effet d'augmenter la résistance de ces roches à l'érosion.

Une lacune correspond au *Sinémurien*.

— Les deux étages du *Lias moyen* sont épais de quelques mètres chacun :

Le Pliensbachien forme encore quelques placages sur le massif d'Avrillé (la Mancelière, la Coradouaire, les Forêts) ; on le trouve mieux représenté au S du parallèle de Talmond (Butel, 1953, p. 87). Il comprend localement une brèche de base anguleuse, puis des bancs calcaires (ou ultérieurement silicifiés) à Mesnée et aux Forêts.

Le Domérien, parfois transgressif sur le massif ancien, comprend des calcaires souvent oolithiques et quelques bancs marneux. Les principaux gisements sont situés au S de Talmond, d'Avrillé et aux environs du Givre (Jolly-sur-Rabretière, Templerie, Lansonnière).

— *Le Lias supérieur* forme une auréole pratiquement continue, entre le Lias moyen et le Jurassique, depuis le S de Talmond jusqu'au-delà de Fontenay-le-Comte.

Le Toarcien a une importance morphologique relativement grande : constitué par des marnes et des calcaires marneux tendres et imperméables, ses affleurements correspondent à des dépressions et ont une influence notable sur la direction de certains tronçons du réseau hydrographique (de l'Allière en particulier). L'identification de l'*Aalénien* sur la feuille des Sables-d'Olonne est due à P. Butel (1953, p. 76-77). Il comprend des marnes et des calcaires marneux, épais de moins de 8 m.

Le Jurassique

Le Bajocien est constitué par des calcaires oolithiques blanchâtres, avec intercalations marneuses. Il est épais de quelques mètres.

Le Bathonien comprend surtout des calcaires blancs assez durs et quelques bancs de marne. Il affleure beaucoup plus largement que tous les autres étages du Lias et du Jurassique et forme la plaine calcaire de Jard et de Longeville qui se prolonge, à l'E, par la plaine de Luçon-Fontenay le Comte. L'épaisseur de cet étage dépasse 10 m et ses dépôts forment une partie des falaises, entre l'anse Saint-Nicolas et Saint-Vincent-sur-Jard.

Le Callovien n'affleure sur la feuille des Sables qu'au S et à l'E de Jard, sur la côte.

L'Oxfordien existe à la Tranche (5).

(2) Welsch (1910), Péneau (1923 *a* et *b*), Papy (1940), Butel (1950).
(3) Chartron (1904), Péneau (*ibid.*), Ters (1934), Butel (1950 et 1953).
(4) Cf. Péneau (1923) et Butel (1953).
(5) Entre l'émersion post-jurassique et le dépôt des sables (peut-être cénomaniens) ayant donné naissance aux grès de Longeville et de Saint-Hilaire-la-Forêt, il s'est formé à la surface du calcaire bathonien une couche d'argile d'altération brun-rougeâtre, très plastique, bourrée de débris calcaires, analogue à une rendzine. Aucune coupe de terrain ne permet de voir s'il existe un karst sous cette argile.

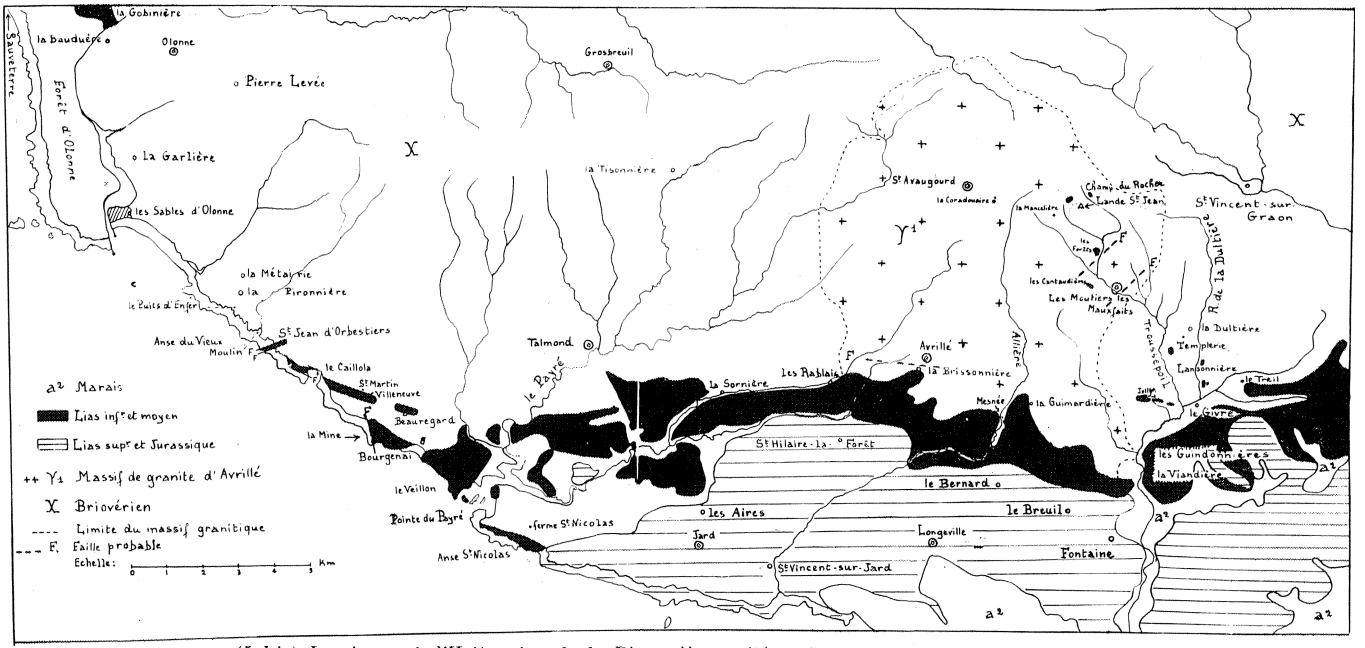
La question de l'extension primitive probable des transgressions du Lias et du Jurassique a déjà été discutée au chapitre précédent. Nous nous bornerons donc à l'étude d'un certain nombre de gisements, dont l'importance paléogéographique est capitale pour l'interprétation du relief actuel, car ces dépôts sont peu épais et fossilisent un modelé différencié, creusé dans le socle cristallin.

II. — LES VALLÉES PRÉLIASIQUES SUR LE MASSIF D'AVRILLÉ ET SA BORDURE

(Fig. 3 à 9.)

Au NW de la plaine calcaire de Luçon, en dehors de l'auréole liasique presque continue qui suit le rebord du massif ancien entre le Givre et Champ-Saint-Père, quelques placages de Lias reposent sur le massif granitique d'Avrillé, ainsi que sur les micaschistes qui le bordent au SE. Ces lambeaux résiduels présentent un intérêt tout particulier pour la reconnaissance et la reconstitution de la surface préliasique (fig. 3). Ils n'occupent que quelques dizaines à quelques milliers de mètres carrés : à la Mancelière

Les gisements de Lias inférieur et moyen,
sur la bordure SW de la région littorale vendéenne (5 *bis*)



(5 *bis*) Le gisement d'Hettangien de la Pironnière a été omis sur la carte. Il est situé sous la dune, entre le village et la côte du Puits-d'Enfer.

Fig. 3

(à 500 m au NE de la ferme), au Champ-du-Rocher (à 500 m au NE du signal de la Lande-Saint-Jean), à la Coradouaire, ainsi que sous le village des Forêts et au Château des Cantaudières; à 2 et 3 km au SE des Moutiers les Mauxfaits, se trouvent les gisements de Templerie et de Lansonnière; à 3 km au S des Moutiers, subsistent les importants placages de la Levraudière et de Jolly sur Rabretière (6).

Ces témoins liasiques reposant sur le massif ancien se trouvent dans des situations topographiques variées : *tantôt ils recouvrent des buttes,* qui constituent actuellement les points culminants du massif granitique : c'est le cas à la Mancelière (75 m) et à la Coradouaire (72 m), *tantôt ils sont plaqués sur les interfluves,* comme à Jolly-sur-Rabretière, *tantôt ils tapissent les flancs des vallées actuelles,* à des altitudes diverses. C'est ainsi que le long de la vallée du Troussepoil se trouvent des gisements qui sont, de l'amont à l'aval, ceux de : la Mancelière (75 m), le Champ-du-Rocher (72 m), les Forêts (57 m), Templerie (24 m), Jolly (32 m), le Four (28 m), les Guindonnières (12 m), la Viandière (5 m) (fig. 3-4-5). Le Domérien comble, en la fossilisant, la partie supérieure de la vallée d'un affluent du Troussepoil (les Cantaudières (44 m) (fig. 5).

Le long du ruisseau de la Dultière (fig. 7, p. 94) subsistent deux placages au N de Lansonnière, situés respectivement à 28 et à 31 m, sur le flanc de la vallée (7).

Afin de connaître l'altitude exacte de ces gisements et d'analyser avec le maximum de précision l'allure de la surface topographique préliasique ainsi fossilisée, trois levés à la planchette ont été effectués (fig. 4) :

N° 2 : des Forêts à la Lande Saint-Jean (fig. 6);

N° 3 : du Pont-Rouge à Jolly-sur-Rabretière et au Givre (dépliant X, p. 375);

N° 4 : du Givre à la Chaponnière et à Lansonnière (fig. 44, p. 382).

La présence du Lias sur les flancs des vallées présente un intérêt capital pour l'interprétation du relief actuel. C'est pourquoi nous allons décrire le profil longitudinal de deux ruisseaux, dont les vallées renferment encore d'importants gisements de Lias moyen. L'un d'eux traverse la partie orientale du massif d'Avrillé (le Troussepoil), l'autre la bordure schisteuse située à l'E de ce massif (le ruisseau de la Dultière). (Les cotes des différents points jalonnant ces profils ont presque toutes été obtenues par des levés à la planchette.) De plus, on a tracé un profil, effectué d'après un levé barométrique et l'étude des photographies aériennes, afin de montrer les rapports des gisements liasiques de Lansonnière avec l'ensemble de l'interfluve qui sépare le ruisseau de la Dultière et celui des Loges (n° 5, fig. 4).

(6) Ce dernier a été décrit par P. Butel; les autres ont été découverts par l'auteur et leur faune étudiée par P. Butel.

(7) Toutes les altitudes données concernent *la surface de base* du Lias moyen.

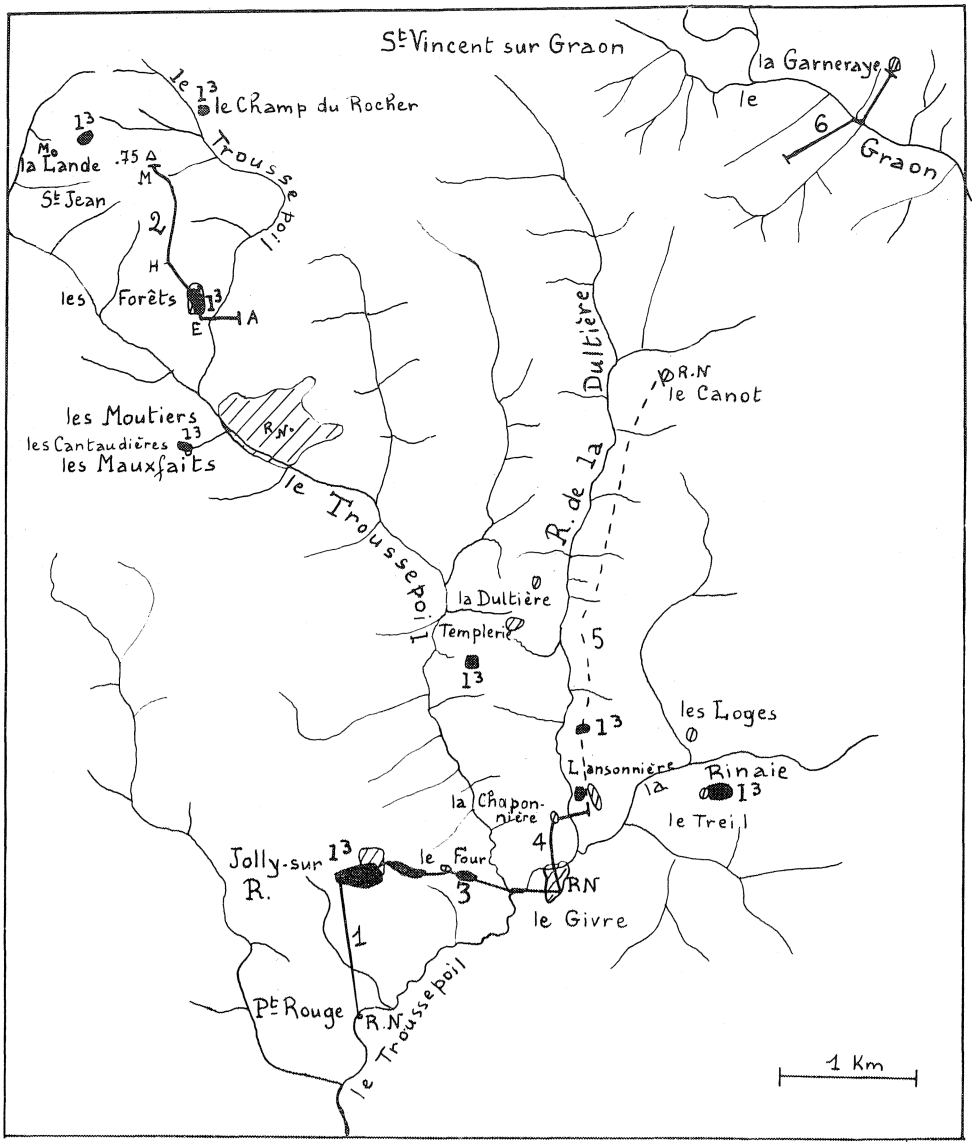


Fig. 4

Tracé des levés à la planchette et du profil, dans la région des Moutiers les Mauxfaits.

Levés : nº 1. Du Pont-Rouge à Jolly-sur-Rabretière.
nº 2. Des Forêts à la Lande Saint-Jean.
nº 3. De Jolly-sur-Rabretière au Givre.
nº 4. Du Givre à la Chaponnière et à Lansonnière.

Profils : nº 5. Interfluve de Lansonnière au Canot.
nº 6. Profil transversal de la vallée du Graon, au SW de la Garneraye.

R.N. = Repère de nivellement (NGF). ▬ = gisement de Lias moyen (Pliensbachien ou Domérien) (Carte dessinée d'après les photographies aériennes).

1. La vallée du Troussepoil

a) Analyse du profil longitudinal (fig. 3, 4, 5; fig. 9, p. 96 et dépliant X, p. 375).

Le Troussepoil prend sa source dans la partie nord du massif d'Avrillé, à 75 m d'altitude; seule, la moitié septentrionale de son cours actuel s'inscrit dans le massif cristallin (granite et schistes). Au S, il traverse l'auréole liasique et jurassique qui borde le Bocage, à partir du Pont-Rouge. Tout à fait à l'aval, il est canalisé et rejoint le Lay au port de Moricq. De la source au Pont-Rouge, la pente de cette rivière est, en moyenne, de 0,7 %, mais elle est assez irrégulière, comme on peut le voir sur la figure 5. Ce profil met en évidence les rapports qui existent entre le talweg de la vallée actuelle et les placages de Lias qui en tapissent les flancs. Le Charmouthien occupe deux sortes de positions : d'une part, il s'étend sur le sommet du massif, vers le point culminant (75 m); d'autre part, il s'étend sur les versants de la vallée, à des altitudes variées au-dessus du talweg.

La source du Troussepoil a lieu sur le granite, à 75 m d'altitude; aucun témoin de Lias ne semble exister aux environs immédiats, mais sur le même interfluve, à 500 m au S, et à la même altitude, subsistent des bancs horizontaux de Lias moyen silicifié (la Mancelière).

Au Champ-du-Rocher, la surface de base du Lias se trouve à 72 m.

Ce gisement forme un piton ancré sur le granite par le phénomène de silicification; des moulages de fossiles du Lias y sont conservés.

Aux Forêts, le Pliensbachien repose sur le granite, à 57 m. La description détaillée de cet important gisement est faite p. 90-92.

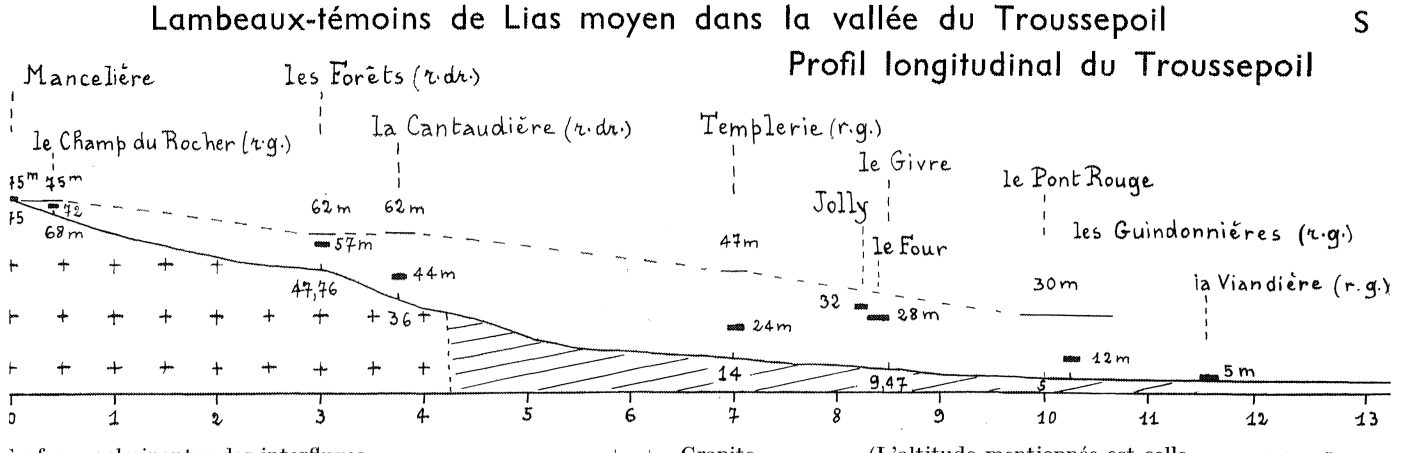


Fig. 5

Les Cantaudières. A 800 m à l'W des Moutiers les Mauxfaits, la pièce d'eau du château des Cantaudières est installée dans un vallon où une excavation, creusée dans le Domérien, correspond à une ancienne carrière (8) ; la source se trouve à 150 m environ, à l'altitude de 52 m. La surface du Lias est à 47 m et sa base vers 44 m. Le Lias s'étend également sous la ferme du château et sans doute aussi sous ce dernier. Le gisement a au moins 100 m de longueur. Le ruisseau des Cantaudières descend très rapidement vers le Troussepoil et conflue avec lui à 500 m au NE du château, à l'altitude de 38 m : sa pente est donc de 2,8 %. Ce lieu est fort intéressant par sa signification paléogéographique : le Domérien fossilise la tête de la petite vallée du ruisseau des Cantaudières. L'érosion régressive qui a arraché au massif ancien presque toute sa couverture liasique n'a pas tout à fait achevé le dégagement de cette haute vallée. Il faut remarquer que les caractères morphologiques des vallons avoisinants, tous creusés dans le granite ou l'arène granitique, sont presque les mêmes que ceux de ce vallon en voie d'exhumation.

Templerie. A 400 m au S du village de Templerie, sur le versant est du Troussepoil, subsiste un important placage de Domérien calcaire, très fossilifère, dont la surface se trouve vers 28 m. De chaque côté de la vallée, les interfluves montent respectivement à 52 m (à l'W) et à 47 m (à l'E). Ainsi, la surface de ce lambeau-témoin se trouve encaissée, d'un côté comme de l'autre, d'une vingtaine de mètres. Si aucune dénivellation tectonique n'est intervenue dans ces rapports (ce que rien ne laisse soupçonner), et compte tenu de l'épaisseur du Charmouthien, *la profondeur de la dépression préliasique était au moins de* 25 *m.* De part et d'autre de l'interfluve en contre-bas duquel se trouve ce gisement, le talweg du Troussepoil est à 20 m et celui du ruisseau de la Dultière à 25 m. Si l'on prend comme surface de référence le plan tangent aux interfluves qui encadrent ces deux ruisseaux, on s'aperçoit que *les dépressions préliasiques y étaient encaissées de* 18 *à* 25 *m, tandis que les fonds de vallées actuelles y sont encaissés de* 25 *à* 30 *m. Aux points étudiés, le creusement préliasique minimum correspond aux trois-quarts de la profondeur actuelle de la vallée du Troussepoil.*

Jolly-sur-Rabretière. Sur le rebord ouest de la plate-forme interfluve sur laquelle est installé le village de Jolly, existe un placage de Domérien, épais de plus de 2 m; sa base se trouve vers 32 m. La moitié occidentale de l'interfluve, au moins, est ainsi fossilisée, ainsi que la partie supérieure du flanc d'un vallon affluent du Troussepoil (fig. 4 et 9). Sur le rebord est de l'interfluve, c'est-à-dire sur le haut du flanc de la vallée de ce ruisseau,

(8) Les fossiles ont été identifiés par P. Butel, que je remercie de son obligeance.

s'étend une nappe alluviale constituée de gravillon granitique, de blocs de Lias silicifié et de quartz de filon, dont la description est faite plus loin (p. 375). Elle repose sur de l'argile rouge ou verte que ses caractères sédimentologiques permettent d'attribuer au Lias en toute certitude (échéant. 35) (9). Elle repose sur le schiste à l'altitude de 31 m.

A 500 m à l'E, entre le Four et le Troussepoil, la haute terrasse de cette rivière, de couleur jaune ocre, s'étend sur un niveau d'argile verte à taches rouges, dont le faciès est typiquement liasique (échant. 37), comme le précédent (9). Cette argile recouvre, à 28 m d'altitude, les schistes à séricite très altérés et localement rubéfiés, de couleur violine. Au premier examen, on serait tenté de croire que les argiles vertes passent en continuité aux schistes pourris. L'étude de la fraction sableuse prouve qu'il n'en est rien : l'argile verte est un *dépôt,* car ses minéraux lourds sont d'origine granitique : elle a fossilisé des schistes profondément altérés dès avant le Lias.

Aux Guindonnières, les bancs de calcaire domérien reposent sur le schiste, à l'altitude de 12 m (10).

A la Viandière, la surface de base de ce calcaire se trouve vers 5 m.

En résumé, par rapport au talweg actuel du Troussepoil, la base du Charmouthien se trouve à + 4 m au Champ-du-Rocher, à + 10 m aux Forêts, à + 8 m aux Cantaudières, à + 10 m à Templerie, à + 18 m au Four, à + 7 m aux Guindonnières, à + 22 m à la Viandière. On voit que la différence d'altitude entre le fond de la vallée et la base du Lias moyen est faible dans tous ces gisements (sauf au Four, où le Lias fossilise à la fois l'interfluve et le haut du flanc de la vallée). La comparaison entre l'altitude des placages liasiques et celle des points culminants des interfluves met en relief *le fort encaissement de ces dépôts-témoins;* il est d'ailleurs un peu irrégulier pour trois raisons principales : d'une part, ces dépôts résiduels, plaqués contre le flanc des vallées, ont été conservés à une hauteur plus ou moins grande, selon les conditions particulières et locales de l'érosion; d'autre part, l'ennoiement des basses vallées sous le Marais flandrien a pour conséquence de diminuer la distance entre la surface de base du Lias et le talweg actuel; enfin, la hauteur relative des surfaces interfluves par rapport au talweg dépend, pour beaucoup, de la proximité plus ou moins grande des vallées profondes du Lay et de ses affluents, très fortement creusées pendant les bas-niveaux quaternaires.

---

(9) L'étude détaillée de ce dépôt est donnée p. 375-376. Cf. l'analyse des minéraux lourds, p. 488.

(10) Cf. P. Butel (1953).

Si l'encaissement n'est que de 5 m aux Forêts, par rapport au coteau de Renaudon, sur la rive gauche, il est de 16 m par rapport à la butte de la Lande Saint-Jean et à la Mancelière, sur la rive droite (fig. 4 et 5). A Templerie, l'encaissement est de 23 m par rapport à la butte située au N de Lansonnière. Aux Guindonnières, la base du Charmouthien se trouve à 18 m au-dessous de la surface de la butte de micaschiste du Pont-Rouge.

Malgré ces irrégularités, il apparaît néanmoins que, dans les 2/3 inférieurs de la partie du cours du Troussepoil située sur le massif ancien, l'encaissement du Charmouthien dans les surfaces interfluves est de 20 à 25 m en moyenne, tandis que la distance entre la surface de base de cet étage et le talweg actuel n'est que de 10 m environ.

Quelle peut être la part des déformations tectoniques dans les irrégularités du profil ? aucune n'apparaît de façon nette sur le terrain; mais il est bien possible que la brisure visible entre les Forêts et les Cantaudières corresponde à un affaissement. (La faille portée sur la carte géologique (1re éd.) est située à 800 m plus à l'W) (fig. 3 et 5).

Quoiqu'il en soit, l'observation attentive de ce profil met en évidence les faits suivants :

— La présence de placages résiduels de Lias, épais de 0,5 à 4 m, sur l'un et l'autre flancs de la vallée du Troussepoil.

— Leur encaissement d'une vingtaine de mètres par rapport aux interfluves (à partir du gisement des Forêts, sauf au Four).

— La constance relative de leur altitude minimum au-dessus du talweg actuel (10 m environ).

Une interprétation logique de ces faits s'impose : ces dépôts-témoins, plaqués contre les flancs de la vallée actuelle et qui la longent régulièrement, ne peuvent être que *le reste d'une couverture qui a enseveli, en la fossilisant, une vallée préexistante, antérieure au Lias moyen* (11).

b) *Analyse du profil transversal, au droit du village des Forêts* (fig. 4, levé n° 2, et fig. 6).

Le tracé du levé à la planchette est sinueux, car on s'est proposé un double but : obtenir une bonne coupe transversale de la vallée du Troussepoil, à l'E du village, et relier le gisement de Lias des Forêts au point culminant de la région : la Lande Saint-Jean. Sur le profil, le cheminement a été rendu aussi rectiligne que possible. Le point de départ du levé se trouve à 59 m, au sommet de l'interfluve dominant le rebord

(11) Pour l'évolution post-liasique de la vallée de Troussepoil, Cf. p. 380.

PROFIL DES FORÊTS A LA LANDE SAINT-JEAN (LEVÉ A LA PLANCHETTE)

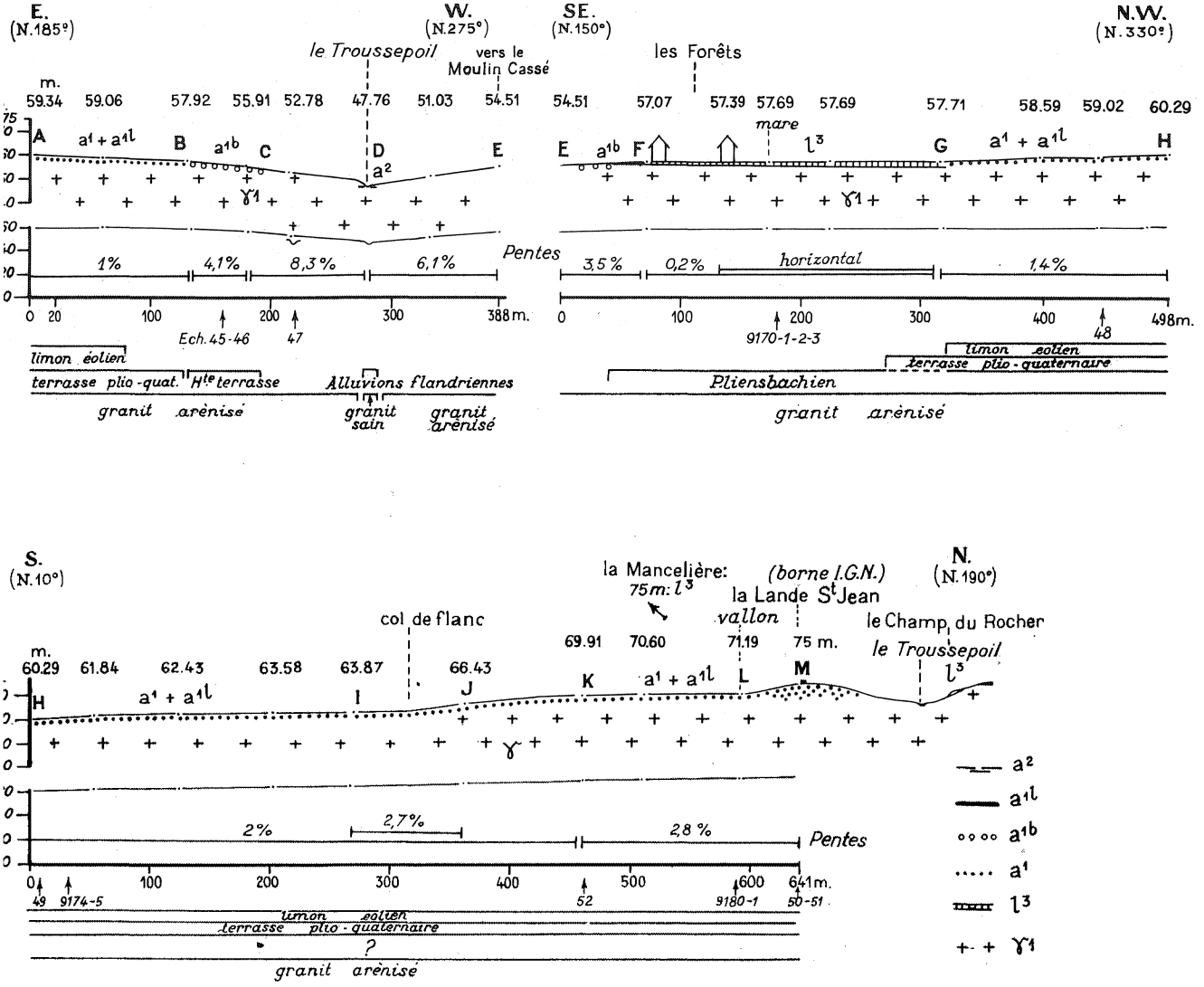


Fig. 6

LÉGENDE : a^2 Alluvions fluviatiles flandriennes.
a^{1l} Limon éolien wurmien.
a^{1b} Haute terrasse quaternaire.
a^1 Terrasse plio-quaternaire.
l^3 Lias moyen (Pliensbachien).
γ^1 Granite.

Sur le profil inférieur, l'échelle des hauteurs est la même que celle des longueurs; sur le profil supérieur, l'échelle des hauteurs est doublée.

supérieur du versant est de la vallée du Troussepoil, à 450 m à l'E du village des Forêts (fig. 6, en A, à gauche). Cet interfluve est tapissé d'une pellicule de limon éolien reposant sur un mince dépôt d'arène granitique et de galets roulés, qui recouvre le granite. Le haut de ce versant descend d'abord très doucement vers le talweg, avec une pente de 1 %; puis la pente s'accélère, tandis que l'on peut observer, dans les talus de la route, de B à C, un dépôt de sable, d'arène granitique roulée et de galets de quartz, blancs ou violacés, de 2 à 3 cm de long en moyenne, également roulés. Quelques galets arrondis de 7 à 8 cm s'y trouvent mêlés, ainsi que des fragments subanguleux de Lias silicifié. Le tout est emballé dans une matrice argileuse peu abondante (échantillons 45-46).

Vers le haut du versant, ce dépôt, recouvert par 0,50 m de limon éolien, détermine un replat d'une largeur de 70 m, dont la pente transversale est de 4 %. Il s'agit de la haute terrasse du Troussepoil ($a^1 b$), épaisse ici de 2 m au maximum; elle est amincie en biseau vers le bas par l'érosion et son altitude relative maximum au-dessus du talweg est de + 10 m.

Au-dessous, engendré par une reprise d'érosion, un talus entaille le socle granitique (de C à D); on voit alors que celui-ci est arénisé sur plus de 4 m d'épaisseur; le granite sain se trouve seulement au fond du vallon, sur le bord du talweg, où pointent quelques têtes de rocher. Le granite est porphyroïde et à gros grain comme à Avrillé.

L'ensemble du versant est convexe, sauf à la partie tout à fait inférieure. La plaine alluviale du Troussepoil, large de 20 à 50 m, a un profil transversal en fond de berceau; le lit mineur n'a que 1 m de largeur et la profondeur de l'entaille où il se trouve est de 0,5 m. Sur le granite sain, les alluvions flandriennes, constituées par une boue brune, ont 1 m environ d'épaisseur.

A l'W du ruisseau, le bas du versant a une pente un peu moins forte que celle du versant opposé (6,1 % contre 8,3 %); la montée a lieu également dans le granite arénisé, que recouvre un dépôt de ruissellement, épais de 0,25 à 0,50 m. La moitié inférieure de ce flanc est concave, la moitié supérieure, convexe.

A 400 m à l'W du village des Forêts, sur le granite arénisé, s'étend un dépôt de gravillon, de galets de quartz roulé et de fragments cassés et anguleux d'arkose charmouthienne, dépôt identique à celui qui repose sur le haut du flanc est; sa surface est à 57 m : il s'agit, ici encore, d'un lambeau de la haute terrasse du Troussepoil ($a^1 b$).

Les maisons du village sont installées sur l'extrémité supérieure du versant puis, vers le N-NW, sur une plate-forme pratiquement horizontale

sur 250 m de longueur; celle-ci s'étend sur un placage de Lias moyen (Pliensbachien) de mince épaisseur (0,50 m en moyenne). C'est un dépôt grossier, tantôt arkose, tantôt poudingue, disposé en bancs épais d'une dizaine de cm (l^3). A la base, le poudingue renferme des galets de quartz très anguleux, dans une matrice d'arène (échant. 9170). Vers la surface, on voit que la sédimentation devenait calcaire et oolithique (échant. 9171), mais l'ensemble du Lias a été ultérieurement silicifié et injecté de barytine. La roche a ainsi acquis une grande dureté, ce qui explique sans doute sa résistance à l'érosion. Ce faciès est identique à celui des couches de base du même étage, à Mesnée et à la Mancelière, au SE d'Avrillé. Le poudingue est recouvert localement par une mince couche de gravillon de la haute terrasse fluviatile du Troussepoil.

L'examen des conditions de gisement permet de reconnaître que le poudingue repose directement sur de l'arène granitique, épaisse de 2 m au moins, et que la surface de transgression sous le village des Forêts est rigoureusement horizontale (de F à G). Dès lors, plusieurs questions se posent, et, tout d'abord, celle-ci : l'arène sous-jacente est-elle en place ou remaniée ? Dans le premier cas, on peut se demander si l'arénisation du granite est vraiment antérieure au dépôt du poudingue, et dans quelle mesure la mer liasique a respecté l'arène avant que ne commence la période de sédimentation. Si l'arène est remaniée, s'agit-il d'un dépôt fluviatile ou marin ? L'examen des échantillons permet de résoudre ces questions.

L'arène prélevée à 1 m au-dessous de la base du Lias (échant. 9173) est d'une couleur gris jaune pâle; la roche n'est pas complètement désagrégée, mais elle s'écrase facilement sous les doigts; au lavage, le résidu argileux est peu abondant; les grains de quartz sont parfaitement anguleux; les feldspaths sont souvent idiomorphes, mais leur surface est taraudée, la biotite est très abondante, mais en lamelles cassées et mordorées. Après le passage de l'arène dans le bromoforme, le résidu lourd est relativement abondant; il est *surtout constitué de biotite*, en voie de décomposition. Le fer s'est rassemblé en fins granules, brun rougeâtres; très peu de lamelles donnent une figure en lumière convergente : la biotite est donc fortement altérée. Quelques zircons, fins et allongés, et de très rares petits grenats représentent les minéraux lourds de ce granite.

L'arène prélevée à 5 cm au-dessous de la base du Lias (échant. 9172) présente les mêmes caractères granulométriques et morphoscopiques que la précédente, mais sa couleur est légèrement plus jaune; au lavage, l'argile est plus abondante; le feldspath a encore souvent des formes cristallines nettes, mais il est fragmenté; surtout, le mica est réduit en toutes petites paillettes, presque complètement décolorées, et le résidu lourd n'en contient presque pas, ce qui constitue une différence essentielle avec l'échantillon précédent. L'arène renferme quelques zircons très allongés, du rutile, de la tourmaline, de l'apatite, et de très nombreux grains de barytine : comme le Lias, le granite sous-jacent a été injecté par les venues hydrothermales. Le résidu argileux, obtenu par lavage de l'arène, est essentiellement de la *kaolinite*, d'après une analyse thermique et une analyse aux Rayons X (12).

(12) Outre la kaolinite, on trouve un peu d'illite et des minéraux interstratifiés très peu abondants (vermiculite et montmorillonite).

En plaque mince, l'altération de ce granite à 2 micas consiste en une kaolinisation partielle de l'orthose, en une sériciticisation partielle du plagioclase (à 10 % d'Anorthite) et en une déferritisation de la biotite; celle-ci devient verdâtre et criblée d'aiguilles de rutile; de fins granules d'oxyde de fer sont rassemblés le long des clivages. Par altération, la chlorite remplace progressivement la biotite. Localement, ces deux minéraux ont complètement disparu : à leur place, subsistent seulement de petits amas de taches brunes et noires d'oxyde de fer, qui suivent encore localement l'orientation des anciens clivages du mica.

Les échantillons étudiés en plaque mince avaient subi un assez fort écrasement, donnant au quartz et même au feldspath une extinction roulante.

Il semble que l'arénisation de ce granite résulte de la décomposition et de la fragmentation de la biotite, au moins autant que de celle des feldspaths (13).

En s'appuyant sur l'identité de granulométrie des deux arènes, sur l'aspect absolument intact des grains de quartz (qui n'ont subi aucun transport), sur l'absence de minéraux lourds autres que ceux qui appartiennent en propre au granite, on peut conclure qu'il s'agit, dans les deux cas étudiés, d'arène non remaniée.

A 200 m au N du village, à la naissance d'un vallon, l'arène a été décapée et le granite sain affleure à l'altitude de 54 m (altitude obtenue par une visée à partir du cheminement du levé). Ainsi, l'épaisseur du granite arénisé serait de 3 m environ sur cette plate-forme, sous le Lias.

Mais l'altération du granite est-elle bien antérieure au dépôt du Lias ? On pourrait supposer qu'elle est beaucoup plus récente, car ce placage résiduel n'occupe qu'une superficie restreinte (quelques milliers de mètres carrés) et l'altération a pu gagner de proche en proche, sous les couches liasiques, à partir des surfaces déjà exhumées. Mais, dans ce cas, le poudingue lui-même devrait être altéré; or, l'arkose charmouthienne est extrêmement dure, sans trace d'altération; d'autre part, *elle renferme, à la base, une forte proportion d'arène anguleuse, identique à celle qui se trouve au-dessous : dès lors, il est évident que l'arénisation est antérieure au Lias.* L'existence de roches profondément altérées sous le Lias a été signalée depuis longtemps par G. Mathieu, dans la région de Thouarcé (14).

Comment se fait-il que la mer n'ait pas érodé une formation aussi meuble ? Deux faits excluent l'hypothèse de courants marins rapides et violents, lors de l'avancée de la mer liasique : l'absence de tout élément bien roulé dans le dépôt de base du Lias (15), et la conservation — au

(13) Ce résultat est en accord avec les observations de F. Ruellan, pour les granites à biotite du Japon (F. Ruellan, 1931) et du Brésil (F. Ruellan, 1944 et 1954).

(14) G. Mathieu, 1944, p. 60. Rappelons qu'au Four, le schiste est pourri et rubéfié sous l'argile liasique (cf. p. 87).

(15) Il en est de même à Mesnée, à la Mancelière, etc.

moins partielle — d'un manteau d'altération aussi fragile que cette roche arénisée. L'ennoiement de la région a dû se faire d'une manière très calme (16) et probablement très rapide.

Vers le N, le Lias disparaît sous un revêtement alluvial complexe (a^1) qui tapisse tout le plateau, mais il est vraisemblable qu'il existe encore localement, sous cette chappe continue de sable et de limon.

Des Forêts à la Lande Saint-Jean (de H en M), le levé prend une direction S-N et monte directement vers la butte de la Lande Saint-Jean, point culminant. La pente est d'abord de 2 %, puis de 2,8 %. Un col de flanc (entre I et J) et une tête de vallon (en L) déforment ce parcours. Des Forêts au sommet de la butte, (de G en M), sur 800 m de distance, tout le versant est revêtu du dépôt détritique a^1.

La situation de ce gisement de sable et de gravillon sur un point culminant, à l'altitude de 75 m, est singulière. En fait, ce dépôt alluvial résiduel fait partie d'une vaste nappe, qui s'étendait sur des centaines de kilomètres carrés, surtout au NE, dans la région de Chaillé-les-Ormeaux. L'âge et la signification de cette formation seront étudiés plus loin (p. 123-125).

En ce qui concerne la surface préliasique, le fait capital est le suivant : *le Lias moyen repose, à 57 m, sur le flanc d'une vallée et il est dominé à quelques centaines de m au N par des hauteurs de 72 à 75 m, certaines d'entre elles étant coiffées de Lias moyen. La surface infraliasique recouverte par la transgression pliensbachienne n'était pas unie : interfluves et vallées furent fossilisés* et leur exhumation n'est pas encore tout à fait terminée.

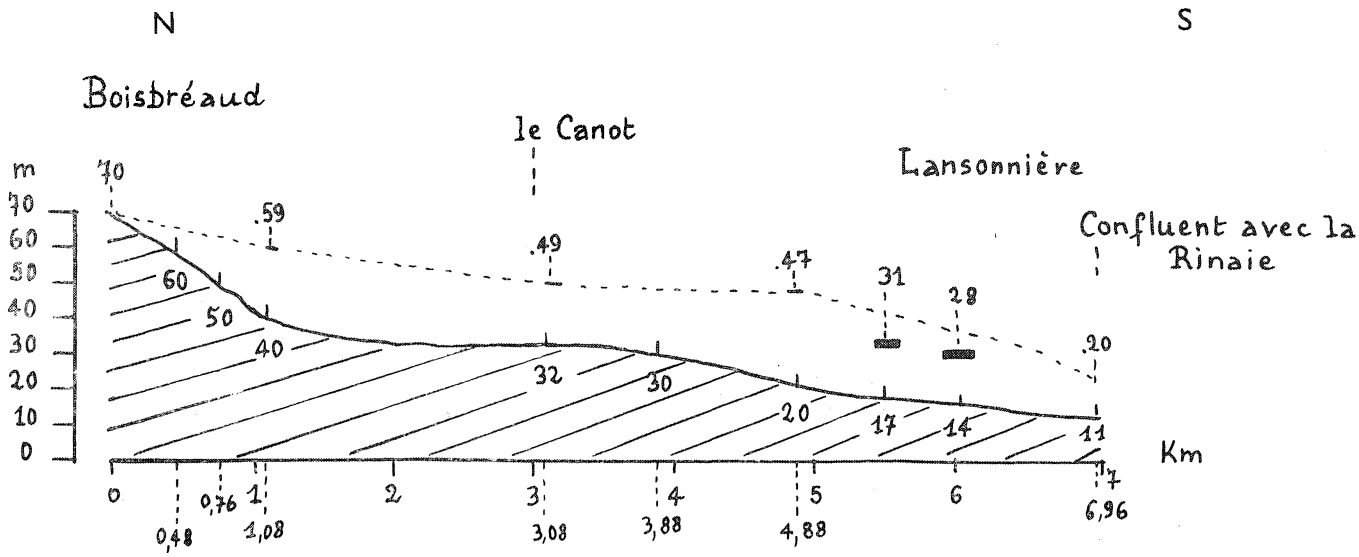
2. La vallée du ruisseau de la Dultière. Analyse du profil longitudinal (Fig. 4, 7, 8, 9) (17).

Ce cours d'eau prend sa source près de Boisbréaud, vers 70 m d'altitude, sur les schistes, mais tout près de la bordure orientale du massif granitique d'Avrillé. Entre 70 et 40 m d'altitude, la pente est relativement forte et assez régulière (2,7 % en moyenne; puis elle diminue entre 40 et 30 m (0,35 %); de 30 m au confluent avec la Rinaie, elle augmente de nouveau (0,61 %); la figure 7 montre le profil de la surface interfluve, entre Boisbréaud et le confluent avec la Rinaie.

(16) On peut observer le même fait actuellement, dans de nombreuses rias bretonnes, ou dans le Golfe du Morbihan.

(17) Le profil transversal de cette vallée est décrit p. 382.

Profil longitudinal du ruisseau de la Dultière - Gisements-témoins de Lias moyen

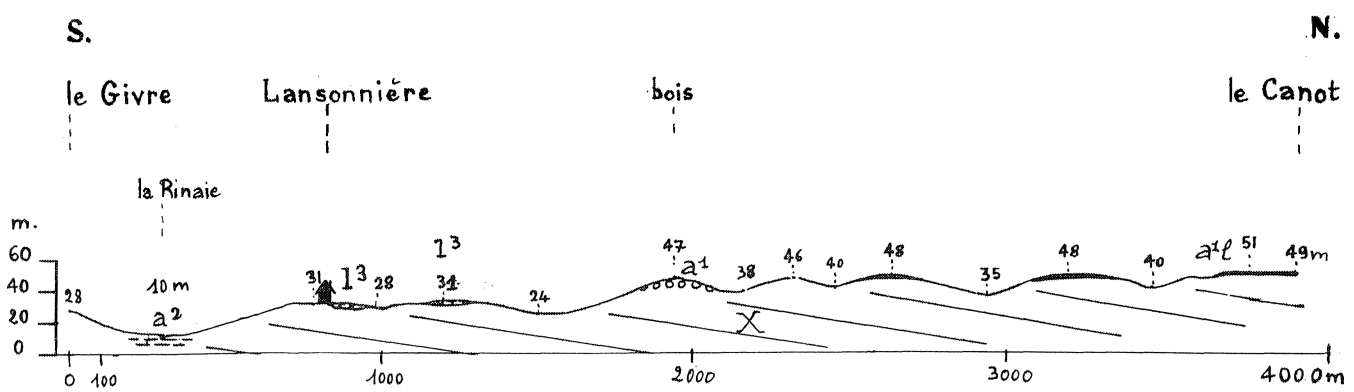


LÉGENDE : --- Surface culminante de l'interfluve de rive gauche.
▬ Gisements de Domérien.
//// Schistes.

(Hauteurs exagérées 3 fois par rapport aux longueurs).

Fig. 7

Profil longitudinal de l'interfluve entre le ruisseau des Loges et celui de la Dultière



LÉGENDE : a^2 Alluvions fluviatiles flandriennes.
a^{1l} ▬ Limon éolien.
a^1 ○○○ Terrasse.
l^3 ▬ Lias moyen (Domérien).
X //// Schiste à séricite.

(Profil dessiné d'après un levé barométrique et les photographies aériennes).

Fig. 8

Deux gisements de Domérien se trouvent sur la rive gauche du ruisseau, à l'W et au N de la ferme de Lansonnière. (Leur situation exacte est précisée dans la description du profil transversal de cette vallée, établi par un levé à la planchette (fig. 4 et 44, p. 382). Dans ces deux gisements, la base du Lias se trouve respectivement à 28 et à 32 m (fig. 9 et 52). Au droit de ces deux placages, l'interfluve de rive gauche s'élève au-dessus d'eux, à 40 et à 35 m environ. Mais la figure 8 permet de voir à quel point cet interfluve est disséqué par des vallons adjacents : les dépressions de ce profil longitudinal sont des cols de flanc. Entre Lansonnière et le Canot, la surface rocheuse de l'interfluve atteint 45 m : elle domine donc les deux gisements de Lias de 14 et de 17 m (le socle est recouvert par 2 m d'alluvions).

Le fond de la vallée actuelle se trouve à 14 m en contre-bas du placage situé à 28 m, et à 17 m en contre-bas de celui de 31 m; ces deux témoins liasiques sont situés à mi-hauteur de la distance totale entre le fond de la vallée actuelle et le sommet de l'interfluve (45 m).

Ces rapports sont intéressants à comparer à ceux qui ont été obtenus pour le profil longitudinal du Troussepoil. Dans les deux tiers inférieurs de la partie du cours de cette dernière rivière située sur le massif ancien, l'encaissement du Charmouthien atteint les trois quarts de la dénivellation totale entre le sommet de l'interfluve et le fond de la vallée (p. 88); dans la partie inférieure du cours du ruisseau de la Dultière, cet encaissement n'est que de la moitié de la hauteur totale; il semble logique d'attribuer ce fait concernant le gisement de Lansonnière à une plus grande proximité du niveau de base local, (le confluent avec la Rinaie) très déprimé pendant les régressions quaternaires qui ont provoqué une vigoureuse érosion dans la partie aval du cours (Cf. l'accélération de la pente, entre 30 et 11 m, sur la fig. 7).

En conclusion, les gisements de Lansonnière, sur la rive gauche du ruisseau de la Dultière, et ceux qui longent la vallée du Troussepoil ont la même signification :

La mer liasique a envahi, noyé, puis fossilisé sous ses dépôts un réseau de vallées déjà constitué. Mais le gisement de Jolly sur Rabretière, situé sur un interfluve, à 32 m, et celui de la Mancelière, situé à 75 m au sommet du massif, prouvent que la mer a submergé aussi les interfluves et a recouvert de ses sédiments l'ensemble de la région, au moins jusqu'à l'altitude de 75 m.

Bassins hydrographiques du Troussepoil et du ruisseau de Jard

Densité de drainage actuelle et vallées précharmouthiennes

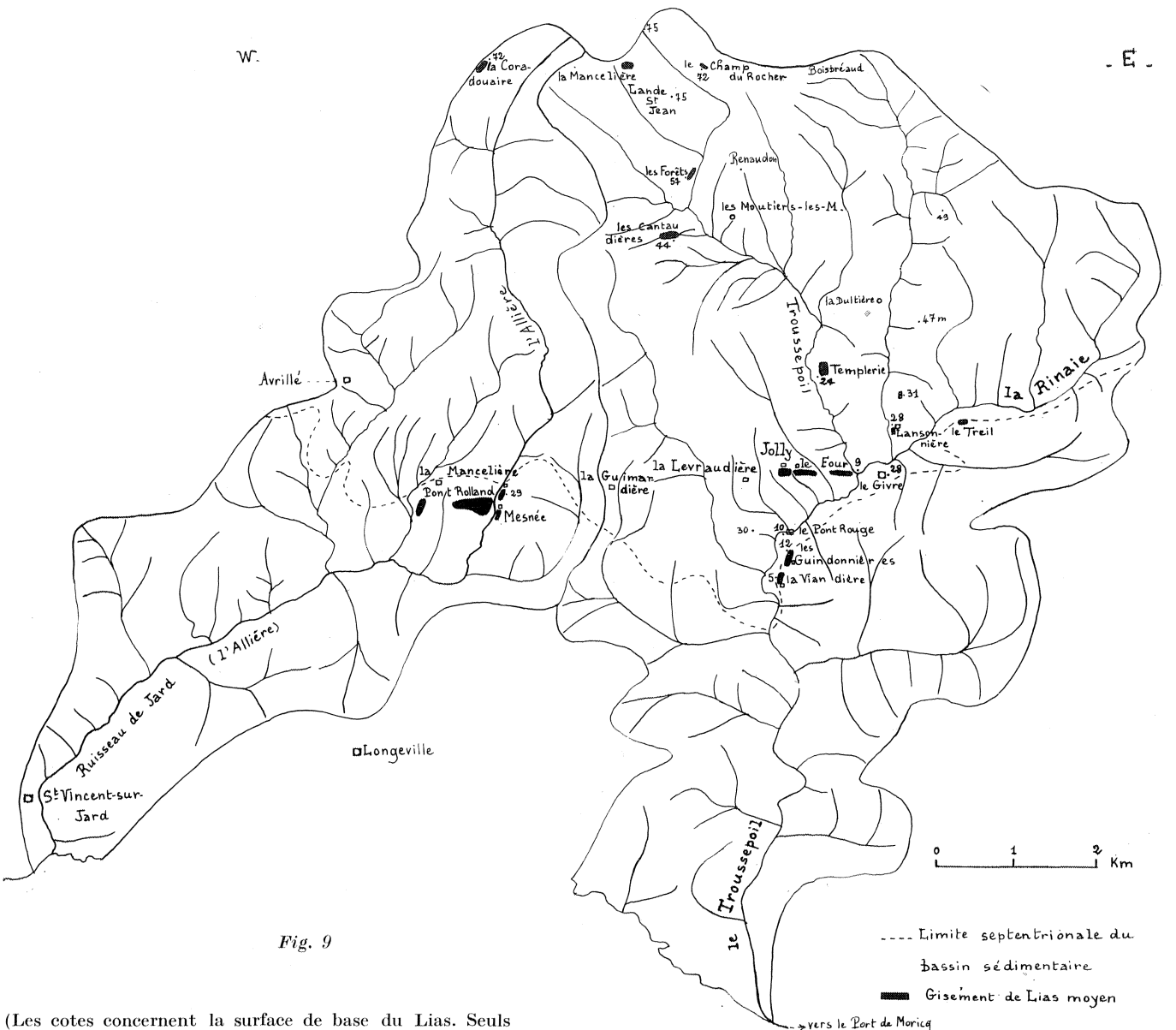


Fig. 9

(Les cotes concernent la surface de base du Lias. Seuls ont été figurés les gisements résiduels reposant sur le massif ancien et ceux qui se trouvent sur la bordure septentrionale de la Plaine liaso-jurassique. Pour celle-ci, voir la fig. 3, p. 82).

3. La vallée de l'Allière (fig. 9, p. 96) (17 *bis*).

Une troisième vallée, celle du ruisseau de l'Allière, peut encore être étudiée au même point de vue. La source de ce cours d'eau se trouve tout près de celle du Troussepoil, sur le massif d'Avrillé, vers 75 m d'altitude. Le long de sa vallée, un gisement de Lias moyen subsiste, à la Coradouaire; puis le ruisseau ne coule que sur du granite, jusqu'à la hauteur de la Guimardière. Vers le S, les interfluves sont garnis de Pliensbachien, épais de 1 à 2 m; entre la Mancelière et Mesnée, on peut observer une coupe caractéristique : les deux interfluves sont recouverts de Lias ainsi que la partie haute des flancs de la vallée; seules, sont à nu les parois de l'entaille relativement étroite au fond de laquelle coule le ruisseau. A 300 m au N du village de Mesnée, des carrières situées en bordure du cours d'eau permettent d'étudier en détail le Pliensbachien (Butel, 1953, p. 86-87); le fond du ruisseau est à 25 m, au gué du sentier qui va de la Mancelière à Mesnée; la surface du granite, sous le poudingue charmouthien, se trouve à 29 m et la surface de ce dernier, sur le bord de l'interfluve, est à 32 m : le placage, ici, est encore épais de 3 m; vers le N, l'interfluve s'élève un peu, et le Charmouthien existe, au sommet, jusqu'à 41 m. On voit quelle est la situation du Charmouthien : comme dans plusieurs des gisements déjà décrits, il recouvre les interfluves et le haut des flancs des vallées.

Sur une coupe transversale, faite à 800 m au N de Mesnée, la profondeur de la vallée préliasique est de 9 m au moins; le fond de la dépression actuelle se trouve à 4 m plus bas : le rapport est à peu près le même que pour la vallée du Troussepoil; *les deux tiers du creusement étaient réalisés avant la transgression pliensbachienne* (18) (19).

A 1 km au S de Mesnée, le granite n'apparaît plus : la couverture liasique devient continue. La surface préliasique est ensevelie sous le Lias et le Jurassique, dont l'épaisseur augmente vers le S : l'Allière traverse successivement le Domérien, l'Aalénien, le Toarcien, le Bajocien et le Bathonien et débouche sur l'estran de Saint-Vincent-sur-Jard, dans le Callovien.

Tous ces exemples prouvent l'existence de vallées préliasiques, retrouvées par les cours d'eau actuels : dans ce secteur, **le réseau hydro-**

(17 *bis*) A l'aval, l'Allière prend le nom de ruisseau de Jard; c'est sous cette dénomination qu'est étudié le bassin tout entier (cf. Troisième partie).

(18) Faute de données sur l'épaisseur du remblaiement flandrien, les mesures ont été faites en fonction du talweg actuel; mais, en réalité, tous les fonds de vallées comportent un remblaiement plus ou moins épais.

(19) A 1 km à l'W de Mesnée, la vallée du ruisseau de la Levraudière présente des faits analogues.

graphique d'alors était à peu près aussi développé que celui d'aujourd'hui, ainsi qu'en témoigne le gisement de Domérien du Château des Cantaudières, qui fossilise encore la tête d'un vallon affluent du Troussepoil (Cf. fig. 9).

4. Signification des argiles rouges hettangiennes

Alors que dans la plupart des gisements, l'Hettangien calcaire repose directement sur le socle ancien, on peut observer, dans quelques localités, des dépôts intermédiaires : argiles vertes à grains de quartz anguleux et surtout argiles rouges violacées, d'une teinte très caractéristique (20). Généralement, l'argile rouge recouvre le socle et elle est surmontée par les calcaires fossilifères : son âge reste donc imprécis. Mais dans un puits creusé au Veillon en 1952 (Villa Guégan) (21), l'argile rouge épaisse de 1,4 m est *intercalée* dans le calcaire argileux, à la base de l'Hettangien : *en ce point, elle est intraformationnelle et peut donc être datée aussi de l'Hettangien.*

On peut s'étonner de la présence d'argile rouge dans un sédiment marin : à notre avis, elle peut s'expliquer à la lumière de deux faits : au Veillon, l'épaisseur de l'Hettangien (9 m environ) est plus considérable que dans les gisements situés à l'E et à l'W (5 à 6 m) ; les couches supérieures de l'Hettangien (calcaire chamois et calcaire brun en plaquettes) restent à une altitude constante depuis le Veillon jusqu'à Bourgenai; en revanche, le socle rocheux s'abaisse, de Bourgenai vers le Payré : entre les micaschistes et les bancs calcaires sont intercalées *des argiles vertes à grains de quartz et des argiles rouges, qui se sont accumulées dans une dépression du socle; or, cette dernière coïncide actuellement avec l'estuaire du Payré.* Ce fait s'expliquerait parfaitement, au cas où cette dépression serait une vallée préliasique : une nappe d'argile rouge, d'origine fluviatile (22), canalisée dans la vallée, se serait déposée sur les premiers sédiments marins hettangiens, et aurait été très rapidement ensevelie sous les dépôts suivants : d'ailleurs, dans le puits en question, l'argile rouge est recouverte par des dépôts détritiques, argile sableuse, calcaire gréseux, avant que ne se s'instaure un régime de sédimentation exclusivement calcaire. Au Veillon, la base de l'Hettangien serait ainsi un dépôt fluvio-marin. D'autres gisements d'argile rouge préhettangienne ou hettangienne reposent également dans des gouttières fluviales. Les principaux gisements vendéens où la présence d'argile rouge a été repérée sont portés sur le tableau suivant :

---

(20) L'étude critique d'un certain nombre de gisements d'argile rouge est faite p. 100 à 103.
(21) Le Veillon est situé à 5 km au SW de Talmond, sur la côte.
(22) D'après l'analyse aux RX, l'argile rouge est constituée d'illite et de kaolinite. L'analyse thermique différentielle d'un autre échantillon a donné le même résultat.

Localités	Epaisseur de l'argile rouge	Surface de base	Gisement dans les vallées suivantes	Accidents tectoniques en rapport avec ces vallées (27)
la Gobinière (23)..	> 1 m	< 2 m	Vertonne	Bloc basculé d'Ile d'Olonne.
la Pironnière (23).	> 2 m	18 m		
le Caillola (23)....	0,3 m	— 1 m	Ruis. du Caillola	Faille du Caillola.
la Mine (23).....	0,5 m	— 3 m	Ruis. de la Mine	Faille de la Mine.
le Veillon (23)....	1 à 2 m	— 3 m	Payré	En bordure du bloc basculé du Payré, mais argile rouge non dénivelée.
la Grenouillère (23)	1 m	vers 14 m	Yon	Bloc affaissé.
la Couture (23)...	> 2 m	vers 4 m	Lay	Fossé tectonique de la Couture
Pont de Lavaud.. (24)	7,25 m	— 40 m	Lay	dº
le Grand Pâtis (23)	> 1 m	vers 57 m	Petit-Lay	Fossé tectonique de Chenillac
Chantonnay (25).. (laiterie)	24,5 m	vers 22 m	Ruisseau de Chantonnay	Fossé tectonique de Chantonnay
Chantonnay (23).. (4 km E)	> 1 m ??	(sommet vers 45 m)	Ruisseau de Puybéliard	dº
Le Vraud de la Caillère (26).....	14 m	— 15 m	Louing	dº

Coïncidence remarquable : tous ces gisements sont situés, soit vers le fond des vallées actuelles (la Gobinière, la Caillola, la Mine, le Veillon, Pont-de-Lavaud), soit sur leurs flancs (à l'exception de celui de la Pironnière). Mais le tableau précédent permet aussi de voir que certains d'entre eux sont en rapport avec des accidents tectoniques post-liasiques. Puisque l'Hettangien y est particulièrement épais (le Veillon, la Gobinière, Pont-de-Lavaud, laiterie de Chantonnay), les rivières actuelles n'auraient-elles pas retrouvé les gouttières de vallées préhettangiennes, tapissées de dépôts de cet âge ?

Ainsi, *une quadruple coïncidence est commune à tous les gisements :* l'épaisseur exceptionnelle de l'Hettangien, la présence d'argiles rouges de

(23) Observations personnelles.
(24) Mathieu et Waterlot, 1940 et 1941.
(25) Sondage (BRGGM, 74, rue de la Fédération, Paris).
(26) Mathieu, 1937.
(27) Tous les accidents tectoniques mentionnés ci-dessous sont post-liasiques, mais un fossé tectonique existait sans doute déjà à Chantonnay, au moment de la transgression du Lias.

INSTITUT DE GÉOLOGIE BIBLIOTHÈQUE UNIVERSITÉ

base, leur localisation sur l'emplacement des vallées actuelles, la situation des vallées actuelles dans un graben (sauf à la Pironnière).

Mais les grabens garnis de Lias ne sont-ils pas situés sur l'emplacement de grabens post-hercyniens ? L'épaisseur considérable des argiles rouges, traversées par le sondage de la Laiterie de Chantonnay (24,5 m), dans la partie la plus affaissée de la fosse, incite à le penser. En effet, l'argile rouge n'a que 14 m d'épaisseur, au sondage du Vraud de la Caillère, sur le bord oriental du fossé. Peut-être un relief de faille hercynien n'était-il pas complètement effacé, au moment du dépôt de l'argile rouge; peut-être ce compartiment était-il encore en état de subsidence pendant le dépôt de l'argile ? Il est impossible de trancher cette question avec les seules connaissances que nous avons à l'heure actuelle. Néanmoins, il est intéressant de mettre en rapport l'épaisseur particulièrement considérable des couches liasiques et jurassiques conservées dans le fossé de Chantonnay (plus forte que celle des mêmes étages dans la région de Talmond) et l'existence de sédiments fluviatiles particulièrement épais, du côté où le graben est le plus profond.

En conclusion, *la présence d'argiles rouges fluviatiles à la base de l'Hettangien, localement interstratifiées dans le calcaire marin, permet de connaître l'emplacement de quelques vallées préliasiques : il coïncide avec celui de vallées actuelles.* Dans quelques-uns des gisements étudiés, celles-ci sont situées dans des fossés tectoniques post-liasiques, mais certaines des vallées préliasiques correspondantes semblent avoir occupé, elles aussi, des zones affaissées, ou même en cours de subsidence (Chantonnay).

5. Recherches concernant l'authenticité de quelques témoins liasiques douteux

L'identification des sédiments liasiques est évidemment essentielle pour que l'on puisse attribuer à certaines parties de la surface topographique actuelle un âge préliasique. Mais tous les dépôts ne sont pas fossilifères et en particulier certains sédiments du Lias inférieur. On peut avoir affaire soit à un calcaire argileux teinté de rouge, soit à une argile rouge ou verte; dans ce cas, on devine combien les remaniements ultérieurs ont pu être faciles. La question se pose de savoir s'il s'agit bien de l'argile de base hettangienne, ou de la même argile remaniée à des moments et par des agents divers.

Dans de nombreux gisements, sous des bancs de calcaire hettangien, se trouve une argile rouge violacée. (Elle appartient au Lias inférieur car elle est localement interstratifiée dans le calcaire). C'est le cas, en particulier, au Veillon (à 5 km au SW de Talmond), à la Gobinière (à 2 km au NW d'Olonne), à la Grenouillère (à 8 km au NW de Mareuil), à

Puybéliard (à 3 km à l'E de Chantonnay). Dans le sondage du Vraud de la Caillère (28), l'argile rouge infraliasique avait au moins 14 m d'épaisseur, et 7,25 m dans celui du Pont de Lavaud, à 1,5 km au SE de la Couture (29). A la laiterie de Chantonnay, elle atteint une puissance de 24 m.

Sur le massif d'Avrillé et sur la plate-forme qui borde la côte actuelle au SE des Sables-d'Olonne, la surface du massif ancien est aussi parfois recouverte par des argiles rouges dont la couleur rappelle celle des argiles hettangiennes.

Dans le but de déterminer à coup sûr si la surface sous-jacente aux argiles était bien la surface préliasique, j'ai effectué sur 11 argiles les analyses suivantes : colorimétrie, dosage du fer et décoloration, calcimétrie, granulométrie, morphoscopie des grains de quartz et des minéraux lourds, détermination des minéraux lourds, rayons X ou analyse thermique différentielle, analyse pollinique (30).

Par ces méthodes, il devient possible de distinguer les argiles rouges hettangiennes en place, des argiles remaniées presque sur place, et de celles qui l'ont été sur une distance un peu plus grande, avec incorporation d'éléments nouveaux.

Afin d'avoir des bases solides de comparaison, j'ai étudié 4 argiles indiscutablement hettangiennes, prélevées à la Gobinière (échant. 199 et 200) et au Veillon (échant. 18 et 6104). Les sédiments dont il fallait déterminer l'origine étaient des argiles et des calcaires argileux rouges situés aux points suivants : la *Tisonnière,* à 4,5 km à l'W du Poiroux, sur le bord ouest du massif granitique d'Avrillé, vers 55 m d'altitude (échant. 68) ; la *Pironnière,* à 4 km au SE des Sables d'Olonne, ce calcaire argileux provenant d'un puits creusé sous la dune, à 200 m au S du village (échant. 1002) ; la *Pironnière,* cette argile rouge repose sur le rebord de la vallée du ruisseau de Saint-Jean-d'Orbestiers, à l'E du village (échant. 2000) ; la *Métairie,* ferme située à 4 km au SE des Sables-d'Olonne ; l'argile a été tirée du fond d'une excavation, creusée pour construire une citerne (échant. 9742) ; la *Garlière,* village situé à 1,5 km au N des Sables-d'Olonne (échant. 139) ; *Pierre-Levée* : l'argile rouge repose sur le flanc N de la butte d'Olonne, à 1,5 km à l'E de ce bourg (échant. 1220).

Les résultats obtenus par les méthodes indiquées sont les suivants : les argiles rouges hettangiennes non remaniées se caractérisent par leur couleur, d'un *rouge foncé toujours violacé* (dont la teinte n'existe pas dans le Code Expolaire) et par la présence de taches vertes. Le dépôt hettangien est généralement beaucoup plus riche en CO^3Ca, et très consolidé; dans ce cas, il se délite mal dans l'eau; cependant, dans certains gisements, l'argile n'est pas du tout consolidée. Les dépôts hettangiens ne renferment qu'un très faible pourcentage d'éléments sableux (2 à 10 %) ou n'en renferment pas du tout. Lorsqu'ils existent, grains de quartz et minéraux lourds sont tout à fait anguleux. Les minéraux lourds sont très peu nombreux et absolument locaux (ou absents). Par exemple, à la Gobinière, l'argile rouge de base, reposant sur des micaschistes à staurotide et grenat, renferme surtout ces deux derniers minéraux, ainsi que de rares zircons, quelques tourmalines et quelques leucoxènes (Cf. Annexe, p. 487).

---

(28) MATHIEU, 1937, b.

(29) MATHIEU et WATERLOT, 1940 et 1941.

(30) Analyses thermiques effectuées au laboratoire de M. le Professeur ORCEL, et analyses polliniques réalisées par les bons soins de Mlle S. DURAND.

Les essais de décoloration donnent des résultats surprenants : la déferritisation en est très facile; dans HCl, à froid, les argiles se décolorent rapidement et deviennent blanc verdâtre. M. le Professeur Rivière, au laboratoire duquel ces essais ont été faits, attribue cette propriété à un ensevelissement extrêmement rapide de l'argile, sous le dépôt marin qui les recouvre : elles ont gardé leur couleur et les sels de fer n'ont pas été solubilisés. Par contre, les argiles remaniées se décolorent moins vite et seulement à chaud.

Le dosage du fer, effectué pour l'argile rouge du Veillon, a montré que ce sédiment en renferme 7 % (31).

La nature de l'argile a pu être déterminée par les Rayons X ou l'analyse thermique différentielle : dans tous ces sédiments hettangiens, il s'agit principalement d'*illite* et d'un peu de kaolinite, en proportion variable selon les échantillons.

Les argiles rouges remaniées se distinguent des précédentes par une couleur *non violacée*, plus rouge ou plus jaune, et parfois par un aspect jaspé (la Métairie) (et non tacheté) ; par la présence de petits nodules de calcaire hettangien remaniés ; par l'apport éventuel d'éléments sableux, mais toujours en faible quantité, *consistant en grains éolisés* (*ronds-mats*) ; dans les gisements proches de la côte, les minéraux lourds eux-mêmes sont ronds-mats et constitués surtout par des éléments *d'origine étrangère* (augite, fibrolite) qui représentent l'apport d'origine ligérienne (Cf. p. 282), ainsi que par quelques minéraux locaux anguleux (disthène, andalousite). La nature de l'argile n'est pas modifiée.

Quoique la différenciation certaine des argiles hettangiennes et des argiles remaniées soit fondée sur l'ensemble des caractères précédents, trois critères pourraient suffire : la couleur, la présence de sable éolisé et de minéraux lourds d'origine non locale.

Les résultats sont les suivants, concernant les 7 argiles dont il importait de savoir si elles représentaient ou non un dépôt hettangien : seul, le calcaire argileux de la Pironnière est de cet âge; toutes les autres argiles sont remaniées; mais, dans l'ensemble, elles n'ont subi que très peu de modifications et on peut considérer qu'elles ont été remaniées à une très faible distance de leur point d'origine. D'ailleurs, elles sont généralement situées à proximité de gisements hettangiens fossilifères.

Cette étude sédimentologique, en confirmant l'âge hettangien du calcaire argileux de la Pironnière, permet de dater la surface plane qui s'étend vers 20 m d'altitude, le long de la côte actuelle, au SE des Sables-d'Olonne, — surface considérée jusqu'ici comme « monastirienne ». Entre le village de la Pironnière, et la falaise du Puits d'Enfer, les dunes reposent, au moins localement, sur ce dépôt de base hettangien.

En falaise, entre la colonie de vacances d'Issy-les-Moulineaux et l'anse du Vieux-Moulin, les gneiss sont rubéfiés; les fentes et les plans de cassures sont recouverts d'un enduit rouge orangé. Sur le terrain, il y a une évidente continuité entre la surface rocheuse qui supporte d'une part l'Hettangien et les dunes, et d'autre part la plate-forme qui descend doucement vers la ligne de falaise. La surface des gneiss rubéfiés se trouve dans un plan très voisin de celui de la plate-forme infraliasique, sur laquelle est installé le bois de pins de la Pironnière.

(31) Analyse chimique due à M. Patureau que je remercie vivement de son obligeance.

On a déjà vu qu'à Saint-Jean d'Orbestiers, la surface de contact entre le gneiss et l'Hettangien se trouvait à 20 m d'altitude, sous le Champ de courses. La surface de 20 m qui borde la côte au SE des Sables-d'Olonne se trouve géométriquement tout près de la surface préliasique exhumée, ou coïncide localement avec elle.

On observe le même phénomène de rubéfaction sur les parois des diaclases, le long de la côte de la Chaume, au NW des Sables-d'Olonne, ce qui laisse supposer que la surface topographique actuelle est toute proche, là aussi, de l'ancienne surface préliasique.

III. — RAPPORTS ENTRE LE RELIEF PRÉLIASIQUE ET LE RELIEF ACTUEL

A) VALLÉES PRÉCHARMOUTHIENNES ET VALLÉES D'AUJOURD'HUI

1. Comparaison entre le profil longitudinal du ruisseau du Troussepoil et celui de la vallée préliasique (fig. 5, p. 85)

On est frappé par le parallélisme du talweg actuel, et de la ligne joignant la surface de base du Charmouthien. La distance entre les deux est de 9,25 m aux Forêts, de 8 m aux Cantaudières (par rapport au Troussepoil et non à son affluent), de 10 m à Templerie, de 7 m aux Guindonnières. La faiblesse relative de cette dernière valeur tient sans doute à l'épais remblaiement de la basse vallée du Troussepoil, en rapport avec le comblement flandrien du Marais.

On remarque sur le profil que la forte rupture de pente située entre les Forêts et les Cantaudières affecte aussi bien la surface de base du Lias que le talweg actuel; il semble donc que cet accident corresponde à une déformation post-liasique.

La pente du talweg actuel du Troussepoil, entre la source (la Mancelière) et les Guindonnières, est de 0,68 %; sur le même parcours, celle de la vallée précharmouthienne est de 0,61 %.

2. Profondeur comparée des vallées précharmouthiennes et des vallées actuelles

Le tableau ci-dessous montre quel est l'encaissement du talweg actuel et des gisements de Lias, par rapport au niveau maximum des interfluves, au droit de chacun des points cotés.

La surface de base des placages-témoins de Lias, sur les flancs de ces vallées, ne correspond sans doute pas au talweg de la vallée préliasique, qui devait être plus encaissé; les valeurs obtenues pour le creusement préliasique sont donc trop faibles.

Vallées et gisements	Etiage du ruisseau actuel	Hauteur maximum de l'interfluve	Base du Charmouthien dans la vallée	Distance du gisement au talweg actuel	Encaissement par rapport à l'interfluve		Valeur du creusement charmouthien par rapport au creusement actuel
					du talweg actuel	du Charmouthien	
- *Ruisseau de La Dultière*							
800 m N de Lansonnière	17 m	45 m	31 m	150 m	28 m	14 m	50 %
Lansonnière	14	45	28	100	31	17	54 %
- *Troussepoil*							
La Mancelière	75	75	75	1.000	0	0	
les Forêts	48	62	57	275	14	5	35 %
(les Cantaudières)	47	62	44	0	15	18	(talweg précharmouthien encore enseveli)
Templerie	14	45	24	300	33	18	67 %
les Guindonnières	5	30	12	150	25	18	72 %
- *R. de l'Allière*							
Pt-Rolland	25	32	28	20	7	4	57 %
Mesnée	24	31	27	20	7	4	57 %

Pour le ruisseau de la Dultière, la profondeur de la vallée préliasique atteignait au moins 50 à 54 % de la profondeur actuelle, près de Lansonnière.

Pour le Troussepoil (fig. 5), l'encaissement du Lias, comparé à celui du talweg actuel, est de 35 % aux Forêts, par rapport à l'interfluve de Renaudon (62 m), mais celui-ci a pu s'abaisser notablement depuis, ce qui aurait eu pour résultat de diminuer la valeur obtenue; il est de 67 % à Templerie, de 72 % aux Guindonnières. Cette dernière valeur est peut-être trop forte, car il est possible — mais non certain — que le Lias des Guindonnières soit affaissé par rapport à l'interfluve de rive droite, au bois du Pont-Rouge. Aux Cantaudières, le Domérien est encore enseveli et sa base est située au-dessous du fond de la vallée actuelle.

En ce qui concerne l'Allière, la profondeur minima de la vallée précharmouthienne, à Pont-Rolland et à Mesnée, atteint 57 % de celle de la vallée actuelle.

L'ensemble de ces résultats paraît très cohérent : compte tenu du fait que les lambeaux de Lias sont peu étendus et qu'aucun d'eux, sauf aux Cantaudières, ne repose sur le talweg de la vallée préliasique, disparu par

approfondissement ultérieur, l'encaissement des vallées charmouthiennes, entre les interfluves, atteint cependant plus de la moitié de la valeur actuelle, aux points étudiés (sauf, bien entendu, tout-à-fait à l'amont). Cette valeur est certainement trop faible, en réalité, d'après ce qui précède et surtout si l'on pense à la signification du gisement des Cantaudières, encore enfoui : la vallée du tronc principal du réseau, le Troussepoil, a bien été approfondie depuis l'exhumation, mais l'érosion remontante n'est pas encore parvenue jusqu'à la tête de celle du petit affluent des Cantaudières.

Remarque. Nous avons vu que dans presque tous les cas, la profondeur de la vallée précharmouthienne atteignait au moins 50 % de celle de la vallée actuelle. Mais cela ne signifie nullement que l'érosion préliasique n'atteint que 50 % de la valeur totale de l'érosion dans ces vallées. En effet, au-dessous des gisements de Charmouthien, les vallées sont beaucoup plus étroites qu'au-dessus; le volume compris entre les flancs de ces gouttières largement évasées est beaucoup plus grand que celui qui est coincé entre les talus, dans la partie profonde de la vallée. Depuis leur exhumation, c'est surtout le fond qui a été modifié, et l'on peut tenir pour négligeable, en comparaison, les retouches faites à la partie supérieure des flancs. La mesure rigoureuse de l'érosion postérieure à l'exhumation ne semble pas possible; mais d'après l'examen minutieux de tous les gisements étudiés, on peut estimer que l'importance de l'érosion préliasique dans ces vallées, par rapport à celle qui suivit l'exhumation, est supérieure aux quatre-cinquièmes de la valeur totale. L'aération du relief préliasique semble avoir été un peu plus forte que celle du relief actuel.

3. Réseau hydrographique précharmouthien et réseau actuel (Fig. 9)

Le plan du bassin hydrographique du Troussepoil, comparé à celui de l'Allière, par exemple, montre que la densité de drainage est remarquablement régulière sur tout l'ensemble du massif ancien. Les gisements résiduels de Lias que l'on trouve le long du Troussepoil jalonnent le talweg à des altitudes telles que le profil longitudinal actuel et le profil préliasique sont presque parallèles (fig. 5). Le gisement des Cantaudières prouve que cette rivière possédait déjà des affluents, qui avaient même, localement, une profondeur supérieure à l'actuelle (31 *bis*).

(31 *bis*) Dans la partie est du Bas-Bocage, il semble exister d'autres dépressions préliasiques, en particulier entre Bournezeau et St-Vincent-Puymaufrais : le Lias moyen de l'Espérance, épais de plusieurs mètres, fossilise un col de flanc entre les vallées des ruisseaux de l'Espérance et de la Ménerie; la surface de ce gisement est encaissée de 30 m par rapport au plateau interfluve situé au N (immédiatement à l'E de Bournezeau) et de 20 m par rapport à l'interfluve situé au S; rien ne permet de penser que cette situation encaissée soit due à un affaissement. Le Lias semble fossiliser une ancienne vallée, dans le prolongement d'un affluent du Lay et d'un affluent du ruisseau de Bournezeau. Comme dans le cas des Cantaudières, l'érosion remontante n'a pas achevé l'exhumation des vallées, tout à fait à l'amont.

Les vallées des rivières voisines (ruisseau de l'Allière et de la Dultière) étant ausi garnies de placages-témoins, il est évident que dans cette région, le réseau hydrographique préliasique avait une densité très voisine de l'actuelle.

Lorsque l'essentiel de la couverture liasique fut décapé, la plupart des cours d'eau jusqu'alors enfoncés dans les terrains sédimentaires retrouvèrent les anciennes gouttières creusées dans le socle : ce phénomène fut d'ailleurs hautement favorisé par la grande largeur des vallées préliasiques et par l'épaisseur relativement faible de la couverture.

Ainsi, *sur le massif d'Avrillé et sa bordure orientale,* — à l'exception de quelques vallées formées par épigénie —, *le tracé et la densité du réseau hydrographique actuel correspondent à ceux de la surface préliasique.*

B) LES DÉPRESSIONS PRÉLIASIQUES DANS LES DEUX-SÈVRES, EN NORMANDIE ET DANS LE NORD DE LA FRANCE

G. Mathieu et G. Waterlot (1941) ont fait état de plusieurs paléocollines, dans la partie méridionale du Massif vendéen : ces pointements ont joué le rôle de hauts-fonds ou d'îlots pendant le Lias, tandis qu'à leur pied s'accumulaient les sédiments du Lias inférieur et moyen; leur sommet n'a été recouvert qu'au Lias supérieur : horsts de Mervent, du Moulin-de-Laissert (Saint-Pompain), recouverts par le Charmouthien supérieur; horsts de Fressines, de Saint-Jean-de-Beugné, sur lesquels les marnes toarciennes reposent directement sur le granite.

Entre deux « paléocollines », des sables du Lias inférieur se sont accumulés dans la cuvette de l'Hermenault (*id.* et A. Carpentier, 1941). G. Arsicault (1952), décrivant les gisements de sables infraliasiques de la région de Béceleuf-Xaintray, montre qu'ils se sont accumulés sur 4 km de longueur au moins, dans une dépression allongée en direction N-S, large de 2 km et peu profonde. « Entre les deltas torrentiels de Béceleuf-Xaintray et de Champeaux-Cherveux, (s'étendait) une paléocrête N-S, jalonnée par les îlots de Rouvre et du Roc de la Chaize. » (31 *ter* et 31-[4].)

Ces quelques indications suffisent à montrer que tout au moins vers le bord méridional du Massif vendéen, la surface infraliasique était accidentée de dépressions; leur étude morphologique détaillée n'ayant pas été faite, on ne peut dire quelle était leur profondeur exacte, ni si elles correspondaient à un système organisé de vallées. D'ailleurs, la région où

(31 *ter*) Dans les Deux-Sèvres et le Seuil du Poitou, M. le Professeur G. Mathieu a reconnu également des éléments de réseaux hydrographiques infraliasiques (G. Mathieu, *in litteris*).

(31 *quater*) Cf. p. 414-415.

sont signalées les « paléocollines » étant hachée de failles, la reconstitution éventuelle d'un réseau hydrographique préliasique exigerait une étude critique très poussée de la morphologie du socle ancien et de sa couverture secondaire.

En Normandie, d'après A. Bigot (1942, *b*), « la surface hercynienne avait acquis, avant le Jurassique, un modelé dont l'évolution était très avancée; ce modelé a réglé la distribution des dépôts marins; son influence se fait encore sentir dans le modelé de la surface actuelle » (p. 732). La transgression liasique, « continuée et accentuée pendant le Bathonien, a trouvé, dans les campagnes de Falaise, d'Argentan et de Sées, une région inégalement nivelée, sur laquelle étaient demeurées en relief des crêtes de grès siluriens, dont les plus saillantes sont formées par le grès armoricain ». Les dépressions qui séparent ces saillies contiennent, au-dessous des calcaires bathoniens, des lambeaux de couches toarciennes et bajociennes (*ibid*, p. 697). Des saillies de grès primaire existaient encore au Callovien.

Dans l'Artois et le Bas-Boulonnais, Ph. Pinchemel décrit l'allure de la surface post-hercynienne tout autour du « coin primaire »; le socle ancien y est recouvert par des dépôts d'âge varié : la surface post-hercynienne est fossilisée, selon les points, par du Trias, du Lias et du Jurassique. Ph. Pinchemel suggère l'existence de « dépressions prétriasiques, à la surface de la pénéplaine post-hercynienne : « Nous interprétons les dépôts triasiques comme les matériaux de « plaines de comblement », édifiées en relation avec le début de la transgression liasique, dépôts fluviatiles puis lagunaires. » Une étude détaillée de ces dépressions prétriasiques serait pleine d'intérêt, pour connaître avec précision leur forme et leur profondeur et pour savoir comment elles étaient organisées à la surface de la pénéplaine.

Dans le Morvan, d'après Collenot (1879), Collot (1811), J. Beaujeu-Garnier (1948), la surface post-hercynienne présente de notables inégalités de relief. Pour J. Beaujeu-Garnier, le Trias et le Lias semblent avoir comblé d'anciennes vallées (gisement de Gravelles, près Saulieu) ou des golfes et des lagunes (région de Thostes, de Semur, d'Avallon). Au Trias, on observait « une surface faiblement accidentée, une succession de dômes très surbaissés et de lagunes » (*id.*). En d'autres points, la surface préliasique semble plus aplanie (entre Saint-Brisson et Saulieu). Une étude systématique de la profondeur et de l'organisation des dépressions prétriasiques et préliasiques dans cette région serait particulièrement délicate, en raison des déformations tectoniques ultérieures; mais elle montrerait peut-être si un important réseau hydrographique y était installé dès avant le Trias et le Lias.

IV. — LES DÉFORMATIONS DE LA SURFACE PRÉLIASIQUE

L'existence de déformations tectoniques affectant le Lias et le Jurassique a déjà été signalée dans de nombreux travaux (32) et à la fin du chapitre I (p. 76). Je me bornerai donc à l'évocation de quelques faits nouveaux et à une vue d'ensemble de la question.

1. Failles, flexures, blocs basculés, fossés tectoniques (Fig. 3 et dépliant IV)

Les principaux accidents tectoniques reconnus en Vendée littorale

(32) Welsch (1904, 1910), Péneau (1923), Mathieu (1935, 1936, 1938, 1948), Waterlot (1936, 1938 *a* et *b*, 1941, 1949), Mathieu et Waterlot (1941), Butel (1951, 1953), Ters (1953).

dans la région où existe encore une couverture liasique, se répartissent de la façon suivante :

a) *Tout le long de la côte actuelle,* depuis la Gâchère (à 13 km au NW des Sables-d'Olonne), jusqu'à Saint-Vincent-sur-Jard (à 21 km au SE), on peut constater sur les estrans et le long des falaises, que les couches liasiques et jurassiques reposant sur le massif ancien sont affectées par de multiples petites failles qui les dénivellent de quelques mètres et qui provoquent la formation de blocs basculés ou de petits grabens (Ile d'Olonne, Saint-Jean-d'Orbestiers, le Caillola, la Mine, Bourgenai, Anse Saint-Nicolas). La direction des failles déterminant ces accidents est variable, et la direction sud-armoricaine ne domine pas.

b) *Un peu en arrière de la côte actuelle,* à Saint-Martin (33), situé à 8 km au SE des Sables-d'Olonne, à Beauregard (33), (à 9,5 km au SE de la même localité), à Ilaude (34) (à 3,5 km au S de Talmond), le Lias est dénivelé de quelques mètres. Dans les deux premiers gisements, il est effondré de l'intérieur vers la côte; dans le troisième, il forme un graben.

c) *La zone de contact entre le massif ancien et la plaine liaso-jurassique* est affectée par de multiples accidents : failles d'Avrillé, de Champ-Saint-Père, de la Couture... La conservation du Lias, en auréole continue, depuis le Veillon jusqu'à la Réorthe et à Fontenay-le-Comte est vraisemblablement due à l'affaissement d'ensemble de la plaine de Luçon, dominée à l'W et au N par les hauteurs du massif ancien, sur lequel ne subsistent plus que de rares et minces placages. Sur ce massif, l'érosion a été beaucoup plus active que sur sa bordure, en raison des différences d'altitude et de pente, d'ailleurs faibles. Mais la conservation de gisements-témoins sur les points culminants du massif d'Avrillé, à 75 m, atteste la grande extension primitive des dépôts liasiques et leur continuité originelle avec ceux de la plaine de Luçon (35).

d) *Dans la partie NE de la région étudiée,* le Lias est effondré dans deux fossés tectoniques principaux : celui de Chenillac (à 5 km à l'E de Bournezeau) et celui de Chantonnay, de direction sud-armoricaine. Pour le deuxième, l'ampleur de la dénivellation est de l'ordre de 100 m (36), mais il est probable qu'elle résulte de mouvements tectoniques échelonnés dans le temps (Cf. p. 73). Le horst de Mervent-les-Essarts constitue un autre accident important.

---

(33) Observations personnelles. Cf. la Carte géologique des Sables-d'Olonne (2e éd.).
(34) P. Butel (1953), p. 95.
(35) Cf. M. Ters (1954 *c*).
(36) G. Mathieu (1937), b, p. 273.

2. Ondulations synclinales et anticlinales

a) *Sur la côte,* la coupe des falaises permet de reconnaître l'existence d'ondulations de faible ampleur affectant le Lias et son soubassement cristallin, par exemple, entre la Mine et le Veillon; leur amplitude verticale est de 3 à 4 m, leur largeur de quelques centaines de mètres. G. Mathieu et G. Waterlot (*ibid.*) ont reconnu les axes synclinaux et anticlinaux qui affectent la bordure occidentale et septentrionale de la plaine de Luçon, particulièrement entre Angles et Bessais, ainsi qu'au S de Fontenay-le-Comte (Carte géologique de Fontenay-le-Comte, 2e éd.). G. Waterlot ayant établi l'existence de mouvements tectoniques post-jurassiques et anté-cénomaniens dans la région de La Rochelle, il est possible qu'une partie des accidents dont il vient d'être question, souvent attribués au « Tertiaire », soit en réalité plus ancienne.

3. Remarques sur la pente de la surface préliasique

Entre le sommet du massif d'Avrillé et la côte, les gisements de Lias présentent des différences d'altitude notables (fig. 3). Il en est de juchés tout en haut du massif, à 75 m, à la Mancelière; d'autres se trouvent à 57 m, aux Forêts; à 44 m, aux Cantaudières; à 34 m, à Jolly-sur-Rabretière; à 28 m, à Templerie; à 16 m, à la Levraudière; à 10 m, à Bourgenai (le Pissot); à 0 m, à Saint-Nicolas; à — 3 m, au Veillon (37). Ces différences d'altitude sont-elles originelles, ou correspondent-elles à des dénivellations tectoniques ultérieures ?

Du sommet du bassin du Payré à la côte (sensiblement dans l'axe du bassin, mais non selon la ligne de plus grande pente), la surface préliasique se présente ainsi :

	Distance (en km)	Différences d'altitude (en m)	Pente (en %)
Du sommet à la Coradouaire.....	3,75	4	0,1
— Avrillé.....	8,25	24	0,29
— la Brissonnière.....	9	33	0,36
— aux Rablais.....	10,25	66	0,64
— la Sornière.....	12,5	66	0,52
— au Veillon.....	19,5	76	0,38

(37) Pour tous les gisements cités, la cote est celle de la surface de base du Lias, reposant sur le massif ancien.

La pente de la surface encore recouverte de Lias sur le massif d'Avrillé est de 0,4 % entre La Mancelière et Avrillé. Au S, le talus d'Avrillé est un relief de faille qui domine l'auréole liasique et jurassique de Saint-Hilaire-la-Forêt à Longeville. Entre le pied du talus et la côte, la surface de base du Lias s'incline de 1 % (entre la Brissonnière et Jard) (sondage de Jard, en 1943).

La pente est beaucoup plus forte sur la lisière occidentale et septentrionale de la plaine de Luçon : au Pont de Lavaud (la Couture), le granite a été atteint par sondage à — 37 m; la pente moyenne de la surface du granite, depuis le contact avec le Lias, à 3,3 km au N, est de 2 %; à Sainte-Hermine, le granite a été touché à — 89 m; entre ce point et la base du Lias, à 3 km au N, il y a 150 m de dénivellation, soit une pente de 5 % : les dénivellations révélées par ces sondages ne peuvent s'expliquer que par une tectonique en « marches d'escaliers ».

On peut se demander si la pente vers le S existait déjà au moment de la transgression liasique, dans la région située entre les Sables-d'Olonne et le Givre. La découverte de gisements charmouthiens, fossilisant les vallées préliasiques du Troussepoil et du ruisseau de la Dultière, descendant du massif d'Avrillé, et orientées du N au S, prouve que, dans ce secteur, la pente vers le S est bien préliasique. Elle s'est probablement accentuée depuis, *surtout vers la côte,* sous l'influence d'une tectonique en gradins.

En conclusion, on voit que sur la façade sud de la Vendée littorale, la surface préliasique est affectée par de multiples déformations; déjà, l'étude détaillée des gisements d'argile rouge (p. 99) nous a révélé combien ces dislocations étaient fréquentes. La continuité de la surface préliasique est rompue par de nombreux petits fossés tectoniques et surtout par de petits blocs basculés; par endroits, la surface actuelle offre l'aspect d'une marquetterie, entraînant localement *un relief alvéolaire* (Ile d'Olonne, Chantonnay). L'accélération de la pente de la surface préliasique sur la bordure méridionale du massif ancien, des Sables-d'Olonne à Fontenay-le-Comte, ne tient pas à un affaissement d'ensemble régulier, mais à *un style tectonique de secteurs dénivelés en gradins, descendant toujours du N vers le S,* ceci étant particulièrement net à l'W de Mareuil.

En somme, si l'on rencontre, avec surprise, autant de témoins de la surface préliasique sur le versant méridional de la Vendée littorale, entre l'altitude de 75 m et la côte, cela tient en partie au découpage de cette surface en de nombreux petits blocs dénivelés; au-dessous de l'altitude de 50 m, l'affaissement de beaucoup d'entre eux a permis la conservation des couches liasiques. Il est probable que la couverture secondaire aurait été beaucoup plus décapée, si la bordure côtière, au lieu d'être ainsi affaissée, avait conservé une altitude supérieure.

L'orientation N-S de certains bassins hydrographiques préliasiques entre Talmond et Mareuil prouve l'ancienneté de la pente d'ensemble du terrain dans ce secteur. On peut donc penser que l'avancée des mers liasiques sur le massif ancien a été favorisée par un affaissement de la bordure côtière antérieur au Lias. La tendance à la subsidence, très nette sur le littoral actuel, et le long de l'auréole liasique qui sépare la « plaine » du massif ancien, a de très lointaines origines.

V. CONCLUSIONS. LE DOMAINE DE LA MORPHOLOGIE PRÉLIASIQUE

En Vendée, les principaux gisements-témoins du Lias sont actuellement cantonnés dans la partie méridionale de la région littorale, ainsi que dans le bassin de Chantonnay. Mais en raison de leur altitude et de leur situation, il est certain que le Lias recouvrit l'ensemble du Bas-Bocage. En ce qui concerne le Jurassique, des silex résiduels apportent la preuve que les mers de cette époque, venues de l'W, entourèrent la région au N, à l'E et au S. Le long de la bordure côtière, entre Talmond et Mareuil, et en particulier sur le massif granitique d'Avrillé, la couverture secondaire est réduite à de nombreux placages-témoins; la surface préliasique ainsi exhumée n'a subi, depuis, que de légères retouches.

La conservation de dépôts charmouthiens plaqués sur les flancs des vallées actuelles, et fortement encaissés entre les interfluves, prouve qu'un réseau hydrographique préliasique existait déjà. Son encaissement atteignait les trois-quarts environ de la valeur actuelle.

La vallée du Troussepoil est la seule qui permette d'établir une comparaison précise entre la pente de la vallée préliasique et celle de la vallée actuelle : elles sont respectivement de 0,61 et de 0,68 %. On observe, d'autre part, une coïncidence entre l'emplacement de certaines vallées actuelles et celui de vallées préhettangiennes, au fond encore rempli d'argile verte et rouge. *Les vallées de ce secteur sont donc,* pour une grande part, *des vallées fossiles.*

La présence de Lias dans des vallées presque contiguës (Troussepoil, ruisseaux de la Dultière et de l'Allière), et dans celle d'un affluent du Troussepoil, permet de penser que *la densité du réseau hydrographique préliasique du massif d'Avrillé était équivalente à la densité actuelle.*

Ainsi, dans cette région, ne doit-on plus se contenter de parler, à propos de la surface préliasique, de « paléo-creux », de « paléo-collines », de « surface bosselée »; l'étude détaillée des conditions morphologiques des dépôts du Lias révèle **l'existence d'un réseau hydrographique analogue à l'actuel, et seulement un peu moins profond, dès avant le Lias inférieur.**

Si la surface préliasique, au sens strict du terme, n'existe évidemment que sous les gisements de Lias ou à leur périphérie immédiate, à la limite des affleurements, bien des plates-formes interfluves, bien des flancs de vallées, quoique presque totalement exhumés, appartiennent à cette surface, vraiment fondamentale dans la région située entre les Sables-d'Olonne et Mareuil-sur-le-Lay et en particulier sur le massif d'Avrillé.

On peut dire que, *sur la bordure méridionale du Bas-Bocage,* et grâce à une fossilisation de longue durée, **les formes du terrain sont fort peu différentes de ce qu'elles étaient, au moment où les mers du Lias ont submergé et enseveli la région.**

D'après les descriptions qui précèdent, la surface préliasique était pourvue d'un réseau de vallées, faisant défaut à la plaine d'érosion post-hercynienne. Nous ignorons si une mince couverture alluviale moulait encore la vieille plate-forme, au moment où des conditions morphogénétiques nouvelles entraînèrent la reprise du creusement vertical et un système d'érosion beaucoup plus conforme à l'actuel. Mais *sa forme d'ensemble a joué un rôle primordial dans l'orientation des bassins hydrographiques. Après avoir été un aboutissement, la plaine d'érosion post-hercynienne est devenue un point de départ vis-à-vis du modelé préliasique.*

CHAPITRE III

LES FORMES DU RELIEF PRÉCÉNOMANIEN

L'objet du présent chapitre est de caractériser les formes topographiques précénomaniennes et de délimiter le domaine où elles s'étendent. En précisant la part qui revient à la topographie précénomanienne dans le modelé actuel, nous montrerons le rôle capital que certains paléo-climats du Secondaire ont joué dans la genèse du relief d'une partie de cette région, aux formes si douces.

I. — L'ÉTAT DE LA SURFACE DU TERRAIN, AVANT L'ARRIVÉE DE LA MER CÉNOMANIENNE. LES PALÉO-SOLS

(Fig. 10.)

Au NE de Challans, le socle ancien est fréquemment recouvert par des dépôts sableux ou caillouteux du Cénomanien; or, sous ces sédiments datés par des fossiles, les micaschistes sont profondément altérés : il en est ainsi à l'W de la Garnache, à l'Hilairière, au Fonteny, à la Postière, aux Poteries, à la Voltière, au Potron. Au Fonteny, les micaschistes forment une bouillie dans laquelle les amygdales quartzeuses de la roche sont encore en place. L'altération descend à plus de 6 m; au NW de la Postière, elle atteint 7 à 8 m. A l'Hilairière, la structure feuilletée de la roche est conservée, mais, dès que l'on y touche, le micaschiste tombe en poussière; mouillé, il forme une bouillie de couleur blanche. Il est très profondément décomposé en bien d'autres points, où il est recouvert par le sable cénomanien : au Breuil (à 3 km à l'E de Touvois) sur plus de 12 m; aux Douèmes (à 7 km au SE de Challans) sur plus de 7 m; je l'ai déjà signalé en 1954, en montrant que cette altération était précénomanienne. (Ters, 1954 c, p. 380-381.) Or, les sédiments marins cénomaniens sont presque exclusivement constitués par des matériaux détritiques : argiles et surtout sables et cailloutis *essentiellement quartzeux*. L'importance de cette sédimentation détritique implique que la surface du continent ait été

tapissée par des roches très altérées, que la mer cénomanienne en transgression a érodées sans peine et dont elle a remanié les débris. Les grains de quartz provenant de la désagrégation des granites, des micaschistes et des gneiss, ainsi que les amygdales quartzeuses de ces roches, ont été longuement triturés, usés, transportés, et finalement déposés sur de vastes étendues. Ces sables renferment en abondance les minéraux lourds caractéristiques des roches cristallines acides de la région littorale vendéenne et de la bordure interne du Plateau continental. *L'altération profonde des roches remaniées par le Cénomanien date donc, au plus tard, du Crétacé inférieur.* Peut-être avait-elle commencé plus tôt... (Cf. p. 92).

En surface, la roche pourrie est généralement blanche; elle devient verdâtre en profondeur comme les micaschistes eux-mêmes, à mesure que ceux-ci sont moins pourris. Afin de déterminer la signification de cette altération profonde et de savoir dans quelles conditions elle avait pu s'effectuer, j'ai fait examiner la nature minérale de la fraction argileuse, aux Rayons X et à l'analyse thermique différentielle (1). Une première analyse avait décelé de l'illite, dans un échantillon relativement peu décomposé. Par contre, toutes les autres ont révélé que la fine poussière blanche résultant de l'altération sur place des micaschistes était constituée par de *la kaolinite très bien cristallisée.* La transformation si complète des minéraux alumineux de ces roches cristallines en kaolinite a certainement nécessité un laps de temps fort long et des conditions climatiques particulières : ce processus d'altération est bien connu dans les profils de sols des régions tropicales humides; cependant, dans ces régions, les horizons inférieurs de la zone altérée et kaolinisée sont normalement plus ou moins rubéfiés ou tachetés, ce qui n'est pas le cas ici. Mais il faut songer que la partie superficielle de ces paléo-sols fut érodée, et que la partie profonde du régolithe fut ensevelie pendant plusieurs dizaines de millions d'années, avant d'être partiellement dégagée par l'érosion. Au cours de cette immense durée, le Cénomanien a servi de réservoir à des nappes phréatiques, dont la base imbibait les paléo-sols sous-jacents. Sous l'effet de la circulation des eaux, les sels de fer ont dû être entraînés et ces roches pourries ont pris, dans une partie du profil, une couleur blanche; il semble que l'on puisse attribuer cette décoloration des micaschistes en bouillie (2) au fait d'être restés très longtemps en milieu réducteur, et imbibés par une nappe phréatique, en climat tropical. Tout à fait à la base du profil, au contact de la roche mère, restée verte et peu altérée, de l'illite a pu subsister. La présence de kaolinite bien cristallisée, formée sur place dans les micaschistes, est l'indice certain

(1) Je prie Mlle Caillère, Sous-Directeur au Muséum d'Histoire Naturelle et M. Pinta, Chef du Laboratoire de Spectrographie de l'IDERT, à Bondy, de vouloir bien accepter tous mes remerciements pour ces analyses.

(2) Mais non leur altération.

d'une longue période de climat chaud et humide, antérieure au Cénomanien (3). On a donc ici affaire à *un paléo-sol précénomanien, formé en climat tropical humide.* L'analyse morphoscopique de certains sables du Cénomanien apporte une autre preuve de cette intéressante action climatique. Au SE de Challans, s'étend un vaste golfe remblayé par des dépôts de sable et de galets roulés, formant en ce lieu la base du Cénomanien; vers le sommet, ils passent en continuité aux sables à Exogyra Columba de la Bloire. Au « Caillou blanc », de nombreux grains de quartz portent des empreintes pédogénétiques, identiques à celles qui furent découvertes par G. Rougerie dans certains sols profonds et kaoliniques de la zone tropicale humide (4). Vers la partie moyenne de ces sols, les grains de quartz sont partiellement dissous : il s'y forme des trous, des cupules, des couloirs; beaucoup prennent un aspect de dents profondément cariées. Cette dissolution, d'origine pédogénétique, ne se produit pratiquement ni en climat tempéré, ni en climat assez aride; par contre, elle est fréquente dans les milieux tropicaux humides (Côte d'Ivoire, Guyane) (4). Dans la carrière du « Caillou blanc », *ces grains cariés sont émoussés-luisants, et par conséquent leur corrosion est antérieure au dépôt cénomanien.* Leur présence dans les formations de base du Cénomanien, transgressives sur le socle ancien profondément altéré, est un fait en complète harmonie avec la transformation massive des micaschistes en kaolinite. Il faut remarquer enfin que les sables du Cénomanien sont très rarement feldspathiques, ce qui est bien normal dans le cas d'une altération préalable des roches, sous le climat indiqué.

L'intérêt de ces paléo-sols pour notre étude de Géomorphologie est de faire connaître les conditions climatiques contemporaines de l'élaboration du relief précénomanien. Quelles purent être les caractéristiques d'un modelé façonné en climat tropical humide, dans cette région d'altitude basse (inférieure à 100 m) et constamment située au voisinage de la mer ?

II. — LES DÉPOTS CRÉTACÉS EN VENDÉE LITTORALE

(Fig. 10.)

Mettant fin à une période de bas-niveau marin qui s'étendit sur tout le Crétacé inférieur et qui fut accompagnée, dans la région du Marais poitevin, par des mouvements tectoniques légers (5), la transgression cénomanienne, si répandue à travers le monde, envahit une partie importante de la Vendée

(3) Rappelons que les sables cénomaniens du Perche septentrional reposent localement sur le calcaire corallien et astartien, à la surface duquel s'était développé un relief karstique, au cours de l'émersion correspondant au Crétacé inférieur (Dangeard).

(4) Renseignement oral, aimablement communiqué par M. Rougerie.

(5) G. Waterlot (1941 et 1950).

Les dépôts cénomaniens en Vendée Littorale

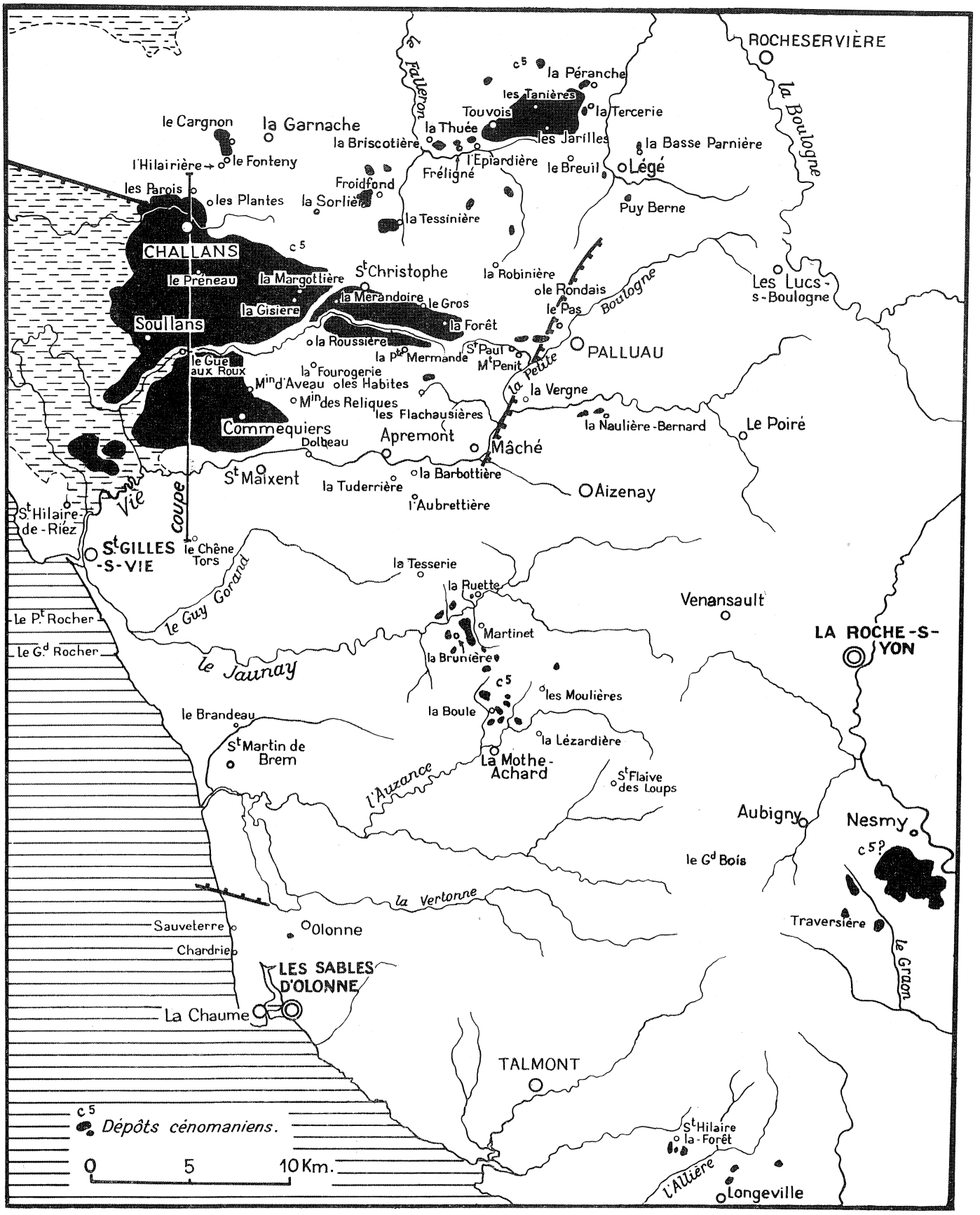


Fig. 10

littorale. La fig. 10 représente l'extension des dépôts résiduels du Cénomanien, qui se répartissent en deux sortes de gisements : d'une part, ils remplissent le bassin de Challans-Commequiers; d'autre part, ils jalonnent les flancs — et parfois le fond — des vallées principales et de quelques vallées secondaires, sur le versant occidental de la région.

L'ampleur minimum de la régression contemporaine du Crétacé inférieur peut être évaluée grâce à l'étude des minéraux lourds contenus dans les sables cénomaniens : elle fut au moins égale, mais peut-être très supérieure, à une trentaine de mètres. (M. Ters, 1959, Congrès de Dijon) (5 *bis*).

Le détroit du Poitou ne s'ouvrit qu'au Turonien inférieur (Abrard, 1945) et la transgression cénomanienne est venue de l'W et du SW, dans le bassin d'Aquitaine et en Vendée.

Tous les gisements crétacés de la région sont d'un grand intérêt pour l'interprétation géomorphologique, spécialement pour les problèmes de datation et d'érosion (6), (7).

A) LE CÉNOMANIEN DU BASSIN DE CHALLANS-COMMEQUIERS

Entre le Cargnon (à 5,5 km au N de Challans) et Commequiers, sur une distance de 17 km en direction N-S, s'étend un bassin crétacé; vers l'W, les dépôts de cet étage sont recouverts soit par des calcaires éocènes (la Vérie), soit par l'argile flandrienne du Marais breton. *Vers l'E, ils s'appuient contre des talus schisteux*, bien nets dans la topographie : à la Garnache, aux Plantes (à l'E de Challans), ainsi qu'au N de Commequiers. La mer cénomanienne a formé en ce lieu un vaste bassin, ouvert vers l'W. L'altitude maximum actuelle du Cénomanien y est de 25 m (à Montravail, à 2 km au SE de Challans). L'épaisseur des dépôts est variable; autour de Challans, elle atteint 12 à 15 m, 18 m au Prénéau et 23 m à Villeneuve (à 2 km à l'W de Commequiers). Mais en général, elle ne dépasse pas quelques mètres.

Les formations cénomaniennes sont lithologiquement variées : de la base au sommet, on trouve, selon les points, des cailloutis (la Noue, le Château des Chênes) (photo 10) ou des sables blancs très fins, épais de 0,5 à 2 m (Saint-Hubert), des argiles noires, qui atteignent 1 à 4 m (Saint-Hubert, Bois-Soleil, les Gâcheries) (8), des argiles grises (1 à 2 m), des cailloutis et des sables jaunes quartzeux fossilifères (jusqu'à 16 m d'épaisseur). Quelques bancs calcaires très riches en Exogyres (Les Chaulières) y sont intercalés. Vers le sommet, existent d'abondants dépôts de galets roulés.

(5 *bis*) Par rapport au niveau actuel de la mer.

(6) Plusieurs auteurs ont étudié cet étage en Vendée : de Vaudoré, Cavoleau, Rivière, Bureau, Beaudouin, de Grossouvre, Vasseur, Mathieu, Butel. Cf., en outre, M. Ters (1959) : le Crétacé de Vendée occidentale. Etude paléontologique, sédimentologique et paléogéographique. Congrès des Sociétés Savantes, Dijon.

(7) Sur la carte géologique de Palluau (1re éd.), le Cénomanien est parfois confondu avec des nappes d'alluvions quaternaires, et de nombreux gisements ne sont pas signalés.

(8) Cf. S. Durand et M. Ters (1958).

10. — Château des Chênes (près de Challans). Cailloutis cénomanien, à stratification entrecroisée; les galets de quartz ont un façonnement marin et les grains de sable, cariés avant leur remaniement par la mer, sont émoussés-luisants.

Les sables jaunes cénomaniens sont presque toujours exclusivement siliceux; les coquilles qu'ils renferment sont silicifiées et souvent couvertes d'orbicules (9). Entre les lamelles de certaines coquilles, on remarque des couches de calcédoine mamelonnée; cette particularité s'observe spécialement dans la partie profonde des sables cénomaniens (puits de la Vérie).

On peut rapprocher la silicification des fossiles cénomaniens de Vendée et celle des Spongiaires sénoniens de la Loire-Atlantique.

A cette transformation s'oppose la conservation des coquilles calcaires du Lutétien de Vendée (le Molin, Puits Neuf). Dans ces deux localités, le sable lui-même renferme de nombreux granules calcaires. Selon nous, *cette différence est capitale pour distinguer, en Vendée, les sables marins cénomaniens des sables marins éocènes.* Bien entendu, des sables éocènes peuvent remanier des fossiles silicifiés cénomaniens, même en abondance; mais leur âge éocène ne peut être prouvé que par la présence de leurs propres fossiles. Une *phase de décalcification et de silicification post-sénonienne et pré-lutétienne* a donc eu lieu.

Il est probable qu'elle s'est effectuée pendant la longue période d'émersion de la fin du Crétacé. La découverte, par M^lle^ S. Durand, d'orbicules remaniés dans l'Eocène inférieur de Noirmoutier et des Moutiers confirme cette hypothèse.

B) LE CÉNOMANIEN DES VALLÉES DU FALLERON, DE LA LOGNE, DU LIGNERON, DE LA VIE, DU JAUNAY ET DE L'AUZANCE

La carte géologique de Palluau (1re éd.) mentionne la présence de grès cénomaniens sur la rive gauche de la Vie aux environs d'Apremont et de la Naulière-Bernard, ainsi que sur la rive droite de la Logne, à 1 km au N de Legé. Des « grès éocènes » ont été signalés par Bourdeau (1939), dans les vallées du Falleron, de la Vie, du Jaunay, mais sans étude critique de leur position véritable; sauf exception, nous ne nous occuperons que de ceux qui sont réellement en place. Dans les vallées indiquées, j'ai repéré de très nombreux gisements résiduels de grès, dont les dalles, généralement groupées, se comptent par milliers (10), (11).

(9) Observation de Mlle Durand.

(10) J'ai été aidée, dans cette recherche, par MM. Roul et Fradin, Professeurs à l'Ecole d'Agriculture de la Mothe-Achard. Je tiens à leur exprimer ici ma bien vive reconnaissance.

(11) Cf. la discussion sur l'âge éocène de ces grès, p. 188 à 191.

Dans la vallée précénomanienne du Falleron (fig. 10), les grès et les cailloutis sont localisés à l'E de Touvois (les Tanières, les Jarilles), au SW de Touvois (la Thuée, l'Epiardière, Fréligné, la Briscotière), ainsi qu'à l'W de Froidfond (le Petit-Rocheau, la Chenêlière, la Sorlière) et au S de Froidfond (la Tessinière). Le faciès est tantôt celui d'un grès, tantôt celui d'un poudingue à galets de quartz anguleux ou roulés. A l'Epiardière, les grès reposent sur le sable cénomanien ainsi qu'à Fréligné, tandis qu'au Petit-Rocheau, le sable semble avoir été partiellement sapé par les eaux de ruissellement, car les grès s'étendent localement sur le socle ancien.

Dans la vallée de la Logne, sur la rive droite, se trouvent les grès résiduels de Puy-Berne et de la Basse-Parnière (au S et au N de Legé); sur la rive gauche, ceux des buttes de Richebonne, des Dronières et de la Tercerie : les dépôts de cette dernière ont été décrits sur la Notice de la feuille de Palluau (1re éd.). Ils comprennent des argiles et des sables fossilifères, dont la partie supérieure est cimentée. Ils ont aussi fait l'objet d'une description de Vasseur (1913).

Dans la vallée du Ligneron, le Cénomanien est surtout représenté par des cailloutis, par des sables et par des grès; on trouve cependant, en quelques points, des argiles de base (la Gisière, la Mérandoire), qui renferment Exogyra columba Goldfuss et Pycnodonta vesicularis Lamarck. Les argiles, qui remanient les micaschistes kaolinisés avant le Cénomanien, sont elles-mêmes kaoliniques. La glauconie est abondante.

La grande quantité de cailloutis que renferment souvent les couches de base de cet étage s'explique par l'épaisseur du manteau d'altération qui fut remanié par la mer cénomanienne (par exemple au S et au SE de Challans, et dans la vallée du Ligneron). Les amygdales et les filons de quartz des micaschistes, qui formaient l'armature de ces roches, furent conservés et transformés en galets par la mer en transgression. L'abondance des dépôts arénacés et des cailloutis du Cénomanien est une conséquence de la pédogenèse forestière qui se maintint au cours de longues périodes du Jurassique et du Crétacé et qui engendra une profonde décomposition des roches du socle ancien (11 *bis*).

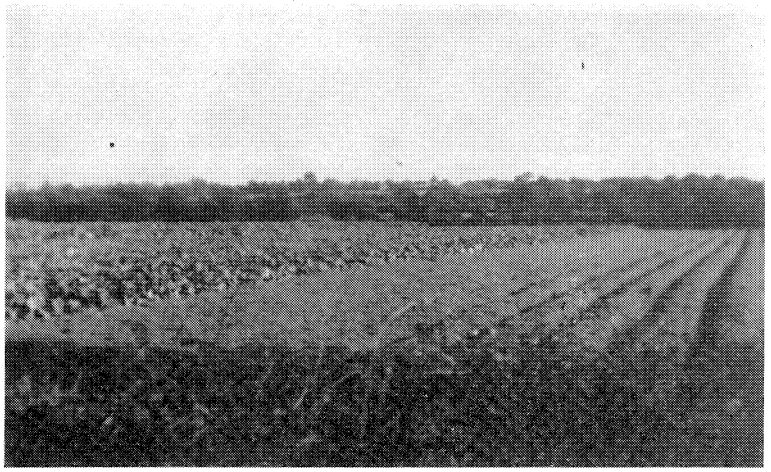
Dans la vallée du Ligneron, le Cénomanien s'étale transversalement sur plus d'un km de largeur, par exemple entre la Margottière et la Mérandoire (photos 11-12) ou entre la Forêt Quairy et la Petite-Mermande. *Il subsiste encore sous le remblaiement flandrien de fond de vallée* (la Forêt Quairy, la Baillerie, le Ligneron); il monte sur les flancs de la dépression jusqu'à 43 m (la Neuville, la Mérandoire, le Gros, la Fourogerie) et même 46 m (Belle-Vue). A la Brosse (à 1 km au N de Saint-Paul-Mont-Penit), les galets roulés cénomaniens, peu ou pas remaniés, tapissent le flanc nord de la vallée précénomanienne du Ligneron (photo 13). *On est bien forcé d'admettre que les gisements des flancs nord et sud se raccordaient*

(11 *bis*) Note ajoutée pendant l'impression. Dans deux articles récents, S. Durand et Y. Milon exposent en détail les relations qui existent entre la pédogénèse et la sédimentation, au Crétacé et au Tertiaire, dans le Massif armoricain.

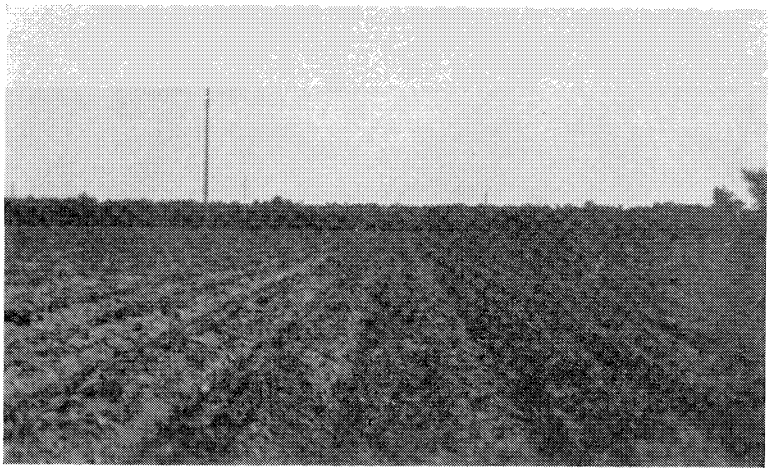
— Cf. S. Durand et Y. Milon. Sédimentologie et évolution continentale au Crétacé et au Tertiaire, au S du Massif armoricain et en Bretagne. B.S.G.M.B., 1959, fasc. 1.

— *Id.* Relations des sédimentations crétacées et tertiaires en Bretagne. C.R. Congrès Soc. Sav., Colloque sur le Crétacé sup. franç. Dijon, 1959, p. 146.

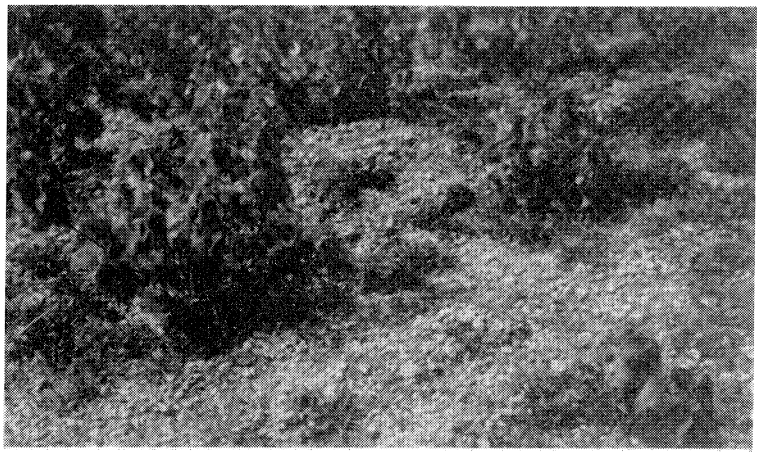
— Cf. aussi M. Ters, Le Crétacé de Vendée occidentale. Etude paléontologique, sédimentologique et paléogéographique. *Ibid.*, p. 675.



11. — Le remblaiement cénomanien de la vallée du Ligneron. Au fond, talus schisteux de rive droite et vallon longitudinal, vus de la Margottière.



12. — La plaine de remblaiement cénomanienne. La surface du sable renferme de nombreuses rhizoconcrétions. Au fond, flanc nord de la vallée précénomanienne du Ligneron, vu de la Cossonnière.



13. — Vigne plantée sur le cailloutis cénomanien. Flanc nord de la vallée du Ligneron. La-Brosse.

de chaque côté de la vallée, puisque le Cénomanien remblaie aussi l'axe de celle-ci, sous les alluvions quaternaires. L'épaisseur de sable accumulée au-dessus du talweg précénomanien serait ainsi d'une trentaine de mètres, par exemple vers la Baillerie; la largeur du remblaiement dépasse 3 km.

Dans la vallée de la Vie, des sables et des grès reposent sur un replat qui s'étend vers la moitié de la hauteur entre le talweg et le sommet des interfluves.

Sur la rive gauche et d'E en W, on en trouve à la Naulière-Bernard, où ils sont fossilifères (à 3 km au S-SE de Palluau); dans les environs d'Apremont, il en reste à la Barbottière, à la Tuderrière, à l'Aubretière, à la Boilivière, aux Bennetières, aux Châtaigniers, à la Mésanchère, à la Friconnière; à Saint-Maixent-sur-Vie, ils ne sont pas en place.

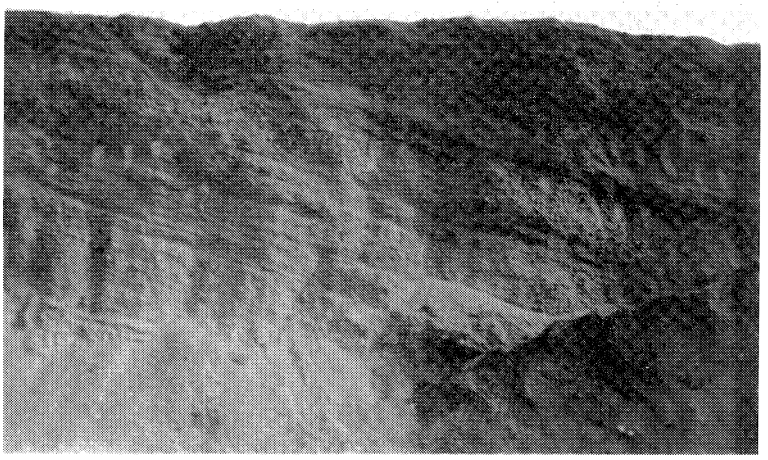
Sur la rive droite, on en trouve au S de la Grande-Rochette, à l'Ondière, à la Pénardière, à la Jouère, etc.

Dans cette vallée, le Cénomanien est souvent représenté par des grès, mais aussi par des sables meubles, comme à la Tricherie et à la Friconnière, ainsi que par des cailloutis à stratification oblique (Saint-Maixent-sur-Vie) [photo 14].

Dans la vallée du Jaunay, des grès cénomaniens subsistent vers le haut des versants, à la Ruette, à Laumarière, à la Nollière, à la Jaubretière, au Moulin des Rochelles, sur la rive droite; et, sur la rive gauche, à Martinet, à la Brunière, à la Vilnière, à la Boissonnière.

Les grès sont fossilifères à Martinet et à la Ruette; en ce dernier point et à Laumarière, ils reposent sur des sables rouges, épais de plus de 2 m, très riches en grains émoussés-luisants et en glauconie, avec lesquels ils sont en continuité.

On trouve encore des grès sur les rives du ruisseau de la Malvergne, au Pontreau et à la Brunière. Plus à l'amont, le gisement des Moulières est situé vers la tête du ruisseau de Mocque-Souris, dans une position correspondant à celle du gisement de Belle-Vue, dans la vallée d'un affluent du Ligneron. Dans la vallée du Gui des Nouhes, affluent du Jaunay, se trouvent les importants gisements de la Martinière et de la Veillonnière (au SW de Martinet).



14 — Cailloutis cénomanien, à stratification oblique, épais de plus de 5 m. Carrière de Saint-Maixent sur Vie.

Dans la vallée de l'Auzance, des sables ferrugineux cénomaniens sont conservés au N de la Mothe-Achard, au pied du plateau de 70-74 m (Sainte-Flaive). Aux Louvernières et à la Lézardière, ces sables sont fins, épais de 4,5 m, très glauconieux et riches en grains de quartz émoussés-luisants et en grains cariés pédogénétiques. Dans les vallées des affluents de l'Auzance ou sur les interfluves qui les séparent, se trouvent d'importants placages de grès : à Montmarin (où certaines tables ont 5 m de longueur), au Maindreau, à la Boilivière. Entre la Boule et la Rocherie, les dalles de grès, *fossilifères,* tapissent le fond d'un vallon sur plus de 150 m de longueur (12).

Le long du Brandeau, on trouve des blocs de grès identiques, à l'W de la Perjaudière et à la ferme du Brandeau, mais ils ne sont pas en place.

En résumé, à l'W du méridien de Legé, et entre les parallèles de Saint-Etienne-de-Mer-Morte (au N) et de la Mothe-Achard (au S), subsistent de nombreux dépôts-témoins de Cénomanien. Ils se présentent sous la forme d'argiles, de cailloutis, de sable et de grès, ces derniers étant formés par la cimentation locale des sables. Souvent, le sable a disparu par sapement et il ne reste plus que les grès qui reposent directement sur le socle cristallin. En général, ils se trouvent sur un replat situé à mi-hauteur entre le talweg et le sommet de l'interfluve, ou même tout près de celui-ci. Quoique la partie axiale de presque toutes les vallées soit déblayée, les grès-témoins permettent de penser que leur histoire a été la même que celle du Ligneron. *Ces dépôts, en ensevelissant la surface précénomanienne, ont contribué à la préserver, d'où leur haute signification géomorphologique.*

C) LE CÉNOMANIEN (?) DE LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU BASSIN D'AQUITAINE (fig. 10)

1. A 1 km à l'W du village du Bois, près d'Olonne, vers 20 m d'altitude, se trouvent quelques dalles de grès siliceux (de 0,8 × 0,5 × 0,3 m); elles reposent sur les micaschistes et ne sont pas en place. Proviennent-elles de quelque monument mégalithique ? Se trouvent-elles près de leur lieu d'origine ? On ne sait. Leur présence méritait d'être signalée, d'autant plus qu'elles sont situées vers la même altitude que les gisements de la région de Longeville et que leur faciès est le même que celui des grès cénomaniens.

2. Au N et au NW de Longeville (feuille des Sables-d'Olonne, 2e éd.), ainsi qu'à Villeneuve (à 3 km au NE), subsistent des placages de grès, de quelques milliers de mètres carrés, épais de 1 à 2 m. Ils reposent sur le calcaire bathonien, et généralement tout au sommet des interfluves, entre les vallées creusées dans le Jurassique. Lors de l'enlèvement de quelques-unes d'entre elles, j'ai pu observer la surface de base des grandes dalles de grès qui se trouvent à 800 m au N de Longeville, vers le carrefour de la route d'Avrillé; elles atteignent jusqu'à 6 m de longueur et 2 m d'épaisseur. Les grès sont plus friables vers la base. Ils reposent sur une argile brun-rougeâtre, épaisse de 0,3 à 0,5 m, résultant de la décalcification du calcaire sous-jacent, dont ils renferment de nombreux débris; les minéraux lourds trouvés dans l'argile sont peu nombreux, et exclusivement représentés par de l'andalousite et du disthène, minéraux types du Cénomanien, ainsi que par du zircon et de la tourmaline rosée, minéraux du granite voisin. Deux gisements existent aussi, immédiatement au S de Saint-Hilaire et sur la

(12) Je remercie bien vivement M. Roul de m'avoir signalé ce gisement.

butte qui se trouve à 800 m au SE (photo 15). Les blocs du Pont-Vien, sur la rive droite de l'Allière, ne sont pas en place, pas plus que ceux qui reposent sur la butte de Fontaine, sur une nappe alluviale à gros blocs de Lias silicifié (13).

3. Mentionnons que, près de Saint-Benoît (feuille de Fontenay-le-Comte), E. Bocquier (14) a signalé des grès de même faciès, que je n'ai pas vus en place, mais seulement dans les rues du village; le plateau calcaire d'où ils sont susceptibles de provenir s'étend aussi vers 20 m d'altitude.

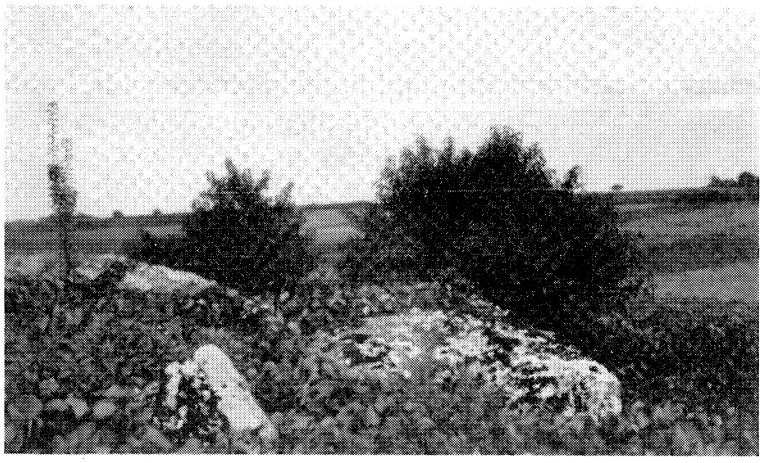
4. Enfin, dans le village de Nieul-sur-l'Autise, à l'extrémité E du Marais poitevin, on trouve des blocs de grès, épais de 0,6 m, qui sont semblables aux précédents.

Ainsi, le long du talus qui borde au N le marais poitevin, des dalles de grès reposent sur le calcaire bathonien (sauf au Bois) et vers 20 m d'altitude. Leur faciès, identique à celui des grès cénomaniens de la région de Challans, permet de les attribuer, au moins provisoirement, au même étage géologique. Rien ne permet de supposer que leur matériel puisse être éocène, par exemple, ou qu'il ait été remanié à une époque quelconque.

5. A quelques kilomètres au S de La Roche-sur-Yon, la surface des plateaux interfluves et les flancs des vallées sont localement tapissés par des dépôts détritiques complexes, atteignant l'altitude de 80 m. On peut y distinguer deux types de formations :

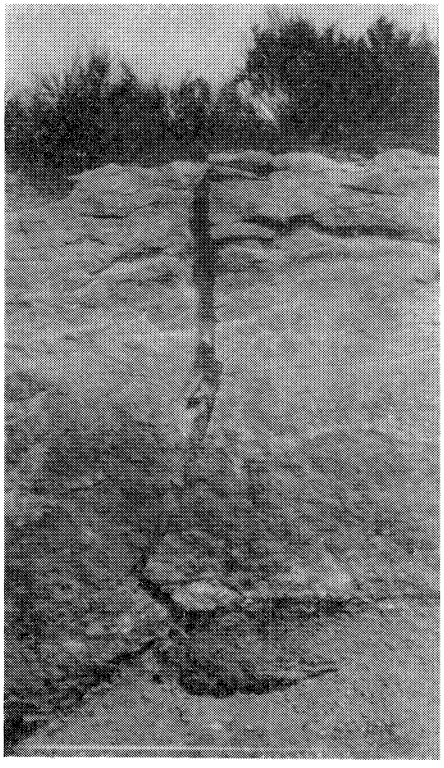
a) A 2 km au SW d'Aubigny, *des sables marins, à émoussés-luisants et à glauconie,* accompagnés de galets bien roulés, sont conservés sur un interfluve, à 72 m d'altitude (le Grand-Bois); des dépôts identiques tapissent les flancs de la vallée du Graon et de ses affluents, entre 50 m (Traversière) et 60 m (la Guitardière) [photo 17]. La morphoscopie et les minéraux lourds sont les mêmes dans les trois gisements.

b) Entre Nesmy et Chaillé-les-Ormeaux (à la Coutancinière, à la Bretaudière, à la Vergne), d'autres dépôts de sable et de galets, reposant sur des argiles grises (essen-

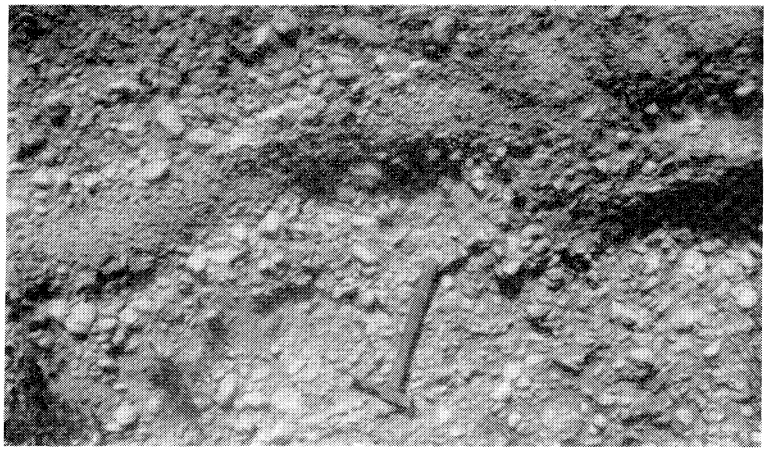


15. — Blocs de grès probablement cénomaniens. Saint-Hilaire la Forêt.

(13) Ce sont probablement les restes d'un monument mégalithique.
(14) Papiers inédits. Archives. La Roche-sur-Yon.



16. — Banc de grès constitué dans le sable cénomanien.
On remarquera les fentes de gel horizontales et verticales. La Péranche.



17. — Dépôt de sable et de galets marins. Traversière.

tiellement kaoliniques), tapissent une grande partie de l'interfluve qui sépare les vallées de l'Yon et du Graon. Mais dans ces alluvions, *le matériel marin précédent se trouve remanié et accompagné par une grande quantité de sable éolisé.* Par leur stratification et leur granulométrie, ces derniers dépôts paraissent être plutôt fluviatiles que marins; leur surface s'étend entre 60 et 80 m et leur épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres, argiles comprises.

La présence de galets roulés, de sables émoussés-luisants et de glauconie, en place ou remaniés, prouvent qu'une transgression marine a recouvert la plate-forme au moins jusqu'à l'altitude de 80 m. Mais en l'absence de fossiles, la date de cette transgression reste indéterminée. Par leur nature, ces dépôts de cailloux de quartz, de sable et de gravillon granitique n'ont rien de commun avec les sédiments du Lias et du Jurassique de la région, presque exclusivement calcaires ou argileux. Par contre, leur faciès correspond exactement à celui du Cénomanien qui s'étend sur le versant occidental du Bas-Bocage, mais qui n'y dépasse pas actuellement l'altitude de 65 m. Leurs minéraux lourds sont les mêmes que ceux de cet étage. Ces sables seraient-ils tertiaires, par exemple pliocènes ? Faute de fossiles, leur âge reste imprécis. Remarquons cependant qu'ils fossilisent par places les flancs de vallées déjà profondes, en particulier celle du Graon, où le dépôt de Traversière est encaissé de 25 m par rapport à l'interfluve granitique situé à l'W.

D) LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

1. Les calcaires turoniens

Gisement de Touvois. — Dans le parc du Château de Touvois, fut découvert, vers 1835, un gisement de calcaire que l'on exploita activement; les carrières furent comblées en 1912 (L. Bureau, 1900; de Grossouvre, 1912). Les Ammonites appartiennent à l'extrême base du Turonien (zone à Actinocamax plenus).

Le gisement des Raillères de Bois-de-Cené, qui renferme surtout des huîtres, comporte des calcaires et des argiles, reposant dans une petite dépression creusée dans le dos de terrain qui forme la partie est de la presqu'île de Beauvoir.

Gisement de Commequiers. — D'après de Grossouvre (*ibid.*), les Ammonites recueillies appartiennent à la base du Turonien.

2. Les gisements de silex crétacés

Sur la côte nord des Sables-d'Olonne, entre Chardrie et Sauveterre et entre le Grand-Rocher et Saint-Gilles, on peut ramasser sur les plages de très nombreux silex. Quelques-uns d'entre eux (à Chardrie) renferment une microfaune du Crétacé supérieur qui les apparente aux silex du N du Bassin parisien. Parmi ces organismes prédominent : Hystrichosphaera furcata [Ehr.] (25 %), Palaeohystrichosphaera infusoroïdes, Defl. (20 %) et H. rabdophorum Valensi (14 %) [15].

Leur abondance sur ces plages, où ils égalent en nombre les galets d'origine locale (quartz, schiste, phtanite), pourrait s'expliquer ainsi : ou bien ces silex proviennent du

(15) Je remercie bien vivement M. L. Valensi d'avoir consenti à faire ces déterminations.

remaniement de formations alluviales anciennes, encore si abondantes dans la région à l'E de Machecoul; arrivés sur la plate-forme continentale, ils auraient été remaniés par les vagues et seraient actuellement refoulés sur le haut estran, dans les secteurs indiqués. Ou bien ils proviennent de gisements sous-marins assez proches de la côte : démantelés lors d'une phase de bas niveau marin, leurs silex ont pu parvenir jusqu'aux plages actuelles par le même mécanisme que précédemment (16).

Beaudouin (1923) signale l'existence de cordons de galets submergés vers — 13 à — 20 m, au large de Saint-Gilles-sur-Vie; ils renferment de nombreux silex noirs. Le même auteur signale la présence de « tuffeau jaune », à l'W de Rochebonneau, en face de la plage de Saint-Gilles, à 9 m de profondeur, et l'attribue au Crétacé supérieur; il mentionne également du calcaire blanc à rognons de silex noir au Pont d'Yeu. Malgré leur imprécision stratigraphique, ces indications font connaître l'existence, au large de la côte actuelle, de silex provenant de gisements sans équivalents sur la bordure continentale, et dont l'intérêt paléogéographique est considérable.

3. Le Sénonien

Au lieu-dit « le Petit-Rocher », à l'W de Pont-Jaunay, existe un lambeau de calcaire qui n'a jamais été signalé. Appuyé au S contre le micaschiste, il affleure sur 40 m de longueur, mais n'est visible qu'aux très basses mers (marées de 5,25 m d'amplitude au moins). Il ne semble pas renfermer de fossiles; en plaques minces, son faciès est très différent de celui du calcaire éocène (dont certains gisements ne sont pas très éloignés); sa structure vacuolaire le rapprocherait plutôt du Sénonien supérieur du Bordelais (renseignement oral de M. Boulanger). (Photo 8, p. 75).

Au NW de la région étudiée, existent des placages importants de Sénonien, répartis dans la région de Pornic et qui, d'après leurs contours, suivent localement le tracé des vallées (feuille de Nantes).

D'autre part, les terrasses fluviatiles du Falleron, du Tenu et de leurs affluents, qui s'étalent entre Touvois, Machecoul et le pli anticlinal de Saint-Philbert-de-Grand'lieu, ainsi que les terrasses de l'Ognon et de la Boulogne, au NE de ce dernier, renferment de nombreux Spongiaires, des Oursins et des Rhynchonelles du Sénonien. En particulier, à la carrière de la Jarrie, près de Montbert, les alluvions sont riches en produits de démantèlement du Crétacé (Ganichaud, 1922). J'ai trouvé non loin de là, dans une terrasse, des Spongiaires du genre Jerea (17), analogues à ceux du Sénonien de la région. Aux Moutiers, les cailloutis bien visibles en falaise renferment des silex de 25 cm de long; j'y ai trouvé aussi une petite Ammonite remaniée qui, par sa forme et sa taille, paraît plutôt liasique que jurassique ou crétacée.

Dans les terrasses fluviatiles de Vendée, les silex et les Spongiaires crétacés manquent totalement.

E) CONCLUSIONS

D'après L Moret (1926), le Turonien eut les mêmes contours paléogéographiques que ceux du Cénomanien, tandis que le Sénonien fut en retrait, dans le bassin d'Aquitaine.

S'il ne reste plus actuellement beaucoup de témoins du Crétacé supérieur dans la région étudiée, celle-ci a cependant été baignée, à l'W et au N, par la mer sénonienne.

(16) Ce phénomène est bien connu ailleurs. L. Dangeard attribue à un tel processus la présence de galets de microgranite dans le cordon littoral de la baie d'Audierne.

(17) Cette détermination est due à l'obligeance de Mme Lagneau, à qui j'adresse mes vifs remerciements.

La mer cénomanienne a laissé beaucoup plus de gisements-témoins, dont l'altitude s'élève lentement d'W en E : c'est ainsi qu'entre Challans et Saint-Paul-Mont-Penit, le Cénomanien affleure à 5 m au Retail (à 2 km W de Challans) à 10 m à Challans, à 36 m à la Véronnière, à 39 m à la Mérandoire, à 46 m à Belle-Vue. Plus à l'E, les grès des environs de Legé se trouvent à 51 m, ceux des Moulières à 55 m et ceux de la Tercerie à 63 m.

De même, le socle rocheux sur lequel repose le Cénomanien monte d'W en E. Selon la même direction, il se trouve vers — 5 m à Challans, à 12 m à la Gisière, à 15 m à la ferme du Ligneron, à 27 m à la Forêt Quairy (18). Vers l'E, les grès cénomaniens, épais de 1 à 2 m, reposent directement sur le socle; celui-ci se trouve à 36 m à la Mérandoire, à 45 m à Belle-Vue (la Fraternité), à 50 m à Legé. On observe donc une augmentation progressive de l'altitude des gisements et du socle, de la bordure côtière vers le continent.

A l'W du méridien de la Roche-sur-Yon, l'altitude maximum actuelle du Cénomanien fossilifère est de 63 m à la Tercerie.

On doit se représenter la surface d'émersion post-turonienne comme une vaste plaine de remblaiement sableuse, parsemée de cailloux roulés. De cette mer de sable qui avait enseveli toute la partie occidentale du massif ancien, émergeaient peut-être d'étroits îlots orientés E-W, qui correspondaient aux interfluves actuels entre l'Auzance, le Jaunay, la Vie, le Ligneron et le Falleron.

Mais si les dépôs marins des environs d'Aubigny et de Nesmy sont bien cénomaniens (Cf. p. 123), les interfluves eux-mêmes ont été ensevelis jusqu'à l'altitude de 80 m au moins. D'E en W, entre Chaillé-les-Ormeaux et Saint-Gilles, cette plaine de remblaiement aurait atteint une largeur de 45 km.

III. — LES INÉGALITÉS DE LA SURFACE ENSEVELIE : LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE PRÉCÉNOMANIEN

Si l'on fait un profil du socle rocheux, sous les gisements cénomaniens, en direction N-S, on s'aperçoit que sur un même méridien, ces altitudes sont loin d'être constantes : selon une coupe partant des Parois, à 1,5 km au N de Challans, et allant vers le Chêne Tors, à 2 km au S de la Vie, la surface du massif ancien (fig. 11), se trouve aux altitudes suivantes :

Aux Parois, le talus de micaschiste contre lequel s'appuie le sable cénomanien, s'élève à 26 m, tandis qu'en contre-bas, la base du Cénomanien du golfe de la Jariette se trouve vers 10 m; à l'E de Challans, un éperon

(18) Cf. M. Ters, 1953 et 1958, *a*.

Profil du fond rocheux précénomanien, sous le bassin de Challans-Commequiers

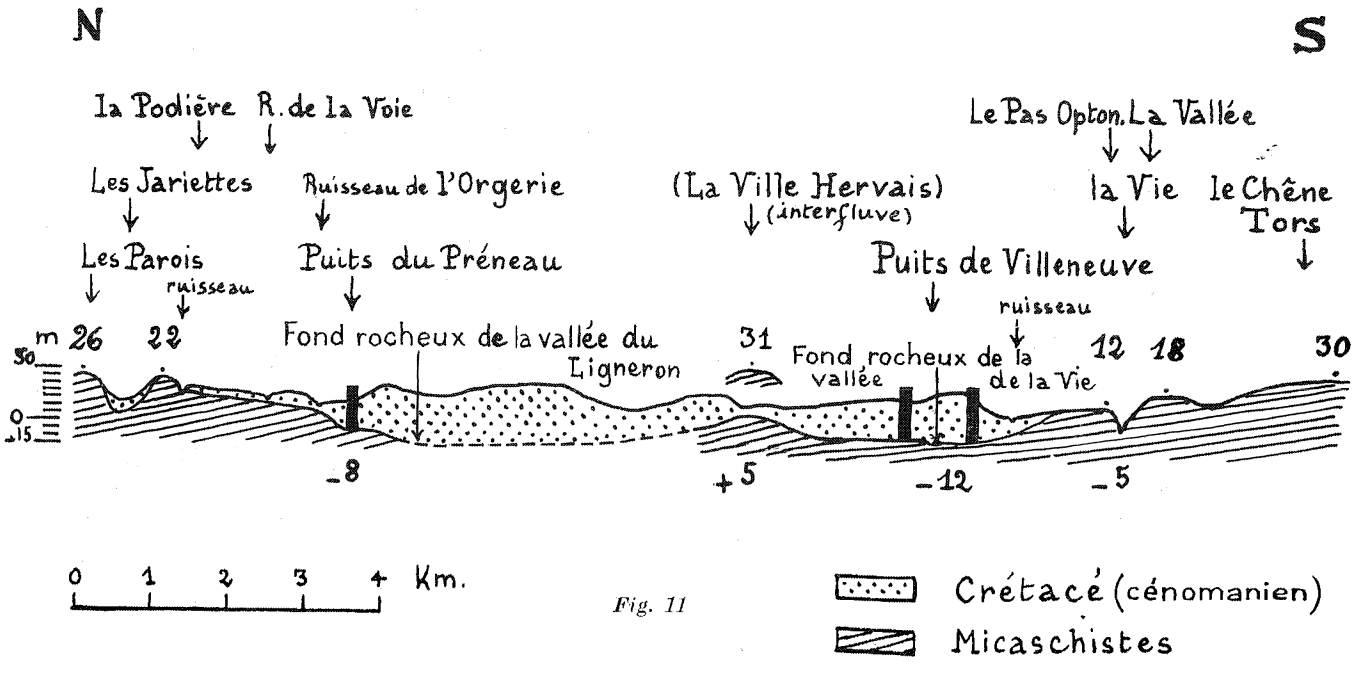


Fig. 11

Toutes les cotes concernent la surface du socle.
Les hauteurs sont exagérées 20 fois, par rapport aux longueurs.

cf. le tracé de ce profil sur la fig. 10 (coupe I).

schisteux limite au S ce petit golfe et monte à 22 m; au S, le micaschiste affleure entre 10 et 15 m à la Podière, ainsi qu'à la Proutière. Dans la carrière de la Noue, le micaschiste sur lequel s'étend le cailloutis se trouve vers 10 m d'altitude ainsi qu'à l'Orgerie, tandis qu'à 600 m au S, au puits du Préneau, le fond rocheux n'a été atteint qu'à — 8 m (19). A 4 km au S, l'interfluve entre la vallée du Ligneron et celle de la Vie atteint 31 m, à la Ville Hervais; vers l'W, cet interfluve est intercepté par la coupe, sous le sable cénomanien et monte à 5 m seulement. A Villeneuve, les forages exécutés par le Service d'eau ne sont parvenus au micaschiste qu'entre — 9 m et — 12 m, après avoir traversé le remblaiement cénomanien (20). Le socle affleure à 12 m au Pas Opton et à 18 m à la Vallée, de part et d'autre du cours de la Vie actuelle; sous les alluvions modernes de cette rivière, le fond rocheux se trouve vers — 5 m. A l'extrémité sud de la coupe, les micaschistes montent à 30 m (le Chêne Tors).

(19) Sondage. Archives des Ponts et Chaussées de la Vendée.
(20) Archives de la S.A.U.R. La Roche-sur-Yon. 1954.

D'après ces quelques données, on voit que l'altitude du fond rocheux recouvert par le Cénomanien présente de grandes irrégularités. Selon une direction W-E, la surface de base du Cénomanien semble monter assez régulièrement, tandis que selon une direction N-S, le socle rocheux monte et descend alternativement, la dénivellation maximum constatée dans le profil étant de l'ordre d'une quarantaine de mètres.

L'étude détaillée des inégalités du socle permettra-t-elle de mettre de l'ordre dans cet apparent désordre ?

Il a semblé que la meilleure manière d'analyser le relief précénomanien (21) était de chercher des relations entre les fragments de surface encore ensevelis sous le Cénomanien et les grandes dépressions actuelles : quatre profils transversaux vont donc être étudiés de ce point de vue; deux d'entre eux concernent la vallée du Ligneron, les autres celle de la Vie et celle du Jaunay. Le premier a été effectué grâce à un levé à la planchette, les autres ont été établis à l'aide des cartes en courbes, de levés barométriques et de l'étude stéréoscopique des photographies aériennes : ils n'ont évidemment pas la rigoureuse précision du premier (fig. 12).

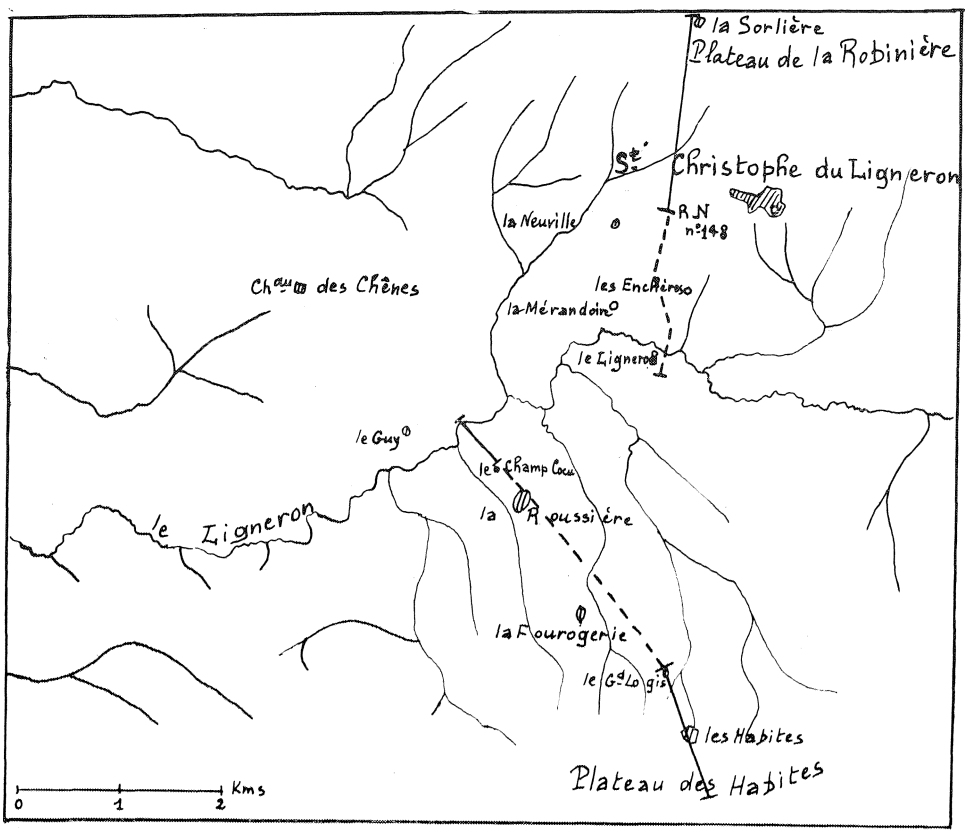
Le tracé des quatre profils transversaux a été choisi de manière à légitimer et faciliter les comparaisons : ils sont aussi perpendiculaires que possible au cours de la rivière principale; ils passent le long de la ligne de faîte des croupes situées entre deux vallons affluents (sauf le premier profil); ils concernent une partie à peu près correspondante de ces trois vallées (vers le tiers antérieur du cours); ils sont voisins d'un même méridien (21 *bis*), si bien que les interfluves ont des altitudes analogues. Enfin, les dépôts corrélatifs sont bien représentés sur ces tracés.

A) ÉTUDE DE QUELQUES PROFILS TRANSVERSAUX

1. Une coupe fondamentale : la coupe transversale de la vallée du Ligneron, au SW de Saint-Christophe (dépliants V et VI)

Cette coupe a été choisie en raison de l'abondance des formations corrélatives, qui permettent d'interpréter et de dater les différents éléments morphologiques du profil. Entre les deux plateaux de la Robinière, au N, et des Habites, au S, s'étend la très large vallée du Ligneron, orientée E-W, comme les deux interfluves qui l'encadrent. Pour le flanc nord de la vallée, on a établi le profil selon une direction N-S, perpendiculaire à cette vaste dépression, entre la Sorlière et le pont sur le Ligneron, à 1,8 km au SW de Saint-Christophe (Cf. fig. 12). Sur ce parcours, un levé

(21) Cf. M. Ters, 1953 et 1958, *a*.
(21 *bis*) Le méridien de Saint-Christophe-du-Ligneron.



Localisation des profils transversaux de la vallée du Ligneron

- - - Levé à la planchette ——— Profil établi d'après la carte en courbes

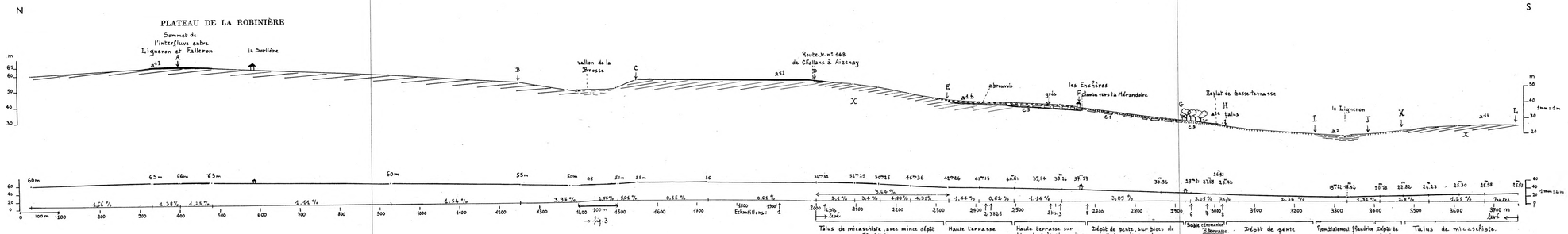
Fig. 12

à la planchette, long de 1 760 m, a été effectué entre le Ligneron et la route nationale n° 148. Entre la route nationale et la Sorlière, le profil a été prolongé à l'aide de la carte en courbes à 1/40 000 (dépliant V).

Le versant sud n'a pas été étudié dans le prolongement de cette coupe, car il est très disséqué par des affluents du Ligneron : le profil eût été brisé et complètement défiguré. On a choisi un tracé situé un peu plus à l'W, perpendiculaire au cours actuel de la rivière, mais légèrement oblique par rapport à l'axe de la grande dépression; il a l'avantage de n'être recoupé que par un seul vallon important et surtout de passer sur un gisement de Miocène, ainsi que sur des formations quaternaires

FLANC NORD DE LA VALLÉE DU LIGNERON

AU SUD DE SAINT-CHRISTOPHE



LÉGENDE

- a^3 Alluvions fluviatiles flandriennes.
- a^{1l} Limon éolien wurmien.
- a^{1b} Haute terrasse quaternaire du Ligneron.
- a^{1c} Basse terrasse quaternaire du Ligneron.
- m^4 Falun helvétien.
- C^s Sables et grès cénomaniens.
- X Micaschistes briovériens.

Dépliant V

axiale de la très large vallée du Ligneron; puis ils en ont progressivement enseveli les flancs sur ce méridien jusqu'à 43 m au moins d'altitude, niveau maximum actuel des grès résiduels.

Au-delà du Ligneron, la partie inférieure du versant sud est formée par un talus de micaschiste recouvert d'éboulis (de J à K) ; puis la roche affleure de K à L; au-delà, on retrouve la basse terrasse, très épaisse (la Vergne, la Sortière). Mais on a renoncé à faire le levé du versant sud dans le prolongement de celui du versant nord, comme il a déjà été dit, en raison de la présence de nombreux affluents qui le dissèquent et le déforment.

En conclusion, *la dépression correspondant à la vallée du Ligneron existait déjà avant l'arrivée de la mer cénomanienne, avec ses caractères essentiels : largeur et profondeur;* sur la partie basse des flancs et sur le fond de la vallée, la surface de transgression cénomanienne est actuellement partiellement ensevelie sous quelques mètres de dépôts du Cénomanien et du Quaternaire ancien et récent.

Profil transversal du versant sud (Dépliant VI).

L'extrémité nord de ce profil commence à la plaine alluviale du Ligneron, au pont situé à 925 m au NW du carrefour de la Roussière, sur la route départementale n° 58. En ce point, la partie tout à fait inférieure de la vallée est nettement dissymétrique, avec un flanc nord en pente douce et un flanc sud plus raide, débutant par un talus de micaschiste. La plaine alluviale est ici particulièrement étroite et encaissée, et large de 40 m environ; elle se tient entre 13,5 et 15 m, avec une pente transversale de 2 %, du talweg jusqu'au pied du talus schisteux. Le lit mineur du Ligneron est à 12 m. Les remarques précédentes, concernant le remblaiement du fond de la vallée, sont valables également ici.

La pente d'ensemble du talus schisteux est de 8 %, avec une concavité bien marquée à la limite supérieure de la plaine alluviale et un net arrondi en haut du talus. Puis, brusquement, s'étend un long palier, étonnament plat et presque horizontal jusqu'au carrefour de la Roussière, de A à B. Les abreuvoirs creusés dans les champs permettent de se rendre compte du soubassement de la plate-forme. Sur deux mètres d'épaisseur, en moyenne, s'étend une nappe de sable éolisé enrobé dans un peu d'argile jaune, avec quelques galets également éolisés. La planitude de la surface de ce remblaiement est quasi parfaite et sa pente est de 0,59 %.

Au-dessous, un abreuvoir plus profond que les autres permet d'observer un dépôt d'un grand intérêt : au Champ Cocu, à 300 m au NW de la Roussière, sous la nappe de sable meuble, se trouve un falun que de

Ainsi, de F à H, on peut observer un secteur à pente constante (3,09 %), mais qui repose successivement sur la partie inférieure et érodée de la haute terrasse, sur du sable cénomanien en place et sur la basse terrasse quaternaire. Cette dernière est emboîtée dans le Cénomanien, mais en surface aucune dénivellation ne marque le passage.

En H, à 60 m au S du bois, on observe un petit talus très net, dont la pente est de 7,5 % sur le chemin suivi par le levé. Il est façonné dans un sable fin, jaune, marbré de rouge qui, à l'analyse, se révèle identique au sable cénomanien rencontré dans la partie nord du bois. (En surface, il est pollué par du sable éolisé de ruissellement.) Le talus est donc taillé dans le Cénomanien et non dans la basse terrasse.

Au-dessous, de H à I, le bas du versant décrit une concavité qui s'amorce en haut du talus précédent et se poursuit vers le bas par une courbe très douce, jusqu'à la plaine alluviale du Ligneron. La pente d'ensemble de ce secteur est de 2,36 %. En surface, tout ce pied de versant est feutré par une nappe de sable et de galets éolisés descendus de l'ensemble du flanc. Lors des très fortes averses, on observe actuellement la descente d'une quantité appréciable de ces matériaux meubles par ruissellement : le comblement du fond de la vallée par voie latérale se poursuit donc.

D'I à J, s'étend la plaine alluviale du Ligneron, large de 160 m au niveau du pont; la rivière actuelle, en basses eaux, se trouve au fond d'une entaille de 2 m de haut et de 3 m de large; en été, le fond est à sec, ou jalonné de mares d'eau stagnante; au printemps, après de très fortes averses, il arrive que la partie basse de la plaine alluviale soit inondée : le faible courant qui entraîne cette nappe d'eau lui fait balayer lentement cette surface déjà subhorizontale, ce qui contribue à rendre plus plat encore le fond de la vallée; de fines particules d'argile restent collées aux brins d'herbe, après le retrait de la nappe. La partie tout à fait supérieure du remblaiement est donc actuelle, et les apports latéraux l'emportent de très loin sur les apports longitudinaux.

Que masque ce large et plat remblaiement alluvial ? Sur le tracé du levé, aucun sondage ne permet de le savoir; cependant, par analogie avec l'évolution commune de toutes les vallées de la région, ce remblaiement doit être flandrien, tout au moins à la partie supérieure; mais repose-t-il sur le socle de micaschiste ou sur autre chose ? A 800 m en aval du pont, à la ferme du Ligneron, un puits creusé en bordure de la plaine alluviale a traversé le sable cénomanien fossilifère entre 15 et 8 m d'altitude, sans atteindre le rocher, tandis qu'à la Forêt-Quairy, à 4,6 km en amont du même pont, des puits ont également rencontré le Cénomanien (au-dessous de 27 m). **Les dépôts cénomaniens ont donc comblé la partie**

cénomanienne, celui des sables cénomaniens, celui de la haute terrasse quaternaire et celui du limon contemporain du loess récent.

A partir du carrefour entre les Enchères et la Mérandoire (en F) la pente du versant s'accentue, tout en restant remarquablement constante sur 300 m de longueur (3,09 %). De F à G, jusqu'au petit bois de pins, la surface est couverte de sable et de galets éolisés, que leur altitude, leurs caractères morphoscopiques, granulométriques et pétrographiques permettent de considérer comme appartenant également à la haute terrasse du Ligneron. Nulle part, on ne peut observer le micaschiste sur cette pente. Les trous que l'on y fore ne rencontrent, sur un à deux mètres d'épaisseur, que du sable, du gravillon et des galets. Ce matériel meuble emballe, à différents niveaux, des dalles ou des plaquettes de grès cénomaniens. De F à G, le remblaiement de haute terrasse est manifestement remanié, en surface, par ruissellement et par creeping; il est probable que les dalles de grès cénomaniens, plus ou moins empilées après le sapement du sable originel, ont glissé aussi sur la pente : certaines d'entre elles sont séparées par des couches de sable et de galets éolisés (et non de sable cénomanien). La partie supérieure de la terrasse a été violemment brassée par le vent et mélangée de limon, si bien qu'en surface, on observe autour de la Mérandoire et surtout dans le bois situé au N de cette ferme, une nappe de sable éolisé, épaisse de 1 m à 1,5 m, dont les minéraux lourds sont les mêmes que ceux de la terrasse sous-jacente, avec des pourcentages très voisins.

L'épaisseur de la haute terrasse s'amincit progressivement vers le bas, de telle sorte que sous la partie nord du bois de pins (segment GH), on peut observer dans le caniveau du chemin, un sable fin, jaune, à marbrures rouges, tout à fait typique du Cénomanien non remanié de la région. Par sa couleur, sa morphoscopie, sa granulométrie, par la glauconie et les minéraux lourds qu'il renferme, et malgré l'absence apparente de fossiles, ce sable appartient sans aucun doute au Cénomanien.

La surface en est à 30 m dans le haut du bois, soit 10 m au-dessous de la surface des grès du palier supérieur. La partie superficielle de ce Cénomanien est polluée par un mince revêtement de sable éolisé amené par ruissellement, qui peut faire illusion sur sa vraie nature. Dans la partie sud du bois, le Cénomanien est recouvert par un dépôt tout à fait différent, rougeâtre, formé uniquement de sable éolisé. On peut l'observer dans une petite carrière située à la lisière du bois; par sa morphoscopie, sa granulométrie, ses minéraux lourds, ce sédiment fait partie des nappes de sable éolisé qui s'accrochent encore aujourd'hui à mi-flanc de toutes les vallées de la région, et qui constituent des dépôts de basse terrasse. Ici, son altitude relative au-dessus du talweg du Ligneron est de + 10 m.

la haute terrasse quaternaire du Ligneron; elle remanie de l'argile grise et des sables cénomaniens (que l'on trouve en place, à quelques centaines de mètres à l'W, sur le même replat), des galets et du sable éolisés, provenant d'une formation antérieure (22). Le trajet de ces grains dans l'eau, après éolisation, a été assez long pour que certains acquièrent un aspect un peu lustré, superposé au picotis éolien.

Vers le bas du replat, ce dépôt s'amincit, et laisse pointer à la surface des champs de grandes dalles de grès marron, posées à plat : leur longueur peut atteindre 7 m et leur épaisseur 1,5 à 2 m. A 200 m à l'E du tracé du levé, une carrière exploite cette formation, dont la nature et l'origine importent au plus haut point. Les grès sont très abondants sur toute l'étendue des fermes des Enchères, de la Mérandoire, de la Neuville. Incluant rarement et localement quelques galets de quartz anguleux (les Enchères, la Mérandoire), ces grès sont essentiellement formés de sable fin, bien classé, cimenté par de l'oxyde de fer ou par du quartz. A 400 m à l'W de la Mérandoire, ils reposent sur les argiles grises cénomaniennes, à Exogyra Cf. columba Goldfuss, E. haliotidea d'Orbigny et Pycnodonta vesicularis Lamarck. Par leur situation topographique, leur faciès, leur granulométrie, leur cimentation, ils sont identiques aux grès résiduels que l'on trouve sur le haut des versants de toutes les grandes vallées de la région et qui renferment des fossiles cénomaniens à la Ruette et à Martinet (vallée du Jaunay), à la Tercerie (vallée de la Logne), à Fréligné (vallée du Falleron), à la Naulière Bernard (vallée de la Vie).

L'argile grise de base et les grès cénomaniens peuvent atteindre 3 à 4 m d'épaisseur; couvrant le tout, une couche de sable éolisé et de limon achève de donner à ce palier son étonnante planitude. **Ainsi l'identification des argiles grises et des grès permet de déterminer l'âge de la surface rocheuse du replat sous-jacent, qui apparaît ainsi comme une surface de transgression de la mer cénomanienne. Ce replat précénomanien est situé à une trentaine de mètres en contre-bas de la partie sommitale du plateau interfluve : ce qui prouve l'ancienneté de cette partie de la dépression.**

Sur ce versant, on ne trouve plus actuellement de grès au-dessus de 40 m; mais en face, sur le versant sud, ils reposent sur le micaschiste entre 43 et 44 m (la Fourogerie). Dans la vallée du Jaunay, ils atteignent 47 m (Moulin de la Ruette).

La planitude de ce palier s'explique donc avant tout par un aplanissement précénomanien, celui-là essentiel, sur lequel se sont étalés des dépôts en nappes subparallèles au premier : celui de l'argile de base

(22) Cf. M. Ters, 1953, *a*.

est constitué par des micaschistes et des gneiss, sur lesquels s'étend une couverture de limon éolien, plus épaisse au sommet que vers le bas.

Sur près de deux kilomètres (exactement 1 972 m) entre le sommet de l'interfluve et la route de Challans à Aizenay, la pente d'ensemble du haut versant reste très faible : 0,59 %. On observe sur le profil que le secteur AB (66 à 55 m) a une pente légèrement plus forte que le secteur CD (55 à 54 m). Du N au S, le détail des pentes (vallon de la Brosse exclu) s'établit comme suit : 1,25 %, 1,11 %, 1,54 %, 0,55 %, 0,61 %.

Le vallon de la Brosse, orienté NE-SW, rompt la continuité de cette plate-forme; sa signification morphologique sera étudiée en même temps que celle des vallons du versant sud. (Cf. p. 143).

En contre-bas, un long versant à pente irrégulière et qui se poursuit sur 1 332 m, descend jusqu'au Ligneron. De D à E on remarque un talus très net : la pente s'accentue de 2,1 à 4,86 %, en déterminant une convexité, bien visible dans le paysage (photo 19). Puis elle s'atténue et il se forme une douce concavité. La pente d'ensemble de ce talus est de 3,64 %.Le socle cristallophyllien est tout proche de la surface, à peine masqué par un mince dépôt argileux jaune rougeâtre, de composition complexe.

En contre-bas, s'étend un replat (EF) (même photo), large de 300 m, en pente très douce (1,42 % dans l'ensemble) et très légèrement convexe vers le bas; en haut, la pente n'est que de 0,62 %. Les sédiments que l'on trouve sur ce replat présentent un vif intérêt; on peut les observer dans un abreuvoir situé au tiers supérieur de cette plate-forme. Sur le micaschiste, repose un dépôt argileux, de couleur gris perle taché de rouge, épais de 1,5 m, enrobant du sable et des galets. Il s'agit de la couche de base de

19. — La Mérandoire. Surface plane déterminée par le remblaiement de haute terrasse, les argiles et les grès cénomaniens, qui reposent eux-mêmes sur un replat schisteux. Au fond, le talus rode rive droite de la vallée du Ligneron.

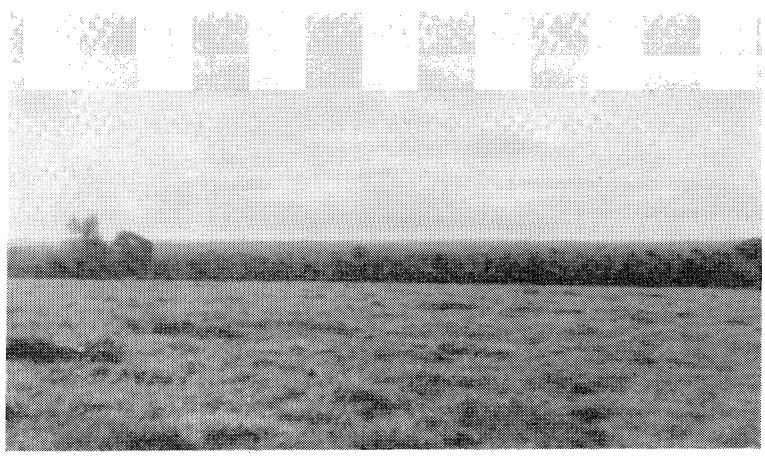
bien représentées. Il part du pont sur le Ligneron, à 800 m au NW de la Roussière, à la rencontre des routes départementales 21 et 58, et va jusqu'au sommet du plateau des Habites. Sa direction est NNW-SSE. Un levé à la planchette, long de 2 692 m, a permis l'établissement du profil entre le gisement d'Helvétien et le grand Logis; le reste a été tracé à l'aide de la carte en courbes et des photographies aériennes (dépliant VI).

Vu la longueur du profil du versant sud, il a été nécessaire de le dessiner à une échelle deux fois plus réduite que celui du versant nord; pour les deux tracés, on a établi, d'une part, un profil où les longueurs et les hauteurs sont à la même échelle et, d'autre part, un profil à hauteurs exagérées, de 4 fois pour le versant nord et de 8 fois pour le versant sud.

Ces deux coupes permettent d'étudier en détail la très large vallée du Ligneron et d'en reconnaître les éléments morphologiques fondamentaux : des interfluves très plats, beaucoup plus étroits que la vallée elle-même; de longs versants en pente douce, comportant des talus et des replats à peine marqués, recoupés par des vallons obliques. Au pied de ces longs versants, des talus plus raides, mais courts, encadrent la plaine alluviale de l'actuel Ligneron. Nous étudierons successivement le versant nord et le versant sud de cette vaste dépression (photo 18).

Profil transversal du versant nord (fig. 12 et dépliant V).

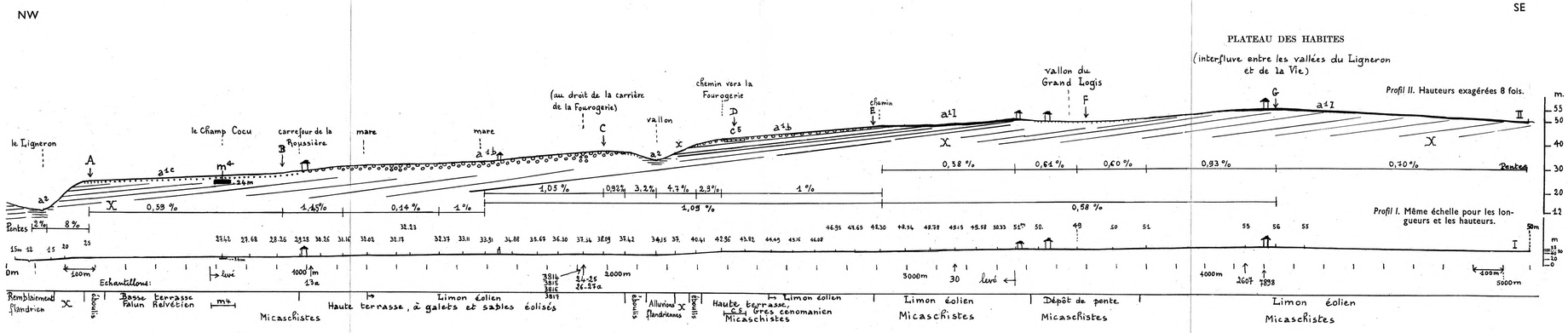
Le plateau interfluve qui sépare les vallées du Falleron et du Ligneron forme un dos de terrain très doucement bombé et s'incline symétriquement vers le N et le S; il culmine à 70 m, vers la Robinière. Le profil passe à la Sorlière, qui est située à la pointe occidentale du plateau, à 47,5 m au-dessus du talweg du Ligneron (selon une direction N-S). Cet interfluve



18. — La vallée du Ligneron, vue de Saint-Christophe. Remarquer l'aspect rectiligne de la ligne d'horizon.

FLANC SUD DE LA VALLÉE DU LIGNERON

AU SW DE SAINT-CHRISTOPHE



Dépliant VI

LÉGENDE

- a^2 Alluvions fluviatiles flandriennes.
- a^{1l} Limon éolien wurmien.
- a^{1b} Haute terrasse quaternaire du Ligneron.
- a^{1c} Basse terrasse quaternaire du Ligneron.
- m^4 Falun helvétien.
- C^5 Sables et grès cénomaniens.
- X Micaschistes briovériens.

nombreux Bryozoaires et des Lamellibranches datent de l'Helvétien (23). Son faciès typiquement savignéen et ses fossiles sont exactement les mêmes que ceux des gisements d'Helvétien de la région au S de Challans. Le sommet de ce dépôt se trouve à 25,5 m, la base à 24 m; il repose sur le micaschiste.

Le remblaiement de haute terrasse du Ligneron,
Carrière de la Fourogerie

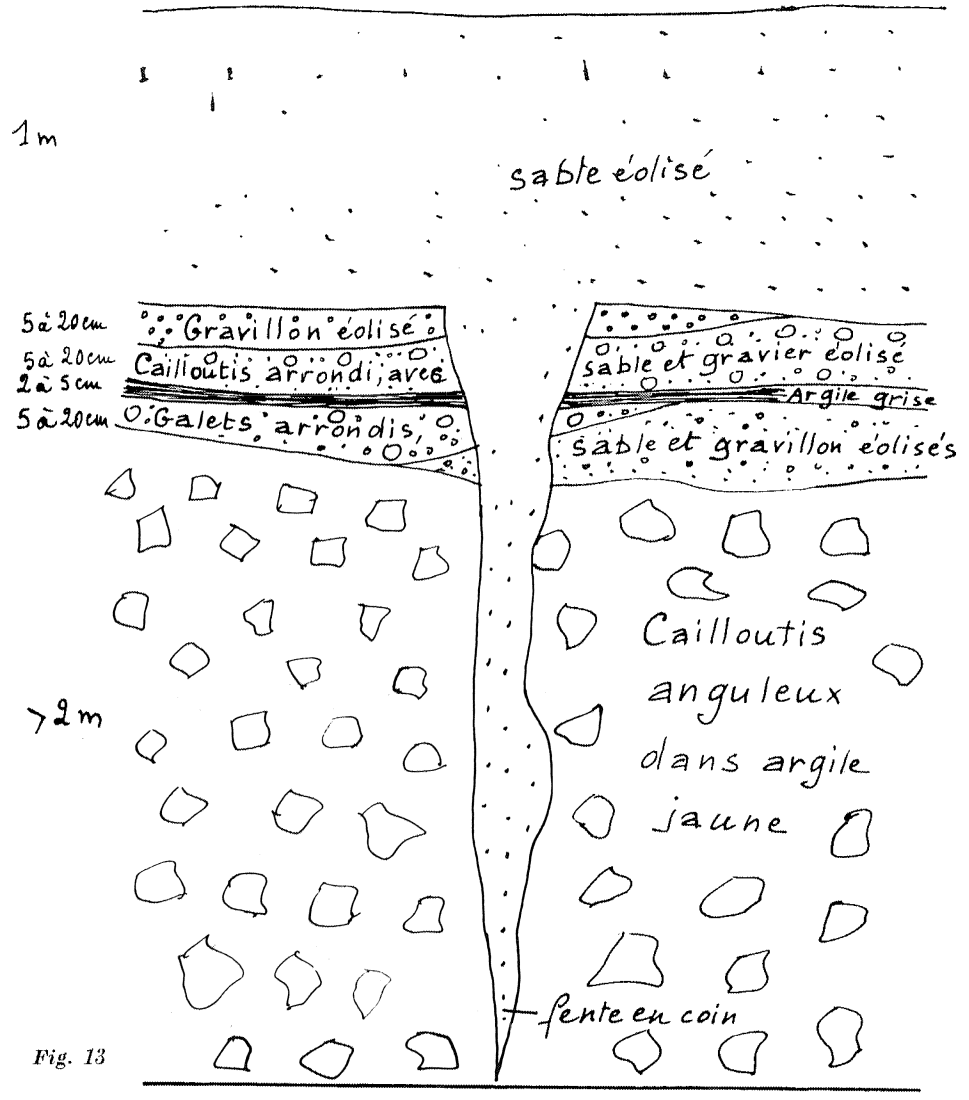


Fig. 13

(23) Buge, Freneix et Ters, 1958.

Ainsi, *la planitude remarquable de ce palier est due à une triple influence, à trois causes agissant dans le même sens : l'existence d'une plateforme rocheuse, large de 300 m au moins, préhelvétienne; d'une couverture de falun helvétien subhorizontale; d'un épandage quaternaire parallèle à l'une et à l'autre.* Par son altitude, sa composition pétrographique, ses minéraux lourds, ce dernier dépôt fait partie de la basse terrasse du Ligneron, très bien représentée dans tout l'ensemble de la vallée. Au petit bois du versant nord (Dépliant V), la basse terrasse se trouvait entre 26 et 28 m; ici, elle s'étend entre 25 et 29 m : elle est un peu plus épaisse, probablement moins érodée.

A 80 m au N du carrefour de la Roussière, en B, se dessine une déclivité légèrement plus forte, dont la pente est de 1,45 % sur 200 m; vers le S, s'étend un palier long de 900 m, dont la pente d'ensemble est d'abord très faible sur 300 m (0,14 %), puis un peu plus forte (1 %) jusqu'en haut. Sous cette surface remarquablement plane (photo 20), s'étend un cailloutis complexe, mêlé d'argile jaune et comportant une fraction sableuse importante. Dans la carrière de la Fourogerie, on peut observer ce dépôt sur 3 m de hauteur; il mérite une description détaillée (fig. 13).

A la partie inférieure du front de carrière, se trouve, sur deux mètres d'épaisseur, un cailloutis de galets de quartz (ph. 36), serrés les uns contre les autres et liés ensemble par une matrice argileuse jaune. La base de cette formation n'est pas visible; par comparaison avec des gisements voisins, où des puits la traversent, elle peut atteindre 4 m d'épaisseur et elle doit reposer sur le micaschiste. Les galets de quartz sont presque tous parfaitement anguleux, et la majorité a une longueur comprise entre 5 et 10 cm; d'autres sont plus petits, quelques rares galets roulés y sont mêlés. Les éléments quartzeux anguleux sont, de toute évidence, des fragments d'amygdales provenant de la désagrégation des micaschistes du plateau.

D'après de très nombreuses observations sur le terrain, l'analyse morphoscopique, granulométrique (fig. 14) et pétrographique de multiples échantillons, et l'examen des profils transversaux et longitudinaux de cette formation grossière qui existe sur les flancs de presque toutes les vallées, il semble hors de doute qu'elle a été constituée essentiellement par des apports latéraux, sous l'influence de processus de solifluxion, en climat périglaciaire (24-25). Si, dans cette carrière, les galets sont particulièrement serrés les uns contre les autres, avec une matrice argileuse peu abondante, il n'en est pas de même partout : en général, la granulométrie de ce sédiment est tout à fait analogue à celle du micaschiste lui-même. Il est possible qu'à la Fourogerie, le dépôt initial ait été lavé par ruissellement ultérieur : seuls seraient restés sur place les fragments les plus lourds.

A l'analyse (échant. 3814) on constate que le sable associé à l'argile — très peu abondant — est totalement anguleux et que *les minéraux lourds sont absents,* ce qui confirme l'origine tout à fait locale du matériel, le micaschiste n'en contenant pas à cet endroit.

Au-dessus de cette couche de base, s'étendent plusieurs niveaux moins épais,

(24) Tricart, 1949.
(25) Ters, 1953, *b*.

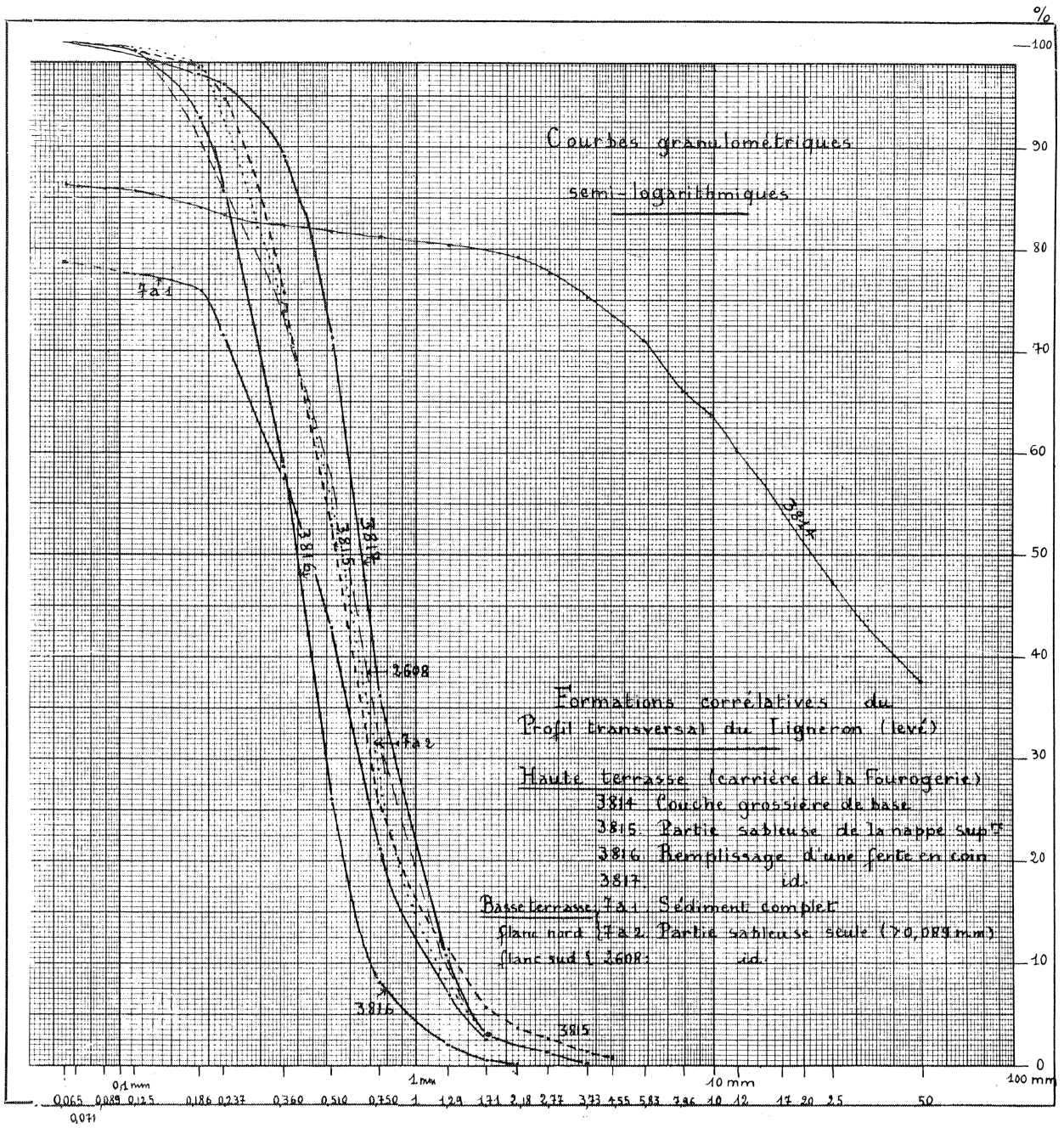

%
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
Courbes granulométriques
semi-logarithmiques
Fa 1
3814
3815
3816
3817
3608
Fa 2
Formations corrélatives du
Profil transversal du Lignerons (levé)
Haute terrasse (carrière de la Fourogerie)
3814 Couche grossière de base
3815 Partie sableuse de la nappe sup.re
3816 Remplissage d'une fente en coin
3817 id.
Basse terrasse, Fa 1 Sédiment complet
flanc nord Fa 2 Partie sableuse seule (> 0,089 mm)
flanc sud 3608 id.
0,1 mm
1 mm
10 mm
100 mm
0,065 0,089 0,125 0,186 0,237 0,360 0,510 0,750 1 1,29 1,31 2,18 2,77 3,73 4,55 5,83 7,86 10 12 17 20 25 50
0,071

Fig. 14

essentiellement constitués d'éléments éolisés (sable [échant. 3815], gravillon, galets) ainsi que des lentilles d'argile grise. L'allure lenticulaire et irrégulière de ce sédiment implique un mode de dépôt où l'action du ruissellement et par conséquent l'importance des apports longitudinaux devaient être beaucoup plus considérables que dans le cas précédent; son épaisseur est de 1 m au maximum. Les deux niveaux sont traversés par des fentes hautes de 1 m à 2 m, étroites de 10 cm en moyenne au sommet, et remplies de sable rond-mat feldspathique (analyses 3816 et 3817); par leur forme, par l'incision nette qu'elles font dans le cailloutis, ce sont, de toute évidence, des fentes en coin formées en climat périglaciaire (photo 21). Comme elles recoupent les deux niveaux de cailloutis du remblaiement, elles lui sont sans doute postérieures, quoique Popov (26) admette que, dans bien des cas, les fentes en coin sont *contemporaines* du remblaiement. Lorsque les fentes sont parallèles au front de taille, leur paroi se présente sous l'aspect d'un placage arrondi de sable éolisé (photo 22). Ici et à la Rouairie, les fentes en coin sont recouvertes par une couche de sable éolisé, épaisse de 1 m à 1,5 m, qui les fossilise (photo 20 et fig. 13).

Le passage entre la nappe de cailloutis grossier et les couches à éléments éolisés implique un changement complet de régime : au matériel presque exclusivement local, succèdent des apports plus ou moins lointains (sables émoussés-luisants, éolisés, gravillon et galets éolisés, galets roulés remaniés). Le sable de remplissage des fentes en coin est *totalement éolisé* (échant. 3816 et 3817) comme dans toutes les fentes en coin de la région vendéenne et du Bordelais. Les minéraux lourds sont ceux de la formation éolisée (Cf. Annexes, p. 489 et 490). La granulométrie de ces sédiments est représentée sur la fig. 14 (27).

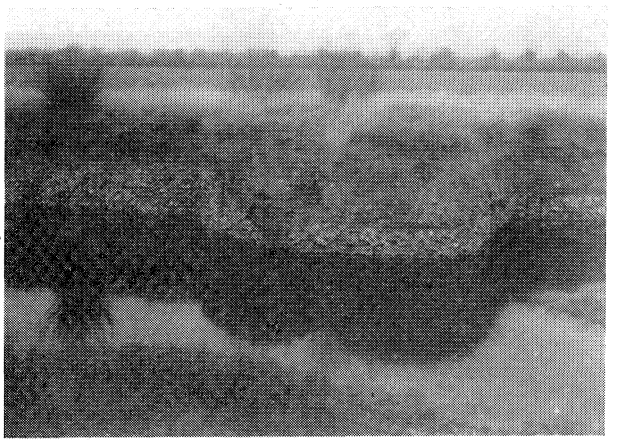
La partie supérieure de ce remblaiement est un peu bouleversée par le ruissellement, et le tout est recouvert par une mince couche de limon éolien sableux. Vers le S, la puissance de la nappe décroît progressivement; en face du chemin de la ferme de la Fourogerie, elle n'atteint qu'un mètre environ.

Par son altitude (30 à 48 m), son étendue et sa nature pétrographique, ce remblaiement, qui monte de la Roussière jusqu'au delà de la Fourogerie, fait partie de la haute terrasse du Ligneron. Sa continuité est seulement interrompue par le vallon de la Fourogerie. Elle correspond au placage étudié sur le flanc nord et qui s'étendait entre 30 et 44 m d'altitude.

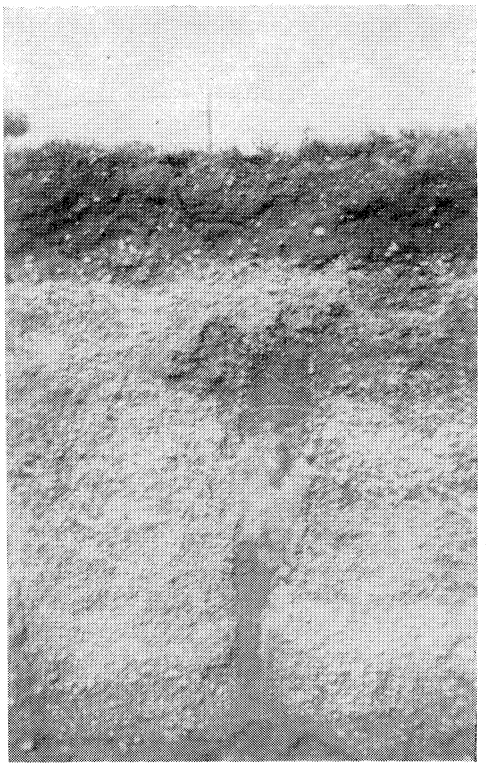
Immédiatement au S du chemin de la Fourogerie, en D, on voit pointer, à travers la terrasse, des blocs de grès d'un à deux mètres de longueur, identiques à ceux que nous avons décrits sur le flanc nord, à la Mérandoire et aux Enchères. Les blocs semblent moins nombreux ici, mais le limon éolien qui recouvre grès et terrasse ne permet pas de juger de leur abondance exacte; quoi qu'il en soit, ces blocs résiduels représentent certainement, comme sur le flanc nord, des intercalations gréseuses au sein d'une formation sableuse cénomanienne actuellement décapée. La partie meuble a disparu par sapement; les blocs sont peu à

(26) Popov, 1952.

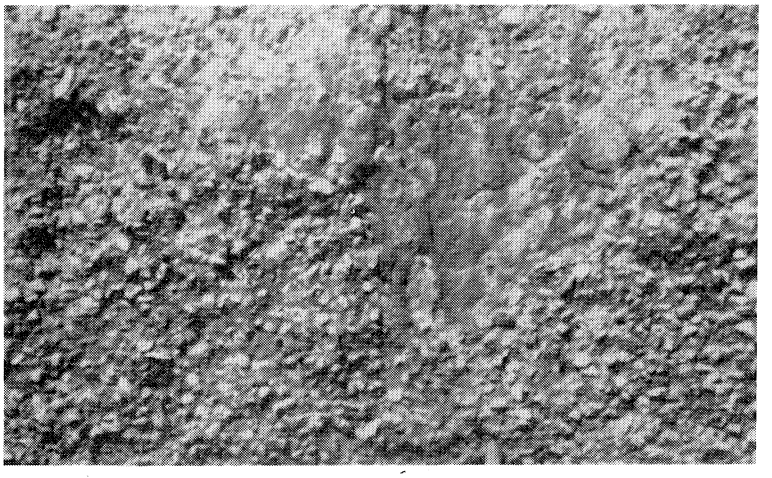
(27) Les courbes de la figure 14 permettent de constater l'identité granulométrique du matériel éolisé que l'on trouve dans tous ces sédiments : le sable de la basse terrasse du Ligneron, sur le flanc nord (courbe 7 a²) est le même que sur le flanc sud (courbe 2608). La granulométrie de la fraction sableuse de la haute terrasse est identique aux deux précédentes (courbe 3815). Le sable de remplissage des fentes en coin est un peu plus fin dans l'échantillon 3816 et un peu plus grossier dans l'échantillon 3817. Tous ces sables, remaniés d'une formation éolienne ancienne, ont un très bon classement; par contre, la couche grossière de base (courbe 3814) a une répartition très étalée (Cf. fig. 26, p. 253).



20. — La Fourogerie. Haute terrasse du Ligneron. Remarquer la surface plane déterminée par le remblaiement.



21. — Fente en coin remplie de sable éolisé dans le cailloutis de haute terrasse. La Vannerie. Touvois.



22. — Cailloutis de haute terrasse du Ligneron. Paroi sableuse d'une fente en coin, vue en plan. La Fourogerie.

peu descendus et se sont posés sur la plate-forme de micaschistes. Tandis que sur le flanc nord, les grès s'étendaient entre 30 et 41 m, on ne les observe ici, *en place,* qu'entre 43 et 44 m; s'ils ont été primitivement aussi abondants sur les deux versants, ils ont été plus décapés sur le flanc sud que sur le flanc nord.

Vers le S, au-dessus de la haute terrasse, apparaît le micaschiste (en E); le sol monte lentement de 0,6 % en moyenne, jusqu'au sommet de l'interfluve. Cependant, la continuité de ce haut versant est interrompue par le vallon du Grand-Logis, moins fortement creusé que celui de la Fourogerie (F). Du limon éolien, épais de 0,5 m à 1 m, blanc et sableux en surface, jaune et plus argileux en profondeur, riche en sable éolisé, s'étend sur le sommet du plateau. Tout en haut, en G, au carrefour des Habites et du Grand-Bourg, le micaschiste est recouvert d'un limon éolien mêlé d'esquilles de roche, de sable anguleux et de sable éolisé (échant. 7 898) : aux débris du micaschiste altéré, remaniés presque sur place, se mêlent des éléments d'origine éolienne.

On peut maintenant rechercher *dans quelle mesure le modelé du haut versant a été modifié par l'érosion relativement importante impliquée par la masse des cailloutis grossiers de la haute terrasse.* Cette couche de base est constituée essentiellement par de l'argile de décomposition des micaschistes et par des fragments de quartz, provenant des amygdales d'exsudation et des filons qu'ils renferment.

On peut estimer à 3 m, en moyenne, l'épaisseur de ce remblaiement figé, plaqué sur la partie médiane du versant. Le long du profil transversal étudié, la longueur du haut versant (qui représente la partie érodée) est de 2,2 fois plus faible que celle du bas versant (qui représente la partie remblayée), jusqu'au talweg.

Si le dépôt actuel correspondait à tout ce qui a été érodé sur le haut versant, celui-ci aurait perdu la valeur d'une couche de terrain, supposée uniforme, de $3 \times 2{,}2 = 6{,}6$ m, dans le cas où il représente le micaschiste intégral. Mais, dans la plupart des cas, le cailloutis a perdu une bonne part de sa matrice argileuse : la valeur précédente est donc trop faible. Par ailleurs, il est bien évident que ce dépôt de base de la haute terrasse ne représente que le dernier en date, celui qui s'est immobilisé sur la pente par suite d'un changement climatique, et a été recouvert par le cailloutis éolisé. D'importantes coulées pierreuses l'avaient précédé.

Comme il a déjà été dit, ce remblaiement est dû essentiellement à des apports latéraux, par coulées de solifluxion. Avant la période d'érosion contemporaine de la haute terrasse, la partie culminante de l'interfluve des Habites était sans doute un peu plus haute et surtout plus large que maintenant : elle formait probablement un plateau véritable, au lieu

du dos de terrain actuel, doucement convexe, mais rien ne prouve que l'altitude de la partie sommitale de l'interfluve ait beaucoup diminué. Le profil convexo-concave du haut versant et sa pente très faible résultent d'un lent glissement de coulées boueuses, entraînant les éléments altérés du micaschiste vers le fond de la vallée.

Une question importante reste à soulever : l'ancienneté du creusement de ces vallons.

Sur le versant sud, près de la ferme de Belle-Vue, l'un d'entre eux est fossilisé par des grès cénomaniens, en place, à 46 m d'altitude, *c'est-à-dire à 10 m en contre-bas du plateau des Habites.* La conséquence inéluctable de cette observation apparaît immédiatement : *les vallons sont,* au moins en partie, *précénomaniens, puisqu'ils sont fossilisés par un dépôt de cet âge.*

Conclusions

L'analyse minutieuse des formes et des dépôts corrélatifs permet maintenant d'interpréter les différents éléments du profil. On voit que les profils transversaux des interfluves bordant au N et au S la vallée du Ligneron ne sont pas horizontaux : ils s'inclinent doucement de part et d'autre de la ligne de faîte, avec des pentes de 0,7 à 0,9 %. Après l'ablation de la couverture liasique, — et peut-être jurassique —, ils continuèrent à évoluer, très lentement sans doute, en climat tropical humide, si favorable à l'érosion chimique. Le socle ancien fut profondément décomposé, comme l'atteste l'épais régolithe encore fossilisé sous le Cénomanien de la Garnache (Cf. p. 111-113). Lors de la transgression crétacée maximum, ces interfluves furent très probablement balayés par la mer et la couverture de roches altérées dût être décapée; par la suite, rongées sur leurs bords par le ruissellement, le creeping, la solifluxion, les surfaces culminantes des interfluves de la Robinière et des Habites se rétrécirent de plus en plus, jusqu'à atteindre le profil très doucement bombé que nous leur voyons aujourd'hui (28).

En contre-bas des interfluves, le tiers supérieur des versants forme une surface faiblement inclinée, dont le socle schisteux est recouvert par un manteau de limon éolien du Quaternaire récent. La continuité en est interrompue par un vallon adjacent, sur chacun des versants.

Au-dessous, le tiers médian du versant est recouvert par la nappe de cailloutis du Quaternaire ancien, dont la pente moyenne est de 1 %. Sur le flanc nord, cet épais remblaiement s'adosse à un talus schisteux

(28) C'est vers leur extrémité — orientale ou occidentale — que le profil transversal des interfluves est très légèrement bombé; mais la partie centrale des plateaux est rigoureusement plane (Cf. dépliants II et III).

bien net, tandis que sur le flanc sud, il est en continuité avec la surface rocheuse qui descend du sommet de l'interfluve. Sur les deux flancs, des dépôts de sable et de grès cénomaniens, peu épais, prouvent que la haute terrasse s'est pratiquement étalée à un niveau très voisin de la surface de transgression cénomanienne.

Sans talus apparent, la basse terrasse quaternaire s'emboîte dans la haute : cette continuité semble due à un effet de ruissellement : tous ces matériaux très meubles, en glissant sur la pente, lui donnent un profil à peu près uniforme. Sur le versant sud, le palier inférieur, sur lequel repose la basse terrasse doit sa planitude à l'existence d'une plate-forme rocheuse sous-jacente, au moins préhelvétienne, mais peut-être beaucoup plus ancienne.

La pente la plus raide de tout le profil (8 %) est celle du talus qui domine, au S, la plaine alluviale actuelle du Ligneron. Comme le Cénomanien se trouve encore sous les alluvions flandriennes, au fond de la vallée, ce talus est essentiellement précénomanien (sans préjudice des retouches qu'il a pu subir ultérieurement).

Le fond de la vallée est pratiquement plat, et tapissé par plusieurs mètres d'alluvions flandriennes, reposant sur du sable cénomanien.

Ce profil transversal est caractérisé par la présence de surfaces presque horizontales sur les interfluves, par la grande longueur et la très faible pente des versants, par l'ancienneté du creusement et par la multiplicité des remblaiements. L'essentiel des formes du socle rocheux était déjà acquis avant l'envahissement de cette dépression par la mer cénomanienne, qui la combla et l'ensevelit sous ses dépôts. A l'Helvétien, l'érosion avait déjà décapé la partie inférieure du versant sud, mais le Cénomanien subsiste encore sur le haut des versants et dans le fond de la vallée.

On voit à quel point les surfaces préliasique, précénomanienne, préhelvétienne et quaternaire ont été proches les unes des autres.

Cette constatation fondamentale souligne la très faible ampleur totale de l'érosion, au Secondaire et au Tertiaire. Sur ce vieux bâti extraordinairement stable, ce sont surtout les variations du niveau de la mer et des conditions climatiques qui ont commandé les transformations du relief. Au cours du Tertiaire, les phases de creusement ont alterné avec les époques de remblaiement; des synthèses morphologiques nouvelles se sont sans cesse construites, puis elles étaient détruites, tandis que les formes plus anciennes étaient localement modifiées. Mais certaines d'entre elles échappaient à l'érosion, grâce à leur fossilisation sous le Cénomanien.

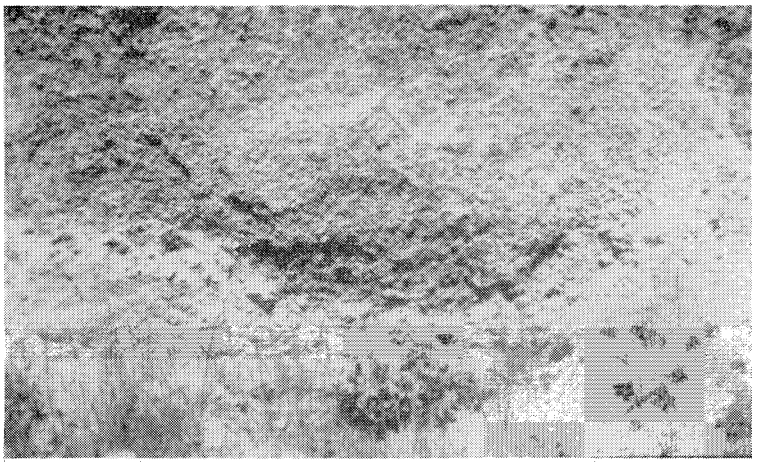
2. Coupe transversale de la vallée du Ligneron, entre le Moulin de la Cave et le Petit-Bourg, à 2 km à l'E de Saint-Christophe (fig. 15, A).

Les deux moités du profil ont été établies sur les éperons qui séparent deux ruisseaux affluents du Ligneron, parallèles entre eux et perpendiculaires à cette rivière —, si bien que sur cette coupe privilégiée n'apparaît aucune déformation due à des recoupements par des ruisseaux obliques.

L'extrémité nord de la coupe part du rebord méridional du plateau de la Robinière, qui sert d'interfluve entre le Ligneron et le Falleron. Plus étendu que tous les autres, il atteint aussi une altitude légèrement supérieure (70 m). Dans sa partie la plus large, il est presque parfaitement plat, sa pente transversale étant de 0,3 % et sa pente longitudinale de 0,2 %.

Le haut du versant nord forme un long glacis à pente régulière (0,29 %) entre 67 et 60 m; puis, vers le bas, on observe un talus schisteux, dont la pente d'ensemble est de 3 %; au-dessous, s'étend un replat long de 950 m (entre 42 et 30 m); ce replat, dont la pente est de 1,2 %, s'étend sur le remblaiement de la haute terrasse du Ligneron (au Champ Roux), puis, vers le S, sur le Cénomanien sableux fossilifère, profond de plus de 6 m au Pouillé (à quelque distance du tracé du profil).

Dominant le fond de la vallée, un léger talus (6 % de pente) entame la basse terrasse du Ligneron ainsi que le Cénomanien sous-jacent : on peut observer leur superposition dans la carrière de la Baillerie (photo 23). La plaine alluviale s'étend sur des matériaux sableux remaniés, mais au-dessous, c'est le Cénomanien qui tapisse le fond rocheux; celui-ci doit se trouver vers 18 ou 20 m d'altitude, à quelques mètres au-dessous du talweg actuel.



23. — Alluvions anciennes du Ligneron, ravinant le sable cénomanien. La Baillerie.

Profils transversaux comparés de trois vallées précénomaniennes

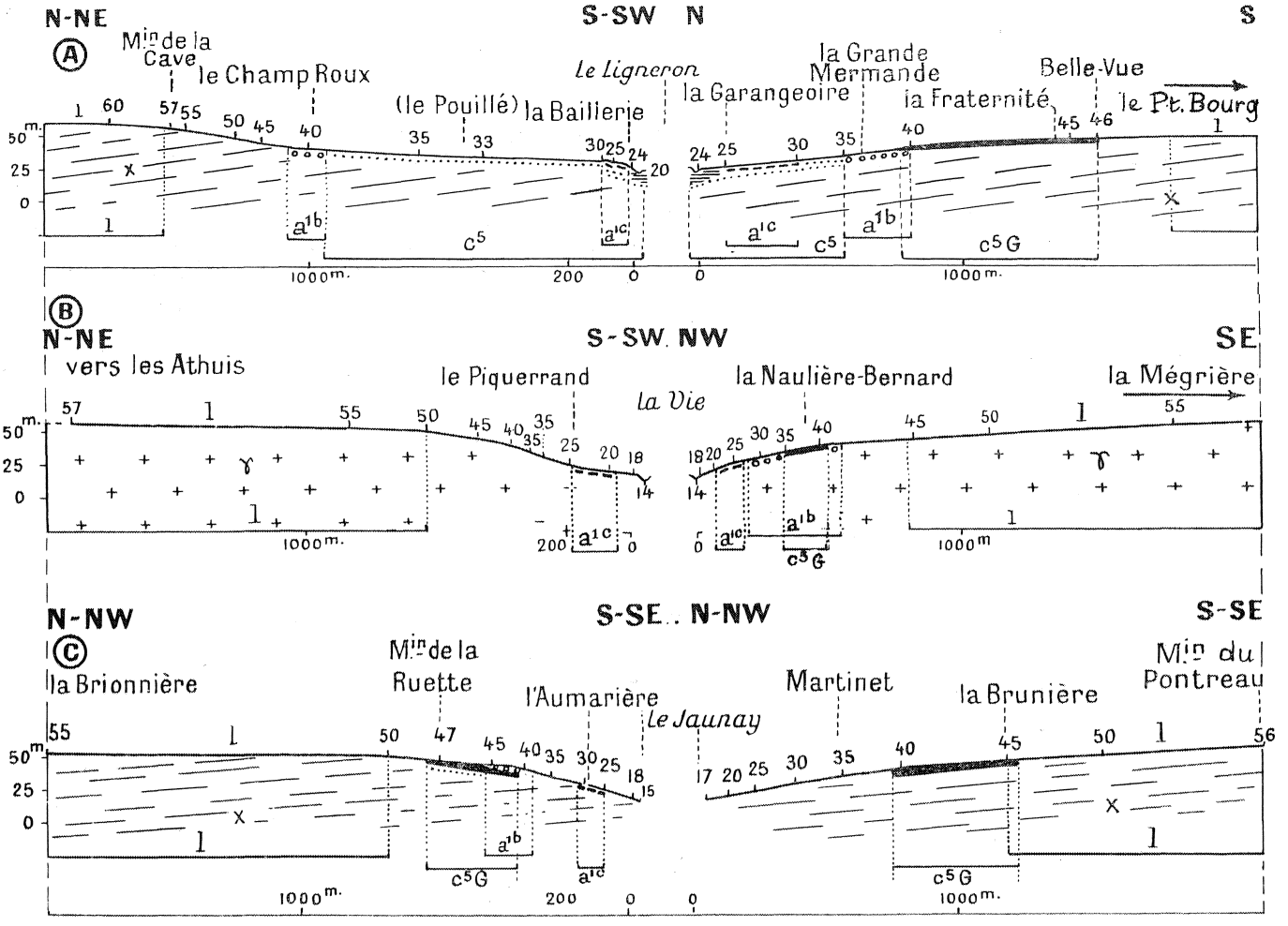


Fig. 15

A. Coupe transversale de la vallée du Ligneron, entre le Moulin de la Cave et le Petit Bourg.

B. Coupe transversale de la vallée de la Vie, entre les Athuis et la Mégrière.

C. Coupe transversale de la vallée du Jaunay, entre la Brionnière et le Moulin du Pontreau.

LÉGENDE :

a^2 — Alluvions flandriennes
l — Limon éolien würmien
$a^1 c$ — Basse terrasse
$a^1 b$ — Haute terrasse
C^5 — Cénomanien (G : grès)
X — Schistes et micaschistes
γ — Granite

Dans la plaine alluviale, large de 100 m environ, l'entaille du lit mineur n'a que 2 m de largeur et 1 m de profondeur. On voit sur la figure 15, A, combien le profil d'ensemble de cette vallée est évasé.

Sur le versant sud, la plaine alluviale est dominée par un talus assez long, entamant d'abord la basse terrasse (entre 25 et 30 m) puis le Cénomanien sableux (entre 30 et 35 m), puis la haute terrasse (entre 35 et 40 m), la pente d'ensemble du talus étant de 2,7 % (entre 25 et 40 m).

Au-dessus, s'étend un long replat, dont la partie supérieure correspond à la tête d'un petit vallon affluent (à la Fraternité) ; ce replat est tapissé par des grès cénomaniens : les plus élevés se trouvent à 46 m, mais de nombreux blocs couvrent la pente jusqu'à 40 m. La partie supérieure du flanc sud forme un long glacis à pente douce et régulière (0,5 %) ; le micaschiste altéré est recouvert par du limon éolien, épais de 0,5 à 1 m; le sommet de l'interfluve atteint 55 m, aux Habites (Cf. Dépliant VI).

En conclusion, les éléments essentiels de ce profil sont les suivants : la partie supérieure des versants est en forme de glacis, tapissé de limon éolien et à pente très faible (0,29 à 0,5 %) ; ils se terminent en bas par des talus dont la pente d'ensemble est de 2 % environ (2,2 et 1,8 %) ; au-dessous, sur le versant nord, s'étend un long replat à pente extrêmement faible; sur ce versant, on observe deux convexités et deux concavités bien marquées; sur le versant sud, elles sont plus atténuées.

L'originalité de ce profil réside dans la forme très évasée de cette dépression et dans les longs replats sous lesquels s'étendent les dépôts cénomaniens, sur la partie inférieure et moyenne des flancs. *Mais le Cénomanien existe aussi dans le fond de la vallée,* sous la plaine alluviale.

Sur le flanc sud, les grès cénomaniens sont à 46 m; si l'on suppose, — ce qui est probable —, que les dépôts de la mer cénomanienne ont atteint cette altitude sur toute la largeur de la vallée (Cf. fig. 15), il y aurait donc eu, au-dessus du talweg rocheux, une épaisseur de 26 m au moins de sable cénomanien.

3. Coupe transversale de la vallée de la Vie, entre les Athuis et la Mégrière, à 1 km à l'E de la Chapelle-Palluau (Fig. 15, B).

Sur cette coupe, le sommet de l'interfluve nord atteint l'altitude de 57 m; au S, très lentement, la croupe granitique recouverte de limon éolien s'abaisse vers la Vie; entre 57 et 50 m, la pente douce de ce versant est de 0,63 %; en contre-bas, un talus entaille le granite (entre 50 et 25 m), puis le sable grossier de la basse terrasse, visible au Piquerrand; ce dépôt est très érodé et taillé en biseau; la pente d'ensemble du versant

est de 5 %, entre 50 et 20 m. Au fond de la vallée s'étend une étroite plaine alluviale, remblayée de sable et de galets remaniés; le lit mineur, large de 3 m environ, est tapissé de sable grossier; à la fin de l'été, l'écoulement est presque nul.

Sur le flanc sud, on passe très progressivement de la plaine alluviale au dépôt de basse terrasse, descendu localement par ruissellement; au-dessus, entre 28 et 35 m, le granite est recouvert par la haute terrasse, sur laquelle est bâtie une partie du village de la Naulière-Bernard. Entre 35 et 40 m, se trouvent de nombreux blocs de grès cénomaniens fossilifères, certains sont longs de plus de 3 m et épais de 1 m à 1,5 m. Je n'ai pas observé de sable cénomanien meuble sous ces blocs, mais à 500 m à l'W, un épais sable fin se trouve à la même altitude : il n'est pas impossible qu'il appartienne à cet étage.

Entraînés par le ruissellement, les dépôts de haute et de basse terrasse tapissent le bas du versant, entre 20 et 40 m; la pente y est de 6,2 %; au-dessus des grès, entre 40 et 45 m, celle-ci n'est que de 1,6 %; plus haut, de 45 à 66 m, elle s'atténue encore (0,68 %), comme sur le haut du versant nord.

4. Coupe transversale de la vallée du Jaunay, entre la Brionnière et le Moulin-du-Pontreau, selon le méridien de Martinet (Fig. 15, C).

Sur le flanc nord, le rebord de l'interfluve est constitué par des micaschistes, recouverts de limon éolien. Entre 55 et 50 m, la pente est de 0,5 %. Au-dessous, entre 50 et 40 m s'étend un long replat, dont la pente est de 2,3 %; de 48 à 42 m, on peut observer la présence d'un épais sable rouge, très riche en grains de quartz émoussés-luisants et en glauconie, dont la surface est consolidée en grandes dalles de grès, épaisses de 1 à 2 m, et parfois longues de 6 à 7 m (Moulin de la Ruette). Ces grès renferment de petites huîtres du Cénomanien. Sur la partie inférieure de ce replat, les grès sont plus ou moins ensevelis sous l'épaisse nappe de la haute terrasse, bien visible dans le talus de la route. La partie inférieure du versant est tapissée de dépôts variés : nombreuses dalles de grès ayant glissé sur la pente, haute terrasse solifluée ou entraînée par ruissellement, basse terrasse. La pente d'ensemble est de 6,6 % entre 40 et 20 m.

Sur le flanc sud, les micaschistes de Martinet sont presque à nu; entre 20 et 40 m, le talus qui les entame a 3,8 % de pente. Au S de Martinet, à la Brunière, entre 40 et 45 m, sur un replat à pente faible (1,5 %), repose un très grand nombre de dalles de grès cénomanien. Au-dessus, l'interfluve s'élève jusqu'au Moulin du Pontreau (56 m) avec une pente de 1,5 %.

5. Résultats d'ensemble et conclusions

L'étude individuelle des profils transversaux des vallées du Ligneron, de la Vie et du Jaunay permet de dégager les ressemblances et les différences entre ces trois dépressions, dans une partie à peu près correspondante de leur cours (vers le tiers antérieur).

1. *Leur largeur maximum,* mesurée par la distance entre les lignes de faîte des interfluves, est très voisine pour les trois vallées étudiées : elle est de 7,2 km pour la vallée du Ligneron (deux premiers profils), de 6,8 km pour la vallée de la Vie et de 7,6 km pour la vallée du Jaunay.

2. *La largeur de la dépression axiale* (mesurée perpendiculairement au cours de la rivière), au-dessous de 50 m d'altitude, est de 3 km pour le Ligneron (sur les deux profils), de 1,2 km pour la Vie et de 2 km pour le Jaunay.

3. Selon le tracé des profils, *la profondeur maximum de la dépression* du Ligneron, mesurée entre le point culminant de l'interfluve et le fond à sec de la rivière, est de 50 m sur le profil des dépliants V et VI et de 44 m sur celui de la figure 15; celle de la Vie est de 56 m et celle du Jaunay de 47 m.

4. *Les pentes moyennes des versants* ont les valeurs suivantes :

	Du sommet au rebord inférieur de l'interfluve		Du rebord inférieur de l'interfluve au talweg	
	Versant N	Versant S	Versant N	Versant S
Ligneron Profil 1....	1,3 %	0,58 %	2,6 %	1,1 %
Profil 2....	0,29	0,5	2,2	1,8
Vie.....	0,63	0,68	5	3,5
Jaunay.....	0,5	1,5	4,2	2,6

5. Dans le détail, ces profils transversaux possèdent de nombreux éléments communs : au-dessous du rebord inférieur de l'interfluve, se trouve un replat plus ou moins long, tapissé par du sable ou des grès cénomaniens; les dépôts de la haute terrasse s'étendent généralement vers la même altitude. Plus bas, une basse terrasse, visible sur l'un ou l'autre flanc, ou sur les deux, domine de quelques mètres la plaine alluviale, au fond presque horizontal. Le lit mineur n'y fait qu'une entaille de 2 m environ de profondeur et de 2 à 3 m de largeur.

Sur ces profils, des talus rocheux sont plus ou moins bien marqués,

entre le rebord inférieur de l'interfluve et la haute terrasse, entre la haute et la basse terrasses, entre celle-ci et la plaine alluviale; souvent, ils sont estompés par des éboulis.

6. En conclusion, sur des profils transversaux à peu près correspondants, les dimensions de ces vastes dépressions sont tout à fait comparables (7,2, 6,8 et 7,6 km); la largeur de la dépression axiale est plus forte pour le Ligneron (3 km) que pour le Jaunay (2 km) et surtout que pour la Vie (1,2 km); mais, pour cette dernière, le profil est tracé légèrement plus à l'amont. La profondeur totale est très voisine (44 à 56 m). Remarquons que *la plus faible valeur correspond au profil du Ligneron, là où le fond rocheux est encore tapissé de Cénomanien.*

Les pentes des rebords des interfluves sont tout à fait comparables (0,29 à 1,5 %), tandis que les pentes des versants, entre le bas de l'interfluve et le talweg, sont sensiblement plus faibles pour le Ligneron (1,1 à 2,6) que pour la Vie et le Jaunay (2,6 à 5 %). La cause de cette différence de pente est évidente : la vallée du Ligneron n'est pas encore totalement évidée de son remblaiement cénomanien et les versants modelés sur le sable de cet étage ont une pente plus faible.

Dans les trois vallées, on trouve des dépôts cénomaniens fossilifères entre 35 et 45 m d'altitude; c'est seulement dans celle du Ligneron que la dépression axiale y est creusée, ces dépôts ensevelissant encore les deux versants rocheux et le talweg précénomaniens. Or, on constate que, dans les deux autres vallées, la pente des versants est plus forte et que la profondeur est légèrement plus grande. Comment ne pas penser que ces vallées contiguës, si semblables par tous leurs caractères, n'ont pas eu une évolution morphologique analogue, et n'ont pas été comblées de la même manière ? Les vallées de la Vie et du Jaunay ont des versants un peu plus inclinés et une profondeur un peu plus grande; mais on voit sur les profils à quel point la forme d'ensemble de ces vastes dépressions est analogue, qu'elles aient conservé ou non un reste de couverture cénomanienne (29).

Ainsi, il est bien prouvé qu'au-dessous des interfluves, les dépressions axiales des trois vallées du Ligneron, de la Vie et du Jaunay avaient acquis leurs caractéristiques morphologiques avant le Cénomanien. Depuis, les retouches affectant le socle rocheux semblent négligeables; elles existent cependant, et un paragraphe leur sera consacré.

Afin de compléter l'étude de ces dépressions précénomaniennes, nous allons maintenant examiner quelques profils longitudinaux.

(29) Des sables cénomaniens peuvent exister dans le fond des vallées de la Vie et du Jaunay, mais, faute de sondages, ils n'ont pas été décelés.

B) ÉTUDE DE QUELQUES PROFILS LONGITUDINAUX

1. Profils de la vallée du Ligneron

Sur la figure 16, on a tracé cinq profils concernant la vallée du Ligneron :

— Celui du fond rocheux, aux quelques points où il est connu, sous le remblaiement cénomanien (I).

— Celui du cours actuel (selon l'axe de la vallée et non suivant les nombreux méandres de la rivière) (II).

— Celui de la surface supérieure actuelle du remblaiement cénomanien (sable ou grès) (III), sur les flancs de la vallée.

— Celui de l'interfluve de rive gauche (le tracé joint les points culminants) (IV).

— Celui de l'interfluve de rive droite (*id.*) (V).

Le cours actuel n'y figure que sur une faible partie, car, à l'W de la Mérandoire, la rivière est déviée vers le SW, probablement par suite d'une épigénie, et quitte la large vallée EW où se trouve la partie amont du cours. Entre la source et 5 m d'altitude, point à partir duquel le Ligneron arrive dans la plaine de remblaiement maritime flandrienne, la pente d'ensemble de la vallée actuelle du Ligneron, selon son axe, est de 0,16 % (fig. 42, p. 352).

Sur la figure 16, on voit immédiatement que, dans leur secteur commun, les trois premiers profils sont presque rigoureusement parallèles, avec une pente de 0,25 % (I), de 0,28 % (II) et de 0,21 % (III). La pente de la surface du remblaiement cénomanien (grès et sable) est de 0,18 %, entre Belle-Vue et le Moulin de la Motte-Foucrant. (On n'a pas utilisé la cote de la surface du Cénomanien au Grand-Pinier, là où il s'enfonce sous le marais, car cet éperon sableux est certainement très érodé).

Le fond rocheux précénomanien (I) est connu en quelques points. De la Forêt Quairy (27 m) à la Gisière (12 m), sa pente est de 0,19 % ; vers l'W, elle s'accélère fortement, vers le puits du Préneau. Mais il n'est pas certain que la Gisière se trouve au passage du *talweg* de la vallée précénomanienne du Ligneron, tandis qu'au puits du Préneau, on semble avoir atteint le fond de cette dépression (Cf. fig. 11) ; ce puits est creusé sur la lisière nord d'un marécage littoral du début du Cénomanien, où se sont accumulées des argiles noires riches en pollens (carrière de Saint-Hubert) (30).

(30) Cf. S. Durand et M. Ters (1958).

Profils longitudinaux — Vallée du Ligneron

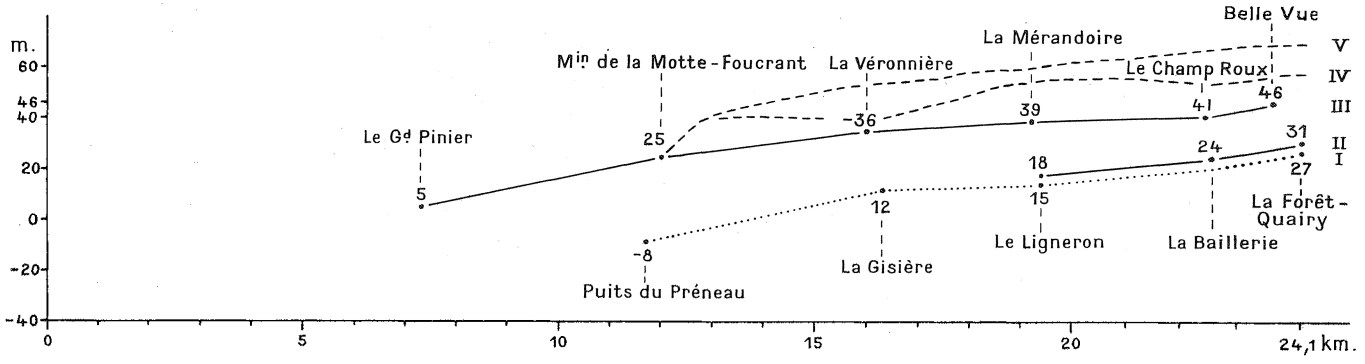


Fig. 16

I. Fond rocheux précénomanien vers le fond de la vallée (mais non le long du talweg).

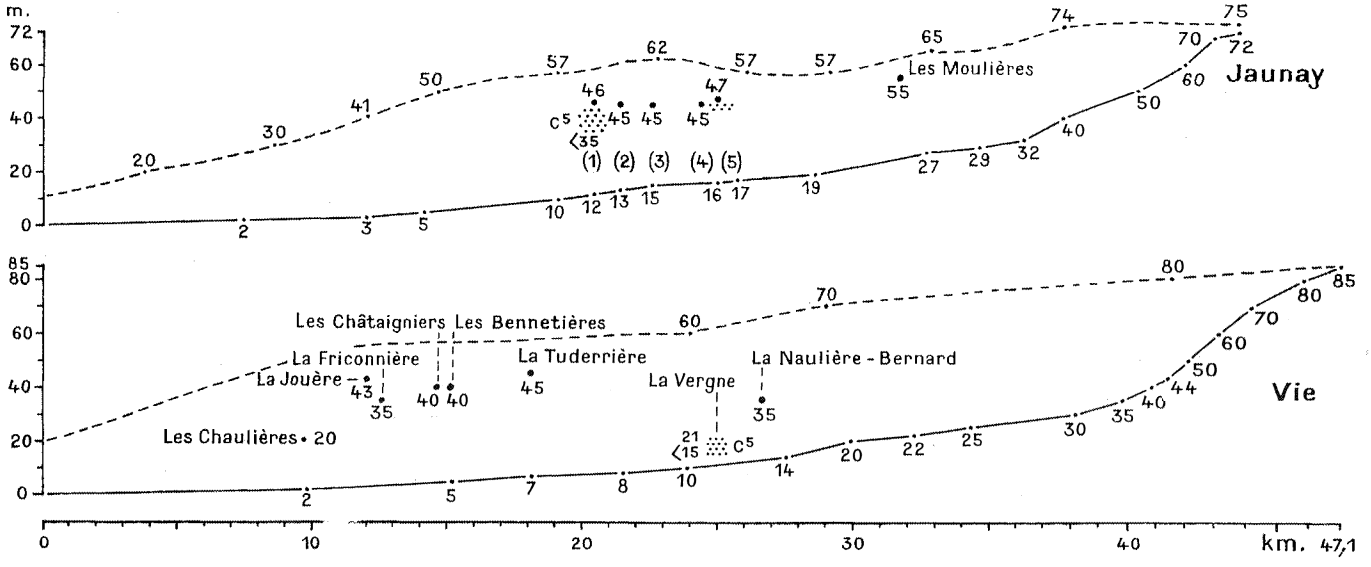
II. Talwel actuel du Ligneron (axe de la vallée).

III. Surface supérieure actuelle du remblaiement cénomanien.

IV. Points culminants de l'interfluve de rive gauche.

V. Points culminants de l'interfluve de rive droite.

Situation des sables et des grès cénomaniens, dans les vallées de la Vie et du Jaunay



1 --- Altitude maximum des interfluves (rive gauche ou rive droite).

2 • Niveau maximum actuel du cénomanien.

3 ::: (c^5) Sables et grès cénomaniens.

4 — Profil longitudinal de l'axe de la vallée.

Vallée du Jaunay :

(1) la Vignaie. (2) la Nollière.

(3) la Brunière. (4) l'Aumarière.

(5) la Ruette.

Fig. 17

Les profils des interfluves de rive gauche et de rive droite (IV et V) montrent l'encaissement actuel des dépôts cénomaniens. Ceux-ci atteignent, tout au long de la vallée, la moitié environ de la hauteur totale de la dépression, entre le fond rocheux précénomanien enseveli et la ligne de faîte de l'interfluve nord (plus élevé que l'interfluve sud).

On ne peut manquer d'observer que les points culminants du remblaiement cénomanien déterminent une surface qui descend doucement et régulièrement d'E en W, avec une pente d'ensemble de 0,25 %. Le talus occidental des interfluves, mis en relief par l'échelle, est particulièrement net. Les dépôts cénomaniens s'appuient contre lui, à l'E de Challans : *il est donc précénomanien.*

2. Profils de la vallée de la Vie (fig. 17)

Entre la source et l'altitude de 5 m, la pente d'ensemble de cette vallée, dans l'axe, est de 0,25 %. Par comparaison avec celle du talweg rocheux du Ligneron, sur le même secteur (de 27 m à 12 m), sa pente est de 0,14 % (contre 0,19 environ pour le Ligneron).

Par comparaison avec la vallée actuelle du Ligneron (entre 31 et 18 m), la pente est de 0,27 %, contre 0,28 % pour le Ligneron.

Les altitudes maximums relevées pour les grès cénomaniens apparaissent assez disparates, car ce dépôt moule effectivement une surface un peu accidentée; cette irrégularité est due aussi aux conditions de conservation des dépôts. Trois faits apparaissent très nettement sur cette figure :

L'encaissement du Cénomanien est moindre dans cette vallée que dans celle du Ligneron, ce qui tient à ce que l'interfluve qui sépare les vallées du Ligneron et du Falleron a une altitude exceptionnelle, comme il a déjà été dit, mais l'altitude maximum absolue des dépôts est très voisine dans les deux vallées (46 et 45 m). D'autre part, on est surpris de l'altitude du gisement de la Naulière-Bernard (35 m), inférieure à celle des gisements occidentaux, comme celui de la Tuderrière (45 m) et de la Jouère (43 m). L'érosion du sable et la descente possible des grès sur la pente ne sont pas les seules explications possibles, comme nous le verrons p. 139.

3. Profils de la vallée du Jaunay (fig. 17)

La pente d'ensemble de cette vallée, entre la source et l'altitude de 5 m, est de 0,22 %; entre 18 et 31 m, elle est de 0,16 %.

Des Moulières à la Nollière, la pente de la surface des grès est de 0,10 %; sur le même parcours, la pente du fond de la vallée actuelle est de 0,14 %.

Comme dans la vallée de la Vie, les sables et les grès résiduels sont situés vers le quart supérieur de la dénivellation totale, sauf à la Vignaie, où le Cénomanien fossilifère, atteint par un puits, descend à une altitude inférieure à 35 m, c'est-à-dire presque à la moitié de la hauteur totale.

4. Résultats d'ensemble

L'étude des profils longitudinaux des vallées du Ligneron, de la Vie et du Jaunay met en lumière les faits suivants :

— La vallée actuelle du Ligneron, entre la source et la Mérandoire, se présente comme une dépression orientée E-W, dont la largeur est de 3 km (pour la dépression axiale) et la profondeur de 50 m, au méridien de Saint-Christophe-du-Ligneron.

— Entre les flancs rocheux de cette vallée, la dépression a été comblée par un remblaiement marin cénomanien, dont l'épaisseur atteint 26 m au moins (sur une coupe transversale) et 3 km de largeur.

Les témoins les plus élevés sont situés vers le quart supérieur de la hauteur totale de la dépression. Ce remblaiement a été en grande partie enlevé par l'érosion et dans la vallée ainsi recreusée s'est installé, à nouveau, le Ligneron actuel, dans la partie moyenne de son cours; entre des flancs rocheux orientés E-W, la partie tout à fait supérieure de la rivière est orientée S-N et repose sur le remblaiement cénomanien et quaternaire. D'autre part, à l'aval de la Mérandoire, le Ligneron prend une direction NE-SW et quitte ainsi l'axe de la grande dépression.

Sur la partie commune de leur tracé, on constate d'étroits rapports entre le profil longitudinal du fond rocheux de la dépression précénomanienne et celui du talweg actuel, *parallèles l'un à l'autre et de pente très voisine* (0,25 % pour le premier et 0,28 % pour le deuxième). Il est évident que, sur ce secteur, le cours actuel est installé dans une dépression antérieure : *la vallée précénomanienne du Ligneron,* dont la largeur est d'ailleurs tout à fait disproportionnée à l'importance de l'écoulement actuel.

Peut-on admettre la même conclusion pour les deux autres vallées étudiées ? Ces dépressions ont la même orientation EW, une largeur et une profondeur correspondantes; elles aussi sont jalonnées par des dépôts cénomaniens, tout le long de leur cours (sauf tout à fait à l'amont) ; la seule différence est que ceux-ci ne semblent plus exister dans le fond de la vallée (peut-être faute de sondages ?), mais seulement entre la moitié et le quart supérieurs de la hauteur totale de la dépression. Il semble que le fond de celle-ci ait été évidé plus complètement dans les deux derniers cas.

S'il en est ainsi, doit-on penser qu'à la suite de ce déblaiement, les profils longitudinaux de la Vie et du Jaunay ont été très modifiés par un nouveau creusement ? Rappelons qu'entre les altitudes correspondantes de 31 à 18 m (secteur où la comparaison est possible avec le talweg précénomanien enfoui), la pente de celui-ci est de 0,25 %; celle du talweg actuel de la vallée du Ligneron est de 0,28 %, celle de la Vie est de 0,27 % et celle du Jaunay de 0,16 %.

Sur l'ensemble du parcours, de la source à 5 m, les pentes des vallées actuelles sont respectivement de 0,16 % (Ligneron), de 0,25 % (Vie), et de 0,22 % (Jaunay) (fig. 42).

Il faut tenir compte du fait que la source du Ligneron est située à une altitude presque deux fois moindre que celle des deux autres rivières, ce qui explique que sa pente soit un peu plus faible. Par ailleurs, on peut admettre que les *profils longitudinaux actuels des vallées de la Vie et du Jaunay sont tout proches, comme pour le Ligneron, de leur talweg rocheux précénomanien,* conservé par un très long enfouissement.

En conclusion, les vastes dépressions où serpentent les ruisseaux du Ligneron, de la Vie et du Jaunay ne sont autres que les larges vallées des cours d'eau précénomaniens correspondants; la dimension de ces gouttières est tout à fait disproportionnée à l'intensité de l'écoulement actuel. Larges de plusieurs kilomètres, profondes de 50 à 60 m, le haut de leurs flancs est en pente très douce; mais elles comportent une dépression axiale qui existait déjà avant le Cénomanien, et où se faufilent les ruisseaux actuels. **Le réseau hydrographique, dans cette région, a donc une très lointaine origine, et son emplacement, comme sa densité, étaient, dès le milieu du Crétacé, presque identiques à ce qu'ils sont aujourd'hui. La topographie actuelle est, dans ses grandes lignes, une topographie précénomanienne fraîchement exhumée.**

C) LE CAS DE LA VALLÉE DU LIGNERON

On vient de voir que, seule des trois vallées étudiées, celle du Ligneron semble avoir conservé des dépôts cénomaniens tout au fond de la dépression, sous le remblaiement flandrien, alors que sous la Vie et le Jaunay, ce dernier semble reposer directement sur le micaschiste.

Quelles peuvent être les causes du maintien exceptionnel des dépôts crétacés dans la vallée du Ligneron ?

Si l'on examine l'ensemble du tracé de cette rivière (fig. 10, p. 114), on voit que seul le tiers supérieur du cours suit l'axe de la très large dépression, orientée E-W qui s'étend entre les deux plateaux interfluves de la Robinière et des Habites, orientés eux aussi E-W. A partir de la Méran-

doire et jusqu'aux Guérinières, elle se dirige vers le SW, puis tourne à nouveau vers l'W, jusqu'au Gué-au-Roux; de là, elle passe, dans le marais, entre deux croupes basses de sable cénomanien, avant de rejoindre, canalisée, la rivière de Vie. Dans ces deux derniers secteurs, elle coule d'abord vers le SW, puis vers le SE. C'est seulement entre la Mérandoire et le Gué-au-Roux que la rivière s'enfonce dans le socle schisteux; à l'amont et à l'aval, son cours est établi sur le Cénomanien.

Ainsi, le Ligneron actuel accomplit les deux tiers inférieurs de son parcours dans des directions variées, après avoir quitté sa première orientation.

En revanche, la grande dépression où coulait d'abord le Ligneron se poursuit vers l'E et reste garnie de sédiments cénomaniens, entre les hauts interfluves de micaschistes, jusqu'au-delà de Palluau. Vers l'W, la direction des interfluves et celle de la vallée qui les sépare restent EW; on peut d'ailleurs repérer, vers l'axe de la dépression, des profondeurs relativement grandes : à la Gisière, le socle rocheux descend au moins à 12 m et à —8 m au Préneau; à 400 m au N de ce lieu, s'élève un talus schisteux qui atteint 10 m d'altitude (à l'Orgerie). *Il est très logique de penser que le fond enseveli de la vallée précénomanienne passe par le Préneau,* d'autant plus que ce lieu se trouve exactement dans l'axe de la vallée du haut-Ligneron actuel, entre la Boivinière et la Mérandoire (Cf. fig. 11). Il importe de savoir pourquoi le Ligneron n'a pas continué à suivre sa large vallée EW, et pourquoi cette vallée a conservé un épais remblaiement cénomanien. Examinons d'abord ce dernier problème.

Il semble que la conservation exceptionnelle des sédiments crétacés puisse être mise en rapport avec la longueur réduite de cette rivière, qui contraste avec celles de la Vie du Jaunay, et avec l'ampleur de sa vallée, la plus large de toutes. Alors que la dépression axiale précénomanienne de la Vie, vers le méridien d'Apremont, a une largeur moindre (2,6 km contre 3 km), la longueur de sa vallée est bien supérieure à celle du Ligneron (47 km contre 25), celle du Jaunay également (44 km). L'explication de ces contrastes apparaît au simple examen de la figure 10. Le cours supérieur du Ligneron s'enfonce profondément dans le sable cénomanien, tandis que le ruisseau de Saint-Paul-Mont-Penit, qui lui fait suite dans la même direction, mais en sens contraire, coule à un niveau bien plus bas. Un seuil étroit (200 m à peine), les sépare.

La pente du ruisseau de Saint-Paul est beaucoup plus forte que celle du haut-Ligneron : entre le seuil et son confluent avec la Petite-Boulogne, elle est de 0,54 % contre 0,38 % pour le Ligneron, sur un parcours équivalent.

Sur ces 5 kilomètres, la dénivellation du Ligneron est de 19 m et celle du ruisseau de Saint-Paul de 27 m.

Ce qui s'est passé apparaît ainsi clairement : la partie amont du cours du Ligneron a été capturée par cet actif affluent de la Petite-Boulogne, elle-même affluent de la Vie. Pour une raison indéterminée, la Vie avait probablement recreusé son lit beaucoup plus profondément que le Ligneron, et l'érosion remontante, transmise à ses affluents, a permis la capture. Ainsi mutilé, le Ligneron n'a pas eu la force nécessaire pour achever le déblaiement de sa vallée, tandis que le ruisseau de Saint-Paul vidait la sienne bien davantage.

La continuité entre la vallée du haut-Ligneron et celle du ruisseau de Saint-Paul est déjà attestée par celle des interfluves qui les encadrent; mais un argument supplémentaire s'y ajoute, la présence de galets roulés et de sable cénomanien riche en glauconie, vers le haut des talus de la dépression axiale, à Saint-Paul-Mont-Penit (31).

On peut maintenant se demander jusqu'où se prolongeait la vallée précénomanienne du Ligneron vers l'E. Dans la topographie, il est facile de suivre la vaste gouttière, encadrée par ses interfluves, au-delà du seuil; elle se poursuit dans la même direction jusqu'à Palluau; à partir de là, elle s'oriente vers le NE et remonte jusqu'au plateau qui culmine à 71 m, à 3 km au N des Lucs-sur-Boulogne. Elle est actuellement occupée par la Petite-Boulogne.

Si, l'on trace le profil du fond de la vallée actuelle du Ligneron sur les alluvions modernes, jusqu'à la Forêt-Quairy, puis celui du talweg du ruisseau de Saint-Paul qui lui fait suite vers l'E, dans la même direction, puis celui de la Petite-Boulogne jusqu'à sa source (fig. 42), le tracé obtenu atteint une longueur presque égale à celle du Jaunay. La longueur totale de cette vallée hypothétique du Ligneron précénomanien serait de 44,6 km et sa pente de 0,15 % contre 44 km et 0,22 % de pente pour le Jaunay, et contre 47 km et 0,25 % de pente pour la Vie. Ces rapprochements permettent de penser que cette construction, certes hypothétique, n'est cependant pas fantaisiste : *le fait morphologique majeur reste la continuité, la largeur et la longueur de ces grandes dépressions, encadrées par leurs interfluves très plats.*

Il ne faut cependant pas sous-estimer l'importance de la déviation du Ligneron, en aval de la Mérandoire. A la fin du Secondaire et au cours du Tertiaire, l'hydrographie fut complètement bouleversée à plusieurs reprises, par suite des remblaiements marins : il en fut ainsi après le Cénomanien et après l'Helvétien, tout au moins. D'abord enfoncé dans ces

(31) Les minéraux lourds de ces sables sont typiquement ceux du Cénomanien.

couvertures, le réseau hydrographique a finalement retrouvé, en partie, les vastes gouttières précénomaniennes creusées dans le socle; cependant, vers l'aval, quelques épigénies se produisirent, probablement par suite de la grande largeur du remblaiement (31 *bis*). C'est probablement à ce phénomène qu'il faut attribuer la déviation du cours inférieur du Ligneron, vers le S-W, à l'aval de la Mérandoire, ainsi que celle de la basse-Vie.

D) L'ÉPIGÉNIE DU COURS INFÉRIEUR DE LA VIE

Le bassin de la Vie forme un long rectangle orienté E-W, dont la moitié amont est située sur le massif granitique d'Aizenay-La Roche-sur-Yon; vers l'W, il est creusé dans les gneiss d'Apremont et les micaschistes de Saint-Gilles (Cf. dépliant VII, p. 297). D'amont en aval, la rivière suit trois orientations principales : de la source à Maché, le cours supérieur est dirigé E-W, dans l'ensemble, mis à part le court secteur où il longe la faille de Maché (25° E); le cours moyen est à nouveau E-W et le cours inférieur prend une direction NE-SW, de Saint-Maixent à Saint-Gilles. Quant à la large vallée creusée dans le socle, au fond de laquelle coule la rivière, elle est orientée comme les tronçons supérieur et moyen; sur ce parcours, les interfluves sont eux aussi orientés E-W, (sauf le long du secteur indiqué plus haut), et dominent le talweg de 30 à 50 m; mais en aval de Saint-Maixent, l'interfluve de rive droite s'abaisse progressivement en direction de la mer et finalement s'ennoie sous le remblaiement crétacé du bassin de Commequiers. Le cours inférieur de la Vie recoupe en biais les micaschistes de l'interfluve méridional qui sépare le bassin de la Vie de celui du Jaunay.

Pour quelles raisons la rivière a-t-elle donc été détournée, à l'aval, de la vaste gouttière précénomanienne ?

Cette déviation résulterait-elle d'une capture ? La seule rivière susceptible d'avoir attiré le cours inférieur de la Vie est le Jaunay; mais ce cours d'eau est moins important que la Vie; son bassin versant n'a que 231 km², contre 487 pour le premier; les altitudes des plateaux qui les bordent sont les mêmes et le débit des principaux drains du bassin du Jaunay est inférieur à celui de l'autre bassin; l'embouchure naturelle du Jaunay est située à 4,5 km au S de Saint-Gilles (il est actuellement canalisé) et *aucun de ses affluents n'est orienté vers le cours inférieur de la Vie;* l'éventualité d'une capture du cours inférieur de la Vie par le Jaunay ou par l'un des affluents de celui-ci est donc à rejeter.

(31 *bis*) A partir de la Mérandoire, le Ligneron est refoulé vers le flanc méridional de la vallée et contourne, au S, la nappe de cailloutis roulés cénomaniens du Château des Chênes, relativement résistante. Il n'est pas impossible que ce coude vers le SW, qui a entraîné l'épigénie, soit dû à un phénomène d'érosion différentielle, à cause de l'inégalité de nature du remblaiement, fait de sable ou de cailloutis.

N'y aurait-il pas lieu d'envisager un rapport entre cette déviation et la présence d'un remblaiement épais, dans la vallée de la Vie ?

L'abondance des sédiments cénomaniens résiduels est très inégale selon les différentes parties de la vallée : à l'amont, seuls subsistent des placages discontinus de sables et de grès (Cf. fig. 10, 15 et 17) ; les dépôts sont plus abondants vers l'aval : sur la rive gauche, à Saint-Maixent, les sables et les graviers cénomaniens atteignent encore 12 m d'épaisseur (à la carrière du Calvaire) et sur la rive droite, les calcaires de la Chaulière, superposés à des cailloutis, ont plus de 10 m.

Vers ce méridien, le déblaiement par la rivière des sédiments qui encombrent la vallée est donc loin d'être achevé. *Tous ces dépôts résiduels cénomaniens prouvent qu'au-dessous de l'altitude de 50 m au moins l'écoulement des eaux du bassin de la Vie s'est fait à la surface d'une couverture sédimentaire, depuis l'émersion turonienne et pendant la plus grande partie du Tertiaire.* Malgré cela, *c'est un fait que la dépression axiale de la vallée précénomanienne, fossilisée sous des dépôts meubles (sables et cailloutis) a été retrouvée par la rivière actuelle, depuis l'amont jusqu'à Saint-Maixent.*

Sur la figure 11 (p. 128), on voit qu'à l'aval de cette localité, entre le Pas-Opton et la Vallée, le cours actuel de la Vie est incrusté sur le bord septentrional de l'interfluve de rive gauche. Or, sous le bassin de Commequiers, le socle rocheux forme une dépression dont la profondeur atteint au moins —12 m (les puits de Villeneuve y sont creusés) ; *les profondeurs maximums se trouvent exactement dans le prolongement de la grande vallée précénomanienne de la Vie, orientée E-W* depuis Maché; cette gouttière est encadrée, au S, par l'interfluve entre les vallées de la Vie et du Jaunay (le Chêne-Tors) et au N par l'éperon de la Ville-Hervais, qui sépare celles du Ligneron et de la Vie. Cette dépression du socle, interceptée par la coupe, correspond certainement au passage de l'ancienne vallée de la Vie, encore fossilisée par le Cénomanien; sa profondeur est comparable à celle de la vallée précénomanienne du Ligneron, dont le fond descend *au moins* à —8 m, au puits du Préneau.

A Saint-Maixent, la rivière de Vie, quittant son ancienne vallée, s'enfonce dans le micaschiste, mais au Pas-Opton, son talweg rocheux se trouve à une altitude bien plus élevée que celui de la rivière précénomanienne sur le même méridien. Longtemps installée sur le remblaiement crétacé, *la rivière suit actuellement un tracé épigénique, entre Saint-Maixent et Saint-Gilles.* L'épigénie s'est-elle produite au Quaternaire, alors que des nappes alluviales très étendues encombraient la majeure partie de la vallée, jusqu'aux deux tiers de la hauteur ? (Cf. Chapitre IX). Mais les dépôts de la haute terrasse longent la Vie depuis l'amont jusqu'aux environs

de Saint-Gilles, c'est-à-dire le long du parcours épigénique NE-SW. Le phénomène étudié remonte donc au-delà du Quaternaire, et vraisemblablement à une époque où le remblaiement crétacé était beaucoup plus important qu'il ne l'est aujourd'hui.

Sa grande épaisseur (30 à 40 m sur ce méridien) entraînait un risque sérieux d'épigénie; celui-ci était encore accentué par la largeur de la vallée de la Vie, à l'aval de Saint-Maixent (sur ce méridien, l'ouverture de la dépression axiale est de 4 km), — si bien que les déplacements du cours de la rivière sur ce vaste remblaiement, tout au long du Tertiaire, pouvaient entraîner le phénomène en question. Mais on voit sur la figure 10 que la vallée n'est guère plus large à Saint-Maixent (où la Vie est déviée) qu'à Dolbeau (où elle ne l'est pas), et l'on peut se demander si une cause locale n'est pas intervenue.

Justement, immédiatement à l'W de Saint-Maixent, l'axe de la vallée précénomanienne est occupé par un faciés particulièrement résistant du Crétacé : le calcaire des Chaulières; souvent cristallin, ce noyau dur est entouré de tous côtés par des dépôts plus meubles (sables et cailloutis). Il est vraisemblable qu'il a constitué un môle de résistance, lors du déblaiement de la vallée; la rivière, trouvant un passage plus facile au S de ce môle, a été refoulée vers le flanc méridional et s'est trouvé déviée à l'aval de Saint-Maixent. Continuant à couler sur la couverture, elle aurait conservé cette orientation vers le S-W; plus tard elle se serait enfoncée sur le bord de l'interfluve de rive gauche (à la Vallée), et aurait recoupé l'extrémité occidentale du promontoire de Saint-Gilles-Sion.

Est-il possible de préciser vers quelle époque cette épigénie a pu se produire ? elle implique que le remblaiement crétacé ait encore eu une épaisseur notable et que le fond rocheux de la vallée n'ait pas encore été retrouvé, aux environs de Saint-Maixent. Si l'on considère que, dans la vallée du Ligneron, l'Helvétien du Champ-Cocu repose directement sur les micaschistes, on peut supposer que la vigoureuse érosion impliquée par ce déblaiement a été capable d'entraîner, ailleurs, l'épigénie de la Vie, à travers la couverture crétacée. Le phénomène étudié pourrait ainsi s'être produit avant la transgression helvétienne, mais aucune certitude n'est possible à ce sujet.

E) LE DOMAINE DE LA MORPHOLOGIE PRÉCÉNOMANIENNE

En dehors de ceux du Ligneron, de la Vie et du Jaunay, deux autres bassins hydrographiques renferment de nombreux témoins de la transgression cénomanienne : ceux de l'Auzance et de la Chochoire du Falleron (seulement dans la partie supérieure du cours de cette dernière). Leur étude détaillée aurait beaucoup allongé ce chapitre, déjà très étendu, et

n'aurait apporté aucun fait nouveau de portée générale, en ce qui concerne la morphologie précénomanienne; les résultats d'ensemble obtenus pour les trois bassins étudiés sont valables pour eux.

En l'absence de fossiles, on ne peut dater ni les grès de la région de Longeville, ni les sables et les cailloutis à faciès cénomanien des environs de la Roche-sur-Yon (Cf. p. 122-125); peut-être la recherche opiniâtre de microfossiles permettra-t-elle, un jour, une datation. Si le matériel sableux des grès de Longeville est bien cénomanien, la surface d'érosion qui recoupe sous un angle très faible le Bathonien de la Plaine de Longeville daterait du Crétacé et cependant serait toute proche, géométriquement, d'une surface du début du Tertiaire, sous laquelle se sont consolidés les grès. On sait déjà combien les surfaces crétacées et éocènes sont voisines l'une de l'autre, dans les grandes vallées du versant ouest.

En conclusion, la *morphologie précénomanienne étend son domaine sur l'ensemble du versant ouest, de la Chochoire du Falleron à l'Auzance;* mais il est possible que bien d'autres secteurs en aient gardé la forte empreinte. Longtemps fossilisée sous le Crétacé, puis partiellement exhumée au cours du Tertiaire et du Quaternaire, elle a été très peu retouchée, dans l'ensemble, et ses traits caractéristiques sont encore fondamentaux.

IV. — CONDITIONS DE CONSERVATION DE LA MORPHOLOGIE PRÉCÉNOMANIENNE

1. Les dépôts de couverture

La conservation de la morphologie précénomanienne tient évidemment à ce qu'elle est restée ensevelie pendant une durée fort longue. En plus des dépôts cénomaniens qui ont remblayé les vallées au moins jusqu'à l'altitude de 55-65 m, la région recèle encore quelques gisements turoniens, éocènes, helvétiens, redoniens et des nappes continentales quaternaires, qui ont pu contribuer localement à la préservation du modelé ancien.

Si l'on en juge par l'altitude et la répartition des gisements-témoins, aucune des mers correspondantes, — si ce n'est la turonienne — ne semble avoir eu une extension égale à celle de la mer cénomanienne.

a) *Le Turonien* n'est actuellement connu que dans la région de Touvois, de Commequiers et aux Raillères-de-Bois-de-Cené, sur des espaces d'ailleurs très restreints; les calcaires à Ammonites de Touvois sont situés vers 45 m d'altitude; l'écologie de ces Céphalopodes implique quelques mètres au moins de profondeur de la mer, si bien que le niveau de la surface de la mer turonienne, en ce point, dut atteindre une altitude voisine de celle de la mer cénomanienne, dont les dépôts gisent sous le Turonien.

Comme les Ammonites du calcaire de Touvois (zone à Actinocamax plenus) assignent à ce dernier un âge turonien tout à fait inférieur, il n'est pas impossible que la mer crétacée ait quitté la Vendée littorale dès cette époque.

Aujourd'hui les dépôts turoniens résiduels ne dépassent pas quelques mètres d'épaisseur. Ont-ils été plus épais ? Faisaient-ils partie d'une couverture continue, superposée au Cénomanien ? La présence des paléosols à rhizoconcrétions semble indiquer le contraire (Cf. Chap. IV, p. 172).

b) *Le Sénonien* au voisinage de la Vendée n'est connu qu'aux environs de Pornic, à 25 km au NW de la région étudiée et ne dépasse pas 25 m d'altitude.

c) *L'Eocène* comprend des dépôts marins du Lutétien supérieur (calcaires à Orbitolites complanatus), souvent emboîtés dans le Cénomanien; ils ne s'élèvent pas actuellement au-dessus de l'altitude de 21 m (32).

d) *L'Helvétien.* Les dépôts de la mer helvétienne sont-ils susceptibles d'avoir servi de couverture protectrice aux sédiments cénomaniens, et par là même, à la surface précénomanienne ? D'après les témoins actuels, il ne le semble pas; en effet, les faluns reposent presque toujours *sur le micaschiste dans des dépressions vidées de leur remplissage cénomanien.* Partout, ils restent en contre-bas de ce dernier, aussi bien dans les gisements de fond de vallée (l'Orgerie) que dans ceux de mi-flanc (le Champ-Cocu) et que dans ceux de tête de vallée (la Tournerie).

e) *Le Redonien.* Les deux seuls témoins qui soient connus dans la région étudiée restent cantonnés tout au fond de la vallée de la Petite-Boulogne et de son affluent du Pas; ils sont encaissés d'une vingtaine de mètres dans le Cénomanien et reposent sur les schistes.

f) *Des dépôts quaternaires* reposent localement sur le Cénomanien, en particulier ceux de la haute et de la basse terrasses (Cf. 1[er] profil du Ligneron, p. 123 et suivantes); mais les nappes quaternaires remanient une forte quantité de sable cénomanien, si bien que l'action de destruction quaternaire semble l'emporter de beaucoup sur l'action de protection, réalisée en quelques points seulement.

2. Les périodes de submersion

Nous venons de rechercher quels sont les dépôts susceptibles d'avoir protégé la couverture cénomanienne qui ensevelissait la vieille surface étudiée. L'érosion de cette topographie enfouie fut également impossible pendant toute la durée des submersions marines, accompagnées ou non de dépôts correspondants. Les sédiments cénomaniens durent continuer

(32) Sur l'altitude maximum probable de la mer lutétienne, cf. p. 179.

à être complètement submergés au moins pendant le début du Turonien; pendant le Lutétien, jusqu'à une altitude indéterminée, mais légèrement supérieure à 20 m; enfin, en très grande partie pendant l'Helvétien.

Au regard de la totalité des temps écoulés depuis le Turonien, ces périodes de submersion ne représentent qu'une faible durée; mais toutes nos estimations n'étant fondées que sur des témoins résiduels (comment faire autrement ?) il est possible que le Cénomanien ait été en réalité soustrait à l'érosion pendant une durée plus prolongée.

V. — LES DÉFORMATIONS DE LA SURFACE PRÉCÉNOMANIENNE

Au cours de ce chapitre, il a été fait allusion à quelques dénivellations d'origine tectonique, dont nous allons maintenant préciser l'importance.

A l'exception de la bande côtière légèrement effondrée et occupée par des marais (la Gâchère, Saint-Gilles, Marais breton), l'ensemble du territoire occupé par les bassins du Haut-Falleron, du Ligneron, de la Vie, du Jaunay et de l'Auzance paraît avoir été remarquablement stable. Une morphologie homogène, caractérisée par l'existence de vastes dépressions orientées EW et subparallèles, y est harmonieusement développée. On n'y constate guère que deux anomalies. La première concerne l'altitude maximum du Cénomanien de part et d'autre du méridien de Palluau; en effet, la surface des sables monte régulièrement de l'W vers l'E, de Challans (25 m à Montravail) à la Tercerie (63 m). Mais à l'E de ce méridien, tous les dépôts cénomaniens sont à une altitude un peu plus basse; aux environs de Legé, le gisement de la Tercerie, situé à l'W de la Logne, atteint 63 m, tandis qu'à l'E du même ruisseau, celui de la Basse-Parnière n'est qu'à 45 m et celui de Puy-Berne vers 50 m. Plus au S, le Cénomanien de Belle-Vue se trouve à 46 m, tandis qu'à l'E, celui de la Naulière-Bernard n'arrive qu'à 35 m.

Ce sont là de faibles dénivellations et il est possible qu'elles soient dues aux inégalités de l'érosion; cependant, il est remarquable qu'elles se produisent justement de part et d'autre de la grande faille ancienne de Maché-Palluau, jalonnée d'épaisses mylonites, qui en rejouant, a provoqué la formation d'un léger talus (Cf. p. 174), correspondant au bord relevé d'un bloc basculé d'E en W, et allant de Maché vers Challans. Les gisements situés à l'W de la faille semblent donc soulevés par rapport aux gisements orientaux (la Naulière). D'autre part, les interfluves EW qui séparent les bassins de l'Auzance, du Jaunay, de la Vie, du Ligneron et du Falleron sont situés à des altitudes à peu près équivalentes, comprises entre 50 et 60 m, sauf celui de la Robinière, qui culmine à 70 m; or, il se trouve justement sur le bord relevé de la faille de Maché. Un

exhaussement de 10 m environ de la lèvre ouest expliquerait à la fois cette altitude exceptionnelle et les dénivellations constatées dans l'altitude du Cénomanien. On voit que le mouvement tectonique invoqué a une très faible ampleur. Il est antérieur au Redonien.

Par ailleurs, la surface du Cénomanien descend régulièrement de l'E vers l'W avec une pente d'ensemble de 0,2 % (de Belle-Vue (46 m) à Montravail (25 m). On peut supposer que l'ensemble du versant occidental de la région s'est légèrement affaissé vers l'W; toutefois, une pente de 0,2 % paraît tout à fait normale pour une surface d'émersion, telle que la plaine de remblaiement cénomanienne.

Ces deux accidents mineurs ne nuisent guère à l'étonnante stabilité du secteur où s'étendent les vallées précénomaniennes; il n'en est pas de même pour la région située à l'W de Challans, où le calcaire éocène est découpé en blocs plus ou moins dénivelés les uns par rapport aux autres, ceux qui restent en saillie constituant les « îles » du marais breton. Toute la bande côtière, avec ses marais, est légèrement affaissée vers l'W, depuis le Gâchère au S, jusqu'à Machecoul au N. Enfin, au N du pli anticlinal de Saint-Philbert, il est possible, mais non certain, que la région du lac de Grand-Lieu soit affectée par des dislocations post-redonniennes.

C'est, en particulier, à l'absence de dislocations tectoniques importantes sur toute l'étendue des bassins ci-dessus mentionnés que l'on doit de pouvoir encore étudier, à l'heure actuelle, une morphologie où dominent les traits caractéristiques du relief précénomanien : des vallées très évasées, séparées par des interfluves très plats et à très faible pente.

VI. — RAPPORTS ENTRE LES FORMES DU RELIEF PRÉCÉNOMANIEN ET LES FORMES ACTUELLES. L'ÉVIDEMENT DES DÉPRESSIONS PRÉCÉNOMANIENNES

Actuellement, dans quels lieux précis peut-on affirmer que l'on se trouve en présence de véritables témoins de *la surface précénomanienne* ? Au sens strict du terme, celle-ci se trouve évidemment sous les sédiments de cet âge, ou juste à la périphérie des lambeaux résiduels. L'intérêt des trois vallées étudiées est d'avoir conservé de très nombreux placages de Crétacé : la surface précénomanienne reste ensevelie *au fond de la vallée* du Ligneron, aux lieux déjà indiqués. En dehors de cela, la surface la plus sûrement datable du Cénomanien est le *vaste replat* que l'on trouve vers le haut de l'entaille axiale, dans toutes les grandes vallées, et sur lequel reposent, en de si nombreux points, des sables et surtout des grès cénomaniens, dont les dalles se chiffrent par milliers. Celui qui a étudié la région mètre par mètre, ne peut douter que ces replats, situés entre 35 et 45 m dans la partie des vallées où ont été établis les quatre profils

transversaux, ne soient précénomaniens, même s'ils ne supportent plus aujourd'hui aucun dépôt, par exemple celui qui s'étend sur le granite, au S de La Chapelle-Palluau, sur le flanc sud de la vallée de la Vie : il est d'ailleurs situé dans le prolongement du replat de la Naulière-Bernard qui, lui, reste recouvert de ses grès cénomaniens fossilifères.

L'origine première de ces replats est d'ailleurs mystérieuse : s'agit-il de plates-formes d'abrasion marine cénomanienne ? s'agit-il de terrasses rocheuses d'origine fluviatile ? La rapidité de la transgression cénomanienne dans ce secteur rend la deuxième hypothèse plus vraisemblable. Rappelons que, sur ces mêmes replats, s'est largement étalée la haute terrasse quaternaire, sans les modifier sensiblement. En dehors du fond de la vallée encore ensevelie et de ces replats juste exhumés, en dehors des portions de versants et des têtes de vallons encore fossilisés sous les grès (Belle-Vue), il est évident que l'on ne peut avoir vraiment affaire à l'authentique « surface précénomanienne »; c'est pourquoi il semble bien préférable de parler des « formes du relief » de cette période : elles sont avant tout caractérisées par les dépressions si étonnamment vastes et peu profondes, dont l'âge est bien établi par les dépôts qui les fossilisent localement et on permis leur conservation. La multiplicité des témoins crétacés prouve que leur longueur, leur largeur, leur profondeur, leurs pentes transversales et longitudinales actuelles sont très proches de celles qu'elles avaient lors de l'ensevelissement.

Dans la vallée du Ligneron, là où le cours actuel est encore établi dans le Cénomanien, les retouches apportées à la morphologie précénomaniennent concernent seulement le modelé des interfluves; la question a été étudiée lors de la description du premier profil transversal de la vallée; notre conclusion a été que sur le haut des versants, une épaisseur de quelques mètres avait dû être arrachée au micaschiste, étant donnée la masse des cailloutis locaux formant la base de la haute terrasse quaternaire, et qui en provient directement.

Dans les vallées de la Vie et du Jaunay, il ne semble plus exister de Cénomanien tout au fond de la dépression, sous le remblaiement flandrien, mais seulement sur le bas des flancs (gisements de la Vergne) et surtout sur les replats de haut de versant. Et, cependant, ces vallées ne paraissent pas s'être développées beaucoup depuis leur exhumation : leur entaille axiale est moins large que celle du Ligneron (1,2 et 2 km, contre 3) ; leur profondeur totale, sur une partie correspondante de leur cours, est plus forte pour la Vie et le Jaunay que pour le Ligneron (dépl. VI) (44 m), ce qui est normal puisque le fond de cette dernière vallée est encore encombré de Cénomanien. Mais, sur le dépliant V, elle est de 50 m, c'est-à-dire intermédiaire entre celle du Jaunay (47 m) et de la Vie (56 m). La

pente des profils longitudinaux des trois rivières est très voisine, entre la source et l'altitude de 5 m (puisqu'elle est de 0,16 % pour le Ligneron, de 0,25 % pour la Vie et de 0,22 % pour le Jaunay). Mais on a déjà remarqué que la source du Ligneron est située à une altitude inférieure à celle des autres rivières (à cause de la capture de son cours supérieur), ce qui explique que la pente moyenne soit plus faible.

Les pentes transversales de ces deux vallées, selon les tracés correspondants, sont tout à fait comparables à celle du Ligneron, en ce qui concerne le secteur supérieur (du sommet de l'interfluve à son rebord inférieur), mais plus fortes sur le secteur inférieur (du rebord inférieur de l'interfluve au talweg) : en effet, elles sont de 2,6 à 4,2 % pour le Jaunay, de 3,5 à 5 % pour la Vie et ne sont que de 1,1 à 2,6 % pour le Ligneron (fig. 15).

On constate donc une accélération de la pente transversale dans les vallées de la Vie et du Jaunay. Mais comment faire la part exacte de ce qui revient simplement à l'ablation du sable cénomanien et de ce qui résulte de l'érosion de la partie rocheuse des flancs ?

En conclusion, les deux vallées en question se distinguent de celle du Ligneron par les traits suivants : un évidement presque complet du remblaiement cénomanien; un léger creusement possible, le long du talweg; une légère accélération de la pente transversale, sur les flancs de la dépression axiale. Tous ces traits sont valables dans les parties haute et moyenne du cours.

Mais l'étude des profils transversaux montre que, plus près de la côte, les versants sont beaucoup plus raides; de nombreux petits ravins — secs actuellement — griffent les flancs des vallées principales; ces phénomènes sont directement en rapport avec l'abaissement du talweg, à l'aval, et par conséquent avec des descentes du niveau de base. A quel moment ont pu se produire ces manifestations d'une érosion vigoureuse ? Certainement au Quaternaire, pendant les phases de régression glacio-eustatique; mais peut-être des actions érosives intenses avaient-elles eu lieu, bien avant déjà. De ce point de vue, un fait important est le suivant : les argiles redoniennes de Palluau reposent tout au fond de la vallée actuelle de la Petite-Boulogne, et il faut des puits pour les atteindre et pour parvenir jusqu'au socle; de même, le gisement redonien du Pas (à 2 km au NW de Palluau) n'est atteint que par des puits, au-dessous de 4 à 6 m de remblaiement quaternaire.

Avant le Redonien, les vallées principales et les vallées secondaires de la région de Palluau avaient donc une profondeur supérieure à celle des vallées actuelles; la mer redonienne y a pénétré et en a remblayé le fond.

On peut être tenté d'attribuer à la régression pontienne (entre le Miocène et le Pliocène) l'importante vague d'érosion régressive préalable qui a permis la pénétration de la mer pliocène jusqu'à Palluau.

Mais il ne faut pas oublier que les gisements miocènes de la région de La Chapelle-Hermier (la Tournerie, le Bois-Hermier et la Tesserie) jalonnent, eux aussi, la partie amont d'une vallée encore ensevelie, dans le prolongement du cours du Guy-Gorand : la vallée préhelvétienne ensevelie était donc plus profonde que la vallée actuelle et l'érosion a pu être déjà très active alors.

Ainsi, *par leur ampleur — ou par leur durée — les régressions préhelvétienne et préredonnienne semblent avoir été plus importantes que les régressions quaternaires, en ce qui concerne la vigueur de l'érosion.*

Les couvertures sédimentaires reposant sur le socle de micaschiste furent évidemment érodées pendant toutes les phases d'émersion, mais avec une intensité plus ou moins forte; les principales périodes d'érosion semblent avoir été la régression préhelvétienne et la régression pontienne, en raison de la profondeur relativement grande à laquelle se trouvent les dépôts miocènes et pliocènes.

Quant au mécanisme de l'évidement et aux conditions de résurrection du réseau hydrographique précénomamien, ils sont valables aussi bien pour les vallées préliasiques, prééocènes, préhelvétiennes et préredoniennes; c'est pourquoi nous traiterons cette question dans son ensemble (chapitre VIII, p. 220).

VII. — MORPHOLOGIE PRÉCÉNOMANIENNE ET MORPHOLOGIE PRÉLIASIQUE

Au SE de la Mothe-Achard, un témoin important de la surface posthercynienne subsiste sous la forme d'un plateau tout dentelé sur les bords, mais continu et d'altitude comprise entre 70 et 79 m; il culmine à la Lande Saint-Jean (75 m), à la Boissière-des-Landes (79 m), à Saint-Flaive-des-Loups (74 m) et sert de ligne de faîte entre les bassins de l'Auzance, du Troussepoil et de l'Yon (dépliant IV).

Au S, autour de la Lande Saint-Jean, il supporte encore des lambeaux-témoins de Lias moyen (la Mancelière, la Coradouaire), **en position horizontale** *et fait donc indiscutablement partie de la surface préliasique*, tandis qu'au NW on ne trouve plus de témoins de cet âge.

Or, à partir de ce plateau, les vallées qui descendent vers le S renferment de nombreux témoins de Lias, situés aussi bien sur les interfluves que sur les flancs des vallées : ils fossilisent le réseau hydrographique

préliasique (vallée du Troussepoil) tandis que les vallées qui descendent vers le NW (de Sainte-Flaive vers la Mothe-Achard) sont encore garnies de sables cénomaniens (les Louvernières, la Lézardière). Au voisinage, les vallées et les plateaux des environs de la Mothe-Achard sont abondamment pourvus de dépôts de cet âge, sous forme de sables ou de grès (la Boule, les Aigrefeuilles, les Moulières). Dans ce secteur, *la vallée de l'Auzance et celles de ses affluents sont donc des témoins de la morphologie précénomanienne.*

Ainsi *l'interfluve de 70-79 m est commun à la surface préliasique qui s'étend au S et à la surface précénomanienne qui s'étend au N.* La ligne suivant laquelle ces deux surfaces fossiles se recoupent passerait-elle par cet interfluve ?

Afin de comparer la morphologie propre à chacune d'elles, j'ai utilisé deux séries de procédés : d'abord l'analyse hypsométrique : d'après le planimétrage et les calculs effectués, l'érosion préliasique aurait été de 12 à 18 % contre 31 à 38 % pour l'érosion précénomanienne dans ces bassins hydrographiques contigus (Cf. p. 334). Mais ces résultats ne sont évidemment pas comparables, car les indices d'érosion des bassins du Payré et du ruisseau de Jard ne concernent que leur partie tout à fait amont, tandis que sur le versant ouest, ils sont relatifs aux bassins tout entiers. Leur comparaison ne serait valable que pour un secteur rigoureusement correspondant.

C'est pourquoi j'ai essayé de comparer ces deux morphologies fraîchement exhumées d'une autre manière, en établissant un parallèle entre certaines caractéristiques numériques des vallées, sur des longueurs correspondantes. La vallée du Troussepoil ayant conservé des témoins liasiques importants à 3 km (les Forêts) et à 6,5 km (Templerie) de la source, ces distances repères ont servi à comparer le cours supérieur du Troussepoil à ceux de l'Auzance, de la Vie et du Jaunay, où les dépôts fossilisants sont cénomaniens.

On a recherché quelles étaient, pour ces 4 vallées, quelques valeurs significatives :

1. Dénivellation totale, de la source aux points indiqués.
2. Pente longitudinale du talweg, entre les mêmes points.
3. Encaissement du talweg, entre les interfluves, au droit des points indiqués.
4. Largeur maximum des vallées, entre le sommet des interfluves et le talweg, au droit des mêmes points.

	Trousse-poil	Jaunay	Vie	Auzance
1 — Dénivellation totale.				
de la source à 3 km	18 m	17	10	22
de la source à 6,5 km	49 m	37	45	34
2 — Pente longitudinale du talweg.				
de la source à 3 km	0,60 %	0,56	0,33	0,73
de la source à 6,5 km	0,75 %	0,58	0,69	0,52
3 — Encaissement du talweg entre le sommet des interfluves.				
à 3 km	13 m	12	12	20
à 6,5 km	24 m	25	32	27
4 — Largeur maximum de la vallée, entre le sommet des interfluves et le talweg.				
à 3 km	3,8 km	1,6	3,8	2,4
à 6,5 km	4 km	2	4,5	2,8

On voit que, pour la vallée préliasique du Troussepoil :

1. La valeur de la dénivellation totale est comprise entre celles du Jaunay et de l'Auzance, pour la première distance, et légèrement supérieure à toutes les autres pour la deuxième.
2. La pente longitudinale est également comprise entre celles du Jaunay et de l'Auzance, pour la première distance et légèrement supérieure à toutes les autres, pour la deuxième.
3. L'encaissement du talweg est presque identique à celui de la Vie et du Jaunay et légèrement inférieur à celui de l'Auzance, pour les deux distances.
4. La largeur maximum de la vallée est identique à celle de la Vie, et légèrement supérieure à celles de l'Auzance et du Jaunay.

Il est remarquable que *les valeurs relatives à la vallée préliasique soient toujours comprises entre celles qui concernent les vallées précénomaniennes :* dans l'ensemble, ces résultats sont du même ordre de grandeur et correspondent à une évolution morphologique quantitativement analogue.

Cependant, de nombreux facteurs d'irrégularité existaient : le massif d'Avrillé a une pente anormalement forte, à cause des gradins d'origine tectonique qui l'abaissent vers le S : ces phénomènes affectent nécessairement les deux premières séries de calculs. D'autre part, l'altitude de la source de ces quatre rivières n'est pas exactement la même et leurs longueurs sont variées (Cf. p. 333).

Malgré ces bases de départ légèrement disparates, il nous semble que les résultats de ces comparaisons sont dignes d'être mentionnés.

VIII. — CONCLUSIONS

Sur le versant occidental de la Vendée littorale, subsistent de très nombreuses preuves de la transgression cénomanienne; elle s'est avancée sur une surface déjà très évoluée, occupée par les bassins hydrographiques de la Chochoire du Falleron, du Ligneron, de la Vie, du Jaunay et de l'Auzance. Ces dépôts témoins attestent l'ancienneté des formes d'ensemble et la permanence du réseau des vallées, creusées dans le socle et retrouvées après le déblaiement de la couverture, surtout sableuse. Dans leur partie moyenne, ces vallées principales atteignaient une largeur de 6 à 7 km, du sommet d'un interfluve à l'autre; toutes comportaient déjà, comme aujourd'hui, une dépression axiale, large de 1,2 à 3 km; leur profondeur maximum était de 47 à 56 m, dans la partie indiquée, et leur pente longitudinale moyenne était comprise entre 0,16 et 0,22 %.

Cet ensemble de caractéristiques morphologiques est encore celui des vallées indiquées, où les rivières actuelles ne sont que l'occupant occasionnel. Fossilisé par les dépôts cénomaniens jusqu'à l'altitude de 65 m *au moins,* le système des vallées du versant ouest resta enseveli pendant une très longue durée; mais le travail des rivières, enfoncées dans la couverture, aboutit finalement à l'évidement de ces dépressions. Les périodes de décapage rapide semblent avoir été les régressions préhelvétienne et prépliocène, — sans préjudice de l'effet des régressions quaternaires; dans la vallée du Ligneron, une quantité exceptionnelle de Cénomanien s'est trouvée conservée, grâce à la capture du cours moyen de cette rivière par un affluent de la Vie. Le petit nombre des épigénies constatées est un fait très remarquable.

La comparaison de l'ampleur des érosions précénomanienne et préliasique apporte de nouvelles lumières sur l'ancienneté réelle de ce relief : pour des bassins contigus, de part et d'autre d'un interfluve commun, l'importance du creusement est du même ordre de grandeur, dans une vallée préliasique, jalonnée par des dépôts charmouthiens, et dans trois vallées précénomaniennes, jalonnées par des témoins de cet âge. Les dépressions fossilisées sous le Cénomanien paraissent donc résulter d'une très vieille évolution morphologique; il n'est pas impossible qu'elle soit beaucoup plus compliquée que celle qui nous est suggérée par les dépôts résiduels; elle semble avoir été la suivante : une morphologie préliasique a été fossilisée, puis exhumée au cours de la fin du Jurassique et au Crétacé inférieur; à nouveau ensevelie sous le Cénomanien, elle est de nouveau exhumée. Ainsi, *l'essentiel du creusement précénomanien des vallées daterait, en réalité, du début du Secondaire.*

Le relief très peu accentué et les formes très douces de la surface du terrain résultent donc d'un lointain héritage : une forte érosion n'a

pu s'exercer dans cette région presque constamment située à une altitude absolue probablement inférieure à une centaine de mètres. De plus, depuis la fin du Trias, la Vendée littorale a évolué sous des climats qui, dans l'ensemble, étaient particulièrement défavorables à l'érosion mécanique : les paléosols préliasiques et précénomaniens, riches en kaolinite (33), apportent la preuve de longues périodes de climat tropical humide, au cours desquelles la surface du sol, couverte de forêts, ne subissait qu'une très lente érosion chimique.

Faiblesse de l'altitude et du relief, influences climatiques favorables à une très lente évolution, tout a contribué au façonnement de ce réseau de vallées très larges et peu profondes, aux pentes fort douces, qui caractérise les calmes paysages de la Vendée littorale.

(33) Cf. p. 91 et 114.

CHAPITRE IV

UN PALÉO-SOL DE LA FIN DU CRÉTACÉ

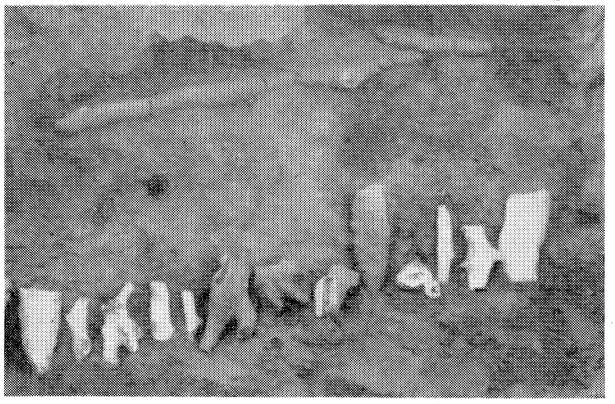
Dans le golfe de Challans-Soullans-Commequiers, on trouve, à la partie supérieure des sables jaunes (généralement sur 0,5 à 0,8 m d'épaisseur), de très nombreuses concrétions gréseuses, appelées dans le pays « pierres cornues » (1). On en trouve également aux environs du Cargnon.

J'ai eu la chance d'en trouver, en place, de particulièrement grandes (jusqu'à 1 m de long) (photos 24-25). Elles se présentent sous la forme d'un manchon de forme cylindrique ou elliptique : la cavité interne renferme un tube plein, de section arrondie; les grosses concrétions de forme aplatie dont le diamètre atteint 15 cm ont des parois plus épaisses dans le sens parallèle à l'aplatissement. Leur aspect fourchu, les branches secondaires qui prennent naissance sur la tige principale ne peuvent correspondre qu'à une origine végétale : ce sont des *rhizoconcrétions*. (Cette interprétation m'a été aimablement suggérée par M. Aubert, Directeur du Laboratoire à l'Institut d'Études et de Recherches tropicales, à Bondy; par M. Boureau, Sous-Directeur au Muséum d'Histoire Naturelle, et par M. Roger, Directeur du Service d'Information Géologique du BRGM. (1 bis.)

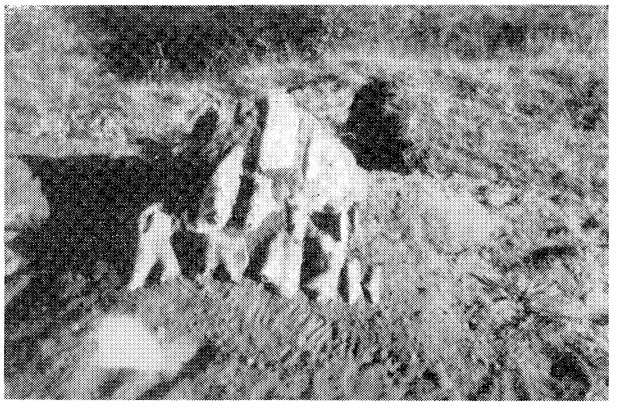
D'après M. Boureau, la présence du tube central pourrait s'expliquer ainsi : ces racines auraient été pourvues d'une écorce assez épaisse qui, après la mort de la plante, se serait décomposée la première; le sable encaissant aurait peu à peu glissé dans les vides ainsi créés, puis aurait été cimenté par de la silice colloïdale; on sait qu'en climat tropical, celle-ci existe, à l'état de pseudo-solution, dans les sols neutres ou basiques; les racines en décomposition, en rendant le sol plus acide, ont pu favoriser la précipitation de la silice; ainsi, à la place de l'écorce, disparue la première, aurait pris naissance le manchon extérieur, constitué de sable fortement cimenté de calcédoine. Il en a sans doute été de même pour la partie

(1) BEAUDOUIN les a interprétées comme des polypiers.
(1 *bis*) 74, rue de la Fédération, Paris.

centrale de la racine, le « cœur », qui serait représentée par le tube plein axial. La partie intermédiaire, ligneuse, se serait décomposée plus tardivement, et le vide ainsi créé, emprisonné entre deux parois de grès, n'aurait pu être comblé. En lame mince, on voit que les grains de quartz du sable sont auréolés de fibres de calcédoine, implantés perpendiculairement à la surface des grains; il reste souvent des vides entre ces derniers : le remplissage des cavités laissées par la racine disparue a donc été fait à la fois par le sable encaissant et par les solutions silicieuses, puisque la part du ciment est aussi importante.



24. — Rhizoconcrétion presque horizontale, en place, dans le sable cénomanien. Longueur 1 m. 12 Le Grand Village. Commequiers.



25. — Rhizoconcrétions. Le Grand Village. On voit les bifurcations des racines, les tiges secondaires, les cylindres centraux et les parois épaissies.

Cliché Photo-Marais. Challans.

A quelle date ont pu se former ces rhizoconcrétions ? Il semble qu'une végétation aussi dense et comportant des racines de cette taille n'a pu prospérer qu'après le retrait de la mer cénomano-turonienne, ou sous une très faible épaisseur d'eau, par exemple dans la mangrove. Le phénomène

de silicifications implique un climat suffisamment chaud, auquel répond aussi bien celui du Crétacé supérieur que celui de l'Éocène (2).

A la Vérie, l'un des puits du Service d'eau a traversé 2 m de calcaire lutétien avant de toucher le sable cénomanien : or, celui-ci renferme des rhizoconcrétions; leur date de formation est ainsi limitée entre la fin du Turonien, — au moment où ce bassin fut aux confins de la terre et de la mer en régression —, et le début du Lutétien moyen. D'autre part, j'ai trouvé, au Grand-Village, une grosse rhizoconcrétion dont un des flancs portait l'empreinte d'un oursin : la pression exercée par cette coquille avait déformé l'épaisse paroi en y faisant un creux sensible : il est donc certain que lors de la cimentation, les coquilles d'oursins, maintenant disparues par décalcification, existaient encore. Or, nous avons reconnu l'existence d'une grande phase de décalcification post-sénonienne et préeocène (3). Enfin les rhizoconcrétions sont antérieures à la formation des grès que l'on trouve en si grande abondance à la partie supérieure des sables cénomaniens, car elles y sont localement incluses (la Neuville, la Tercerie). Près du Cargnon, des rhizoconcrétions disposées en tous sens sont coincées dans le grès.

Quels que soient l'âge et le mécanisme de formation exacts de ces rhizoconcrétions, leur intérêt paléogéographique est très grand, car elles apportent la preuve que la surface plane où elles se trouvent représente bien un paléo-sol, probablement lagunaire, formé à la surface du Cénomanien : *nous avons ainsi le témoin, parfaitement conservé, d'une surface qui fut couverte de végétation à la fin du Crétacé.*

(2) Au Crétacé supérieur, le climat est resté tropical. Les Spongiaires du Sénonien, que l'on trouve en Loire-Inférieure et en Anjou, ont pour représentants actuels des formes vivant dans la mer des Caraïbes, dans les mers de Chine et au voisinage des mers de la Sonde. D'après G. Delpey (1939), « presque tous les genres fossiles du Crétacé supérieur des Charentes sont actuellement représentés dans les mers chaudes, souvent dans les récifs; nombre de groupes éteints (Rudistes, Nérinées) sont considérés comme ayant vécu dans un milieu récifal ou subrécifal ».

(3) Elle s'est produite *avant le début de l'Eocène*, puisque les argiles paléocènes de Noirmoutier, étudiées par S. Durand (1957 a) renferment des orbicules remaniés, débris silicifiés de coquilles cénomaniennes (cf. p. 118).

CHAPITRE V

LES SURFACES ÉOGÈNES EN VENDÉE LITTORALE

L'importance accordée à la surface éogène dans certaines parties de la France et en particulier dans une région voisine, la Bretagne, conduit à rechercher dans quelle mesure des témoins de cette surface subsistent en Vendée littorale et s'ils ont bien la vaste répartition que leur a donnée J.-M. Bourdeau dans plusieurs de ses écrits (Cf. J.-M. Bourdeau, 1938 à 1942).

Nous étudierons successivement : 1. La répartition et les faciès du Lutétien; 2. Le relief prélutétien de la Vendée occidentale; 3. La valeur des grès siliceux pour l'interprétation et la datation du relief; 4. La signification des restes de cuirasse ferrugineuse; 5. L'intérêt morphologique des calcaires lutétiens meuliérisés et de certains dépôts siliceux.

Nous essaierons de saisir la complexité des événements qui, sous des climats changeants, ont commandé l'évolution morphologique pendant la période éogène et nous évaluerons l'importance des traces que cette période a laissées dans le modelé actuel du terrain.

I. — LES DÉPOTS MARINS ÉOCÈNES, EN VENDÉE LITTORALE ET EN LOIRE ATLANTIQUE

(Dépliant IV, p. 51 et fig. 18)

Entre le retrait de la mer turonienne et l'arrivée de la mer lutétienne, la Vendée littorale connut une longue phase d'évolution continentale, sous climat tropical. **Lors de l'émersion turonienne, toute la région constituait une vaste plaine de remblaiement sableuse, entre la ligne de rivage actuelle et l'altitude de 65 m, — peut-être même de 80 m** (Cf. p. 125). Dans ce dernier cas, la largeur de cette monotone étendue aurait atteint 45 km au moins, d'E en W. Les restes de paléo-sols des environs de Challans et de Soullans prouvent qu'elle fut, momentanément au moins, couverte de végétation. Pendant cette longue période, la mer ne dut pas s'éloigner

Les dépôts éocènes en Vendée Littorale

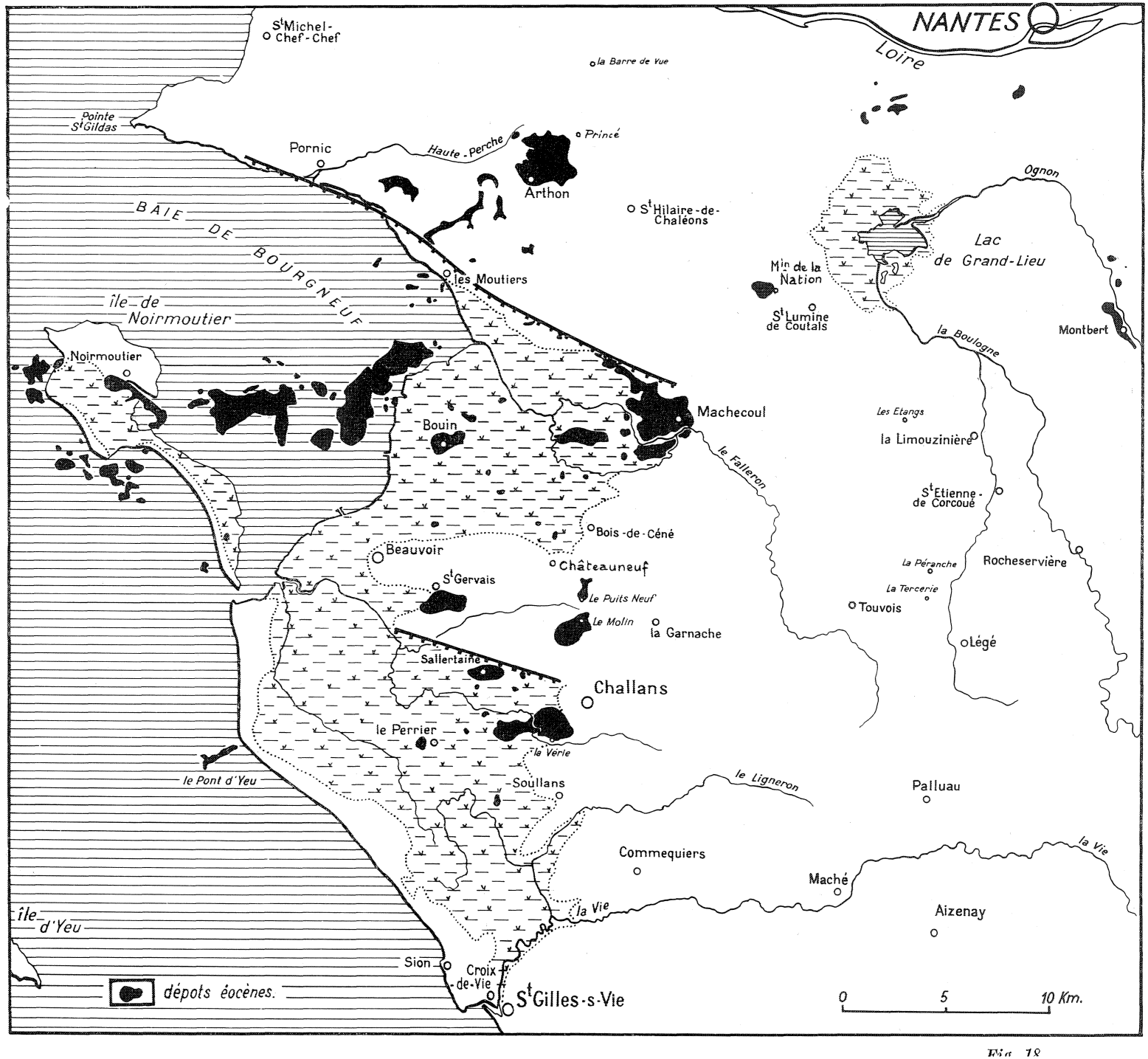


Fig. 18

beaucoup : en effet, des dépôts de la fin du Crétacé (Sénonien) existent en Loire Atlantique, aux environs de Pornic; les silex de cet étage sont très abondants entre Machecoul et la Limouzinière, ainsi qu'à l'E du Lac de Grandlieu. *Dès l'Yprésien*, la mer atteignait les rivages de Port-Louis et de Quiberon, dans le Morbihan (1). A Noirmoutier, les argiles noires découvertes par S. Durand sous les grès à Sabalites appartiennent au Paléocène (S. Durand, 1957 *a*). Cette proximité constante du niveau de base marin eut d'importantes conséquences au point de vue de l'évolution géomorphologique de la région : **l'altitude absolue resta constamment très faible,** probablement inférieure à une centaine de mètres, à l'W du méridien de La Roche-sur-Yon, la pente moyenne ne dépassant pas 0,1 à 0,2 %, d'E en W, le long du versant occidental.

Au Lutétien inférieur, la mer, venue du S, envahit une partie de la bordure côtière; les principaux golfes éocènes sont ceux des Moutiers en Retz-Arthon, de Machecoul et de Challans (1 *a*). Le Lutétien, qui émerge en îlots du Marais de Monts, paraît en tapisser le fond d'une manière presque continue. Il affleure au Pont d'Yeu et entoure l'île de Noirmoutier.

Ses dépôts consistent en cailloutis, en sables, en calcaires sableux et en calcaires massifs. Des cailloutis de quartz, tout à fait anguleux, existent dans le bassin de Machecoul, ainsi qu'à Puits-Neuf (à 6,5 km au N de Challans), où ils sont recouverts par des sables fossilifères, mélangés à des granules calcaires; on y trouve Ostrea multicostata Deshayes, du Lutétien inférieur et moyen. On observe souvent un passage latéral entre ce sable et un faciès de grès calcaire (Sallertaine, Machecoul); vers la surface, le sable est localement cimenté, sur 0,5 à 1 m d'épaisseur, en grès siliceux (Puits-Neuf, Sallertaine). Au Molin (à 1,5 km au N de Challans), le Lutétien inférieur comprend, de la base au sommet, des grès à ciment calcaire, épais de 3 à 4 m, assez riches en fossiles, puis 5 à 6 m de couches hétérogènes : des calcaires spathiques en rognons, en lentilles ou en bancs d'épaisseur inégale (1 à 20 cm) laissant entre eux des cavités remplies de sable fin, très bien classé et glauconieux. De gros nodules d'aragonite, à structure radiée, y sont coincés. Les calcaires spathiques, essentiellement formés par des Milioles, renferment Orbitolites complanatus (1 b). L'abondance des Arénacés implique un dépôt peu profond; le faciès est le même que celui du calcaire lutétien de Blaye (1 c). L'épaisseur totale de l'Éocène du Molin est de 10 m environ.

Au SW de Challans, vers le Perrier, on observe une alternance de sable très fin et de bancs de calcaire spathique; ce dernier faciès existe seul à la Vérie (1 d).

Les rapports du Lutétien et du Cénomanien sont les suivants, dans le golfe de Challans-Commequiers : au Molin, le Lutétien inférieur, qui atteint

(1) Cf. L. Dangeard (1924 *a* et *b*, 1925, 1927), R. Abrard (1941) et S. Durand (1956).

(1 *a*) Le Lutétien de cette région a été étudié par L. Vasseur (1881), G. Ferronnière (1911 *d*), R. Abrard (1925 et 1948), S. Durand (1957).

(1 *b*) Cette nummulite n'apparaît que plus tard dans le Bassin de Paris, au Lutétien supérieur (Cf. R. Abrard, 1948).

(1 *c*) Je renouvelle à M. Boulanger mes remerciements pour ses déterminations.

(1 *d*) *Note ajoutée pendant l'impression.* Un inventaire de la faune du Lutétien dans les bassins de Machecoul et de Challans a été fait par S. Durand, dans sa thèse : Le Tertiaire de Bretagne. *Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne,* Rennes, 1960.

21 m, recouvre le sable cénomanien; à peu de distance, le Cénomanien du Cargnon culmine à 25 m : *l'Éocène est donc emboîté dans le Cénomanien;* ce dernier s'appuie contre le talus de micaschiste de La Garnache, qui s'élève à 40 m (Cf. fig. 10, p. 116). Vers le méridien de Challans, l'Éocène marin repose dans une dépression creusée dans le Cénomanien et le recouvre (la Vérie). Vers l'W, il s'étend sur les argiles et les sables cénomaniens qui tapissent, au moins localement, la dépression du Marais de Monts (Sallertaine).

Comparés aux sables cénomaniens, — et mis à part le cailloutis de base du Puits-Neuf —, les sédiments éocènes sont généralement plus fins, et toujours associés à des rognons, à des concrétions, à des granules calcaires, tandis que les sables crétacés de la région sont purement siliceux, ayant été décalcifiés entre le Cénomanien et le Paléocène (Cf. p. 118). Mais cette différence ne doit pas être attribuée à la seule décalcification : la sédimentation calcaire a été certainement beaucoup plus développée à l'Eocène qu'au Crétacé, dans ce secteur.

D'après les témoins actuels, la transgression éocène paraît avoir atteint un niveau très inférieur à celui de la transgression cénomanienne, qui monta au moins à 65 m en Vendée (et peut-être à 80 m). Le Lutétien culmine à 16 m à Machecoul, 15 m à Arthon, 21 m au Molin; il est plus élevé au Moulin de la Nation (34 m), sur le bord sud-ouest du lac de Grand-Lieu; mais aucun gisement de sable ou de calcaire susceptible d'être attribué en toute certitude à l'Éocène ne dépasse 35 m d'altitude, en Vendée ou à ses confins (1 *e*) ; ainsi *l'altitude maximum des témoins résiduels du Lutétien reste très inférieure à celle des témoins cénomaniens fossilifères.*

(1 *e*) *Note ajoutée pendant l'impression.* Aux confins de la Loire-Atlantique et de la Vendée, des placages de sable et de grès, *culminant à 57 m,* sont notés comme « grès éocènes » sur la feuille de Nantes (2e éd.), sans aucune preuve paléontologique. Cette attribution, concernant les sables de la Péranche (à 5 km au NW de Legé), a été conservée par S. Durand et Y. Milon (Relations des sédimentations crétacées et tertiaires en Bretagne. C.R. Congrès des Soc. Sav., Dijon, 1959, p. 155-156). Au contraire, mes propres études sur le terrain, poursuivies durant des années, en Vendée, m'ont amenée à la conviction que les sables de la Péranche étaient un dépôt cénomanien. En effet, les sables fins du sommet de la butte, cimentés en grès, reposent en continuité sur des sables plus grossiers, de l'argile et du gravillon quartzeux, dont les faciès sont typiquement cénomaniens (sondage fait par M. Ters, à 5,5 m de profondeur). De plus, la butte de la Péranche (57 m) se rattache dans l'espace à la butte de la Tercerie (60 m), *distante de 1,5 km seulement* et où l'on observe les mêmes faciès; *Wallerant y a découvert une riche faune cénomanienne* (Cf. Légende de la feuille de Palluau, 1re éd.); des argiles grises à Exogyra Columba Goldfuss affleurent encore actuellement. De plus, la granulométrie, la morphoscopie et les minéraux lourds de certains bancs sableux sont exactement les mêmes dans les deux gisements, ce qui appuie encore l'interprétation proposée (Cf. M. Ters, Le Crétacé de Vendée occidentale. Etude paléontologique, sédimentologique et paléogéographique. C.R. Congrès Soc. Sav., Dijon, 1959, p. 691-692).

L'attribution du gisement de la Péranche à l'Éocène marin a été maintenue par Mlle S. Durand dans sa Thèse : le Tertiaire de Bretagne, p. 96-97. Les arguments avancés en faveur de cette opinion sont les suivants : 1. les sables de la Péranche renferment des orbicules et des débris de fossiles silicifiés cénomaniens remaniés; 2. leur densité est la même que dans les sables éocènes de Noirmoutier et d'Arthon et moindre que dans les sables cénomaniens de la Jariette (*situés à 20 km au SW* de la Péranche); 3. les sables de la Péranche sont plus usés que ceux de la Jariette; 4. les minéraux lourds sont les mêmes que ceux de la Jariette, mais les minéraux titanés sont abondants, comme à Noirmoutier.

Malgré l'absence de fossiles éocènes, S. Durand conclut que « la situation du gisement entre

Après le Lutétien, aucun dépôt marin éocène n'est connu en Vendée continentale. A Noirmoutier, au-dessus des argiles noires dans lesquelles S. Durand a trouvé une riche flore paléocène (S. Durand, 1957 *a*), les sables à stratification entrecroisée et les grès du Bois de la Chaize sont d'âge éocène, sans que l'on puisse préciser davantage : la flore de ces grès, à Sabalites Andegavensis, a été mise en parallèle avec celle des grès de Beauchamp, datant du Bartonien (Crié, 1881).

II. — LE RELIEF PRÉLUTÉTIEN, LE LONG DE LA BANDE COTIÈRE, ENTRE LA POINTE SAINT-GILDAS ET SION SUR L'OCÉAN

(Dépliant IV, p. 51 et fig. 18)

La description de la plate-forme ancienne, faite au Chapitre I de la Deuxième Partie, a montré l'existence d'une vaste zone de stabilité, correspondant au Bas-Bocage vendéen et allant de la faille de Chantonnay à Sion sur l'Océan; ce bloc est très légèrement déformé par un bombement à grand rayon de courbure, dont l'axe est orienté E-W, de Saint-Martin des Noyers à l'île d'Yeu. Il est entouré de tous côtés par un couronne de terrains plus ou

---

ceux de Montbert et de Noirmoutier, qui renferment la flore caractéristique (des grès à Sabalites) est en faveur de l'âge éocène des sables et grès post-cénomaniens de la Péranche ».

Il est aisé de réfuter, une fois de plus, cette interprétation : 1. Il est bien normal que des sables cénomaniens renferment des orbicules et des débris de fossiles cénomaniens silicifiés; à la Péranche, rien n'indique qu'ils soient remaniés. 2. Les sables de la Jariette sont les plus fossilifères de toute la Vendée, mais généralement, la décalcification a été totale et les débris silicifiés manquent tout à fait; l'analogie entre la fréquence des orbicules des sables de la Péranche et des sables éocènes de Noirmoutier n'a donc aucune valeur stratigraphique. 3. Les sables de la Jariette sont particulièrement peu usés, comparés à la grande masse des sables cénomaniens; le plus souvent, ceux-ci sont émoussés-luisants et glauconieux. On observe d'ailleurs, dans la région, une accentuation de l'usure, de la base vers le sommet du Cénomanien : à Grand-Landes et Maché (à une altitude équivalente de celle de la Péranche), ils sont même ovoïdes-luisants; la comparaison entre le degré d'usure des sables de la Jariette et de Noirmoutier, *situés à 32 km de distance,* et des sables de La Péranche et de Noirmoutier, *distants de 47 km,* n'a rien de probant. 4. L'abondance des minéraux titanés est simplement due à la finesse du sable, les pourcentages des différents minéraux étant sous la dépendance de la granulométrie. D'ailleurs, les sables cénomaniens de la Tercerie sont aussi riches en minéraux titanés que ceux de la Péranche (Cf. M. Ters, *op. cit.*, p. 694-695, échant. 10-11 et 15-16; les sables éocènes du Molin (échant. 20-21) en sont beaucoup moins pourvus).

Ainsi, les sables cénomaniens de la Tercerie et ceux de la Péranche, situés presque à la même altitude et à 1,5 km seulement de distance, ont les mêmes caractéristiques sédimentologiques. Entre ceux de la Péranche et ceux de Noirmoutier, rapprochés par S. Durand, *la dénivellation est de 50 m et la distance de 47 km.* Aucune assimilation valable ne saurait être faite dans ces conditions *et sans tenir compte du contexte géographique et géologique.*

L'attribution au Cénomanien des sables de la butte de la Tercerie a elle-même été controversée par S. Durand (Le Tertiaire de Bretagne, p. 104), qui propose de les rattacher au Pliocène, à cause de la présence de grains ronds-mats, se trouvant en surface. *L'âge cénomanien de ces sables et des argiles fossilifères qui y sont intercalées a été établi par Wallerant* (Cf. plus haut). On sait par ailleurs que la Vendée littorale a été affectée par des éolisations intenses, en particulier au Quaternaire; de ce fait, toutes les formations sableuses de surface sont intensément éolisées, et l'Éocène comme le Cénomanien (Cf. M. Ters, 1953 *a*). Mais il est évident que cette éolisation superficielle ne modifie en rien l'âge du matériel sableux sous-jacent.

Etant donnée la variété des faciès dans une formation aussi importante que le Cénomanien de Vendée, il est impossible de fonder des comparaisons valables sur l'étude d'un seul gisement (comme celui de la Jariette) et d'un seul niveau.

En conclusion, *il n'existe aucune preuve d'un gisement d'Éocène marin d'une altitude supérieure à 34 m* (Moulin de la Nation), *en Vendée littorale et à ses confins immédiats.*

moins subsidents. Sur le versant méridional, la pente s'accélère et le massif ancien s'abaisse sous la plaine liaso-jurassique du Bassin d'Aquitaine. Vers le SE, le Marais poitevin forme une vaste échancrure qui mord sur la lisière du massif ancien. A l'W, de Sion aux Sables d'Olonne, la ligne de rivage a une orientation N.NW-S.SE, oblique par rapport à la pente d'ensemble du Bas-Bocage, qui descend doucement d'E en W (1 *f*).

Les courbes de niveau passant sur les plateaux, entre 110 et 60 m, sont régulièrement arrondies et traduisent bien l'état actuel de cette ancienne plate-forme *dont, le léger bombement excepté, la partie centrale a été pratiquement épargnée par les déformations depuis son façonnement,* qui eût lieu entre la fin des plissements hercyniens et la transgression liasique (1*g*).

Par contre, au NW et au N, la lisière du Bas-Bocage vendéen est beaucoup plus irrégulière : le tracé des courbes de niveau de 40 à 80 m, appuyées sur le massif ancien, est très sinueux et forme des indentations qui pénètrent plus ou moins profondément vers l'intérieur. Entre Bouaye et Sion sur l'Océan, on observe une alternance de dépressions et de lignes de hauteurs constituées par des micaschistes ou par des gneiss. Cette suite de promontoires et de golfes suit tantôt l'orientation sud-armoricaine, tantôt la direction E-W. Ce sont, du NE au SW :

1. Le promontoire situé à quelques km au S de Vertou.

2. La dépression de la Haute-Perche, orientée E-W et celle du Lac de Grand-Lieu à Montaigu, orientée NW-SE.

3. L'éperon de migmatites de Saint-Lumine de Coutais, relayé au SE par celui de Rocheservière et jalonnant tous deux le pli anticlinal hercynien de Saint-Nazaire-Mervent, de direction sud-armoricaine.

4. A l'W, se dresse la croupe allant de la pointe Saint-Gildas à la forêt de Machecoul (W.NW-E.SE).

5. La dépression de la baie de Bourgneuf, prolongée à l'E par le golfe de Machecoul.

6. L'éperon de Beauvoir-Châteauneuf (E-W).

7. Le couloir de Saint Gervais-Puits Neuf-le Molin-Fonteclose (E-W).

8. L'éperon Saint Urbain - les Emmonières (W.NW-E.SE).

9. Le Marais de Monts et le bassin de Challans (E-W).

10. Le promontoire de Sion (E-W).

(1 *f*) La pente est de 0,15 %, entre Saint-Martin-des-Noyers et Sion.
(1 *g*) Mises à part les petites failles de Palluau et d'Ile d'Olonne.

Au total, on observe quatre dépressions séparées par des interfluves constitués de roches cristallines.

Comme la cuvette de Grand-Lieu (du calcaire grossier y a été trouvé par sondage (Barrois, 1897), *ces golfes et ces bassins sont tapissés par des terrains lutétiens* et localement par du Cénomanien, du Sénonien, de l'Helvétien et du Redonien. Des silex résiduels jurassiques s'y trouvent aussi. La présence de sédiments tertiaires relativement épais dans ces dépressions (le Lutétien de Machecoul atteint au moins 16 m de puissance dans la partie la plus profonde de la gouttière) contraste avec leur absence ou leur très faible épaisseur sur les hauteurs. Ces faits suggèrent plusieurs interprétations : comme l'Éocène marin pénètre à l'intérieur des terres par des golfes profonds qui se prolongent en amont par des vallées importantes, on peut penser que la mer lutétienne a noyé et remblayé des dépressions préexistantes; pour G. Vasseur (1881) et G. Ferronnière (1911 *d* et 1921), la situation de ces gisements répond à des conditions paléogéographiques; le dernier de ces auteurs (1921, p. 240) émet l'hypothèse que la mer auversienne (1 *h*) a pénétré dans « des dépressions creusées à l'avance », en particulier « dans la région sud de Noirmoutier, Bouin, Machecoul, Arthon-Cheméré, lac de Grand-Lieu, etc. »; par contre, pour J.-M. Bourdeau (1936 et 1941 *a*), G. Mathieu (1938 *a*) et A. Guilcher (1948), le rôle de la tectonique de la fin du tertiaire est prépondérant, pour expliquer leur répartition actuelle.

C'est par une étude morphologique détaillée que j'essaierai de préciser, dans chaque cas, la part qui revient à l'un ou l'autre de ces facteurs. D'ailleurs, les deux sortes d'explications ne s'excluent peut-être pas...

Nous étudierons cette série de dépressions en partant de la plus méridionale, car seule elle permet de fixer l'âge des principales déformations tectoniques.

— *L'ensemble constitué par le Marais de Monts et le Bassin de Challans* forme une vaste dépression, reliée au bassin éocène sous-marin d'Yeu à Noirmoutier par les calcaires lutétiens du Pont d'Yeu. Elle est limitée au N par le relief de faille de Saint Urbain à Challans (qui se poursuit à l'E jusque vers la Forêt-Quairy). (Cf. dépliant IV, p. 51 et fig. 10, p. 116).

Si nous connaissions la date de formation de ce talus, nous pourrions mieux apprécier l'importance de la tectonique tertiaire dans ce secteur. Le meilleur moyen de résoudre ce problème consiste à étudier les formations sédimentaires déposées de part et d'autre du relief de faille.

1. **Le Cénomanien de Challans-Commequiers** atteint actuellement une épaisseur maximum de 35 m et de nombreux faciès y sont superposés; dans

(1 *h*) Il s'agit en réalité de la mer lutétienne.

tout ce bassin, le socle de micaschistes est tapissé par des argiles noires, riches en spores et pollens cénomaniens, témoins d'un ancien marécage (Cf. S. Durand et M. Ters, 1958) ; celui-ci fut envahi par la mer et fossilisé sous les couches de sable, de cailloutis (et localement de calcaire) qui sont les faciès communs de cet étage en Vendée.

Les argiles noires existent seulement au fond du bassin; par contre, sur la bordure schisteuse, les sables et les cailloutis supérieurs, disposés en couches horizontales, reposent directement sur le socle : ***la dépression colmatée par l'argile noire existait donc déjà avant la transgression cénomanienne.***

Au NE de Challans, le relief de faille est entamé par l'anse des Plantes dont le plancher est tapissé d'argile noire (au-dessous de 3 à 4 m d'altitude), tandis que les sables cénomaniens fossilisent l'ancienne falaise, jusqu'à plus de 40 m d'altitude. **Ce talus, d'origine tectonique, est donc précénomanien *et la dépression du marais de Monts correspond à une zone affaissée, par rapport à la presqu'île de Beauvoir qui la borde au N.***

2. **L'étude des sédiments éocènes** appuie ces observations. Aux environs de Challans, à Pont-Abert et à la Vérie, ainsi qu'à Sallertaine, le Lutétien repose sur le Cénomanien et la surface de contact entre les deux étages se trouve, selon les endroits, entre + 3 et — 5 m environ. *Par contre, au-dessus du relief de faille, l'Éocène repose directement sur les micaschistes, entre les altitudes de + 5 et de + 15 m.* La mer lutétienne a envahi le bassin de Challans, encore bien encombré de dépôts cénomaniens, avant de monter sur ce talus, *de part et d'autre duquel ses dépôts ne sont pas dénivelés.*

Ainsi, l'importance donnée jusqu'ici à la tectonique tertiaire dans ce secteur semble très exagérée; par contre, nous venons de voir la preuve d'importants mouvements précénomaniens. Rien ne permet de les dater avec plus de précision, dans le Marais de Monts. Mais, dans le Marais poitevin, *G. Waterlot a décrit des accidents post-jurassiques et précénomaniens* (G. Waterlot, 1941 et 1950). Il est possible que les déformations qui viennent d'être étudiées se soient produites vers la même époque.

Dans le cadre de la tectonique du Secondaire, les mouvements post-jurassiques et précénomaniens pourraient se rattacher, soit à la phase anté-aptienne, soit à la phase intra-aptienne, soit à la phase anté-cénomanienne des Pyrénées; cette dernière est contemporaine de la phase autrichienne des Alpes; elle fut accompagnée, dans les Pyrénées, d'un important métasomatisme d'émanation. C'est peut-être à cette dernière phase tectonique, la plus importante des trois, que se rapportent les mouvements précénomaniens de la bordure occidentale de la Vendée.

— *La dépression de Saint-Gervais-Puits-Neuf* forme un long couloir W-E, bordé au N et au S par des interfluves schisteux (de Beauvoir à

Châteauneuf et de Saint-Urbain à la Garnache). A l'E, la dépression se prolonge (sans remblaiement éocène connu) des Landes à Fonteclose.

Par sa forme, par sa largeur et par sa longueur, cette gouttière creusée dans le micaschiste ne nous paraît pas pouvoir être autre chose qu'une ancienne vallée, noyée par la mer lutétienne.

— *La baie de Bourgneuf, le Marais de Bouin et le golfe de Machecoul* sont en grande partie tapissés par des dépôts éocènes : à Noirmoutier, les argiles noires découvertes par S. Durand datent du Paléocène; par ailleurs, l'île est entourée par des calcaires lutétiens et le golfe de Machecoul est remblayé par des sables et des calcaires sableux de la même époque; peut-être la mer lutétienne pénétra-t-elle jusqu'à La Marne, à 6 km à l'E de Machecoul (Ferronnière, 1911). Aux environs de cette dernière localité, le Lutétien semble reposer directement sur les micaschistes et, d'après les sondages effectués par le Service d'eau, le socle se trouve à une profondeur de 0 à — 10 m; dans le Marais, nous ne connaissons que très mal l'allure de la surface de base du Lutétien, faute de sondages.

La répartition actuelle de l'Eocène dans la Baie de Bourgneuf et dans le golfe de Machecoul résulte-t-elle surtout de déformations tectoniques postérieures aux dépôts, ou tient-elle à des conditions paléogéographiques ?

Cette vaste dépression est encadrée, au N et au S, par des reliefs très nets; au N, le talus allant de la Pointe Saint-Gildas à la forêt de Machecoul borde le plateau de Bourgneuf qui s'incline doucement vers le N, mais sans que le talus méridional soit relevé; au S, les presqu'îles de Bois de Cené et de Beauvoir dominent la surface du Marais. La netteté de ces éperons et leur forme à peu près rectiligne indiquent qu'ils sont bordés par des reliefs de faille et que la Baie de Bourgneuf correspond à une zone légèrement affaissée.

Quant au golfe de Machecoul, tapissé de Lutétien à faciès surtout sableux, il se prolonge par une dépression en forme de gouttière fermée à l'E, dont les bords sont soulignés, sur le dépliant IV, par les courbes de niveau de 40, de 50 et de 60 m, très rapprochées les unes des autres.

La Baie de Bourgneuf et le golfe de Machecoul se présentent comme une dépression synclinale élargie vers l'occident et faillée sur ses bords nord et sud, à l'W du méridien de Machecoul. La date exacte de ces déformations n'est pas connue; mais le parallélisme du talus septentrional bordant la baie de Bourgneuf et du talus de Saint Urbain-Challans — celui-ci précénomanien, comme nous venons de le voir — permet de penser que ces deux failles, de même style et si rapprochées, sont contemporaines; ainsi, l'accumulation de l'Éocène dans la Baie de Bourgneuf serait due à l'existence préalable d'une dépression : *sa situation répondrait à des condi-*

tions paléogéographiques existant au moment de la transgression éocène; mais celles-ci furent engendrées par des mouvements tectoniques dont le rôle fut fondamental.

Faut-il faire appel, en plus, à d'éventuels mouvements du sol contemporains des dépôts ? L'épaisseur faible de ceux-ci ne rend pas nécessaire l'hypothèse d'un phénomène de subsidence, analogue à celui qui a été reconnu dans le bassin de Campbon, où le Lutétien atteint une épaisseur de 78 m, alors que sa surface de base se trouve à la profondeur de — 74 m (S. Durand, 1951) (2).

Par contre, de légers mouvements post-lutétiens sont responsables des petites failles qui ont brisé la couverture calcaire (Cf. J.-M. Bourdeau, 1941), mais ces répliques posthumes de l'effondrement principal ont une très faible ampleur.

— *La dépression du lac de Grand-Lieu, tapissée de Lutétien et localement de Pliocène inférieur, forme une cuvette fermée, dont l'origine tectonique est hors de doute :* à l'W et au S, en particulier, le lac est bordé par des reliefs relativement escarpés et rectilignes, presque perpendiculaires entre eux. La Boulogne et l'Ognon, orientés d'abord S-N, en direction de la Loire, sont brutalement déviés vers l'W et se perdent dans cette fosse que prolonge, au SE, le golfe allongé de Montaigu. Dans celui-ci, le gisement de grès éocènes de Montbert se trouve vers l'axe de la gouttière, près du fond de la vallée; il est situé à 18-20 m et rien n'indique qu'il soit dénivelé; on ne trouve aucune trace d'Éocène marin sur les plateaux avoisinants : il est donc vraisemblable que la présence de la mer lutétienne dans ce golfe dépend de conditions paléogéographiques, c'est-à-dire de l'existence préalable d'une dépression allongée, allant du lac de Grand-Lieu à Montaigu.

Celle-ci serait-elle plus ancienne encore, antérieure à l'Éocène ? Sur le dépliant IV, apparaît une remarquable coïncidence : le parallélisme à peu près parfait du golfe de Montaigu et de celui de Machecoul, tous les deux d'orientation sud-armoricaine et ouverts vers l'W. Il est probable que ces deux dépressions, voisines et parallèles, sont à peu près contemporaines. Or, le talus qui borde au N le bassin de Machecoul et le Marais de Bourgneuf est subparallèle au talus qui borde au N le Marais de Monts, qui est précénomanien. Il existe ainsi une forte présomption pour que le golfe de Montaigu ait lui-même été déterminé par des mouvements tectoniques antérieurs au Crétacé moyen (2 *bis*).

— *La dépression de la Haute-Perche, prolongée à l'E par celle de Saint-Hilaire de Chaléons,* est localement tapissée de Sénonien (c^7) et occupée,

(2) Pour de plus amples détails sur les dislocations tectoniques précénomaniennes dans ce secteur (cf. Quatrième Partie, Chapitre VI, paragraphe I).

(2 *bis*) Les grès de Montbert renfermant une flore éocène, mais rien ne prouve que le matériel sableux soit éocène. Il peut être plus ancien.

dans sa partie médiane, par le bassin lutétien d'Arthon. Le Sénonien repose sur le fond de la dépression principale, mais il comble aussi de nombreux vallons secondaires : la mer sénonienne semble avoir submergé et comblé un réseau de vallées déjà constitué. Mais la tectonique n'a-t-elle pas joué un rôle dans la formation de cette gouttière ?

Limité au S par la longue faille allant de la Pointe Saint-Gildas à la forêt de Machecoul, le plateau situé au N de Bourgneuf est légèrement basculé vers le NE, si bien que la vallée de la Haute-Perche est encadrée entre les hauteurs de Bourgneuf, au S, et celles de Saint-Michel-Chef-Chef, au N. Le basculement du plateau a engendré, entre les deux, une zone anormalement basse; mais ce mouvement tectonique est-il antérieur ou postérieur au dépôt du Sénonien et de l'Éocène ? Dans l'état actuel de nos connaissances, il ne semble pas possible de le dater avec certitude; cependant, nous pouvons remarquer que la faille allant de la pointe Saint-Gildas à Machecoul est subparallèle à celle de Saint-Urbain à Challans, *qui est antérieure au Cénomanien* (Cf. p. 182). Si ces deux accidents, semblables et voisins, étaient bien contemporains, l'invasion de cette dépression par la mer sénonienne et par la mer lutétienne aurait été facilitée par ce mouvement synclinal (3).

Après la fin du Lutétien, aucun mouvement tectonique n'y a été décelé jusqu'ici.

En conclusion, dans la région représentée sur le dépliant IV, entre la Haute-Perche au N et Saint-Gilles au S, les gisements d'Éocène marin sont cantonnés dans des vallées et dans des dépressions tectoniques. Comme les grandes vallées précénomaniennes de la Vendée littorale (Ligneron, Vie, Jaunay, Ciboule, Vertonne), celle de la Haute-Perche et celle de Saint Gervais-Puits-Neuf sont orientées E-W, conformément à la pente d'ensemble du Bas-Bocage. A côté de son origine fluviatile, la gouttière où coule la Haute-Perche a été approfondie par un léger affaissement probablement présénonien, dû au mouvement de bascule du plateau de Bourgneuf. Quant aux Marais de Bourgneuf et de Monts, ce sont de petits bassins d'effondrement, légèrement inclinés vers l'W, bordés par des failles au N et au S et limités à l'E par un contour périsynclinal.

La situation des gisements éocènes marins dépend donc essentiellement des conditions paléogéographiques de l'époque; mais celles-ci résultaient de mouvements tectoniques de faible ampleur verticale (10 à 20 m) qui, dans cette région si peu accidentée, font cependant figure d'accidents

(3) *Note ajoutée pendant l'impression.* Dans sa Thèse, Mlle S. Durand révèle l'existence d'argiles noires, riches en pollens lutétiens, vers le fond du bassin d'Arthon, et y prouve ainsi l'existence d'une zone déjà déprimée avant cette époque, ce qui confirme l'hypothèse que nous avons faite.

importants : ils ont déterminé les traits originaux de la bordure occidentale du Massif ancien, ourlée d'une suite de golfes et de promontoires, au moins depuis le milieu du Crétacé.

Le remblaiement de dépressions et de vallées préexistantes par des dépôts éocènes, est d'ailleurs un fait banal, maintes fois signalé : en Bretagne, dans la région de Toulven, l'Éocène se trouve également dans une dépression (Milon, 1929 *a* et 1932 *b*).

Dans le bassin de Paris, dès le début de l'Éocène, un golfe s'étendant de la Basse-Seine jusqu'à Vertus, fut occupé par la mer montienne et remblayé : cette vallée fut creusée dans la craie pendant la période continentale comprise entre le Campanien supérieur et le Montien (Soyer, 1937 et 1939).

Dans le Bas-Maine, R. Musset (1917, p. 115), reconnaît que « le cours d'eau éocène Laval-Sablé est l'ancêtre de la Vaige et de l'Erve inférieures ». Dans la région de Laval, les sables éocènes marins remblaient également une topographie accidentée, où l'on a pu reconstituer localement des portions de réseaux hydrographiques.

On voit par tous ces exemples que dans l'W de la France, il est possible de reconnaître en bien des lieux, comme en Vendée, l'influence de la paléogéographie prééocène sur le relief actuel.

Après l'Éocène, de petits réajustements locaux ont eu lieu dans le Marais breton, brisant la couverture éocène calcaire, relativement rigide, mais le rejet des failles observées est très faible (quelques mètres). Il est possible que l'ensemble de la bordure côtière, relayée à l'W par le Plateau continental, ait poursuivi son très lent mouvement de bascule vers l'W; mais la pente très faible de ce dernier (0,12 % jusqu'à la profondeur de 200 m, à 170 km de la côte actuelle) ne permet pas d'attribuer une grande ampleur aux phénomènes tectoniques sur cette plate-forme immergée; par contre, le long du Talus continental, engendré par une série de fractures, des calcaires peut-être éocènes sont affaissés de plus de 1 000 mètres (Cf. Quatrième partie, chapitre VI, paragraphe II).

Dans la région étudiée, paléogéographie et tectonique ne s'excluent donc pas, bien au contraire, pour expliquer la situation actuelle de l'Éocène marin, puisque la première est en grande partie déterminée par la seconde; mais **l'importance des mouvements de l'ère secondaire est bien plus considérable que celle des mouvements post-éocènes** (4).

(4) Les conceptions de Barrois sur ce sujet ont varié : dans ses premiers articles, il attribue un rôle prépondérant aux dislocations précénomaniennes (1921) et prélutétiennes (1897), dans la répartition des gisements crétacés et éocènes de Bretagne méridionale et de Loire-Atlantique; par contre, dans son travail de 1931, cet auteur estime que la faille du Sillon de Bretagne est post-redonienne, comme l'effondrement de Grand-Lieu. Cette dernière conception a fait autorité jusqu'ici et a servi d'argument, dans de multiples travaux, pour dater du Tertiaire supérieur une

III. — LES TÉMOINS DE LA SURFACE ÉOGÈNE

A) VALEUR DES « GRÈS ÉOCÈNES » POUR L'INTERPRÉTATION DU RELIEF

Dans la région vendéenne, plusieurs auteurs (5) ont signalé de nombreux gisements de grès résiduels, associés ou non à des sables, reposant sur le massif ancien, et surtout abondants aux environs de Touvois, de Falleron, de Saint-Christophe-du-Ligneron et d'Apremont. C'est Bourdeau qui, pour la Vendée, souligna l'importance de cette formation qu'il identifia, par analogie de faciès, aux grès à Sabalites Andegavensis de la Loire-Inférieure (6), de l'Anjou, de la Touraine et du Maine, et dont la flore est d'âge bartonien.

Bourdeau considérait ces grès comme une formation continentale; ils seraient « dus à la désagrégation d'une carapace gréseuse, jadis continue... » (7).

Leur vaste répartition le conduisit à penser que, dans le Bocage vendéen, « le relief actuel dérive d'une surface d'érosion qui devait niveler à la fois les accidents hercyniens et les dislocations affectant le Jurassique » (*ibid.*) ; les « dépôts éocènes », en effet, « reposent aussi bien sur le primaire, sur le secondaire et de part et d'autre des escarpements de la faille de Chantonnay ». « Les plateaux (de la Vendée méridionale) sont donc des restes de la surface éocène. » « La surface d'aplanissement éocène s'est étendue sur toute la région (littorale) ultérieurement affectée par de légères mais nombreuses dislocations post-éocènes » (*ibid.*) (8).

L'importance de cette conception mérite que l'on en examine la validité. *Or, Bourdeau n'avait reconnu ni l'origine marine de leur matériel, ni l'âge véritable de celui-ci, ni la localisation des grès dans des vallées précénomaniennes :* leur valeur morphologique précise lui échappait donc. Seules, des considérations de faciès l'avaient guidé; néanmoins, l'âge éocène probable de ces grès apportait déjà à l'histoire du relief une indication précieuse, en montrant que, depuis l'Éocène, les formes du terrain jalonné par ces grès n'avaient pas subi de grandes modifications.

---

grande partie des dislocations reconnues dans les régions indiquées. Mais l'argumentation de Barrois est très critiquable : rien ne prouve que le Redonien soit dénivelé dans la cuvette de Grand-Lieu et s'il l'est effectivement, sa dénivellation est faible; la cuvette de Grand-Lieu est antérieure au Lutétien qui en comble le fond.

Nos propres recherches ont permis de reconnaître le rôle fondamental qu'il faut attribuer à la tectonique précénomanienne dans la situation des gisements éocènes et dans le relief de la bordure côtière, en Vendée et en Loire-Inférieure : les premières interprétations de Barrois étaient donc plus conformes aux faits que les secondes.

(5) Cf. en particulier : Wallerant, Welsch, Baudouin, Bourdeau, Guilcher, Gautier, Ters.

(6) Cf. Crié, Bureau, de Grossouvre, Ferronnière, Ganichaud.

(7) J.-M. Bourdeau, 1941 (A.G.).

(8) La même opinion sur la valeur morphologique des grès est exprimée par A. Guilcher (Cf. J.-M. Bourdeau et A. Guilcher, 1938 et 1941), M. Gautier (1949), suivis par A. Bouhier (1957).

L'exploration de la région que j'ai poursuivie, mètre par mètre, au cours de plusieurs années de recherches sur le terrain, m'a conduite à une interprétation nouvelle, en ce qui concerne la date et le mode de dépôt du matériel sableux qui donna naissance aux grès; l'idée d'une « carapace gréseuse » est discutable; seule, l'étude précise de cette formation permet de saisir la portée réelle de la notion de « surface éocène », en Vendée (9).

Sans nier du tout — bien au contraire — l'intérêt qui s'attache à ces grès, nous allons essayer de préciser leur aptitude à déterminer une véritable « surface éocène ». Nous envisagerons successivement les questions suivantes : repérage des blocs, âge du matériel sableux, genèse et date de sa cimentation, signification géomorphologique des grès.

1. Le repérage des blocs. Dans ses écrits, Bourdeau ne fait pas de différence entre les blocs en place et ceux qui sont descendus sur les pentes ou qui sont éboulés au fond des vallées, loin de leur lieu d'origine. Lorsqu'il s'agit de fonder une interprétation morphologique précise et solide, on ne peut se contenter d'une description aussi approximative. C'est pourquoi je ne tiendrai compte que des blocs *en place*.

2. L'âge du matériel sableux. Des grès appartenant à des formations géologiques d'âge différent peuvent cependant avoir un faciès analogue et se trouver en superposition ou en contiguité. Donner à n'importe quel grès silicieux, de n'importe quelle taille, situé n'importe où, à n'importe quelle altitude, l'épithète de « grès à Sabalites » est véritablement abusif; cette remarque concerne, en particulier, les gisements décrits par Bourdeau dans la région d'Azay-sur-Thouet et des Herbiers (1939 à 1942). Le gisement de la cote 227, près d'Azay-sur-Thouet, a d'ailleurs fait l'objet d'une rectification par Gillard (1942) ; il s'agit, en fait, d'un grès du Lias moyen : par cet exemple, on voit que ces assimilations à distance, sans justification paléontologique, peuvent conduire à de grossières erreurs. Pour être valable, *cette assimilation requiert une preuve paléontologique ou, à défaut, une justification fondée sur des arguments topographiques, pétrographiques, granulométriques ou morphoscopiques.* Il n'est certes pas conforme à l'esprit de rigueur d'assimiler aux grès à Sabalites tous les grès à ciment silicieux, situés à dix ou même cent kilomètres les uns des autres, sans rechercher quel peut être l'âge de leur matériel !

Les grès dits « éocènes » que l'on trouve par milliers en Vendée littorale se présentent en blocs isolés ou groupés, reposant soit directement sur le massif ancien (granite et micaschiste), soit sur des sables plus ou moins épais. *Jamais ils ne reposent,* comme à Fyé (Sarthe) *sur des argiles de faciès saumâtre* (à Potamides), *ni sur des argiles analogues à celles qui*

(9) J'ai déjà évoqué ces questions dans un article préliminaire (Ters, 1954, Norois).

supportent les grès à Sabalites de Noirmoutier (S. Durand, 1957). Ils peuvent atteindre jusqu'à 7 m de long et 3 m d'épaisseur; leur taille moyenne est de 3 × 1,5 × 1 m (photo 15, p. 123). Lorsque les grès reposent sur des sables, on observe un passage continu des uns aux autres, par cimentation progressive : la surface de base des dalles gréseuses est toute bosselée : les trous et les cuvettes que l'on trouve sur ces blocs, une fois déplacés et retournés, correspondent pour une bonne part aux irrégularités de la cimentation, sur cette surface de base (10).

On peut observer le passage direct des sables aux grès par exemple à la Ruette et à Laumarière (à 2 km au N de Martinet), à la Neuville (à 1 km à l'W de Saint-Christophe-du-Ligneron), à la Tercerie (à 5 km à l'E de Touvois), aux Poteries (à 2 km à l'W de la Garnache). Fait capital : les sables et les grès qui les surmontent ont la même granulométrie (avec un classement marin typique) et la même morphoscopie, généralement de types non-usé et émoussé-luisant. Les sables sont localement très riches en glauconie (la Ruette, Laumarière, la Tercerie, etc.).

Les sables et les grès sont datés par des fossiles cénomaniens, à la Tercerie (*Légende de la feuille de Palluau,* 1re éd.), à la Neuville, à la Mérandoire, à la Ruette, à Martinet, à la Naulière-Bernard, à la Boule. *Les argiles grises sous-jacentes renferment les mêmes fossiles.* (En particulier, Exogyra columba, Pycnodonta vesicularis à la Mérandoire et à la Neuville.)

Ainsi, *aux points indiqués, les grès se sont développés par cimentation dans un matériel marin et cénomanien. Ce ne sont donc, ni des dépôts continentaux, ni des dépôts éocènes* (11).

La question se pose maintenant de savoir si tous les grès de ce type, si nombreux dans la région, se sont bien formés aux dépens de sables cénomaniens. L'absence fréquente de fossiles ne permet pas de l'affirmer. A défaut d'une preuve paléontologique, intervient ici *un argument d'ordre morphologique :* la très grande majorité des grès se trouve dans les larges vallées du Falleron, du Ligneron, de la Vie, du Jaunay, de l'Auzance et dans celles de leurs principaux affluents (Cf. p. 188 et suiv.). *Ils reposent à la partie supérieure des flancs, sur un large replat qui encadre l'entaille axiale* (Cf. dépliants V et VI).

A la Gisière, à la Neuville, à la Mérandoire, les grès reposent sur l'argile fossilifère elle-même. Tous les grès fossilifères ont cette situation, et il est vraisemblable que, même en l'absence de fossiles, tous les blocs

(10) Le phénomène est le même, à la base des grès stampiens de la région parisienne.

(11) Dans le Perche, il en est parfois ainsi : des grès semblables aux grès à Sabalites de la région sont formés directement dans les sables cénomaniens (région de Bellou-le-Trichard. Cf. feuille de Nogent-le-Rotrou). Dans la région de Parigné-l'Evêque (Sarthe), des blocs et des bancs de grès à ciment de quartzine sont intercalés dans les sables cénomaniens (Zvéreff, 1950).

représentent les restes du remblaiement cénomanien qui a enseveli ces vastes dépressions.

Il n'existe aucune preuve, — ni même aucun indice — de grès formés à partir d'un matériel cénomanien remanié, pas plus que de grès constitués dans du sable déposé à l'Éocène, à une exception près : *les seuls grès de Vendée continentale dont le matériel soit authentiquement éocène sont les dalles formées dans le Lutétien inférieur de Puits-Neuf, au N de Challans, gisement daté par ses fossiles, restés calcaires* (12).

3. Genèse du phénomène de cimentation

Afin d'essayer d'interpréter correctement le processus de cimentation, nous avons étudié des formations géologiques analogues, mais mieux conservées, telles que les sables stampiens qui renferment des dalles de grès de même apparence, à la fois dans leur gisement et au microscope, dans les régions de Fontainebleau, de Rambouillet et de Pontchartrain.

Lorsque le gisement n'est pas défiguré par l'érosion, *les dalles de grès sont intercalées dans la masse du sable.* En certains points, il y a plusieurs niveaux de grès superposés, avec des couches de sable intermédiaires (13 et 14). Dans la forêt de Fontainebleau, l'existence de couches superposées de grès, épaisses de 3 à 4 m et séparées les unes des autres par 1 à 2 m de sable, semble bien correspondre, comme le dit Brochu, à une élévation par paliers de la nappe phréatique à des niveaux successifs dans les lagunes stampiennes : de toutes manières, les dalles qui sont superposées à l'intérieur des sables de la forêt de Fontainebleau prouvent le lien étroit qui existe entre la formation des grès et la présence d'une nappe phréatique; il est évident que celle-ci ne se maintiendrait pas si elle n'était préservée d'une évaporation rapide ou totale par une assez grande épaisseur de sable.

On connaît peu de formations actuelles de cette nature; cependant, dans le désert lybique, des bancs de grès siliceux, formés par cimentation à l'intérieur des dunes, ont été décrites.

Pour l'ensemble des auteurs, la formation de grès siliceux au sein d'une masse sableuse est possible dans les régions de climat chaud et sec

---

(12) Les grès à Sabalites de l'île de Noirmoutier sont peut-être bartoniens (Cf. S. Durand, 1957 *a*). Les grès de Sallertaine forment des bancs peu épais.

(13) Cf. Brochu, Morphologie de deux régions aréiques du Bassin de Paris. I. Région des grès et des sables de Fontainebleau. Thèse Sciences, Univ. Paris, 1954.

(14) Sur la question des grès siliceux, Cf. Alimen (1936, 1948, 1952), Auzel (1930), Azema (1910), Bourdeau (1938, 1939, 1941, 1942), Bureau (1891, 1912, 1913), de Cayeux (1906, 1929), Clark (1950), Couffon (1907, 1909, 1934), Crié (1879, 1881, etc.), Darles (1942), Delaunay (1927-1930), Dion (1933), Ferronnière (1911, 1921), Gosselet (1906), de Grossouvre (1898, 1909), Guilcher (1941), Jodot (1913, 1946), Kerforne (1911, 1917, 1920, 1922), Lacroix (1901), Lanquinne et Cuvillier (1941), Lecointre (1947), Milon (1929), Moore et Maynard (1929), Munier et Rivière (1944), Pavot (1900), Picquenard (1918), du Toit (1954), Tricart (1948), Vatan (1947), Welsch (1929), Zvéreff (1950).

— au moins momentanément —, si une nappe phréatique existe dans ces sables. La richesse des eaux en silice colloïdale est favorisée par leur température élevée et par des phénomènes pédogénétiques d'altération chimique des silicates. La période sèche provoque un abaissement du niveau de la nappe phréatique, — ou sa disparition —; les eaux abandonnent le gel siliceux qu'elles tenaient en suspension et qui cimente alors les grains de sable.

L'idée d'une « croûte siliceuse de surface », soutenue par Bourdeau, serait valable dans le cas de certaines meulières; mais elle ne correspond pas à la genèse effective des grès siliceux, formés au sein d'une masse sableuse.

4. Date du phénomène de cimentation. Faute de fossiles contemporains de ce phénomène (15), nous pensons que les grès de Vendée, constitués à partir d'un matériel marin et cénomanien n'ont pas attendu nécessairement, pour se former, le Bartonien, période de formation des véritables grès à Sabalites Andegavensis de Noirmoutier et de l'Anjou. Ils ont dû être cimentés à la première occasion favorable, c'est-à-dire dès le Sparnacien, comme les grès de Breuillet, de Chartres et une partie de ceux de la région de Sens, d'Auxerre et de Provins; peut-être y a-t-il des grès de plusieurs époques. En conclusion, *si l'on néglige l'âge du matériel sableux (cénomanien), on peut sans doute parler de « grès éocènes »*, car c'est bien alors que furent réalisées au maximum les conditions climatiques tropicales, semi-arides ou arides nécessaires au processus de cimentation siliceuse; *mais il ne s'agit pas d'un dépôt éocène.*

5. Signification géomorphologique des grès

Il reste à discuter l'aptitude de ces grès à déterminer une « surface éocène ». Si le mot est pris au sens strict de surface topographique, il est certain qu'ils ne peuvent jouer ce rôle, *puisqu'ils ne représentent justement pas une formation de surface, une croûte;* ils ont été consolidés à quelques mètres de profondeur, au voisinage d'une nappe phréatique.

S'ils reposent sur une épaisseur notable de Cénomanien (2 à 10 m), les grès — s'ils sont en place — fournissent une précieuse indication sur la situation de la nappe phréatique éocène, au moment de la consolidation. Il en est ainsi à la Tercerie, à la Neuville, dans le forêt de Touvois.

(15) Nulle part en Vendée, on n'a trouvé de végétaux fossiles dans les grès, sauf à Noirmoutier. Le gisement fossilifère le plus proche est celui de Montbert (Loire-Atlantique); mais sa flore ne permet pas de détermination spécifique; on n'en connaît donc pas l'âge exact (Cf. de Tromelin, 1875, p. 659, et Vasseur, 1881, p. 285). Cf. note 2 *bis*, p. 184.

A Noirmoutier, les grès ont localement un faciès grossier, à stratification oblique, que l'on n'observe pas dans les grès cénomaniens de Vendée continentale.

La surface précénomanienne encore enfouie et les « grès éocènes » sont donc situés à une distance verticale de quelques mètres.

Lorsque les grès reposent sur un à deux mètres d'argile ou de sable cénomanien, ces derniers dépôts moulent évidemment le socle; les formes actuelles sont donc parallèles à la surface précénomanienne, et toutes proches de cette dernière. *Ce parallélisme de la surface de base du Cénomanien et de la nappe phréatique éocène est tout à fait remarquable* en particulier le long des larges replats qui bordent, vers le haut des flancs, toutes les grandes vallées de la région (celle du Ligneron à la Mérandoire, celle de la Vie à la Naulière-Bernard, celle du Jaunay à la Ruette).

La surface précénomanienne, la couche de dalles gréseuses et la surface du sable qui les renfermait, formaient trois niveaux sensiblement parallèles et situés à quelques mètres de distance seulement les uns des autres. *Il est évident qu'au niveau de ces replats, les formes déterminantes sont celles du socle, avec son relief précénomanien.*

Enfin, lorsque les grès, en blocs plus ou moins rapprochés, reposent directement sur le socle (la Fourogerie, Martinet, environs d'Apremont), *leur intérêt est de montrer l'authenticité de la morphologie précénomanienne, en la fossilisant.*

Nous apprenons du même coup qu'en ces lieux, à l'Éocène, le remblaiement cénomanien était plus épais que de nos jours; il remplissait les vastes auges précénomaniennes à un niveau suffisant pour qu'une nappe phréatique ait pu s'y maintenir; nous voyons aussi que l'érosion subaérienne n'a pas été bien considérable, pendant la période d'émersion de la fin du Crétacé, jusqu'au moment de la cimentation.

En conclusion, l'intérêt morphologique de ces grès est très grand, et ils méritent toute l'attention qu'on leur a portée jusqu'ici. *Mais leur matériel étant d'âge cénomanien, leur rôle consiste surtout à fossiliser et à authentifier des lambeaux de la surface rocheuse précénomanienne* que, par leur dureté, ils ont contribué à protéger.

B) SIGNIFICATION GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA CUIRASSE FERRUGINEUSE DES ENVIRONS DE LA ROCHE-SUR-YON

Entre cette localité et la Ferrière, on a exploité, avant 1914, un gisement de minerai de fer, en particulier à la Haute-Thermelière et sur la butte située à 500 m au NE (16). Il se présente sous l'aspect d'une cuirasse, ne reposant pas sur la partie culminante du plateau, mais sur la partie supé-

(16) Sur la feuille de La Roche-sur-Yon (2e éd.), le minerai de fer de la Thermelière est classé dans le Sidérolithique.

rieure du flanc est de la vallée, large de 2 km, au fond de laquelle coule l'Yon. Vers l'E, le plateau s'élève lentement de 90 à 110 m, avec une pente moyenne de 0,14 %, vers le relief de faille de Chantonnay. D'autres blocs existent au Haut-Ajonds, dans la même vallée (à 1,5 km au S de la Haute-Thermelière), ainsi qu'aux environs de Noiron, dans la vallée du ruisseau de la Poirière. Le minerai, épais de 0,5 à 2 m, est brun foncé, très compact, non pisolithique (47).

L'intérêt géomorphologique de cette formation est considérable : si nous pouvions préciser sa genèse et l'époque de sa formation, nous aurions un point de repère précieux pour l'histoire du relief, et en particulier pour celle de l'érosion dans cette région. Les blocs résiduels des environs de la Roche-sur-Yon sont-ils susceptibles d'apporter la preuve de l'existence d'une « surface éocène » dans ce secteur ?

Des formations analogues, datées de l'Éocène, existent en de nombreux points de Bretagne, et en particulier dans la région de Loudéac (18).

Il importe d'abord de savoir si ce chapeau de fer est un concrétionnement autochtone formé à la surface du sol, ou à une certaine profondeur, — ou bien s'il s'agit d'une formation allochtone, d'un *dépôt,* accumulé à quelque distance du lieu d'origine de ses constituants. La composition chimique en est la suivante :

SiO_2	4,70 %	CaO	traces
Al_2O_3	3,50 (— P_2O_5)	Na_2O	traces
Fe_2O_3	78,80	K_2O	traces
FeO	0	TiO_2	0,10
MnO	0,02	H_2O	0,80
MgO	traces	H_2O combinée	12,10
		Total	99,92

On remarque la faible teneur en silice et en alumine, mais surtout l'absence de toutes les bases (Mn, Mg, Ca, Na, K), pourtant abondantes dans les schistes sous-jacents et dans le granite tout proche. Le granite de Bournezeau affleure à quelques centaines de mètres du gisement et peut avoir fourni une partie des éléments ferrugineux de la croûte; mais on peut se demander si la destruction des biotites a pu libérer une quantité de fer suffisante. Dans les pays tropicaux, les cuirasses ferrugineuses se forment tout particulièrement sur les roches basiques (péridotites, serpentines, gabbros, basaltes, amphibolites) ; or, à une dizaine de km à l'E de la Thermelière, affleure le massif d'amphibolite de Saint-Martin-

(17) Dans un article précédent (Norois, 1954, p. 381), j'avais attribué à ce minerai une origine hydrothermale; une nouvelle exploration du terrain m'a fait réviser cette opinion.

(18) Cf. Y. Milon, 1932 (C.R.A.S.) et 1936, p. 1-9 et 14-26, ainsi que A. Guilcher (1948 et 1952).

des-Noyers, beaucoup plus riche que le granite en minéraux ferrifères (19). Les matériaux fournis par la phase résiduelle de la pédogenèse ont pu parvenir jusqu'aux gisements actuels par la vallée de l'Yon, qui prend sa source non loin du massif d'amphibolite.

Les conditions climatiques favorables à la genèse des cuirasses ferrugineuses sont maintenant bien connues (20) : le cuirassement est un phénomène pédologique banal, au Sénégal, au Soudan, au Niger, en Guinée, en Côte d'Ivoire, au Dahomey. C'est en climat soudano-guinéen qu'il présente son optimum, spécialement sur les roches riches en Fe, Al, Mn, dans les régions subhorizontales et mal drainées, en voie de déboisement. Les précipitations, quoique faibles, doivent être suffisantes pour assurer la mise en solution des hydroxydes. Les solutions du sol jouent un rôle prépondérant dans sa genèse; si le milieu est réducteur, le fer est mobilisé, tandis qu'un milieu oxydant favorise son immobilisation, et par suite le cuirassement. L'enrichissement des sols en hydroxydes de Fe et d'Al, favorisé par l'action des microorganismes du sol, provoque la formation des cuirasses. Un milieu ferralitique est favorable à ce phénomène, mais n'en est pas la condition nécessaire (21).

A 200 m au N de la Haute-Thermelière, le granite est arénisé sur plusieurs mètres d'épaisseur et fortement tacheté de jaune et de brun. D'après une analyse thermique différentielle et une analyse aux R. X, la fraction argileuse extraite de l'arène est constituée par de la kaolinite et un peu d'illite : de bonnes conditions pour la formation d'une cuirasse ferrugineuse étaient réalisées à la Haute-Thermelière, par la présence de granites à biotite, kaolinisés, et par la proximité du massif d'amphibolite de Saint-Martin-des-Noyers.

Nous avons vu que les micaschistes étaient profondément altérés et transformés en argile surtout kaolinique, sous les dépôts cénomaniens de la région de la Garnache et que le Lias moyen des Forêts repose sur de l'arène granitique kaolinisée. Il est donc tout à fait légitime de penser que les phénomènes de kaolinisation ont pu se produire avant l'Éocène, au cours du Secondaire, au Rhétien, au Lias inférieur, au Jurassique supérieur et au Crétacé, pendant les périodes de climat tropical humide : la surface des terres y fut soumise à une intense altération chimique, sous une épaisse couverture végétale. Durant ces longues phases de biostasie (22)

(19) Dans un granite à biotite, la teneur moyenne en Fe_2O_3 + FeO est d'environ 1,7 %, tandis qu'elle est de 18 % environ dans une amphibolite.

(20) Cf. MAIGNIEN (1958). Le cuirassement des sols en Guinée. Mém. Serv. Carte géol. A.O.F. D'après cet auteur, « le cuirassement d'un sol est l'ensemble des processus pédogénétiques qui provoquent la formation d'horizons indurés, par accumulation des différents oxydes de Fe, Al et Mn».

(21) Un milieu ferralitique est celui où se produisent les processus physico-chimiques d'altération des roches renfermant des minéraux silicatés.

(22) Cf. ERHART (1956).

les roches silicatées alumineuses (granite, schiste à séricite) ont subi un lessivage intense, au cours duquel elles ont perdu leurs bases alcalines et alcalino-terreuses, représentant la phase migratrice de la pédogenèse. Une partie de la silice a pu être évacuée de la même manière. Pendant ce temps, dans ces sols épais, s'accumulaient les éléments de la phase résiduelle (quartz, kaolinite, hydroxydes de fer et d'alumine). Tant que subsista le manteau forestier protecteur, aucune érosion notable, autre que chimique, ne put se produire sur ces terrains en pente très faible (0,1 %).

La cuirasse que nous voyons actuellement provient d'un remaniement de la phase résiduelle et d'un apport, car *elle renferme des galets roulés de quartz*. Sa formation implique un changement radical des conditions climatiques qui avaient permis la pédogenèse forestière. Cette croûte résulte d'un « lessivage oblique », ou même d'un processus de ruissellement, en période de rhexistasie. Elle apporte la preuve d'une certaine dénudation de la surface topographique : mais *les anciens sols ne furent pas complètement érodés,* puisque la zone de départ, tachetée, existe encore au voisinage de la croûte (23). Les gisements de minerai de fer étant situés sur le rebord du plateau, à peu de distance des roches-mères, on peut conclure que l'érosion des anciens sols formés sous forêt s'effectua sans grande violence, en conservant à l'ensemble du relief ses formes caractéristiques : plateaux à très faible pente et larges dépressions d'origine fluviatile.

Le problème concernant la date de formation de la croûte est d'importance, puisque la surface ainsi fossilisée est peut-être un des rares témoins d'une « surface éocène ». *La période éocène représente une durée assez longue (20 millions d'années) pour que l'on essaie de préciser vers quel moment les paléosols forestiers ont pu être détruits et remaniés.*

Au début de cette époque, le climat semble être resté, dans l'ensemble, chaud et humide, encore favorable à l'altération chimique des roches.

Au Paléocène, la flore découverte dans les argiles noires de Noirmoutier par S. Durand (1957) témoigne de conditions climatiques tropicales, « comme celles des rivages actuels de Floride » (24).

Au Montien, la faune du bassin de Paris correspond à une mer aussi chaude que celle de l'Insulinde actuelle (Stanislas Meunier, 1910, et J. Soyer, 1944). On y trouve des Coraux et des Nautiles. Trois genres de Dasycladacées y sont représentés. L'érosion

(23) Y. Milon, dès 1932, a décrit des processus pédologiques semblables en Bretagne : « L'importance des formations sidérolitiques est en relation avec une altération très profonde du substratum ancien, altération comparable à une latérisation, avec migration sur une grande épaisseur de fer, de silice, d'alumine, et grand développement des processus d'arénisation et localement de kaolinisation. » C.R.A.S., p. 1362. M. le Professeur Milon a été le premier à souligner tout l'intérêt paléoclimatique et paléogéographique des formations sidérolithiques et des processus d'altération des roches en climat tropical, en Bretagne.

(24) Les indications climatiques données par les flores et par les faunes concernent la Vendée, ou, à défaut, les régions les plus proches (Massif armoricain, Bassin de Paris, Bassin d'Aquitaine), plus rarement d'autres régions de France.

chimique a été intense pendant cette période, au cours de laquelle s'est formée une épaisse couche d'argile à silex sur les calcaires crétacés, dans le Bassin parisien.

Au Thanétien, « les Mollusques de mer chaude, caractéristiques de l'Océan Indien et du Pacifique tropical, occupent une place prépondérante dans la faune malacologique » du bassin parisien (Farchad, 1936). On y trouve neuf genres de Dasycladacées, Algues siphonées qui n'existent actuellement que dans les mers chaudes (Antilles, Chine, Brésil : L. et J. Morellet, 1917). La flore du N de la France est de caractère tropical d'après Depape (1925 et 1929); les équivalents actuels se trouvent dans le golfe du Mexique, aux Canaries, en Australie, en Insulinde. La flore de Sézanne comprend des genres de la zone tropicale mais aussi de la zone tempérée.

Vers la fin du Thanétien, sans doute, et *au Sparnacien,* le climat semble un peu moins chaud, puisque l'on ne trouve aucune Dasycladacée en France (Morellet, *ibid.*). La flore du bassin de Paris, étudiée par Fritel (1910), a un caractère tropical et subtropical. C'est pendant cette période que se forment les grès ladères des environs de Chartres et les grès de Breuillet; or, la cimentation siliceuse de ces grès a nécessité une mise en circulation exceptionnelle de silice, sous forme de pseudo-solution, ce qui n'est possible à cette échelle que sous un climat tropical comportant une saison sèche. En Vendée, la cimentation des sables cénomaniens a pu se faire à ce moment. D'après Ehrart (1956, p. 35), les argiles sparnaciennes et les lignites du Soissonnais impliquent une période de rhexistasie; l'équilibre biologique indispensable au développement de la grande forêt tropicale a pu être rompu pendant cette période.

Au Cuisien, la flore implique un climat chaud et humide. On trouve, en France, quatre genres de Dasycladacées (Morellet). Les Nummulites arrivent dans le Bassin parisien; comme les Cérithes et les Volutes, elles attestent la température élevée de la mer.

Après ce retour de climat tropical humide, une longue période d'aridité relative survient à nouveau. *Au Lutétien,* la flore implique un climat chaud et sec; elle est représentée par des formes de petite taille, rabougries (Abrard, *ibid.* Cf. Fritel, 1906, et De Saporta, 1867 : *Nerium parisiensis*). D'après Abrard (1925, p. 366), le Lutétien « est la période la plus chaude de l'Eocène », pendant laquelle les Foraminifères, les Polypiers, les Bryozoaires sont les plus nombreux de tout le Tertiaire; or, ces formes exigent une température des eaux particulièrement élevée. Les Miliolidés, si abondants dans le calcaire du Lutétien supérieur des environs de Challans, en Vendée, vivent actuellement dans les mers coralliennes. Les Dasycladacées « sont exceptionnellement bien représentées » [26 genres] (Morellet, 1918). Cette mer chaude se rapprochait « de celles de la province indo-pacifique actuelle ».

Au Bartonien, on trouve encore 17 genres de Dasycladacées. Pour Abrard, « le Bartonien reproduit sensiblement les mêmes conditions au point de vue température de la mer ». La flore, bien représentée dans l'W de la France (Cf. Crié et Couffon), est caractérisée par la présence de Sabalites Andegavensis, Laurus, Flabellaria, Magnolia, Araucaria, Sequoia... Les genres correspondants se trouvent actuellement dans les Antilles, dans l'Inde péninsulaire; les palmiers Sabals vivent aujourd'hui en Floride, en Caroline, en Louisiane, dans le Texas, au Mexique, à Cuba (Couffon, 1909). La température moyenne annuelle devait être voisine de 20-21°, analogue à celle de l'Amérique centrale. Cette température élevée, jointe à une grande aridité pendant une partie de l'année, a favorisé la cimentation siliceuse de certains sables et la formation des grès à Sabalites de l'Anjou, de la Loire-Inférieure et du Maine, des grès de Beauchamp dans le bassin parisien, des grès et poudingues lustrés de la Brenne, et peut-être des « grès éocènes » de Vendée — si toutefois ils n'étaient pas déjà formés. En Anjou et dans le Maine, les calcaires lacustres bartoniens sont silicifiés. Dans les environs de Paris, les lagunes sont asséchées et il se forme, *au Ludien,* d'épais dépôts de gypse (25).

A la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène, les formations sidérolithiques sont particulièrement abondantes dans le centre-ouest de la France; le minerai, compact ou

(25) Cf. H. Alimen et M. Mercier, 1948 et 1951.

en grains, est associé à des argiles bariolées et à des argiles kaoliniques. Ce sont là, de toute évidence, des matériaux provenant de la phase résiduelle de la pédogenèse. Remaniés bien des fois sans doute, ils impliquent la destruction de la couverture végétale et celle des anciens sols formés sous forêt. Les flores sannoisiennes sont souvent très petites et rabougries; la flore des calcaires de Brognon (près de Dijon) correspond au climat des plateaux mexicains (Saporta, 1906). Les flores actuelles, correspondant au calcaire de Celas, dans le Gard (Laurent, 1899), sont comprises entre le 20e et le 40e degré de latitude N; la densité maximale se trouve entre le 20e degré de latitude N et le tropique du Cancer (régions de l'Inde péninsulaire, des Iles de la Sonde, des Antilles, de la Floride, de l'embouchure de l'Amazone).

D'après cette revue sommaire des climats à l'Éocène et au début de l'Oligocène, fondée sur l'étude des faunes et des flores fossiles de régions assez proches de la Vendée, il est permis de penser que les périodes de rhexistasie ont coïncidé avec des phases d'aridité accrue, la température restant élevée, dans l'ensemble. Rappelons que la formation des cuirasses implique une forte température, un mauvais drainage et de faibles précipitations. En conséquence, *le dépôt sidérolithique de la Thermelière a pu se former soit au Sparnacien, soit entre le Lutétien et le Sannoisien :* en effet, dans la région de Poitiers, le minerai de fer en grains est recouvert par la meulière sannoisienne : il peut être aussi bien oligocène qu'éocène.

Un autre gisement doit être rapproché de celui de la Thermelière : c'est celui de Templerie, proche des Moutiers-les-Mauxfaits, sur la bordure est du massif d'Avrillé. Dans la carrière de Lias qui se trouve sur le flanc est de la vallée de Troussepoil, on pouvait remarquer, il y a quelques années, que la partie superficielle du calcaire était complètement rubéfiée, sur 0,5 m d'épaisseur environ, les oolithes du calcaire étant épigénisées en oxyde de fer. En profondeur, le calcaire était resté blanc ou crème, tandis qu'en surface, il avait la couleur d'une brique. L'exploitation du calcaire a presque entièrement fait disparaître la couche rubéfiée, mais on en trouve des débris aux environs. La ferruginisation du calcaire de Templerie peut être contemporaine de la formation — ou de la destruction — de la cuirasse ferrugineuse de la Haute-Thermelière.

C) LES CALCAIRES LUTÉTIENS MEULIÉRISÉS ET LES CONCRÉTIONS SILICEUSES DU MOULIN DE LA NATION.

Au SW du lac de Grand-Lieu, sur le gisement de Lutétien marin du Moulin de la Nation, on trouve de nombreuses plaquettes de calcaire plus ou moins complètement meuliérisé. Aucun dépôt sus-jacent ne permet de fixer à la silicification une date limite supérieure et l'on peut seulement rappeler que les plus importants phénomènes de meuliérisation du Bassin parisien ont eu lieu au Sannoisien (pour la meulière de Brie) et au Burdigalien (pour la meulière de Beauce). Banal dans le Poitou, le Maine, l'Anjou et la partie centrale du Bassin de Paris, ce phénomène, d'origine pédologique,

n'avait pas encore été signalé en Vendée littorale. Il apporte la preuve de conditions climatiques chaudes et relativement sèches; ce que nous savons du climat sannoisien correspond à de telles caractéristiques; il n'est donc pas impossible que les plaquettes de meulière du Moulin de la Nation soient les pauvres restes d'un paléo-sol sannoisien démantelé; dans ce cas, elles seraient l'équivalent de la surface meuliérisée éogène du Bassin de Paris, dont l'importance morphologique a été démontrée par A. Cholley (1938).

Près du Moulin de la Nation, on trouve aussi, épars sur le sol, des rognons et des nodules allongés de couleur noire; en plaque mince, on voit qu'il s'agit de concrétions siliceuses, formées de sphérolites accolés de calcédoine; le diamètre de ceux-ci est de 3 à 5 mm et la plus grande concrétion trouvée a 10 cm de long sur 6 de large. Ces rognons assez biscornus se sont vraisemblablement formés à partir d'un gel siliceux; ils impliquent l'existence d'un milieu exceptionnellement riche en silice, comme il peut en exister dans des cuvettes fermées où s'accumulent les produits de la décomposition des silicates, favorisée par un climat tropical; de tels dépôts existent autour du lac Tchad. Aux alentours, les gneiss du massif ancien étaient un milieu favorable à cette transformation pédogénétique. La cristallisation parfaite en sphérolites semble exclure une évolution très rapide du gel siliceux. Quant à la patine noire vernissée qui recouvre ces concrétions, elle rappelle celle des cailloux qui jonchent certains regs du Sud-marocain.

IV. CONCLUSIONS

A la fin du Crétacé et au début de l'Éocène, la moitié occidentale du Bas-Bocage, entre le méridien de La Roche-sur-Yon et la mer, était une vaste plaine de remblaiement surtout sableuse, couverte par places de cordons de galets roulés, témoins d'un arrêt momentané de la mer cénomano-turonienne, au cours de sa régression. Sur la partie la plus élevée du Bas-Bocage, le massif ancien comportait vraisemblablement des restes de dépôts liasiques et jurassiques plus étendus que ceux d'aujourd'hui; mais le relief devait y être extrêmement faible, puisque la couverture liasique très peu épaisse et la surface d'aplanissement ancienne sur laquelle elle repose étaient subhorizontales. Les vallées creusées dans cette couverture après l'émersion jurassique ne devaient pas dépasser une dizaine de mètres de profondeur, car le réseau hydrographique avait eu constamment un niveau de base très peu déprimé. C'est pourquoi il ne semble pas qu'il y ait lieu d'envisager la formation d'aplanissements étendus, ni celle d'une « pénéplaine éocène » en Vendée par suite de la destruction de reliefs, puisque la surface du terrain, au début de cette époque, était à peu près sans relief.

Grâce à l'étude patiente des dépôts-témoins éogènes en Vendée littorale, on a vu que cette période, longue de 35 millions d'années, avait comporté un certain nombre d'événements fondamentaux, sortes d'étapes jalonnant une évolution complexe qui résulta en partie de la succession de climats particulièrement chauds et momentanément très arides contrastant avec les périodes de climat tropical humide du Secondaire, d'ailleurs beaucoup plus longues.

Les trois critères utilisés habituellement pour reconnaître la surface éogène en Bretagne (argiles kaoliniques, grès siliceux, formations sidérolithiques) ont en Vendée une valeur inégale.

Les paléo-sols, riches en kaolinite, sont recouverts localement soit par du Lias moyen (les Forêts), soit par du Cénomanien (la Garnache) ; *l'altération chimique des roches est donc, au moins en grande partie, prétertiaire* et ne saurait servir d'argument à la détermination d'une véritable surface éocène, sauf au cas où les anciens sols sont tranchés par une surface d'érosion, elle-même fossilisée par des dépôts éocènes datés (qui ne sont connus nulle part). Les grès siliceux n'auraient de valeur que si leur cimentation s'était opérée *en surface,* ce qui n'est pas le cas. Néanmoins, ils ont le grand intérêt de nous renseigner sur la position approximative de la nappe phréatique, au moment de leur cimentation, qui eut lieu probablement à l'Éocène. Mais s'il s'agit de dater la surface du socle sur laquelle reposent les blocs de grès, *seul compte l'âge cénomanien du dépôt sableux qui a fossilisé cette surface.* Si un peu de sable subsiste sous les grès, ces derniers permettent de constater à quel point la surface précénomanienne et les surfaces éocènes ont été proches les unes des autres (quelques mètres à quelques dizaines de mètres, selon les points).

Les documents constitués par les dépôts ferrugineux des environs de La Roche-sur-Yon sont les témoins d'une période de rhexistasie, au cours de laquelle l'érosion modifia quelque peu les formes du terrain. Cependant, ils ne conduisent pas à l'idée du façonnement d'une pénéplaine, mais à celle d'une lente transformation du relief, par recoupements successifs et de peu d'ampleur.

L'évolution rapide du relief fut sans doute entravée par une coalition de facteurs particulièrement défavorables à l'érosion : à l'E, le massif ancien ne pouvait alimenter beaucoup le bassin crétacé émergé, en raison de son propre relief très faible et de sa pente insignifiante (0,1 %). A l'W, le ruissellement était défavorisé par la grande perméabilité de la couverture sableuse crétacée, qui recouvrait le Bas-Bocage, au-dessous de l'altitude de 65 m et peut-être de 80 m... Dans ces conditions, il est sûr que la plaine de sable cénomanienne et sa bordure de calcaire éocène ne devaient pas être

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHEQUE
INSTITUT DE GEOLOGIE

parcourues par un réseau hydrographique bien puissant; en revanche, des nappes d'eau souterraines pouvaient exister et des cuvettes lacustres temporaires ont pu localement s'établir dans les anciennes dépressions.

Les documents paléoclimatiques fournis par les faunes et par les flores, ainsi que par les dépôts résiduels éogènes, apportent la preuve que, dans l'ensemble, les phases à tendance humide (au Paléocène, au Montien et au Cuisien) eurent une durée beaucoup moins longue que les phases à tendance plus ou moins aride (au Sparnacien, au Ludien et pendant la plus grande partie de l'Oligocène). La faiblesse des précipitations, combinée avec les deux facteurs précédents, constitua un obstacle majeur à une action vigoureuse de l'érosion.

A l'E, sur le massif ancien, l'érosion éogène contribua localement à l'exhumation de portions de la surface d'aplanissement primordiale; ailleurs, et par exemple à la Haute-Thermelière, elle entaîna la destruction partielle du régolithe qui recouvrait le socle; au-dessous de 80 m, le rôle de l'érosion, au cours de la période éogène, consista à déblayer une petite partie de la couverture sableuse qui avait comblé les dépressions au Cénomanien, puis au Lutétien, c'est-à-dire qu'elle tendit, dans l'ensemble, à renforcer le relief et non à l'atténuer, tout au moins sur l'emplacement des grandes vallées ensevelies du versant occidental. L'importance de l'érosion ainsi réalisée entre la fin du Cénomanien et la deuxième moitié du Tertiaire sera évaluée quantitativement dans le prochain chapitre.

Comme en Bretagne méridionale, c'est par petites retouches, par recoupements sous de faibles angles que s'est opérée l'évolution morphologique (26).

Sans minimiser toutes ces petites retouches, importantes dans le détail, il faut reconnaître que les grandes lignes du relief actuel, sur le versant occidental de la Vendée littorale, doivent à d'autres événements qu'à l'érosion et à la sédimentation éogènes leurs caractéristiques essentielles : orientation des interfluves et des dépressions, hauteur relative des uns et des autres, largeur des vallées, profil longitudinal de ces dépressions, pente de leurs flancs, larges replats qui les bordent à mi-hauteur : *tous ces traits fondamentaux sont ceux de la morphologie précénomanienne,* conservée grâce à un enfouissement de très longue durée sous l'épais remblaiement cénomanien, *puis exhumée et très peu retouchée.*

Malgré le décapage de la grande masse des sédiments cénomaniens, au cours du Tertiaire et du Quaternaire, l'abondance des grès résiduels

(26) Note ajoutée pendant l'impression : cette transformation du relief a pu s'effectuer selon le schéma acyclique proposé par C. Klein (1959). Surfaces polygéniques et surfaces polycycliques. *B.A.G.F.*, mars-avril, p. 51-68, et : Surfaces de regradation et surfaces d'aggradation, *A.G.*, LXVIII, p. 292-317.

prouve que les formes du relief portent encore la marque indélébile de cette vieille morphologie.

Dans cette région, *la surface éogène s'étendait en grande partie sur du sable :* des grès, des meulières, des blocs d'une cuirasse ferrugineuse nous rappellent qu'elle a existé..., *tandis que la surface précénomanienne était sculptée dans le roc.* C'est pourquoi le cadre morphologique actuel est resté essentiellement celui des très larges et profondes dépressions qui étaient creusées dans le vieux massif cristallin, avant l'invasion de la mer cénomanienne.

Sur le versant méridional et sur la partie orientale du Bas-Bocage, on a vu au Chapitre II combien est forte l'influence du modelé préliasique sur le relief actuel.

CHAPITRE VI

LES FORMES DU RELIEF AU MIOCÈNE

Afin de discerner quelle part peut être attribuée aux formes du début du Miocène dans le relief actuel, il est indispensable de faire une étude morphologique approfondie des dépôts helvétiens. En Vendée littorale, ils sont localisés sur la côte ouest, entre les parallèles de Saint-Gilles et de Touvois, entre 20 et 40 km à l'E de la côte actuelle; on n'en connaît aucun sur la côte sud-ouest. La fig. 19 montre la situation des gisements en Vendée littorale et la figure 20 représente l'extension de la mer des faluns dans l'W de la France.

Grâce à ces témoins, il est possible d'aborder quelques problèmes importants : celui de l'allure de la surface topographique préhelvétienne, celui de l'importance du réseau des vallées, juste avant cette transgression et celui de l'ampleur de la régression préhelvétienne, qui semble avoir été un facteur déterminant de l'érosion. L'étude détaillée des gisements helvétiens serait-elle susceptible de fournir aussi des données précises sur la valeur de l'érosion réalisée au cours de la période comprise entre l'émersion post-turonienne et la transgression helvétienne ?

Puis, en vue de faire la part d'aplanissements marins éventuels, au Miocène, on recherchera quelle fut l'altitude maximum atteinte par la mer helvétienne. Enfin, à l'aide de données climatiques fournies par les faunes et les flores, on tentera d'expliquer la faible valeur de l'érosion constatée, pendant la longue période qui s'étend du Turonien à l'Helvétien.

I. — NIVEAU STRATIGRAPHIQUE DES FALUNS DE LA VENDÉE OCCIDENTALE (1)

Malgré le nombre relativement faible d'espèces récoltées, l'âge de ces dépôts a pu être déterminé avec certitude, grâce à une espèce de Lamellibranche et une de Bryozoaire,

(1) Tous ces gisements ont été découverts par l'auteur, sauf celui de la Marzelle, à Challans, cité par VASSEUR (1881), et celui du Bois-Hermier, cité par WALLERANT (1901); ils ont fait l'objet d'une étude récente (BUGE, FRENEIX et TERS, 1958).

les autres ayant une répartition stratigraphique beaucoup plus large (2) : Pecten praebenedictus Tournouër (de la Marzelle) et Trigonopora helvetica, Roger et Buge (du même gisement), qui sont confinés dans l'Helvétien.

Parmi les Bryozoaires récoltés, deux espèces permettent de donner une précision supplémentaire; ce sont : Trigonopora helvetica, Roger et Buge, et Holoporella palmata, Michelin; en effet, en Touraine, ces deux espèces sont particulièrement abondantes à la *base du dépôt* et deviennent plus rares ensuite : d'après E. Buge (1958), ce phénomène correspond à un abaissement progressif de la température, au cours du Miocène. En effet, les formes actuellement vivantes, correspondant aux deux fossiles cités, exigent une température élevée des eaux, et on ne les trouve aujourd'hui que dans la zone équatoriale et tropicale. Ces deux formes dominent dans le falun de la Marzelle.

On peut admettre que les gisements de Vendée occidentale appartiennent à l'Helvétien inférieur (3).

II. — SITUATION MORPHOLOGIQUE DES GISEMENTS HELVÉTIENS

(Fig. 19)

Dans le bassin de Challans, les calcaires helvétiens remplissent des dépressions qui forment une série de bandes étroites, jalonnant presque partout le cours des vallées actuelles. Les conditions d'affleurement ne permettent pas toujours de voir si le fond rocheux de ces vallées, encombrées de dépôts flandriens, est constitué par du micaschiste, par du Cénomanien ou par de l'Helvétien (4). Ainsi, à la Marzelle, sur la lisière sud de la ville de Challans, le falun repose sur le Cénomanien; à mi-chemin de l'Orgerie et du Guyerrand, j'ai pu aussi observer les rapports des deux étages lors du creusement d'un puits : l'Helvétien, épais de 2 m, s'étend, là encore, sur le sable cénomanien.

Au N et au NW de l'Orgerie, les faluns s'appuient contre un talus de micaschiste, qui les domine de 2 à 3 m (lisière nord du village et route de Challans aux Sables, à 400 m W de l'Orgerie). Ainsi, en ces deux points rapprochés, on peut observer que l'Helvétien a pénétré dans une

---

(2) C'est grâce à de nouvelles récoltes que ces dépôts ont pu être datés avec certitude; ils avaient été attribués précédemment au Redonien (Ters, 1954 *c*).

(3) La situation géographique particulière des gisements helvétiens dans des vallées noyées a eu pour conséquence un endémisme prononcé de la faune. Ainsi, dans l'ensemble du golfe falunien de la France de l'O, on trouve 264 espèces de Bryozoaires, représentés par 111 genres; mais certains sont très exubérants et comprennent jusqu'à 18 espèces. Dans presque tous les gisements, les Bryozoaires sont représentés par quelques espèces seulement, formant 80 à 90 % du nombre total des colonies. Celles-ci trouvaient dans ce golfe épicontinental, à l'abri des influences extérieures, des conditions de vie particulièrement favorables (Buge, 1958).

(4) C'est pourquoi il convient de se montrer prudent dans les reconstitutions paléogéographiques, lorsque les affleurements ne sont pas suffisants.

Les gisements Helvétiens et Redoniens de la Vendée Littorale

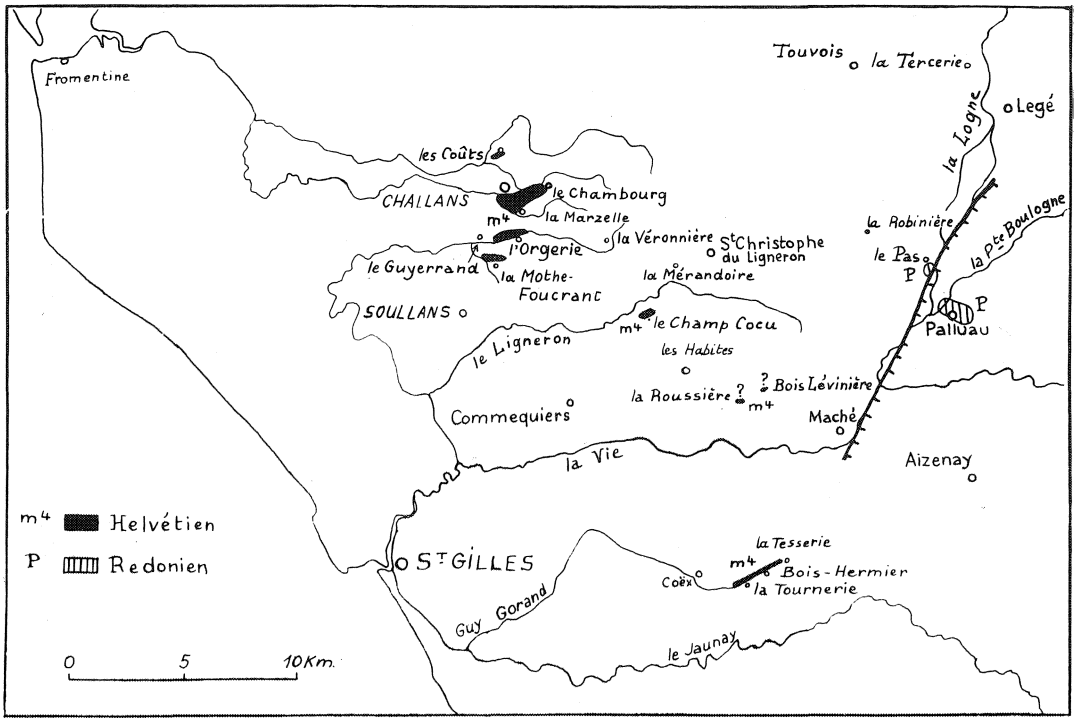
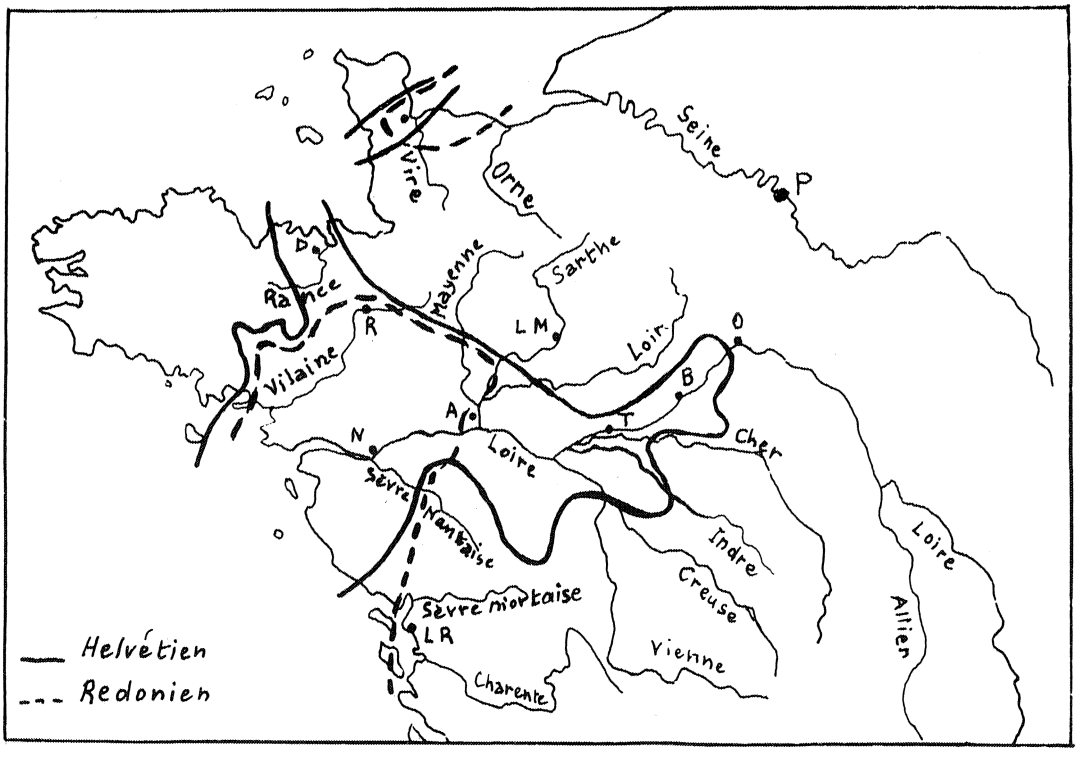


Fig. 19

Extension probable de la mer au Miocène (Helvétien) et au Redonien, sur le massif armoricain *(d'après E. Buge, 1957)*



A : Angers; B : Blois; LM : Le Mans;
LR : La Rochelle; N : Nantes; O : Orléans; P : Paris; R : Rennes; T : Tours.

Fig. 20

gouttière creusée dans le Cénomanien et dans le socle schisteux (5). A l'W de ce gisement, le Cénomanien du champ de courses de Challans s'élève jusqu'à 13 m; au SE, celui de la butte de Montravail atteint 30 m, tandis que l'Helvétien de l'Orgerie ne dépasse pas l'altitude de 12 m.

En ces lieux, on ne peut donc échapper aux conclusions suivantes : sous le remblaiement cénomanien, la surface du socle ancien n'est pas plane, puisqu'elle descend jusqu'à — 8 m (au puits du Préneau), tandis qu'à une distance de 400 m au N, sur le flanc N du ruisseau de l'Orgerie, l'interfluve schisteux atteint 13 m d'altitude; nous avons émis l'hypothèse (p. 156) que cette dépression profonde correspondait vraisemblablement à la partie axiale de la vallée précénomanienne du Ligneron. Il semble que, pendant sa transgression, la mer helvétienne ait réoccupé cette dépression, après en avoir déblayé partiellement les flancs schisteux; plus à l'E, à une profondeur moindre, elle s'est enfoncée dans une gouttière, creusée dans le remblaiement cénomanien : par son orientation E-W, par sa largeur (égale à plusieurs dizaines de mètres), par sa forme, cette dépression qui se prolonge vers l'E par la vallée précénomanienne du Ligneron, ne peut être autre chose qu'une vallée (5 *bis*).

En abordant la région, la mer helvétienne, venue de l'W, y a d'abord pénétré par des rias, avant de l'inonder jusqu'à l'altitude actuelle de 75 m environ (Cf. p. 216).

— *Au NE de Challans,* le calcaire du Chambourg repose sur le micaschiste et sa surface se trouve à 12 m. Il est situé en contre-bas du talus schisteux qui va des Plantes aux Raillères et qui s'élève à 35 m. Dans le même secteur, le Cénomanien ne monte qu'à 25 m; la mer helvétienne a retrouvé, à peu de chose près, le fond rocheux d'une dépression précénomanienne, qu'elle a réoccupée, après son déblaiement, et peut-être légèrement approfondie.

La vallée actuelle, creusée dans l'Helvétien, a retrouvé à nouveau cette dépression fort ancienne, ce qui pose un problème important : celui du mécanisme par lequel les vallées successives ont retrouvé les dépressions ensevelies. Cette question fera l'objet du chapitre VIII (p. 236).

---

(5) En Vendée, aucun indice ne permet de supposer que les gisements d'Helvétien soient en rapport avec des fossés tectoniques, comme en certains points de la Bretagne (Cf. S. Durand et Y. Milon, 1957, p. 61). Partout où elle est connue, *leur épaisseur est faible* (2 à 6 m) et ne saurait être comparée à celle des faluns du Quiou, par exemple, épais de plus de 52 m; d'autre part, les faluns de Vendée *ne* « se terminent (pas) brusquement comme en butant contre des parois de roches anciennes » (*id.*), mais s'étendent sur le Cénomanien ou le micaschiste du socle (le Chambourg, l'Orgerie, le Champ-Cocu, la Tournerie). La plupart des gisements jalonnent de très larges vallées, dont ils n'occupent actuellement qu'une superficie restreinte; *le cadre schisteux de ces vallées étant généralement précénomanien* (Challans, l'Orgerie, le Champ-Cocu), *c'est celui-ci qui a déterminé la situation des faluns* (et non l'inverse). Cf. en particulier le dépliant VI.

(5 *bis*) Sur la fig. 11, la coupe passe un peu à l'E du gisement helvétien de l'Orgerie et le fond rocheux de la vallée du Ligneron est entièrement tapissé de Cénomanien.

— *Le gisement des Coûts,* dont l'altitude est de 8 m, est dominé au N par une butte interfluve de micaschiste, haute de 22 m et au S par la butte de sable cénomanien de Challans, qui atteint 15 m. Là encore, l'Helvétien se trouve au fond d'une gouttière EW, creusée dans le Cénomanien, qui avait lui-même remblayé une dépression du socle ancien.

— *Le gisement du Champ-Cocu* se trouve beaucoup plus à l'intérieur des terres, sur un large replat qui borde le flanc sud de la vallée du Ligneron. Il repose sur le micaschiste et domine de 14 m le talweg actuel; la surface est à 25 m; sur le même flanc, des lambeaux de Cénomanien atteignent une altitude supérieure (44 m) : *les dépôts de cet âge étaient donc déjà enlevés, sur la partie moyenne des flancs de la vallée, lors de la transgression helvétienne.* (Cf. le profil transversal de la vallée du Ligneron, p. 136 et dépliant VI.)

— *Les gisements de la vallée du Guy-Gorand* présentent un très grand intérêt; ils forment une ligne droite, qui part de la Tournerie, non loin de la source du ruisseau actuel, et se prolonge exactement dans la même direction, vers le NE. Le dépôt de la Tournerie tapisse le fond de la vallée actuelle et affleure sur la partie basse de ses flancs, tandis qu'au Bois-Hermier (6) et à la Tesserie, le falun dépasse, vers l'E, la source de ce ruisseau; il est enfoui sous 4 à 7 m d'alluvions d'âge indéterminé et n'est atteint que par des puits. D'après ces observations, *la vallée préhelvétienne qui fut remblayée par les faluns, était plus longue que la rivière actuelle.*

Ainsi, de l'étude morphologique des gisements précédents, il ressort qu'au cours de sa transgression, la mer helvétienne a remonté de larges gouttières, orientées sensiblement E-W, et creusées tantôt dans le Cénomanien, tantôt dans le micaschiste.

L'étude du relief précénomanien (Cf. chap. III) nous a montré que ces dépressions étaient bien de larges vallées. La mer helvétienne retrouva quelques-unes d'entre elles, tout au moins, et les remonta à son tour, puisque l'on trouve encore de ses dépôts dans les petites vallées des environs de Challans (à 12 m), dans celle du Ligneron (à 24 m), et dans celle du Guy-Gorand (à 47 m). Étant donné l'altitude de ce dernier gisement, on peut penser que la mer helvétienne envahit tout le réseau hydrographique d'alors, au moins jusqu'à l'altitude de 50 m (et même de 75 m : Cf. 6 *bis*).

Mais ce réseau était-il aussi complet qu'aujourd'hui ?

---

(6) Notice de la feuille de Palluau, 1re éd.

(6 *bis*) Nous avons vu au chapitre précédent que les sédiments néogènes étaient bien représentés dans un golfe allant du lac de Grand-Lieu à Montaigu et à Treize-Septiers; l'Helvétien atteint 60 m en ce dernier lieu et rien n'indique qu'il soit dénivelé d'une manière quelconque.

Celui de Beau-Rivage, de faciès tout à fait côtier, atteint 75 m. Cf. p. 216.

III. — RAPPORTS DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE PRÉHELVÉTIEN, DU RÉSEAU PRÉCÉNOMANIEN ET DU RÉSEAU ACTUEL

En ce qui concerne *la densité* des vallées préhelvétiennes, rappelons qu'aux environs de Challans, les plus petits cours d'eau sont bordés par des dépôts helvétiens (ruisseaux du Chambourg, des Coûts, de la Marzelle, de l'Orgerie) : le réseau actuel ne semble pas plus riche que le réseau préhelvétien. Tantôt celui-ci était creusé dans le remblaiement cénomanien, tantôt il avait retrouvé les dépressions précénomaniennes du socle schisteux.

En ce qui concerne *la profondeur relative des vallées,* actuelles et préhelvétiennes, trois gisements fournissent des données, assez peu cohérentes au premier abord. De la côte vers l'intérieur, les rapports entre les talwegs actuels et l'altitude de la surface du remblaiement helvétien sont variables : à l'Orgerie, le ruisseau coule à quelques mètres au-dessous de la surface du falun; au Champ-Cocu, à 14 m et à la Tournerie, à 3 m au-dessous; mais au Bois-Hermier et à la Tesserie, la vallée helvétienne est encore ensevelie et remonte à plus d'un km au-delà de la source actuelle. Ces faits appellent quelques commentaires; à l'Orgerie et à la Tournerie, le fond des vallées remblayées de falun se trouvait à un niveau inférieur à celui des vallées actuelles. Au Champ-Cocu, il semble que ce soit l'inverse : la surface de base de l'Helvétien domine le talweg actuel de 14 m. Mais nous savons que le fond rocheux de la vallée du Ligneron, au droit de ce gisement, est encore remblayé de Cénomanien. Le dépôt helvétien s'étend sur un ancien replat précénomanien modelant le flanc sud de la vallée (Cf. dépl. VI), mais qui nous dira où se trouvait le *talweg préhelvétien ?* En ce point, nous ne savons pas à quelle altitude relative se trouvait le fond de la vallée préhelvétienne par rapport à celui de la vallée actuelle.

Enfin, au Bois-Hermier et à la Tesserie, le fond de la vallée préhelvétienne ensevelie se trouvait à une dizaine de mètres au-dessous de la surface actuelle du sol. Ainsi, *dans trois au moins de ces quatre gisements, le talweg des vallées préhelvétiennes était en contrebas de quelques mètres de celui des vallées actuelles.* (Le gisement ambigu se trouve dans une situation intermédiaire entre les gisements d'amont et d'aval et n'enlève donc rien à la portée du résultat précédent.)

Les gisements du Bois-Hermier et de la Tesserie prouvent aussi *que la vallée préhelvétienne du Guy-Gorand était un peu plus longue que la vallée actuelle.*

Dans la région de Challans, le réseau helvétien est plus semblable au réseau précénomanien que l'actuel : en effet, l'important remblaiement miocène qui suit la vallée du ruisseau de l'Orgerie se trouve au voisinage du talweg de la vallée précénomanienne du Ligneron (Cf. p. 156), alors que

le Ligneron actuel quitte la vallée précénomanienne à partir de la Mérandoire et se dirige vers le SW. Cette orientation de la partie inférieure de son cours résulte d'une épigénie.

En conclusion, *la densité du réseau hydrographique préhelvétien semble avoir été aussi forte que l'actuelle; son enfoncement était plus grand,* dans 3 sur 4 des cas étudiés. *La longueur de l'une des vallées préhelvétiennes était supérieure à celle de la vallée actuelle correspondante* (Guy Gorand).

Ainsi ressort l'importance du creusement qui s'est effectué entre le retrait de la mer cénomanienne et la transgression helvétienne; durant cette période, l'érosion fit disparaître une partie importante du remblaiement cénomanien accumulé dans les vallées; *ni l'érosion actuelle, ni l'érosion remontante provoquée par les grandes régressions quaternaires n'ont atteint la vigueur de l'érosion préhelvétienne,* puisque les faluns comblent encore la tête de la vallée du Guy-Gorand : depuis l'Helvétien, elle n'a plus jamais été retrouvée...

Nous sommes ainsi amenés à constater que le déblaiement des vallées fut relativement rapide, au cours de la période de bas-niveau marin qui s'étendit pendant une partie de l'Oligocène et surtout le début du Miocène ; il fut particulièrement important dans les basses vallées.

IV. — AMPLEUR DE L'ÉROSION, ENTRE LE RETRAIT DE LA MER CÉNOMANO-TURONIENNE ET L'ARRIVÉE DE LA MER HELVÉTIENNE

(Fig. 10 et 19)

Il est possible de l'évaluer en quelques points, en comparant la différence d'altitude de la base du remblaiement helvétien dans les vallées et le niveau maximum atteint par le remblaiement cénomanien, dans la même région.

En Vendée littorale, aucun gisement de Cénomanien marin fossilifère ne dépasse l'altitude de 63 m. L'altitude de la surface actuelle du remblaiement diminue graduellement d'E en W, s'abaissant de 63 m (la Tercerie), à 47 m (la Mérandoire), à 36 m (la Véronnière) et à 25 m (Montravail).

On ne peut croire que toutes ces cotes correspondent exactement à celles de la surface d'émersion du Cénomanien : en effet les grès de la Tercerie et de la Mérandoire, actuellement à l'affleurement, se sont formés au voisinage d'une nappe phréatique sous une certaine épaisseur de sable : le remblaiement maximum a donc atteint quelques mètres de plus, au moins (mais les galets roulés du Rondais, situés actuellement vers 65 m d'altitude, ceux d'Aubigny et de Nesmy (à 80 m), font penser que la mer cénomanienne est montée encore plus haut). (Cf. p. 123). Cependant, dans la

vallée du Ligneron, entre la Bloire et la Margottière, la surface du sable cénomanien est si parfaitement plane et horizontale au sommet de l'interfluve qu'elle évoque de façon irrésistible l'image d'une surface d'émersion (photos 11 et 12, p. 120) ; d'autre part, on y trouve de nombreuses rhizoconcrétions, *dont la formation a vraisemblablement eu lieu dès la fin du Crétacé* (Cf. p. 172). La pente vers l'W, signalée plus haut, peut provenir d'un léger mouvement de bascule, en rapport avec la faille de Maché, et postérieur au Cénomanien; mais il est bien naturel aussi qu'une surface d'émersion s'abaisse légèrement dans la direction du large : entre la Tercerie et la Véronnière, la pente n'est que de 0,16 % (7).

A l'W de la Véronnière, les interfluves installées sur le remblaiement cénomanien s'abaissent rapidement et leur forme arrondie montre que l'érosion a été plus active, en bordure de la côte.

Dans ce secteur, nous avons vu que l'Helvétien gît au fond de vallées creusées surtout dans le Cénomanien; la base du remblaiement se situe entre 0 et 5 m. Vers le méridien de Challans, le fond des vallées des ruisseaux de l'Orgerie et de la Motte-Foucrant est tapissé d'Helvétien; au N, la butte de sable cénomanien du champ de courses monte à 15 m, tandis qu'au S, celle de la Pinçonnière atteint 23 m : or, *toutes deux sont couvertes de rhizoconcrétions* et sont ainsi des restes du paléo-sol crétacé. Le fond des vallées préhelvétiennes se trouve donc entre 20 et 25 m au-dessous de la surface du remblaiement cénomanien maximum. Sur un profil N-S, allant de Challans à Soullans, l'ampleur des croupes de Cénomanien est comparable à celle des vallons évasés qui y sont creusés et au fond desquels affleure l'Helvétien, — si bien que la masse des sédiments enlevés serait, en ce point, égale à la moitié du volume compris entre la base de l'Helvétien (0 à 5 m) et la surface du Cénomanien (23 m). *Le volume enlevé par l'érosion pendant la période comprise entre l'émersion post-turonienne et la transgression helvétienne représenterait la valeur d'une tranche de sable et de calcaire d'une épaisseur de 15 m d'épaisseur environ* (si elle était également répartie).

Un deuxième gisement permet une évaluation du même ordre : au Champ-Cocu, on peut observer l'emboîtement de l'Helvétien dans le Cénomanien, sur le flanc sud de la vallée du Ligneron. La base de l'Helvétien est à 22 m; les grès cénomaniens étant à 47 m, le niveau d'émersion pouvait se trouver quelques mètres plus haut (vers 50 m). Si l'on admet que la moitié environ des dépôts cénomaniens était déjà érodée au moment de la transgression helvétienne, on obtient sur ce méridien un résultat analogue : l'érosion aurait enlevé une masse de sable équivalente à une tranche de 14 m d'épaisseur. (Mais comme il est probable que le talweg préhelvétien se

(7) Pente calculée sur le parallèle de la Véronnière (36 m), au droit de la Tercerie (63 m), soit : 27 m pour 16 km.

trouvait légèrement au-dessous de 22 m (Cf. plus haut), cette valeur n'est sans doute pas tout à fait assez forte).

Si l'on fait le même rapprochement pour les gisements helvétiens de la haute vallée du Guy-Gorand, la valeur obtenue est plus faible, ce qui est normal; la base de l'Helvétien se trouve vers 40-45 m et les grès cénomaniens situés sur le même méridien sont à 47 m (la Ruette) : on voit que tout à fait à l'amont des rivières, la profondeur des dépressions helvétiennes creusées dans le socle, sous le remblaiement cénomanien, ne devait pas dépasser quelques mètres.

En conclusion, il semble qu'entre l'émersion post-turonienne et la transgression helvétienne, l'érosion continentale ait enlevé la valeur d'une couche d'une quinzaine de mètres de sédiments très meubles (surtout du sable) *entre les méridiens de Challans et de Saint-Christophe-du-Ligneron, et de quelques mètres seulement, au méridien de la Chapelle-Hermier, à l'amont des rivires, — et cela sans avoir exercé d'action reconnaissable sur le socle schisteux* (8).

Or, pendant quelle durée s'est exercée une action aussi faible ? D'après les estimations classiques, entre le Turonien et la fin du Crétacé se sont écoulés environ 20 millions d'années; pendant l'Éocène, 20 millions; pendant l'Oligocène, 15 millions et pendant le Miocène inférieur (Burdigalien) : 3 millions; au total, environ 58 millions d'années (9).

Le rapport entre cette très longue durée et la valeur minime de l'érosion constatée paraît extraordinairement faible.

Devant ce problème, on peut imaginer que des érosions plus considérables ont eu lieu, mais qu'aucune trace ne permet d'en apporter les preuves; ou bien accepter l'idée que les faits constatés correspondent à la réalité et tenter de les expliquer, tels qu'ils se présentent.

Dans la première hypothèse, on peut supposer qu'après l'émersion turonienne, des dépôts continentaux ont été formés, puis enlevés; mais cette idée reste sans aucun fondement; on peut imaginer aussi que d'autres transgressions ont eu lieu, laissant des sédiments dont il ne serait resté aucune trace; entre le Cénomanien et l'Helvétien, on ne connaît dans la région que des dépôts turoniens, sénoniens et lutétiens; le Turonien a laissé des témoins aux Raillères de Bois-de-Cené, à Touvois et à Commequiers ; la mer turonienne est sans doute montée presque aussi haut que la mer cénomanienne, mais ne semble avoir formé aucun dépôt au-dessus de

(8) La surface d'émersion réelle du Cénomanien en Vendée n'étant pas connue, les estimations précédentes sont naturellement approximatives, mais fournissent un ordre de grandeur vraisemblable, grâce au paléo-sol à rhizoconcrétions, datant de la fin du Crétacé (Cf. p. 172-173).

(9) Hecht (1952). Les valeurs données par Holmes (Principles of physical geology, Nelson, London) sont plus élevées. Pour la même période, on obtiendrait 90 millions d'années.

45 m, ni au-delà de Touvois. En dehors du gisement mal daté du Petit Rocher (Cf. p. 126), le Sénonien n'est connu qu'au N des limites de notre étude, et à des altitudes plus faibles que celles du Cénomanien. Les sables éocènes reposent dans des dépressions creusées dans le Cénomanien, — ou dans le socle —, et ne montent pas au-dessus de 34 m, dans la région de Grand-Lieu. Ensuite, jusqu'à l'Helvétien, on ne connaît plus aucun sédiment marin.

Quoi qu'il en soit, et même en supposant — sans aucune preuve — que d'autres dépôts aient existé, puis aient été érodés sans laisser de traces, et que l'érosion ait été un peu plus forte que celle que nous avons estimée, elle n'en est pas moins remarquablement faible. Plusieurs facteurs paraissent susceptibles d'éclairer le problème : l'altitude de la région au-dessus du niveau de la mer au cours de cette période, son relief insignifiant, le rôle joué par les différents climats, ainsi que la stabilité du socle.

a) *Altitude et relief*

Entre l'émersion turonienne et la transgression helvétienne, quelle put être l'altitude de la région au-dessus du niveau de la mer ? En Vendée, la mer turonienne semble avoir succédé à la mer cénomanienne sans discontinuité; la mer sénonienne fut en retrait sur les deux précédentes, mais les silex crétacés résiduels, si abondants dans toute la région située entre Nantes et Rocheservière, prouvent que la mer n'a complètement évacué la région littorale vendéenne que vers la fin du Crétacé. Dans le Bassin parisien, c'est seulement au Campanien et au Maestrichtien que l'exondation est générale (10).

Nous ne connaissons pas l'ampleur de la régression correspondante, mais c'est probablement à ce moment que s'amorça dans le remblaiement cénomanien le creusement des vallées par où remonta, plus tard, la mer lutétienne. (En effet, dès avant le Montien, des vallées entament le Crétacé supérieur dans le Bassin de Paris).

Dès le Paléocène, la mer était déjà revenue tout près du niveau actuel, puisqu'un marais côtier existait à Noirmoutier, ainsi qu'en témoigne la flore découverte sous les grès à Sabalites par S. Durand (1957).

Dans le bassin de Paris, le Montien et le Thanétien correspondent à des transgressions; si la Vendée littorale ne fut pas recouverte, on peut cependant penser que la mer se trouvait alors au voisinage du rivage actuel; au Sparnacien, par contre, la mer quitte le Bassin de Paris.

C'est au Lutétien inférieur que la ligne de rivage dépasse le niveau actuel en Vendée. Au Bartonien, la région semble émergée; mais à l'Éocène

(10) Peut-être le calcaire du Petit Rocher, qui affleure sur la côte à 3 km au SE de Saint-Gilles, est-il sénonien; sa surface se trouve vers — 1 m.

supérieur et à l'Oligocène, il ne semble pas que le niveau de la mer soit descendu très bas, car des formations saumâtres bartoniennes existent dans le Maine et l'Anjou, et des formations marines oligocènes dans le Bassin de Rennes.

Par contre, le Miocène inférieur n'est connu que plus loin de la Vendée, dans le sud du Bassin d'Aquitaine.

Ainsi, du point de vue du niveau relatif de la terre et de la mer, nous pouvons distinguer six périodes principales depuis l'émersion turonienne jusqu'à la transgression helvétienne :

— une période de bas-niveau pendant la fin du Crétacé;

— une période de niveau presque égal à l'actuel, pendant l'Éocène tout à fait inférieur;

— une période de bas-niveau indéterminé pendant le Sparnacien;

— une période de transgression jusqu'à + 35 m au moins pendant le Lutétien;

— une période de niveau presque égal à l'actuel pendant la fin de l'Éocène et l'Oligocène;

— une période de bas-niveau pendant le début du Miocène ; d'après nos observations, c'est à ce moment qu'auraient eu lieu les phénomènes d'érosion continentale les plus importants.

Au total, on trouve deux périodes de régression marquée, contre une période de transgression légère et trois autres où le niveau de la mer était sensiblement le même qu'aujourd'hui.

Or, dans quel état la mer turonienne avait-elle laissé la région ? Les dépôts résiduels cénomaniens et turoniens permettent de nous en faire une idée très nette. Depuis la ligne de rivage actuelle jusqu'à l'altitude de 60-80 m, *la région littorale tout entière, sur le versant ouest, formait une mer de sable* où devaient émerger de quelques mètres à peine, tels des îlots rocheux, les anciens interfluves des vallées précénomaniennes ensevelies. Peut-être même le plateau de la Robinière émergeait-il seul. Tout le reste était enseveli sous une nappe de sable où étaient intercalées quelques rares petites lentilles calcaires.

Depuis la côte actuelle jusqu'au rebord du massif granitique d'Aizenay-Beaulieu, la pente de cette surface de remblaiement, presque parfaitement plane, était de 0,15 % environ. Tout à fait à l'E, le socle n'avait pas été recouvert par le Crétacé, mais il ne devait pas comporter de dépressions supérieures à 50 m. D'Aizenay à Saint-Martin-des-Noyers (sur le rebord

ouest de l'actuelle faille de Chantonnay), sa pente d'ensemble, calculée à la surface du massif ancien, était également de 0,15 % environ (11).

Ainsi, pendant la période considérée, évaluée plus haut à 58 millions d'années environ, la région tout entière formait un vaste plan incliné, à très faible pente, entre l'actuelle ligne de rivage et le méridien de Chantonnay. Dans sa moitié ouest, elle était presque complètement dénuée de relief, et le ruissellement devait être singulièrement atténué par la perméabilité de la couverture sableuse cénomanienne.

Stabilité remarquable, proximité de la mer presque constante, altitude et pente d'ensemble très faibles, relief insignifiant ou nul, couverture très perméable, endoréïsme momentané, tous ces faits étaient peu favorables à une vigoureuse érosion continentale.

Mais les conditions de relief et d'altitude ne prennent toute leur valeur qu'en fonction des conditions climatiques.

b) *Les paléo-climats tertiaires.*

Un certain nombre de données concernant la fin du Crétacé, l'Éocène et le début de l'Oligocène ont déjà été fournies pages 174 et 195-197.

A L'OLIGOCÈNE, le climat reste chaud et sec.

Au Sannoisien, dans le Bassin de Paris, les lagunes continuent de s'assécher, provoquant le dépôt des marnes supra-gypseuses. *Le calcaire de Brie est meuliérisé*; il en est de même du calcaire lacustre de Touraine et du Poitou (la Mothe-Saint-Héraye). Dans la Limagne, la base de l'Oligocène renferme des formations latéritiques (12).

Au Stampien, la flore est tropicale (de Saporta, 1867, Marty et Vergne, 1934).

On y trouve Eucalyptus, Euphorbia.

A la fin de cette époque, après l'émersion, des dunes se forment à partir des sables stampiens, dans la région de Fontainebleau : leur topographie reproduit exactement certaines formations dunaires actuelles, situées à proximité du lac Tchad. A cette époque, le climat était tropical et subdésertique dans le Bassin de Paris (Alimen, 1936).

A l'Aquitanien, il se forme encore des calcaires lacustres (calcaire de Beauce). Dans les faluns, la présence de polypiers sténothermes implique une mer chaude (minimum supérieur à 19°). La flore de Gergovie est de type tropical ou subtropical.

AU MIOCÈNE, il se produit une décroissance régulière de la température des eaux marines (13).

L'étude des récifs madréporiques est particulièrement instructive de ce point de vue. En effet, parmi les polypiers, les formes récifales sténothermes impliquent des

(11) Il est probable qu'à la fin du Crétacé, le Lias et le Jurassique étaient moins érodés qu'actuellement, dans la région située à l'W de la faille de Chantonnay. Cependant, si le lambeau de croûte ferrugineuse de la Thermelière, à 5 km au NE de la Roche-sur-Yon, est bien tertiaire, ce sédiment prouve que le massif granitique était complètement exhumé de sa couverture sédimentaire secondaire, dès la fin de l'Éocène ou le début de l'Oligocène, en ce lieu.

(12) J. Giraud (1902).

(13) J.-P. Chevalier, 1958. Aperçu sur les formations coralliennes du Miocène français. Congrès Soc. Sav. Aix-Marseille.

conditions climatiques particulières : des eaux chaudes, salées et peu profondes ; par contre, les formes eurythermes s'adaptent à des conditions de profondeur et de latitude variables. Or, les polypiers sténothermes sont abondants, en France, à l'Aquitanien et au Burdigalien, plus rares à l'Helvétien : on ne trouve que de rares colonies dispersées, dans les faluns de Touraine, où les formes eurythermes dominent. Au Redonien, ils ont complètement disparu.

Cette transformation des faunes, constatée dans de nombreux cas, et le mélange de formes tempérées et équatoriales sont liés à un lent refroidissement des eaux le long des côtes atlantiques françaises, et on l'explique par des venues, progressivement plus importantes, d'eaux froides arrivant du N de l'Europe. Mais le climat, dans son ensemble, subissait aussi un lent refroidissement : c'est ce qui ressort de l'étude des flores fossiles miocènes (14).

Le Burdigalien.

Dans le Massif Central, sur le plateau de Gergovie, un dépôt de plantes du Burdigalien inférieur, conservé dans une vallée miocène, est de type tropical : on y trouve les genres Chara, Sabalites, Phragmites, Myrica : leurs équivalents actuels vivent dans les zones tropicales ou subtropicales d'Afrique, d'Asie méridionale, d'Amérique centrale (15 et 16). Par rapport aux flores du Miocène supérieur, celle de Gergovie est nettement *plus chaude,* et elle a beaucoup d'affinités avec les flores de l'Aquitanien et du Sannoisien. Momentanément, le climat est encore aride : des *calcaires sont meuliérisés* (calcaire de Beauce) [A. Cholley, A.G. 1943] et la Pierre de Stone se forme sans doute à cette époque, ainsi que des formations sidérolitiques. Vers cette époque, se produit le vaste épandage des sables de la Sologne, descendant du Massif Central jusqu'à la basse vallée de la Seine; cet important épisode de sédimentation détritique fait suite à une série de périodes d'intense altération chimique, échelonnées depuis le Secondaire.

Ainsi, d'après les données fournies par les faunes et par les flores entre la fin du Crétacé et l'Helvétien, la région étudiée s'est trouvée placée continuellement dans des conditions de température correspondant à celles de la zone tropicale actuelle, avec un maximum probable à l'Éocène (Lutétien, Bartonien) (17).

— *Pendant les périodes de climat chaud et humide,* la Vendée littorale devait être couverte d'une dense végétation ; l'altération chimique des roches a pu être intense (formation d'argile de décalcification à Longeville; peut être kaolinisation du granite à la Thermelière).

---

(14) G. Depape et P. Grangeon (1958). Les flores miocènes de la France. Congrès Soc. Sav. Aix-Marseille.

(15) N. Boulay (1899). Flore fossile de Gergovie (Puy-de-Dôme). Ann. Soc. Sc. Bruxelles, t. 23, p. 55-132.

(16) P. Grangeon. Contribution à l'étude de la paléontologie végétale du Massif du Coiron (Ardèche). Mém. Soc. Hist. Nat. d'Auvergne.

(17) « Les flores tertiaires d'Europe, surtout à partir du Miocène, s'appauvrissent graduellement en espèces tropicales; ces dernières sont progressivement remplacées par des espèces tempérées, dont la plupart forment encore le fond principal de la végétation actuelle de nos régions. » Laurent et Marty (1923) notent que les éléments constitutifs des flores fossiles vivent actuellement :

— à 30-40° de latitude plus au S, pour les flores éocènes.
— à 25° environ de latitude plus au S, pour les flores stampiennes du bassin de Marseille.
— à 17-20° environ de latitude plus au S, pour celles du Miocène.
— à 15° environ pour les flores plaisanciennes.
— à 10° environ pour le Pliocène moyen d'Italie.
— à 6° environ pour la végétation villafranchienne.

(P. Grangeon, 1958, p. 265-266.)

Dans les régions de climat tropical humide, mais comportant des dénivellations importantes, l'érosion peut être énorme en période de pluies, là où le sol est plus ou moins dénudé; mais la Vendée littorale était une plate-forme en pente très douce (0,15 %) vers la mer, sur laquelle les dénivellations maximums n'excédaient nulle part quelques dizaines de mètres; la perméabilité du terrain, sur plus de la moitié de la surface totale, alliée à la végétation touffue et à la faiblesse des pentes, ne pouvait que faire obstacle à une érosion vigoureuse.

— *Pendant les périodes de climat chaud et sec,* l'érosion n'était plus entravée par une forte végétation, mais la faiblesse du relief ne favorisait pas non plus un ruissellement de grande ampleur. Coulant sur le remblaiement cénomanien qui comblait les larges vallées creusées dans le socle, les oueds éocènes ont bien pu saper leurs berges de sable et recreuser peu à peu le fond des vallées; mais on ne peut imaginer que des aplanissements de grande envergure se soient réalisés, puisque les flancs schisteux des vallées précénomaniennes sont conservés. Le travail de l'érosion a consisté à déblayer et à recreuser en partie les anciennes dépressions.

Pendant la période considérée et dans cette région, il ne faut pas oublier que le point de départ morphologique fut une surface d'émersion pratiquement plane; le relief a évolué ensuite dans le sens d'un creusement et non dans celui d'un aplanissement; il ne peut donc être question de pénéplanation. Tout à fait à l'E, sur le massif ancien, fut décapée la couverture liaso-jurassique, épaisse de quelques dizaines de mètres tout au plus ; localement, fut exhumée la surface préliasique, pourvue d'un très faible relief (18).

c) *Grâce à la stabilité du socle,* aucun relief nouveau, susceptible d'entraîner une reprise de l'érosion, ne se forma au cours de la période considérée.

V. — L'ÉROSION CONTEMPORAINE DE LA PÉRIODE HELVÉTIENNE

Des aplanissements notables, d'origine marine, ont-ils pu se produire durant la transgression helvétienne ? Il convient à ce propos de rechercher, d'une part, quel put être le niveau maximum atteint par la transgression helvétienne, et, d'autre part quel fut le régime des eaux sous-marines, dans cette marge continentale submergée.

A défaut de dépôts de plage que l'on pourrait valablement attribuer à l'Helvétien, mais dont je n'ai pas trouvé trace dans la région, des données

(18) Dans d'autres régions, même voisines, mais d'altitude ou de relief plus considérables, l'évolution morphologique a pu être complètement différente, surtout en l'absence d'une épaisse couverture sableuse comme celle de la Vendée littorale à la fin du Crétacé.

intéressantes pour cette évaluation sont fournies par nos connaissances sur les conditions de vie des Bryozoaires. D'après la courbe de répartition des espèces helvétiennes encore vivantes, établie par E. Buge (1948, p. 87), la profondeur à laquelle vit le plus grand nombre d'espèces est de 40 à 100 m. D'autre part, L. W. Stach (1937, cité par Buge, 1957, p. 357), estime que la profondeur d'un dépôt peut être évaluée d'après la forme des zoaria de Bryozoaires : en général, les zoaria de forme « stable » sont en relation avec des champs d'algues, et de ce fait vivent à une profondeur relativement faible (20 à 50 m). Au contraire, les zoaria de forme « instable » ont en général une tolérance beaucoup plus grande vis-à-vis de la bathymétrie... Or, en Vendée, les espèces reconnues appartiennent toutes au premier groupe. Les Coraux récifaux fournissent des données tout à fait concordantes : d'après Wells (1954), la plupart des formes récifales se trouvent à des profondeurs variant de 20 à 30 mètres.

Dans la vallée du Ligneron, au Champ Cocu, l'Helvétien à Bryozoaires atteint 25,5 m d'altitude; si l'on admet que ce dépôt n'a guère été érodé et qu'il s'est formé sous une épaisseur d'eau de 20 à 40 m, le niveau maximum de la mer à ce moment aurait été de 45 à 65 m.

Dans la région de Challans, la profondeur de la mer pouvait donc atteindre quelques dizaines de mètres au-dessus des fonds de vallées où se trouvent les faluns. Comme la partie supérieure de ceux-ci est à 10 m en moyenne, la mer helvétienne serait montée jusqu'à une soixantaine de mètres au plus. A la Tournerie, la surface du falun est à 48 m : on peut admettre qu'une profondeur d'eau de quelques mètres ait convenu aux Ostréidées que l'on y trouve.

Près de Montaigu, l'Helvétien de Bois-Chalon (57 m), à grands Cardiums, est de faciès falunien, comme celui de Challans. A Treize-Septiers, la surface de l'argile à dents de Carcharodon se trouve à 60 m (18 *bis*). Elle renferme des débris de quelques millimètres de polypiers, bryozoaires, éponges (G. Mathieu, *op. cit.*) ; d'après leur petite dimension, il s'agit probablement de fragments remaniés par la mer et peut-être refoulés vers la zone intercotidale. A 2 km au N de Treize-Septiers, subsiste un petit bassin helvétien, dont la surface est plane et culmine vers 75 m; elle est encadrée par un très faible relief granitique (inférieur à une dizaine de mètres). Le faciès est tout à fait littoral et comprend de l'argile, du sable, du gravillon, de

(18 *bis*) L'existence de ce gisement a été révélée par G. Mathieu (1952). Evolution tectonique de la fosse de Chantonnay et extension de la mer des faluns dans le nord de la Vendée. *C.R.A.S.*, t. 235, p. 728-730. *La position des faluns dans un golfe*, celui de Montaigu, ressort clairement sur le dépliant IV (p. 50) : les sédiments néogènes sont particulièrement bien représentés entre Vieillevigne et Treize-Septiers. La présence de ces gisements vers l'axe de la gouttière permet de penser que l'avancée des mers tertiaires dans le Bocage a été favorisée par la présence de cette dépression synclinale; il est d'ailleurs remarquable qu'au SE, la vallée de la Grande Maine la prolonge en ligne droite : cette rivière suit probablement une ligne de fracture.

l'arène remaniée : quelques poches de sable très fin y sont intercalées (18 *ter*). Sur les plateaux avoisinants, on ne trouve aucun reste d'Helvétien. L'altitude de ces gisements s'élève régulièrement d'E en W, depuis l'entrée du golfe de Montaigu jusqu'au fond, ce qui devait correspondre à une diminution progressive de la profondeur, tout à fait normale; la transformation des faciès correspond effectivement aux modifications de la profondeur. *L'altitude maximum de l'Helvétien fossilifère est de 75 m (Beau Rivage).*

Cette hauteur fut-elle dépassée plus tard, à l'Helvétien supérieur ? Il est presque certain que non, puisque E. Buge a montré qu'en Touraine, les dépôts les plus anciens, dont la faune correspond justement à celle de la Vendée, se sont formés pendant que la transgression atteignait sa cote maximum. Toute la région littorale fut submergée jusqu'au méridien de La Roche-sur-Yon à peu près : cette transgression a dû atteindre un niveau presque égal à celui qu'avait atteint la mer cénomanienne (18[4]).

A défaut de falaises ou de formations de plages, on peut évoquer la planitude frappante des interfluves, entre le Falleron, le Ligneron, le Vie, le Jaunay et l'Auzance; au cours de l'avancée et du recul de la mer helvétienne, les eaux ont pu passer sur la majeure partie de ces interfluves (sinon sur leur totalité) : leur forme absolument plane a pu être ainsi parachevée; mais aucun dépôt ne vient confirmer cette hypothèse. En fait, on ne peut déceler aucune forme d'érosion littorale, en rapport avec la transgression helvétienne maximum.

On peut se demander si, dans les dépressions où se déposaient les faluns, les courants marins étaient assez violents pour exercer une érosion quelconque sur le socle. Une grande partie du fond, — sinon la totalité —, étant tapissée par les prairies d'algues où vivaient les Bryozoaires, il ne s'y produisait aucune érosion. En effet, la fraction sableuse renfermée dans les faluns est extrêmement faible; elle ne dépasse pas 3,5 % (M. Ters, 1958) ; les grains de sable, très fins, sont bien polis par l'eau, mais rien ne prouve qu'il ne s'agisse pas de sable marin plus ancien remanié, comme cela est établi pour les minéraux lourds (*ibid.*) (18[5]).

A l'inverse de ce qui se passe dans les faluns de Touraine, je n'ai pas observé en Vendée de stratification entrecroisée, signe de courants assez forts, ni d'éléments roulés; le seul apport détritique grossier consiste en galets de quartz anguleux, longs de 2 à 7 cm, pris dans le falun de la

(18 *ter*) Des dents de Carcharodon et des côtes d'Halitherium y ont été trouvées par M. Brochard, maire de Treize-Septiers. Ce gisement n'avait pas encore été signalé.

(18[4]) Les argiles blanches de Vendrennes (100 m) et les sables rouges des Essarts (103 m) sont hypothétiquement rapportées au Miocène par G. Mathieu; en l'absence de fossiles, on ne peut se prononcer. En Bretagne, les faluns sont fréquemment dénivelés et il n'est pas possible de connaître avec précision le niveau maximum atteint par la mer. En Touraine, ils atteignent 120 m environ mais, là, leur exhaussement tectonique est certain (G. Lecointre, 1947).

(18[5]) Ces remarques concernent l'Helvétien de Challans et de la vallée du Ligneron.

Marzelle; ces quartz proviennent des filonnets qui lardent les micaschistes sous-jacents; ils ont une origine locale et le fait qu'ils ne soient pas roulés prouve que le fond de ces rias helvétiennes, couvert de prairies d'algues, devait être bien tranquille. Dans ces vallées noyées en culs de sac, les courants ne pouvaient être forts : en effet, les flancs en étaient constitués, presque partout, de sable cénomanien non cimenté : or, la partie sableuse mêlée au falun est infime : il est donc bien probable que la végétation sous-marine empêchait à peu près toute action d'érosion, aussi bien sur les flancs des dépressions ennoyées que sur leur fond.

En conclusion, pendant l'Helvétien, aucune action d'érosion notable due à la mer n'a pu être décelée.

L'érosion continentale fut-elle particulièreemnt vigoureuse dans la partie de la Vendée qui ne fut pas submergée durant l'Helvétien ? Les conditions climatiques contemporaines du dépôt des faluns sont assez bien connues depuis longtemps. Cependant, quelques travaux récents ont fait d'utiles mises au point (19).

Les faluns de Vendée, de Bretagne, d'Anjou et de Touraine se sont déposés dans une mer chaude : les espèces de Bryozoaires qui dominent de beaucoup vivent actuellement dans la zone tropicale et équatoriale (Mer Rouge, Océan Indien, golfe du Mexique, Philippines, Iles Hawaï (20). Par exemple, le genre *Trigonopora* Maplestone 1902 n'est connu actuellement qu'en zone équatoriale et tropicale, dans le golfe du Mexique (25° lat. N), au large du Cap Saint-Roque (5° lat. S) et au large de Saint-Louis-du-Sénégal (15° lat. N).

Holoporella palmata fait partie du groupe de H. tridenticula (Busk), qui est équatorial. Les Bryozoaires étant particulièrement sensibles aux conditions de milieu, et ces deux genres étant bien représentés dans le falun de la Marzelle, près de Challans, dans la région étudiée, ils fournissent une indication sûre quant au climat de l'Helvétien inférieur, en Vendée.

Les polypiers donnent aussi de précieuses indications climatiques; la température de la mer nécessaire à la vie des récifs coralliens est bien connue, grâce à des travaux récents (Wells, 1954).

Dans l'Helvétien de Touraine, on trouve, entre autres, les genres Turbinaria et Siderastraea : or, les formes actuelles du premier vivent dans toute la région indo-pacifique (Grande Barrière, Mer Rouge, Ceylan, Nouvelle-Calédonie, etc.), le deuxième est rare et n'existe qu'en Mer Rouge et à Zanzibar; dans les deux cas, la *température moyenne annuelle de la mer est comprise entre 25 et 28° C.*

Mais, par la suite, la température diminue graduellement; en effet, dans le gisement helvétien de Saint-Michel-sur-Loire (Indre-et-Loire), au-dessus des couches de base renfermant en abondance Trigonopora helvetica et Holoporella palmata (dont la signification a été soulignée), les couches supérieures en sont plus pauvres et renferment un pourcentage élevé d'espèces moins chaudes. Selon toutes probabilités, il s'est produit un refroidissement de la température de la mer, entre l'Helvétien inférieur et l'Helvétien supérieur; et, de ce fait, T. helvetica disparaît à la fin de l'Helvétien; elle est remplacée au Pliocène par T. monolifera, de répartition plus nordique. De même H. palmata a son maximum de développement à l'Helvétion et disparaît au Redonien (Buge, *ibid.*).

(19) Canu et Lecointre, 1925; Lecointre G., 1947; Buge, 1948 et 1957. Cf. les C. R. du Congrès des Sociétés Sarantes, Aix, 1958.

(20) Buge, 1957.

La faune continentale comprend des Mastodontes, des Singes, des Dinotheriums (Cf. Depéret, 1887, 1892; Ennouchi, 1930; Viret, 1949 et 1951), des Crocodiles et des Tortues.

A Pontlevoy, en Touraine, certaines espèces de mollusques terrestres sont particulièrement abondants. « Les Auriculidae, représentés par de nombreux sous-genres, impliquent par leur présence que les environs immédiats de la côte et des estuaires étaient boisés. Quant à la variété de leur forme, elle ne se rencontre plus aujourd'hui qu'en Malaisie et dans la Polynésie » (Lecointre, 1947, p. 141).

En résumé, pendant l'Helvétien, le Bas-Bocage vendéen était en grande partie recouvert par la mer et le reste du pays, plus ou moins couvert de végétation, avait une altitude très basse; l'érosion dût y être négligeable.

VI. — LES DÉFORMATIONS TECTONIQUES EN VENDÉE LITTORALE, AU COURS DU MIOCÈNE

Sur le versant ouest de la région, les déformations contemporaines de la période étudiée paraissent avoir été très réduites en dehors de l'affaissement d'ensemble, déjà signalé, à l'W du méridien de Challans.

L'importance de la tectonique « tertiaire » en Vendée littorale a été très exagérée, comme on le verra dans la Quatrième Partie. Les accidents les plus importants de la bordure côtière occidentale (affaissement des marais de Bourgneuf et de Monts, basculement de l'île d'Yeu et de la presqu'île de la Plaine, formation du golfe de Machecoul, etc.) sont antérieurs à la transgression cénomanienne (Cf. p. 456). Il n'est pas possible de dater les petits effondrements qui jalonnent la bordure méridionale de la Vendée littorale (blocs basculés de Saint-Jean d'Orbestiers, du Caillola, etc.) ; mais ils sont liés à d'importants phénomènes hydrothermaux de silicification et il est logique de penser que l'ensemble de ces accidents peut être pénécontemporain de la phase tectonique cénomanienne des Pyrénées, où eurent lieu justement d'intenses actions hydrothermales.

Cependant, il n'est pas exclu que les phases paroxysmales de l'orogénèse alpine aient pu avoir un écho dans la région étudiée, se traduisant par de petites cassures.

Dans les limites géographiques déjà précisées, la Vendée littorale a formé un bâti beaucoup plus stable que certaines autres régions du Massif armoricain, — en particulier les bassins tertiaires de Campbon (Loire-Inférieure) (Cf. S. Durand, 1951) et de Rennes (Cf. S. Durand, 1955-1958, S. Durand et Y. Milon, 1958). Dans la région de Bécherel, l'Helvétien est surélevé de quelques dizaines de mètres.

VII. — CONCLUSIONS

En somme, **c'est par des combinaisons de facteurs eustatiques, morphologiques, lithologiques et climatiques qu'il semble possible d'expliquer le peu d'importance de la perte de substance subie par la Vendée littorale, entre le Crétacé supérieur et le Miocène inférieur.** La pente et les dénivellations sont restées très faibles; en dehors des régressions de la fin du Crétacé et de l'Oligocène, particulièrement, le niveau de la mer a dû être proche de l'actuel : l'altitude absolue est donc restée très médiocre. Combinés à ces données morphologiques permanentes, les climats successifs, quoique bien différents les uns des autres, ne pouvaient entraîner qu'une très lente évolution du relief : en période humide, la couverture végétale était un obstacle majeur à une vigoureuse érosion, dans un pays aussi plat et aussi peu élevé; en période aride, la faiblesse de la pente et des dénivellations, l'endoréïsme local, ont rendu impossible toute action érosive vraiment énergique. Dans les deux cas, s'est trouvée réalisée une combinaison de facteurs éminemment défavorables à une vigoureuse érosion.

Pour terminer, nous allons essayer de voir comment les transformations morphologiques de la Vendée peuvent s'intégrer dans le schéma évolutif reconnu, au Tertiaire, dans le Bassin de Paris, où A. Cholley (1943) a pu dater quelques surfaces d'érosion remarquables :

1. *La surface infra-éocène,* fossilisée par des roches silicieuses (grès de Breuillet, grès lustrés) est post-sparnacienne; l'équivalent de ces roches, en Vendée, peut être trouvé dans les « grès éocènes », formés dans la masse du sable cénomanien.
2. *La surface infra-oligocène,* caractérisée par la couverture meuliérisée de la fin du Sannoisien (meulière de Brie), pourrait être représentée par les fragments de meulière du Moulin de la Nation.
3. *La surface meuliérisée burdigalienne,* établie sur le calcaire de Bauce chattien, n'a aucun équivalent dans notre région.

La situation plus occidentale de la Vendée littorale, la faible épaisseur et surtout la nature sableuse du remblaiement cénomanien qui recouvrait le massif ancien, n'étaient pas favorables à l'établissement de surfaces continentales très durables. Soumises avec plus d'intensité à l'influence des régressions marines, les surfaces topographiques successives, très rapprochées dans l'espace, se transformèrent plus rapidement que celles de la région parisienne, plus continentale : de là vient, sans doute, que l'on ne trouve plus en Vendée, d'importants témoins des surfaces éogènes et néogènes reconnues dans d'autres régions de la France.

CHAPITRE VII

L'ÉVOLUTION DU RELIEF AU PLIOCÈNE

En Vendée littorale, très peu de dépôts-témoins datés du Pliocène subsistent encore; mais ceux dont l'existence est certaine sont fort riches en enseignements, du point de vue de l'évolution géomorphologique de la région. Les gisements redoniens de Palluau et du Pas serviront de documents de base à la description du relief à certains moments du Pliocène.

I. — LES TRACES DE LA MER PLIOCÈNE EN VENDÉE

Au N de la région, quelques gisements du « Miocène supérieur » ont été décrits par Dollfuss (1901 a) et Wallerant (1902). Mais, dans cette dénomination, étaient jusqu'ici confondus les dépôts de l'Helvétien et du Redonien. Une étude récente effectuée d'après un matériel nouveau trouvé par l'auteur, a permis de séparer chacun de ces deux étages, grâce à la faune qui les caractérise (1).

En Vendée méridionale, quelques gisements de « Pliocène » ont été cités également par divers auteurs; l'importance morphologique des dépôts en question impose la tâche préliminaire de vérifier qu'ils appartiennent bien à cet étage. Faute de cette précaution élémentaire, les conclusions que l'on en pourrait tirer seraient évidemment dénuées de toute valeur.

1. Gisement de Palluau (Fig. 19, p. 204).

Dans la notice de la *Feuille de Palluau,* 1re édition (1902), Wallerant décrit ainsi le gisement fossilifère du Château de Palluau : dans les déblais des talus, « on trouve de la base au sommet des sables gris ne renfermant que des fossiles à test épais, et d'autres sables de même couleur,

(1) Cf. BUGE, FRENEIX et TERS (1958).

renfermant des fossiles en abondance ». Déterminés par Dollfuss, ceux-ci furent rapportés au « Miocène supérieur » (comme l'Helvétien de Challans) (2).

Grâce à de nouvelles récoltes, il a été possible de déterminer l'âge exact du gisement du Château de Palluau. Dans un puits creusé en 1943 dans la prairie située en contre-bas des communs, M. Gaudin a récolté quelques fossiles « à test épais », d'âge redonien (3). *En ce point, la surface du Redonien se trouve à 22 m et la base vers 14 m;* à 150 m de là, dans une fosse creusée en 1956 le long d'un des bâtiments, j'ai pu recueillir d'autres fossiles du même âge; mais en ce point, le Redonien n'a qu'un mètre d'épaisseur; il repose sur le granite, et *sa surface se trouve à 25 m;* le Pliocène a donc remblayé une dépression au fond rocheux accidenté.

D'un autre puits, situé au centre de Palluau, on a retiré un calcaire falunien, pétri de Bryozoaires appartenant au même étage. Enfin, dans la partie nord de la ville, sur la route de Legé, j'ai pu récolter dans les déblais du puits de la maison Martineau de très abondants fossiles. Le lavage et le tri de 100 kg d'argile m'ont fourni une riche faune; jusqu'ici, 160 espèces ont été dénombrées (4); on y trouve des Lamellibranches, des Gastéropodes, des Foraminifères, des Bryozoaires, des Oursins, des dents et des otolites de Poissons; les Polypiers sont nombreux.

Dans ce gisement, *la surface du Redonien se trouve à 28 m, la base à 23 m.* Au N, il est dominé par une butte de granit qui s'élève à 37 m. Le dépôt *est exclusivement argileux :* les trois mètres inférieurs sont constitués par une argile grise assez plastique, et les deux mètres supérieurs par une argile jaune crème, renfermant de nombreux paquets de grosses huîtres. En dehors de ce fait, la faune est la même dans les deux sortes d'argiles; il s'agit là d'un dépôt d'eau peu profonde.

2. Gisement du Pas (5) (Fig. 19).

Il est situé à 2 km au NW de Palluau, sur le flanc ouest d'un vallon affluent de rive droite de la Petite-Boulogne; au-dessus du gisement, la surface du sol est à 35 m, mais le Redonien est recouvert par des dépôts plus récents; sa surface se trouve vers 30 m et il descend à un niveau inférieur à 26 m. La faune est la même que celle du puits Martineau, à Palluau et le faciès est identique (5 *bis*).

(2) Quant aux « sables rouges que l'on retrouve seuls sur les coteaux voisins » (Wallerant), ils ne sont pas fossilifères et n'ont aucune raison particulière d'appartenir au Pliocène.

(3) Je tiens à remercier encore M. Gaudin d'avoir bien voulu me confier ces coquilles.

(4) La détermination de ces fossiles a été faite par les bons soins de M^me^ Freneix, de MM. Bréhon, Buge, Goumard et Marie, à qui je renouvelle mes plus vifs remerciements.

(5) Gisement découvert par l'auteur dans le village, grâce aux déblais d'un puits.

(5 *bis*) Quoique les gisements de Palluau et du Pas soient situés de part et d'autre de la faille de Palluau, ils ne sont pas dénivelés l'un par rapport à l'autre : le rejeu de la faille est donc antérieur au Redonien.

3. Autres gisements « pliocènes » en Vendée

— *Le tertre de Fontaine* (6) (Fig. 3, p. 82)

Ce placage alluvial, qui culmine actuellement à 31 m (et non à 36, comme il est porté sur la carte géologique des Sables-d'Olonne), a été décrit par Vasseur (1890 a et b) et représenté sur la carte géologique des Sables sous l'indice P^1. Dans la légende, cet auteur l'attribue *sans aucune certitude* au Pliocène, en raison de la présence de « concrétions de limonite renfermant presque toutes l'empreinte d'une phollade », ainsi que « d'empreintes de débris coquilliers ayant appartenu aux genres Trochus, Littorina et Pecten. Cette formation est nettement antérieure au creusement des vallées ».

Mais ces concrétions de limonite à empreintes coquillières restent bien énigmatiques; malgré de patientes recherches effectuées dans les sables argileux de Fontaine par de nombreux géologues, aucun d'eux n'a pu en retrouver la trace. D'ailleurs, les débris invoqués n'avaient aucune valeur stratigraphique, n'étant pas déterminables spécifiquement. *Étaient-ils même bien en place* et ne s'agissait-il pas de *débris remaniés,* comme ceux que l'on trouve dans les alluvions qui recouvrent la butte de Beauvoir, située à la même altitude (31 m) à 7 km à l'E ?

La composition pétrographique de la nappe alluviale qui recouvre le tertre de Fontaine, sur 2 à 3 m d'épaisseur (actuellement) n'a rien de typiquement marin : cette argile jaune rougeâtre renferme du gravillon granitique roulé, des grains de feldspath à peine émoussés, issus d'une arène granitique, et du sable éolisé (rond-mat et émoussé-mat). Vers la base, le dépôt renferme des blocs de Lias et de Jurassique silicifiés, longs de 10 à 50 cm, émoussés et taraudés; entre ces blocs, dans l'argile, se trouvent des poches de gravillon granitique roulé; quelques fragments anguleux de la roche calcaire ou silicifiée sous-jacente (Bathonien) sont incorporés à la formation; Vasseur n'avait pu observer les blocs, qui n'ont été mis à jour que lors du creusement des tranchées dans le tertre (en 1942-44).

Or, par sa composition, ce dépôt fait partie d'une vaste nappe, dont on trouve des lambeaux tout le long du versant méridional de la région, sur 32 km d'E en W, depuis le Moulin de la Garde (à 4 km E de Fontaine) jusqu'aux Sables-d'Olonne, en passant par la Dultière, Jolly, la Rabretière, la Michelière, Villeneuve et la Pironnière. L'âge de cette nappe sera discutée au chapitre IX.

(6) Quelques auteurs ont étudié ce dépôt récemment, mais sans apporter de précision sur la question de son âge. Cf. Butel (1954 et 1955), Bouhier (1955), Facon (1954), Ters (1953 et 1954).

De toutes manières, le dépôt de Fontaine n'a rien de commun avec le Redonien fossilifère de Palluau, si ce n'est son altitude; mais aucun indice ne permet de l'attribuer valablement au Pliocène.

— *La butte de Beauvoir* (Cf. fig. 3, p. 82)

Située à 1 km au SW de Saint-Cyr-en-Talmondais, cette butte de Lias moyen est recouverte d'un placage alluvial d'argile brun rougeâtre assez sableuse, à galets de quartz qui a été attribué au « Pliocène marin » (P^2) sur la 2e édition de la *Feuille de Fontenay-le-Comte* (1941). Ce dépôt renferme des débris de Pectens, de Balanes et de nombreux Orbicules; par son faciès, ses caractéristiques granulométriques et morphoscopiques (sable rond-mat et émoussé-mat), et par la présence de ces débris fossiles, ce gisement fait partie de la vaste nappe des alluvions anciennes du Lay — nappe différente de la précédente (7).

Les alluvions anciennes du Lay renferment les mêmes débris fossiles (Pectens, Balanes, Orbicules) tout le long de leur parcours : à Saint-Denis-du-Payré, Saint-Sornin, Beaulieu, au Calvaire de Mareuil, à Folliette; de proche en proche, on peut remonter à leur origine : le Charmouthien de Folliette et de Saint-Vincent-Sterlanges, qui contient en abondance les mêmes pectens (P. aequivalvis), criblés d'orbicules. *C'est donc par le Petit Lay que ces débris sont arrivés à Mareuil, Beaulieu, Saint-Sornin, Beauvoir et Saint-Denis-du-Payré. Le dépôt de Beauvoir,* dont on voit les origines, *est donc continental;* par sa situation, son altitude et par toutes ses caractéristiques sédimentologiques, il fait partie de la haute terrasse quaternaire du Lay qui, à Beaulieu, renferme des silex taillés, malheureusement typologiquement indéterminables (7 *bis*).

Ici non plus, il ne peut s'agir de Pliocène marin.

— *Les gisements de Maillezais et de Maillé*

Ils ont été attribués par Welsch au Pliocène supérieur, et rattachés avec un doute, au « Pliocène marin » sur la légende de la 2e édition de la *Feuille de Fontenay-le-Comte;* mais les fossiles représentés ne permettent aucune attribution stratigraphique précise, puisque les espèces citées (et d'autres que j'ai trouvées) vont du Néogène à l'actuel. Ce dépôt, dont l'altitude supérieure atteint 14 m, peut aussi bien être quaternaire, par exemple tyrrhénien II.

— *En conclusion, deux gisements redoniens seulement sont connus jusqu'ici en Vendée littorale : celui de Palluau et celui du Pas.*

---

(7) Contrairement à l'opinion que j'ai émise auparavant (Ters, 1954 b).
(7 *bis*) Après examen par M. F. Bordes.

II. — LES PROBLÈMES POSÉS PAR LE REMBLAIEMENT REDONIEN

Les dépôts de Palluau et du Pas (fig. 19, p. 204) posent de nombreux problèmes géographiques : en effet, ils sont situés très au-dessous de l'altitude maximum des formations résiduelles cénomaniennes et helvétiennes de la même région; le Redonien a-t-il été plus érodé que ces dernières ? ou bien la mer pliocène n'est-elle jamais montée aussi haut que ses devancières ? peut-être aussi ses dépôts se sont-ils formés à une profondeur plus grande ?

Par ailleurs, le Redonien se trouve actuellement au fond des vallées, et en contre-bas de quelques dizaines de mètres des plateaux avoisinants.

Le remblaiement cénomanien ayant comblé toutes les dépressions jusqu'à une altitude minimum de 65 m dans la région de Palluau, l'invasion du fond des vallées par la mer redonienne suppose un déblaiement partiel des sables cénomaniens. Il est également possible que des dépôts helvétiens aient existé dans cette dépression, comme à Touvois, mais nous n'en avons pas de preuve. De toutes manières, l'ablation du Cénomanien implique une importante érosion. La base du remblaiement redonien (14 m à Palluau) est inférieure de plusieurs mètres à l'altitude du talweg actuel au même point : le creusement pré-redonien se serait-il effectué pendant que le niveau marin se trouvait à un niveau inférieur à l'actuel ? et dans ce cas, quelle a pu être l'ampleur de cette régression ?

A Palluau et au Pas, la situation du Pliocène est en rapports étroits avec l'emplacement des vallées actuelles; le réseau d'aujourd'hui correspond-il exactement au réseau préredonien ?

Enfin, les gisements en question, gisant au fond de leurs dépressions, sont isolés à l'intérieur des terres, à 40 km de la côte; par où est donc arrivée la mer ?

Venait-elle de l'W, comme les mers cénomanienne, éocène et helvétienne ? ou du N, comme le suggère la présence de nombreux gisements redoniens dans le S de la Loire-Inférieure ?

L'évolution du relief à la fin du Pliocène, après le retrait de la mer, pose encore d'autres problèmes : la partie supérieure du remblaiement est entamée par les vallées, tandis que la partie inférieure est encore ensevelie; d'autre part, des alluvions de plusieurs époques recouvrent le pliocène; après le départ de cette mer, l'histoire des formes du relief fut encore longue et complexe, comportant plusieurs phases de remblaiement et de creusement.

III. — LA GRANDE PHASE D'ÉROSION PONTIENNE

En Vendée, l'altitude maximum actuelle du remblaiement redonien est de 30 m (Le Pas). Aux environs de Palluau, le Cénomanien de la Tercerie (à 9 km au N) atteint 63 m, et l'Helvétien de la Tournerie monte à 47 m (à 15 km au SW) : le Redonien est donc encaissé respectivement de 33 et 17 m par rapport aux dépôts crétacés et helvétiens. Ces comparaisons ne portent que sur des dépôts résiduels et nous ne pouvons savoir jusqu'où s'est élevé exactement le niveau maximum de chacune de ces transgressions; cependant, dans les trois cas, les dépôts sont argileux (8) et riches en huîtres, de telle sorte que la profondeur de la mer pouvait être équivalente.

La dépression de Palluau est encadrée par des interfluves qui s'élèvent de tous côtés jusqu'à 70 m (plateaux de la Robinière, de la Jarry, d'Aizenay), sauf au SW, où le plateau des Habites n'atteint que 55 m. *La surface du Redonien se trouve donc en contre-bas de 40 m, par rapport aux plateaux avoisinants les plus proches* (fig. 19).

Aux chapitres précédents, nous avons vu que la mer cénomano-turonienne, en se retirant, avait laissé derrière elle une vaste plaine de remblaiement sableuse qui avait comblé presque totalement les larges dépressions précénomaniennes (jusqu'à l'altitude de 65 m environ).

Des sables et des grès fossilifères de cette époque existent autour de Palluau, le long de la Vie, à la Naulière-Bernard (à 3 km au S); au fond de la vallée du Ligneron, à la Forêt Quairy (à 7 km à l'W); il paraît impossible que la vallée de la Petite-Boulogne, à Palluau, n'ait pas été remblayée par le Cénomanien, comme les vallées voisines, qui ont les mêmes caractéristiques morphologiques (9). Aux environs immédiats de Palluau, à l'W, des sables de couleur jaune ou rougeâtre, non fossilifères mais marins, d'après leur morphoscopie, pourraient bien être cénomaniens.

Par rapport à l'altitude maximum du remblaiement cénomanien sur le même méridien (63 m), la vallée de la Petite-Boulogne a été recreusée fortement, puisque la surface de base du Redonien atteint la profondeur de 14 m (au moins) au puits du Château de Palluau, de 24 m à la fosse voisine et de 23 m au puits Martineau (situé à mi-hauteur du flanc est de la vallée de la Petite-Boulogne). Au Pas, la surface de base du Redonien est inconnue; elle est inférieure à 26 m; à la Gautrie, elle est inférieure

(8) Même à la Tercerie, où le sable recouvre un niveau argileux rempli d'Exogyres.

(9) J'ai déjà émis l'hypothèse que cette dépression pouvait correspondre à la partie amont de la vallée précénomanienne du Ligneron, coupée du secteur aval par une capture, entre la Boivinière et la Savarière (Cf. p. 157).

à 19 m. Ainsi, *la dénivellation minimum entre le fond de la cuvette redonienne de Palluau, et la surface des plateaux avoisinants paraît être de* 56 *m.*

Des facteurs tectoniques ont-ils eu une part dans l'importance de cette dénivellation ? Etant donnée l'homogénéïté des caractéristiques morphologiques des bassins, dans toute cette région, d'éventuelles déformations sont exclues, et l'on sait que le léger relèvement du plateau de la Robinière (dont l'amplitude ne dépasse pas 10 m) est antérieur au Redonien.

La profondeur de cette dépression — et le déblaiement préalable qu'elle implique — ne peuvent résulter que d'une période de forte érosion; or, la transgression redonienne fait justement suite à l'époque pontienne, période de régression marine et d'activité orogénique assez intense, accompagnée de phénomènes volcaniques (Limagne). Pour Denizot (10) « la distinction du Miocène et du Pliocène repose sur un fait essentiel : la grande régression marine, qui a isolé la Méditerranée et l'a transformée en lagune comme une immense mer morte ».

D'après Crusafont Pairo (11), le Pontien supérieur d'Espagne est caractérisé par la « brusque invasion d'une faune de cachet oriental, venue probablement à travers les ponts méditerranéens, créés par la régression arrivée à son maximum ».

L'abaissement du niveau de base, au cours d'une régression de cette ampleur, devait fatalement entraîner une érosion accrue. La vigueur de celle-ci fut en relations étroites avec les conditions climatiques :

Au Pontien ancien, les flores de Coiron et de Privas (Ardèche) indiquent un climat encore assez chaud; dans le fond des vallées des Cévennes, la végétation était telle que ses homologues actuels se trouvent dans la zone subtropicale (15 à 20° de moyenne annuelle); les précipitations étaient de l'ordre de 1 000 à 1 500 mm. Les régions correspondantes actuelles seraient le S et le SE de la Chine, le N de l'Indochine, le centre et le S du Japon (12).

La flore de Rochessauve (Ardèche) conservée à la base de la coulée volcanique des Coirons, atteste la douceur du climat. Les Palmiers ne sont pas représentés, mais Laurus, Cinnamomum, Bambusa correspondent à des conditions de température plus favorables que les actuelles (Boulay, 1887).

— Vers la fin du Pontien, interviennent des changements climatiques; le climat se refroidit. La flore de Joursac, situé à 850 m d'altitude dans le Cantal, indique que le climat de l'époque était *plus sec et plus continental que de nos jours; la température moyenne annuelle était supérieure de 5 à 6° à la température actuelle de la région (14° environ)*. La flore du Massif Central correspond à un « climat continental contrasté : sec, chaud en été, froid en hiver » (Marty, 1927).

La faune du Luberon comprenant antilopes et girafes indique un *climat substeppique* (Gaudry, 1873); la flore du Mont-Charraix comprend : bouleau, charme, cèdre et hêtre.

(10) Denizot G. (1958) « Sur la convenance de rétablir le Tortonien dans son acceptation première, comportant équivalence de tout le Miocène supérieur » (Congrès des Sociétés Savantes, Dijon).

(11) Crusafont Pairo (1958). Caractéristiques du Miocène espagnol. Rapports paléomammalogiques avec celui de la France (*Ibid.*).

(12) Depape G. et Grangeon P., 1958.

Le Pontien se termine par un dessèchement climatique, avec des saisons plus fortement contrastées qu'auparavant.

Ainsi, l'intensité de l'érosion au Pontien, qui eut pour effet un important déblaiement des vallées, fut d'abord favorisée par l'abondance des précipitations, ensuite par des pluies irrégulières et sans doute brutales; mais le facteur prépondérant du creusement semble avoir été *la grande descente du niveau de base marin* (13). Cependant, n'y aurait-il pas lieu de songer à l'influence possible de niveaux de base locaux ?

IV. — LES VALLÉES PRÉREDONIENNES

Ce fort abaissement du niveau de base eut pour effet un approfondissement du réseau hydrographique, dans les secteurs atteints par l'érosion régressive; en Vendée littorale, nous avons vu que les témoins du Miocène datent de l'Helvétien inférieur; après le retrait de cette mer, une partie du travail de l'érosion consista d'abord à dégager le remblaiement helvétien et les derniers témoins des dépôts cénomaniens, déjà bien attaqués lors de la régression préhelvétienne.

Un fait paraît singulier : à Palluau et au Pas, le fond des vallées préredoniennes a été complètement déblayé et peut-être même approfondi pendant la régression pontienne, alors que celui de rivières plus importantes et plus proches de la côte ne l'a pas été au même point. Logiquement, sur la bordure côtière, sous l'effet de la descente du niveau de base marin, le creusement aurait dû être plus prononcé; or, nous avons vu que le fond des vallées précénomaniennes du Ligneron et de la Vie est encore encombré de sédiments cénomaniens et que, sur le méridien de Challans, l'entaille épigénique de la Vie est relativement peu profonde. Comment se fait-il qu'à 40 km de la côte, les vallées préredoniennes de très petites rivières soient plus déblayées que les principales ?

Pendant que les talwegs se creusaient, il est probable que les versants aussi étaient modelés par cette reprise d'érosion; malheureusement, aucun indice ne nous permet d'en évaluer exactement l'importance. Cependant, la comparaison des profils transversaux du Ligneron, de la Vie et du Jaunay, étudiés sur une partie correspondante de leur cours, montre des différences qu'il est possible d'expliquer maintenant (Cf. chap. III, p. 150).

(13) En Normandie, vers l'embouchure de la rivière l'Ay, un sondage à travers les sables pliocènes n'a pas atteint encore le fond enseveli de la vallée, à — 24 m; à Remilly-sur-Lozon, la dépression prépliocène, tapissée d'argile fossilifère, descend à — 25 m; à Tribehou, une autre dépression atteint — 13,5 m. Il se peut que la région ait subi, depuis lors, un mouvement important de subsidence; mais les sondages peuvent avoir atteint le fond des vallées prépliocènes.

Des trois vallées étudiées, c'est celle de la Vie qui présente la dénivellation maximum (56 m), entre le point culminant des interfluves et le lit à sec de la rivière; celle du Jaunay atteint 47 m et celle du Ligneron, *encore encombrée de sable cénomanien,* seulement 44 m. Les pentes des versants sont encore plus significatives. Du rebord supérieur de l'interfluve jusqu'au talweg, c'est-à-dire *dans la partie de la dépression qui a été forcément la plus attaquée par l'érosion régressive,* les pentes des versants sont de 1,1 à 2,6 % pour le Ligneron, de 2,6 à 4,2 % pour le Jaunay et de 3,5 à 5 % pour la Vie. Par suite de la capture qui a ralenti son évidement, la vallée du Ligneron a conservé une partie de son remblaiement cénomanien. *La plus grande raideur de la partie basse des versants, dans les vallées de la Vie et du Jaunay, semble une conséquence directe de l'érosion prédonienne* (préparée sans doute par l'érosion préhelvétienne, puisque l'Helvétien repose directement sur les micaschistes, dans la vallée du Ligneron, au Champ-Cocu).

Cependant, malgré cette incontestable reprise d'érosion, les caractéristiques fondamentales des vallées de cette région sont restées celles des vallées précénomaniennes : très grande largeur, et très faible pente d'ensemble des versants.

Aux environs de Palluau, le réseau hydrographique de la fin du Pontien était aussi développé que l'actuel, puisque ces ruisseaux insignifiants avaient déjà de larges vallées : le remblaiement redonien les a comblées sur plusieurs centaines de mètres de largeur.

Des vallées prépliocènes sont connues en de nombreux endroits de la France de l'Ouest, par exemple celle de la Vilaine, à Apigné, dans les environs de Rennes (Y. Milon (1929), S. Durand (1955) ; celle de la Tardoire, en Charente (Y. Guillien et A Vatan, 1947) ; celle de l'Yvette «encaissée de plus de 10 m dans le plateau du Hurepoix » (A. Cholley, 1943, A.G. n° 291). Pour G. Denizot (1924, p. 158), dans la région de la Basse-Loire, il y a concordance entre les dépôts pliocènes et le réseau hydrographique actuel.

V. — L'ALTITUDE MAXIMUM DE LA MER REDONIENNE ET LE SENS DE SON ARRIVÉE A PALLUAU

Vasseur a décrit en 1881 (p. 363) (après Dubuisson et Cailliaud) un gisement de « calcaire friable et fossilifère » à la Gautrie, en Saint-Étienne-de-Corcoué, en l'attribuant au Miocène; la détermination de nouvelles récoltes de l'auteur par P. Brébion permet de constater l'identité de ces fossiles et de ceux de Palluau; le Redonien de la Gautrie remblaie le vallon de la Mortière, affluent de la Boulogne; les fossiles ont été récoltés

sur le flanc ouest de ce vallon, à 4 m au-dessus du fond de la vallée; mais, d'après Vasseur, on les trouve également dans le fond de celle-ci, d'ailleurs marécageuse; *la surface du Redonien se trouve à 23 m, la base à un niveau inférieur à 19 m.*

Les trois gisements de Palluau, du Pas et de la Gautrie comprennent la même faune et ont un faciès très littoral : argile grise et calcaire riches en ostréidées. On voit par le tableau suivant que l'altitude de la surface du Redonien est à peu près constante dans ces trois localités, dont les deux plus éloignées (Palluau et la Gautrie) se trouvent à 13 km l'une de l'autre. Le fond des dépressions remblayées était un peu inégal.

	Surface du Redonien	Base du Redonien
Palluau		
Puits du Château	22 m	14 m
Fosse du Château	25	24
Puits Martineau	28	23
Le Pas	30	< 26
La Gautrie	23	< 19

Il est intéressant de noter qu'en bien des points de l'W de la France, l'altitude de la surface de beaucoup de dépôts redoniens fossilifères est comprise entre 20 et 30 m; d'autres semblent avoit été dénivelés. Le tableau suivant donne l'altitude maximum de quelques autres dépôts redoniens, d'après les valeurs données par Buge (1957, p. 12) et mes propres mesures.

Loire-Atlantique.

La Gautrie 23 m.
Les Étangs 30 m.
Les Cléons 21 m.
La Dixmerie 20 m.
Le Landreau 20 m.
Montaigu 30 m.

Manche.

Gourbesville 20-25 m.
Saint-Georges-de-Bohon 30 m.

En Bretagne, le Redonien *fossilifère* se trouve aussi à des altitudes assez basses (inférieures à 30 m); des « sables rouges » apparemment en continuité, lui sont superposés; ils montent localement jusqu'à plus de 100 m. Mais ils ne paraissent pas constituer une bonne base de référence en ce qui

concerne l'altitude maximum de la transgression redonienne, car ils sont azoïques et bien des gisements considérés jusqu'ici comme pliocènes peuvent être plus anciens en réalité. De plus, le bassin de Rennes et ses bordures ont été affectés par des mouvements tectoniques importants, échelonnés durant tout le Tertiaire. C'est pourquoi je ne tiendrai pas compte de l'altitude des gisements fossilifères d'Apigné (Ille-et-Vilaine), et de Pénestin (Loire-Atlantique), à cause des déformations qui affectent ces secteurs (Cf. S. Durand, 1955 et S. Durand et Y. Milon, 1955, p. 13).

En revanche, la constance des altitudes des gisements fossilifères, en Loire-Atlantique et en Vendée, conduit à penser que lorsque la surface du Redonien atteint 20 à 50 m, il n'y a peut-être pas lieu de faire intervenir d'éventuelles déformations.

Par contre, le Redonien est peut-être affaissé au bord du lac de Grand-Lieu (Pierre-Aigüe : 7 m), à l'île d'Oléron (la Morelière : 10 m), à Pénestin (10 à 12 m), mais ces déformations doivent être très légères : la surface préredonienne comportait des dépressions relativement profondes (fossé tectonique de Grand-Lieu et vallées) ; ces dépôts ont pu se constituer au cours de la transgression, alors que le niveau maximum de la mer n'était pas atteint.

En Vendée littorale, aucun gisement de Pliocène marin n'est connu à l'W de Palluau, alors que les sédiments marins cénomaniens, éocènes et helvétiens y sont bien conservés, en particulier dans le bassin de Challans-Commequiers, les trois mers correspondantes étant venues de l'W. Par contre, de nombreux gisements redoniens sont connus au N et au NE (la Gautrie en Saint-Étienne-de-Corcoué, les Étangs en la Limouzinière, les Cléons, la Dixmerie, Montaigu, le lac de Grand-Lieu). Dans tous ces gisements, le pliocène comble d'anciennes vallées ou dépressions. La mer serait-elle venue à Palluau par le N, en suivant la dépression de la Loire, celle du lac de Grand-Lieu, puis les vallées de la Boulogne, de la Logne et du ruisseau du Pas, affluent de la Petite Boulogne ?

Le gisement de la Gautrie repose lui-même dans un vallon affluent de la Boulogne. Actuellement, la Logne et le ruisseau du Pas prennent leur source tout près l'un de l'autre, sur un seuil large de quelques centaines de mètres seulement, mais constitué d'alluvions épaisses, entre la Grande Villeneuve et la Seillerie; puis ces deux cours d'eau se dirigent en sens inverse, vers le Bassis et vers le Pas; cependant, *ils empruntent une même dépression, orientée N-S et certainement ancienne,* puisque ses versants sont localement tapissés par des placages de Cénomanien.

L'identité des faciès et celle des fossiles des gisements de la Gautrie,

du Pas et de Palluau plaident en faveur de l'hypothèse proposée. Malheureusement, les alluvions quaternaires sur lesquelles s'étend la plaine alluviale sont très épaisses (elles atteignent plus de cinq mètres, au-dessus du Redonien du Pas) et ne permettent pas d'avoir la preuve de la continuité effective d'un remblaiement pliocène depuis la Boulogne jusqu'à Palluau, en passant par La Seillerie et le Pas. Des sondages profonds seraient nécessaires pour en acquérir la certitude.

Quoi qu'il en soit, vers le niveau maximum de la transgression pliocène, lorsque la mer atteignait 50 à 60 m (13 *bis*), elle recouvrait la moitié occidentale du Bas-Bocage; un bras de mer devait suivre la vallée du Ligneron et rejoindre à Palluau la ria qui longeait la dépression N-S où coulent actuellement le ruisseau du Pas et la Logne. L'interfluve de la Robinière formait une île.

Sur le dépliant IV, p. 50, la continuité de la dépression formée par la cuvette de Grand-Lieu et le synclinal de Montaigu est évidente; la mer redonienne, entrée par la vallée de la Basse-Loire, a envahi le fossé tectonique de Grand-Lieu, dont la formation remonte très probablement à une époque antérieure au Cénomanien (Cf. p. 184); elle a occupé le golfe de Montaigu et remonté les petites vallées méridionales comme celle de la Boulogne et de ses affluents.

L'abondance relative des sédiments redoniens autour du lac de Grand-Lieu semble due à l'existence préalable de cette cuvette, dans laquelle ils se sont accumulés; cette dépression a momentanément constitué un niveau de base local, pour tout un groupe de rivières relativement importantes : la Boulogne, l'Ognon, le Tenu; cela pourrait expliquer qu'il subsiste, dans ce secteur, autant de témoins de la transgression pliocène, alors que l'on n'en trouve aucun, entre Palluau et la côte occidentale de Vendée.

VI. — L'ÉROSION AU COURS DU PLIOCÈNE

1. La « surface de 100 m »

Divers auteurs, en particulier Chaput (1917) et Denizot (1920, 1921 *b*, 1924) ont fait état d'aplanissements réalisés sur le Bocage vendéen, aux environs de 100 m d'altitude. Denizot insiste spécialement sur la vaste étendue des plateaux de 100-120 m autour de la Basse-Loire. « On suit cette même plate-forme, sur une pente extrêmement faible, en remontant

(13 *bis*) 55 m est l'altitude maximum des sables pliocènes des Landes de Lessay, en Normandie, qui ne paraissent pas avoir été dénivelés. J'ai cherché avec opiniâtreté, mais sans succès, des traces du gisement de Fief-Boiveau (65 m environ), porté sur la carte de Nantes.

le cours de la Loire, et, par la Beauce, vers 160 m, on passe dans le Bassin de Paris » (1920).

Chaput met ces aplanissements en rapport avec la découverte *d'Elephas meridionalis Nesti* dans des alluvions caillouteuses, à Chantonnay. Mais, d'une part, E. meridionalis n'est apparu qu'au Villafranchien inférieur, étage rattaché au Quaternaire (Congrès de Londres, 1947) : il n'intéresse donc pas le Pliocène. D'autre part, le lieu exact de cette intéressante découverte n'a jamais pu être retrouvé (Cf. G. Mathieu, 1941, Notice de la feuille de La Roche-sur-Yon) : elle est malheureusement inutilisable pour une étude de morphologie un peu précise.

Aucun indice ne permet de donner aux aplanissements de 100-120 m, en Vendée, une origine marine. Localement, on trouve *dans les dépressions* (mais jamais sur les lambeaux de la haute surface) des cailloutis dont l'étude sédimentologique révèle les origines complexes; ces alluvions n'étant pas fossilifères, on ne peut les utiliser pour l'interprétation et la datation du relief.

2. Les conditions climatiques de l'érosion, au Pliocène

Dans l'ensemble, la température de cette période est inférieure à celle du Miocène et elle continue à décroître lentement. Mais, depuis la fin du Miocène, existe un contraste accusé entre l'hiver et l'été.

Au Pliocène inférieur, dans l'Ardèche, la flore a de nombreuses espèces communes avec celle du Pontien. Dans la vallée du Rhône, d'après G. Depape (1922), la partie terminale des argiles pliocènes renferme un mélange d'espèces actuelles et d'espèces exotiques. Les premières sont représentées par Populus, Alnus, Carpinus, Fagus, Ulmus; les deuxièmes par Platanus, Sequoia, Ginkgo, Sabal, Pterocarya... La température moyenne annuelle aurait été de 5° supérieure à l'actuelle, soit 18° environ, et la moyenne de l'hiver, supérieure à 12°. La faune d'Hauterives (Drôme) du Pliocène inférieur (horizon moyen) « a vécu durant un climat méditerranéen à peine moins chaud que le climat actuel des Iles Canaries » (P. Grangeon et P. Jodot, 1956, p. 65).

La flore de Meximieux « avait des affinités avec les végétations des Canaries et de la Méditerranée occidentale. Elle nous est connue par les recherches de Saporta, qui indique une moyenne de 10-12° pour l'hiver, de 26-28° pour l'été et de 16 à 18° pour les saisons intermédiaires, soit une moyenne annuelle d'environ 18-19°. » (Grangeon). La température moyenne annuelle aux Canaries est actuellement de 20°.

Faune et flore marines du Redonien donnent des indications concordantes : dans le bassin du Rhône, comme dans l'Atlantique, on trouve un mélange de formes de mers plus ou moins chaudes. 50 à 58 % des espèces redoniennes vivent encore dans les mers de l'Europe actuelle (Lecointre, 1947, p. 146-7). Les Coraux sténothermes, déjà beaucoup plus rares à l'Helvétien qu'au Burdigalien inférieur, ont complètement disparu. En ce qui concerne les Bryozoaires, la faune accuse un très net refroidissement par rapport à celle de l'Helvétien; pour E. Buge (1958), ce serait « du Pliocène d'affinités nordiques ». Le Redonien de Palluau ne comprend pas une seule espèce de Bryozoaire commune avec

l'Helvétien de la même région (Challans). En ce qui concerne les Foraminifères, J. Roger et S. Freneix ont souligné les affinités du Redonien avec le domaine nordique. Des courants froids auraient abordé les côtes atlantiques françaises, à cette époque.

Cependant, le Redonien comprend encore quelques formes de mer chaude (Lecointre, *ibid.*) : Conus, Mitra, Ancilla...

A Saint-Jean-la-Poterie, près de Redon, d'après J. Chauvel (1951), la faune et la flore offrent un mélange de formes vivant sur les côtes actuelles et sur celles des mers chaudes, tropicales, sub-tropicales et méditerranéennes.

Parmi les Diatomées trouvées dans le Pliocène de Pénestin (Loire-Inférieure) (S. Durand et Y. Milon, 1955) quelques formes sont localisées actuellement en Méditerranée.

Au Pliocène supérieur, le refroidissement de la mer s'accentue.

Grâce à de nouvelles récoltes de Foraminifères effectuées et déterminées par P. Marie, au Bosq d'Aubigny, en Normandie, la position stratigraphique et les conditions de dépôts du gisement ont pu être précisées (15). Cet auteur constate que la faune de Foraminifères n'a presque aucune affinité avec celles du Miocène et du Redonien. « La comparaison des microfaunes, renfermée dans le Redonien classique, avec celle fournie par les marnes à Nassa du Bosq d'Aubigny, montre que les conditions de vie qui régnaient alors dans le domaine littoral baignant le NO de la France *se modifièrent radicalement entre la fin du Redonien* classique et le dépôt des marnes du Bosq. En effet, pendant tout le Redonien, les eaux devaient être relativement chaudes et riches en CO^3Ca, alors qu'ensuite elles devinrent plus fraîches et pauvres en CO^3Ca.

« *Presque toutes les espèces des marnes à Nassa existent dans la faune actuelle des eaux littorales, baignant les côtes franco-belges et la partie méridionale des Iles Britanniques.* La présence dans cette faunule d'assez nombreux Eponides frigida, forme propre aux eaux froides, jointe à la rareté des Miliolidae et à l'absence de toute forme fixée, permettent d'en conclure que cette faune s'est développée sur un fond sableux, à la surface duquel n'existait aucune prairie d'algues, et dans un milieu littoral de salinité constante, *aux eaux fraîches,* limpides et pauvres en calcium, *où les apports étrangers dus au ruissellement étaient inexistants.* »

VII. — CONCLUSIONS

Ainsi, le tracé et la densité du réseau hydrographique étaient les mêmes, au Pliocène et aujourd'hui, dans la région de Palluau. En fait, l'origine des vallées remonte bien au-delà de cette époque : elles sont au moins précénomaniennes. La grande régression marine préredonienne (pontienne) correspondit à une phase de déblaiement des vallées, d'enfoncement des talwegs et d'érosion sur les versants. Le remblaiement redonien combla à nouveau le fond des dépressions qui venaient d'être vidées et approfondies, mais la mer ne monta pas aussi haut qu'au Cénomanien. Vu l'homogénéité du réseau hydrographique dans l'ensemble de la Vendée littorale, il fut un moment du Pliocène où toutes les grandes vallées, au-dessous de l'altitude de 60 m environ, devaient former, comme à Palluau, des rias, au fond desquelles s'accumulaient des dépôts essentiellement

(14) J. Roger et S. Freneix (1946). Remarques sur les faunes de Foraminifères du Redonien. B.S.G.F. (5), 16.

(15) P. Marie (1958). Sur la faune de Foraminifères des Marnes à Nassa du Bosq d'Aubigny. Congrès Soc. Sav., Aix-Marseille.

vaseux où abondaient les Ostréidés; l'absence de sable et de galets dans les argiles semble indiquer un milieu très calme; pendant ce temps, l'érosion des versants devait être à peu près nulle. Les formes des larges vallées actuelles portent l'empreinte de nombreuses phases d'érosion et de remblaiement, dont nous ne connaissons sans doute qu'une faible partie; il n'est pas aisé de démêler la part exacte qui revient à chacune d'entre elles; cependant, *l'histoire du relief de la Vendée littorale est dominée, au Pliocène, par deux événements fondamentaux : la grande régression pontienne, période d'intense érosion* (pendant laquelle le niveau de la mer descendit si bas que la mer Méditerranée ne communiqua plus avec l'Atlantique), *puis l'ennoiement par la mer redonienne,* au cours duquel une grande partie du pays fut à nouveau ensevelie; les formes du socle ancien demeurèrent à nouveau figées. Au-dessus du niveau atteint par la mer redonienne, et après son départ, l'érosion fut entravée, dans le Bas-Bocage, par le manque de relief et la faiblesse de l'altitude absolue, la mer restant à proximité du niveau actuel.

CHAPITRE VIII

CONDITIONS DE LA PERMANENCE DES GRANDES VALLÉES, EN VENDÉE LITTORALE

Sur le versant méridional de la région étudiée, nous avons décrit, au Chapitre II, des lambeaux-témoins de Lias moyen jalonnant les flancs des vallées du Troussepoil, de l'Allière et du ruisseau de la Dultière (Cf. p. 82-97). Par leur situation, ils prouvent que le creusement de ces vallées avait commencé dès avant le Lias; elles furent ensuite fossilisées sous les sédiments du Secondaire (ainsi que les interfluves), puis récemment exhumées et approfondies.

Sur le versant occidental, celles du Ligneron, de la Vie, du Jaunay et de l'Auzance renferment encore d'importants dépôts-témoins de Cénomanien, tant dans le fond de la dépression (cas du Ligneron) que sur le replat situé à mi-flanc : les larges vallées actuelles sont donc, pour l'ensemble de leurs formes, des vallées précénomaniennes fraîchement exhumées (chap. III) et localement un peu retouchées. Celle du Ligneron renferme un important témoin helvétien, reposant sur un ancien replat précénomanien (chap. VI).

Enfin dans la vallée de la Petite-Boulogne et de deux de ses affluents, subsistent d'importants gisements redoniens; leurs caractéristiques dimensionnelles et morphologiques permettent de penser que ces gouttières fluviales ont eu la même genèse que les précédentes (Cf. chap. VII).

D'épais dépôts quaternaires, représentés surtout par une haute et une basse terrasses, se sont aussi accumulés dans les mêmes dépressions. Sur le versant ouest, la partie supérieure des gouttières précénomaniennes, creusée dans le socle ancien, a servi de cadre aux réseaux hydrographiques tertiaires et quaternaires. Tour à tour évidées et remblayées par des dépôts marins ou continentaux, ces vallées attestent la permanence de l'ensemble des formes du relief en Vendée littorale, depuis le Secondaire.

Ce phénomène de perennité est remarquable, et nous allons rechercher dans quelles conditions il a pu se produire.

Il faut d'abord considérer que les vallées précénomaniennes étaient remarquablement larges; vers le tiers ou la moitié de leur longueur totale, la largeur de la dépression axiale est de 3 km pour le Ligneron, de 1,2 km pour la Vie et de 2 km pour le Jaunay. La largeur maximum de ces dépressions, mesurée entre les lignes de faîte des interfluves, est respectivement de 7,2 km, 6,8 km et 7,6 km. La superficie des aires déprimées l'emporte largement sur celle des plateaux (les trois-quarts environ; Cf. p. 46 et dépliant IV, coupes I et II).

La profondeur maximum des vallées du Ligneron, de la Vie et du Jaunay est de 50 à 56 m (dénivellation mesurée entre le sommet des interfluves et le talweg); par rapport à leur largeur, leur longueur est médiocre : la plus longue, celle de la Vie, atteint 42 km. Enfin, dans le Bas-Bocage occidental, à l'W du méridien de La Roche-sur-Yon, l'altitude ne dépasse nulle part 90 m.

Les vallées précénomaniennes apparaissent donc comme de très larges gouttières, intercalées entre des plateaux peu élevés.

Au Cénomanien et au Turonien, ces dépressions furent presque complètement remblayées par des sédiments surtout *très meubles :* sables et argiles, accompagnés de peu de calcaires; à l'Helvétien, se déposèrent des faluns et des argiles et au Redonien des argiles : tous ces sédiments ont une résistance à l'érosion beaucoup plus faible que le socle de gneiss, de micaschistes et de microgranites sur lequel ils reposent.

Après chacune des émersions, la Vendée littorale formait une vaste plaine de remblaiement, de laquelle émergeaient des buttes à surface plane, allongées et parallèles, qui n'étaient autres que les anciens interfluves. Une hydrographie plus ou moins dense s'y développait, en rapport avec des systèmes d'érosion engendrés par les conditions climatiques variables de la fin du Crétacé et du Tertiaire. Les cours d'eau s'établissaient d'abord dans le remblaiement, à des emplacements divers, mais toujours *dans le solide cadre rocheux antérieur.*

Au cours des phases d'émersion, la descente du niveau de base était accompagnée de phénomènes d'érosion généralement peu intenses, sauf avant l'Helvétien et avant le Redonien où des régressions marines particulièrement importantes eurent pour conséquence un actif déblaiement des vallées.

Pendant les périodes de bas-niveau marin, certains phénomènes se produisaient à l'*aval :* A mesure que la mer descendait, le lit des cours d'eau s'enfonçait dans le remblaiement, et d'autant plus vite que les conditions climatiques étaient plus favorables à une puissante érosion,

que le niveau de base descendait davantage et qu'il descendait plus vite. Le creusement était d'autant plus prononcé que la période de bas-niveau durait plus longtemps. La rivière, en s'enfonçant, parvenait localement jusqu'au socle, mais la grande différence de dureté entre celui-ci et le remblaiement sableux dut avoir généralement pour effet de canaliser l'écoulement vers le fond de la dépression antérieure; si le talweg précénomanien ne fut pas exactement retrouvé, il n'en reste pas moins que sur le versant occidental de la Vendée, les cours d'eau actuels coulent dans la dépression correspondant à l'entaille axiale dont les flancs sont fossilisés par les sables et les grès cénomaniens.

Pendant ce temps, à l'*amont, le drainage était nécessairement canalisé dans les larges gouttières précénomaniennes :* en effet, le sommet des interfluves très bas et très plats n'est creusé d'aucune dépression. *La partie supérieure des versants des vallées précénomaniennes était restée gravée dans le socle et amorçait le drainage :* puis celui-ci s'étendait sur le remblaiement.Localement, les anciens talus rocheux des vallées précénomaniennes ont manifestement servi de guide à l'écoulement, ainsi qu'en témoignent les vallons longitudinaux qui, aujourd'hui encore, suivent le talus de rive droite de la vallée du Ligneron (du Bois-David au Pré, à l'E de Challans, photos 11 et 12, p. 120). L'écoulement était donc obligatoirement canalisé dans le cadre des larges gouttières antérieures.

Cependant, le sommet lui-même des interfluves n'a-t-il pas été masqué par quelque couverture sédimentaire secondaire ou tertiaire, favorable à l'apparition des épigénies ? Il est certain que le Lias au moins les a recouverts. Mais l'exemple du massif d'Avrillé prouve que les sommets peuvent être encore revêtus d'une couverture fossilisante, alors que les vallées ensevelies sont retrouvées et évidées.

Pendant les périodes d'aridité relatives du Tertiaire (Cf. p. 195-197), l'érosion latérale dut l'emporter sur le creusement vertical. La prédominance du premier de ces processus permet de comprendre qu'un déblaiement progressif et presque total d'une couverture très meuble ait pu s'effectuer sans que le socle soit très entamé.

Il est certain que si des conditions climatiques favorables à une érosion verticale intense avaient été longuement contemporaines d'un niveau de base très déprimé, les cas d'épigénie auraient été beaucoup plus nombreux.

On en constate cependant quelques-unes : ainsi, à l'E de Talmond, le tracé du ruisseau de la Bataillère est parallèle à une portion notable du cours des drains de la Gilbretière et de la Charlière (Cf. p. 301 et fig. 33). Le premier est incrusté dans le schiste, tandis que les deux autres traversent la plaine calcaire; or, dans l'ensemble du bassin du Payré (dont

ces ruisseaux font partie), la direction W-SW - E-NE est caractéristique des vallées installées sur la plaine. Sans être une certitude, l'origine épigénique de l'orientation du ruisseau de la Bataillère est probable.

Dans la vallée d'un affluent de la rivière du Poiroux, à la Perrochère, on peut observer un cas d'épigénie quaternaire remarquable : un fond de vallon, recoupé par la surface du sol et rempli de sable et de galets roulés, entaille le flanc nord de la vallée indiquée.

Dans leur basse vallée, les cours actuels de la Vie et du Ligneron résultent aussi de phénomènes d'épigénie : il semble que celle de la Vie soit due à un phénomène d'érosion différentielle et il en fut peut-être de même pour le bas-Ligneron (Cf. p. 158). Plusieurs captures survinrent aussi au cours des temps, comme celle du haut-Ligneron par un sous-affluent de la Vie. Mais *ces phénomènes se produisirent en contre-bas des plateaux,* dans les très larges dépressions précénomaniennes du versant ouest et la physionomie d'ensemble du socle, émergeant des couvertures sédimentaires, ne dut guère changer.

En résumé, les conditions de la permanence des anciennes vallées (mais non des anciens talwegs) semblent avoir été les suivantes :

- la très longue durée des périodes d'ensevelissement sous diverses couvertures sédimentaires ou sous la mer,
- la grande perméabilité de ces couvertures, défavorable au ruissellement.
- la longue durée des périodes de biostasie, en climat chaud et humide, au cours desquelles l'érosion fut extrêmement lente,
- l'existence de périodes de climat semi-aride au Tertiaire, qui ont fait obstacle à un creusement vertical important,
- la grande largeur des vallées précénomaniennes,
- une différence de dureté notable entre le socle et la couverture,
- la proximité presque constante du niveau marin, en période d'émersion,
- la faiblesse générale du relief, défavorable à une vigoureuse érosion.

Il paraît cependant étrange que les plus grandes régressions du Tertiaire et du Quaternaire n'aient pas entraîné une érosion régressive plus vigoureuse; une explication de ce fait sera proposée dans la Quatrième Partie.

- enfin, la stabilité tectonique remarquable de cette région a également contribué au maintien du drainage dans le cadre de ces vastes dépressions, puisqu'il n'y eut pas de reprises d'érosion dues à un exhaussement du sol.

Bien des réseaux hydrographiques éphémères s'installèrent, selon les époques, dans les remblaiements sédimentaires successifs, mais le solide moule rocheux des dépressions précénomaniennes (ou préliasiques) demeura presque immuable, assurant ainsi la pérennité des formes essentielles du relief en Vendée littorale.

Chapitre IX

L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE AU QUATERNAIRE

L'époque quaternaire est caractérisée par des bouleversements climatiques importants et répétés; des périodes de grand froid en relation avec des bas-niveaux marins ont, à plusieurs reprises, provoqué en Europe occidentale des formes de relief liées à des conditions climatiques que l'on rencontre aujourd'hui au Spitzberg, au Groenland ou en Alaska.

Les phénomènes périglaciaires ont remodelé la partie superficielle du terrain, et l'érosion réalisée pendant cette période n'est pas négligeable. Mais ces conditions climatiques ont donné lieu aussi à des remblaiements dont les témoins jouent encore un rôle important dans les formes actuelles du relief. Durant la même période, des transgressions marines eurent probablement sur le modelé une certaine influence.

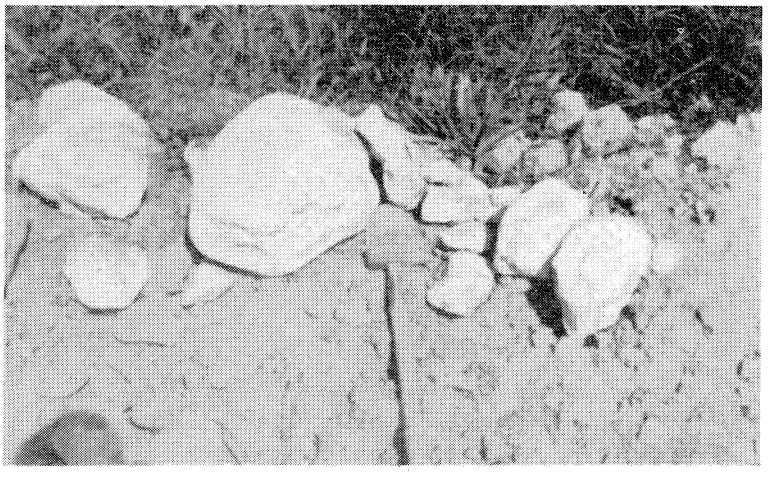
I. — LA NAPPE A BLOCS DE LIAS SILICIFIÉ

Sur le versant méridional de la région s'étendant entre Champ-Saint-Père et les Sables-d'Olonne, on observe localement des surfaces tout à fait planes assez étendues, soit horizontales, soit en pente très faible vers le S ou le SW.

Si quelque tranchée ou quelque abreuvoir y est creusé, on peut observer dans la coupe des sédiments divers : une légère couche d'argile de base jaune ou rouge, puis des sables roux très éolisés, enfin des blocs de Lias silicifié, grossièrement arrondis, tout creusés de cupules et emballés dans du gravillon granitique bien roulé. D'E en W, ce dépôt s'observe au SW de Champ-Saint-Père, à la Dultière (photo 26) et à Templerie, Jolly-sur-Rabretière (entre ce village et le Troussepoil), à la Levraudière, à la Rabretière (photo 42, p. 376), à Puyravault; au S de ces derniers

26. — Blocs de Lias silicifié. Nappe ancienne. La Dultière.

27. — Nappe à blocs de Lias silicifié. Tertre de Fontaine.



28. — Nappe à blocs de Lias silicifié. La Michelière.

gisements, les buttes de Fontaine et du Moulin de la Garde sont couronnées par un placage identique (photo 27) (entre 30 et 41 m).

A l'W de Talmond, la nappe à blocs s'étend largement entre la Michelière et les Eaux (photo 28); elle forme aussi une bande parallèle au rivage entre le Pigeon et Beauregard; on peut l'observer à Villeneuve et à la Salle, sous le limon éolien; enfin, elle s'étale encore au SE des Sables-d'Olonne, entre la Pironnière et la Rudelière; sa composition essentielle reste la même partout (1). Des témoins étendus existent également à l'W du Poiroux (la Tisonnière).

L'altitude de ce dépôt s'abaisse d'E en W; à la Levraudière, elle atteint 45 m; à la Dultière, sa surface se trouve à 27 m; à la Michelière, elle atteint 32 m et à la Pironnière, 19 m.

L'importance morphologique de cette nappe est fort grande, *car elle détermine partout des surfaces parfaitement planes,* en particulier tout le long de la bande côtière, au S d'une ligne passant entre Talmond et Avrillé. Comme, de plus, elle est recouverte par un manteau éolien subhorizontal, l'effet de planitude ainsi réalisé est parfait : une plate-forme de 40-45 m d'altitude, large de 2 à 3 km, s'étend d'E en W, entre Château-d'Olonne et Saint-Sornin; une autre s'allonge entre la Pironnière et Talmond, entre 20 et 30 m.

Or, l'âge de cette nappe reste imprécis (malgré de nombreux essais polliniques); elle est découpée en lanières par les vallées actuelles, mais cela signifie simplement qu'elle est antérieure à leur *dernier recreusement,* sans plus. Elle est plus récente que la grande période d'éolisation qui a sévi sur la région; elle est antérieure à une période de grand froid, qui a fait éclater les blocs situés en surface, mais on n'a pas d'autres repères.

D'après ses témoins les plus élevés, cette nappe semble descendre du massif granitique d'Avrillé, où subsistent encore des placages de Lias silicifié, susceptibles d'avoir fourni les blocs. Elle descend selon la pente, à la fois vers le S (Fontaine (photo 27), Moulin de la Garde) et le SW (la Michelière, Beauregard, la Pironnière).

Sa composition lithologique très hétérogène et son altitude très variable (50 à 20 m), suggèrent l'idée que cette vaste nappe pourrait être d'origine continentale; la dimension, le poli et l'abondance des blocs obligent à faire intervenir des conditions de dépôt torrentielles; la taille moyenne est de

(1) Un échantillon prélevé à la partie supérieure du sable, à la Rudelière, présente les caractéristiques morphoscopiques suivantes :

	0,28 mm	0,56 mm	0,84 mm
Non usés	32 %	—	—
Emoussés mats	24	20	—
Ronds mats	44	80	100 %

20 cm de longueur, mais certains atteignent 60 cm. D'ailleurs, par une coïncidence fortuite, la nappe à blocs de Lias silicifié s'étend localement sur les restes de la couverture de Lias ou de Jurassique silicifié en place (la Michelière, Fontaine) : dans ce cas, il devient malaisé de distinguer les blocs descendus du massif d'Avrillé, et les blocs remaniés presque sur place. Des nappes grossières, à caractères torrentiels, transportant des blocs énormes, se trouvent en divers points de la France; les unes appartiennent au Pontien, d'autres au Villafranchien.

De toutes manières, ce dépôt non daté est le témoin d'un épisode torrentiel important, qui semble unique dans l'histoire de la région. Il a eu pour effet de déterminer sur toute la bordure côtière méridionale, aux lieux indiqués, une surface de remblaiement absolument plane, aujourd'hui disséquée par le réseau hydrographique; ses témoins sont encore étendus, et le risque encouru par les géomorphologues est de voir, dans ces surfaces de *remblaiement* si planes, des surfaces *d'érosion*.

II. — LES TERRASSES FLUVIATILES QUATERNAIRES. LEUR IMPORTANCE DANS LES FORMES ACTUELLES DU RELIEF

A) GÉNÉRALITÉS

En Vendée littorale, les dépôts superficiels d'âge quaternaire que l'on peut attribuer à d'anciennes alluvions fluviatiles sont très largement répandus; un travail où la question des terrasses ne serait pas abordée comporterait une grave lacune (Cf. fig. 21).

Malgré toutes les phases d'érosion qui les ont fort entamées, les nappes fluviatiles anciennes jouent encore un rôle important dans le modelé : elles remblaient plus ou moins complètement d'anciennes vallées ou bien elles tapissent la partie supérieure de leurs flancs; en partie érodées, elles présentent le ressaut caractéristique des « terrasses »; localement, les nappes de cailloutis sont encore bien conservées sur de grandes superficies et forment alors, dans le relief, de petites plaines.

On peut distinguer en Vendée trois terrasses emboîtées; mais aucune d'entre elles n'est datée, soit par de l'outillage, soit par de la faune; les données de l'analyse pollinique sont maigres sur les conditions climatiques contemporaines de leur dépôt; elles ne renseignent pas sur leur âge absolu. Je me contenterai donc de les classer d'après les critères suivants :

1. La largeur de ces nappes, de part et d'autre des talwegs actuels.
2. Leur altitude relative par rapport au fond du lit de la rivière (à sec).
3. Leur emboîtement éventuel.

Les terrasses fluviatiles quaternaires en Vendée Littorale

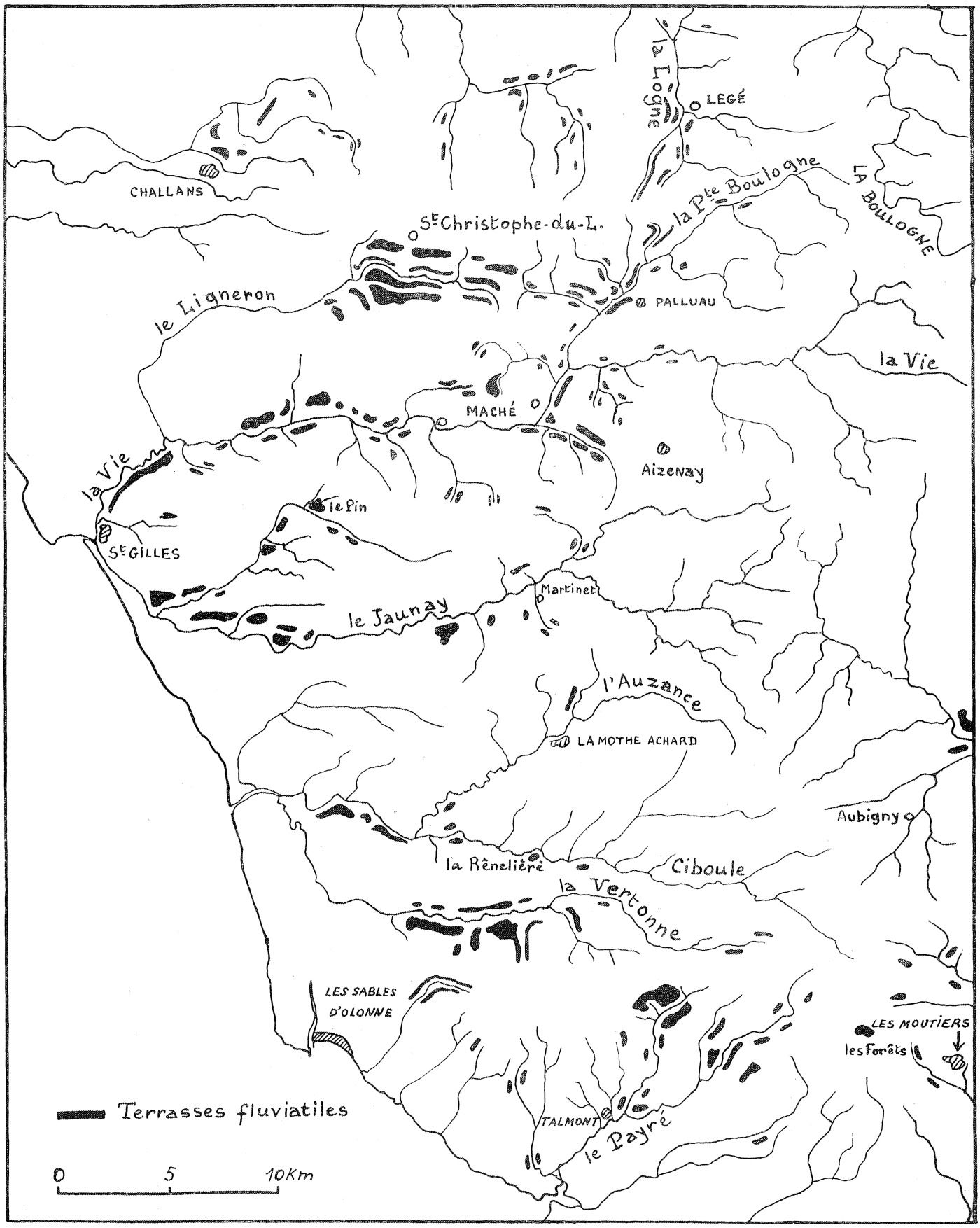


Fig. 21

4. La composition pétrographique des alluvions.
5. Leur granulométrie.
6. Leur morphoscopie.
7. Leur couleur.

D'après ces principes, j'ai distingué, dans les limites de la région étudiée, une haute terrasse et une basse terrasse, mais près des Moutiers-sur-le-Lay, existe aussi une très basse terrasse; je ne m'occuperai pas ici de cette dernière.

B) LA HAUTE TERRASSE

Dans la partie moyenne et basse des grandes vallées, les éléments constitutifs des profils transversaux sont les suivants : en contrebas du plateau interfluve, la partie haute des versants descend en pente d'abord très douce (1 à 2°), puis un peu plus rapide (2 à 7°) vers l'axe de la vallée; au-dessous du léger talus ainsi formé, s'étend un *replat* de largeur variable, mais qui peut atteindre et même dépasser un km; la surface en est presque horizontale. Ce replat est entamé par un talus, à pente sensible (5 à 10°) qui domine lui-même un autre replat, à pente plus légère; ce dernier est, à son tour, tranché par un talus qui se raccorde à la plaine alluviale par une concavité plus ou moins marquée (Cf. le profil transversal de la vallée du Ligneron, p. 129-144 et dépliants V et VI).

Le replat supérieur est déterminé par la surface d'un remblaiement de sable et de cailloutis qui constitue *la haute terrasse.* Dans toutes les vallées, les témoins de cette nappe alluviale sont encore très étendus, spécialement dans la région située entre Challans, Saint-Christophe-du-Ligneron, Saint-Paul-Mont-Penit, Apremont et Riez, ainsi que le long du Lay et de ses affluents.

Nous avons vu que le replat schisteux sur lequel repose cette nappe est précénomanien, tout au moins dans les grandes vallées du Ligneron, de la Vie et du Jaunay (Cf. p. 121).

Son altitude relative (2) est très variable : tout à fait à l'amont, elle est presque nulle; dans la partie moyenne du cours des grandes rivières, elle est de + 25 à + 30 m; puis, vers l'aval, elle diminue progressivement, et vers l'embouchure, la terrasse disparaît sous d'autres sédiments.

D'un côté à l'autre de la vallée, *sa largeur* est évidemment variable selon l'importance de la rivière et la partie du cours; cependant, dès l'amont, la nappe peut atteindre 1 km (ruisseau de la Thibergère, entre

(2) Toujours mesurée entre le sommet de la nappe et le fond du lit à sec de la rivière.

Principaux gisements de la haute terrasse de la Vie

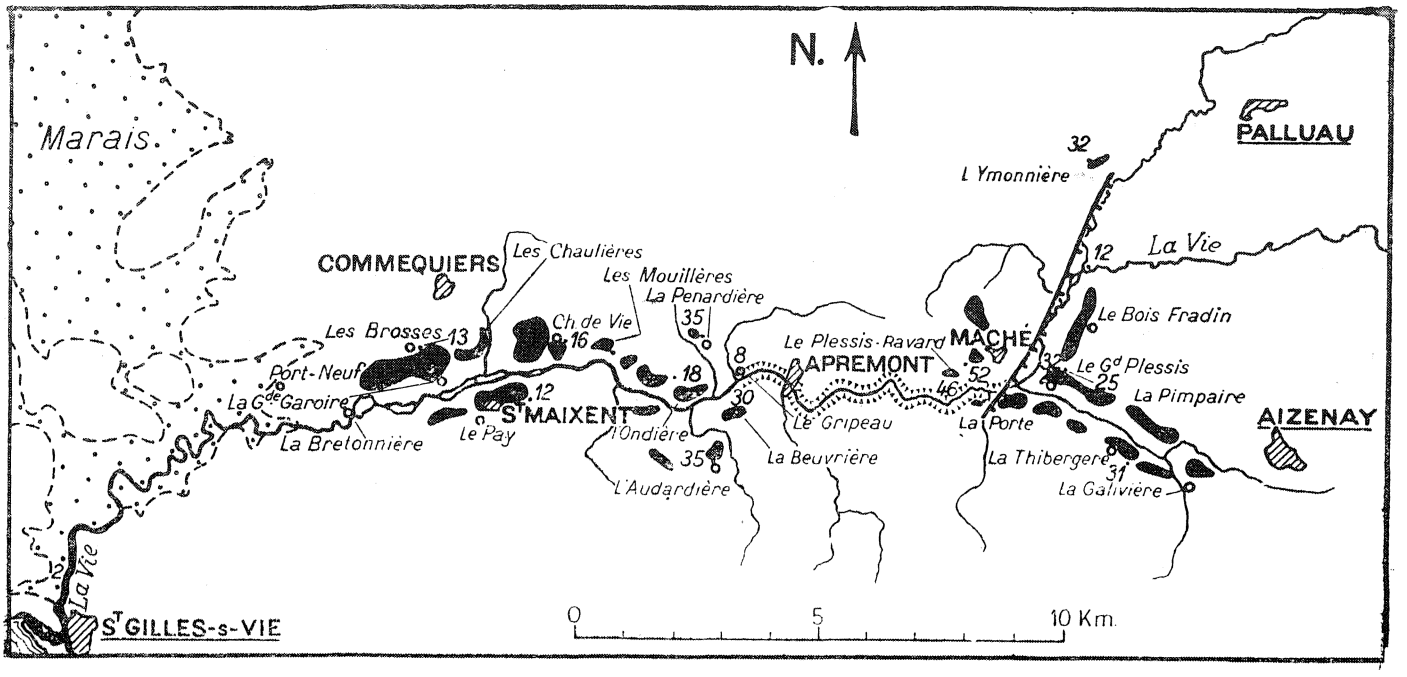


Fig. 22

Profils longitudinaux comparés de la Vie (I) et de la haute terrasse fluviatile quaternaire (II)

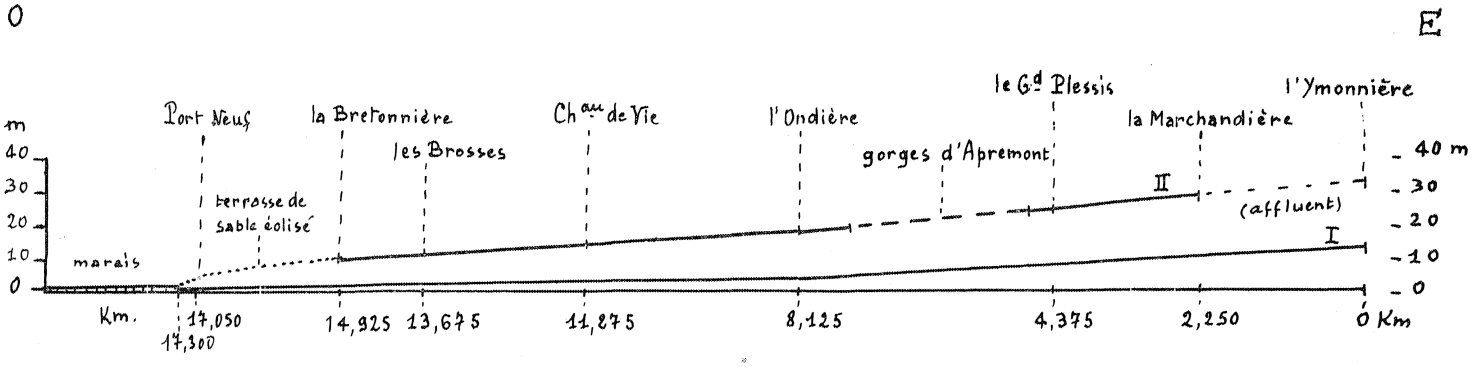


Fig. 23

Aizenay et Maché, fig. 22). Vers l'aval, la haute terrasse de la Vie atteint 3 km, comme celle du Ligneron.

La pente longitudinale de ces remblaiements, qui forment des plans inclinés, est de 0,10 %.

Leur profil transversal est actuellement très concave.

Leur épaisseur varie avec l'importance du cours d'eau : elle est de 1 à 2 m pour les petits affluents, et peut atteindre plusieurs mètres vers l'aval, pour les rivières les plus importantes (Vie, Ligneron, Jaunay).

Je prendrai comme type de ces nappes celles de la Vie.

La nappe de la Vie (fig. 22 à 27).

L'altitude relative de la surface du remblaiement au-dessus du talweg passe de + 23 m à l'amont (le Chemin) à + 10 m à l'aval (la Bretonnière).

Tandis que le profil longitudinal de la rivière actuelle est parabolique, celui de la nappe ancienne forme un plan incliné à pente très faible (0,1 %) dans la moitié aval de la vallée (fig. 23). Les talus schisteux qui encadrent le remblaiement ont une pente faible (1,3 à 3,3 %) jusqu'au sommet du plateau interfluve.

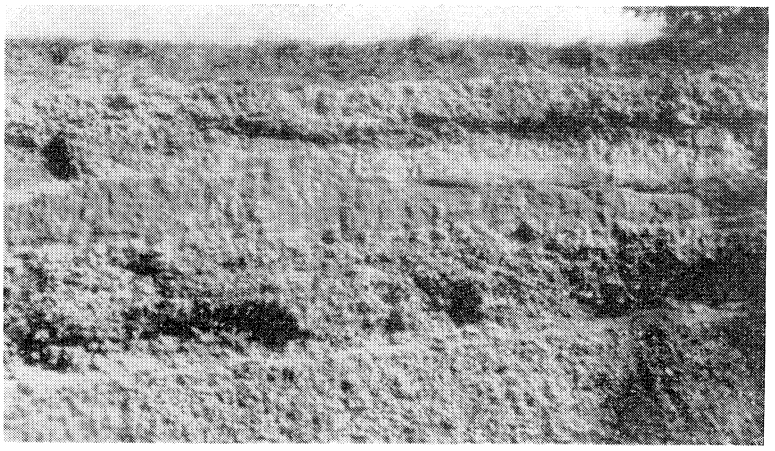
La largeur du remblaiement varie de 1 km (à l'amont) à 3 km (à l'aval). Par comparaison, notons qu'entre Maché et Saint-Maixent, la plaine alluviale actuelle a 50 à 200 m de largeur et le lit 5 à 10 m. L'épaisseur de la nappe est de 2 à 3 m en amont de Maché, de 3 à 8 m à l'aval.

L'étude sédimentologique de ce remblaiement éclaire sa genèse et sa nature. Il comprend quatre couches superposées (photo 29) :

1. — A la base, repose un cailloutis grossier, jaune ou brun, épais de 1 à 4 m, dont l'origine est plutôt locale (photo 30) ; dans la traversée du massif granitique, les alluvions de l'affluent passant à la Thibergère sont faites surtout d'arène, de petits galets de quartz et de feldspath; dans les régions schisteuses, la nappe est constituée par des galets de quartz abondants, enrobés dans une gangue argilo-sableuse; l'ensemble paraît provenir de la désagrégation du granite et des schistes, dont quelques débris pourris subsistent.

La taille des galets varie de 0,5 à 10 cm; la plupart sont tout à fait anguleux, quelques-uns sont légèrement émoussés; cette couche de base est localement cimentée par de l'oxyde de fer, qui s'est concentré par lessivage, déterminant un horizon illuvial rougeâtre sur le fond imperméable de cette large vallée (l'Ondière, Château de Vie). Dans la masse du cailloutis, sont intercalées quelques minces lentilles de sable argileux beige clair; leur forme concave en-dessous, horizontale en surface, montre que ce

sédiment fin a dû s'accumuler dans de petites cuvettes et qu'il a été recouvert par une nouvelle couche de cailloutis. Dans la carrière du Château de Vie, trois autres niveaux reposent sur cette couche à gros éléments (photo 29).



29. — Haute terrasse quaternaire de la Vie. Sur la couche de base à éléments grossiers, reposent deux niveaux sableux, eux-mêmes surmontés d'une couche riche en galets. Carrière du Château de Vie.

2. — Un sable jaune brun, épais de 0,25 m en moyenne.

3. — Une couche d'argile sableuse beige, de même épaisseur, formée de minuscules débris de schiste altéré.

4. — Un cailloutis identique à celui de la couche 1.

Les 21 analyses morphoscopiques effectuées dans le sable de la couche de base 1 donnent un résultat remarquable : alors que dans toutes les autres terrasses fluviatiles de la région, les grains de quartz éolisés abondent, ils sont rares ou absents ici; de Maché à la Bretonnière, 100 % des grains sont non usés; au nord de Maché, il s'y mêle quelques émoussés-luisants et quelques ronds-mats, remaniés de formations antérieures. Les grains de la couche 2 sont non usés à 100 %, sauf dans les poches où dominent les ronds-mats; la présence parmi ces derniers de feldspath éolisé, donc d'origine non locale, fait penser que le remplissage de ces poches résulte peut-être d'un apport éolien. Les couches 3 et 4 ne renferment que des éléments anguleux. Dans l'ensemble, la morphoscopie des sables montre l'absence d'usure et le faible pourcentage des grains remaniés éolisés, ce qui souligne l'origine locale du matériel.

L'analyse granulométrique de la terrasse a été effectuée dans les sédiments de la carrière du Château de Vie et à l'Ondière.

Couche 1 : L'Ondière. — La courbe cumulative (3) (fig. 24, courbe 4),

(3) Les courbes ont été établies sur papier semi-logarithmique.

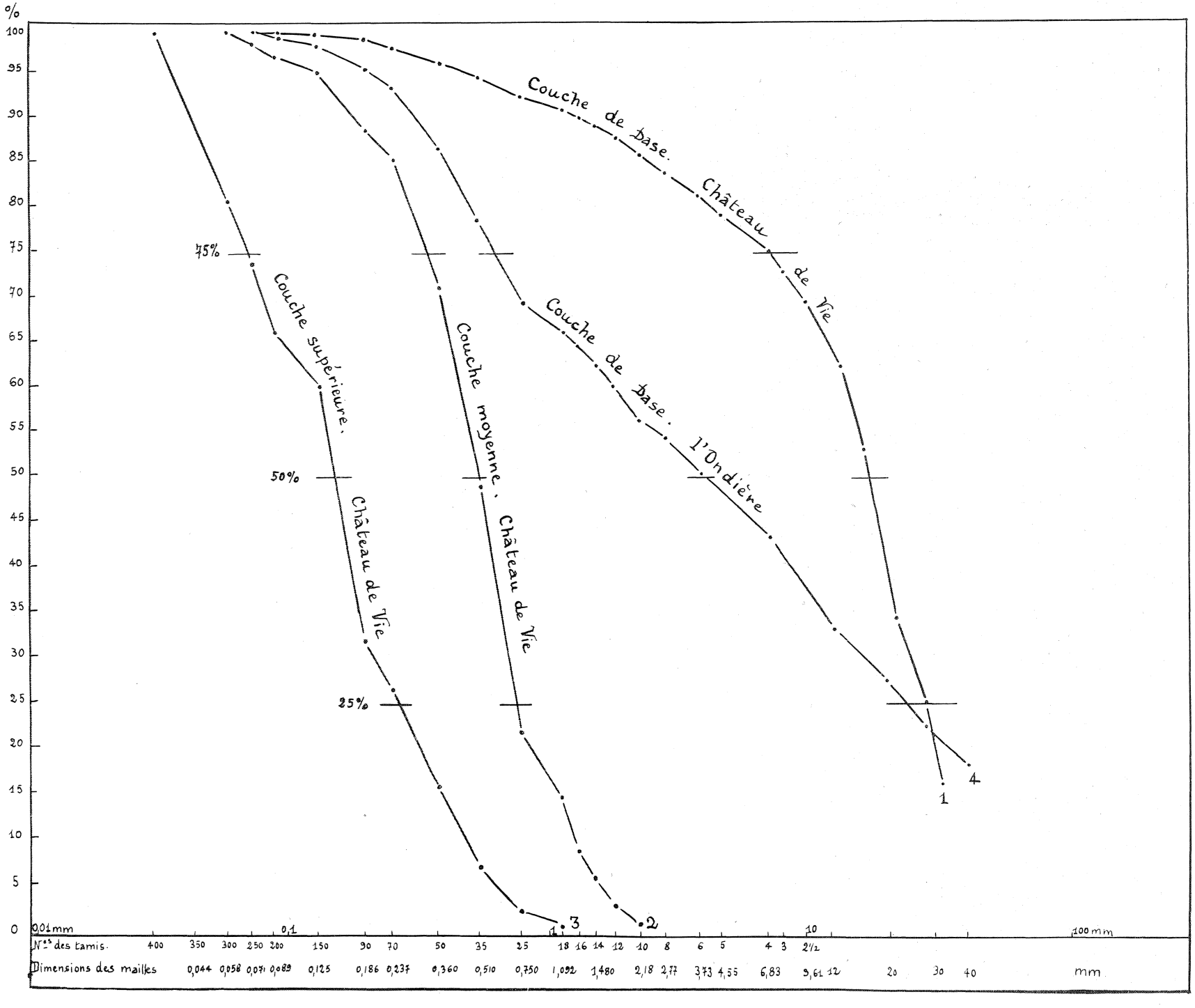
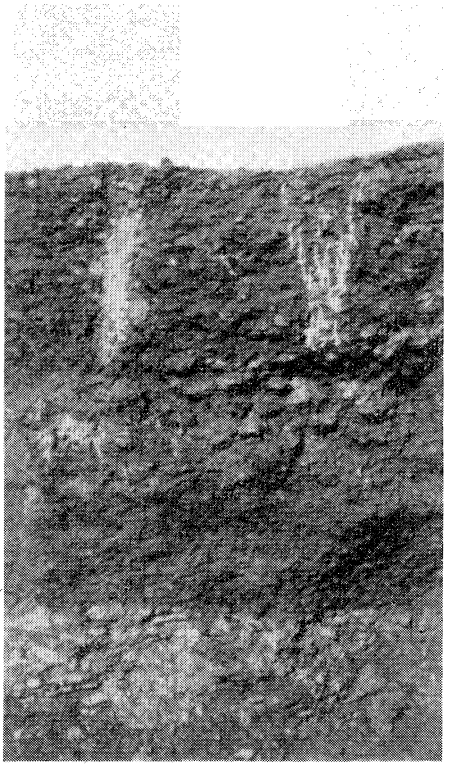

%
100
95
90
85
80
75
70
65
60
55
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0
75%
50%
25%
Couche de base. Château de Vie
Couche de base. l'Ondière
Couche moyenne. Château de Vie
Couche supérieure. Château de Vie
1
2
3
4
0,01mm
0,1
1
10
100 mm
N°s des tamis. 400 350 300 250 200 150 90 70 50 35 25 18 16 14 12 10 8 6 5 4 3 2½
Dimensions des mailles 0,044 0,058 0,071 0,089 0,125 0,186 0,237 0,360 0,510 0,750 1,092 1,480 2,18 2,77 3,73 4,55 6,83 9,61 12 20 30 40 mm

Fig. 24

montre que 35 % du sédiment sont constitués par des éléments de plus de 10 mm (10 à 40 mm) : la fraction grossière est donc importante; la courbe est cependant très étalée, en raison de la présence d'éléments de toutes dimensions (0,07 mm à 40 mm). Les paliers sont peu marqués et la courbe est pratiquement continue; l'abondance relative de la partie fine associée à la partie grossière a permis que soit réalisé le maximum d'obturation des vides; on peut penser qu'à ce sédiment grossier et non trié, arrivé en partie par glissement, s'est mêlé un certain apport d'éléments fins, arrivés par ruissellement. Pour la même couche, le diagramme (4) en coordonnées polaires (fig. 25) est en « feuille de lierre », représentation typique des coulées pierreuses (solifluxion et dépôts fluviatiles grossiers) ; on y observe l'étalement de la granulométrie, ainsi qu'un maximum net, entre les tamis 35 (mailles de 0,5 mm) et 150 (mailles de 0,125 mm).

Château de Vie. — La couche de cailloutis (fig. 24, courbe I, et photo 30), comporte une fraction grossière plus calibrée que celle de l'Ondière :

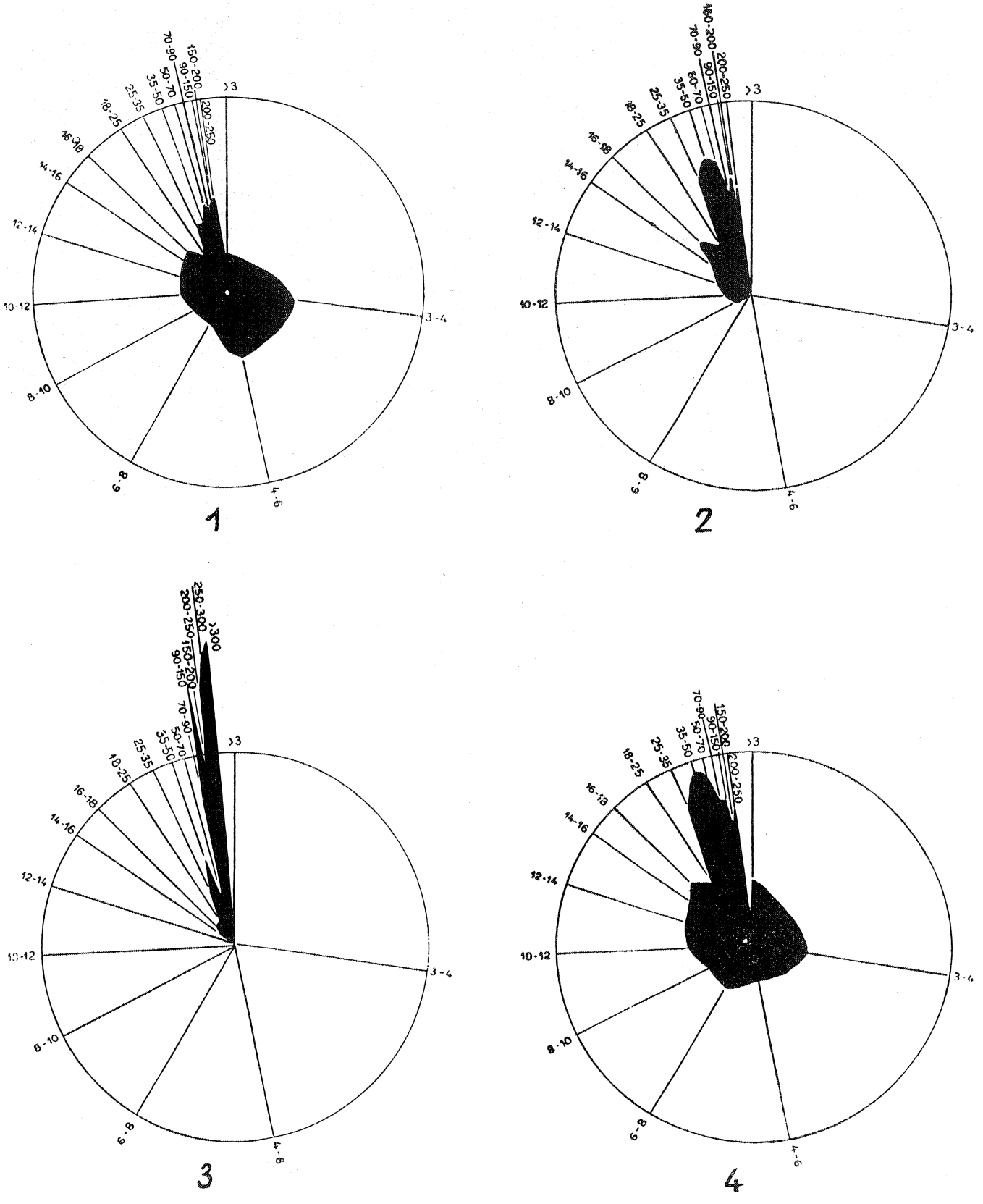


30. — Cailloutis de base de la nappe de la Vie, cimenté par l'oxyde de fer. Épaisseur : 2 à 3 m.

(4) Les diagrammes en coordonnées polaires sont construits d'après la méthode de M. le Professeur A. Rivière (1937).

Diagrammes en coordonnées polaires des alluvions de la haute terrasse de la Vie

(D'après A. Rivière)



1. - - *Couche de base.* Château de Vie.
2. — *Couche moyenne.* Château de Vie.

Fig. 25

3. - - *Couche supérieure.* Château de Vie.
4. — *Couche de base.* L'Ondière.

55 % du sédiment sont répartis entre 16 et 32 mm. Le reste de la courbe est pratiquement continu, du tamis 4 (6,83 mm) au tamis 250 (0,071 mm). La répartition est encore très étalée (ce qui correspond à un sédiment non trié), et la courbe très convexe montre la prédominance des éléments grossiers. Le diagramme en coordonnées polaires traduit les mêmes faits, mais montre mieux la répartition des éléments fins du tamis 35 au tamis 250 (1, fig. 25).

Couche 2 : Château de Vie (fig. 24, courbe 2). — 22 % de ce sédiment sont retenus sur les tamis de 10 à 25 (mailles de 2,18 à 0,75 mm). De 22 % à 85 %, la courbe est bien redressée, le sable est retenu sur les tamis 35, 50 et 70. Les 15 % les plus fins sont répartis sur les tamis 90 à 300 (0,058 mm). Le diagramme en coordonnées polaires (2, fig. 25), comporte 4 maxima : sur les tamis 18, 50, 150 et 250 : le triage imparfait de ce sédiment correspond à une origine fluviatile.

Couche 3 : Château de Vie. — La granulométrie de ce sédiment (fig. 24, courbe 3), montre sa grande finesse et son triage imparfait : 32 % sont compris entre les tamis 18 et 90 (mailles de 1,092 à 0,186 mm) ; à cette fraction sableuse sont associées deux parties plus fines, l'une comprise entre les tamis 90 et 150 (mailles de 0,125 mm), l'autre allant de la maille 0,071 (tamis 250) à la taille des poudres. Cette argile sableuse est donc représentée par 3 maxima, formant des flèches sur le diagramme en coordonnées polaires (3, fig. 25). La partie la plus fine est proportionnellement la plus importante.

Couche 4 : Château de Vie. — La granulométrie de ce cailloutis est semblable à celle de la couche 1.

La granulométrie comparée des 4 couches superposées dans la carrière du Château de Vie montre *la diminution progressive du calibre des éléments transportés et le triage beaucoup plus sélectif des couches 2 et 3, puis un retour à la sédimentation grossière.*

L'analyse thermique (5) de l'argile enrobant les galets de quartz de la couche de base (à l'Ondière) fournit une indication intéressante sur la nature et l'origine de ce sédiment : l'examen a porté sur la fraction la plus fine (inférieure à 50 microns) et montre que l'essentiel de la matière argileuse est de la kaolinite : cette gangue provient de la désagrégation des schistes, mais aussi de l'altération des feldspaths du granite et des schistes métamorphiques traversés par la Vie, entre la source et l'Ondière; aux apports locaux représentés surtout par le cailloutis quartzeux, est associée une fraction argileuse d'origine plus lointaine.

(5) Réalisée aimablement au Laboratoire de M. le Professeur Orcel.

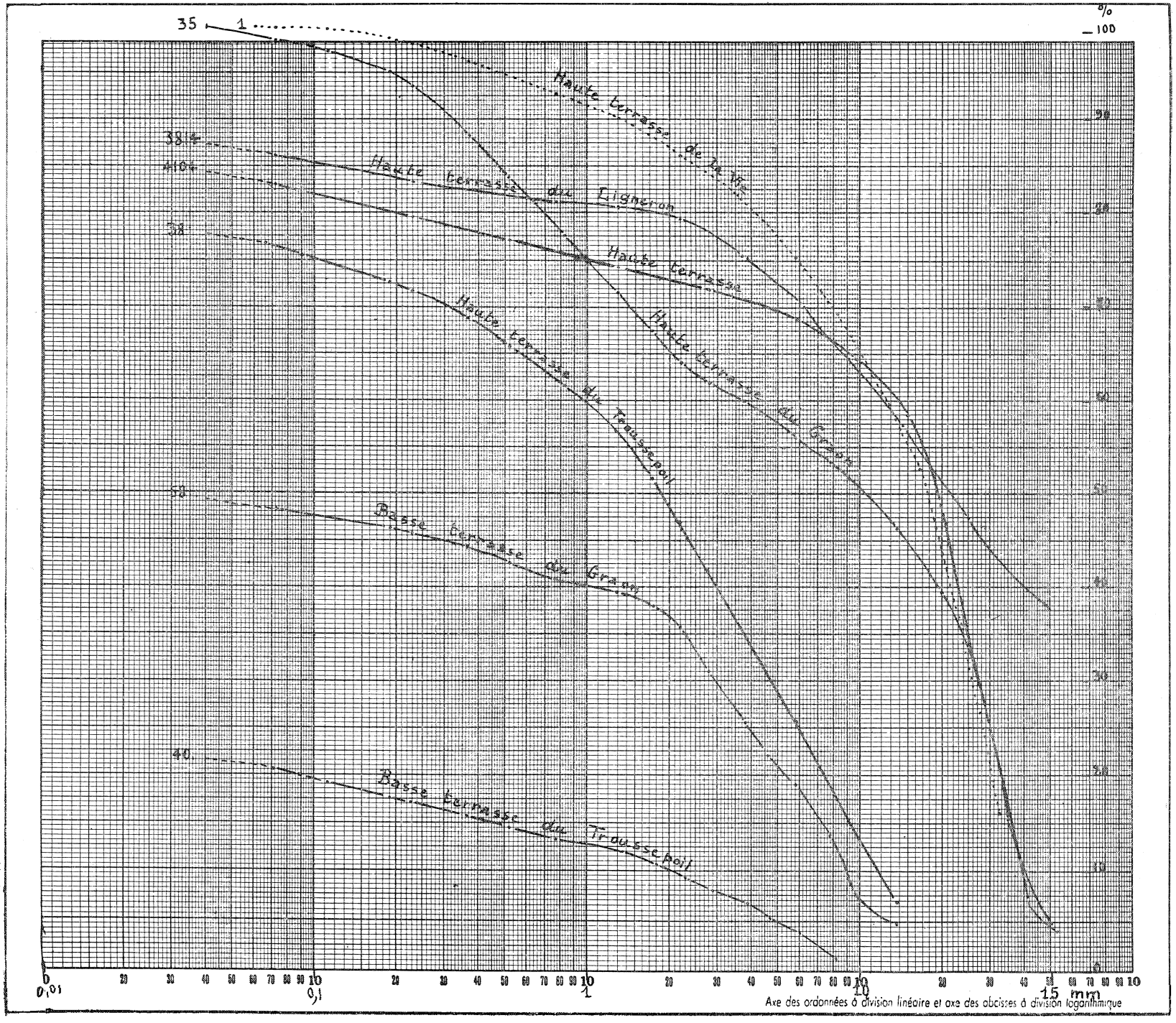

35
1
%
100
Haute terrasse de la Ve
38
Haute terrasse du Lignon
Haute terrasse
Haute terrasse du Treb.
Haute terrasse du Teuscheul
58
Basse terrasse du Grast
40
Basse terrasse du Trou sc heul
0,01
0,1
1
10
15 mm
Axe des ordonnées à division linéaire et axe des abcisses à division logarithmique

Fig. 26

L'étude colorimétrique des sédiments, effectuée à l'aide du Code Expolaire de A. Cailleux et G. Taylor, donne les résultats suivants :

Couche 1 : Sédiment meuble, non rubéfié. Château de Vie : E 66 (brun jaune) ; sédiment rubéfié et cimenté. Château de Vie : H 62 (brun gris foncé) ; sédiment rubéfié et cimenté. L'Ondière : D 46 (jaune rouge) ; sédiment meuble et rubéfié. Les Chaupetières : D 56 (jaune rouge).

Couche 2 : Château de Vie. — D 66 (jaune brun).

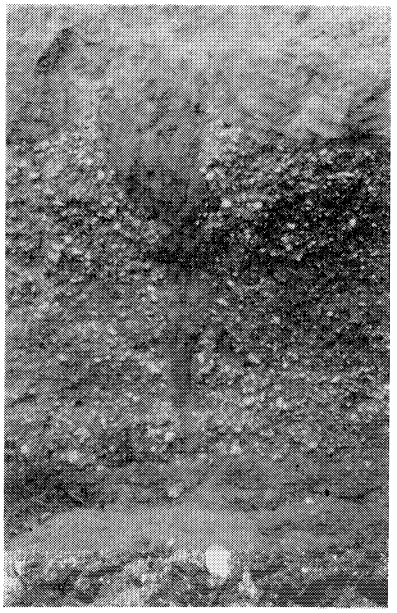
Couche 3 : Château de Vie. — C 61 (brun pâle).

A quelle interprétation conduit l'analyse morphoscopique, granulométrique et pétrographique de cette nappe alluviale ? La couche de base est un sédiment non trié, grossier, non usé, composé d'éléments de roches désagrégées d'origine locale ou peu lointaine : ces caractères peuvent correspondre à ceux d'une formation où les apports de solifluxion auraient eu une grande part.

Dans la carrière du Château de Vie, une particularité morphologique présente une grande importance : l'ensemble du remblaiement renferme trois fentes en coin, dont la plus grande (fig. 27 et photos 31-32) a 1,5 m de hauteur et 0,35 m de largeur au sommet; elles sont remplies par du sable éolisé et présentent des étranglements à mi-hauteur; d'autre part, la partie supérieure des bords de la couche I est refoulée vers l'extérieur. Un article récent de A. J. Popov (1952) est consacré à la question de la genèse de la glace fossile de Sibérie, à restes de mammouths; l'auteur y étudie les conditions actuelles de formation des fentes en coin et ces donnés sont précieuses pour la connaissance et l'interprétation des phénomènes quaternaires fossiles. D'après A. J. Popov, les fentes en coin de glace ne se forment que sur les plaines alluviales inondées durant le court été arctique; elles impliquent un pergélisol ne dégelant que peu profondément, un climat très froid et continental (couverture de neige absente ou très mince). Au début de l'hiver, sous l'action d'un refroidissement brusque, se produit la fissuration des alluvions argileuses et tourbeuses. Au printemps, le dégel intervient sur une faible épaisseur; les eaux de crue qui ruissellent sur le sol encore partiellement gelé remplissent les fentes et sont rapidement prises en glace; l'alternance estivale du gel et du dégel (George, 1947) provoque l'élargissement des coins de glace, sous l'action combinée de la fissuration et du remplissage par les eaux de ruissellement; elles se développent verticalement au fur et à mesure du dépôt des sédiments apportés; plus l'accumulation de ceux-ci est rapide, moins les coins de glace sont larges et inversement. Les fentes en coin se produisent tous les ans à la même place et s'élargissent surtout pendant l'hiver. La pression exercée par la glace sur les parois de la fente provoque

un refoulement latéral du sédiment de la partie supérieure, ce qui se traduit en surface par un renflement du terrain. Les fentes en coin des plaines alluviales de la Sibérie arctique déterminent sur le sol un réseau orthogonal de bourrelets, encadrant de petites mares où se concentrent les apports alluviaux. Sur une coupe verticale, les colonnes de glace alternent donc avec les colonnes de terre. Les fentes en coin de la nappe de la Vie correspondent point par point à cette description; le refoulement des

31. — Fente en coin, traversant les 3 couches de la haute terrasse. Remarquer le refoulement du cailloutis vers l'extérieur, en haut de la fente.



32. — Fente en coin. Carrière du Château de Vie. (Vendée).

Cliché Photo-Marais. Challans.

couches à la partie supérieure de la couche I est bien visible : la pointe atteint 6 cm (fig. 27 et photo 32).

Les étranglements correspondent à des épisodes de sédimentation plus grossière, au cours desquels la surface du remblaiement a été submergée par un nouvel apport de cailloutis et d'argile, sous une forme plus ou moins liquide; les bords en relief du polygone ont été repoussés vers l'intérieur de la fente; mais celle-ci étant remplie de glace, le cailloutis n'a pu y pénétrer. La fissuration du sol et la croissance du coin de glace ont ultérieurement repris, au même endroit, comme le montrent les étranglements superposés.

Le dépôt du cailloutis et la formation de la fente sont donc contemporains. Les niveaux sus-jacents 2, 3 et 4 appartiennent-ils au même ensemble que I ? La couche de sable jaune répond à un type de sédimentation moins grossier et plus calibré, franchement fluviatile; mais la base au moins de ce niveau a dû se déposer au-dessus de la fente alors que la masse des cailloutis était encore gelée, sinon le bourrelet aurait été raboté ou refoulé vers le bas : la fente est bien intraformationnelle.

Dans la même carrière, une autre fente, *longue de plus de 70 m* et large de 12 à 20 cm, recoupe la couche I et est remplie par du sable éolisé. Comme en Sibérie, le réseau des fentes est presque orthogonal; dans la carrière du Château de Vie, ainsi que dans celle de la Noue, à 2 km au SE de Challans, les deux directions les plus fréquentes sont : E-W et 20 à 40° E.

Les fentes en coin permettent de reconstituer avec assez de précision les conditions de formation de cette terrasse de la Vie. Ce fut d'abord une nappe épaisse, alimentée surtout par des matériaux grossiers venus des versants, mais aussi par les matériaux fins venus de l'amont. L'écoulement longitudinal ne devait se faire que pendant de courtes périodes de l'été, mais il pouvait être assez brutal pour noyer entièrement la surface polygonale à bourrelets. L'alliance des apports de solifluxion et de l'écoulement longitudinal légitime le nom de terrasse fluvio-périglaciaire (6) donné à ce remblaiement. Les conditions climatiques périglaciaires de ce dépôt sont encore attestées par la présence d'involutions intra-formationnelles (7), visibles dans la même carrière.

Comme la Champagne lors de la formation des nappes de grève (J. Tricart, 1947), la Vendée littorale était alors recouverte de nappes de solifluxion, les vallées servant de chenaux d'évacuation. Formé sous un climat semi-aride et très froid (pergélisol), ce remblaiement restait figé

(6) Terme proposé par MM. Fénelon et Guillien.
(7) Reconnues comme telles par M. A. Cailleux.

Fente en coin, dans la haute terrasse

Carrière du château de Vie

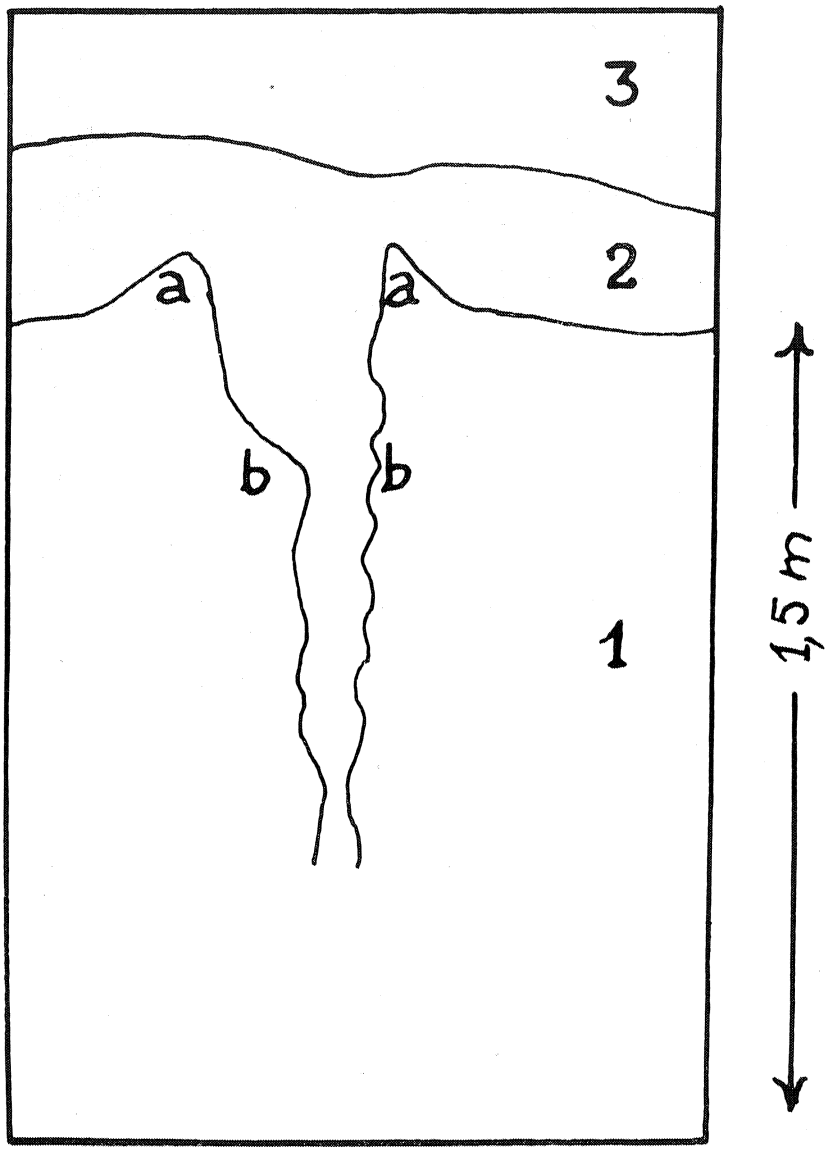


Fig. 27

pendant la plus grande partie de l'année, l'écoulement n'étant possible que pendant la période estivale. D'après les données fournies par P. George, A. Cailleux et G. Taylor ainsi que par A. J. Popov, la formation des fentes en coin est liée à un climat continental et très froid; elle n'est fréquente actuellement qu'en Sibérie arctique (au N du 72° de latitude N) et en Alaska septentrional, dans l'hémisphère nord (7 *bis*).

Tout s'oppose à une origine eustatique de ce remblaiement :

1. L'aspect rectiligne, en plan incliné, du profil longitudinal, caractéristique des nappes d'écoulement grossier périglaciaires (fig. 23).

2. La diminution progressive de l'altitude relative vers l'aval, de + 23 à + 10 m, jusqu'à ce que la terrasse s'ennoie sous le dépôt des sables éolisés, à l'W de la Bretonnière, ainsi que le plongement du cailloutis sous le marais flandrien jusqu'à une cote négative, ceci étant possible grâce à un niveau marin plus bas.

3. L'homogénéité de faciès du remblaiement, qui ne s'affine pas de l'amont vers l'aval.

4. L'importance des apports latéraux.

5. La présence de fentes en coin qui n'ont pu se former que sur un pergélisol, donc en période périglaciaire, alors que la mer était à un niveau inférieur au niveau actuel.

En conclusion, les caractéristiques des hautes terrasses de la région sont les suivantes :

1. Par rapport aux autres nappes fluviatiles, *ce sont elles qui ont la plus grande largeur.*

2. *Leur couche de base est toujours composée d'un cailloutis épais, serré,* à gangue argileuse relativement peu abondante; dans certaines d'entre elles, *le matériel n'est pas éolisé* et il n'y a pas de minéraux lourds (fig. 26, courbes granulométriques 1, 35, 3814, 4104 et 38).

Toutefois, selon les conditions locales, cette couche peut renfermer des sables ou des galets éolisés (hautes terrasses du Ligneron, du Lay, du Graon).

(7 *bis*) *Note ajoutée pendant l'impression.* Dans un récent article, T. L. Péwé décrit des fentes en coin remplies de sable éolisé dans la Mc Murdo Sound Region (Antarctique). Elles se forment actuellement en climat froid (1° F. de température moyenne annuelle) et aride (les précipitations moyennes annuelles, ayant lieu sous forme de neige, sont comprises entre 2 et 6 inches environ). Par leur disposition, leurs dimensions, leur forme et leur remplissage de sable éolisé, les fentes décrites par L. Péwé sont semblables à celles que l'on observe le plus fréquemment en Vendée et dans le Bordelais. Il est donc possible qu'une partie des fentes en coin de Vendée se soit formée en climat très froid et aride, indépendamment d'un épisode de sédimentation, tandis que d'autres, développées en climat plus humide, seraient intraformationnelles. (Sand-wedge polygons [Tesselations] in the Mc Murdo Sound Region, Antarctica. *Amer. Journ. of Science,* vol. 257, 1959, p. 545-552).

3. Au-dessus, le dépôt est plus fin, mais il est souvent terminé, comme dans la nappe de la Vie, par une nouvelle couche grossière.

4. *La haute terrasse est hachée de fentes en coin,* toujours remplies de sable rond-mat (photos 31, 32) (8).

Comme celle de la Vie, la nappe du Ligneron comporte une couche de base grossière, avec de nombreuses fentes (fig. 13, p. 137, et photo 22, p. 141).

Les hautes terrasses du Graon et du Troussepoil présentent les mêmes caractéristiques, et sont étudiées dans le chapitre consacré aux profils transversaux (p. 374).

Dans la topographie, la haute nappe détermine des surfaces presque parfaitement planes, semées de cailloutis (photo 20, p. 141).

Bien après le dépôt, des phénomènes de cryoturbation y ont provoqué la formation de marmites à galets redressés.

— *De quelle époque dater cet ensemble de phénomènes climatiques ?*

Le recouvrement local de cette nappe par une terrasse de sable éolisé dans la moyenne et la basse vallée de la Vie, terrasse recouverte elle-même par la vase flandrienne du Marais, ne permet pas de penser que sa formation ait eu lieu pendant la dernière glaciation. D'autre part, elle est antérieure à un important remblaiement des vallées par du sable éolisé homogène, remblaiement entaillé à son tour lors d'une nouvelle reprise d'érosion. La nappe périglaciaire est donc antérieure à deux périodes de creusement important et à deux remblaiements, ce qui exclut l'idée qu'elle ait pu se former pendant la dernière période froide.

Malgré la différence de nature du matériel, la terrasse de la Vie présente des ressemblances frappantes avec les nappes de grève périglaciaires champenoises, décrites par J. Tricart (1949) et spécialement avec la grève II : même ennoiement général de la région sous une couverture de débris dus à la désagrégation mécanique, même étalement de nappes épaisses dans de très larges vallées, profil longitudinal en plan incliné et profil transversal concave, même valeur de la pente de la surface du remblaiement (0,1 %) et mêmes phénomènes cryopédologiques tels que les fentes en coin. Il est possible que la terrasse fluvio-périglaciaire de la Vie soit contemporaine de la grève II de Champagne, attribuée à l'avant-dernière période froide par J. Tricart, mais les données sédimentologiques seules sont impuissantes à le prouver; la nappe de la Vie peut être plus ancienne. Son intérêt est surtout de montrer l'existence, dans une région

(8) Tandis que la haute nappe était hachée de fentes en coin, les autres formations meubles de cette région subissaient le même phénomène, par exemple le sable cénomanien de la carrière de la Jariette, près de Challans; les fentes sont remplies par le même sable rond-mat.

littorale, d'un remblaiement fluviatile important, constitué sous l'action de facteurs climatiques et en période périglaciaire.

C) LA BASSE TERRASSE

Son importance morphologique est considérable, quoique inégale selon les vallées et selon la partie du cours envisagée.

Elle est emboîtée dans la haute terrasse, ainsi qu'il a été dit, et un talus rocheux les sépare généralement.

Sa largeur peut atteindre 1 km.

Son altitude relative varie selon les vallées et la situation entre la source et l'embouchure, entre + 5 et + 17 m (mesurée selon le même principe que pour la haute terrasse).

Dans certains cas, cette nappe forme de minces placages sur la partie moyenne du flanc des vallées; par exemple, dans celle du Graon; très érodée, et très amincie, elle épouse à peu de chose près la forme du versant schisteux et le replat qu'elle détermine est peu marqué (Cf. levé à la planchette du profil transversal de la vallée du Graon, Troisième partie, chapitre V, p. 382). Il en est de même dans la vallée du Troussepoil, à la hauteur du Givre (Cf. p. 374) et dans celle du Ligneron, au S des Enchères (Cf. p. 134 et dépliant V).

Dans d'autres cas, la basse terrasse, emboîtée dans la haute, détermine un large replat à pente très faible; c'est le cas sur la rive gauche du Ligneron, au N de la Roussière (Cf. p. 138 et dépliant VI).

Vers la partie amont des vallées, ce remblaiement est beaucoup mieux conservé et remplit encore presque complètement les anciennes dépressions du socle ancien : il en est ainsi, par exemple, à la Rênelière, dans la vallée d'un petit affluent de la Ciboule (à 5 km au S de la Mothe-Achard), à la Grondinière, à la tête d'un petit affluent de la Vie (à 2 km au NW de Maché), au Tombeau-Goupilleau, dans un vallon affluent du Guy-Gorand (à 500 m au S de Saint-Révérend). La photo 33 représente le vallon de Rênelière, dont le flanc est est entamé par une carrière : on aperçoit alors que le schiste constitue des talus de part et d'autre de cette dépression, mais que toute celle-ci a été remblayée, sur 400 m de largeur au moins, par le dépôt sableux.

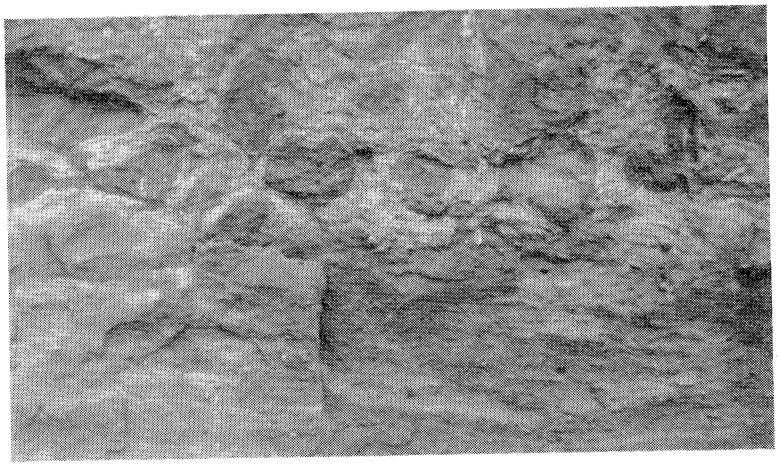
Le ruisseau actuel est entièrement installé sur ce dernier; mais *le tracé du vallon a été néanmoins guidé par les talus schisteux entre lesquels s'est étalé le remblaiement.*

En quoi consiste-t-il donc ?

Dans cette vallée, comme à la Grondinière, comme au Tombeau-Goupilleau, il est presque exclusivement formé de sable totalement éolisé;

33. — Vallon de la Rênelière, remblayé par le sable éolisé de la basse terrasse.

34. — Involutions périglaciaires, dans le sable et le gravier. La Rênelière.



35. — Involutions périglaciaires dans le sable et le gravier. La Rênelière.

au-dessus de la taille de 0,2 mm, tous les grains sont ronds-mats. Quelques rares petits galets forment des traînées discontinues subhorizontales dans la masse du sable, de couleur brun rouge.

L'épaisseur de la basse terrasse peut être considérable; elle dépasse 6 m à la Rênelière, 8 m au Tombeau-Goupilleau et à la Grondinière. La masse énorme de sable éolisé ainsi accumulée dans les vallées prouve qu'avant ce dépôt une phase d'éolisation très importante avait eu lieu; la surface du sol devait en être tapissée; rappelons que la partie supérieure de la haute terrasse peut renfermer un très fort pourcentage de sable éolisé et que ce dernier remplit aussi les fentes en coin dont elle est hachée (Cf. p. 140). Entre la haute et la basse terrasse eut lieu une période de creusement, responsable du talus qui les sépare; la partie axiale des vallées fut profondément creusée ou recreusée; puis, au moment de la formation de la nappe de basse terrasse, eut lieu un violent balayage des sables éolisés restés sur le haut des flancs et sur les plateaux interfluves : ces sables s'accumulèrent dans les dépressions nouvellement approfondies. Leurs minéraux lourds sont ceux des sables éolisés anciens (Cf. M. Ters, 1953, a, et Annexes, p. 489, nos 7 et 3816) (8 *bis*).

La genèse et l'âge de la basse terrasse restent imprécis; ce dépôt est antérieur à des phénomènes périglaciaires : à la Rênelière, la partie supérieure du sable est recouverte par une couche de solifluxion épaisse de 0,5 à 2 m, dont les matériaux proviennent du flanc schisteux; au-dessous de cette coulée, sur 1 m de hauteur, le sable éolisé est trituré par des involutions périglaciaires typiques (photos 34 et 35). D'après une analyse pollinique, le remblaiement de basse terrasse du Lay pourrait être interglaciaire. Il s'est indiscutablement déposé après une importante période de creusement des vallées, car il s'appuie souvent contre des talus rocheux verticaux (la Roussière-d'Apremont) (Cf. M. Ters, *op. cit.*). Par ce nouveau colmatage des vallées, le relief reprit un aspect doucement vallonné (photo 33); les creusements ultérieurs ont fait disparaître en grande partie ce remblaiement dans la partie basse et moyenne des vallées; mais il reste important, à l'amont de nombreux petits vallons affluents.

En résumé, les caractéristiques de la basse terrasse sont les suivantes :

1° Elle est emboîtée dans la haute terrasse;

2° Son altitude relative est de + 5 à + 17 m (généralement + 10 à + 12 m);

(8 *bis*) Les sables éolisés de la basse terrasse ont même morphoscopie, même granulométrie et mêmes minéraux lourds que ceux de la haute; ces derniers proviennent eux-mêmes du remaniement de sables éolisés plus anciens (carrière du Pin, en Saint-Révérend). Il y a eu en Vendée littorale de nombreuses phases d'éolisation.

3° Ses matériaux sont fins et de deux sortes selon le lieu de formation :

a) Sur le versant sud, ils sont constitués par du *micaschiste* en fines esquilles, formant une bouillie argileuse (basses terrasses du Troussepoil, du Graon et du Lay). La couleur est rouge orangée.

b) Sur le versant ouest, ils sont presque exclusivement représentés par du *sable rond-mat,* noyés dans une matrice argileuse et ferrugineuse, de couleur rouge orangé à rouge brun (Ligneron, Vie, Yon, etc.).

4° Je n'ai jamais observé de fentes en coin dans la basse terrasse, alors que la haute terrasse en comporte au moins une tous les dix mètres. Mais la nature du remblaiement de basse terrasse (toujours éolisé sur le versant ouest) ne facilite évidemment pas la reconnaissance des fentes, elles-mêmes remplies de sable rond-mat.

En conclusion, les terrasses fluviatiles quaternaires ont, sur les formes actuelles du terrain, une grande influence. Elles déterminent des surfaces planes qui longent de part et d'autre les flancs des grandes vallées actuelles; elles remblaient la partie amont de très nombreux vallons; dans l'ensemble, ce colmatage a pour effet d'égaliser le relief; lorsqu'un recreusement partiel a eu lieu, des vallons doucement arrondis ont été modelés dans ces dépôts assez meubles.

III. — L'EMPATEMENT GÉNÉRAL DU RELIEF PAR LES NAPPES DE SOLIFLUXION

A) ROLE MORPHOLOGIQUE DES COULÉES

Sauf dans les rares cas où la roche est à nu, chaque fois qu'une tranchée écorche le mètre superficiel du terrain, en Vendée littorale, on peut observer un dépôt de solifluxion sous le limon éolien qui recouvre l'ensemble des parties hautes de la région.

Durant les multiples périodes périglaciaires, les roches ont été affectées au cours de la saison froide, par des phénomènes mille fois répétés de gel et dégel; l'éclatement des schistes, des gneiss, des calcaires a donné naissance à une masse de menus débris; pendant la période estivale, cette couche formait une bouillie gorgée d'eau, reposant sur un pergélisol plus ou moins profond; sur les pentes supérieures à 2°, cette masse s'écoulait lentement vers les dépressions : c'est alors que furent remblayés les fonds des vallées du Haut Bocage, dont il sera question dans le chapitre consacré aux profils longitudinaux (p. 364).

Dans la région littorale, le rôle morphologique des coulées de solifluxion a été considérable : elles ont tapissé tous les versants, remblayé

à une hauteur plus ou moins grande tous les fonds de vallée; les surfaces absolument horizontales des plateaux étant relativement peu étendues, c'est *un remaniement presque total de la partie superficielle du terrain* qui a eu lieu : les versants des interfluves ont reculé parallèlement à eux-mêmes et si la ligne de faîte a été atteinte, l'interfluve lui-même s'est légèrement abaissé (Cf. profil transversal de la vallée du Ligneron, p. 142). Le phénomène s'est produit sur tous les versants, dans toutes les vallées.

La masse des matériaux s'est accumulée en contre-bas, dans les dépressions, par suite d'une évacuation difficile.

Les formes déterminées par ce remblaiement sont typiques des régions périglaciaires; tout le relief a pris une allure doucement ondulée et empâtée.

Vers l'aval, dans les grandes vallées, l'érosion ultérieure a détruit ces formes, mais elles subsistent en grande partie vers l'amont où les vallons sont en forme de berceau, faiblement creusé; dans bien des cas, le remblaiement flandrien s'est simplement accumulé sur les formations périglaciaires.

Ce remblaiement, qui a provoqué une égalisation supplémentaire du relief, est particulièrement intéressant à observer, en coupe, là où il est tranché par les falaises, dans la région de Bourguenai (Cf. Quatrième partie, chap. IV, p. 415 et photos 55 à 60, p. 417 à 419).

B) DATE DE FORMATION DES COULÉES

En l'absence de tout document paléontologique, on peut utiliser les données fournies par les rapports du head avec les formations qu'il fossilise ou qu'il remanie. Les pièces archéologiques achèveront de le dater.

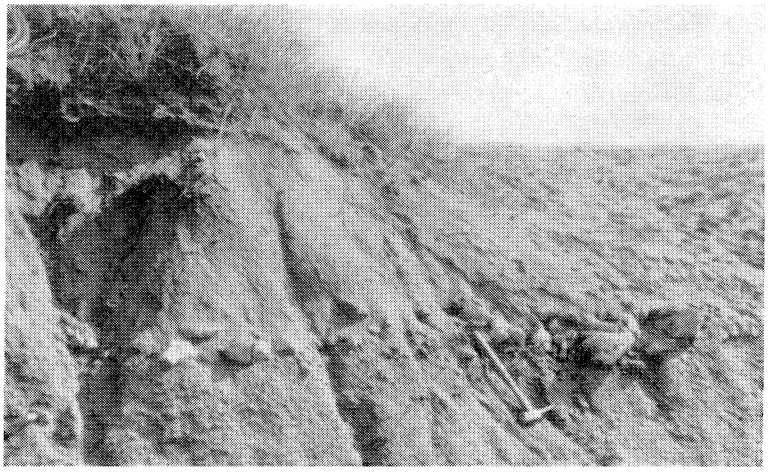
1. Rapports avec la terrasse de la Pironnière et de la Michelière

A 3 km au SE des Sables-d'Olonne, un dépôt formé de gros blocs arrondis de Lias silicifié s'allonge parallèlement à la côte actuelle, entre la Rudelière et la Pironnière; la surface se trouve vers 19 m d'altitude. L'origine de ce dépôt est assez ancienne (pliocène ou début du quaternaire) (Cf. p. 240-243). Or, les blocs ont été affectés par des phénomènes de cryoturbation : ils sont éclatés, et souvent redressés verticalement.

Une partie importante de cette nappe a été entraînée le long de la pente vers le SW, en direction du rivage. En effet, au S du gisement principal, à la Pironnière, le sommet de la falaise est formé de boue de solifluxion, empâtant de nombreux blocs roulés qui, par leur nature, leur taille et leur faciès, sont identiques à ceux du gisement situé à quelques centaines de mètres au N (photo 36).

A la Michelière, le même dépôt de blocs semble avoir été refoulé en forme de cordon litotral, à un niveau marin voisin de 30 m (Cf. p. 429) ; ce cordon a été déformé et en partie entraîné vers le sud par la solifluxion et des blocs sont descendus jusqu'au village des Hautes-Mers.

Ainsi, les coulées de head sont plus récentes que la nappe à blocs plio-quaternaire qu'elles remanient.



36. — Coulée de solifluxion, en falaise, à 2 km, au SE des Sables d'Olonne, renfermant des blocs de Lias silicifié, remaniés du dépôt de la Pironnière.

2. Rapports des coulées de solifluxion avec la plate-forme d'abrasion de + 2 à + 5 m (Tyrrhénien III).

A Bourgenai, E. Bocquier (1935) a découvert des marmites d'érosion marine, creusées dans le calcaire hettangien, à un niveau relatif supérieur de 3 m au niveau moyen de la mer (photo 57). Avant leur dégagement par l'action actuelle des vagues, elles étaient ensevelies sous le head; celui-ci est donc postérieur au niveau marin de + 3 m. Dans le fond de l'une d'entre elles, Bocquier a trouvé un silex moustérien; il a récolté de nombreux silex du même âge dans les coulées de solifluxion qui couronnent les falaises, entre Sion et Saint-Vincent-sur-Jard, et en particulier à Saint-Jean-d'Orbestiers, au Puits d'Enfer et au Caillola. F. Ydier en a récolté à l'extrémité sud de la plage des Sables-d'Olonne, et dans l'anse de Saint-Nicolas-de-Jard; j'en ai trouvé moi-même dans le head des falaises de Jard à Saint-Vincent...

Ces silex, aimablement examinés par F. Bordes, *sont typiquement moustériens. Les nappes de solifluxion sont donc contemporaines de la glaciation wurmienne.* Peut-être, d'ailleurs, ne sont-elles pas toutes exactement contemporaines, puisque l'on y observe souvent plusieurs niveaux superposés; mais, nulle part un limon éolien ou une formation marine ne

s'y trouvent intercalés, comme cela est fréquent sur la côte nord de Bretagne.

3. Rapports avec le limon éolien

Partout où l'érosion l'a respecté, une couche de limon éolien, épaisse de 0,5 à 1 m, repose sur les nappes de solifluxion (Cf. photos 55, 56, 57, p. 417-418).

En conclusion, on peut seulement affirmer qu'*une partie au moins de ces coulées est wurmienne;* s'il en existe de plus anciennes, rien ne permet pour l'instant de le déceler.

IV. — LE MANTEAU DE LIMON ÉOLIEN

A) ROLE MORPHOLOGIQUE, RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE ET NATURE DES LIMONS ÉOLIENS (fig. 28).

En Vendée littorale, toutes les surfaces interfluves, tous les points culminants sont recouverts par un limon très fin, d'épaisseur généralement faible (0,50 à 2 m), étendu comme une nappe continue, moulant et empâtant le relief. Les plateaux qui séparent les grandes vallées de la région sont d'une planitude étonnante; certes, le socle lui-même est aplani; mais les inégalités qu'il peut encore avoir sont comblées par ce limon, si bien que la surface des champs offrirait l'aspect d'une plaine, si les haies ne venaient en morceler l'uniformité.

Sur les bords des interfluves, vers la source des ruisseaux, la tête des vallons est souvent très empâtée par des formations de solifluxion : ces dernières sont, elles aussi, recouvertes par le limon. *Le rôle morphologique de cette formation consiste à combler les petites dépressions, à empâter le relief et à lui donner un aspect encore plus plat.*

Bien des problèmes se posent à son sujet : aux endroits où la nappe ne semble pas avoir été érodée, la connaissance de son âge permettrait de fixer celui des surfaces qui en sont formées, et, du même coup, l'âge maximum des formes du relief qu'elle recouvre. Peut-être y a-t-il aussi un rapport entre la genèse de ces formes ensevelies et leur revêtement de limon. On voit à quel point il importe de connaître la nature exacte de ce dépôt, ainsi que son âge.

Par définition, un limon est une formation meuble, dont les particules sont comprises entre 2 et 20 μ.

La répartition granulométrique des sédiments étudiés est beaucoup plus étendue, puisqu'elle va exceptionnellement de 0,05μ à 15 mm; cependant, la fraction la plus importante se classant dans les limites théoriques,

Limons éoliens en Vendée Littorale

● Lieu et n° des prélèvements

Fig. 28

je leur conserverai le nom de limon, en donnant à certains l'épithète de « sableux ». La figure 29 montre où se placent les échantillons de Vendée parmi les loess de France (9).

Dans le pays, ce terrain forme une bonne partie des sols actuels, sous le nom de « terre douce », « terre de lande » et de « terre jaune ». Si la coupe est suffisamment profonde, on peut généralement observer la superposition suivante : en surface, se trouve un limon blanchâtre, beige clair ou gris, finement poudreux et au toucher farineux, épais de 0,20 m à 0,50 m (le limon n'est gris, humifère que lorsqu'il a été recouvert longtemps par une forêt ou une lande) ; au-dessous, ce dépôt est d'un jaune plus ou moins foncé, plus argileux et plus compact; cette couche peut atteindre quelques mètres d'épaisseur, mais le plus souvent, elle a de 0,50 m à 1 m.

Plus largement répandus sur les terrains cristallins que sur les terrains sédimentaires, les limons recouvrent environ le tiers de la superficie totale de la région (fig. 28). Leur gisement est assez varié; on les trouve :

a) *Sur toutes les surfaces élevées et les points culminants* (90 m dans la région étudiée), et en particulier sur les plateaux interfluves EW, séparant les vallées du Falleron, du Ligneron, de la Vie, du Jaunay, de l'Auzance, de la Ciboule et de la Vertonne. On voit que la surface occupée par ces limons est grignotée de tous côtés par les nombreuses vallées qui en descendent et dont certaines pénètrent jusqu'à la ligne axiale du plateau. On les trouve aussi sur les parties les plus élevées des massifs granitiques d'Avrillé, Aubigny, Aizenay, Legé, et sur toutes les buttes de moindre importance (buttes d'Olonne et du Moulin-Champaillard, au N des Sables-d'Olonne).

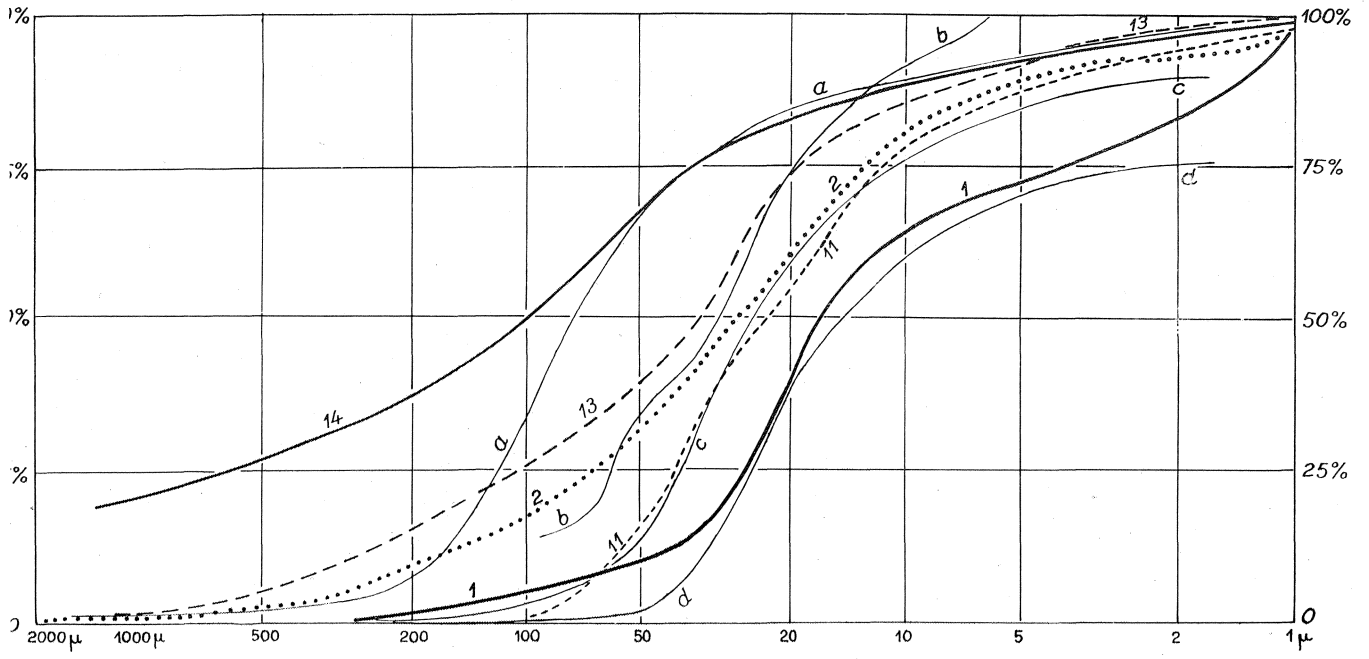
b) *Sur la façade méridionale de la région,* qui forme un talus à regard sud-sud ouest, entre la côte et la ligne de hauteurs allant d'Olonne à la Boissière-des-Landes; on les trouve depuis le niveau de la mer jusqu'à l'altitude de 80 m.

Dans tous les cas, les limons ont été décapés le long des cours d'eau, et tout se passe comme si les lambeaux conservés sur les plateaux étaient une formation résiduelle, antérieure au dernier creusement des vallées.

c) On observe aussi des limons *à la surface de la haute terrasse fluviatile quaternaire,* qui occupe la partie supérieure des flancs de ces vallées : certains limons sont donc postérieurs à cette formation. Mais le cailloutis de la haute terrasse est enrobé dans une gangue fine, dont la

(9) Il est convenu de réserver le nom de loess aux limons calcaires.

Courbes granulométriques comparées des limons de Vendée et de divers loess



Limons de Vendée :
1. L'olivière.
2. Beauregard.
11. Les Justices.
13. Le Bois.
14. Le Grand Parc.

Loess de France : a. Maximum (loess sableux). c. Médiane (d'après Bordes). d. Minimum (loess non sableux).

Cryoconite, sur l'Inlandsis groënlandais : b.

Fig 29

composition minéralogique et la granulométrie sont parfois très voisines de celles de certains limons. On peut alors se demander si, dans ce cas, les limons ne sont que la partie supérieure, plus ou moins remaniée, de la terrasse, ou bien s'ils correspondent à une formation distincte, déposée ensuite sur elle. Peut-être la haute terrasse a-t-elle incorporé des éléments empruntés à des limons antérieurs, formant déjà une couverture à la surface du sol ?

J'ai réussi à distinguer la partie limoneuse superficielle de la haute terrasse, des véritables limons de surface, au moyen d'une centaine d'analyses pondérales, établissant le rapport de la partie fine ($< 0{,}05$ mm) à la partie grossière ($> 0{,}05$ mm) de ces divers sédiments.

Dans les limons de surface, la partie supérieure à 0,50 mm représente seulement 11 à 30 % du poids total (elle ne dépasse cette valeur que dans des conditions très particulières). Dans la haute terrasse, cette fraction forme 40 à 70 % du total.

d) On peut aussi hésiter sur les *rapports mutuels des limons de surface et des nappes de solifluxion, sur lesquelles ils reposent souvent.* Des coupes montrant la superposition de ces deux formations sont visibles en falaise, le long de la côte entre les Sables-d'Olonne et le Veillon. Le limon n'est-il que la partie supérieure du head, moins riche en éléments grossiers et en argile, ou représente-t-il une formation distincte ?

Lorsque le limon repose sur le terrain cristallin, souvent très altéré, on peut se demander s'il ne représente pas un faciès d'altération sur place de ce dernier, comme cela a été affirmé à plusieurs reprises. S'il est fréquent de voir, à flanc de coteau, des roches plus ou moins complètement désagrégées, mais dans lesquelles persistent des filons de quartz non dérangés, cette couche altérée n'a jamais ni l'aspect, ni la granulométrie, ni la composition des limons dont il est question. D'autre part, si les limons ne représentaient que la partie superficielle altérée des roches du substratum, on devrait observer entre eux un passage graduel. Or, un examen sérieux permet toujours de discerner une surface de discontinuité. Enfin, la constance des caractères sédimentologiques des limons est remarquable, et s'oppose à la diversité des roches sur lesquelles ils reposent : granite, microgranite, calcaires, micaschistes et gneiss, sables et grès cénomaniens, nappes de cailloutis quaternaires. Ce manteau de fine poussière est localement plus ou moins sableux, mais ses caractères fondamentaux demeurent constants et ne reflètent que rarement — et jamais exclusivement — la nature géologique du substratum. Le limon est donc bien un *dépôt*. Mais il reste à en déterminer la nature exacte, le mode et l'agent de mise en place, et enfin l'âge.

La solution de tous ces problèmes ne peut être fournie que par de très nombreuses observations sur le terrain, et par une étude sédimentologique détaillée; sans ces moyens, il est vain d'essayer de les résoudre.

B) ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DES LIMONS

1. Préliminaires

Cette étude, très longue à effectuer, n'a pu être réalisée que pour un nombre réduit d'échantillons (une trentaine).

a) *Liste des échantillons; localisation et altitude* (fig. 29).

N°	Altitude	
1	60 m	L'Olivière, à mi-chemin de la Mothe Achard et de Sainte Flaive.
2	30 m	Beauregard, à 1 km au NW de Bourgenai (sur la côte SE des Sables d'Olonne).
3	50 m	M^{in} de Baslière, à 6 km à l'E d'Olonne.
5	vers 45 m	La Guimardière, à 2 km à l'E d'Avrillé.
6	30 m	St Mathurin, à 10 km au NE des Sables d'Olonne.
8	17 m	Le Pay d'Ilaude, à 3 km au S de Talmond.
10	vers 45 m	La Guimardière, à 2 km à l'E d'Avrillé.
11	vers 200 m	Les Justices, sur le massif granitique de Pouzauges.
12	25 m	Villeneuve, à 2 km au NW de Bourgenai.
13	20	Le Bois, à 1 km au S d'Olonne.
14	45 m	Le Grand Parc, à 1 km au NE de Château d'Olonne.
30	45 m	M^{in} des Reliques, à 1 km au NE de Commequiers.
31	45 m	La Poirière, à 1 km à l'E de La Garnache.
32	vers 50 m	Le Chaigneau, à 4 km à l'E de Château d'Olonne.
33	vers 20 m	500 m au SE de St-Jean d'Orbestiers.
34	72 m	M^{ins} Bonneau, à 6 km à l'E de Legé.
35	vers 60 m	M^{in} Neuf, près de St-Christophe du Ligneron.
36	vers 60 m	Le Coin, à 3 km à l'E de St-Christophe.
37	vers 5 m	Bourgenai.
38	d°	d°
39	50 m	Bellevue, à 4 km E de Château d'Olonne.
40	35 m	Le Clon, à 3 km SE de Château d'Olonne.
41	70 m	M^{in} des Alouettes, à 4 km E de Grosbreuil.
43	55 m	La Crèche, à 3 km au SE de Maché.
44	vers 20 m	Givrand, à 5 km au SE de St-Gilles-sur-Vie.
45	67 m	Le Bois, à 4 km au N du Poiroux.
46	25 m	Le Porteau, à 2,5 km au NW de Bourgenai.
47	vers 60 m	La Chaumière, en Saint-Sulpice-le-Verdon.
47 *bis*	d°	d°

b) *Analyses faites.*

(L'étude intégrale n'a pu être faite pour tous les échantillons).

— Colorimétrie : tous les échantillons.

— Morphoscopie : tous les échantillons.

— Granulométrie de la fraction sableuse et de la fraction argileuse : n^{os} 1 à 8, et 10 à 14.

— Minéraux lourds : n^{os} 1, 3, 5, 8, 10, 14, 48 à 56.

— Analyse thermique différentielle : n^{os} 45 à 47 *bis*.

— Déshydratométrie : nos 3, 5, 7, 8, 10.

— Rayons X : no 14.

— Mesure du pH. Nombreux échantillons.

— Analyse chimique : 2 échantillons, nos 5 et 13.

c) *Les substratums* sur lesquels reposent les limons étudiés sont variés : granite (nos 5, 10, 11, 32, 39), micaschiste et gneiss (1, 3, 6, 13, 14, 30, 31, 33 à 36, 40 à 47), Lias calcaire (8), terrasse marine de la Michelière (2, 12), coulées de solifluxion (37, 38).

d) *Roches et sédiments de comparaison étudiés.*

No	*Altitude*	*Granites* (arène)
60	70 m	Saint-Avaugourd, à 5 km au N d'Avrillé.
		Micaschistes
4	vers 50 m	La Poitevinière, 1 km à l'W de Saint-Vincent-sur-Graon (f. de Fontenay-le-Comte).
7	vers 80 m	Pont Saint-Denis, à 4 km au NW de Saint-Denis-la-Chevasse (f. de La Roche-sur-Yon).
47 *ter*	vers 80 m	La Chaumière, en Saint-Sulpice-le-Verdon.
		Sables cénomaniens.
48		La Jariette, à 500 m au N de Challans.
49		La Gisière, à 6 km au SE de Challans.
50		Le Grand Village, à 1 km au SW de Commequiers.
51		Saint-Hubert, à 1 km au SE de Challans.
		Sables éocènes
52		Le Molin, à 5 km au N de Challans.
53		Le Perray, à 5 km au N de Challans.
		Argile pliocène (Redonien)
54		Palluau.
		Haute terrasse fluviale quaternaire
55		Le Breuil, à 2 km à l'W de Legé.
		Sables éolisés anciens
56		Le Pin, à 2 km NE de Saint-Révérend.
57		Ile d'Olonne.
58		do

2. Étude colorimétrique des limons

Voici quelques résultats, exprimés selon le *Code Expolaire* de Cailleux et Taylor.

		Limons jaunes pâles.	
N°	3.	(M[in] de Baslière)	74 C
	5.	(La Guimardière)	74 C
	6.	(Saint-Mathurin)	72 C
	14.	(Le Grand Parc)	82 C
		Limons gris clair et beige.	
N°	1.	(L'Olivière)	81 C
	2.	(Beauregard)	81 C
	8.	(Le Pay d'Ilaude)	72 D
	13.	(Le Bois)	72 D
		Limons gris brun clair	
N°	10.	(La Guimardière)	81 D
	31.	(La Poirière)	82 B

Tous ces limons ont subi, après leur dépôt, une évolution de type podzolique : en effet, ils comprennent un horizon supérieur lessivé et blanchi, presque exclusivement constitué par une très fine poudre de quartz, et un horizon inférieur ou d'accumulation, enrichi en argile et en oxydes de fer; c'est à ce niveau qu'appartiennent les limons jaunes; les limons gris et beiges correspondent à l'horizon supérieur, mais enrichi en humus par les forêts et les landes qui les ont recouverts fort longtemps. Les différences de teinte des limons résultent donc d'une évolution pédologique.

3. Étude morphoscopique des grains de sable des limons (Cf. Annexe V, p. 491, et dépliant XII).

Leur examen à la loupe binoculaire permet de reconnaître plusieurs types de façonnement : des grains de quarts non-usés (N U) et cependant *toujours picotés,* des émoussés-luisants (E L), polis dans l'eau, picotés aussi, des émoussés-mats (E M) et des ronds-mats (R M) façonnés dans le vent, parfois brisés. Outre le quartz, on trouve des minéraux lourds et localement des grains de feldspath R M et des paillettes de mica blanc et noir.

La répartition de ces types de grains dans les différents limons permet de distinguer plusieurs associations :

Dans un premier groupe, les grains sont presque tous R M (80-96 %), mis à part quelques N U : il s'agit de limons reposant *sur une coulée de solifluxion* wurmienne, tranchée par la falaise à Bourgenai (n[os] 37-38).

Un deuxième groupe est moins fortement éolisé : les R M dominent encore, mais les E M sont abondants; il y a peu de N U, et leur surface est très picotée (nos 39, 40, 3 et 5). *Tous ces limons sont plaqués contre le talus à regard sud, qui va d'Olonne à Grosbreuil.*

Un troisième groupe comprend encore 75 à 80 % de R M et d'E M, à progression régulière; les N U sont nombreux et tous picotés (nos 6, 30, 41, 42). Ces quatre limons sont situés *sur la partie culminante de plateaux ou de languettes interfluves,* entre Ciboule et Vertonne (6, 41), et entre Ligneron et Vie (30 et 42).

Un quatrième groupe comprend les mêmes types de grains, ainsi que des E L : la présence de ceux-ci coïncide avec le voisinage de la côte (8, 12) ou de Cénomanien marin, à très nombreux E L (31).

Dans un cinquième type, les pourcentages de grains éoliens et N U s'équilibrent (33,14) ; le premier de ces limons repose sur *la terrasse de la Michelière,* à morphoscopie hétérogène; le deuxième se trouve un peu au N.

Dans un dernier groupe, dominent les N U (58 à 88 %) (nos 1, 10, 34, 35, 43, 44) : ces limons recouvrent les plateaux interfluves les plus élevés (entre Logne et Boulogne, Ligneron et Falleron, Vie et Jaunay, etc.). Les grains N U proviennent des micaschistes et des gneiss altérés de ces plateaux, mais aussi sans doute de la reprise des sables de la haute terrasse, riche en N U, qui ceinture ces plateaux.

En somme, on voit que les limons ayant les pourcentages maximums de grains éolisés forment des placages *sur la façade sud de la région littorale;* ceux qui contiennent le plus de N U se trouvent *sur les plateaux interfluves les plus élevés* (50 à 70 m), et surtout *vers le N de la région étudiée.*

4. Origine des grains de sable

D'après leur granulométrie, *les grains N U* dérivent de la désagrégation des micaschistes et des gneiss (qui sont souvent très altérés). L'altération des granites fournit des grains plus gros, rarement présents dans les limons. Leur contour encore très anguleux montre qu'ils n'ont pas fait un long trajet : ils sont donc d'origine *locale;* cependant, leur surface est toujours picotée, ce qui implique un certain transport.

Les E L, dont le pourcentage ne dépasse nulle part 18 % sont toujours picotés, par dessus le vernis marin. Ils ne sont pas présents partout; on ne les trouve que *sur la façade littorale tournée vers la côte actuelle,* au S des Sables-d'Olonne, ainsi que sur les plateaux interfluves, au N de la région, entre 20 et 40 km de la côte actuelle, *au voisinage des sables marins*

cénomaniens et éocènes de la région de Challans à Legé, eux-mêmes riches en E L.

Il est logique de supposer que, dans le premier cas, ces E L proviennent de plages exondées, et qu'ils ont été poussés sur le continent par des vents venant du large; cette action a pu se faire tout particulièrement lors des bas-niveaux quaternaires. Dans le deuxième cas, les E L ont dû arriver aussi par voie éolienne : en effet, à la surface du Cénomanien et de l'Éocène sableux, existe une couche de 0,80 m d'épaisseur, en moyenne, dans laquelle les grains de sable et les galets sont très fortement éolisés : ces sables ont dû être vigoureusement brassés par le vent, pendant les périodes sèches de climat périglaciaire; mais sous cette couche, le Cénomanien et l'Éocène sont surtout E L (ou N U).

Les grains éolisés (E M et R M) sont les plus fréquents, en général, et on pourrait penser que leur éolisation est contemporaine du dépôt des limons. Mais en est-il bien ainsi ? A côté de sables à éolisation forte et homogène, dans lesquels le duo E M-R M évoule normalement selon la taille, on observe des mélanges, comprenant aussi des N U picotés; dans certains limons, *des grains N U de grande taille coexistent avec des R M, — ce qui est incompatible avec un façonnement éolien homogène* (un sable éolien très usé ne comporte plus de grains anguleux : même à 0,1 mm, les grains sont E M, sinon R M (le Pin, n° 56).

Ainsi, l'association de grains très inégalement émoussés prouve que la partie sableuse des limons est un mélange d'éléments frais et d'éléments éolisés plus anciens, remaniés. D'ailleurs, dans plusieurs gisements, on trouve des R M cassés; d'autre part, les limons renferment parfois des grains de feldspath R M, qui dérivent très probablement d'une formation sableuse ancienne, déjà décrite (10), caractérisée par une éolisation intense; les grains de feldspath y sont abondants (25 % environ) ; la haute et surtout la basse terrasses quaternaires sont bourrées de ces sables anciens (Vie, Auzance, Ciboule, Lay) ; elles ont amené à la mer et déposé sur le plateau continental une énorme quantité de sable R M. Celui-ci colmate encore le fond des baies d'île d'Olonne et de Bourgenai (Cf. analyses morphoscopiques, n^{os} 24 et 25, dépl. XII). Lors de bas-niveaux quaternaires, ce matériel a dû être partiellement ramené sur le continent par les vents du large. Mais la plus grande partie du feldspath éolisé n'a pas résisté à de telles triturations, et la faible quantité que l'on en trouve dans les limons apparaît comme un résidu.

Enfin, l'identité entre la morphoscopie des grains de quartz de certains limons et de certains gisements de la haute terrasse quaternaire ainsi

(10) M. Ters, 1953, a.

que l'identité de leurs cortèges respectifs de minéraux lourds, font penser que les premiers dérivent en partie de la trituration superficielle de cette terrasse.

En conclusion, l'éolisation inégale des grains de quartz contenus dans les limons prouve que *ce matériel a des origines multiples :* roches cristallophylliennes désagrégées fournissant des N U, plages exondées et bassins sédimentaires riches en E L, sables éolisés anciens; mais *toute l'éolisation n'est pas contemporaine de la période de dépôt;* la dernière phase éolienne, qui aboutit à la mise en place des limons, a dû seulement provoquer le picotis des grains N U et E L. L'intensité de cette phase d'éolisation a été bien moindre que celle qui aboutit au façonnement des sables feldspathiques anciens.

Ainsi, l'étude morphoscopique des grains de sable des limons révèle, en même temps que *l'origine éolienne de ceux-ci, la pluralité des phases d'éolisation et la multiplicité des remaniements du matériel sableux, qui a subi de nombreuses triturations. Les limons de surface résultent de la dernière en date.*

5. Étude granulométrique des limons (cf. l'Annexe VI, p. 492 à 498).

La granulométrie complète de 11 échantillons a été faite, par tamisage pour la fraction sableuse (de 10 mm à 32 μ) et par la méthode à la pipette, pour la fraction fine (de 32 à 0,05 μ) (11). Les lieux de prélèvements sont indiqués page 271 (n^{os} 1, 2, 3, 5, 6, 8, 10 à 14). Les résultats sont exprimés par les courbes cumulatives semi-logarithmiques de la figure 30. Toutes affectent la forme d'un S, d'allure parabolique pour la partie fine et hyperbolique pour la partie grossière.

Malgré quelques chevauchements, ces limons se classent assez bien en 3 groupes :

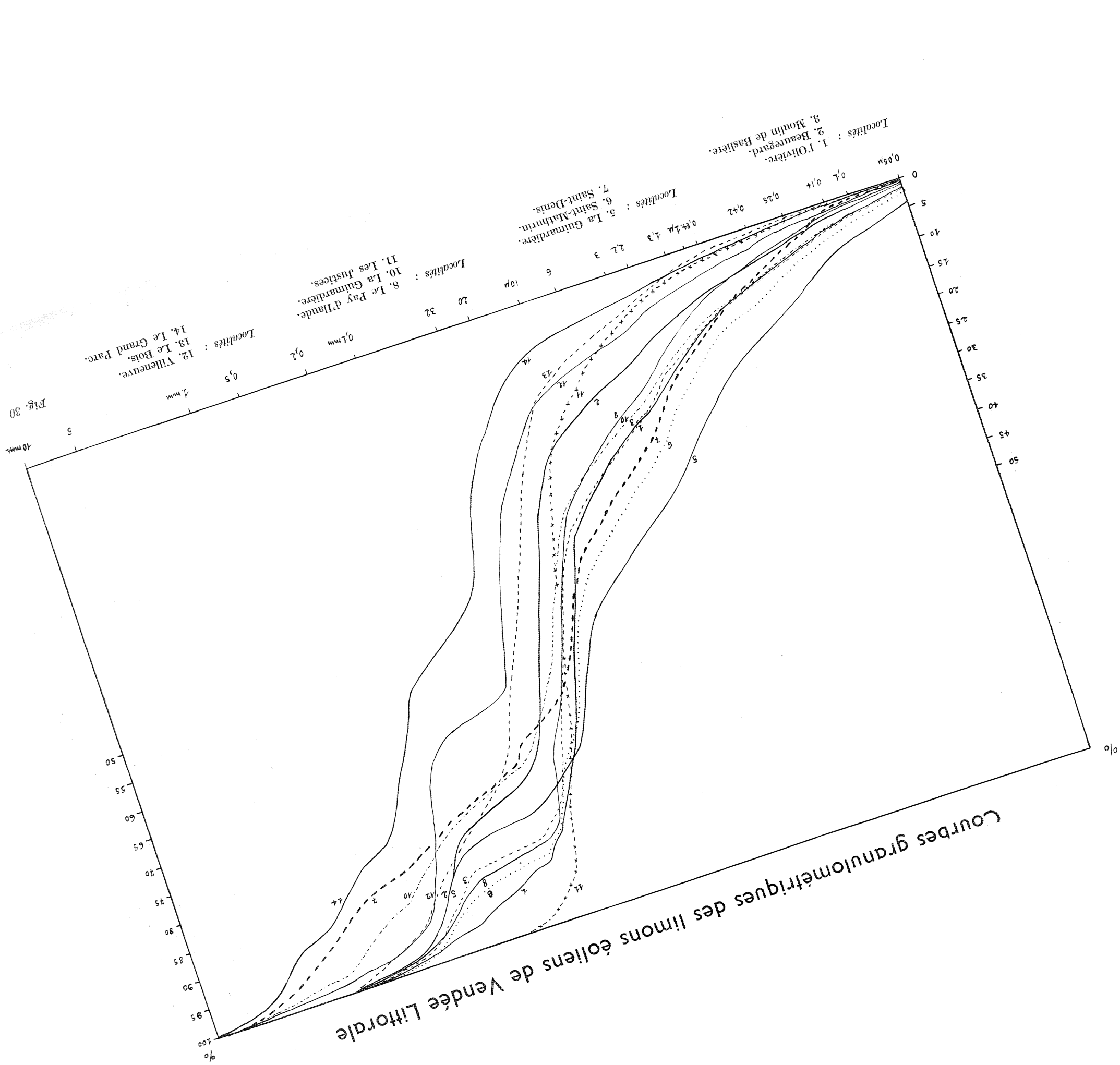
1. *Le limon 11,* le plus fin et le mieux classé de tous, est un dépôt éolien conservé *dans une niche du granite,* sur le massif de Pouzauges, *à plus de 200 m d'altitude.* Il ne contient aucun élément de dimension supérieure à 0,15 mm : c'est une accumulation de très fines poussières.

2. *Les limons 5, 6, 1, 3, 8, et 10* comportent une fraction argileuse relativement importante; ils reposent sur des interfluves (1, 3, 6), sur le Lias (8) ou sur le rebord sud du talus d'Avrillé (5, 10).

3. *Les limons 2, 12, 13, 14* sont les plus sableux; ils sont situés immédiatement en arrière de la falaise actuelle (2, 12) ou sur la façade sud de la butte d'Olonne, à pente S-SW (13, 14).

(11) J'ai effectué la granulométrie des argiles, au Laboratoire de M. le Professeur A. Rivière, que je remercie vivement de son aimable accueil.

Courbes granulométriques des limons éoliens de Vendée Littorale



Il existe donc un *rapport entre l'importance de la partie grossière des limons, la proximité de la côte et l'orientation de la surface topographique remblayée.*

Parmi les limons étudiés, deux seulement ont une courbe de répartition régulière, sans discontinuité (1, 11) ; la plupart des autres sont plurimodales; elles représentent des stocks granulométriques distincts, juxtaposés dans le sédiment. Une discontinuité existe pour tous vers les mêmes limites granulométriques (entre 0,05 et 0,2 mm). Certaines courbes sont bimodales, d'autres trimodales (12) ; la courbe 14 est encore plus hétérogène; elle comporte un stock relativement important de grains de 0,2 à 0,5 mm (12).

L'origine des discontinuités et les limites dimensionnelles des différents stocks sont sans doute à chercher dans les dimensions des grains de quartz des roches originelles, mais l'étude granulométrique précise des roches métamorphiques n'a jamais été faite en Vendée.

En somme, les limons les plus hétérogènes et en même temps les plus riches en éléments grossiers (2, 12, 13 et 14) sont situés soit au voisinage immédiat de la côte actuelle, soit sur la façade littorale exposée au SW. Il semble logique d'établir une relation entre la grossièreté relative de ces limons et l'abondance du matériel sableux étalé sur les plages et sur le plateau continental, émergés pendant les périodes froides. Sous la poussée des vents violents du domaine périglaciaire, les grains de sable ont pu cheminer, du SW au NE, par saltation, et former un revêtement sableux qu'il est permis d'apparenter au sable dunaire des Landes, déposé pendant la dernière période périglaciaire.

6. Etude minéralogique de la partie fine des limons

a) *Éléments siliceux.* Cette partie est principalement constituée par de la très fine poudre de quartz, qui leur donne un aspect farineux et sec au toucher. Elle provient très probablement des cristaux de quartz des schistes et des micaschistes : désagrégées, ces roches donnent un résidu quartzeux de granulométrie correspondante.

b) *Éléments argileux.* Trois méthodes ont été employées pour connaître la nature des éléments argileux des limons : l'étude aux rayons X, la déshydratométrie (13) et l'analyse thermique différentielle (14). Les résultats sont les suivants : *Les limons blancs ou gris,* superposés ou non aux limons jaunes sont presque exclusivement siliceux et formés d'une très fine poudre de quartz; on n'y trouve que des traces d'illite et de kaolinite

(12) L'étude granulométrique de la partie fine des limons se trouve en Annexe, p. 495.
(13) Effectuées au Laboratoire de M. le Professeur Rivière.
(14) Aimablement faite au Laboratoire de M. le Professeur Orcel.

(3, 8, 10, 13, 46, 47, 47 *bis*). La couleur des limons jaunes correspond surtout à une plus forte teneur en oxyde de fer. Ainsi, à la Chaumière (47 et 47 *bis*), 0,60 m de limon blanc repose sur 0,60 m de limon jaune, s'étendant lui-même sur le micaschiste. A l'analyse thermique, le limon jaune ne réagit pas plus que le blanc : le sédiment est presque exclusivement siliceux; seule, la courbe du micaschiste montre de l'illite. D'après l'analyse aux rayons X, le limon 14 contient, en faible proportion, de l'illite, de la kaolinite et de la sépiolite (15).

Par rapport à la constitution minéralogique des micaschistes et des gneiss, et par rapport à la gangue argileuse de la haute terrasse quaternaire, *les limons éoliens sont très pauvres en éléments argileux.*

c) *Éléments calcaires.* La plupart des limons de Vendée étudiés sont presque dépourvus de calcaire, à l'exception de ceux qui reposent sur l'auréole calcaire liasique au S de Talmond (8) et ceux qui sont situés sur le socle ancien, mais immédiatement au N des terrains calcaires (5, 13, 14). Y aurait-il eu, localement, une certaine remontée de CO_3Ca, du calcaire dans le limon sus-jacent ?

Ces faits montrent l'importance des conditions *locales* sur la composition minéralogique des limons. Étant donné la nature du socle, surtout cristallin, de la Vendée littorale, il est bien probable que les limons non calcaires ne l'ont jamais été.

d) *Valeur du* pH *de quelques limons.*

N^{os} 2 = 6,4
3 = 6,37
5 = 7,05
6 = 6,42
8 = 7,9
10 = 6,6
11 = 5,2
12 = 5,4
13 = 7,1
14 = 7,1

Il faut remarquer que le plus acide de tous est celui des Justices, sur le granite de Pouzauges (n° 11).

Valeur comparée du pH *de deux micaschistes broyés :*

N^{os} 4 = 6,6
7 = 7,55 (micaschiste feldspathique)

D'après ces données, on voit que *leur intérêt agricole* est faible : les sols de limons sont trop légers, trop siliceux, trop secs, trop privés d'humus

(15) Comme dans les loess du bassin de Paris, le minéral argileux dominant dans les limons est l'illite; il est le plus souvent accompagné de kaolinite (Cf. Caillère S. et Malycheff V., 1957).

et d'argile, trop acides pour constituer de très bonnes terres de culture. Cependant, les « terres jaunes » plus argileuses, sont plus fécondes que les « terres blanches » presque exclusivement siliceuses.

e) *Les analyses chimiques* des limons n° 5 et 13 (la Guimardière et le Bois) (16) confirment l'importance de la fraction siliceuse, — surtout représentée par une poudre de quartz —, et la très faible teneur en CO3 Ca; par rapport à deux micaschistes de la même région, il y a principalement enrichissement en silice, perte d'Al^2O^3, de Fe^2O^3 et de K^2O.

%	Limon éolien Le Bois n° 13	Limon éolien La Guimardière n° 5	Schiste à séricite Olonne	Schiste Moulin de l'Aulnay
Si 0^2	76,50	69,60	42,00	47,70
Al^2 0^3	10,30	13,60	30,35	27,20
Fe^2 0^3	2,25	3,90	4,40	7,50
Fe 0	0,55		6,50	0,35
Mn 0	0,07	traces	0,34	0,06
Mg 0	0,90	1,10	3,90	1,85
Ca 0	0,20	0,80	0,15	0,30
Na^2 0	2,15	0,45	1,30	0,45
K^2 0	2,10	2,25	4,80	6,60
Ti 0^2	0,75	0,75	0,65	1,30
P^2 0^5	0,09	0,08	traces	0,09
H^2 0	0,50	3,00	0,33	0,95
H^2 0 combinée	3,20	4,00	4,90	6,00
	99,56	99,53	99,62	100,35

7. Minéraux lourds des limons

Leur étude est capitale, pour l'interprétation de la nature et de l'origine des limons. Leur pourcentage par rapport au poids total du limon est relativement important; il va de 0,5 à 0,72 %.

Il a paru indispensable de faire un échantillonnage de répartition géographique aussi étendue que possible. Afin d'avoir des termes de comparaison, j'ai aussi examiné 4 sables cénomaniens et 2 sables éocènes du bassin de Challans, l'argile pliocène de Palluau et la couche de base d'une terrasse fluviatile quaternaire (Le Breuil).

De précieuses données sur les minéraux lourds des plages actuelles de

(16) Analyses effectuées au Laboratoire de M. PATUREAU, à qui j'adresse tous mes remerciements.

Vendée sont fournies par A. Vatan (17). Les prélèvements effectués par cet auteur à Saint-Jean-de-Monts, Saint-Gilles, les Sables-d'Olonne, Longeville, sont particulièrement intéressants pour notre étude.

Les trois minéraux les plus abondants dans l'ensemble des limons sont l'andalousite, la staurotide et le disthène. Par ailleurs, la plupart des minéraux courants des terrains métamorphiques et granitiques sont représentés, ce qui est normal, la région étant constituée essentiellement par des roches cristallophylliennes et granitiques. Parmi les minéraux de métamorphisme de contact, la staurotide et l'andalousite occupent des places essentielles : ces minéraux proviennent sans doute de l'auréole de schistes métamorphiques enveloppant le granite. Ils dominent justement à l'Olivière, à 500 m à l'W de la bordure du batholite granitique de Sainte-Flaive, et aussi dans le sable cénomanien du bassin de Challans-Commequiers; ils abondent dans l'Éocène, qui remanie le Cénomanien.

Parmi les minéraux lourds des granites, on trouve notamment des *zircons,* en longues baguettes, de la *brookite,* de *l'anatase,* du *rutile,* et du *sphène;* cette association est remarquable dans deux limons reposant sur le massif granitique d'Avrillé, à la Guimardière. Dans la partie supérieure du limon (n° 10), ils sont petits, anguleux, et forment comme un concentré des minéraux lourds du granite, alors que dans la partie inférieure du limon (n° 5) qui repose directement sur le socle, ils sont plus gros, très roulés, et non exclusivement granitiques. L'association des trois oxydes de titane (brookite, anatase, rutile) existe au Moulin de Baslière et au Grand-Parc, sur le talus sud de la butte d'Olonne, ainsi qu'à Moulin-Neuf, à 9 km à l'W de la bordure du massif granitique d'Aizenay; mais on la trouve aussi dans le Cénomanien et l'Éocène de Challans, à 20 km des pointements granitiques.

Par ces exemples, on a voulu montrer qu'*il peut exister un rapport étroit entre les minéraux du substratum et ceux des limons sus-jacents, mais que ce rapport n'est pas nécessaire.*

Parmi les minéraux lourds de la zone moyenne du métamorphisme, la *staurotide* et le *disthène* sont particulièrement abondants, avec des pourcentages différents selon les points. Ces minéraux existent dans les micaschistes de la zone côtière, au SE des Sables-d'Olonne; mais on les trouve aussi dans les limons de la région nord, reposant sur les micaschistes et les gneiss d'Apremont, — qui n'en renferment pas, ainsi que sur le massif granitique de Legé; dans les deux derniers cas, il est possible que l'origine de ces deux minéraux soit à rechercher dans le Cénomanien, qui a enseveli toute la région et qui en renferme en abon-

(17) J. Debyser, A. Vatan et F. Boyer, 1955.

dance. On trouve, par ailleurs, beaucoup de staurotide dans l'auréole de métamorphisme des massifs granitiques.

Un minéral qui semble avoir une origine vraiment locale est le *grenat*, lorsqu'il est anguleux, de grande taille et très abondant, comme c'est le cas pour les limons déposés le long de la côte actuelle et sur le talus sud de la butte d'Olonne : car ce minéral abonde dans les falaises actuelles, au SE des Sables.

On trouve presque partout de la *sillimanite*, en petite quantité; ce minéral est caractéristique de la zone profonde de métamorphisme, mais se trouve aussi dans l'auréole métamorphique qui entoure les massifs granitiques; il est présent dans les sables cénomaniens.

Parmi les minéraux de métamorphisme, le *glaucophane* est particulièrement intéressant, car les seuls gisements connus de cette amphibole sodique, dans l'W, sont l'île de Groix (où elle est célèbre) et Bois de Cené, où je l'ai découverte en 1956. Ainsi, nulle part, ce minéral ne peut avoir une origine strictement locale. Il existe, en petits fragments peu nombreux, dans presque tous les limons.

A partir des deux gisements connus, quels purent être ses remaniements ? Le glaucophane de Bois de Cené a pu arriver à la mer par les ruisseaux côtiers, et être transporté par les courants le long de la côte, en direction du S; les sables des plages et des dunes actuelles de Saint-Jean-de-Mont et de Longeville en contiennent. Sur la façade SW, le glaucophane a pu être refoulé sur le continent par les vents d'W dominants.

Un groupe fort intéressant est celui de minéraux de *roches volcaniques et éruptives : augite, augite aegyrinique, enstatite et hypersthène*, toujours *très roulés* et *qui ne peuvent avoir une origine locale* (sauf le premier). M. Vatan les signale dans les plages actuelles de la région, et ils proviennent probablement des sables de la Loire. La présence de l'augite est constante dans les limons de la façade sud-ouest, et il est logique de supposer qu'elle y a été refoulée à partir de plages émergées et par des vents soufflant de l'W et du SW; c'est dans le limon n° 14 (Château d'Olonne), le plus sableux et le plus hétérogène de tous, que l'on trouve l'association de ces quatre minéraux d'origine lointaine.

La fibrolite, toujours très roulée, est présente dans les sables côtiers (Vatan, op. cit.); elle semble avoir pour origine soit les apports de la Loire, soit ceux de la Bretagne méridionale; la constance de sa répartition dans les limons de la façade sud-ouest de la région conduit à chercher son origine dans les sables étalés sur le plateau continental et ramenés sur le continent par un mécanisme éolien.

Les enseignements que l'on peut tirer de l'étude des minéraux lourds sont nombreux :

1. Certains minéraux peuvent avoir une *origine assez locale,* spécialement ceux qui sont issus des roches granitiques; mais il n'y a aucun rapport nécessaire entre la présence de certains minéraux dans les limons et leur existence dans le substratum. Ainsi, les minéraux du granite se trouvent dans les limons qui recouvrent cette roche, mais ils existent aussi dans le sable cénomanien, loin de tout affleurement granitique.

2. *Le plus souvent, les espèces contenues dans les limons ne sont pas celles qui existent dans la roche sous-jacente;* par exemple, le glaucophane sur le granite d'Avrillé, ou la sillimanite sur les micaschistes à séricite du Grand Parc.

3. Même lorsque leur origine première est régionale, leur gisement actuel dans les limons a été précédé par de *nombreux remaniements fluviatiles et marins,* et en particulier cénomaniens.

4. A côté des minéraux d'origine vendéenne, se trouvent des *éléments bien plus lointains,* arrivés là au terme d'une longue histoire. Probablement originaires du Massif Central, ils ont pu venir par la Loire et ses affluents, puis cheminer le long de la côte jusqu'à la Vendée, et être refoulés sur le continent, lors des bas-niveaux marins, en période périglaciaire.

5. Le grand nombre des espèces représentées, la constance relative des assemblages, la répartition du limon à n'importe quelle altitude et sur n'importe quel substratum, ne peuvent s'expliquer que par *l'origine éolienne* de ce sédiment.

C) AGE DES LIMONS

Je n'ai trouvé dans les limons ni faune, ni industrie, et le principe de superposition reste le seul moyen de datation. Ils recouvrent n'importe quel terrain, primaire, secondaire ou tertiaire; ils s'étendent sur la haute et sur la moyenne terrasses fluviatiles. Sur la côte SE des Sables-d'Olonne, *ils reposent sur les dernières nappes de solifluxion, datées par des silex moustériens* (18-19); *ils se sont donc déposés pendant une phase sèche et froide du cycle périglaciaire wurmien, et font partie du loess récent.* Mais il ne s'agit sans doute là que du dernier remaniement; sur les plateaux, en particulier, il peut fort bien exister des témoins de limons plus anciens, mais aucun indice ne permet de les dater, ni de les distinguer des limons récents. Étant donné leur situation, ceux-ci ont dû former un manteau continu sur la région; puisqu'ils sont enlevés tout le long des cours

(18) E. Bocquier, 1935.
(19) M. Ters, 1953 b.

d'eau actuels, leur dépôt est antérieur à une importante phase d'érosion fluviatile.

Ces remarques sont tout à fait conformes aux observations de G. Mathieu qui signale « des placages importants de beaux limons loessiques qui ont primitivement couvert toute la surface de la pénéplaine autour de la ville de Bressuire ». Ils atteignent la cote de 228 m, entre Terves et Chanteloup. Ils coiffent en calottes les crêtes « qui encadrent le bassin de l'Argenton en amont de Bressuire ». Tous les reliefs de cette région en sont recouverts. Ils ont visiblement été entamés par le « développement du réseau hydrographique pendant le Quaternaire » (20).

D) CONCLUSIONS

Ainsi, *les limons qui recouvrent une grande partie de la superficie de la Vendée littorale ne peuvent pas être considérés comme une formation d'altération sur place.* Constitués essentiellement d'une fine poudre de quartz, ils sont très appauvris en argile par rapport aux micaschistes et aux gneiss du substratum, auxquels ils ont vraisemblablement emprunté la majeure partie de leurs éléments. Ils renferment des grains de sable éolisés en très forte proportion, et des minéraux lourds d'origine souvent lointaine.

Ils sont le terme ultime de multiples remaniements, marins et fluviatiles, et de brassages éoliens répétés. Ce vieux matériel a dû être maintes fois soulevé et redéposé au cours du Quaternaire.

Étant donnée la répartition des limons sur tous les terrains et à n'importe quelle altitude, leur composition minéralogique et la nature des minéraux lourds qu'ils renferment, *le mode de dépôt final de ce sédiment ne peut être qu'éolien.*

Ces limons n'ont pu se déposer que pendant une phase d'activité éolienne intense et comme ils reposent sur des coulées de solifluxion wurmiennes, il est logique de les attribuer à une période de climat sec et froid; peut-être coïncide-t-elle avec une phase de forte avancée du glacier wurmien, soit à l'Aurignacien, soit au Magdalénien : dans ce cas, ils seraient *contemporains du loess récent III.*

Grâce à la répartition des minéraux lourds, on peut inférer que les vents locaux dominants ayant déposé ces limons venaient de l'W et du SW, ce qui est conforme aux observations de nombreux auteurs (21).

---

(20) G. Mathieu, 1948, a.

(21) A. Cailleux (1953) et Liljequist (1956), p. 125, ainsi que F. Bordes (1952) : Stratigraphie du loess et évolution des industries paléolithiques dans l'ouest du Bassin de Paris. *L'Anthropologie*, t. 56, nº 1-2. Cf. p. 18.

Le dépôt de ces limons a eu une importante conséquence océanographique; lors de la régression wurmienne maxima, le littoral vendéen s'est trouvé reporté à 75 km environ au large du littoral actuel; il est logique de penser que les limons qui recouvraient la Vendée s'étendaient également sur la partie émergée de la plate-forme continentale. Lorsque celle-ci fut submergée à nouveau lors de la transgression flandrienne, la mer tritura ce dépôt; il est fort possible qu'il ait fourni une bonne part du matériau de colmatage des rias côtières, du marais breton et du marais poitevin.

Sur le continent, cette nappe de recouvrement, pourtant mince, eut d'importantes conséquences morphologiques. Sur ce pays déjà plat, le limon éolien s'étendit comme un manteau, en comblant les petites dépressions, en moulant les plus profondes; il acheva de donner aux surfaces interfluves une planitude vraiment parfaite, qu'elles ont gardée depuis lors. Comme il n'a été décapé que le long des vallées, on doit admettre que, partout où il existe, *on se trouve en présence de formes figées, réalisées en période périglaciaire.*

Les formes actuelles du relief sont fortement influencées par les phénomènes périglaciaires contemporains de la dernière glaciation, — aussi bien par les coulées de solifluxion formées en période humide, que par les limons éoliens déposés en période sèche. Ces formations ne constituent souvent qu'une pellicule à la surface du terrain, mais leur effet n'est pas négligeable, dans une région au relief si faible.

La présence de l'un ou l'autre de ces deux dépôts permet de dater de la dernière période périglaciaire une grande partie de la surface topographique.

V. — LE REMBLAIEMENT FLANDRIEN DANS LES VALLÉES

En Vendée littorale, il est tout à fait exceptionnel qu'un ruisseau ou une rivière coule directement sur le socle, cristallin ou calcaire; celui-ci est presque toujours masqué par un remblaiement de fond de vallée, épais de quelques décimètres à quelques mètres, dans lequel le lit mineur est creusé. Le fond de vallée atteint le plus souvent une largeur tout à fait disproportionnée à celle du lit mineur : *dès l'amont,* la plaine alluviale a communément 20 à 50 m de largeur, alors que l'entaille où coule le ruisseau a 0,5 m de largeur et de profondeur; le profil transversal du vallon est faiblement concave (photos 2 et 3, p. 8).

Les dépôts accumulés sous la plaine alluviale comprennent, du haut en bas, un remblaiement boueux, argileux et très fin, puis des graviers, des galets et des blocs qui représentent généralement d'anciennes coulées périglaciaires lavées.

Dans la partie moyenne des vallées, le fond des dépressions est de plus en plus plat; sa largeur peut atteindre 50 à 100 m et sur les bords, il se raccorde aux versants, par une douce concavité (photo 37).

On ne possède malheureusement pas de nombreuses données sur la nature de cette accumulation. Cependant, quelques observations effectuées lors de la réfection de ponts permettent de s'en faire une idée. La partie supérieure du remblaiement est constituée par un limon de couleur jaune ou brun clair, épais de un à quelques mètres, selon l'importance de la vallée; d'après son aspect et sa granulométrie, il semble provenir en majeure partie du remaniement des limons éoliens; au-dessous, le remblaiement est de plus en plus grossier, et comprend, selon les lieux et la nature du terrain, du gravillon granitique, des fragments de quartz anguleux de toutes dimensions, y compris des blocs atteignant 60 cm de longueur.

Une partie de ce dépôt est probablement constituée, comme à l'amont, par des matériaux de solifluxion; mais il est certain qu'ils ont été maintes fois remaniés, lors de périodes moins froides et très pluvieuses; toutefois, la grossièreté et l'hétérogénéité du dépôt révèlent la violence du transport : l'aspect anguleux des fragments ne permet pas de penser que tous ces blocs ont fait un long trajet (22).

Dans la partie des basses vallées envahie par la mer au Flandrien supérieur, la surface de la plaine alluviale est parfaitement horizontale : il en est ainsi aux embouchures de toutes les rivières côtières (photos 38-39). La largeur de ce remblaiement, entre les talus interfluves, peut atteindre 1,5 km (vallée du Jaunay, entre les Rivoires et les Métairies).

En surface, l'argile marine flandrienne (le bri) atteint 7,70 m d'épaisseur au pont de Talmond et 7,40 m au puits de l'usine à gaz des Sables-d'Olonne; dans l'épaisseur du remblaiement marin, un niveau tourbeux est localement intercalé; le fond de ces dépressions est occupé par des dépôts grossiers, d'origine fluviatile.

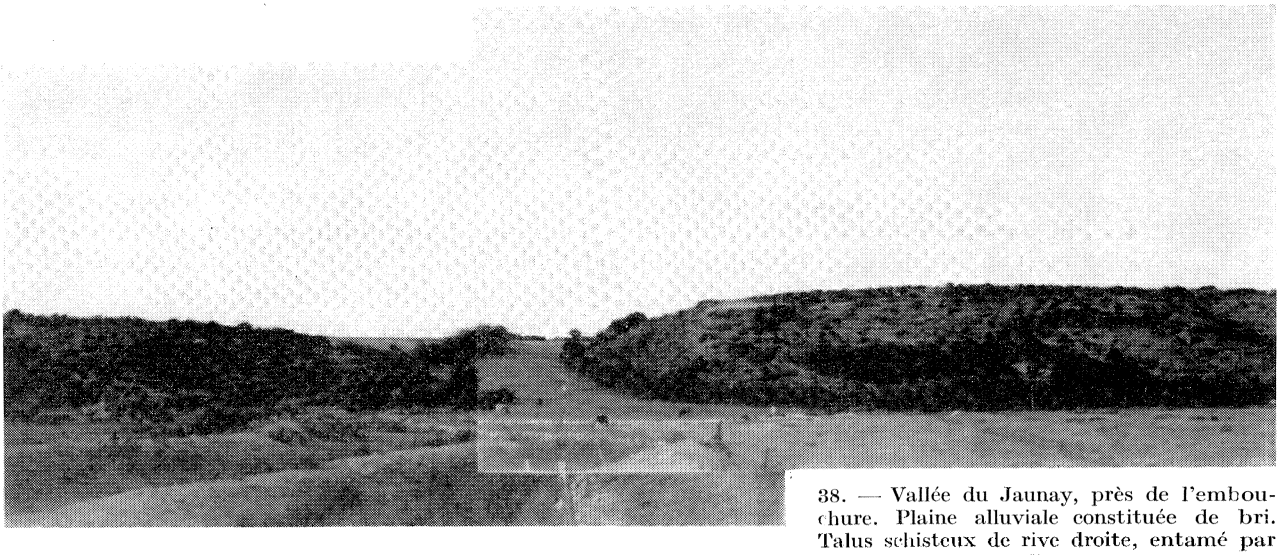
En résumé, c'est la surface de la vase marine du Flandrien supérieur qui a donné à ces basses plaines alluviales leur horizontalité (23).

VI. — L'ÉVOLUTION CONTEMPORAINE

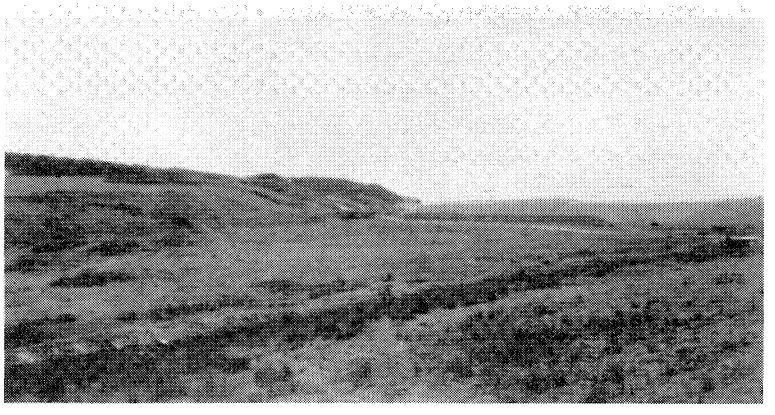
Des observations poursuivies sur le terrain durant de nombreuses années, sous les plus fortes averses aussi bien que sous le crachin, m'ont permis de constater que le relief actuel évolue à une cadence qui n'est

(22) La composition de ce remblaiement est précisée p. 364-5.
(23) On trouvera, p. 356, la limite amont des dépôts marins, le long des principales vallées.

37. — La Baudouinière. Plaine de remblaiement de la Vie et talus schisteux.



38. — Vallée du Jaunay, près de l'embouchure. Plaine alluviale constituée de bri. Talus schisteux de rive droite, entamé par un vallon sec.



39. — Vallée du ruisseau du Caillola, à l'embouchure. Elle est remblayée de bri et barrée par une levée de galets. Talus de gneiss.

certes pas négligeable. La vigueur de cette érosion tient surtout au climat, à la très grande étendue des versants, à la nature des sols et aux genres de culture.

Quoique la Vendée littorale ait une pluviosité analogue à celle des autres pays de l'Ouest (700 à 750 mm de moyenne annuelle), le nombre total de jours de pluie est assez réduit, si bien qu'une partie des précipitations est concentrée sur des périodes de courte durée. Vers la fin de l'été et en automne, notamment, les fortes averses ne sont pas rares.

Un facteur important de l'érosion actuelle est la très grande superficie occupée par les terrains en pente : les surfaces absolument horizontales n'occupent qu'une étendue minime. D'autre part, sauf sur la plaine liasojurassique et le bassin crétacé, la surface du sol est plutôt imperméable, soit que la roche du socle soit à nu, soit qu'un manteau de limon ou d'argile mêlé de cailloux la recouvre. Toutes les conditions sont donc favorables à un ruissellement et à une érosion relativement forts.

La superficie occupée par les bois est restreinte, — bien moins importante que dans le Haut-Bocage; les cultures et les prairies recouvrent la presque totalité du sol. D'après M. Gautier (1949, p. 88-89), 42 % des terres labourables sont consacrées aux céréales; les prairies naturelles occupent 20 % et la culture du chou 10 à 16 % de la superficie totale de la Vendée. L'étendue réservée au vignoble n'est pas négligeable; celui-ci est installé de façon presque constante sur les nappes caillouteuses des alluvions fluviatiles anciennes, étalées sur le rebord supérieur de l'entaille axiale des vallées. Cette situation les expose à une rapide destruction.

Les observations qui vont suivre concernent spécialement la région qui s'étend sur le massif ancien, à l'W du méridien de la Roche-sur-Yon.

Sur le rebord des interfluves, même en pente très faible (0,5 à 1 %), aussi bien que sur la partie haute des versants, la terre arable est constituée en grande partie par du limon éolien, qui a été retourné et brassé par les labours, un nombre immense de fois.

Après chaque forte averse, ou après une période de pluie moins violente mais plus prolongée, on voit, dans les champs labourés, au fond de chacun des sillons, une poudre blanche accumulée en traînées, ou en petites cuvettes; sa couleur tranche sur la terre plus jaune des sillons.

Localement, du sable fin et du gravillon s'y mêlent; cette poudre n'est autre que la partie sableuse la plus grossière du limon éolien, restée sur place, au fond du sillon; on doit en conclure que toute la partie fine, sable et argile (inférieure à 0,50 mm) a été enlevée; or, on voit sur la figure 30, qu'elle représente *40 % du poids total du limon;* comme le phénomène est aussi net après chacun des labours, on doit admettre que l'érosion enlève un peu plus, chaque année, la partie fine des sols.

Cette observation concorde avec les remarques, cent fois entendues, des cultivateurs qui constatent la disparition d'une partie de la bonne terre et l'apparition de cailloux de plus en plus nombreux dans les champs labourés (24) ; il est exact que sur les versants recouverts de limon ou de cailloutis à pente même modérée (0,5 à 5 %), le ruissellement entraîne une portion notable du sol, et la charrue ramène à chaque labour des fragments de quartz provenant du socle.

Lorsque les terrains meubles occupent le rebord de l'entaille axiale des vallées, où la pente s'accélère et peut atteindre 4 à 5°, l'érosion s'exerce vigoureusement en cas de grosses averses. J'ai été le témoin d'un phénomène spectaculaire.

En août 1955, après trois journées d'averses torrentielles, le rebord supérieur du talus qui dominait la plaine alluviale du ruisseau de Saint-Grégoire, affluent du Guy-Gorand, a été emporté; une tranche de cailloutis de 0,50 m environ d'épaisseur et de quelques mètres de largeur a été arrachée par le ruissellement et s'est étalée sur la prairie située en contre-bas. On peut voir sur les photos 40 et 41 l'importance de la nappe ainsi formée, la dimension des galets déposés et la largeur des rigoles creusées après son étalement.

Vers le bas des versants, là où la pente atteint 5 à 15°, l'érosion est encore plus forte : on observe presque toujours, à la limite de la convexité supérieure et de la concavité inférieure des versants, une bande, haute de quelques mètres, où le socle est *écorché* (25), alors que le reste des versants est tapissé de dépôts superficiels.

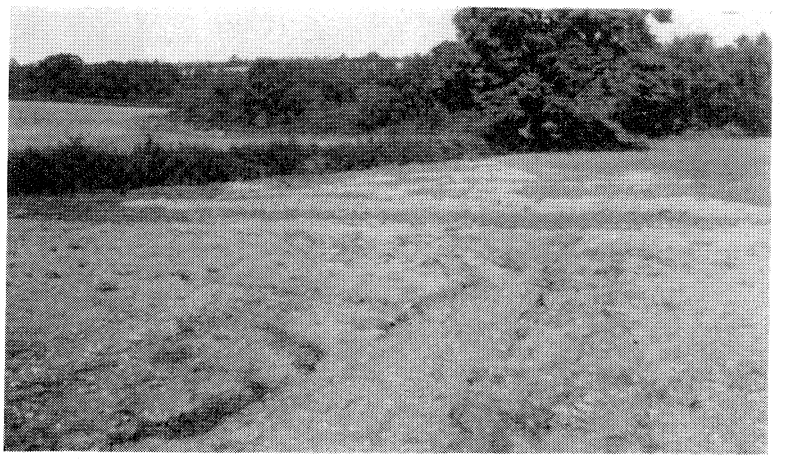
Dans le chapitre consacré aux profils transversaux, j'ai déjà signalé que lors des plus fortes crues, le lit majeur des rivières peut être complètement envahi par les eaux; ce phénomène dure, en moyenne 2 à 3 jours par an. Quand la nappe se retire, toujours lentement, une pellicule de limon reste collée sur les herbes de la prairie; on voit que cet apport, en relation avec l'écoulement longitudinal, est bien inférieur aux apports dus au ruissellement d'origine latérale.

En conclusion, les formes du relief actuel continuent à évoluer à un rythme qui n'est pas négligeable; les parties en pente des interfluves et l'ensemble des versants ont tendance à s'abaisser sous l'action du ruissellement qui décape les dépôts superficiels; ces apports latéraux contribuent à élever le niveau des plaines alluviales; le raccord entre la partie écorchée du bas versant et le fond de la vallée, se fait généralement par une courbe

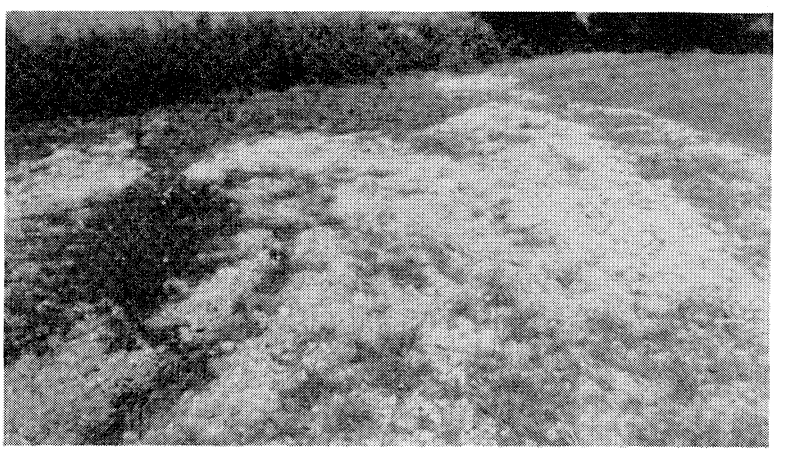
(24) Ce fait donne lieu à l'opinion très répandue que « les pierres poussent ».
(25) Cet endroit est bien souvent le seul où le géologue puisse récolter des échantillons assez frais.

concave due à l'accumulation des apports latéraux les plus grossiers, tandis que la partie fine des matériaux atteint le lit mineur.

Ainsi, dans l'ensemble, l'évolution actuelle tend vers une égalisation du relief déjà si faible, par érosion des sommets et colmatage des dépressions.



40-41. — Nappe de ruissellement, descendue de la haute terrasse, sur la prairie recouvrant la plaine alluviale. Saint-Grégoire.



TROISIÈME PARTIE

L'ÉTAT PRÉSENT DES FORMES DU RELIEF

ÉTUDE D'ENSEMBLE DES BASSINS HYDROGRAPHIQUES

De l'étude sur le terrain, ainsi que de l'examen des cartes topographiques et des photographies aériennes, on retire l'impression que le développement du réseau hydrographique présente une grande homogénéité dans l'ensemble du Bas-Bocage vendéen, et particulièrement à l'W du méridien de La Roche-sur-Yon (1).

Grâce à la remarquable stabilité tectonique de la Vendée littorale, l'évolution de ce réseau a pu se poursuivre pendant une très longue durée. Dans cette troisième partie, sont étudiées les caractéristiques numériques de chacun des bassins hydrographiques; on a tenté de dégager ou de vérifier des lois concernant l'organisation interne des bassins de drainage. Ainsi sera peut-être confirmée l'impression que toute la région a eu une évolution analogue.

De plus, cette étude fera ressortir de quelle manière le réseau hydrographique est lié à la structure d'ensemble; enfin, elle permettra de discerner la part des influences lithologiques sur le tracé de détail des cours d'eau.

Quoique fort longue, l'étude quantitative de tout le tracé hydrographique était possible, étant donnée la taille relativement petite des douze bassins de la région, dont les points les plus reculés se trouvent au maximum à 42 km de la côte.

On s'est également proposé de fournir à d'autres chercheurs une base éventuelle de comparaison. Il nous paraît souhaitable que, dans chaque région, les caractéristiques du réseau de drainage fassent l'objet de mesures standardisées, seul fondement possible de comparaisons numériques.

A ceux qui pourraient estimer que l'étude quantitative des formes du relief est dénuée de tout intérêt géographique, on peut répondre qu'**avant de chercher à expliquer ce relief, il faut d'abord le bien connaître et le bien décrire;** il est évident que, pour cela, les méthodes intuitives et qualitatives, si nécessaires soient-elles, ne sont pas suffisantes; seule, l'analyse quantitative permet de ne pas rester dans l'imprécision et l'à peu près; seule, elle rend possibles les comparaisons bien fondées; seule, elle permet de découvrir les lois physiques selon lesquelles évolue le relief.

(1) A l'E de ce méridien, seules font exception les vallées du Lay et de certains de ses affluents, par suite d'un abaissement de leur niveau de base, dû à des affaissements tectoniques.

Bassins hydrographiques de la Vendée Littorale

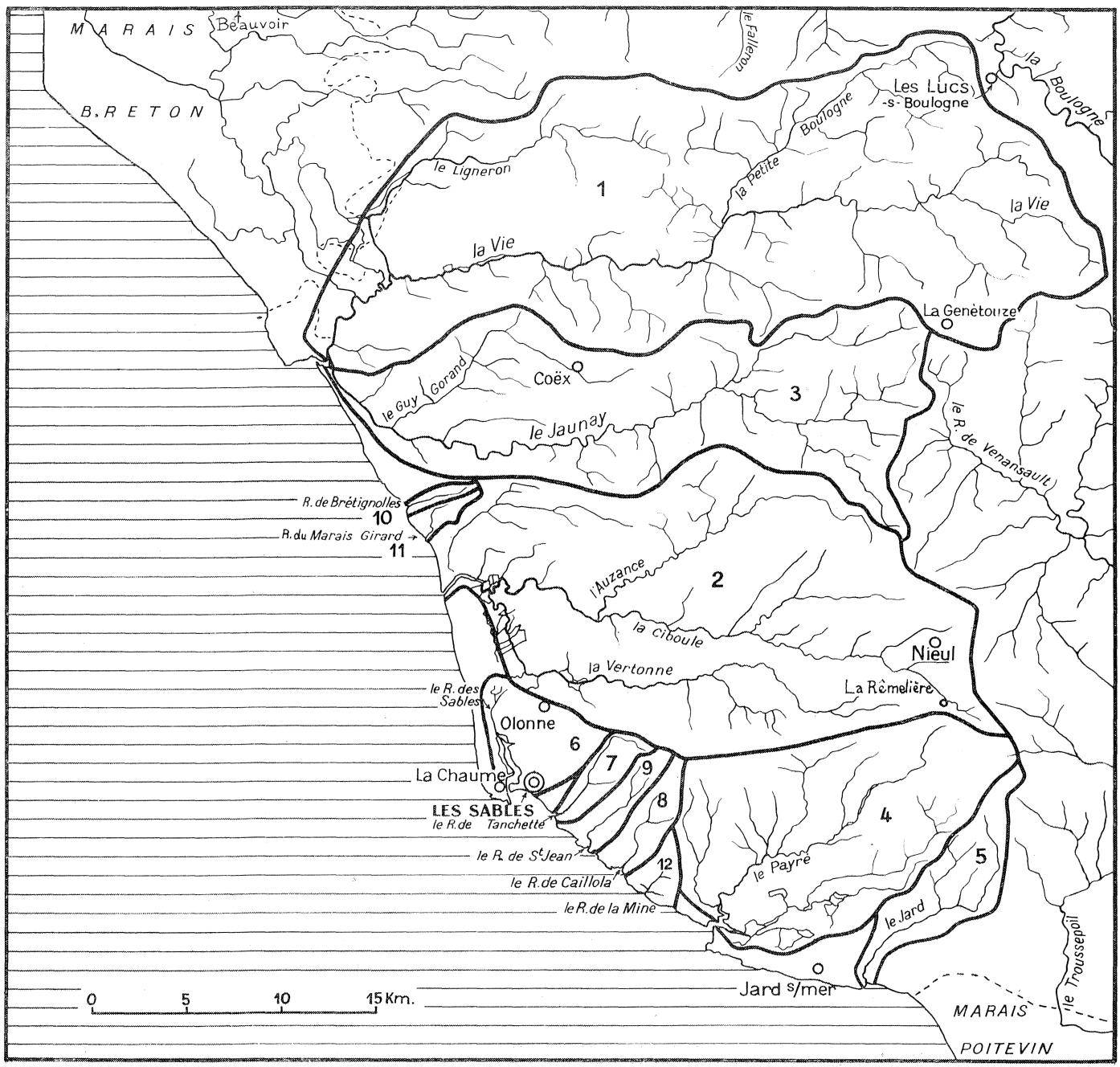


Fig.31

CHAPITRE I

FORME ET ORGANISATION INTERNE DES BASSINS DE DRAINAGE

Cf. : fig. 31 : plan d'ensemble des bassins hydrographiques de la Vendée littorale; fig. 32 : bassins des ruisseaux des Sables-d'Olonne, de Brétignolles et du Marais-Girard; fig. 33 : bassin du Payré; fig. 34 : bassin du ruisseau de Jard; fig. 35 : bassins des ruisseaux de Tanchette, de Saint-Jean-d'Orbestiers, du Caillola et de la Mine, et dépliants VII : bassin de la Vie; VIII : bassin du Jaunay; IX : bassin de l'Auzance.

I. — CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES

(Fig. 31)

La partie de la Vendée littorale qui est située entre le Marais breton (au N) et le Marais poitevin (au S) comprend 12 bassins de dimensions variées. Le plus étendu mesure 42,5 km de long, alors que le plus petit n'en a que 2,5 (1 *bis*) (On a négligé les petits triangles compris entre les embouchures).

D'après leur orientation, ces bassins forment 2 groupes : dans celui du N (Vie, Jaunay, Auzance), l'orientation EW est presque parfaite (85° E, EW, 80° W), sauf pour les deux plus petits (70° E) (ceux de Brétignolles et du Marais Girard) qui échappent à cette direction majeure pour des raisons de tectonique locale : ils sont incrustés dans le synclinal de phtanite de Brétignolles, dont ils suivent la direction. Dans la région correspondant à ce premier groupe, les lambeaux des surfaces interfluves culminantes forment un plan très régulièrement incliné vers l'W, à pente de 0,1 %. Les trois grands réseaux sont donc conséquents. Dans ce secteur, la côte est oblique par rapport à la direction des bassins.

(1 *bis*) Tableau, p. 309.

Le groupe du S comprend les bassins des ruisseaux des Sables, de Tanchette, de Saint-Jean, du Caillola, de la Mine, du Payré et de Jard. Leur orientation d'ensemble oscille entre 25 et 50° E (25°, 38°, 40°, 25°, 25°, 50°, 35° E).

Leur direction moyenne (33° E) suit la pente maximum et elle est perpendiculaire à la ligne de rivage (58° W, de la Chaume à la Tranche).

Parmi ces bassins, et mis à part le secteur de l'embouchure, sept sont de forme *rectangulaire* (n° 1, 3, 7, 8, 9, 10, 11), et quelles que soient leurs dimensions, *le rapport de leur largeur à leur longueur est remarquablement constant :* il oscille entre 0,29 et 0,5. Pour 4 d'entre eux, il est de 0,34 ou 0,35 : cette uniformité des rapports ne peut être sans signification.

Pour la plupart de ces bassins, la largeur maximum se place vers l'amont, au tiers environ de la longueur.

Trois se raprochent de la forme *ovoïde* (n° 2, 4, 5). Mais celui de l'Auzance se décompose, en fait, en plusieurs bassins élémentaires, dont deux longs rectangles E-W, qui, pris individuellement, expriment mieux les caractères originaux du drainage que la forme d'ensemble. Dans ces trois bassins, le rapport de la largeur à la longueur est plus variable (0,31 à 0,73) ; la largeur maxima se place exactement au milieu du bassin pour l'Auzance et le ruisseau de Jard, au quart aval, pour celui du Payré.

Le bassin de la Mine a la forme *triangulaire* typique des petites surfaces coincées entre les embouchures des plus grands bassins.

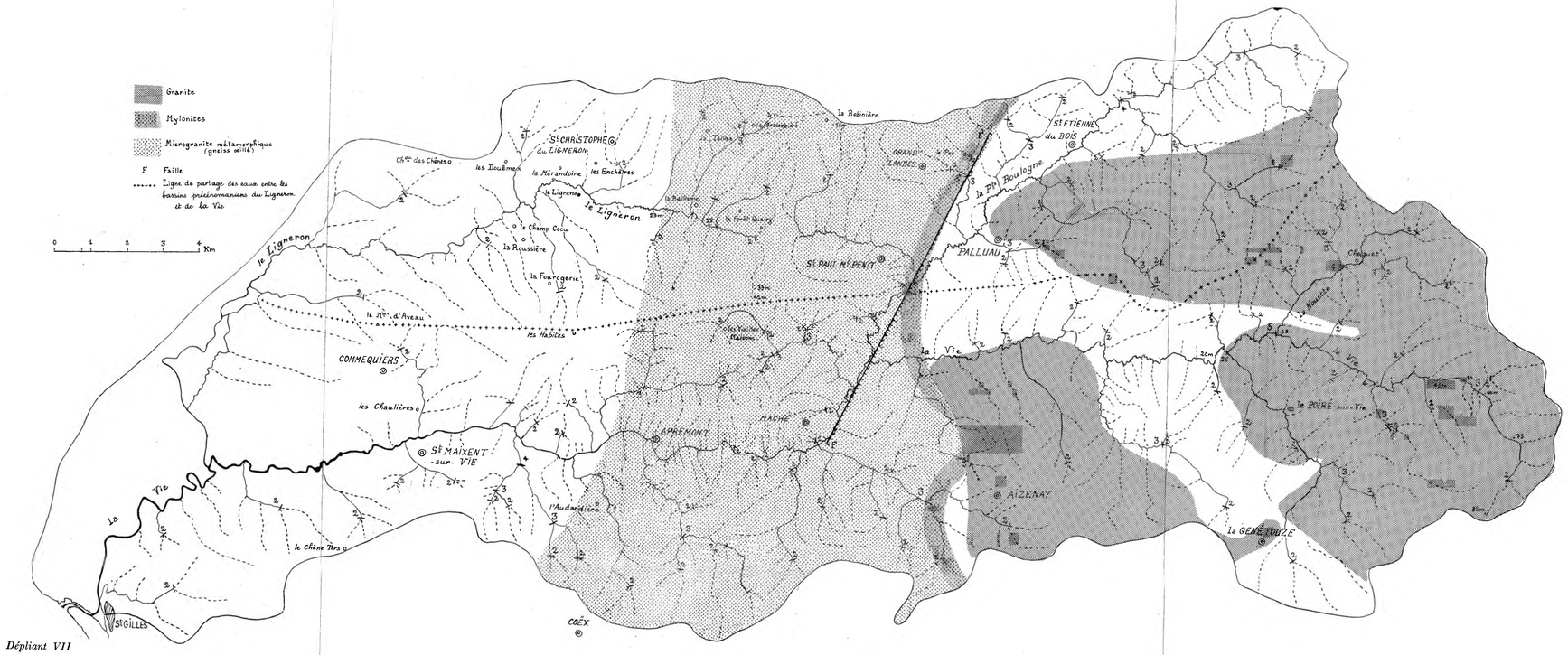
Celui du ruisseau des Sables a une forme tout à fait aberrante. Le rapport l/L (2) y dépasse l'unité, ce qui est un fait unique parmi tous les bassins de la région. La largeur maximum se situe tout à fait au fond. Des causes lithologiques et surtout tectoniques ont concouru à lui donner ce contour bizarre.

Le contour de ces bassins est généralement peu sinueux et les lignes de partage sont rectilignes sur une bonne partie de leur longueur; cependant, elles dessinent localement des lobes dont nous allons rechercher l'explication. Le rentrant SW du bassin de la Vie (dépliant VII) est dû à l'agressivité des petits affluents du Guy-Gorand, descendant du massif microgranitique de Coëx, qui drainent à leur profit ce rentrant (Cf. dépliant I et cartes géologiques de Palluau et des Sables, 2e éd.).

Le contour ondulé et festonné du bassin de l'Auzance (dépliant IX) reflète son hétérogénéité lithologique; il suit les lignes de faîte de nombreux pointements de roches dures diverses; au N et au NW, la ligne de partage passe successivement sur le granite de la Genétouze, le microgranite de

(2) L : longueur; l : largeur. Cf. tableau, p. 309.

BASSIN HYDROGRAPHIQUE DE LA VIE



Dépliant VII

Saint-Julien-des-Landes, le rebord sud du synclinal de phtanite de Brétignolles; au S, elle jalonne le granite d'Olonne, le quartzite de la Goulpière, le granite de Beauséjour et celui de Saint-Avaugourd.

Le bassin de Jaunay, lui aussi (dépliant VIII), comporte quelques rentrants et quelques apophyses : l'apophyse médiane méridionale est déterminée par le pointement du massif microgranitique de Saint-Julien-des-Landes; la ligne de partage est détournée vers le S et de nombreux vallons descendent de cette petite hauteur. Le rentrant de la Malvergne correspond au drainage de cette zone de schistes tendres, au profit du bassin de l'Auzance. Le rentrant des Quatre-Chemins de Buron est amorcé par la ligne de faîte du massif microgranitique de Coëx.

L'apophyse NW du bassin du Payré (fig. 33) vient du déplacement de la ligne de partage, vers le faîte du massif de Beauséjour.

La partie coudée du ruisseau de Tanchette (fig. 35) est installée dans un couloir de schistes tendres, pincés entre la bande de grès du Moulin de Baslière, et le massif de granite de Beauséjour, au S.

La forme bizarre du bassin du ruisseau des Sables (fig. 32) s'explique par deux sortes de facteurs : au NW et à l'E, les pointements granitiques d'Olonne, de Pierre-Levée et des Filées constituent une ligne de faîte en arc de cercle; d'autre part, la moitié ouest du bassin est partiellement ensevelie sous les dunes et partiellement affaissée sous la mer. Au NW, le socle est basculé sous le marais d'Olonne.

Formant contraste avec tous les précédents, le bassin du ruisseau de Saint-Jean-d'Orbestiers (fig. 35), qui draine un terrain assez homogène, descend en ligne droite du massif de Beauséjour vers la côte : aucune influence perturbatrice, n'est venue modifier ses contours.

Les sinuosités du contour des bassins ont donc, dans cette région, deux causes principales.

1. *La présence de petits massifs de roches cristallines dures,* qui pointent à travers les gneiss et les micaschistes et qui déterminent des lignes de faîte dont la direction est sans rapport avec la pente générale du terrain.

2. *La présence de quelques zones de moindre résistance* (schistes) qui sont prises par érosion régressive, au profit du drain le plus vigoureux. Mais, lorsque n'intervient aucun de ces deux facteurs de trouble, c'est-à-dire lorsque le socle cristallophyllien est à peu près homogène, et que la pente est le seul facteur déterminant, dans l'organisation des réseaux, *c'est vers la forme rectangulaire que tendent tous ces bassins, et non vers la forme ovoïde,* mis à part le rétrécissement au niveau de l'embouchure.

Ce fait est mis en évidence par les *indices d'homogénéité*. On peut les établir, comme P. Pinchemel (3), en comparant la surface du bassin à celle de l'ove, construit sur le grand axe du bassin; mais on peut aussi les calculer en prenant comme surface de comparaison la superficie d'un rectangle de même longueur que le bassin, et dont la largeur serait égale à celle du bassin (mesuré à mi-longueur). Pour les 12 bassins, les valeurs obtenues par le deuxième procédé sont beaucoup plus proches des valeurs réelles, même pour les bassins qui, à première vue, se rapprochaient le plus de la forme ovoïde (Cf. tableau, p. 309).

L'indice d'homogénéité (calculé comme il a été indiqué), va de 0,60 à 0,95. Pour les 12 bassins, il est de 0,77 en moyenne. (Calculé à partir de l'ove, il va de 0,32 à 0,88. Moyenne = 0,53).

Il est possible que sur d'autres substratums que les terrains cristallophylliens et avec des pentes plus fortes, la forme théorique soit différente; mais on doit s'incliner devant les faits : dans cette région, *en terrain cristallophyllien relativement homogène* (micaschistes et gneiss), *sur socle faiblement incliné (0,2 à 0,09 % de pente)*, à pente régulière, *les réseaux tendent vers une forme rectangulaire, où la largeur représente 30 à 50 % de la longueur.*

II. — ORGANISATION DES BASSINS DE DRAINAGE

1. Directions des cours d'eau

Sur le versant ouest de la région, les troncs principaux suivent la direction EW; sur le versant sud-ouest, ils sont orientés NE-SW.

a) *Versant ouest*

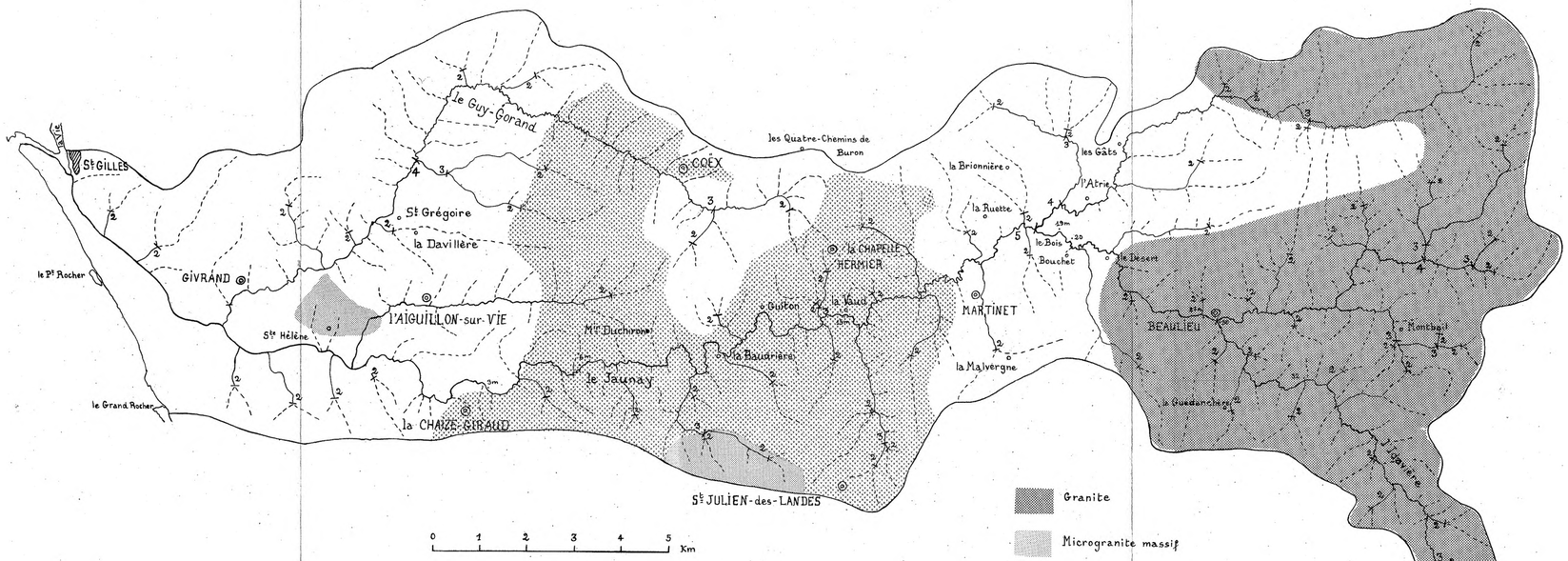
La Vie (dépliant VII).

Le tracé d'ensemble de la Vie est remarquablement rectiligne malgré les innombrables méandres qu'elle trace; son cours se décompose en deux longs tronçons parallèles décalés de 4 km l'un par rapport à l'autre le long de la faille de Maché, orientée 20° E. En dehors de cette déviation, d'origine lithologique, la Vie conserve la même orientation, soit qu'elle coule sur le massif granitique du Poiré, soit sur les gneiss d'Apremont. Tout à fait à l'aval, la Vie est déviée vers le SW, par suite d'une épigénie, comme on l'a vu au Chapitre III de la Deuxième Partie.

Des tronçons importants du réseau suivent aussi la direction EW : c'est le cas du Ligneron, sur une longueur de 6 km, entre la Boivinière et la Mérandoire; le ruisseau de Saint-Paul-Mont-Penit est exactement dans son prolongement vers l'E.

(3) P. Pinchemel (1954).

BASSIN HYDROGRAPHIQUE DU JAUNAY



Dépliant VIII

L'orientation d'ensemble EW de la Vie correspond à la pente générale du terrain (0,1 %), et à des lignes de cassures. Par ailleurs, les directions les plus fréquentes des affluents de la Vie sont : 50° W et 50° E; enfin, sur une courte distance, des ruisseaux longent la dépression périphérique du massif granitique d'Aizenay, orientée 60° E (Saint-Etienne-du-Bois). Mais *le facteur lithologique semble de peu d'importance, à côté de l'influence exercée par la pente initiale et les directions de cassures.*

Le Jaunay (dépliant VIII, p. 299).

Si le bassin est rigoureusement orienté EW, en revanche, le cours de cette rivière est assez irrégulier; il se décompose en plusieurs secteurs.

1° De la source aux Gâts, sa direction est EW, conforme à la pente du massif granitique.

2° Des Gâts à l'Atrie, la rivière traverse les schistes à phtanite, selon une direction parallèle à celle de la zone mylonitisée de Maché (20° E) : des cassures de même direction existent peut-être, difficiles à déceler en terrain homogène et en pays couvert.

3° De l'Atrie à la Baudrière, le Jaunay conserve une direction 60° E, tout en traversant des roches très différentes : des schistes, puis le massif de microgranite de la Chapelle-Hermier; il contourne ensuite les pointements de phtanite de La Vaud, de Guiton, du Moulin Duchiron; il traverse le massif de microgranite écrasé de La Chaize-Giraud et s'incruste enfin dans des micaschistes, entre ce massif (au S) et la rhyolite de Sainte-Hélène (au N).

Le cours du Guy-Gorand se compose de trois tronçons, dirigés 60° E, 30° E et 60° W; le tracé droit des deux derniers et l'angle de 90° qu'ils déterminent laissent supposer qu'ils coïncident avec des lignes de fractures.

Les affluents de l'Aiguillon et de la Davillère, tous deux parallèles et de direction EW, jalonnent deux petits synclinaux.

De la source à son confluent avec le Jaunay, l'Idavière suit une direction 60° E (la même que celle du cours supérieur du Guy-Gorand).

Fréquemment, les affluents du Jaunay, qui descendent perpendiculairement au tronc principal *se font face, engendrant une seule ligne droite NS*; cette continuité ne paraît pouvoir s'expliquer que par un cisaillement préalable des schistes du substratum (ruisseaux de la Brionnière et du Bois Bouchet, ruisseau de la Ruette et de Martinet).

En conclusion, dans ce bassin, les directions dominantes des rivières sont EW, NS, 60° E et 60° W; la première correspond à la pente initiale, les trois autres à des lignes de cassures. *L'hétérégénéité lithologique apparaît ainsi comme un facteur de bien moindre importance, dans le tracé de*

UNIVERSITÉ DE RENNES BIBLIOTHÈQUE GÉOLOGIE

Bassins hydrographiques des ruisseaux des Sables, de Brétignolles et du Marais-Girard

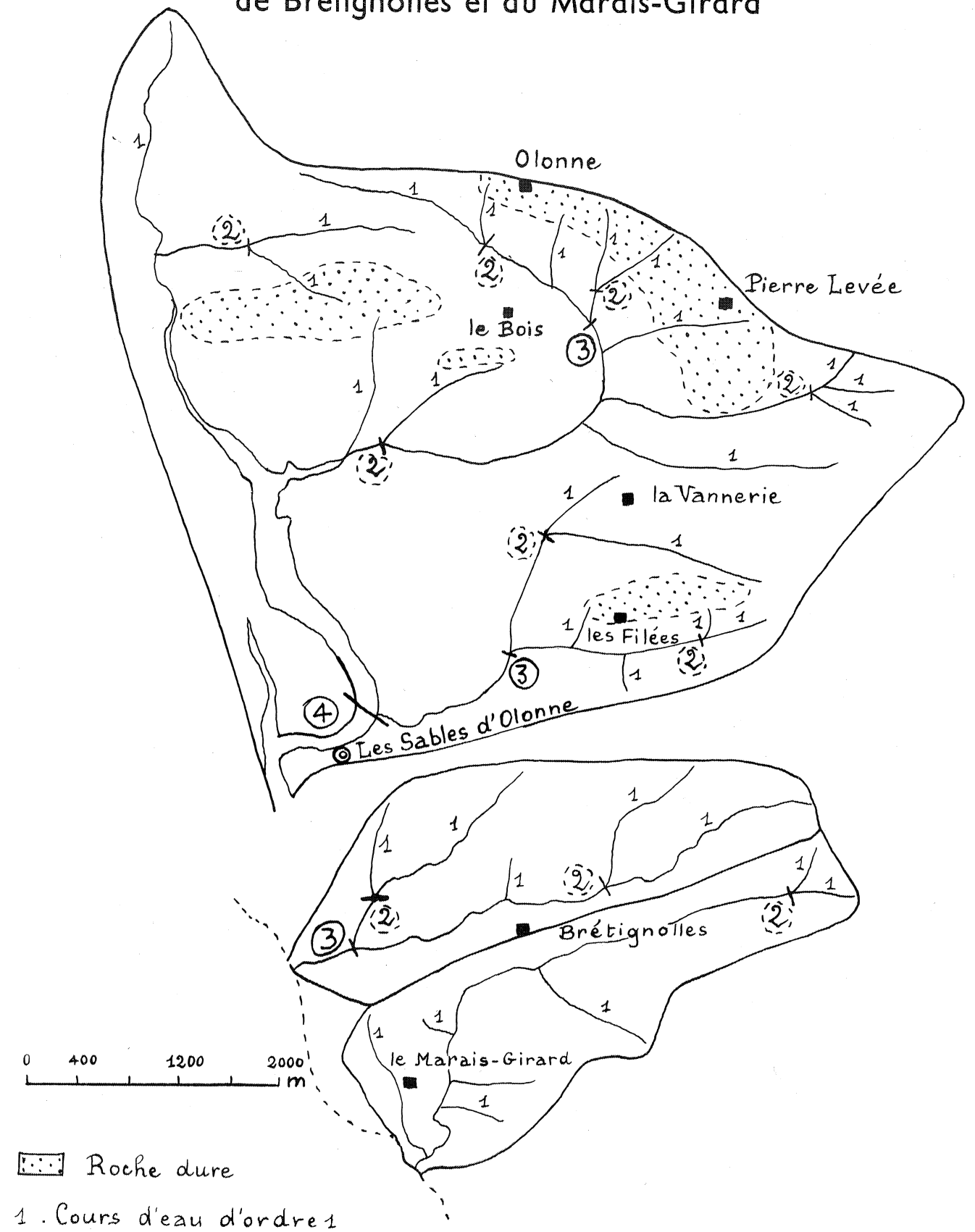
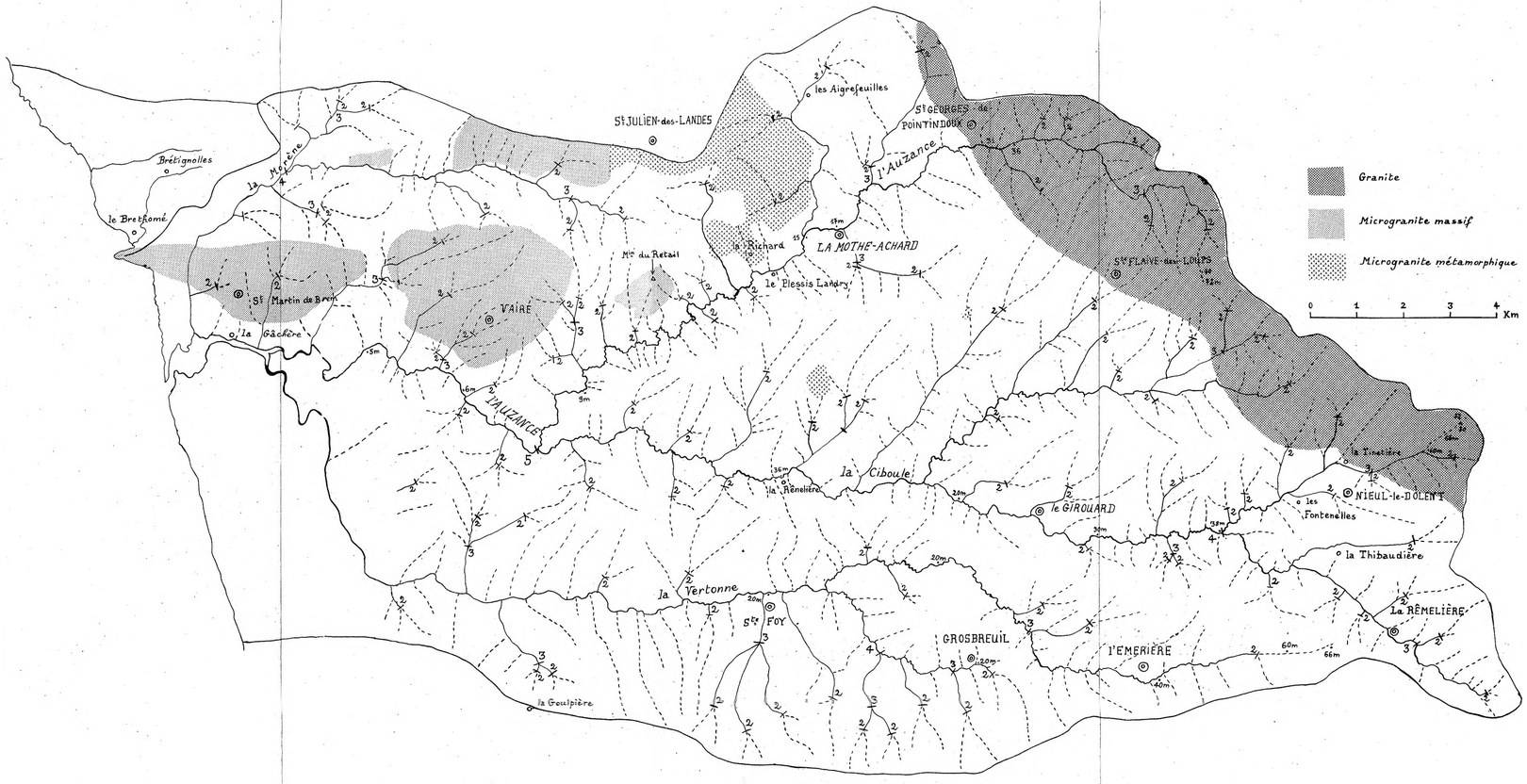


Fig. 32

BASSIN HYDROGRAPHIQUE DE L'AUZANCE



Dépliant IX

ces rivières, que l'influence de la pente et celle des fractures : les roches dures ne provoquent que des déviations de détail; leur influence se marque surtout sur le contour des bassins.

L'Auzance (dépliant IX, p. 301).

Toutes les branches principales du bassin sont orientées à peu près EW, excepté l'Auzance elle-même, en amont de son confluent avec la Ciboule. C'est cette dernière qui prolonge vers l'E la partie inférieure de l'Auzance; vu sa longueur et sa direction, c'est elle qui aurait dû donner son nom au secteur qui forme l'Auzance inférieure. Parmi les affluents, de très nombreux tronçons suivent une direction fréquente de cassures 40° E.

Les ruisseaux de Brétignolles et du Marais-Girard (fig. 32).

Ces deux petits bassins jumelés, orientés 70° E, sont installés dans le synclinal de Brétignolles (Cf. p. 36) et ne sont séparés l'un de l'autre que par une cloison schisteuse longitudinale. Les deux ruisseaux coulent parallèlement l'un à l'autre, ainsi qu'à la cloison interne. Outre la pente, c'est la lithologie qui détermine leur tracé; en effet, ils longent le dur rebord phtanitique du synclinal et s'enfoncent dans des grès et des schistes tendres. L'unité du drainage n'a pu être réalisée dans le synclinal, faute d'un ruisseau assez fort pour traverser la cloison axiale.

b) *Sur le versant sud,* entre les Sables et la Tranche, les réseaux sont orientés entre 25 et 50° E.

Le Payré (fig. 33).

Son réseau est composé de trois branches principales riches en affluents, qui convergent seulement à la partie tout à fait inférieure du bassin. Le substratum est hétérogène, le quart sud-ouest étant installé sur les calcaires liasiques et jurassiques, alors que le reste est gravé dans le granite d'Avrillé ou les micaschistes de Talmond.

Au N, en terrain cristallin, la plupart des cours sont conséquents et orientés NE-SW. Au S, en plaine, ils ont une direction presque EW et sont subséquents; ils suivent les auréoles concentriques déterminées par les lignes d'affleurement des étages liasiques et jurassiques successifs : le ruisseau des Rablais suit la ligne de contact entre les micaschistes (au N) et le Lias inférieur (au S); celui de la Charlière s'enfonce le long de la ligne d'affleurement des marnes du Toarcien, dominée par la côte raide du calcaire bathonien de la Droillardière. Dans ce bassin, *les deux types de substratums engendrent donc des directions tout à fait distinctes.*

On peut remarquer que le ruisseau de la Bataillère, actuellement enfoncé dans les micaschistes, a la même orientation que les deux ruisseaux précédents, ses voisins immédiats. Sa direction ne serait-elle pas due à une épigénie à travers une couverture liasique aujourd'hui disparue ? Cela est

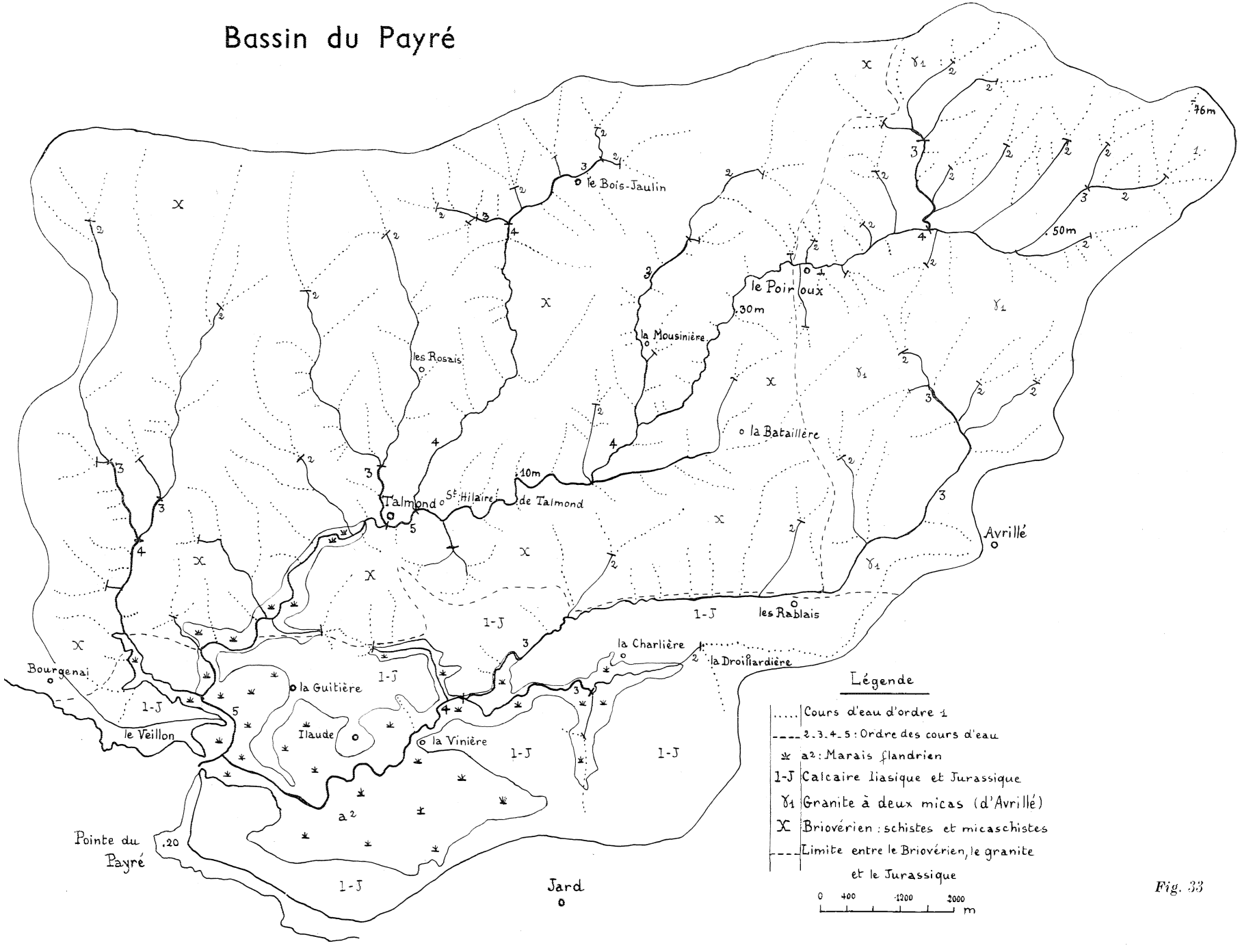

Bassin du Payré
le Bois-Jaulin
le Poiroux
la Mousinière
les Rosais
la Bataillère
Talmond
St Hilaire de Talmond
Avrillé
les Rablais
la Charlière
la Droiflardière
Bourgenai
la Guitière
le Veillon
Ilaude
la Vinière
Pointe du Payré
Jard
76m
50m
30m
10m
20
1-J
a2
X
γ1
Légende
Cours d'eau d'ordre 1
2.3.4.5 : Ordre des cours d'eau
a2 : Marais flandrien
1-J Calcaire liasique et Jurassique
γ1 Granite à deux micas (d'Avrillé)
X Briovérien : schistes et micaschistes
Limite entre le Briovérien, le granite et le Jurassique
0 400 1200 2000 m

Fig. 33

Bassin du ruisseau de Jard

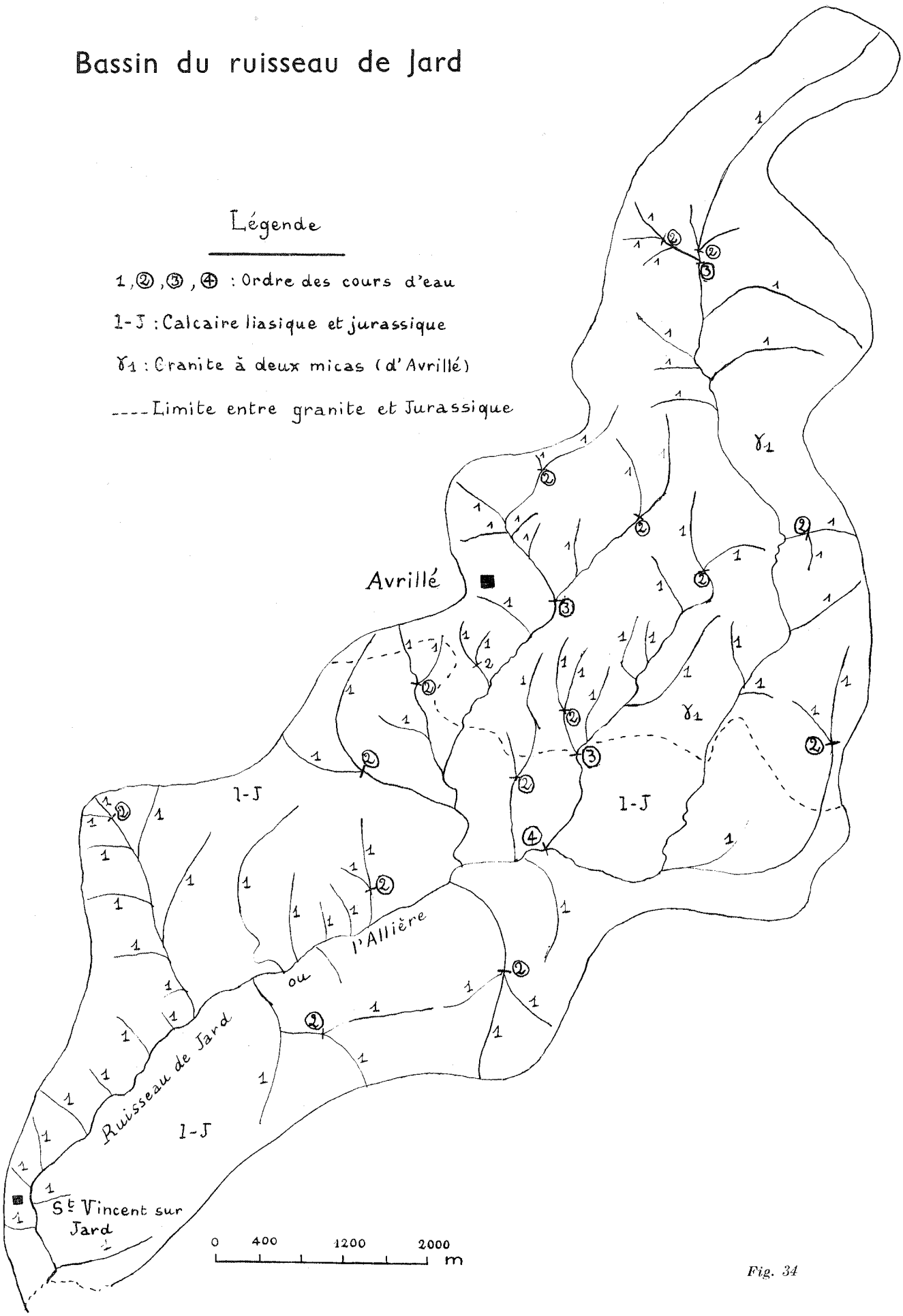


Fig. 34

fort possible, car les lambeaux pliensbachiens conservés sur le massif d'Avrillé prouvent que toute cette région a été recouverte par les mers du Lias moyen (Cf. p. 66).

Dans ce bassin, installé à cheval sur des terrains cristallins et sur la plaine liaso-jurassique, les directions des rivières apparaissent donc sous l'étroite dépendance des facteurs lithologiques : *sur le massif ancien, elles sont régies par la pente, et sans doute aussi par des cassures; sur le bassin sédimentaire, elles s'enfoncent* parallèlement à la direction des couches, *le long des affleurements de roches tendres.*

Le ruisseau de Jard (fig. 34, et fig. 9, p. 96).

Comme celui du Payré, ce bassin se trouve en partie sur le bocage, en partie sur la plaine. Son cours supérieur est installé sur le massif granitique d'Avrillé, dont il draine la partie sud; son cours inférieur, sur la partie septentrionale de l'auréole liasique et jurassique; on observe les mêmes phénomènes que précédemment, dans la direction des cours d'eau : après un cours conséquent sur le massif ancien, ils deviennent subséquents, en abordant la plaine (ruisseau de l'Allière).

Le bassin du Troussepoil (fig. 9, p. 96).

Ce petit bassin étant actuellement rattaché à celui du Lay — situé en dehors des limites de notre travail — je ne l'ai pas étudié comme les autres; mais son importance pour la reconstitution des vallées préliasiques est telle que j'en ai cependant reproduit le schéma. Son orientation d'ensemble est NS et conforme à la pente; on voit que la plupart des tronçons du réseau situés sur le massif cristallin ont cette direction, tandis que les parties du cours installées sur le bassin liasique et jurassique sont EW. On retrouve aussi dans la partie nord de ce bassin la direction NE-SW, fréquente dans le bassin contigu du Payré.

Les ruisseaux de Tanchette, du Caillola, de Saint-Jean et de la Mine (fig. 35).

Dans ces petits bassins rectangulaires (sauf le dernier), le cours principal descend selon le grand axe; mais le détail du tracé est commandé par des influences locales : dans le bassin de Saint-Jean, le tronc principal a une direction presque rectiligne, orientée N 45° E; mais il comprend deux secteurs légèrement décalés, le secteur sud étant rejeté de 250 m vers l'W.

Comme ce cours presque droit ne subit aucune déviation en passant du granite de Beauséjour sur les schistes, puis les gneiss, on peut supposer que cette petite perturbation a une cause tectonique : une cassure orientée EW. A la Pironnière, le ruisseau est dévié vers le SE. Comme dans le cas des grands bassins du versant ouest, les lignes de fractures et la pente sont les deux principaux facteurs qui régissent la forme et l'organisation

Bassins des ruisseaux de Tanchette, de Saint-Jean d'Orbestiers, du Caillola et de la Mine

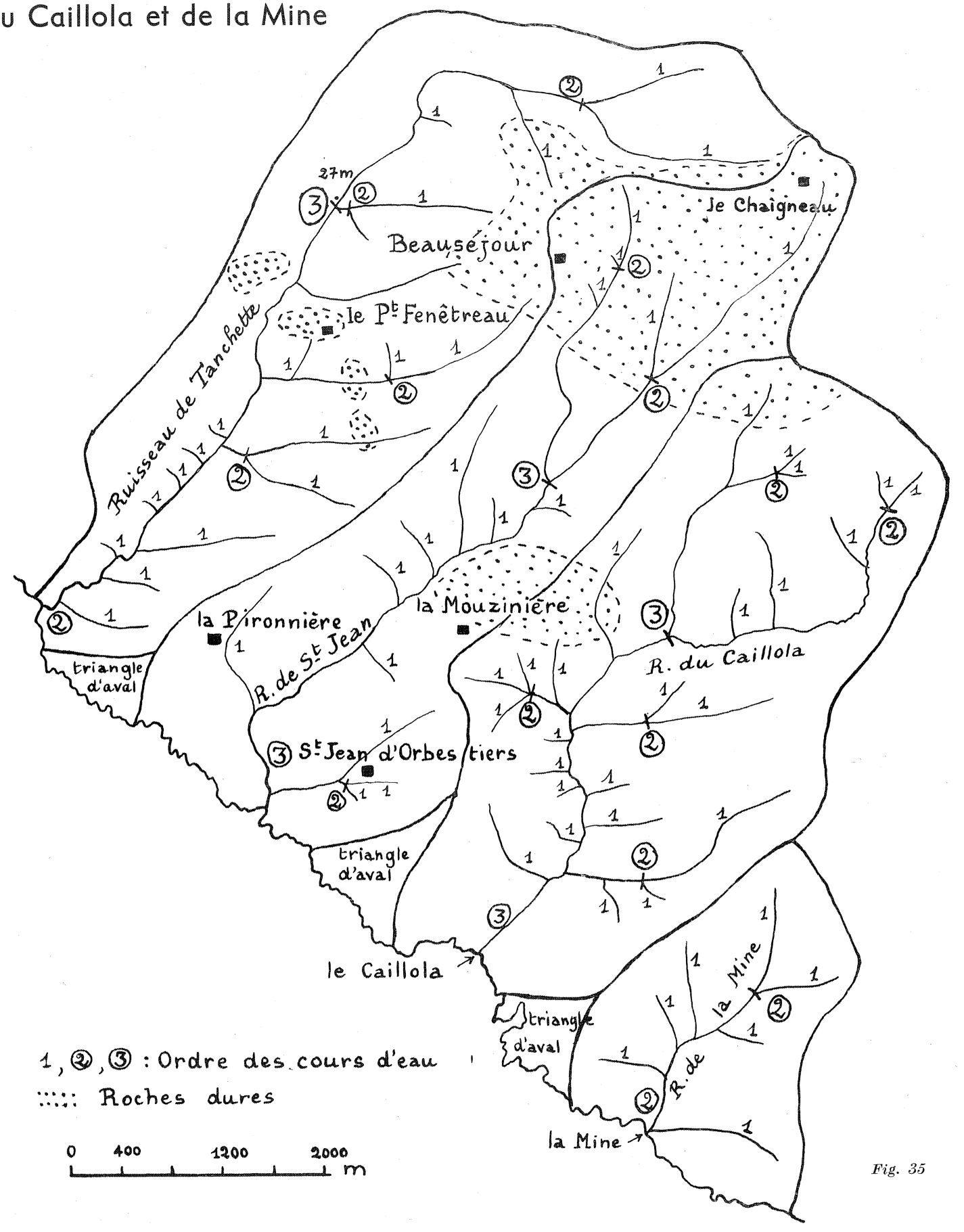


Fig. 35

de ces petits réseaux : l'hétérogénéité lithologique (micaschistes, gneiss) semble n'avoir pas eu d'influence sensible.

Le ruisseau des Sables (fig. 32).

La dissymétrie de son bassin est frappante. En effet, la partie inférieure du tronc principal est reportée tout à fait sur le bord ouest, où elle suit le tracé de l'importante zone faillée hercynienne des Sables-d'Olonne (Cf. première partie, p. 39-40). La partie supérieure de ce ruisseau décrit une demi-ellipse; elle contourne les pointements microgranitiques du Bois, puis elle passe entre ce massif et celui d'Olonne. Sur la rive gauche seulement, ce cours d'eau reçoit plusieurs ruisseaux, qui descendent des hauteurs d'Olonne et de Pierre-Levée; cette dissymétrie dans la répartition des affluents a ici des causes lithologiques et altimétriques.

Il est manifeste que ce petit bassin, dont la forme est si bizarre, ne représente que la partie orientale d'un réseau plus vaste, mais en grande partie ennoyé, et que des déformations tectoniques sont intervenues, après que le tracé d'ensemble des bassins hydrographiques de la région se soit effectué.

c) *Conclusions*

Pour l'ensemble de ces bassins, les facteurs essentiels qui régissent la direction des cours d'eau sont donc au nombre de quatre : *la pente initiale* d'un plan faiblement incliné, *les lignes de cassures,* la direction des couches et la différence de dureté des roches. *Les deux premiers sont prépondérants sur le massif ancien; les derniers l'emportent sur les terrains calcaires de la plaine.*

2. Implantation des affluents sur les troncs principaux

De ce point de vue, on peut observer trois groupes de rameaux nettement différents :

a) *Les plus longs,* atteignant plusieurs km au moins, et formés eux-mêmes de plusieurs branches, se raccordent obliquement entre eux et aux cours importants, par des angles de 30 à 60° (Vie), de 40 à 50° (Auzance), de 50° (ruisseau de la Mine). Les angles varient légèrement selon la pente et selon la nature du substratum.

b) Dans le bassin du Jaunay, sur le massif granitique, les *tronçons moyens* font un angle aigu avec les cours principaux; mais sur les gneiss, les raccords à angle droit sont fréquents : nous avons vu qu'ils étaient déterminés par des lignes de cassures traversant perpendiculairement la vallée du Jaunay. Un autre cas particulier est réalisé par les ruisseaux qui descendent sur le tronc principal, à partir d'un plateau relativement

élevé (par exemple, celui de la Robinière au N du Ligneron, dépliant VII), ou d'un pointement de microgranite (sur les deux rives de l'Auzance, dépliant IX) ; comme les plateaux sont subparallèles aux cours principaux, les affluents descendent vers eux selon la ligne de plus grande pente, et le raccord se fait à angle droit.

c) Aux vallées précédentes, relativement longues (de plusieurs km), s'oppose une prolifération de *ravins courts* (100 m à 1 km de longueur) ; leur pente est beaucoup plus forte que celle des affluents obliques (elle atteint 10 à 15 %, contre 0,1 à 2 % en moyenne).

On les trouve non seulement le long des troncs principaux, dont ils griffent les flancs, mais aussi le long des rivières secondaires. On observe ce phénomène jusqu'à l'extrémité supérieure du drain principal pour les plus importants (Vie, Jaunay, Auzance, Ciboule), sur les deux tiers de son parcours pour le Payré, et seulement dans le tiers inférieur du bassin, pour les plus petits (ruisseaux de Jard et de la Mine).

Les centaines de ravins qui incisent les flancs des principales vallées, comme le ferait une herse, sont toujours perpendiculaires à la direction de ces dernières : le facteur déterminant qui a provoqué leur creusement ne peut être que la pente; ils résultent manifestement d'une reprise d'érosion violente (Cf. photo 38, p. 287).

Le fond de ces vallons est remblayé par des coulées de solifluxion ou des dépôts de ruissellement plus récents, comme les vallées principales; le socle rocheux se trouve à quelques mètres au-dessous de la plaine alluviale actuelle. Ils sectionnent ou détruisent les terrasses fluviatiles quaternaires (la basse aussi bien que la haute) et leur sont donc postérieurs. Mais cela ne signifie nullement qu'ils aient été creusés *seulement* à cette époque, et durant une seule phase d'érosion.

La présence de grès cénomaniens, fossilisant la partie amont de vallons affluents du Ligneron prouve, au contraire, que le creusement de l'ensemble du réseau hydrographique — petits vallons compris — est précénomanien, tout au moins sur le versant ouest. Les entailles auraient été tantôt comblées, tantôt recreusées, au rythme des remblaiements et des déblaiements, tout au long du Tertiaire et du Quaternaire (Cf. deuxième partie).

3. Types de drainage

Parmi la multiplicité des plans d'organisation interne déjà proposés (4),

(4) ZERNITZ. Drainage patterns and their significance. Journ. of Geology, vol. 40, nb 6, 1932, p. 498-521.

comment se classent ces 12 bassins établis en majeure partie sur un substratum cristallophyllien et grossièrement rectangulaires ?

Tous sont des compromis entre un *type dendritique* très allongé, et le *type parallèle;* localement, autour de mamelons granitiques, l'organisation est typiquement *radiale* (par exemple, entre la Vie et le ruisseau de l'Audardière, dépliant VII).

4. Indices de dissymétrie

L'indice de dissymétrie est défini par P. Pinchemel (5) comme le rapport des deux surfaces situées de part et d'autre du drain principal. Certains bassins sont presque symétriques. Pour le bassin du Payré, l'indice est de 1,1 et pour le ruisseau du Caillola, de 1,2; généralement, la dissymétrie est faible, et l'indice voisin de 1,5; pour le Jaunay, et pour le ruisseau de Brétignolles, il est un peu plus fort (3,1 et 3). Pour le bassin tronqué du ruisseau des Sables, il est de 6 : on sait que ce bassin est défiguré par la tectonique.

	Surface du bassin versant	Versant le plus étendu (a)	Versant le moins étendu (b)	Indice de dissymétrie : (Rapport a/b)
	(km^2)	(km^2)	(km^2)	
Vie	487,21	308,86	178,35	1,7
Auzance	321,10	198,98	122,12	1,6
Jaunay	231,84	175,36	56,48	3,1
Payré	146,61	78,17	68,44	1,1
Jard	40,16	23,25	16,91	1,4
Les Sables	22,59	19,69	2,9	6
Tanchette	11,75	7,84	3,91	1,9
Caillola	9,69	5,45	4,24	1,2
Saint Jean	9,33	5,71	3,62	1,6
Brétigolles	4,57	3,47	1,1	3
Marais-Girard	4,08	1,63	2,45	1,5
La Mine	3,2	1,83	1,37	1,3

(5) P. Pinchemel (1954).

5. Caractéristiques numériques des bassins de drainage

	Longueur maxima (km) (L)	Largeur maxima (km) (l)	Largeur à mi-longueur (km)	Surf. du bassin (km^2) (Sb)	Surf. de l'ove correspondant (km^2)	Surf. du rect. correspondant (km^2)	Indice d'homogénéité (Pinchemel) (Iho) Sb/Surf. ove	Indice d'homogénéité (Ters) (Iho) Sb/Surf. rect.	Denivellation maximum (m)	Pente (%)	Rapport de la largeur à la longueur (1/L)	Situation de la largeur max. par rapport à la longueur (%)
Vic	42,5	16,5	12,5	487	1071,8	531,25	0,45	0,91	86	0,2	0,37	41
Auzance	31	16,8	16	321	569,7	496	0,56	0,67	76	0,24	0,54	51
Jaunay	32,5	13,6	7,5	231	607,79	243,75	0,38	0,9	72	0,22	0,41	30
Payré	19	13,6	10	146	213,17	190	0,68	0,76	77	0,4	0,71	28
Ruisseau de Jard	14	4,8	4	40,16	116,5	56	0,34	0,71	70	0,48	0,34	48
Ruisseau des Sables	6,5	7	5,6	22,6	24,9	36,4	0,91	0,61	35	0,58	1,1	107
Ruisseau de Tanchette	7	3	2,4	11,75	29,05	16,8	0,37	0,6	6,5	0,93	0,43	50
Ruisseau du Caillola	6	2,8	2,1	9,69	17,89	12,6	0,56	0,7	50	0,83	0,46	33
Ruisseau de Saint-Jean	7	2,2	1,4	9,33	29,05	9,8	0,32	0,95	55	0,78	0,31	14
Ruisseau de Brétignolles	4,2	1,4	2,5	4,57	10,84	10,5	0,44	0,82	36	0,88	0,33	30
Ruisseau du Marais-Girard	4,1	1,5		4,08	10,71		0,4		37		0,36	
Ruisseau de la Mine	2,5	1,7	1,6	3,2	3,66	4	0,88	0,8	32	1,28	0,68	16
								moy 0,77				

III. — CONCLUSIONS

Au terme de cette rapide étude qualitative et quantitative des bassins hydrographiques, il est possible de dégager quelques-uns des faits essentiels qui caractérisent le réseau de la Vendée littorale.

Sur chacun des deux versants, les bassins sont subparallèles entre eux et leur *orientation* est sensiblement la même (EW sur le versant ouest et NE-SW sur le versant sud).

Dans l'ensemble, ils tendent vers une forme rectangulaire, où la largeur atteint 30 à 50 % de la longueur. Dans le détail, les contours des bassins forment des lobes, rentrants ou saillants, toujours sous l'influence de causes d'ordre lithologique ou tectonique.

Dans cette région, le type de drainage est, dans l'ensemble, un compromis entre les types dendritique et parallèle; il est radial dans quelques rares cas.

Le tracé des rivières, dans un même bassin, est tout à fait différent selon que les cours d'eau sont installés sur le substratum cristallin ou sur le bassin liaso-jurassique : en pays cristallin, leur direction est régie surtout par la pente et les lignes de fracture; dans la plaine calcaire, elle dépend étroitement de la direction des couches et de l'inégale dureté des roches.

L'implantation des affluents se fait de deux manières : les affluents les plus longs se raccordent généralement au tronc principal *sous un angle aigu,* tandis que la multitude des petits ravins qui griffent les flancs de toutes les vallées un peu importantes, surtout vers l'aval, descend perpendiculairement à l'axe de celles-ci.

CHAPITRE II

ANALYSE HYPSOMÉTRIQUE DES BASSINS HYDROGRAPHIQUES (1)

I. — INTRODUCTION

A) LES BUTS DE L'ANALYSE HYPSOMÉTRIQUE

Pour une région donnée, la courbe hypsographique exprime la répartition du volume rocheux situé au-dessus d'un plan de référence, en fonction de l'altitude. Le plan de référence peut être choisi à partir de points quelconques, selon l'objet des recherches entreprises. La courbe met en jeu deux variables et traduit deux rapports :

1° Le rapport entre la superficie du terrain (a) situé au-dessus d'une altitude donnée et la superficie totale de la région envisagée (A).

2° Le rapport entre l'altitude d'un point situé au-dessus du niveau de base choisi (h) et la hauteur totale de la région (H) (fig. 36).

La fonction hypsométrique. — Les deux variables x et y sont liées. X (f) y est intégrée pour les valeurs : x = 0 à x = 1 (100 %). L'intégrale obtenue exprime le volume rocheux de la région étudiée.

Le volume rocheux est rapporté à un solide de référence, limité sur ses côtés par la projection verticale du contour de la région; les surfaces supérieure et inférieure forment deux plans parallèles, passant respectivement par le niveau de base choisi et par le point le plus élevé. Les courbes hypsographiques sont établies d'ordinaire d'après les données topographiques réelles; une tentative d'établissement de courbes-types théoriques, servant de point de comparaison avec les courbes expérimentales, a été faite par Strahler (1952).

(1) Je prie M. le Professeur PÉGUY d'agréer tous mes remerciements pour les conseils qu'il a bien voulu me donner à ce sujet.

Schéma théorique de la courbe hypsographique

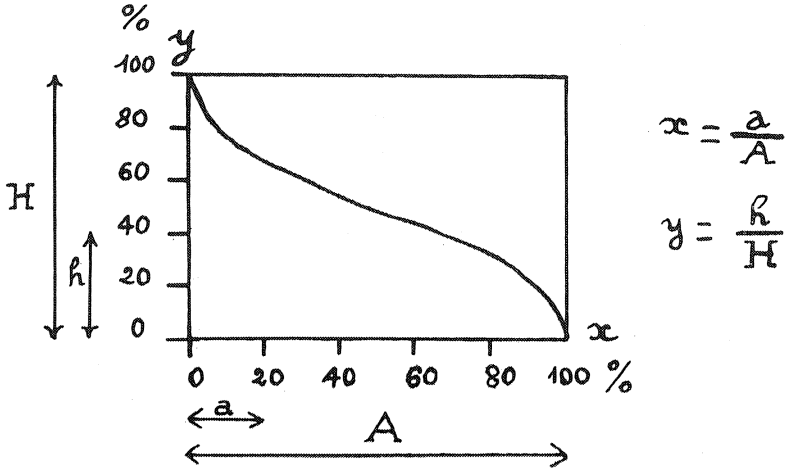


Fig. 36

L'intérêt de l'analyse hypsométrique n'a plus à être démontré, après les travaux de J. Blache, de R. Blanchard, de J. Chardonnet, de R. Dion, de E. de Martonne, de H. Onde, de Ch. Péguy, de P. Pinchemel, d'E. de Vaumas, sans parler des travaux étrangers. Et cependant, cette méthode est rarement employée. Il semblerait, à première vue, que les résultats de l'analyse hypsométrique puissent être acquis plus rapidement et avec moins de peine par le simple examen des cartes. Est-ce bien certain ?

Le développement de la géomorphologie, aussi bien dans sa partie purement descriptive que dans ses recherches génétiques, impose la poursuite de données de plus en plus précises, donc quantitatives. Si les formes du relief sont décrites et suggérées à l'imagination surtout par une évocation qualitative, elles ne sont vraiment pleinement comprises et rendues comparables que si la *mesure* leur est appliquée. Surtout, la comparaison de ces données n'est possible que si elle est fondée quantitativement.

Les travaux déjà effectués dans ce domaine montrent que les courbes traduisant le modelé du relief s'ordonnent en familles; ainsi devient possible une classification des formes topographiques, fondée sur des valeurs numériques et sans doute valable aussi bien dans le domaine génétique que dans le domaine descriptif; en effet, les courbes peuvent être classées

en fonction des différents facteurs qui interviennent dans leur genèse : altitude de la région, grandeur du bassin, inégale résistance des roches à l'érosion, accidents tectoniques, durée de l'érosion.

Les buts de l'analyse hypsométrique sont ainsi précisés :

— Analyse quantitative détaillée de la répartion des masses rocheuses qui constituent le relief.

— Établissement de familles de courbes, correspondant aux familles de formes.

— Corrélation entre les formes des courbes et les divers facteurs génétiques de l'évolution morphologique, et par conséquent avec les différents systèmes d'érosion.

— Établissement de différents indices numériques, exprimant l'état de développement des ensembles morphologiques.

— Étude des lois physiques présidant à la genèse des formes du relief et plus précisément à l'élaboration des bassins hydrographiques.

B) PROCÉDÉS DE RÉALISATION. PROBLÈMES POSÉS PAR LA MÉTHODE

Les mesures de surfaces ont été faites au moyen du planimètre de Coradi (2), sur les minutes en courbes de niveau à 1/40 000 des cartes de l'État-Major. (Nantes, Cholet, Palluau, la Roche-sur-Yon, les Sables-d'Olonne, Fontenay-le-Comte.)

La validité des résultats dépend évidemment de la précision des courbes de niveau portées sur les cartes de la région étudiée; elles ont semblé suffisamment correctes pour permettre ce travail. Vérifiées un grand nombre de fois, à l'occasion d'autres recherches, par des levés à la planchette, les cotes ont presque toujours été reconnues exactes. La marge d'erreur affectant la position des isohypses ne semble nulle part excéder 5 m (3).

---

(2) Aimablement mis à ma disposition au Laboratoire de Cartographie de l'Institut de Géographie de l'Université de Paris. Je tiens à remercier vivement M. le Professeur CHABOT, Directeur de l'Institut, ainsi que MM. LIBAULT et MALLET pour l'aide qu'ils ont bien voulu m'apporter.

(3) J'ai pu avoir communication, à la Cartothèque Nationale, des maquettes des cartes à 1/80 000e, et des carnets de cheminement relatifs aux opérations de triangulation et de nivellement des feuilles des Sables-d'Olonne, de Palluau et de Fontenay-le-Comte.

Le travail de nivellement, effectué en 1846 et 1847, a duré environ un an pour chacune de ces feuilles et paraît avoir été très soigné. La feuille des Sables-d'Olonne dont la superficie est de 432 km² comprend deux points trigonométriques, une quarantaine de repères de nivellement et 272 points cotés, obtenus par levés à la planchette, soit une densité de 0,62 points cotés au km². Il s'y ajoute 92 points trigonométriques, établis en 1943.

Pour la feuille de Palluau, *le quart SE,* dont la superficie est de 640 km², comprend 30 points géodésiques, une vingtaine de repères de nivellement et 605 points cotés (densité 0,94 au km²).

Le quart NE, de 640 km² de superficie, comprend 23 points trigonométriques, une trentaine de repères de nivellement et 1 024 points cotés, soit une densité de 1,6 au km² pour ces derniers.

Le quart NW comprend surtout des marais et l'intérêt des cotes est beaucoup moindre, pour l'hypsométrie.

L'échelle du 40 000e a été jugée convenable pour un travail suffisamment précis et le planimétrage a été effectué en observant une équidistance de 10 m, sauf pour la zone située entre 0 et 10 m d'altitude, relativement étendue, et où il a paru préférable de traiter séparément les surfaces situées de 0 à 5 et de 5 à 10 m.

Les données hypsométriques fondamentales recherchées sont celles qui concernent chacun des 12 bassins. L'analyse séparée de bassins versants de cours d'eau importants ou de petits tronçons fournirait des données très utiles, mais elle n'a pu être entreprise, faute du temps nécessaire.

La délimitation des bassins hydrographiques pose plusieurs problèmes : la ligne de rivage actuelle tronque tous les bassins, de façon telle qu'ils acquièrent une forme généralement étranglée, resserrée vers l'embouchure, ce qui a pour effet de laisser, à chacune des extrémités aval des bassins, des triangles plus ou moins étendus, dont l'hydrographie évolue indépendamment des bassins limitrophes et directement en rapport avec la côte actuelle. Nous les appellerons « triangles d'aval ». Or, la ligne de rivage actuelle est toute temporaire : les bassins hydrographiques d'aujourd'hui ont été dans le passé, plus ou moins étendus vers l'aval ou rétrécis vers l'amont; en conséquence, les « triangles d'aval » actuels faisaient partie intégrante des bassins contigus, lors des périodes de bas-niveau marin : les ruisseaux côtiers actuels ont été des affluents des cours d'eau les plus importants, lors des différentes régressions. Inversement, pendant les périodes de haut-niveau, certaines parties de la surface, formant actuellement des interfluves, ont eu la situation de triangles d'aval.

Afin d'étudier l'évolution du relief à la fois dans le cadre des bassins actuels et pendant les périodes où les triangles d'aval leur étaient rattachés, on a calculé séparément ces deux états : les courbes (1) représentent les valeurs données par le planimétrage des bassins actuels; les courbes (2), celles des mêmes bassins auxquels sont rattachés les triangles intermédiaires, partagés selon leur ligne de faîte.

Un autre problème dans la délimitation des bassins est posé par l'existence de phénomènes tectoniques, provoquant l'affaissement de la partie aval de certains d'entre eux, à des altitudes comprises entre 0 et 5 m. Lorsque la surface affaissée était relativement peu importante, elle a été néanmoins incluse dans les calculs (bassins du ruisseau des Sables, de l'Auzance, du Payré). Mais, en ce qui concerne la Vie, la partie du bassin basculée vers le large était beaucoup trop importante; on a exclu du bassin le marais de Monts, dont le substratum cristallin a dû cependant évoluer, à certaines époques géologiques, en même temps que la partie actuellement émergée (Cf. p. 158-160 et fig. 11, p. 128).

Les douze bassins de la région littorale vendéenne ont été étudiés et ils se répartissent sur deux versants. Ce sont, pour le versant ouest, ceux de la Vie, du Jaunay, des ruisseaux de Brétignolles et du marais Girard, de l'Auzance. Pour le versant sud, ceux des ruisseaux des Sables, de Tanchet, de Saint-Jean-d'Orbestiers, du Caillola, de la Mine, du Payré et de Jard (fig. 31, p. 294).

Les mesures de surface obtenues par le planimétrage de chacune des lanières comprises entre deux courbes successives ont été cumulées en % de la surface totale et portées en abcisses; en ordonnées, figurent les altitudes. La conservation des altitudes en valeurs absolues a l'avantage de permettre l'examen des différents volumes rocheux en fonction des altitudes réelles et de mieux étudier les détails de la courbe, en fonction des accidents du relief. Mais la comparaison des courbes des différents bassins n'est possible que si les altitudes, comme les surfaces, sont réduites à une échelle commune.

On a donc établi deux séries de courbes : dans les unes, les altitudes figurent en valeurs absolues (a); dans les autres, elles sont exprimées en pourcentage (b). Au total, quatre séries de courbes ont été tracées : 1a, 1b, 2a, 2b.

Suivant les mêmes principes, furent établies les courbes hypsographiques d'ensemble du versant ouest et du versant sud, ainsi que la courbe générale de la région (2a, 2b) (4).

II. — INTERPRÉTATION DES COURBES HYPSOGRAPHIQUES

A) BASSINS DU VERSANT SUD

1. Bassin du ruisseau de Jard (fig. 37 et fig. 34, p. 303).

D'après l'étude des courbes expérimentales de nombreux bassins, Strahler (1952) a reconnu que la grande majorité d'entre elles affectait la forme d'un S. Celle du bassin de Jard est plus complexe et présente trois convexités et deux concavités, formant deux S successifs. L'S supérieur (72 à 40 m) correspond à la surface située sur le massif granitique d'Avrillé, dont la couverture liasique est actuellement presque entièrement décapée. L'S inférieur (40 à 0 m) correspond à la partie du bassin constituée par le Lias et le Jurassique de la pointe NW du bassin d'Aquitaine; le dédoublement de la courbe traduit la dualité géologique du substratum : *chaque type lithologique a évolué séparément* (Cf. fig. 9, p. 96).

Le sommet de l'S inférieur a une pente relativement très forte, entre

(4) Pour des raisons d'économie, seules quelques figures ont été reproduites.

Courbes hypsographiques des bassins du versant sud

(en °/₀)

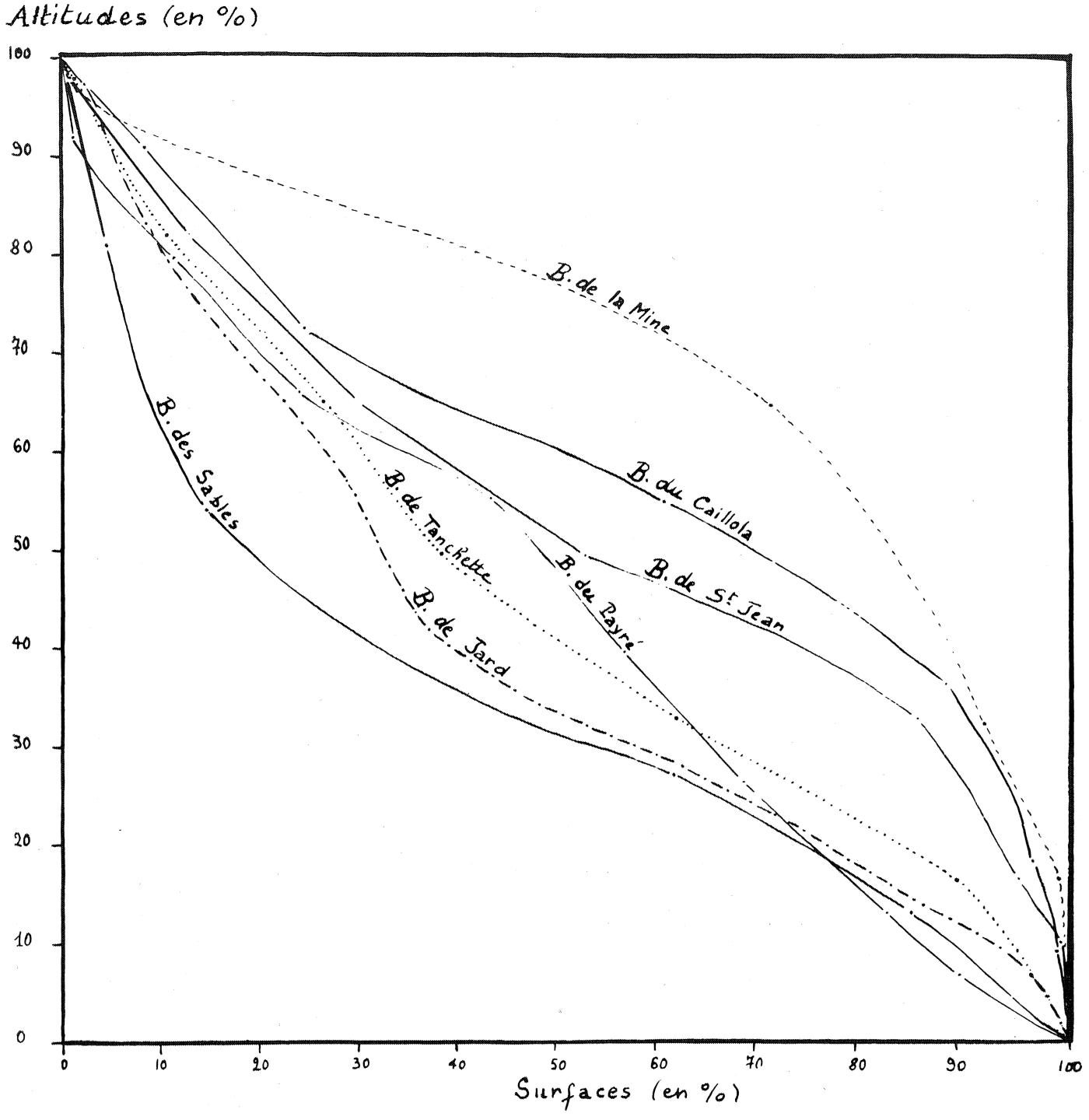


Fig. 37

40 et 30 m. N'y aurait-il pas un rapport entre ce brusque talus et le fait que le Lias a presque complètement disparu au-dessus, alors qu'il subsiste au-dessous, recouvert d'un Jurassique assez épais ? On pourrait supposer que le talus correspond à une ancienne falaise, fossilisée sous la couverture liasique du massif d'Avrillé. Mais une autre hypothèse semble susceptible de fournir une meilleure explication : celle d'une cassure de faible rejet (10 à 20 m), ayant donné naissance à un talus. Actuellement, la couverture superficielle de limon ne se prête pas à l'observation directe de la faille supposée. On peut seulement remarquer que cette hypothèse expliquerait une certain nombre de faits.

1° La présence d'un talus presque rectiligne, long de quelques kilomètres, au S d'Avrillé.

2° Le décapage plus rapide du Lias sur le massif granitique, resté à une altitude plus élevée.

3° La conservation du Lias, au pied du relief de faille, grâce à son abaissement relatif.

A cela, s'ajoute l'enfoncement anormalement rapide du socle cristallin sous le Lias et le Jurassique, prouvé par les sondages de Jard (5), où le granite a été atteintà — 9 m. D'Avrillé à Jard, Lias et jurassique ont exceptionnellement un pendage de 5 à 10° vers le S.

Tous ces faits établissent que la partie inférieure du bassin de Jard repose sur un bloc basculé; le socle cristallin et sa couverture sédimentaire, effondrés au S du talus d'Avrillé, sont nettement inclinés vers le S. Comme les phénomènes lithologiques, *les phénomènes tectoniques s'inscrivent clairement sur la courbe hypsographique.*

Plusieurs autres faits ressortent encore de l'analyse de la courbe. Parmi les courbes des douze bassins étudiés, celle du ruisseau de Jard est la seule qui comporte une convexité à l'extrémité supérieure (de 72 à 70 m) ; ceci tient à ce que les surfaces situées à ces altitudes occupent un pourcentage relativement plus fort que dans tous les autres bassins. Celui de Jard draîne une portion de la surface culminante du massif granitique relativement plus étendue que celle que draîne le Payré par exemple; en conséquence, la pente de la courbe est plus faible et reste convexe au départ, au lieu d'être concave, comme dans les autres cas.

Entre 70 et 40 m, elle décrit une concavité peu accusée, mais régulière; l'étendue des surfaces diminue progressivement avec l'altitude (la pente de la courbe est de 57° entre 70 et 60 m, de 45° entre 60 et 50 m, de 40° entre 50 et 40 m). Les sinuosités de l'S inférieur de la courbe sont bien

(5) Documentation du B.R.G.G.M., 74, rue de la Fédération, Paris.

différentes de celles de l'S supérieur; la pente est de 52° entre 40 et 30 m (talus d'Avrillé), tandis que dans le bassin liaso-jurassique, les surfaces de 30 à 5 m sont représentées par des secteurs dont les pentes sont sensiblement égales et non régulièrement décroissantes vers l'aval (respectivement 20° entre 30 et 20 m et 25° entre 20 et 5 m). La courbe souligne ainsi des particularités notables, dont il importe de chercher la signification. La faiblesse de la pente de la courbe, entre 30 et 5 m est-elle en rapport avec la structure tabulaire de cette région calcaire, ou tient-elle au fait que l'érosion a été moins active dans cette portion affaissée du littoral ? La comparaison avec les autres bassins permet de penser que la structure tabulaire est responsable de ce fait.

Enfin, la partie inférieure de la courbe, exprimant le volume de la tranche rocheuse située entre 5 et 0 m d'altitude, a une pente raide de 60°; il en résulte une forte convexité que l'on retrouve d'ailleurs, à un degré plus ou moins grand, dans la plupart des courbes. De toute évidence, elle résulte du sectionnement de la partie aval du bassin par la ligne de rivage actuelle, qui est bordée par une falaise rocheuse ou par des dunes assez élevées; plus la côte est élevée, plus les surfaces représentées sur la courbe diminuent rapidement et plus la pente de celle-ci est forte.

On a parfois mis en rapport la brusque pente terminale de la courbe avec les reprises d'érosion qui ont suivi des abaissements du niveau de base. Mais *l'érosion remontante a surtout affecté les gouttières fluviales, alors que ce sont les falaises qui provoquent la forte convexité inférieure de la courbe.*

Ainsi, le profil du volume rocheux du bassin du ruisseau de Jard exprime les faits principaux qui le caractérisent :

- la dualité lithologique du substratum;
- l'étendue relativement grande d'une haute surface peu disséquée;
- l'existence d'un talus d'origine tectonique;
- une forme d'évolution du relief propre au bassin là où le substratum est calcaire (par diminution particulièrement faible et régulière du volume);
- une ligne de rivage élevée, établissant une solution de continuité brutale entre le continent et sa bordure immergée.

2. Bassin du Payré (fig. 33, 37)

La courbe hypsographique qui le représente forme un S bien marqué, à deux concavités et une convexité, le point d'inflexion de la convexité étant situé vers le milieu. Elle ne comporte pas de convexité inférieure, à l'opposé de toutes les autres courbes du versant S (sauf celui des Sables). Par rapport aux autres courbes de ce versant, sa partie supérieure est située relativement haut et sa partie inférieure relativement bas, ce qui entraîne une convexité médiane forte.

La partie supérieure de la courbe est en pente accentuée (de 76 à 70 m), car les surfaces situées à ces altitudes sont faiblement représentées dans le bassin. Ensuite, la concavité est longue, peu marquée et en pente assez forte : il y a une augmentation régulière des superficies situées entre les altitudes de 70 et de 40 m. Dans ce secteur, *rien ne marque le passage du granite aux schistes.* Cette évolution régulière, de type parabolique, est interrompue à 40 m par la convexité médiane; celle-ci a pour cause l'existence du talus d'Avrillé, dont on vient de parler à propos du bassin de Jard; on n'y reviendra pas. La diminution rapide des surfaces au-dessous de 40 m s'explique-t-elle par l'existence d'une zone d'affaissement entre Talmont et la côte ? En effet, des dénivellations assez importantes affectent le Toarcien d'Ilaude, le Charmouthien et l'Hettangien de la Guitière à la Vinière, l'Hettangien de l'estuaire du Payré (6)... Les dislocations accompagnant ces affaissements ont favorisé le démantèlement des couches, lors des périodes d'érosion violente et tout particulièrement pendant les bas-niveaux marins quaternaires. Il en est résulté la formation d'un relief bas, actuellement colmaté par l'argile des marais littoraux, dont le socle rocheux est généralement situé à quelques mètres au-dessous du 0 du NGF. La diminution rapide du volume montagneux de la partie basse du bassin du Payré résulte donc de la combinaison de deux facteurs essentiels; des affaissements importants et une érosion facilitée par des dislocations tectoniques, affectant des couches sédimentaires relativement peu résistantes.

La partie inférieure de la courbe est d'ailleurs éloquente; au lieu de se terminer, comme dans les autres secteurs, par une convexité marquée, elle suit un tracé parabolique presque régulier, de 40 à 0 m, et cela malgré la présence de dunes et, localement, de petites falaises tout le long de la ligne de rivage. Ce trait topographique est effacé par le grand développement des marais entre Talmond et la côte, auquel correspond la grande étendue des surfaces situées entre 5 et 0 m.

Par ces remarques, on voit nettement que *la courbe hypsographique du bassin du Payré enregistre tous les faits morphologiques essentiels qui le caractérisent :* haut bassin sur roches dures, que l'érosion attaque régulièrement en fonction de l'altitude, présence d'un talus d'origine tectonique, et, au S, zone de dislocations et d'affaissements.

La répartition du volume montagneux à l'intérieur de ce bassin paraît due à l'influence prépondérante des facteurs lithologiques et tectoniques.

3. Bassin du ruisseau de la Mine (fig. 35, 37)

Il est de dimensions très réduites (2,5 km) et pourrait être considéré comme un triangle d'aval. Cependant, il mérite d'être étudié en tant que bassin, en raison de sa symétrie; le drain principal, pourvu d'un affluent, est en effet situé juste dans l'axe du triangle.

La courbe comporte une concavité supérieure et une convexité inférieure. Elle est caractérisée par un segment amont très court et à pente assez forte (30° de 31 à 30 m), puis par un long segment à pente très faible (3°), entre 30 et 20 m. Au-dessous, la pente s'accélère, elle est de 25° entre 20 et 10 m, de 37° entre 10 et 5 m, de 78° entre 5 et 0 m).

Quelle est la signification de ces caractéristiques ? L'allure peu inclinée de la courbe, entre 31 et 20 m, montre que la diminution du volume rocheux ne s'effectue que lentement; par conséquent, le bassin apparaît comme relativement peu érodé, sur 72 % de sa surface.

(6) P. Butel (1951).

(Le substratum est assez dur : gneiss et micaschistes.) D'autre part, la grande extension de la courbe, entre 30 et 20 m, reflète l'existence d'une plate-forme située entre ces altitudes. La convexité inférieure correspond à une falaise et à des dunes qui masquent des affaissements locaux.

La courbe hypsographique de ce petit bassin en traduit donc les traits les plus importants : son faible degré d'évolution, l'existence d'une plate-forme entre 30 et 20 m, la présence d'une ligne de rivage élevée.

4. Bassin du ruisseau du Caillola (fig. 35, 37)

La courbe comprend seulement une concavité supérieure très longue et une convexité inférieure très marquée. Elle est haute dans l'ensemble; la pente maximale se trouve entre 55 et 40 m et correspond à la portion du bassin située sur le massif granitique de Beauséjour. De 40 à 20 m, s'étend un long palier comportant une très légère reprise d'érosion vers 30 m. La forte convexité inférieure résulte de l'existence d'une falaise relativement élevée (10 à 15 m) qui tronque le bassin.

Les faits topographiques reflétés par la courbe sont donc les suivants :

1. L'importante perte de substance du bassin seulement près de sa bordure côtière, ce qui indique une forte massivité;

2. La grande extension de la surface de 40 à 20 m;

3. L'existence d'une ligne de falaise relativement haute.

5. Bassin du ruisseau de Saint-Jean-d'Orbestiers (id.)

Sa courbe présente une grande analogie avec celle du bassin contigu du ruisseau du Caillola. Sa très longue concavité supérieure occupe presque les 9/10e de sa superficie; sa forme parabolique est presque régulière; *cette diminution progressive des volumes à mesure que l'altitude s'abaisse ne semble pas influencée par la nature des roches :* granite dans le haut bassin, schistes dans le bassin moyen, gneiss dans le bassin inférieur; les passages se font sans à-coups. La convexité inférieure montre un arrêt brutal de cette répartition régulière des surfaces; le bassin est tronqué par la ligne de côte, constituée par des falaises élevées d'une douzaine de mètres au maximum; cependant, la courbe montre que l'attaque vigoureuse du bassin par érosion régressive remonte jusqu'à l'altitude de 20 m.

6. Bassin du ruisseau de Tanchette (id.)

Après un segment supérieur à pente relativement forte, la courbe de ce bassin est remarquablement régulière, presque rectiligne; elle se termine par une forte convexité inférieure. La concavité supérieure est donc très développée, de la source (62 m) à 20 m, comme dans le bassin précédent. Relativement forte de 60 à 50 m, la pente de la concavité supérieure est faible et presque régulière de 50 à 20 m; elle comporte néanmoins

une légère convexité médiane, autour de 45 m; ainsi se marque, dans la courbe, une particularité topographique notable : la petite apophyse que forme le massif granitique de Beauséjour au milieu des schistes; l'influence lithologique est ici très nette. La convexité inférieure correspond au fait que le bassin est tronqué à l'aval par une falaise.

7. Bassin du ruisseau des Sables-d'Olonne (fig. 32, 37)

Sa courbe hypsographique diffère sensiblement de toutes les autres. A l'inverse de ce qui se passe ailleurs, le secteur amont de la courbe est relativement long et à pente assez forte (50°), mais le reste est pratiquement rectiligne et peu incliné (13°) et presque dépourvu de convexité aval. Quoique sa superficie soit sensiblement égale à celle du bassin de Jard, le volume rocheux est presque deux fois moindre que dans ce dernier. La courbe enregistre ainsi une anomalie remarquable; elle montre que la région correspondant à la moitié supérieure du bassin *n'occupe que 14 % de la superficie, alors qu'elle en occupe 50 à 80 %* dans les autres bassins du versant sud. (Seulement 35 % dans le bassin du ruisseau de Jard.) De ce fait, l'altitude moyenne du bassin est anormalement basse (13,8 m), celle de l'ensemble du versant sud étant de 27,9 m.

Le bassin de ce ruisseau serait-il beaucoup plus érodé que les autres, et échapperait-il aux normes de l'évolution commune de la région ? Plusieurs causes semblent susceptibles de rendre compte à la fois de la faiblesse de l'altitude moyenne du bassin et de l'absence d'une dénivellation correspondant à la ligne du rivage : un affaissement de la majeure partie du bassin est rendu manifeste par l'inclinaison très nette de la surface topographique entre la Vannerie et la côte à l'W; le socle rocheux s'enfonce directement sous la mer, tout le long du bloc basculé d'Ile d'Olonne. En outre, la zone de faiblesse qui jalonne la faille des Sables-d'Olonne a été plus facilement érodée que les terrains avoisinants, et tout spécialement pendant les périodes de bas-niveau marin.

Dans ce cas encore, la courbe hypsographique reflète les traits principaux : faiblesse générale du relief, répartition très bloquée des hauteurs, vaste surface inclinée vers la mer, entre 20 et 10 m, absence de dénivellation importante le long du rivage (la très faible convexité aval est causée par les falaises de la Chaume).

Par comparaison avec les autres courbes, *celle du ruisseau des Sables n'est pas normale et révèle la prépondérance des facteurs d'ordre tectonique qui ont contribué à son façonnement.* Par sa forme, elle rend compte de l'importance de l'affaissement.

8. La courbe hypsographique d'ensemble des bassins du versant sud (fig. 38) est très faiblement sinueuse et comporte deux concavités et deux convexités. La concavité supérieure montre le peu d'étendue des surfaces

Courbes hypsographiques d'ensemble

(en °/₀) (2 b)

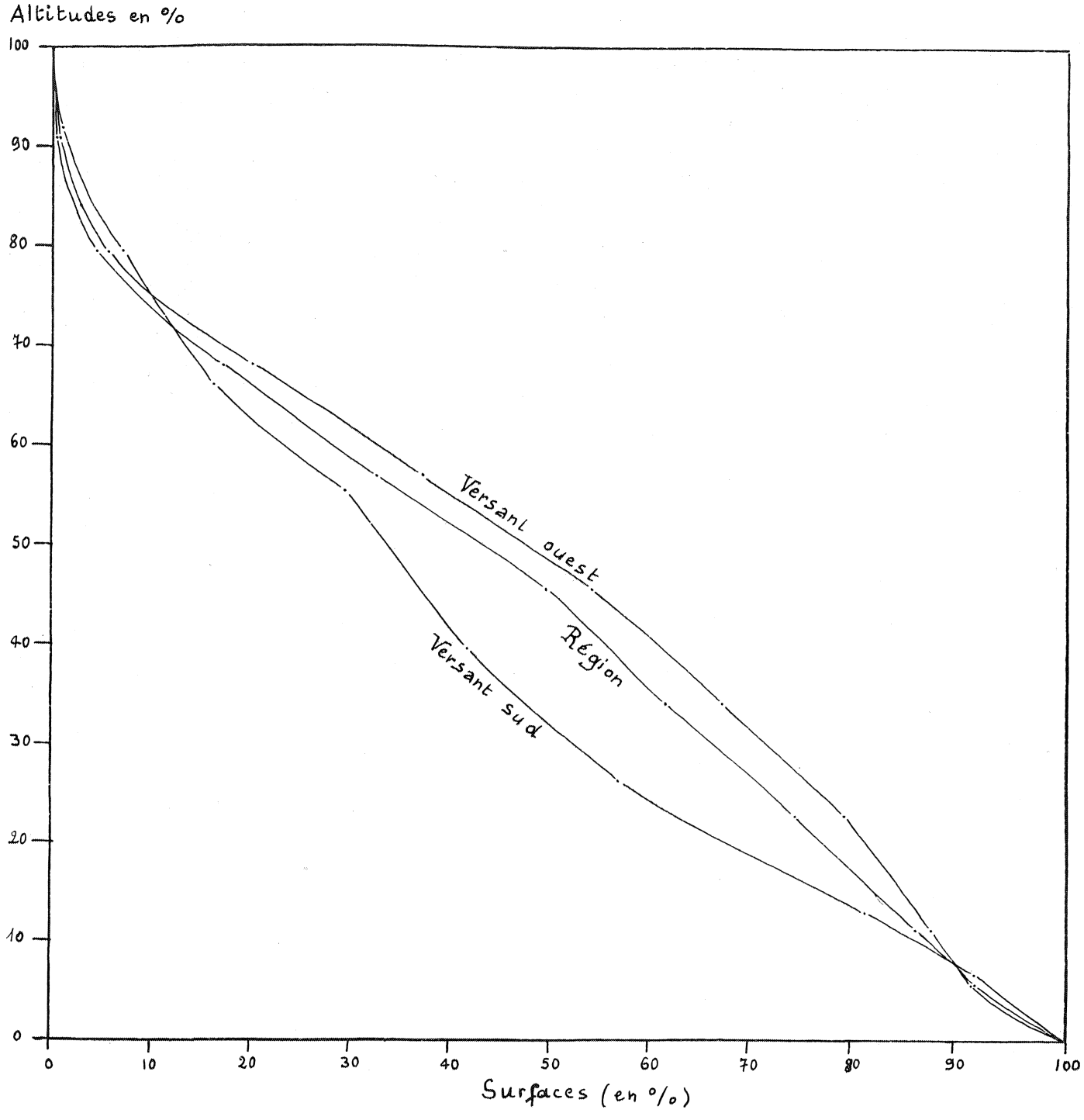


Fig. 38

situées au-dessus de 50 m; la convexité des environs de 40 m correspond au relief de faille allant de Talmond à Avrillé; la concavité inférieure n'est que très légère et répond à la plate-forme de 20-30 m. De 10 à 0 m, une légère convexité rend compte de l'existence de falaises littorales; mais cette influence est fortement atténuée par l'existence de zones affaissées de grande étendue.

B) BASSINS DU VERSANT OUEST

1. Bassin de la Vie (dépliant VII et fig. 39)

Il comporte une concavité supérieure marquée, une longue et faible convexité centrale et une courte et faible concavité inférieure. Mais la convexité centrale n'est pas parfaitement régulière; elle zigzague légèrement et comprend trois convexités et deux concavités secondaires. D'après la concavité supérieure, on voit que les surfaces situées entre 88 m et 70 m occupent une superficie peu importante; de 70 à 40 m, on observe le développement progressif des surfaces correspondant à des altitudes décroissantes. C'est à 40 m que s'opère le renversement de la progression; au-dessous, la diminution proportionnelle des surfaces s'accélère rapidement jusqu'à 5 m. La concavité inférieure traduit le développement anormal des surfaces situées entre 5 et 0 m.

A quels facteurs est-il possible d'attribuer les irrégularités de la courbe et en particulier les convexités de 60, de 40 et de 20 m ?

Les légers excédents de volume rocheux vers ces altitudes correspondent à une répartition un peu plus étendue des roches dures telles que les granites (massif d'Aizenay) et les gneiss (Apremont), La concavité inférieure reflète l'affaissement tectonique de la partie aval du bassin, occupée actuellement par des marais.

Dans ce bassin comme dans les précédents, le cours sinueux de la courbe révèle sans ambiguité les particularités lithologiques et tectoniques.

2. Bassin du Jaunay (dépliant VIII et fig. 39)

La courbe comprend une concavité supérieure bien nette et une longue convexité médiane. La partie supérieure est en pente raide (60°), mais ne correspond qu'à 6,5 % du volume rocheux; puis les surfaces situées entre 65 et 50 m ont une extension grandissante: elles correspondent à la région située sur des terrains particulièrement résistants (granite, microgranite et phtanite). Plus bas, les superficies sont d'autant moins développées que l'altitude est plus faible : ceci concerne la région constituée de roches moins résistantes que les précédentes : microgranites écrasés, schistes et micaschistes (de 50 à 10 m); de 10 à 5 m, la surface est occupée par des dunes et par des marais.

La courbe du Jaunay n'a pas de convexité marquée, correspondant à la ligne de rivage. Des affaissements sont-ils à invoquer ici encore ? Si des falaises rocheuses sont bien développées de Brétignolles au Grand-Rocher et de Saint-Gilles à Sion, en revanche la côte est plate et sableuse entre le Grand-Rocher et Saint-Gilles (mis à part l'ilôt du petit Rocher). Au petit Rocher même, un affleurement de calcaire, probablement crétacé, en contact anormal avec les micaschistes, prouve l'existence d'une petite dépression entre ce dernier lieu et Saint-Gilles. On peut donc admettre que cette partie de la bande côtière, surtout occupée par des marais, correspond à une zone affaissée.

La courbe traduit ainsi deux faits essentiels : la forte résistance à l'érosion des roches dures de la partie supérieure du bassin et la présence d'une zone effondrée à la partie inférieure.

Courges hypsographiques des bassins du versant ouest

(en °/₀ (2 b)

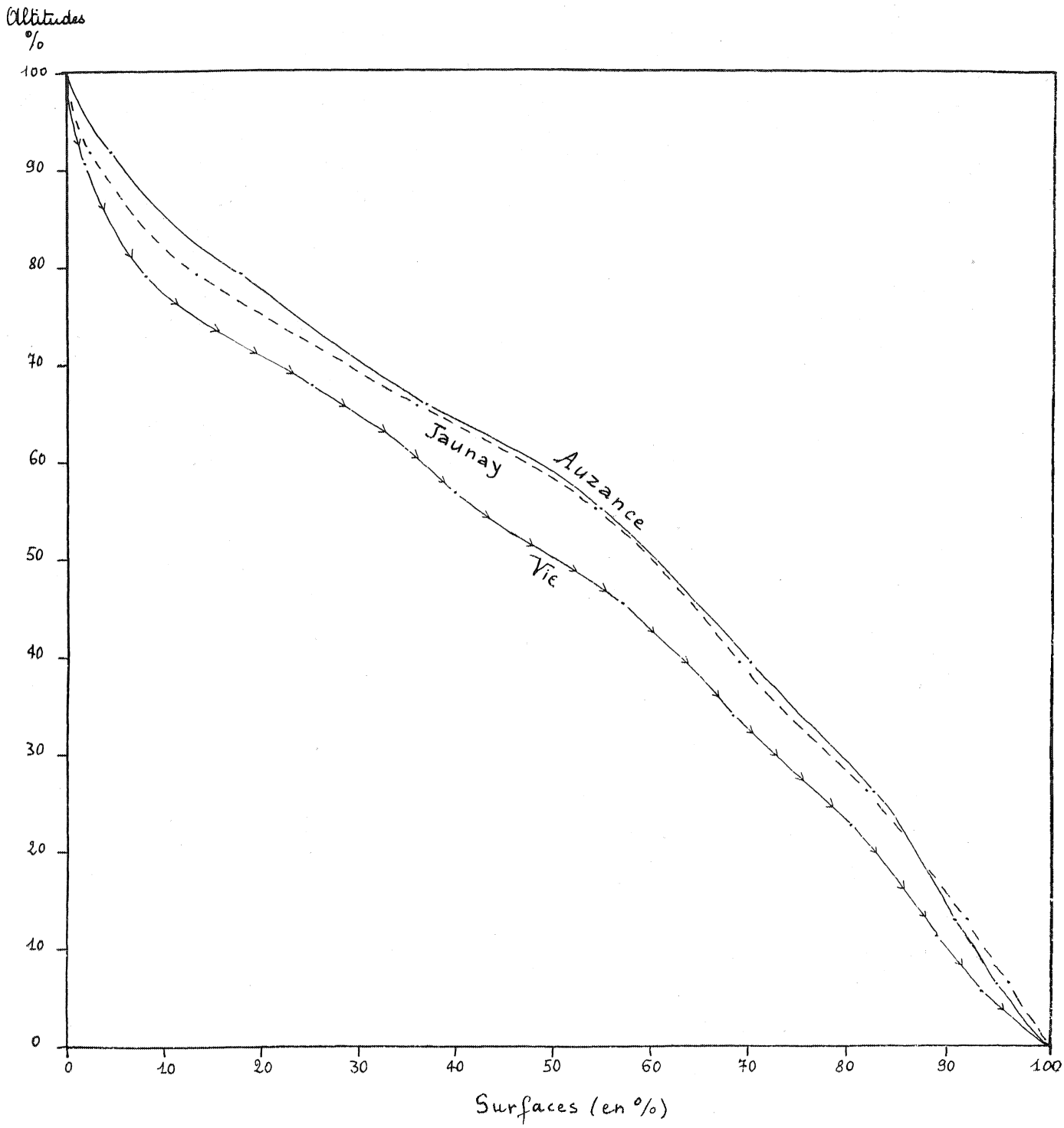


Fig. 39

3. Bassin de l'Auzance (dépliant IX et fig. 39)

La répartition de son volume rocheux est tout à fait voisine de celle du bassin du Jaunay; elle se traduit par une concavité supérieure et une convexité inférieure. On constate une progression régulière de l'extension des surfaces de 76 à 50 m; cependant, la masse rocheuse située au-dessus de 50 m est légèrement supérieure dans le cas de l'Auzance (36,75 % au lieu de 35,73 %); la cause paraît être d'ordre lithologique : la partie haute du bassin de l'Auzance est en effet plus largement occupée par le granite; d'autre part, les microgranites sont beaucoup plus étendus dans ce bassin (massifs de Vairé et de Saint-Julien).

Entre 50 et 15 m d'altitude, les volumes rocheux se répartissent exactement de la même façon dans les bassins de l'Auzance et du Jaunay. L'inversion de la progression des pourcentages se fait également à 50 m.

Il existe une concavité légère, à la partie tout à fait inférieure du bassin de l'Auzance; elle correspond à une diminution rapide des surfaces situées entre 10 et 5 m et à une vaste étendue entre 5 et 0 m; ce fait s'explique par l'existence du fossé tectonique de Champclou (où se trouve conservé un important placage d'Hettangien). A cet effondrement répond le vaste marais de la Gâchère et la côte très basse du Brethomé à la Chaume. Là comme ailleurs, les influences lithologiques et tectoniques se marquent nettement dans la courbe hypsographique.

4. La courbe hypsographique d'ensemble des bassins du versant ouest (fig. 38)

Elle a une forte concavité supérieure et une forte convexité inférieure; une petite concavité inférieure termine la courbe. Le secteur amont est en pente très forte, ce qui montre le faible pourcentage des surfaces les plus élevées; plus bas, la courbe exprime l'augmentation presque régulière des superficies, au fur et à mesure que l'altitude diminue, et ceci pour *50 % environ de la surface totale*. Au-dessous de 45 m, les surfaces diminuent en même temps que l'altitude, sauf entre 10 et 0 m, où le terrain est proportionnellement plus étendu qu'entre 45 et 10 m. Dans une telle courbe d'ensemble, les traits individuels de chaque bassin s'effacent plus ou moins. Mais *les traits typiques du versant ressortent nettement :*

1° Haute surface résiduelle, peu étendue.

2° Régularité de la perte de substance du versant sur 75 % de sa superficie.

3° Répartition d'une grande partie de la surface aux environs de l'altitude moyenne.

4° Existence d'un talus entre 20 et 10 m.

5° Existence d'une région très basse (10 à 0 m) relativement étendue, en bordure du littoral.

C) COURBE HYPSOGRAPHIQUE GÉNÉRALE DE LA RÉGION (fig. 38)

Mise à part la concavité tout à fait supérieure, elle est remarquable par son allure presque rectiligne. A l'amont des bassins subsiste une haute surface résiduelle, de peu d'étendue; au-dessous, le volume rocheux

diminue de façon remarquablement régulière; on discerne un point de symétrie, vers 40 m, en amont duquel les surfaces diminuent progressivement à mesure que l'altitude augmente, tandis qu'en aval, la diminution des altitudes est corrélative à celle des surfaces.

En arrière de la ligne de rivage, s'étend une bande littorale relativement étendue et d'altitude basse (10 à 0 m).

III. — COMPARAISON DES DIFFÉRENTS TYPES DE COURBES HYPSOGRAPHIQUES

A) COMPARAISON DES COURBES DES BASSINS SEULS (type 1b) ET DES BASSINS AUXQUELS SONT RATTACHÉS LES TRIANGLES D'AVAL (type 2b), PARTAGÉS SELON LA LIGNE DE FAITE ENTRE LES DEUX BASSINS ADJACENTS

1. Versant sud

a) Dans le type 2b, toutes les courbes sont abaissées, ce qui est normal, puisque l'addition des triangles d'aval augmente le pourcentage des superficies situées à basse altitude.

b) L'augmentation des superficies concerne principalement les surfaces situées de 30 à 20 m (bassins de Caillola et de Saint-Jean), et de 20 à 10 m (bassins du Payré, de Jard, de Tanchette, des Sables, de la Mine).

c) Les triangles d'aval, dont l'hydrographie échappe aux bassins de drainage actuels, sont situés entre 0 et 30 m d'altitude, avec une prépondérance très forte des étendues comprises entre 20 et 10 m, ce qui dénote la présence d'une surface étendue vers ce niveau. Le fait ressort du tableau suivant :

Altitudes des surfaces	Superficie des bassins seuls	Superficie totale
m	km²	km²
76-70	2,86	2,86
70-60	20,51	20,51
60-50	28,17	28,17
50-40	41,21	41,21
40-30	35,61	35,61
30-20	43,52	48,23
20-10	**44,21**	**74,75**
10-5	22,85	32,80
5-0	23,80	24,70
	262,74	308,84

Une hypothèse séduisante consisterait à voir, dans cette surface de 10 à 20 m anormalement étendue, une surface d'érosion particulièrement bien développée, par exemple une plate-forme monastirienne. Or, l'étude du terrain montre que cette surface est occupée en grande partie par des dunes littorales, reposant sur du calcaire jurassique (entre les bassins du Jard et du Payré) ou sur de l'Hettangien (triangle à l'ouest du Payré) ; entre les bassins de la Mine, du Caillola, de Saint-Jean et de Tanchette, la surface de 10-20 m recouvre principalement des dunes, reposant sur des micaschistes ou des gneiss, sur lesquels subsistent localement de petits témoins d'Hettangien (la Pironnière, Saint-Jean-d'Orbestiers, Saint-Martin ou de Charmouthien (Villeneuve) (Cf. fig. 3, p. 82). Ainsi, la surface très développée de 10 à 20 m correspond à une étendue lithologiquement disparate (socle cristallin, couverture liasique et dunes littorales récentes) *et ne correspond pas à une surface d'érosion* (7).

Une remarque s'impose maintenant; puisque le socle cristallophyllien des triangles d'aval supporte encore des lambeaux de la couverture liasique qui a enseveli tout le versant sud avec son réseau hydrographique préhettangien, *ces triangles sont aussi, localement, les triangles d'aval des bassins préliasiques*, au moment où la ligne de rivage hettangienne coïncidait sensiblement avec la côte actuelle : ceci permet de constater, une fois de plus, la remarquable ancienneté de certains éléments du relief.

2. Versant ouest

Les courbes des grands bassins sont très peu modifiées par l'adjonction des triangles d'aval; pour celui de la Vie, il y a une légère augmentation des surfaces situées entre 20 et 0 m, pour l'Auzance entre 40 et 0 m, pour le Jaunay entre 30 et 0 m. Pour l'ensemble du versant, *l'augmentation des superficies* correspondant aux courbes 2 par rapport aux courbes 1 *n'est que de 3 %, au lieu de 17 % pour le versant sud.*

B) COMPARAISON DES COURBES DES VERSANTS OUEST ET SUD (fig. 38)

La courbe du versant ouest a une forme beaucoup plus régulière et sans brisure, tandis que celle du versant sud est bimodale (en raison de la présence d'un relief de faille). La concavité inférieure de celle du versant ouest traduit l'existence des marais littoraux du Jaunay et de l'Auzance, tandis que la convexité inférieure de celle du versant sud relève la présence de falaises.

Sur le versant ouest, les bassins sont beaucoup plus étendus, les vallées principales sont beaucoup plus longues et plus larges et la super-

(7) On voit par cet exemple les dangers de la méthode statistique, appliquée à la recherche des surfaces d'érosion, sans que soit faite corrélativement l'étude du terrain.

ficie relative des triangles d'aval est plus faible; ce dernier fait tient sans doute, pour une part, aux affaissements qui marquent la ligne de rivage actuelle; mais il correspond aussi à un amenuisement des interfluves, entre ces bassins plus usés et plus profondément creusés.

L'inégalité du développement des bassins sur les deux versants laisse supposer que ceux du versant sud sont des bassins basculés vers la mer : seule reste émergée actuellement leur partie amont, ce qui explique la plus petite taille des bassins et leur creusement moins avancé. Dans ces conditions, la courbe du versant sud devrait se placer au-dessus de celle du versant ouest; *c'est l'étendue relativement vaste des zones affaissées, qui la reporte anormalement au-dessous.*

C) VALEUR COMPARÉE DES INTÉGRALES DES DIFFÉRENTS BASSINS (8)

Strahler a proposé de classer les bassins en trois groupes, correspondant à un stade de déséquilibre, un stade d'équilibre et un stade à monadnocks. Dans les exemples qu'il donne, l'intégrale du premier type atteint 79,5 %, celle du deuxième 43 % et celle du troisième 17,6 %. Mais ces courbes typiques correspondent à un substratum homogène et non déformé. Or, en plus de l'usure des bassins, la courbe enregistre, on l'a vu, les anomalies dues aux facteurs lithologiques et tectoniques. Il n'est pas étonnant qu'en Vendée littorale, les différents bassins, classés par intégrales décroissantes, s'ordonnent d'une façon apparemment bizarre :

La Mine	: 71 %	Tanchet	: 45,5 %
Le Caillola	: 59,7 —	Payré	: 44,6 —
Saint-Jean	: 54 —	Marais Girard	: 43,4 —
Jaunay	: 52,7 —	Région	: 42 —
Auzance	: 48,9 —	Jard	: 42 —
Brétignolles	: 47,7 —	Versant sud	: 37,5 —
Vie	: 47,2 —	Les Sables	: 34,4 —
Versant ouest	: 45,6 —		

D'après ce tableau, les fortes intégrales caractérisent les bassins de petite taille, comportant une falaise le long de la côte; ils seraient au stade de déséquilibre (la Mine : 71 %); les intégrales moyennes correspondent aux grands bassins, non affaissés ou peu affaissés; ils seraient au stade d'équilibre. (Vie : 47,2 %); *les basses intégrales sont le signe, en Vendée, de bassins partiellement effondrés* (les Sables : 34,4 %). On voit

(8) Cette valeur exprime le rapport entre la surface située au-dessous de la courbe hypsographique, et la surface totale du carré dans lequel elle est inscrite.

qu'il peut y avoir ambiguïté entre eux et les bassins comportant des monadnocks.

Il serait d'un grand intérêt d'interpréter la perte de substance, traduite par la diminution relative des intégrales (influences tectoniques mises à part), en fonction de facteurs variés, tels que :

— surface du bassin;
— densité de drainage;
— altitude initiale;
— durée de l'érosion;
— résistance des roches.

Mais la condition nécessaire à l'établissement de ces relations réside avant tout dans l'existence d'un matériau homogène et dans l'absence de déformations. Comme plusieurs des bassins présentent des anomalies, il est hasardeux de chercher à dégager ces corrélations.

D) SITUATION DU POINT D'INFLEXION

Un fait intéressant ressort de la situation du point d'inflexion sur la courbe hypsographique. Dans tous les bassins où n'existent ni variations lithologiques, ni phénomènes tectoniques susceptibles d'influencer la forme de la courbe, celle-ci débute, dans l'angle NW, par un secteur très incliné, amorçant la concavité supérieure; puis la pente diminue, à mesure que les surfaces augmentent; ensuite, un nouvel accroissement de pente se produit, déterminant sur la courbe une convexité. Toutes les courbes comportent une partie gauche concave et une partie droite convexe; mais ces deux secteurs ne sont pas répartis de la même manière. Si l'on observe le point culminant de la convexité, on voit *qu'il se déplace généralement de gauche à droite, pour les bassins de plus en plus petits*, c'est-à-dire de l'amont vers l'aval.

Bassins classés par ordre de superficie décroissante	Situation des points d'inflexion (en % de l'abeisse)
Vic	33,5 %
Auzance	49
Jaunay	52,5
Payré	(43)
Jard	(62)
Les Sables	(61,5)
Tanchette	(90)
Le Caillola	89
Saint-Jean	86
Brétignolles	87
Marais-Girard	(68,5)
La Mine	(71)

(On a placé entre parenthèses les valeurs concernant les bassins comportant des anomalies.)

On voit que *le rapport entre la situation du point d'inflexion* et la superficie du bassin évolue à peu près régulièrement. Ce fait paraît correspondre avec l'action plus ou moins vigoureuse de l'érosion régressive, dans les différents bassins.

E) REMARQUES SUR LA FORME DES FAISCEAUX DE COURBES (Fig. 37 et 39).

Les courbes des douze bassins étudiés forment deux faisceaux d'aspect assez différent : faisceau assez étroit pour le versant ouest, beaucoup plus dilaté pour le versant sud. La forme des faisceaux est-elle susceptible de recevoir une explication ?

On est frappé de l'analogie qu'ils présentent avec les courbes d'hystérésis exprimant, par exemple, les variations des champs magnétiques (courbes de rémanence). Comme les courbes d'hystérésis, les courbes hypsographiques extrêmes sont des « courbes-enveloppes », des « courbes-limites », entre lesquelles se placent toutes celles que l'on obtient dans une région donnée. (Pour le bassin sud, ce sont celles de la Mine et des Sables.)

IV. — VALEURS NUMÉRIQUES, TIRÉES DE L'ANALYSE HYPSOMÉTRIQUE

a) *Les volumes rocheux* de chaque bassin figurent sur le tableau ci-dessous. (Ils ont été calculés d'après la superficie comprise entre la courbe hypsographique et les axes de coordonnées.)

b) *Les altitudes moyennes* du versant ouest sont plus élevées que celles du versant sud (40,6 m à 41,5 m, contre 37,1 m à 13,8 m). Sur ce dernier, ces faibles valeurs peuvent s'expliquer par la proximité plus grande de la ligne de rivage et l'existence de blocs effondrés en marches d'escalier, parallèlement à la côte.

c) *Les indices de massivité.* Sur le versant ouest, ils sont plus forts pour l'Auzance et le Jaunay que pour la Vie; une répartition plus importante de roches dures dans les deux premiers bassins peut être la cause de ce fait.

Les petits bassins du versant sud, installés sur socle cristallophyllien et non affaissés, ont un fort indice, ce qui est normal, puisqu'ils appartiennent à la partie amont, peu encaissée, d'un réseau hydrographique dont la partie aval est actuellement submergée. L'indice de massivité comporte une certaine corrélation avec la superficie des bassins; mais les influences lithologiques et les anomalies tectoniques perturbent de nombreux résultats.

Dans une étude récente sur les montagnes de Syrie, E. de Vaumas (1955) donne les coefficients de massivité pour l'Amanus (35 à 42 %), le Djebel Ansarieh (37 à 38 %), le Kurd Dagh, le Zaouiyé (43 à 56 %). On voit que des indices analogues peuvent caractériser des régions totalement différentes : des montagnes atteignant 1 500 à 2 000 m d'altitude et une région littorale très peu accidentée, ne dépassant pas 90 m.

Surfaces étudiées	Volumes rocheux (km^3)	Superficies (km^2)	Altitudes moyennes (m)	Indices de massivité	Indices d'érosion
Région littorale....	52	1405,38	37	42 %	
Versant ouest.....	44	1097,44	40,1	45 %	
Versant sud.....	8,6	308	27,9	36 %	
Vie.....	20,6	496	41,5	47 %	38,3 %
Auzance.....	13	320	40,6	53 %	37,4 %
Jaunay.....	9,6	232,8	41,2	54 %	31,13 %
Payré.....	5,3	155,4	34,2	45 %	18,73 %
Jard.....	1,19	39,3	30,2	42 %	12,3 %
Les Sables.....	0,444	32	13,8	37 %	
Tanchet.....	0,423	11,75	36	58 %	
Le Caillola.....	0,384	10,6	36,2	65 %	
Saint-Jean.....	0,36	9,7	37,1	60 %	
Brétignolles.....	0,092	4,48	20,5	56 %	
Marais Girard.....	0,079	4,8	16,4	43 %	
La Mine.....	0,069	3,16	21,5	69 %	

d) L'indice d'érosion. L'analyse hypsométrique rend possible la connaissance d'une autre valeur numérique fondamentale : l'évaluation approximative de l'érosion qui s'est exercée dans chaque bassin à partir de la plaine d'érosion post-hercynienne, en ce qui concerne le socle ancien.

Le façonnement d'une surface plane post-hercynienne dans la région étudiée est maintenant démontré (Deuxième partie, chap. I) ; elle est antérieure au dépôt du Lias, tout au moins sur le versant méridional. L'érosion qui l'a entamée, en y creusant un réseau de vallées, a laissé subsister des interfluves qui s'insèrent dans un plan idéal, parfaitement tangent aux lignes de faîte; ce plan doit être encore très proche de cette surface d'érosion — vraiment primordiale — pour les raisons précédemment indiquées.

Il semble donc tout à fait légitime d'essayer d'évaluer le volume de terrain manquant entre le plan tangent aux sommets interfluves et la surface actuelle : j'appellerai *indice d'érosion d'un bassin le rapport du volume enlevé au volume initial.* Par convention, la base du solide initial sera formée par un plan passant par le 0 du N G F.

Il est évident que ce rapport ne peut être évalué que dans le cas exceptionnel où le volume initial est connu, ce qui est particulièrement facile lorsque la surface de départ de l'érosion est une étendue plane, dont on connaît l'altitude et la pente initiales. Rappelons la définition du solide de référence de la fonction hypsométrique : c'est un volume limité sur les côtés par le périmètre du bassin, à la base par une surface hori-

zontale passant par le niveau de base, et au sommet par une surface horizontale passant par le point le plus élevé du bassin. Si aucune érosion ne s'était exercée aux dépens de ce volume rocheux, l'intégrale hypsométrique corespondrait à 100 % du volume initial; dans le cas contraire, il est possible et légitime d'évaluer l'importance des dépressions, ciselées dans la surface d'érosion initiale, partout où l'existence de celle-ci est certaine.

1. Méthode d'évaluation de l'indice d'érosion, dans les bassins hydrographiques

La surface plane en question est actuellement représentée par les lambeaux de plateaux interfluves où sont situées les lignes de partage des eaux entre les bassins. La pente des interfluves, en direction EW, est régulière, entre les altitudes de 80 et de 60 m environ. A 60 m, elle s'accélère et on peut considérer que la bordure littorale est beaucoup plus érodée que l'ensemble du bassin; elle est également plus ou moins affaissée.

On a voulu comparer, pour chacun des trois grands bassins du versant ouest, le volume rocheux actuel et le volume rocheux initial probable, situé entre la surface d'érosion ancienne et un plan horizontal passant par le niveau de base actuel.

Il fallait tenir compte du fait que la surface initiale présentait certainement une pente faible vers l'W (puisque les bassins hydrographiques se sont, à l'W, organisés dans ce sens) (9); cette pente est actuellement de 0,1 % et il n'y a aucune raison de penser qu'elle diffère sensiblement de la pente initiale.

Pour le bassin de la Vie, par exemple, le calcul de l'indice d'érosion a été conduit comme suit (fig. 40) :

Diagramme utilisé pour le calcul de l'indice d'érosion

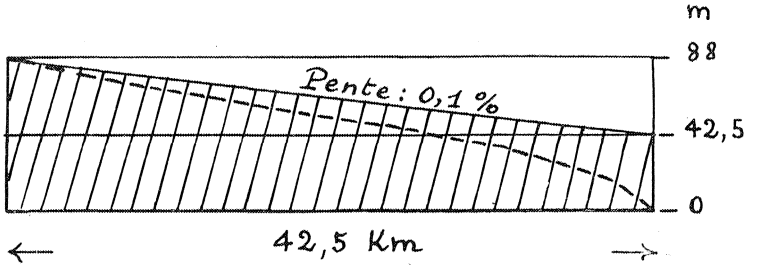


Fig. 40

---- Surface actuelle
////// Volume initial

Échelle des longueurs : 1/500.000e
Échelle des hauteurs : 1/4.000e

(9) La formation des versants nord et sud du Bas-Bocage est due à une déformation postérieure à la surface post-hercynienne et antérieure à la transgression liasique (Cf. p. 70, dépliant II, p. 46, et dépliant IV, p. 50).

— longueur du bassin : 42,5 km;

— pente initiale du bassin : 0,1 %;

— altitude maximum du bassin : 88 m;

— superficie du bassin : 496 km^2;

— altitude moyenne : 41,5 m;

— volume rocheux : 20,6 km^3;

— volume d'un solide de 88 m de hauteur et de même superficie que le bassin : 44 km^3;

— volume d'une solide de 42,5 m de hauteur et de même superficie : 21,25 km^3;

(42,5 m : dénivellation entre l'altitude maximum et l'altitude du plan incliné originel, à l'embouchure, pour une pente de 0,1 % et une longueur de bassin de 42,5 km);

— moitié du volume : 10,625 km^3 (biseau situé au-dessus de la surface d'aplanissement).

— volume initial du bassin : 44-10,625 = 33,375 km^3.

— volume enlevé : 33,375 — 20,6 = 12,775 km^3.

$$\textit{Indice d'érosion} : \frac{12{,}775}{33{,}375} = 0{,}383 = \mathbf{38{,}3\ \%}.$$

— épaisseur d'une tranche de terrain, de même volume que le volume enlevé et répartie sur l'ensemble du bassin : 12,775 : 496 = **25,5 m.**

On a procédé de la même manière pour les bassins du versant ouest : Auzance et Jaunay, tout entiers incrustés dans le socle cristallophyllien, comme celui de la Vie.

Sur le versant sud, les plus petits bassins sont bien installés exclusivement sur le socle, eux aussi, mais leur tête ne parvient qu'entre 62 et 30 m d'altitude, c'est-à-dire qu'ils sont situés sur la bordure littorale, plus érodée que l'intérieur, et que les restes de la surface initiale sont insuffisants pour déterminer avec exactitude le plan de référence supérieur. On n'a donc pu calculer cet indice.

Les plus grands bassins (Payré, Jard) sont à moitié installés sur le Lias et le Jurassique; il n'est évidemment pas question de comparer l'érosion qui affecte le massif ancien et celle qui s'est exercée sur des terrains beaucoup plus récents. Mais la partie amont de ces deux bassins, située entièrement sur le massif ancien, est particulièrement favorable, au contraire, à l'évaluation de l'indice d'érosion en terrain cristallin, car ces hauts bassins sont exhumés depuis peu de leur couverture liasique; sur le massif d'Avrillé, nombreux en sont les témoins, plaqués contre la surface post-

hercynienne, entre 75 et 50 m d'altitude; dans ce cas, il est parfaitement légitime et particulièrement intéressant d'évaluer *l'importance de l'érosion qui a eu lieu, dans ce secteur, entre la plate-forme post-hercynienne et la surface actuelle.*

Pour ce faire, on a étudié isolément la répartition du volume montagneux dans la partie de ces deux bassins située au N d'un plan vertical s'appuyant contre l'extrémité sud des courbes de niveau de 50 m. (En contre-bas, la région est déformée par la faille d'Avrillé et le socle ancien disparaît en partie sous le Lias.)

Cette partie amont de chaque bassin a été traitée selon le même principe que précédemment.

Le tableau suivant donne les calculs effectués et les valeurs de l'indice d'érosion pour les cinq bassins étudiés.

CALCULS DE L'INDICE D'ÉROSION

Bassins hydrographiques	Altitude max. du bassin (m)	Pente initiale (%)	Altitudes moyennes du bassin (m)	Surface du bassin (km^2)	Volume initial du bassin au-dessus du 0 du NGF (km^3)	Volume actuel (km^3)	Volume enlevé (km^3)	**Indice d'érosion**	Epaisseur d'une tranche de même volume que le volume enlevé (m)	Longueur du bassin (km)
Vie	88	0,1 %	41,5	496	33,375	20,6	12,775	**38,3 %**	**25,5**	42,5
Auzance	76	0,1 %	40,6	346	20,783	13	7,783	**37,4**	**22,4**	31
Jaunay	76	0,1 %	41,2	234	13,982	9,6	4,382	**31,13**	**18,7**	32,5
Payré (partie cristalline au-dessus de 50 m)	76		51,2	72	4,536	3,686	0,850	**18,73**	**11,8**	
Jard (partie cristalline au-dessus de 50 m)	72		53,47	12,48	0,76128	0,66730	0,0939	**12,3**	**7,5**	

2. Critiques possibles à la notion d'indice d'érosion

Avant de rechercher quelle peut être la signification des indices d'érosion obtenus pour ces cinq bassins hydrographiques, examinons les critiques que peut appeler cette notion et son utilisation éventuelle.

a) *Détermination du volume rocheux initial. Existence d'une surface initiale connue.*

L'indice d'érosion exprime le rapport entre le volume érodé et le volume initial d'un bassin hydrographique. Le choix de la surface de base du volume initial (ici le 0 du NGF) est arbitraire; mais il est légitime, à condition d'employer la même base de référence pour tous les bassins. La détermination du volume érodé est possible, grâce à l'analyse hypsométrique, pourvu que l'on connaisse le volume initial; cela semble impossible dans la plupart des cas, sauf dans le cas particulier où le relief s'est formé

à partir d'une surface plane. Nous avons vu qu'en Vendée littorale, la surface d'érosion post-hercynienne inaugure un système morphologique entièrement nouveau. La forme, l'orientation et le parallélisme des bassins hydrographiques actuels, incrustés dans cette surface, ainsi que la tangentialité des interfluves à un vaste plan commun, ne peuvent se comprendre que dans l'hypothèse d'une surface de départ pratiquement plane et en pente douce vers l'ouest (Cf. p. 55).

La surface de référence prise comme base de nos calculs, d'après les données topographiques actuelles, coïncide-t-elle bien avec la plaine d'érosion ancienne ? La question a déjà été discutée p. 67-70.

Quoique les interfluves actuels s'inscrivent parfaitement dans un plan tangent commun, on peut néanmoins supposer que ces lambeaux de haute surface n'ont pas l'ancienneté présumée. Ils auraient pu acquérir leur planitude ou s'abaisser parallèlement à eux-mêmes, lors de périodes de rabotage postérieures à l'élaboration de la plate-forme initiale.

Rappelons que les plateaux interfluves, situés dans un même plan, tranchent des granites et des formations cristallophylliennes qui se sont constitués à une profondeur assez grande. La haute surface résulte de processus d'érosion de grande envergure et suppose l'ablation de milliers de mètres de roches : il n'est pas question d'attribuer une telle ampleur à l'abrasion réalisée par les mers secondaires et tertiaires; celles-ci, en recouvrant la plate-forme, n'y ont apporté que des retouches minimes; témoin en est le relief préliasique conservé sur le versant sud, et le relief précénomanien conservé sur le versant ouest (Cf. p. 67 à 70). En s'abaissant parallèlement à eux-mêmes, les lambeaux de la haute surface sont restés dans un même plan; quelques mètres de terrain en moins ne modifient pas l'ordre de grandeur des résultats obtenus.

b) *Valeur de la pente de la surface d'érosion initiale.*

Pour la détermination du volume initial de chaque bassin, on a utilisé la valeur de la pente *actuelle* des lignes de faîte séparant les bassins (0,1 % pour le versant ouest) ; est-ce bien la pente originelle ? Cette faible valeur a peut-être été plus faible encore à l'origine, la région ayant tendance à s'affaisser lentement vers l'ouest. La valeur réelle de l'érosion serait alors légèrement supérieure à la valeur calculée. De toute manière, pente originelle et pente actuelle sont très voisines l'une de l'autre.

c) *Déformations ultérieures.*

Dans les calculs de l'indice d'érosion, on a fait abstraction des déformations possibles de la plate-forme. Or, la région littorale n'est pas exempte de déformations tectoniques; nombreux sont les petits blocs basculés et les dénivellations en marches d'escalier; l'analyse des courbes hypsographiques les a amplement soulignées. Ces phénomènes ont pour effet d'exagérer la valeur apparente de l'érosion; il en sera tenu compte dans l'interprétation des résultats. Mais les déformations atteignent surtout la frange côtière; les hauts bassins paraissent échapper aux affaissements, sauf celui de la Vie qui forme un bloc légèrement basculé; cependant, s'il est affaissé à l'ouest, il est relevé à l'est, si bien que, dans l'ensemble les valeurs attribuées à l'érosion de ce bassin ne semblent pas être sensiblement affectées par ce mouvement, dû au rejeu de la faille de Maché.

d) *Valeur totale de l'érosion subie par la région à partir de la surface post-hercynienne.*

L'essai d'évaluation du volume rocheux enlevé au socle ancien à partir de la plaine d'érosion initiale fait abstraction de toutes les couvertures sédimentaires qui ont pu s'étendre sur le massif ancien et disparaître ensuite, si bien que la valeur totale réelle de l'érosion réalisée est certainement plus élevée que celle qui a été calculée. Mais les témoins de formations de couverture sont rares et leur reconstitution ne peut être qu'approximative.

Là où il existe encore, sur le versant sud, le Lias atteint une puissance maximale

d'une dizaine de mètres et le Jurassique une vingtaine; sur le versant ouest, le Cénomanien a rempli presque complètement les vallées antérieures et l'on peut évaluer à 35 m au plus l'épaisseur probable de cette couverture, mais elle s'était déposée surtout dans les vallées et seulement jusque vers 80 m d'altitude, sans atteindre les plateaux les plus élevés. La transgression éocène n'a recouvert la région que sur une partie de sa lisière occidentale (région de Challans) et ses dépôts sont négligeables. La mer helvétienne, par contre, a recouvert une grande partie du terrain (10); mais ses dépôts sont situés dans les gouttières fluviales et ils ont certainement été loin d'occuper le même volume que les sables cénomaniens; leur épaisseur maximale actuelle est de quelques mètres. Les sédiments redoniens sont restés cantonnés dans le fond des vallées ennoyées, qui formaient alors des bras de mer autour des interfluves; caractérisés par des faciès à huîtres, ils n'ont pas rempli les vallées jusqu'à une grande hauteur et leur volume a dû être peu de chose au total. Les dépôts quaternaires, ayant été arrachés principalement au socle rocheux (à l'exception du Cénomanien remanié), n'ont pas à être utilisés dans l'évaluation du volume des couvertures sédimentaires disparues.

D'après ce qui précède, il semble légitime d'admettre que l'érosion s'exerçant depuis le début du Secondaire a fait disparaître un volume de terrains secondaires et tertiaires équivalent à une tranche uniforme de 60 m d'épaisseur environ; mais tous ne reposaient pas sur la plate-forme. Cette couverture était d'ailleurs formée de terrains peu résistants : sables, calcaires et argiles.

Ainsi, la valeur des indices d'érosion ne paraît pas pouvoir être sérieusement discutée et nous allons essayer de les interpréter.

3. Interprétation des indices d'érosion

Deux faits ressortent nettement du tableau de la page 334 :

a. L'indice d'érosion est bien plus faible pour les bassins du versant sud que pour ceux du versant ouest (38 à 31 %, contre 18 à 12 %).

La faible valeur de l'indice sur le versant sud est peut-être due à ce que les hauts bassins du Payré et du ruisseau de Jard sont tout juste dégagés de leur couverture liasique : nombreux sont les placages de Lias qui y subsistent encore. A l'W, par contre, la couverture liasique était complètement enlevée avant la transgression cénomanienne, puisque les dépôts de cette dernière recouvrent directement le massif ancien.

On serait tenté d'expliquer l'inégalité de valeur entre les indices des deux versants par *la durée de l'érosion*, plus importante sur le versant ouest par suite d'une exhumation plus précoce. Mais il faut remarquer que *ces indices ne concernent pas une partie équivalente des vallées*, dans tous les cas étudiés : celles-ci sont beaucoup plus longues sur le versant ouest; *celles du versant sud correspondent seulement à la partie supérieure des anciens bassins*, dont la partie inférieure est fossilisée sous les terrains

(10) Au-dessous de l'altitude de 75 m environ.

liasiques et jurassiques. Des mesures comparatives ont été effectuées sur quatre vallées, dont l'une est encore partiellement fossilisée par le Lias (le Troussepoil) et les autres par le Cénomanien (la Vie, le Jaunay et l'Auzance) (Cf. p. 85 et 168). Les bassins du Troussepoil et de l'Auzance ont un interfluve commun. Ces différentes mesures ont été faites pour des longueurs de cours correspondantes, sur un parcours de 6,5 km à partir de la source. Les quatre grandeurs étudiées (11) ont montré la similitude de la dissection, que les vallées aient conservé des témoins liasiques ou des témoins cénomaniens : *ainsi s'explique la différence constatée entre les indices d'érosion : celui du Payré ne concerne que le haut bassin de cette rivière, tandis que ceux de la Vie, de l'Auzance et du Jaunay s'appliquent aux bassins tout entiers.*

b. L'indice d'érosion n'est pas rigoureusement proportionnel à la superficie du bassin.

A ce sujet, des facteurs secondaires de variation interviennent certainement aussi, puisque les bassins de la Vie et de l'Auzance ont des indices d'érosion très voisins, alors que leurs superficies ne sont pas égales (487 et 321 km^2). Pour le Jaunay, la disproportion est plus sensible encore : sans doute faut-il faire, dans ce cas, une large part au rôle de l'érosion différentielle, et surtout aux affaissements plus ou moins prononcés de la bordure côtière, susceptible d'affecter sensiblement la valeur apparente du volume enlevé.

4. Conclusion. — Au total, entre la formation de la plaine d'érosion post-hercynienne et l'époque actuelle, l'érosion aurait fait disparaître, sur la partie occidentale du Bas-Bocage, à l'W du méridien de La Roche-sur-Yon, un volume de terrain correspondant à une tranche de 25 à 50 m d'épaisseur pour le socle ancien et de 60 à 100 m pour les couvertures sédimentaires diverses probables.

Bien entendu, ces valeurs ne représentent qu'un ordre de grandeur; cependant, elles ne doivent pas être très éloignées de la réalité.

Encore une fois se trouve soulignée **la faiblesse de l'érosion secondaire et tertiaire, comparée à l'ampleur de l'ablation post-hercynienne.**

V. — ÉTUDE DE LA RÉPARTITION DES SUPERFICIES EN FONCTION DES ALTITUDES, DANS CHAQUE BASSIN

Sur les histogrammes de la figure 41, les superficies sont portées en

(11) Ces grandeurs sont : 1. la dénivellation totale, de la source aux points repères; 2. la pente moyenne du talweg; 3. l'encaissement du talweg, entre les interfluves; 4. la largeur maximum des vallées, entre le sommet des interfluves et le talweg.

Histogrammes montrant la répartition des superficies en fonction des altitudes, dans chaque bassin

En abscisses, sont figurées les altitudes (en m); en ordonnées, les superficies (en °/°)

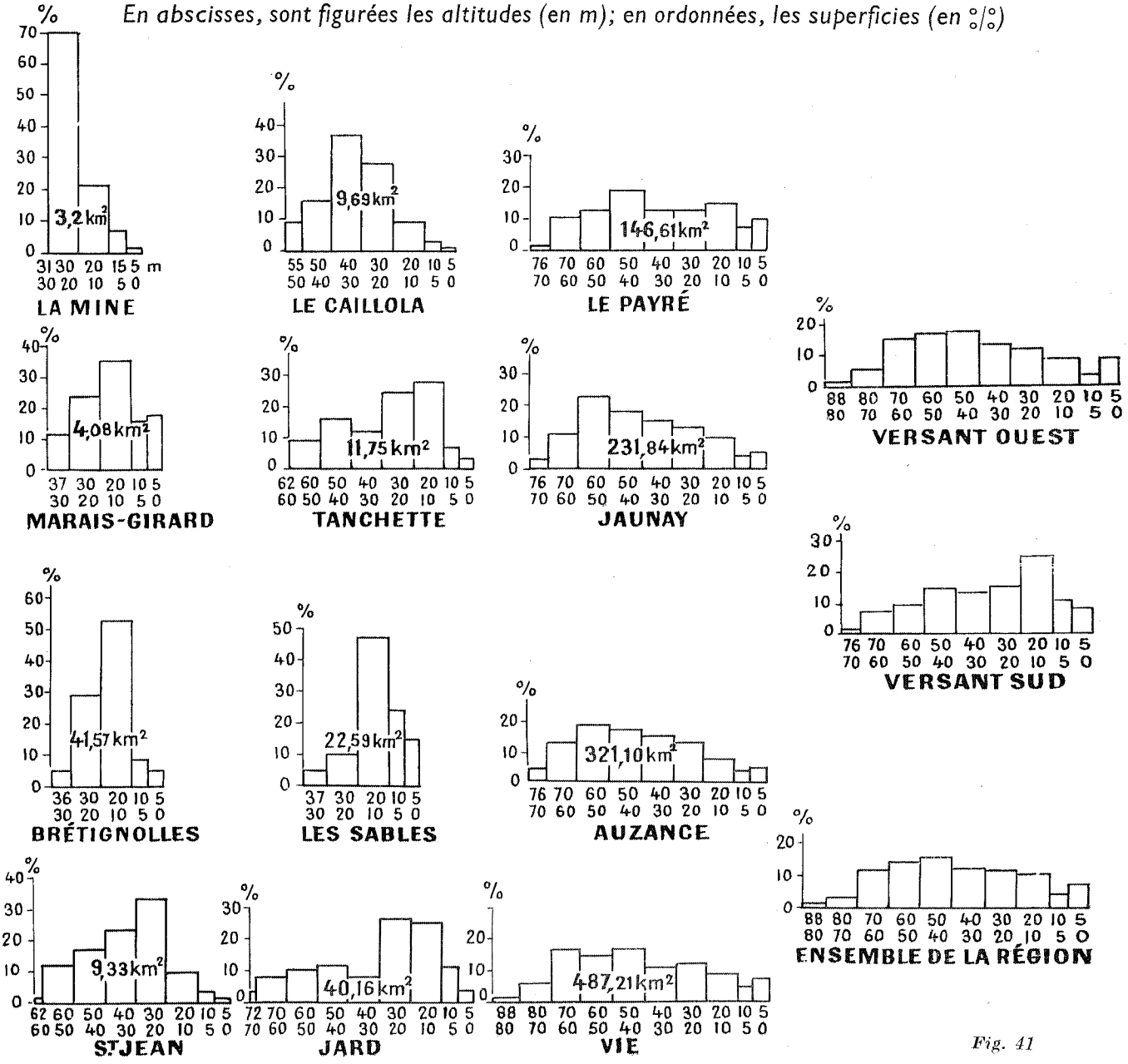


Fig. 41

ordonnées et les altitudes en abscisses (12). On a voulu étudier la répartition des surfaces en fonction de l'altitude, selon la grandeur du bassin. Tous y figurent, aussi bien ceux de petite taille (qui représentent, en fait, des bassins d'affluents mineurs) que les plus importants, qui drainent une superficie de plusieurs centaines de km^2. Parmi les douze bassins de la région, plusieurs présentent des anomalies, tenant soit à la diversité lithologique du substratum (Jard, Payré), soit à des déformations (Les Sables), soit aux deux (Payré). L'étude envisagée ne pourra donc s'appuyer que sur certains bassins, relativement *homogènes* et *non déformés*.

Dans le plus petit, celui de la Mine, on voit que la superficie maximum est concentrée à l'amont, vers les plus fortes altitudes; dans celui du Caillola, un peu plus étendu, la superficie maximum tend à se rapprocher des altitudes moyennes, ainsi que dans les grands bassins du Jaunay et de l'Auzance. Dans le plus grand, celui de la Vie, l'étalement est très accentué : la superficie maximum correspond aux altitudes moyennes et il y a une répartition presque égale du reste de la surface à l'amont et à l'aval.

Sur le versant ouest, les courbes hypsographiques des grands bassins (fig. 39) sont très voisines de droites et proches de la diagonale du carré; on pourrait penser à une répartition aléatoire; mais, si l'on trace les courbes cumulatives semi-logarithmiques correspondantes, on voit qu'elles sont très légèrement paraboliques.

La répartition la plus symétrique des superficies, de part et d'autre de l'altitude médiane, est obtenue sur l'histogramme de l'ensemble de la région, ce qui est bien normal; ce dernier n'a cependant pas une forme « en cloche » régulière, à cause de la grande étendue des surfaces affaissées, dans la partie aval de presque tous les bassins.

VI. — SITUATION DE LA MÉDIANE DES SUPERFICIES, PAR RAPPORT A L'ALTITUDE MAXIMUM DES BASSINS

On a tracé, sur une échelle de probabilité, les courbes représentant les pourcentages des superficies (en abscisses) et les pourcentages de l'altitude maximum (en ordonnées) en utilisant les données hypsométriques; on peut constater les faits suivants :

1. Dans les bassins non déformés, la médiane se trouve entre 50 et 72 % de l'altitude maximum.

2. La situation de cette médiane ne dépend pas uniquement de la superficie du bassin; de nombreux autres facteurs entrent en jeu. Cepen-

(12) Altitudes en valeurs absolues (en m), surfaces en %.

dant, dans le plus petit (La Mine), la médiane est reportée loin vers l'amont (72,7 % de l'altitude maximum), tandis que *dans le plus grand (Vie), elle coïncide exactement avec l'altitude moyenne.*

3. Elle ne dépend pas de l'altitude maximum du bassin.

4. Dans les bassins récemment exhumés de leur couverture liasique, la médiane est toute proche de l'altitude moyenne, comme dans les bassins précénomaniens (Payré : 49 % et versant ouest : 48 %), ce qui confirme l'analogie déjà constatée (Cf. p. 85 et 168-170).

5. Dans les bassins affaissés à l'aval, la valeur obtenue est nécessairement inférieure à la normale (versant sud, bassin de Jard).

En conclusion, dans les bassins hydrographiques, la répartition des superficies en fonction de l'altitude s'opère selon un mode parabolique; la médiane des superficies se déplace d'amont en aval, si l'on considère des bassins de plus en plus grands, dans une région de substratum homogène et non déformés.

Dans les bassins peu déformés, elle ne dépasse guère 50 % de l'altitude maximum. Le bassin où cette valeur est atteinte, la Vie, est caractérisé par son homogénéité lithologique relative et par ses grandes dimensions. On peut se demander, si à la longue, dans les régions littorales et de faible altitude, les processus d'érosion en climat humide n'aboutissent pas à établir *une symétrie de la répartition du volume rocheux, de part et d'autre de l'altitude médiane,* ce qui correspondrait à une certaine forme d'équilibre du profil longitudinal de la vallée.

VII. — CONCLUSIONS. FÉCONDITÉ DE L'ANALYSE HYPSOMÉTRIQUE

Les données quantitatives que l'on peut tirer du planimétrage sont nombreuses; il permet de connaître le volume rocheux de chaque bassin, l'altitude moyenne, l'indice de massivité, la répartition des superficies en fonction de l'altitude.

L'intérêt de ces données est évident, si l'on veut parvenir à une description du relief vraiment précise.

Les données de l'analyse hypsométrique sont susceptibles d'applications pratiques. La mesure des volumes rocheux permet une évaluation particulièrement importante : celle de l'ampleur probable de l'érosion réalisée dans une région donnée. Nous avons proposé le terme *d'indice d'érosion* pour le rapport du volume enlevé au volume initial. Dans les cas étudiés, il mesure la résultante des actions d'érosion exercées aux dépens du massif cristallin — en dehors de toute couverture — depuis la pénéplanation post-hercynienne jusqu'à l'époque actuelle. Pour rendre plus

concrète cette valeur, il est aisé de se représenter le volume enlevé, sous la forme d'une tranche de terrain, également répartie sur toute la région. Même si les indices d'érosion n'ont qu'une valeur approchée (car il est évidemment difficile de connaître avec une rigoureuse précision le volume initial et le volume enlevé), les valeurs obtenues sont suffisamment correctes pour permettre des comparaisons extrêmement fructueuses, par exemple : *l'ampleur relative de l'érosion préliasique et de l'érosion précénomanienne,* dans la région littorale vendéenne, ou encore *l'ampleur relative de l'érosion dans les parties amont et aval des bassins.*

De plus, dans les cas où la région ne présente pas de déformations tectoniques, la courbe hypsométrique en révèle les caractères morphologiques et l'état d'évolution plus ou moins avancé. Elle signale, en particulier, la présence de reliefs résiduels à l'amont, l'existence d'une plaine de niveau de base étendue, de falaises, etc.

Et surtout, *la courbe signale et souligne les anomalies.* Ainsi, la dualité lithologique du substratum se traduit par une courbe dédoublée; les phénomènes tectoniques ressortent fortement : les reliefs de failles donnent des convexités et les zones affaissées abaissent la courbe de façon anormale, par rapport aux régions non déformées, ce qui semble un moyen sûr de déceler les déformations, dans les régions où la tectonique n'intervient que localement.

On a remarqué depuis longtemps que des bassins très différents pouvaient avoir des courbes analogues, ce qui n'est pas étonnant, puisqu'elles expriment la résultante d'un très grand nombre de facteurs, dont certains (en particulier, la tectonique) peuvent compenser ou effacer tous les autres. La similarité des rapports entre la répartition des masses rocheuses, dans des bassins très différents les uns des autres par l'altitude ou la superficie, est un fait très intéressant en lui-même : il suppose, entre les différentes parties des bassins, l'établissement d'un équilibre régi par des lois qui ne sont pas encore connues. Seule, l'analyse hypsométrique peut permettre d'aborder ce problème.

Grâce à l'emploi de paramètres non dimensionnels (altitudes et superficies exprimées en %), les courbes hypsographiques sont particulièrement commodes pour comparer la répartition des volumes rocheux dans des régions quelconques; elles permettraient, par exemple, une étude comparative fine et précise des modalités de l'érosion dans un bassin entier, dans ses principales vallées et dans des portions de plus en plus restreintes du réseau hydrographique. De cette analyse, se dégageraient vraisemblablement quelques lois générales de l'évolution du relief.

Il semble que la répartition des superficies en fonction de l'altitude tende vers une forme gaussienne, lorsque les bassins sont de taille suffi-

samment grande (au moins 500 km²) et qu'ils ont eu une longue évolution; en Vendée, le façonnement du socle rocheux de ces vastes gouttières s'est probablement effectué en climat tropical, essentiellement au Trias, puis à la fin du Jurassique et durant la première moitié du Crétacé.

Dans une région dont le substratum est relativement homogène, par exemple lorsqu'il est constitué par des roches éruptives et cristallophylliennes, *la similitude des courbes des bassins contigus* est vraiment remarquable (fig. 39), même lorsque la dimension de ces bassins est très différente; ceci est bien la preuve que *les courbes sont caractéristiques d'un type d'évolution,* dans une région donnée.

Il en résulte une importante conséquence pour l'histoire du creusement des vallées en Vendée littorale : lorsque les courbes hypsographiques (établies en %) sont très semblables pour des bassins versants voisins, on peut présumer que leur évolution s'est faite dans des conditions analogues et si l'une d'entre elles comporte encore des dépôts-témoins qui révèlent sa date de formation (et de fossilisation), *les vallées contiguës* (qui ont les mêmes caractéristiques numériques) *ont fort probablement eu une histoire semblable, même si aucun dépôt résiduel n'est plus là pour l'attester.*

Dans l'interprétation des courbes, notre but a été de montrer les corrélations qui existent entre celles-ci et les formes du terrain; si le terrain est susceptible d'aider cette interprétation, *la réciproque est vraie* et de nombreux faits, qu'aucune carte ne saurait révéler, peuvent être dégagés de leur étude attentive. L'analyse hypsométrique peut donc rendre de grands services, dans la description précise des formes du relief, dans l'étude de la genèse et dans la recherche des lois de leur évolution.

CHAPITRE III

ÉLÉMENTS D'UNE ANALYSE MORPHOMÉTRIQUE DES VALLÉES

I. — INTRODUCTION

Quelques travaux ont déjà été consacrés à l'étude quantitative des bassins de drainage, en particulier ceux de Grivelius, Horton (1) Pinchemel (2). Les données numériques fournies par ces auteurs concernent des régions très différentes : montagnes, plaines, régions de collines, régions glaciaires. Il a semblé intéressant d'étendre ce genre d'investigations aux douze bassins de la Vendée littorale; en plus de leur intérêt local, ces données pourront servir de termes de comparaison à des études ultérieures.

Toutes les mesures effectuées concernent *les vallées et non les cours d'eau;* en effet, ceux-ci serpentent dans les plaines alluviales en formant d'innombrables méandres dont il est presque impossible de connaître le développement exact. Les longueurs ont donc été mesurées *dans l'axe de la forme topographique : la vallée.*

On n'a pas fait de distinction entre les vallées ordinairement sèches et les vallées le plus souvent drainées, car toutes fonctionnent lors des grosses averses, et les rivières les plus persistantes sont partiellement à sec durant 2 ou 3 mois chaque été.

C'est dans leur contexte géographique que toutes les mesures effectuées prennent leur signification. Rappelons que la région est située entre 1° 20′ et 2° de longitude W, et entre 46° 20′ de latitude N. L'altitude maxima est de 86 m; la pente moyenne est de 0,2 % sur le versant ouest, de 0,4 % sur le versant sud. Le substratum est essentiellement constitué par des terrains cristallophylliens (surtout des micaschistes), du granite et du

(1) HORTON (1945).
(2) PINCHEMEL (1950 *a* et *b*, 1954, 1957).

microgranite. La surface occupée par le Lias et le Jurassique est trop peu étendue pour fausser les résultats d'ensemble ou pour servir de terme de comparaison.

Les bassins étudiés sont relativement petits, puisque la plus longue des vallées, celle de la Vie, n'a que 60 km; la plus courte (celle du ruisseau de la Mine) a 2,5 km (3).

II. — LA LONGUEUR DES VALLÉES

Les résultats des mesures concernant la longueur des vallées sont donnés dans le tableau ci-dessous. On a calculé tous les indices proposés par P. Pinchemel.

La valeur la plus significative nous paraît être la *longueur moyenne* des vallées, qui est de : **1,01 km** dans cette région. Elle est sans doute susceptible de fournir une bonne base de comparaison, pour d'autres études.

Dans ces bassins de forme rectangulaire, *l'indice de développement* (4) est nécessairement faible; il ne dépasse pas 1,53 (ruisseau des Sables). Le plus souvent, il est voisin de 1. Pour plusieurs bassins, il est même de 1 (ruisseaux de la Mine, de Saint-Jean, de Brétignolles, du Caillola, Payré).

Bassins	Longueur totale des vallées du bassin (Lt)	Longueur du drain principal (Dp)	Longueur des affluents (La)	Rapport d'affluents (Ra) (La/Dp)	Nombre total des vallées (N)	Longueur moyenne des vallées (Lm) (Lt/N)	Indice de développement (Id)
	(km)	(km)	(km)			(km)	
Vie	751,5	60	691,5	11,51	716	1,04	1,50
Auzance	718	37	681	18,67	654	1,09	1,23
Jaunay	444	45	399	8,86	513	0,86	1,4
Payré	302,5	20	282,5	14,1	316	0,95	1,05
Jard	95,5	17,5	78	4,45	99	0,95	1,25
Les Sables	37,25	10	27,25	2,7	31	1,2	1,53
Tanchette	25	9	16	1,77	25	1	1,3
Caillola	24	6,5	17,5	2,61	32	0,75	1,08
Saint-Jean	18	7	11	1,54	21	0,85	1
Brétignolles	9,6	4,5	5,1	1,13	8	1,2	1,07
M. Girard	9,2	5	4,2	0,84	8	1,21	1,22
La Mine	7,25	2,5	4,75	19	8	0,96	1
						Moy. **1,01**	

(3) Toutes les mesures ont été faites sur la minute à 1/40 000e de la carte d'Etat-Major.
(4) Id. : rapport de la longueur de la rivière principale à la distance, mesurée en ligne droite, de sa source à son embouchure.

Le rapport d'affluents (5) est très variable, il va de 0,84 (ruisseau du Marais-Girard) à 18,67 (Auzance); il croît proportionnellement à la taille du bassin.

III. — LA DENSITÉ DES TALWEGS (6)

D'après le tableau ci-dessous, on voit que cet indice a une valeur généralement plus forte dans les petits bassins que dans les grands. Il est compris entre 1,54 (Vie) et 2,48 (ruisseau du Caillola). L'indice moyen de densité des talwegs est une donnée importante; elle est ici de **2,11** km par km².

Les nombres donnés par Ph. Pinchemel sont intéressants à comparer à celui qui caractérise la Vendée littorale. *Sur la craie blanche* de la Somme, la Selle a un indice de 0,74. *Sur les marnes et les calcaires jurassiques* du Bas-Boulonnais, la Liane a un indice de 1,54. *Sur terrain cristallin,* dans le Limousin, la Rosselle a un indice de 2,61. L'indice de la Vendée se place très normalement au-dessous de celui de la Rosselle, qui draine une région plus élevée et plus humide, et au-dessus de ceux des rivières du NW de la France, coulant sur des terrains perméables.

Bassins	Longueur totale des vallées (Lt) (km)	Surface du bassin (Sb) (km²)	Densité des talwegs (Dt) (Lt/Sb) (km²)	Nombre total des vallées (N)	Surface moyenne drainée par talweg (Sb/N) (km)
Vie	751,5	487,21	1,54	716	0,68
Auzance	718	321,10	2,23	654	0,49
Jaunay	444	231,84	1,92	513	0,45
Payré	302,5	146,61	2,06	316	0,46
R. de Jard	95,5	40,16	2,37	99	0,4
R. des Sables	37,25	22,59	1,67	31	0,71
R. de Tanchette	25	11,75	2,27	25	0,44
R. du Caillola	24	9,69	2,48	32	0,3
R. de Saint-Jean	18	9,33	2	21	0,44
R. de Brétignolles	9,6	4,57	2,09	8	0,57
R. du Marais-Girard	9,7	4,08	2,42	8	0,5
R. de la Mine	7,25	3,2	2,26	8	0,4
			Moy. **2,11**		

(5) Ra : quotient de la longueur totale des affluents par celle du drain principal.
(6) Dt : rapport de la longueur totale des vallées et vallons à la surface du bassin.
Nous rappelons que toutes les mesures de longueur ont été faites dans l'axe des vallées, et non le long du talweg, à cause des nombreux méandres que font les rivières actuelles.

IV. — LES ORDRES DE RIVIÈRES

Les études les plus détaillées sur cette question sont celles de Horton, de Pinchemel et de Strahler. Nous avons effectué l'étude complète des douze réseaux côtiers vendéens, en modifiant légèrement le mode de comptage adopté par Horton.

Celui qui tient compte au maximum de la réalité des faits naturels nous a semblé celui-ci :

Sont d'ordre 1, les tronçons de rivières, entre leur source et la première rivière rencontrée. *Sont d'ordre 2,* les tronçons formés par la rencontre des cours d'eau d'ordre 1. (S'ils reçoivent d'autres affluents d'ordre 1, ils restent d'ordre 2.) *Sont d'ordre 3,* les tronçons formés par la rencontre des cours d'eau d'ordre 2. (S'ils reçoivent d'autres affluents d'ordre 1 ou 2, ils restent d'ordre 3.) Etc.

Ce système évite toute ambiguïté dans la détermination des différents ordres et il enlève ce qu'a de choquant, dans le système de Horton, le fait que, dès sa source, le cours d'eau principal est déjà d'un ordre élevé. Il n'est plus nécessaire non plus de décider arbitrairement lequel des deux ruisseaux est le principal, en amont du premier confluent.

Toutes les vallées, même sèches, des 12 bassins de la Vendée littorale ont été numérotées d'après ces principes. A partir de ce travail, on a cherché à vérifier les *lois de Horton* (1945). (Cf. fig. 32 à 35 et dépliants VII, VIII, IX.)

1. *Loi du nombre des rivières.* « Le nombre des cours d'eau de chacun des ordres dans un bassin donné tend vers une série géométrique inverse, dont le premier terme est l'unité et dont la raison est le rapport de confluence. » (7).

Sur le tableau (p. 347), le nombre des cours d'eau des divers ordres suit effectivement une progression géométrique inverse, dont le premier terme est l'unité et dont la raison réelle est très voisine de la moyenne des rapports de confluence, ou même égale à cette valeur, comme c'est le cas pour la Vie, l'Auzance, le Payré, les ruisseaux de Tanchette et du Caillola. Les résultats obtenus pour ces bassins sont donc conformes à l'énoncé de Horton pour les bassins de superficie supérieure à 4 km^2.

Un fait important se dégage de ces calculs : la raison de la progression géométrique qui détermine le nombre des cours d'eau de premier ordre est comprise entre 4 et 5,1 pour tous les bassins (8), quelle que soit leur superficie, qui va de 487 km^2 (Vie) et 10 km^2 (ruisseau de Saint-Jean). *Cette valeur est aussi régulière que la densité des talwegs* (Cf. p. 345)

(7) *Rapport de confluence :* rapport du nombre des cours d'eau d'un ordre donné, à celui des cours d'eau d'ordre immédiatement supérieur. D'après Horton, il est habituellement constant, pour tous les ordres, dans un bassin donné.

(8) Excepté le bassin du ruisseau des Sables, défiguré par la tectonique.

DONNÉES NUMÉRIQUES, CONCERNANT LA LOI DU NOMBRE DES RIVIÈRES

Bassins		Nombre des vallées	Rapports de confluence	Raison de la progression géométrique
Vie	1er ordre....	579	5,4	
	2e —	107	4,6	
	3e —	23	3,8	
	4e —	6	6	$\sqrt[5]{579} = 4{,}9$
	5e —	1	Moy. : 4,9	
Auzance	1er ordre.....	525	5	
	2e —	104	5,2	
	3e —	20	5	
	4e —	4	4	$\sqrt[5]{525} = 4{,}8$
	5e —	1	Moy. : 4,8	
Jaunay	1er ordre.....	429	6,1	
	2e —	70	7	
	3e —	10	3,3	
	4e —	3	1	$\sqrt[5]{429} = 4{,}55$
	5e —	1	Moy. : 4,8	
Payré	1er ordre.....	252	5,1	
	2e —	49	4,4	
	3e —	11	3,7	
	4e —	3	3	$\sqrt[5]{252} = 4$
	5e —	1	Moy. : 4	
Ruisseau de Jard	1er ordre.....	79	5	
	2e —	16	5,3	
	3e —	3	3	$\sqrt[4]{79} = 4{,}2$
	4e —	1	Moy. : 4,4	

Bassins		Nombre de rivières	Rapports de confluence	Raison de la progression géométrique
Ruisseau des Sables	1er ordre.....	22	3,6	
	2e —	6	3	
	3e —	2	2	
	4e —	1	Moy. : 2,9	$\sqrt[4]{22} = 2{,}8$
Ruisseau de Tanchette	1er ordre.....	20	5	
	2e —	4	4	
	3e —	1	Moy. : 4,5	$\sqrt[3]{20} = 4{,}5$
Ruisseau du Caillola	1er ordre.....	26	5,2	
	2e —	5	5	
	3e —	1	Moy. : 5,1	$\sqrt[3]{26} = 5{,}1$
Ruisseau de St-Jean	1er ordre.....	17	5,7	
	2e —	3	3	
	3e —	1	Moy. : 4,3	$\sqrt[3]{17} = 4{,}1$
Ruisseau de Bréti-gnolles	1er ordre.....	5	2,5	
	2e —	2	2	
	3e —	1	Moy. : 2,25	$\sqrt[3]{5} = 2{,}5$
Ruisseau du Marais Girard	1er ordre.....	7	7	
	2e —	1		
Ruisseau de la Minc	1er ordre.....	7	7	
	2e —	1		

DONNÉES NUMÉRIQUES, CONCERNANT LA LOI DES LONGUEURS DE COURS.

Bassins	Longueur des vallées (km)	Nombre des vallées	Longueur moyenne des vallées (km)	Rapport des longueurs moyennes	Rapport de longueur de cours = moyenne des rapports (rl)	Longueur moyenne calculée (km)
Vie.						
1er ordre.....	493	579	0,83			0,83
2e —	110	107	1,02	1,22		2,68
3e —	57	23	2,42	2,42	3,24	8,71
4e —	45	6	7,5	3,02		22,22
5e —	47,5	1	47,5	6,33		91,43
Auzance.						
1er ordre.....	440	525	0,83			0,83
2e —	117	104	1,13	1,35		1,91
3e —	96	20	5	4,42	2,31	4,41
4e —	54	4	13,5	2,7		10,18
5e —	11	1	11	0,79		23,51
Jaunay.						
1er ordre.....	283	429	0,66			0,66
2e —	75	70	1,07	1,62		1,90
3e —	37	10	3,7	3,45	2,88	5,47
4e —	19	3	6,33	1,71		15,75
5e —	30	1	30	4,75		45,36
Payré.						
1er ordre.....	190	252	0,70			0,70
2e —	55	49	1,1	1,57		1,35
3e —	27	11	2,7	2,45	1,93	2,60
4e —	24	3	8	2,90		5,01
5e —	6,5	1	6,5	0,80		9,65
Ruisseau de Jard.						
1er ordre.....	57	79	0,75			0,75
2e —	19	16	1,2	1,66	2,28	1,71
3e —	12	3	4	3,33		3,90
4e —	7,5	1	7,5	1,87		8,86
Ruisseau des Sables.						
1er ordre.....	21	22	0,95			0,95
2e —	7	6	1,16	1,22	1,62	1,53
3e —	7,5	2	3,75	3,23		2,49
4e —	1,75	1	1,75	0,41		4,03

Bassins	Longueur des vallées (km)	Nombre des vallées	Longueur moyenne des vallées (km)	Rapport des longueurs moyennes	Rapport de longueur de cours, moyenne des rapports (rl)	Longueur moyenne calculée (km)
Ruisseau de Tanchette.						
1er ordre.....	16	20	0,8			0,8
2e —	4,5	4	1,1	1,37	2,68	2,14
3e —	4,5	1	4,5	4		5,73
Ruisseau du Caillola.						
1er ordre.....	14,5	26	0,55			0,55
2e —	6	5	1,2	2,1	2,5	1,37
3e —	3,5	1	3,5	2,9		3,42
Ruisseau de Saint-Jean.						
1er ordre.....	10	17	0,58			0,58
2e —	4	3	1,33	3,29	3,14	1,82
3e —	4	1	4	3		5,71
Ruisseau de Brétignolles.						
1er ordre.....	6	5	1,2			1,20
2e —	3	2	1,5	1,25	0,82	0,98
3e —	0,6	1	0,6	0,4		0,80
Ruisseau du Marais Girard						
1er ordre.....	5,2	7	0,74			0,74
2e —	4,5	1	4,5	6	6	4,44
Ruisseau de la Mine.						
1er ordre.....	5,5	7	0,78			0,78
2e —	1,75	1	1,75	2,3	2,3	1,79

et montre à quel point le développement du réseau hydrographique est homogène dans le Bas-Bocage vendéen (9).

2. *Loi des longueurs de cours.* « La longueur moyenne des cours d'eau de chacun des différents ordres dans un bassin de drainage tend vers une série géométrique normale, dont le premier terme est la longueur moyenne des cours d'eau de premier ordre, et la raison le rapport de longueur de cours » (10) (11).

(9) Des mesures analogues, faites dans des régions de relief ou de climat différents, permettraient de mettre ces caractéristiques en rapport avec leurs facteurs génétiques.

(10) Rapport de longueur de cours : c'est la moyenne des rapports entre la longueur moyenne des cours d'eau d'un ordre donné, et celle des cours d'eau d'ordre immédiatement inférieur.

(11) Cf. les calculs effectués pour l'Esopus Creek par Horton (1945).

On peut constater sur le tableau ci-dessus que la deuxième loi de Horton n'est pas vérifiée, dans le cas de presque tous les bassins étudiés; la longueur moyenne des vallées des différents ordres croît évidemment avec ceux-ci; mais une progression géométrique régulière est loin d'être réalisée; la longueur moyenne des vallées, calculée à partir du rapport de longueur de cours, est très supérieure à la réalité, sauf pour les deux plus petits bassins (leurs surfaces sont respectivement de 4,08 et 3,2 km^2, et ces vallées n'atteignent que le deuxième ordre).

V. — CONCLUSIONS

En Vendée littorale, la *longueur moyenne des vallées* est de 1,01 km. Cette valeur est presque constante dans tous les bassins, *quelle que soit leur superficie* (le rapport de superficie entre le plus grand et le plus petit étant de 150).

La densité moyenne des talwegs est de 2,11 km par km^2 (elle varie de 1,54 à 2,48).

Pour chaque bassin, *la raison qui régit le nombre des cours d'eau de premier ordre,* dans la progression géométrique correspondante, est constante, quelle que soit la superficie du bassin, du plus grand (487 km^2) à l'un des plus petits (10 km^2); cette valeur est aussi régulière que la densité moyenne des talwegs.

Par la remarquable constance des caractéristiques numériques trouvées, l'étude morphométrique confirme donc *l'homogénéité du creusement des vallées, en Vendée littorale,* malgré des différences importantes au point de vue de la dimension des bassins et de la nature des roches. Les caractéristiques numériques sont très voisines dans le domaine de la morphologie préliasique et dans celui de la morphologie précénomanienne.

CHAPITRE IV

ÉTUDE DES PROFILS EN LONG DES PRINCIPAUX COURS D'EAU

Lorsqu'a été abordée la question de la genèse des vallées, en Vendée littorale, il a été nécessaire d'étudier quelques profils longitudinaux d'un intérêt particulier : ceux qui étaient jalonnés par des dépôts-témoins liasiques (Cf. p. 85-88, 93-98 et 103-105), ou par des sédiments cénomaniens (Cf. p. 151-155). Certains résultats sont donc déjà acquis, notamment en ce qui concerne la pente longitudinale des vallées et leur genèse.

Dans le présent chapitre, nous avons tenté une étude d'ensemble des profils en long des principaux cours d'eau de la région.

I. — MÉTHODE EMPLOYÉE

Afin de déceler les caractéristiques des profils en long des cours d'eau de la région, j'ai établi celui du drain principal de huit bassins et celui de trois affluents importants. Pour chaque cours d'eau, deux profils ont été dessinés : celui de la rivière actuelle, à méandres divagants (selon l'axe du lit mineur) et celui de la vallée (selon son axe). Cette double étude a paru indispensable, en raison de l'importance morphologique des larges vallées anciennes, dans lesquelles serpentent les maigres ruisseaux actuels.

Il n'existe pas de nivellement des rivières de Vendée (sauf pour le Lay, situé en dehors des limites de cette étude) et les profils ont été établis :

1° A partir des points cotés, situés le long du talweg sur la minute à 1/40 000 de la carte d'E.M. (feuilles : les Sables et Palluau). Ces points sont surtout nombreux pour la Vie et le Jaunay.

2° A partir des courbes de niveau de ces minutes (équidistance : 5 ou 10 m, selon les endroits).

3° Par des mesures effectuées par l'auteur, au baromètre, à partir de repères du Nivellement Général de la France.

On ne se dissimule aucune des imperfections de ces documents : les points cotés peuvent être erronés (1) ; les courbes de niveau sont approximativement placées (à 2 m

(1) Il semble cependant qu'ils le soient très rarement (Cf. p. 313).

Profils longitudinaux comparés des rivières principales et de leurs vallées

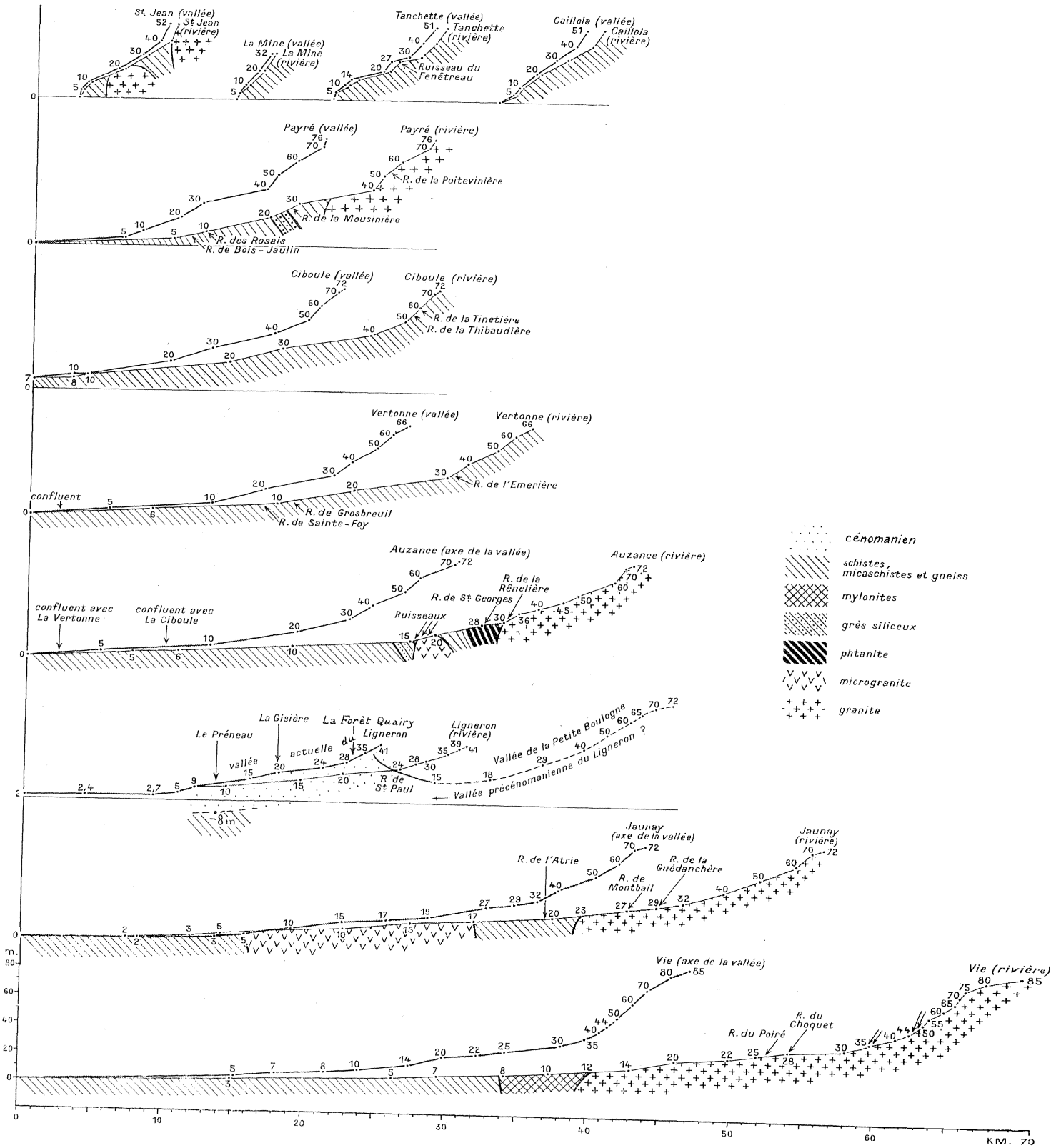


Fig. 42

près, parfois), et chacun sait quelles critiques peuvent être faites aux renseignements fournis par un baromètre... Cependant, chaque mesure a été répétée plusieurs fois et n'a été considérée comme satisfaisante que si le résultat obtenu était constant (Cf. p. 21).

Les profils établis d'après les courbes de niveau ne font pas apparaître l'emplacement exact des ruptures de pente, éléments fondamentaux des profils en long; une étude très rigoureuse aurait nécessité un nivellement de chacun des cours d'eau, mais je n'ai pu envisager d'y consacrer le temps nécessaire.

Le graphique des pentes de chaque rivière, établi d'après ces documents, permet cependant de discerner les accidents principaux; ils ont été localisés exactement par l'examen stéréoscopique des photographies aériennes. Sur les cartes, les longueurs ont été mesurées au compas qui permet, mieux que le curvimètre, de suivre tous les méandres divagants des rivières.

Enfin, on a dessiné les profils en long, réduits en %, selon la méthode de Jovanovic (1940), car cet artifice facilite les comparaisons entre les différents profils.

II. — LONGUEURS COMPARÉES DES RIVIÈRES ACTUELLES A MÉANDRES DIVAGANTS, ET DES VALLÉES A MÉANDRES ENCAISSÉS

(Fig. 42)

Les longueurs des premières sont comprises entre 60 et 2,5 km. Elles peuvent être prises pour types de rivières littorales, dans une région de sol imperméable, de faible relief (inférieur à 85 m) et située dans une zone climatique actuellement tempérée. Mais leur état actuel ne représente qu'un stade passager de leur évolution; en période de bas-niveau marin, les cours d'eau côtiers actuellement indépendants étaient des affluents des rivières plus importantes : la ligne de rivage actuelle ne laisse émergée que la partie supérieure de leur cours. De plus, l'évolution des vallées a dû se faire essentiellement en climat tropical (Cf. Deuxième partie).

Nom de la rivière	Longueur de la rivière actuelle (en km)	Longueur de la vallée à méandres encaissés (en km)
Vie	60	47,3
Jaunay	45	40,4
Auzance	37	30,2
Vertonne	35	26,5
Ligneron	31	15,9
Ciboule	28	21,5
Payré	20	20
Tanchette	9	7,2
Caillola	6,5	6,1
Saint-Jean	7	6,2
La Mine	2,5	2,3

Les larges vallées à méandres encaissés sont une des formes caractéristiques du relief de la région. De la source à l'embouchure, leur fond est tapissé d'une couche plus ou moins épaisse d'alluvions, à surface subhorizontale, ou en berceau largement évasé; c'est sur ce remblaiement que serpentent les rivières et les ruisseaux contemporains (photos 2, 3, 4, 6).

Considérés à l'échelle géologique, l'emplacement et la longueur des cours successifs apparaissent comme variables et passagers, alors que le moule dans lequel ils s'insèrent (la vallée) est ancien et stable.

Dans l'état actuel des choses, le rapport entre la longueur des rivières et des vallées est le suivant :

Vie	: 1,3	Payré	: 1,
Jaunay	: 1,1	Tanchette	: 1,2
Ligneron	: 1,9	Caillola	: 1,
Auzance	: 1,2	Saint-Jean	: 1,1
Vertonne	: 1,3	La Mine	: 1,1
Ciboule	: 1,3		

La moyenne est de 1,25.

Le rapport est d'autant plus élevé que la rivière est plus longue et que son débit est plus fort. Malgré tous les méandres, *la longueur des rivières n'excède que d'un cinquième, en moyenne, celles des auges alluviales.* La seule anomalie constatée concerne le Ligneron, dont le cours actuel n'occupe qu'une partie de l'ancienne vallée.

III. — PENTES MOYENNES DES RIVIÈRES

Les valeurs observées sont les suivantes :

Vie	0,12 %	Payré	0,27
Jaunay	0,13	ruisseau de Tanchette	0,63
Ligneron	0,13	du Caillola	0,70
Auzance	0,16	de Saint-Jean	0,76
Vertonne	0,18	de la Mine	1,20
Ciboule	0,25 %		

La pente moyenne de l'ensemble des rivières étudiées est de 0,44 %, mais sur le versant ouest, elle est de 0,17 %, tandis que sur le versant sud, elle atteint 0,71 %; il est facile d'expliquer ce contraste. La ligne de rivage actuelle ne laisse émergée que la partie supérieure des vallées du versant sud et, de plus, la bande littorale se termine généralement en falaise, ce qui entraîne la pente exceptionnellement forte des ruisseaux côtiers. Par contre, les vallées du versant ouest sont beaucoup plus longues. Ces résultats sont conformes aux caractéristiques des deux versants de la région; la pente

d'ensemble du glacis orienté E-W est de 0,1 %, alors que celle du glacis orienté N-S est de 0,2 %.

IV. — LES TROIS SECTEURS DES PROFILS EN LONG

Toutes les rivières littorales ont une pente relativement forte vers l'extrémité supérieure, puis un profil parabolique peu incliné sur l'ensemble du cours, et un secteur à pente très faible dans toute la basse vallée, qui traverse souvent une plaine de remblaiement maritime.

L'étude des profils permet de classer les rivières étudiées en deux groupes :

— *Pour les plus courtes* (fig. 42, p. 353), la pente initiale est bien plus forte que dans tout le reste du parcours : Payré (1,5 % entre 76 et 70 mm), Saint-Jean (3 % entre 52 et 40 m), Tanchette (1,38 % entre 51 et 40 m), Caillola (1,38 % entre 51 et 40 m).

— *Pour les plus longues* (fig. 44), le profil débute par un secteur à pente relativement faible : Vie (0,32 %, entre 85 et 75 m), Jaunay (0,33 %, de 72 à 70 m), Ciboule (0,67 %, de 72 à 70 m), Vertonne (0,5 %, de 66 à 60 m), Auzance (0,40 %, de 72 à 70 m), Ligneron (0,40 %, de 41 à 39 m).

Ce secteur faiblement déclive est suivi d'une rupture de pente brusque, dominant un secteur à pente accentuée; tout se passe comme si ce dernier était *l'équivalent du secteur initial* des ruisseaux les plus courts.

On pourrait expliquer le phénomène, en invoquant la faible étendue de la surface drainée par les segments d'ordre 1, sur les rivières les plus longues. Mais pourquoi cette cause n'interviendrait-elle pas, et à plus forte raison, pour les cours d'eau les plus courts ?

L'examen attentif du socle sur lequel prennent naissance les cours d'eau montre que les influences lithologiques ne semblent pas à retenir; en effet, si le Payré et le ruisseau de Saint-Jean (relativement courts), ont une pente raide en descendant de massifs granitiques, la Vie et l'Auzance (rivières longues) descendent de la même roche avec une inclinaison bien plus faible. Puisque l'inégalité des pentes initiales semble dépendre de la longueur des rivières, on peut supposer que les vagues successives de l'érosion régressives sont parvenues jusqu'à l'amont des rivières les plus courtes, en raison de la proximité relative des sources et de la ligne de rivage, alors qu'elles ne sont pas parvenues jusqu'aux sources des rivières les plus longues.

Tout à fait à l'aval, les rivières actuelles aboutissent à un marais littoral; les plus importantes y sont canalisées (Vie, Jaunay, Auzance, Payré). La « ria » comblée de bri (nom local de la vase marine), remonte assez loin dans l'intérieur des terres; sur la Vie, elle va jusqu'à Apremont, à 26 km de l'embouchure; sur le Jaunay, jusqu'à La Savarière (à 2 km à l'E de Chaize-Giraud), à 12 km de l'embouchure; sur l'Auzance, jusqu'à la Bajonnière, à 11 km de l'embouchure; sur le Payré, jusqu'à Saint-Hilaire-de-Talmond, à 9,8 km de l'embouchure. L'altitude de ces plaines d'alluvions marines est de 2 à 5 m.

V. — LES RUPTURES DE PENTE DES PROFILS EN LONG

Outre la pente moyenne et l'allure générale du profil, ce sont les ruptures de pente qui caractérisent essentiellement les profils longitudinaux. Ces brisures expriment le degré d'évolution des vallées et peuvent révéler des accidents importants. C'est grâce à elles que l'on a cherché à déceler l'existence de « cycles d'érosion », étagés le long du cours...

Leurs causes possibles, le plus souvent invoquées, sont multiples : variation de la constitution géologique du lit, dénivellation tectonique, captures, abaissement du niveau de base marin, modification des conditions climatiques et, partant, des modes d'érosion.

L'examen attentif des ruptures de pente des drains principaux, dans les différents bassins de la Vendée littorale, permettra peut-être de déceler les causes réelles de ces accidents.

1. Profil longitudinal de la Vie (fig. 42 et dépliant VII).

De la source (85 m) à 75 m, le cours supérieur de la Vie est peu encaissé dans le plateau; c'est à 75 m que se produit une rupture de pente en aval de laquelle la rivière franchit le rebord du plateau, avec la pente la plus forte de tout son parcours (1,07 %, entre 75 et 60 m). Le débit étant encore très faible dans cette partie du cours, l'accélération rapide de la pente ne semble pouvoir être due qu'à un phénomène d'érosion régressive, déclenchée à partir d'un niveau de base, local ou général, fortement inférieur au précédent.

La rupture de pente de 75 m marquerait la limite supérieure de la vague d'érosion remontante; à quels facteurs peut-on attribuer l'arrêt du creusement ? peut-être à une remontée du niveau de base ? ou à un affaiblissement du débit, lié à des conditions climatiques nouvelles ? il semble bien difficile de le préciser.

La rupture de pente de 55 m limite, à l'amont, un secteur dont la pente est relativement raide (1,25 %, entre 50 et 55 m). Aucune influence lithologique ou tectonique n'est décelable dans ce secteur. Mais on peut observer, à 45 m, l'arrivée de deux ruisseaux, confluant avec la Vie, et à 35 m, l'arrivée de deux autres; ces derniers descendent des plateaux interfluves, élevés de 70 à 80 m, qui encadrent la Vie au N et au S; la pente des deux derniers est relativement forte : 0,9 % pour l'affluent de rive droite et 1,8 % pour celui de rive gauche.

Ces quatre ruisseaux augmentent le débit de la Vie d'une manière notable et, par suite, sa puissance d'érosion. A partir de ces confluences, on voit le profil de la rivière se creuser fortement jusque vers 30 m; il semble logique de supposer qu'en provoquant la formation d'un niveau de base local, surbaissé, elles ont entraîné une vague d'érosion régressive dont la limite amont serait actuellement marquée par la rupture de pente de 55 m.

L'examen de nombreux autres faits semblables permettra de juger si cette hypothèse est valable.

La rupture de pente de 28 m se produit vers l'endroit où la Vie reçoit deux affluents : le ruisseau du Choquet (rive droite) à 28 m, et le ruisseau du Poiré (rive gauche), à 26 m. La contribution importante qu'ils apportent au débit de la Vie a nécessairement entraîné un creusement supplémentaire aux lieux de confluence, et un creusement régressif vers l'amont.

L'homogénéité du substratum, l'absence d'accidents tectoniques décelables, l'affaiblissement de la pente à 1 km environ en aval des confluences, tous ces faits conduisent à penser que la rupture de pente de 28 m, comme celle de 55 m, représentent la limite amont de vagues d'érosion régressive, résultant de l'approfondissement du lit, à l'arrivée d'un ou de plusieurs affluents importants, qui augmentent considérablement le débit de la Vie.

La rupture de pente de 20 m. Entre 20 et 14 m, la pente de la Vie s'accélère : elle atteint 0,18 % sur 3,2 km de parcours. Sur ce secteur, elle ne reçoit que de petits affluents, qui ne semblent pas capables de provoquer un creusement accru, comparable à ceux qui viennent d'être invoqués. Mais, entre 8 et 12 m, la Vie traverse une zone de gneiss mylonitisés, le long de la faille de Maché; il est fort possible que le long de cette zone de faible résistance, se soit produit un approfondissement plus rapide du lit, ce qui aurait eu pour effet de former un niveau de base local, d'où une vague d'érosion remontante aurait affouillé le profil jusqu'à 20 m; cette rupture de pente en marquerait la limite amont, imputable, cette fois, à la présence d'une zone de faiblesse d'origine tectonique.

Par ailleurs, le cours de la Vie ne semble nullement influencé par des facteurs lithologiques; de 0 à 5 m d'altitude, elle coule dans des micaschistes; de 5 à 12 m, dans les gneiss écrasés d'Apremont; de 12 m à la source, dans du granite. Or les principales ruptures de pente ont lieu à 75, 55, 28 et 20 m; aucune corrélation n'apparaît entre ces deux ordres de faits, sauf dans le dernier cas.

D'après cette brève étude, les ruptures de pente de la Vie sembleraient avoir des causes strictement locales : l'accélération de la pente serait due à *un débit accru par le jeu des confluences,* et à l'existence d'une zone de broyage. Engendrées par ces creusements locaux, ont eu lieu des vagues d'érosion remontante, dont la limite amont est justement représentée par les ruptures de pente actuelles. L'éventualité d'un creusement accru sous l'influence de l'abaissement du niveau de base marin sera discutée plus loin, pour l'ensemble des rivières.

2. Profil longitudinal du Jaunay (2) (fig. 42 et dépliant VIII)

Ruptures de pente	Altitude du talweg (en m)	Pentes en %	Terrains traversés	Affluents
	72-70	0,33		
à : 70 m	70-60	1		
	60-50	0,38		
	50-40	0,40	Granite.	
	40-32	0,28		
32 m	32-30	0,66		
	30-29	0,07		Ruisseau de la Guédanchère et de Montbail.
	29-27	0,09		
	23			Ruisseau de l'Atrie.
	27-20	0,13		
20 m	20-19	0,25	Schistes.	
	19-17	0,04		
	17-15	0,04	Microganite peu écrasé, faciès Chapelle Hermier.	
15 m	15-10	0,10	Microgranite écrasé (faciès Chaize Giraud).	
	10-5	0,07		
	4			
	5-0	0,04	Micaschistes.	

L'examen de ce tableau montre qu'il n'y a aucune corrélation entre la valeur des pentes, la situation des ruptures de pente et la nature des roches. (Les principales ruptures de pente ont lieu à 70, 32, 20 et 15 m.)

(2) Sur les cartes, le Jaunay ne porte ce nom qu'entre son embouchure et Beaulieu; en amont, le segment le plus long est appelé Idavière; je l'ai rattaché au Jaunay.

— *De 72 à 70 m,* le Jaunay coule à la surface du plateau de 70-75 m, presque sans l'entamer. Mais de 70 à 60 m, il en franchit rapidement le rebord et s'enfonce dans sa vallée.

La rupture de pente de 32 m. Jusqu'à 29 m, le Jaunay n'a pas d'affluent notable, mais en ce point, il reçoit le ruisseau de la Guédanchère, à forte pente, et à 27 m, celui de Montbail; en aval de ce dernier point surtout, le Jaunay a un cours bien plus encaissé : la confluence de 27 m a donc pour effet d'établir un niveau de base local surbaissé, à partir duquel s'est produite une forte érosion remontante, tant sur le Jaunay que sur le ruisseau de Beaulieu.

La rupture de pente de 20 m. Un peu au-dessus de 19 m, a lieu le confluent du Jaunay et du ruisseau de l'Atrie, venant du N. Le creusement, accru sous cette influence, a été encore accéléré par la facilité relative de l'érosion, dans les schistes tendres de Martinet. A côté de cette cause lithologique, on peut invoquer le même processus : la rupture de pente de 20 m marquerait la limite amont de l'érosion remontante, provoquée par un niveau de base local, creusé sur l'emplacement d'une confluence importante.

3. Profil longitudinal de l'Auzance (fig. 42 et dépliant IX).

Ruptures de pente	Altitude du talwey (en m)	Pentes en %	Terrains traversés	Affluents
	72-70	0,4	Granite.	
à : 70 m	70-60	1,1		
	60-50	0,40		
	50-45	0,41		
	45-40	0,29		
	40-36	0,31		
36 m	36-31	1		Ruisseaux de la Rênelière et de Saint-Georges.
	31-30	0,20		
	30-28	0,12	Bandes de phtanite de la Doucerie et la Lézardière. Schistes.	
	28-20	0,24		
			Microgranite (rive droite) et schistes (rive gauche).	Ruisseaux des Aigrefeuilles, de la Richard et du Plessis-Landry
20 m	20-15	0,29		
	15-10	0,06	Grès blanc (à 14 et 15 m)	
	10-5	0,04	Schistes.	
	5-0	0,06	Microgranite et schistes.	

— *De la source à 70 m,* le ruisseau est à peine encaissé dans la surface interfluve.

— De 70 à 60 m, il descend le rebord du plateau granitique avec une pente de 1,1 % (la plus forte de tout le parcours).

La rupture de pente de 36 m. Entre 31 et 28 m, l'Auzance reçoit les ruisseaux de la Rênelière et de Saint-Georges, qui descendent de l'interfluve de rive gauche avec une pente moyenne de 1,33 %. Ils augmentent considérablement le débit et la force érosive de la rivière.

La rupture de pente de 20 m. Dans le secteur de 20 à 15 m, arrivent trois affluents : les ruisseaux des Aigrefeuilles, de la Richard et du Plessis-Landry.

En conclusion, le trajet de l'Auzance est jalonné de pointements de roches dures : phtanites et microgranites, qui ont une influence *sur le tracé de détail* de ce cours d'eau, mais qui semblent sans action aucune sur *la pente de la rivière* actuelle : celle-ci semble varier essentiellement en fonction du *débit : il y a une corrélation évidente entre les ruptures de pente, les secteurs plus inclinés et l'arrivée des affluents.* Les ruptures de pente marquent la limite amont de l'érosion régressive, à partir de chacun des niveaux de base locaux.

4. Profil longitudinal du Ligneron (fig. 42 et dépliant VII)

Le socle rocheux de la vallée est constitué entièrement par des micaschistes et des gneiss de résistance à peu près uniforme; mais, dans l'axe de la dépression, le Ligneron passe sur des terrains variés : sables et cailloutis cénomaniens (de 41 à 17 m), micaschistes (de 17 à 9 m), sable cénomanien (de 9 à 7 m), marais (de 7 à 5 m) ; les influences lithologiques semblent n'avoir aucun rapport avec les ruptures de pente.

— *La rupture de pente de 39 m.* Après le secteur supérieur à très faible pente, le Ligneron descend le plateau des Vieilles-Maisons avec une déclivité relativement forte (0,58 %).

— *La rupture de pente de 28 m.* De 28 à 23 m, la pente est de 0,36 % : il y reçoit sept affluents, descendant presque en ligne droite du plateau de la Robinière (dont l'altitude moyenne est de 70 m), en particulier les ruisseaux de la Grossetière et de la Taillée; issus d'un plateau au sol imperméable, ils augmentent très fortement le débit du Ligneron; ainsi s'explique l'approfondissement du lit de la rivière, à partir des confluences et la formation d'un niveau de base local, avec sa conséquence habituelle : la vague d'érosion régressive, arrêté ici à la rupture de pente de 28 m.

— L'analyse détaillée d'un plus grand nombre de profils serait fastidieuse. Des tableaux suffiront à montrer que ceux des autres cours d'eau semblent avoir évolué sous les mêmes influences.

5. Profil longitudinal de la Ciboule (fig. 42 et dépliant IX)

Ruptures de pente	Altitude du talweg (en m.)	Pentes en %	Nature des roches	Affluents
	72-70	0,67	Granite.	
70 m	70-60	1		
60 m	60-50	1	Schistes.	Ruisseaux de la Tinetière (45 m.) des Fontenelles (40) et de la Rêmelière (38 m.)
	50-40	0,40		
	40-30	0,16		
30 m	30-20	0,27		
	20-10	0,1		
	10-8	0,2		
	8-7	0,04		

6. Profil longitudinal de la Vertonne (fig. 42 et dépliant IX)

Ruptures de pente	Altitude du talweg (en m.)	Pentes en %	Natures des roches	Affluents
	66-60	0,5	Schistes.	Ruis. de l'Emerière.
60 m	60-50	0,83		
	50-40	0,47		
40 m	40-30	0,67		Ruisseaux de Ste Foy et de Grosbreuil.
	30-20	0,15		
20 m	20-10	0,25		
	10-5	0,50		
	5-0	0,05		

7. Profil longitudinal du Payré (fig. 42 et 33)

Ruptures de pente	Altitude du talweg (en m.)	Pentes en %	Nature des roches	Affluents
	76-70	1,5	Granite.	
	70-60	0,52		
	60-50	0,77		
50 m	50-40	1,41		Ruisseau de la Poitevinière.
	40-30	0,19	Schistes.	
30 m	30-20	0,52	Grès de la Mousinière.	Ruisseau de la Mousinière.
	20-10	0,22	Schistes	Ruiss. de Bois Jaulin et des Rosais.
10 m	10-5	0,22	Calcaires.	
	5-0	0,05		
(pente moyenne : 0,27 %)				

8. Profil longitudinal du ruisseau de Tanchette (fig. 42 et 35)

Rupture de pente	Altitude du talweg (en m.)	Pentes en %	Nature des roches	Affluents
	51-50	1,38	Granite du Chaigneau.	
	50-40			
	40-30	1		
	30-27	0,76	Schistes.	
27 m	27-20	1,40		Ruiss. du Petit Fenétreau.
	20-14	0,25	Microgranite de la Mouzinière.	
	14-10	0,8	Micaschistes feldspathiques.	
	10-5	0,45	Embréchites.	
	5-0	(lac)	Anatexites.	

9. Conclusions

L'examen détaillé des ruptures de pente des profils longitudinaux suggère l'hypothèse qu'elles peuvent avoir des origines différentes :

a) *Les ruptures de pente du cours supérieur.* Après un parcours réduit et à très faible pente sur le plateau interfluve, toutes les rivières en descendent par un talus, dont la déclivité est la plus forte de tout le parcours. L'explication en est délicate; faut-il interpréter le rebord du plateau comme l'extrême limite de l'érosion remontante ?

b) *Les ruptures de pente du reste du cours.* Leur nombre est proportionnel à la longueur de la rivière et au nombre d'affluents qu'elle reçoit. Mais les facteurs lithologiques paraissent sans influence; ni le dur granite, ni les barres de phtanite ou de quartzite n'ont le moindre rapport avec les accidents du profil. Seule a pu être mise en cause la bande de gneiss tectonisée, le long de la faille de Maché.

Le niveau de base constitué par l'embouchure actuelle ne semble jouer aucun rôle, lui non plus, dans la situation ou l'importance des ruptures de pente, car elles sont situées à des altitudes variables, selon les cours d'eau, et sont séparées par des paliers à pente souvent extrêmement faible.

Cependant, l'évolution de ces rivières côtières fut étroitement soumise aux oscillations du niveau de base marin et il n'est pas exclu que certaines des ruptures de pente de leur profil en long résultent d'un fort creusement, en période de bas-niveau; il serait même étonnant qu'il ne subsiste aucune trace des périodes d'érosion régressive les plus violentes, comme celles

du Pontien et du Quaternaire; malheureusement, aucune formation corrélative n'aide à les identifier sur les profils (2 *bis*).

Ainsi, aucune raison ne permet de considérer les ruptures de pente comme le reflet d'une évolution d'ensemble, soit du bassin, soit régionale, ce qui serait le cas si elles étaient le témoignage d'une évolution *cyclique :* cette hypothèse semble à rejeter dans l'interprétation des dénivellations du *profil longitudinal* des rivières vendéennes. Il n'y a rien de régulier dans la distribution des ruptures de pente du profil et l'on n'observe aucun rapport entre l'altitude des paliers du profil longitudinal et celle des replats du profil transversal.

Mais, par contre, on remarque *une évidente corrélation entre la situation des ruptures de pente et l'arrivée des affluents,* ainsi qu'entre *l'ampleur des dénivellations et l'importance du débit de ces affluents.*

Le mécanisme de formation des ruptures de pente des rivières côtières de Vendée (le talus du cours supérieur excepté) semble bien être le suivant :

L'arrivée d'affluents sur la rivière principale provoque une augmentation du débit, qui entraîne un creusement plus fort; ainsi se forme un niveau de base local, plus creusé. Une vague d'érosion remonte le lit, en augmentant sa pente : la limite amont de cette vague est marquée par une rupture du profil.

A l'appui de cette explication, on peut citer les précieuses observations récentes de G. Mathieu sur le profil longitudinal du Thouet (3).

Dans l'ensemble, cette vallée est remblayée par quelques mètres d'alluvions (4 m à Azay et à Thouars). Mais *en aval des confluences de la Viette et du Palais, « le Thouet, devenu plus important, creuse son fond rocheux* », aussi observe-t-on des seuils dégagés d'alluvions, au Moulin de la Peyratte et à Airvault.

Les ruptures de pente des rivières côtières apparaissent donc comme *un phénomène essentiellement local, sous l'étroite dépendance de l'arrivée d'affluents importants, c'est-à-dire de l'architecture du bassin hydrographique;* elles se placent un peu en amont de la jointure des cours principaux et de leurs affluents.

En outre, la genèse de certaines d'entre elles doit peut-être beaucoup à l'action des bas-niveaux marins de la fin du Tertiaire et du Quaternaire.

(2 *bis*) A l'amont de la confluence de 27 m, la superficie du bassin versant du Jaunay est de 17,3 km², tandis que celle du bassin du ruisseau de Montbail est de 28 km². A l'amont de la confluence de 19 m, la superficie du bassin versant du Jaunay (et de ses affluents) est de 61,2 km²; celle du bassin du ruisseau de l'Atrie est de 29,6 km². Reflets de la superficie de leurs bassins, les débits de ces deux ruisseaux, confluant à 27 et à 19 m, sont relativement importants et peuvent rendre compte de l'approfondissement local du lit, entraînant une vague d'érosion régressive.

(3) G. Mathieu (1957).

VI. — RAPPORTS ENTRE LE PROFIL DU TALWEG ACTUEL ET CELUI DU FOND ROCHEUX

Presque nulle part, en Vendée littorale, on ne peut observer le lit rocheux d'une rivière un peu importante : on ne le voit, et très rarement, que dans la partie supérieure de quelques courts ravineaux, qui griffent à angle droit les versants d'une vallée principale; ailleurs, le cas est tout à fait exceptionnel.

A) LA NATURE DU REMBLAIEMENT

On dispose de fort peu de données sur la nature et la composition des alluvions dans lesquelles s'inscrivent les cours actuels.

1° Quatre forages ont été faits en 1901 au pont de Talmond. L'un d'eux a traversé le remblaiement de bri marin entre + 5 et — 2,69 m; au-dessous, on a trouvé du sable argileux, entre — 2,6 et — 4,62 m; puis du gravier compact, entre — 4,62 et — 5,34 m; enfin 5 m d'argile micacée, empâtant des galets de schiste et de quartz (entre — 5,34 et — 10,40 m).

Le micaschiste du *bed-rock* se trouve donc à — 10,40 m (4).

2° Aux Sables-d'Olonne, l'usine à gaz est installée sur un ancien marais, comblant une vallée fossile. Le puits, creusé en 1941 (4) traverse le bri marin entre + 3,5 et — 3,90 m; une couche de tourbe y est intercalée, entre — 1,75 et — 3,40 m. Au-dessous, entre — 3,90 et — 5,25 m, le bed-rock est recouvert de gravier et de galets de quartz.

3° En 1951, j'ai pu observer les travaux de réfection du pont sur le ruisseau de la Glaudière, petit affluent de rive gauche de la Ciboule; sous le cours actuel, la vallée de ce ruisseau était remblayée par 2,45 m d'alluvions. Le fond rocheux, constitué de schistes, formait un V ouvert. La coupe était la suivante :

Epaisseur :

1 m : Argile jaune, à lits de cailloux de quartz anguleux, blancs ou rosis.

0,85 m : Limon jaune, avec galets de quartz très anguleux, disposés de façon irrégulière.

0,60 m : Blocs de quartz (atteignant 0,50 m de longueur), de phtanite, de pegmatite, emballés dans une matrice de gravillon et de boue noirâtre.

Dans ces trois exemples, la partie inférieure du remblaiement est

(4) Archives du B.R.G.G.M., 74, rue de la Fédération, Paris.

beaucoup plus grossière et témoigne d'un pouvoir de transport considérable, sous régime torrentiel. Au-dessus, les apports sont beaucoup plus fins, et les limons éoliens, remaniés par ruissellement, constituent l'essentiel de la couche superficielle.

4° Des comparaisons avec le Haut-Bocage permettent de préciser la valeur des observations précédentes.

Dans un article récent, G. Mathieu (1957) décrit les formations qui tapissent le fond de la Sèvre nantaise et de deux de ses affluents :

— A Saint-Amand, la Sèvre coule sur des alluvions argileuses, épaisses de quelques mètres;

— A Montravers, elle coule sur quelques mètres de graviers, recouverts d'un conglomérat ferrugineux;

—A Saint-Laurent, dans la plaine alluviale de rive droite, elle coule sur quelques mètres d'alluvions argileuses, tandis qu'au pied du coteau, l'ancien méandre encaissé repose sur 10 m de graviers granitiques;

— A Pouzauges, la vallée du ruisseau du Tail n'a que 100 m de large; cependant, le remblaiement est épais de 14 m et se décompose comme suit :

0 à 3 m : glaise bleue;
3 à 10,5 m : limon argilo-sableux, à grain fin, jaune;
10,5 à 13,7 m : graviers à ciment de limon;
13,7 à 14,3 m : sable micacé.

Le bed-rock est schisteux.

A Saint-Mesmin, dans la vallée du Sevreau, le lit rocheux, constitué par du granite très profondément altéré, est recouvert par 15 m d'alluvions.

G. Mathieu souligne le contraste entre la forte épaisseur des alluvions accumulées dans les vallées, au pied des reliefs granitiques, et la moindre épaisseur de celles qui tapissent la large vallée de la Sèvre. L'explication en serait la suivante : durant une phase de la dernière période périglaciaire, sous l'influence d'une forte nivation, les arènes granitiques détrempées auraient peu à peu glissé vers le talweg et rempli plus ou moins complètement la vallée; le ruissellement ayant repris, le cours d'eau aurait déblayé la vallée en étalant vers l'aval la masse des graviers. Selon la puissance de la rivière, ce déblaiement est plus ou moins avancé. On ne peut que souscrire à cette explication, qui paraît tout à fait logique. Ainsi, les précieuses données recueillies par G. Mathieu permettent de mieux saisir les rapports entre le profil établi sur le remblaiement actuel et celui du fond rocheux : il y a eu autrefois un profil en long très creusé, acquis par ruissellement. Il a été modifié par la formation des bouchons de soli-

fluxion. Avec la faible pluviosité actuelle, les rivières n'arrivent pas à enlever ces dépôts dans les hautes vallées.

B) DATE DE FORMATION DU PROFIL ACTUEL

Est-il possible de dater de façon assez précise la formation de ces remblaiements ?

La période de fort creusement (jusqu'à — 10 à — 20 m aux embouchures) coïncide nécessairement avec une période de bas-niveau marin et avec une phase climatique humide, entraînant des écoulements torrentiels. Le remplissage de la vallée par les masses d'arène, lié à des phénomènes de solifluxion, s'est effectué sous un climat froid, mais très probablement moins humide que le précédent. Or, dans tous les remblaiements, on peut distinguer deux types d'alluvions, beaucoup plus grossières à la base, et plus fines au sommet; à Pouzauges, les graviers ont « un ciment de limon ». Il nous paraît extrêmement probable que ces limons jaunes et fins proviennent du remaniement des limons éoliens déposés sur toute la région vendéenne vers la fin de la dernière période froide.

J'ai pu établir qu'en Vendée littorale, ils étaient l'équivalent du loess récent (5). Une partie au moins du remblaiement du fond des vallées actuelles serait donc postérieure à cet épisode éolien. Cependant, il est possible que des limons plus anciens aient existé et aient été remaniés de cette façon.

D'autre part, le comblement ne s'est pas terminé avec les apports massifs de graviers, de galets et de limon, mis en place en période froide. On observe actuellement un creeping, un ruissellement et des éboulis de pente non négligeables, qui abaissent le haut du versant et colmatent son pied.

Ces apports sont étalés sur le lit majeur lors des inondations causées par les très fortes crues (0 à 3 jours par an) ; ils contribuent à donner à la plaine alluviale actuelle une forme subhorizontale, et aux pieds de versants une douce concavité (6).

C) CONCLUSION

Les rivières et les ruisseaux actuels de la Vendée littorale, larges de 0,5 à 5 m, sont incrustés de 0,5 à 2 m dans des plaines alluviales à fond très plat ou légèrement relevé sur les bords, larges de 30 à 100 m sur presque tout le parcours (source et embouchure exceptées) ; l'essentiel de

(5) Cf. p. 284.
(6) Cf. p. 285-6; photos 2 à 6, p. 8 et 10; photo 37, p. 287.

ce remblaiement s'est formé en période périglaciaire; depuis, un faible ruissellement, remaniant des apports surtout latéraux, n'a cessé de travailler à combler et à aplanir le fond de ces larges vallées. Le profil en long est donc établi sur un remblaiement épais de quelques mètres en moyenne et relativement récent.

Quel est le rapport entre ce remblaiement et les ruptures de pente ? La dénivellation qui se trouve en contrebas de la rupture de pente est de l'ordre de 2 à 10 m, au maximum. On pourrait supposer qu'elle affecte le seul remblaiement, indépendamment du socle. Mais je ne pense pas qu'il puisse en être ainsi. En effet, sous le lit des rivières de la région littorale, le remblaiement doit avoir très rarement une aussi forte épaisseur que dans le Haut-Bocage ou au niveau des embouchures; en outre, j'ai montré qu'il existe un rapport de cause à effet entre les ruptures de pente et les confluences; or, les faibles débits actuels paraissent incapables de façonner le profil d'un remblaiement de nature peu consistante (gravier, limon) et à bien plus forte raison celui du socle rocheux. Il semble qu'il faille imputer aux débits torrentiels contemporains du creusement maximum la formation de ces accidents. Ainsi, *les ruptures de pente du remblaiement actuel ne feraient que recouvrir et mouler celles du bed-rock. L'évolution actuelle* (dominée par les apports latéraux) *tend à une régularisation du profil en long,* masquant de plus en plus les irrégularités du lit rocheux, encore fossilisé sous les épandages périglaciaires.

VII. — PROFILS EN LONG ET EUSTATISME

Vis-à-vis de l'eustatisme, le remblaiement des vallées actuelles pourrait être considéré comme une formation typique de période de transgression. Or, la base s'est déposée, au contraire, principalement en bas-niveau marin : c'est un remblaiement climatique (blocs impliquant un régime torrentiel, coulées de solifluxion et glissement d'arènes détrempées par une épaisse nivation). La partie supérieure est contemporaine de la dernière remontée du niveau marin et se forme encore actuellement.

La remontée eustatique flandrienne, en diminuant la pente, a seulement contribué à l'engorgement des basses vallées; ailleurs, elle a été un obstacle à leur déblaiement; mais la masse des alluvions s'est déposée, en presque totalité, sous l'action de phénomènes *climatiques.*

D'après la théorie eustatique, au début d'une régression marine, il se produit à l'aval un creusement accru, qui inaugure un nouveau cycle, tandis qu'à l'amont, le cours de la rivière est encore commandé par le mécanisme du cycle antérieur, puisque l'érosion remontante n'y est pas encore parvenue. Chaque cycle a, ainsi, « l'âge de son niveau de base »

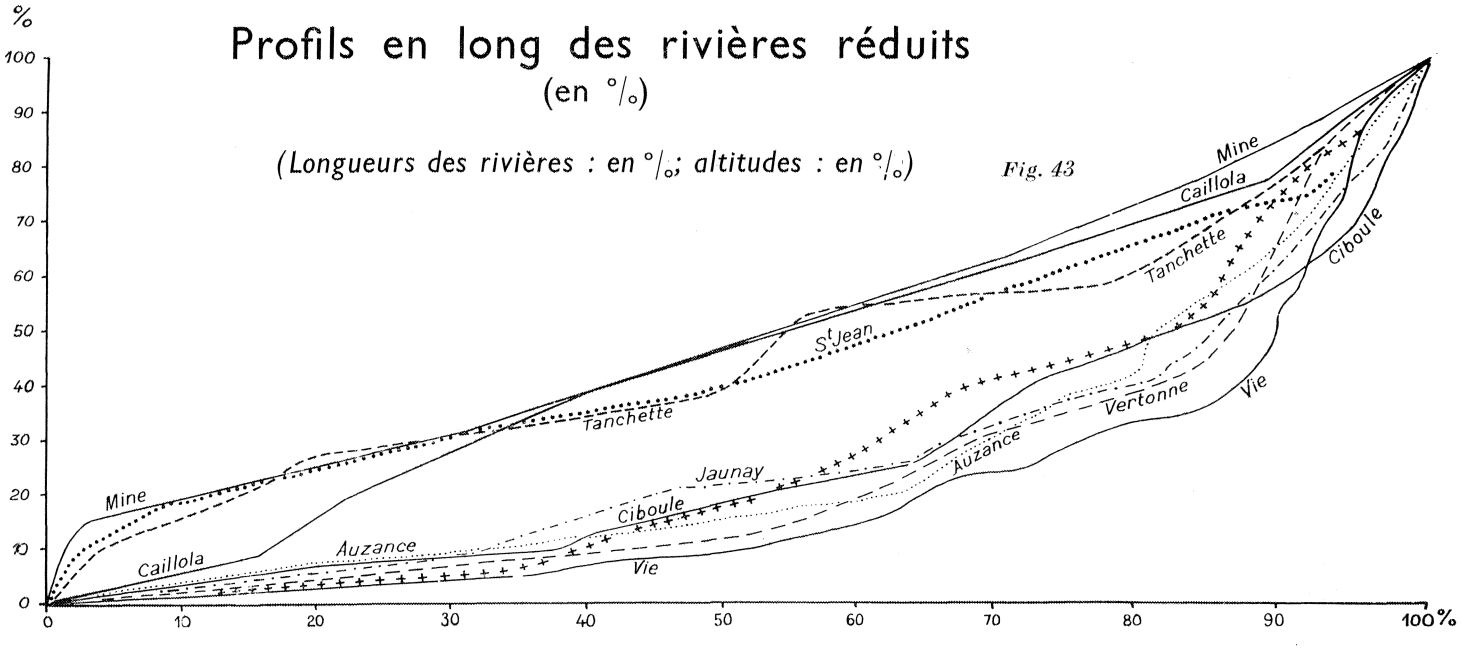
(Baulig, 1928). Mais l'abaissement du niveau de base n'est qu'un des éléments du phénomène et les *facteurs climatiques* qui l'accompagnent paraissent être au moins aussi déterminants, *puisqu'ils commandent le débit*. Celui-ci étant *accru en même temps à toutes les confluences*, c'est à chacune d'elles que s'est produite une reprise d'érosion, et le creusement accéléré est contemporain sur tous les points cruciaux du cours. Chacun des paliers intermédiaires a évolué ensuite en fonction d'un niveau de base propre; c'est seulement à la partie amont de chacun des paliers intermédiaires que pourrait s'appliquer la notion de « cycle en retard ».

Le glacio-eustatisme, enfin, permettrait probablement d'expliquer, en partie, certaines ruptures de pente du profil, mais on ne peut ni déceler exactement lesquelles, ni mesurer leur importance, indépendamment des autres facteurs de creusement.

VIII. — ÉTUDE DES PROFILS EN LONG, RÉDUITS EN %

(Fig. 43)

Chacun des profils étudiés a été transformé de la manière suivante : les longueurs réelles, en km, ont été réduites en % de la longueur totale; les altitudes sont aussi exprimées en %. L'examen de ces courbes permet de constater les faits suivants :



1. Les profils se répartissent en deux groupes :

- Vie, Vertonne, Auzance, Ciboule, Jaunay, Ligneron, Payré, c'est-à-dire les rivières du versant ouest (plus le Payré) ;
- Saint-Jean, Tanchet, Caillola, la Mine, c'est-à-dire les rivières du versant sud (moins le Payré).

Il apparaît clairement que leur répartition en deux ensembles correspond à la *longueur* de ces rivières.

2. La forme du profil est en rapport avec la longueur du cours

Les rivières les plus courtes ont un profil presque rectiligne; les plus longues ont un profil très concave (Vie, Vertonne). Le tableau suivant montre les rapports existant entre le degré de concavité du profil, l'altitude de la source et la longueur de la rivière.

Rivières classées par degré décroissant de concavité	Altitude de la source (en m)	Longueur de la rivière (en km)
Vie	85	60
Vertonne	66	35
Auzance	72	37
Ciboule	72	28
Jaunay	72	45
Payré	76	20
Ligneron	41	31
Saint-Jean	52	7
Tanchette	51	9
Caillola	51	6,5
Mine	32	2,5

Quelques anomalies apparaissent aussitôt :

La Vertonne est très concave, par rapport à sa longueur et à son altitude initiale. Le Jaunay l'est moins que son altitude et sa longueur ne le laisseraient supposer. Le Ligneron est très concave par rapport à l'altitude de sa source.

Étude de ces cas particuliers

a) *La Vertonne.* — Deux causes semblent concourir à l'abaissement du profil de la Vertonne : d'une part, cette rivière coule exclusivement sur des schistes à séricite, sans rencontrer aucun des terrains résistants que l'Auzance ou le Jaunay, par exemple, ont à traverser. D'autre part,

son cours inférieur est abaissé tectoniquement, car il se trouve pris sur la lisière sud du fossé tectonique d'Ile d'Olonne.

b) *Le Jaunay.* — Malgré sa longueur, il a un cours moins creusé que la Ciboule ou l'Auzance, qui ont la même altitude initiale que lui, et qui sont plus courtes. Mais, sur la plus grande partie de son cours (de la source au Désert, et de Martinet à la Chaize-Giraud), il traverse des roches particulièrement résistantes : granites, microgranites et phtanites : la différence du creusement semble bien tenir, dans ce cas, à la plus grande résistance de ces roches à l'érosion.

c) *Le Ligneron.* — Replacé dans l'ensemble des cours d'eau de la région, le profil du Ligneron est aberrant; il est trop long pour sa dénivellation totale, et trop concave pour sa longueur. Son cours à basse altitude (entre 0 et 5 m) est très long et hors de proportion avec la partie située à haute altitude. A 20 % de sa longueur, il a déjà descendu 50 % de sa dénivellation totale; ce caractère le rapproche du groupe des rivières longues, alors que, par sa longueur, il fait partie du groupe des rivières courtes. Ces anomalies s'expliquent facilement par le fait que le cours actuel du Ligneron est tronqué. Dans sa partie moyenne, il suit un cours homologue de ceux des autres rivières du versant ouest (Vie, Jaunay...), vers le fond de sa large vallée précénomanienne. Mais dans sa partie supérieure, il coule encore sur le remblaiement cénomanien où il prend sa source; la longueur actuelle du Ligneron ne représente que la moitié du cours ancien, qui se prolongeait jusqu'au NE de Palluau : cette réduction du cours est en rapport avec une capture par un affluent de la Vie (Cf. fig. 42, p. 352 et p. 155).

Ainsi, les profils longitudinaux des rivières, réduits en %, sont aptes à refléter, comme les courbes hypsographiques, les inégalités lithologiques et les déformations tectoniques des bassins hydrographiques. Ils peuvent aussi révéler les anomalies dues à une capture.

3. La régularité du profil

Les profils les plus régulièrement concaves sont ceux de la Vertonne, de la Ciboule et de la Vie; dans ces trois cas, le substratum est homogène sur toute la longueur du cours.

Les plus accidentés sont : *celui du Jaunay,* entre 40 et 64 % du cours (à partir de la source), c'est-à-dire entre les altitudes de 22 et de 10 m; or, de 23 à 17 m, il traverse justement les roches les plus tendres de tout son bassin : les schistes de Martinet. A 20 m, a lieu une brutale rupture de pente, que nous avons déjà étudiée page 359 : elle est principalement due à une confluence importante, située immédiatement à l'aval.

— *L'Auzance,* entre 10 et 20 %, c'est-à-dire immédiatement en amont d'une confluence avec des ruisseaux importants.

— *Le Payré,* entre 30 et 40 %, dans la traversée des grès de la Mousinière, et entre 5 et 15 %, immédiatement en amont du ruisseau de la Poitevinière.

— *Tanchette,* entre 35 et 50 %, au-dessous de la confluence du ruisseau du Petit Fenétreau.

On voit par ces exemples que les facteurs s'opposant à la régularité du profil sont ceux que nous avons déjà signalés : les ruptures de pente dues à des confluences importantes, et, accessoirement, l'érosion différentielle.

4. Rapport entre la rapidité de l'enfoncement du profil et la longueur du cours

Le tableau montre quel pourcentage de leur cours ont suivi les rivières, pour *50 % de leur dénivellation totale* (à partir de la source) :

Vie	11 %
Vertonne	13
Jaunay	15
Payré	17
Auzance	19
Ciboule	19
Ligneron	20
Saint-Jean	38
Tanchette	45
Caillola	45
Mine	45

Les petits cours d'eau qui sillonnent le versant méridional de la région n'ont descendu la moitié de leur dénivellation totale que vers le milieu de leur cours, tandis que les grandes vallées du versant occidental y sont parvenues beaucoup plus près de leur source, c'est-à-dire entre 11 et 20 % de leur longueur. Ces faits tiennent probablement à la différence de longueur des rivières du versant ouest et du versant sud : ces dernières ne sont représentées que par le secteur amont de leur cours, le reste ayant basculé vers le S, dès avant le Lias et depuis.

IX. — CONCLUSIONS

La faiblesse du relief et de l'altitude d'ensemble de cette région concourent à donner aux profils longitudinaux des rivières un aspect très peu

tendu. La pente moyenne des drains principaux de chaque bassin va de 0,12 % à 0,25 % sur le versant ouest, et de 0,27 % à 1,20 % sur le versant sud. Les pentes les plus raides du profil longitudinal sont seulement de 1,25 % pour la Vie, de 1,1 % pour l'Auzance, de 1 % pour le Jaunay, de 1,40 % pour le Payré et même pour le ruisseau de Tanchette, dont la pente d'ensemble est pourtant l'une des plus fortes.

Les conditions climatiques actuelles n'engendrent qu'un écoulement longitudinal peu important; il existe de nombreux vallons secs (sur un substratum pourtant imperméable) et les rivières sont privées d'écoulement durant deux à trois mois chaque année. En raison de la faiblesse des pentes, les ruisseaux forment souvent des méandres divagants dans leur plaine alluviale, si bien que la longueur des rivières excède d'un cinquième celle des vallées.

Le profil en long de chacun des drains de ces petits bassins côtiers comporte trois secteurs : la partie supérieure des rivières les plus longues a d'abord une pente extrêmement faible, sur le rebord du plateau (0,3 à 0,6 %), puis celle-ci s'accélère sur un léger talus, dont la pente est de 1 % environ. Dans la partie moyenne du cours, la pente n'est plus que de 0,6 à 0,1 % et aux approches de l'embouchure, elle est partout inférieure à 0,1 % (généralement au-dessous de l'altitude de 10 à 15 m).

Les rivières les plus courtes, par contre, ont leur pente maximum (1 à 1,4 %) tout à fait à l'amont, puis vient un secteur moins incliné (1 à 0,4 %). A l'aval, la pente devient très faible, comme pour les drains les plus longs.

On observe de nombreuses ruptures de pente sur les profils; pour une seule d'entre elles, on a pu invoquer une cause d'ordre lithologique; toutes les autres semblent bien marquer la limite amont de vagues d'érosion régressive. Dans le cas de ces rivières côtières, certaines des reprises d'érosion sont sûrement parties d'un niveau de base marin, momentanément très déprimé (en particulier à la fin du Pliocène et pendant les glaciations quaternaires). Mais la plupart des reprises d'érosion sont en rapports étroits avec l'arrivée d'affluents qui, en augmentant le débit de la rivière, ont renforcé sa puissance de creusement, et ont ainsi déterminé un niveau de base local, relativement très déprimé. Il n'a pas été possible de retrouver la trace de « cycles d'érosion », sur les profils longitudinaux de ces rivières et aucune corrélation n'a pu être établie avec les différentes terrasses fluviatiles quaternaires de la région.

En Vendée littorale, le fond rocheux des vallées n'est presque jamais visible : il est recouvert par des couches d'alluvions quaternaires, essentiellement périglaciaires, qui moulent les ruptures de pente du bed-rock. Mais, de ce que les alluvions de fond de vallée paraissent relativement

récentes, il ne faut pas conclure que l'essentiel du creusement remonte seulement au Quaternaire. Nous avons vu, au contraire, que le réseau hydrographique du versant sud de la Vendée littorale a un tracé très ancien et que le creusement préliasique (7) atteignait déjà environ les quatre cinquièmes de la valeur actuelle (Cf. p. 103). Sur le versant occidental, le réseau des vallées est, au moins, précénomanien; les sédiments quaternaires reposent localement sur le remblaiement cénomanien et non sur le fond rocheux de la gouttière fluviale. Avant la transgression cénomanienne, les vallées avaient sensiblement la même ampleur qu'aujourd'hui; elles étaient même localement un peu plus profondes.

Par l'étude comparative des profils longitudinaux actuels des vallées du Ligneron, de la Vie et du Jaunay, d'une part, et celle du profil longitudinal de la vallée précénomanienne du Ligneron, d'autre part, on est arrivé à la conclusion que : « les profils actuels de la Vie et du Jaunay sont tout proches, comme pour le Ligneron, de leur talweg rocheux précénomanien, conservé par un très long enfouissement ». (Cf. p. 155.)

Les profils longitudinaux des petites rivières vendéennes correspondent à un stade de leur évolution qui paraît sans grande originalité, si l'on songe au long passé de ces vallées, démesurées par rapport à l'écoulement actuel. Presque toutes serpentent sur un remblaiement périglaciaire qu'elles ont été incapables d'évacuer; quelques-unes coulent sur les sables cénomaniens, qu'aucune puissance d'érosion n'a encore eu la force d'arracher, depuis 50 millions d'années environ, alors que l'épaisseur de ces sables n'a vraisemblablement pas dépassé une quarantaine de mètres...

Nous retrouvons ainsi, à propos des profils longitudinaux de ces rivières, les caractéristiques essentielles de la région : la faiblesse des altitudes absolues et celle des pentes, l'homogénéité de la dissection, la permanence des lignes directrices de son relief et l'extrême lenteur de son évolution.

(7) C'est-à-dire le volume rocheux enlevé par l'érosion, à partir de la plaine d'érosion post-hercynienne.

CHAPITRE V

ÉTUDE DES PROFILS TRANSVERSAUX DE QUELQUES VALLÉES

Afin de connaître exactement les formes de quelques vallées, j'ai effectué des levés à la planchette en travers de certaines d'entre elles : celles du Troussepoil, de la Rinaie, du ruisseau de la Dultière, du Graon et du Ligneron. Ce dernier levé est décrit au chapitre III de la Deuxième partie.

De plus, les profils transversaux des vallées de la Vie et du Jaunay ont été tracés d'après les cartes en courbes et rectifiés à l'aide des photographies aériennes. Ils sont décrits à la suite de celui du Ligneron.

1. Profil transversal de la vallée du Troussepoil entre Jolly-sur-Rabretière et le Givre (dépliant X et fig. 5, p. 85)

L'analyse du profil transversal de la vallée du Troussepoil, à Jolly-sur-Rabretière, présente un intérêt particulier, du fait de l'abondance des formations superficielles que l'on y trouve. Afin d'étudier celles-ci avec le maximum de précision, on a utilisé plusieurs méthodes sédimentologiques (analyse pollinique, granulométrie, morphoscopie, minéraux lourds, colorimétrie), ce qui a semblé le meilleur moyen de parvenir à une interprétation rationnelle et plausible de ces dépôts.

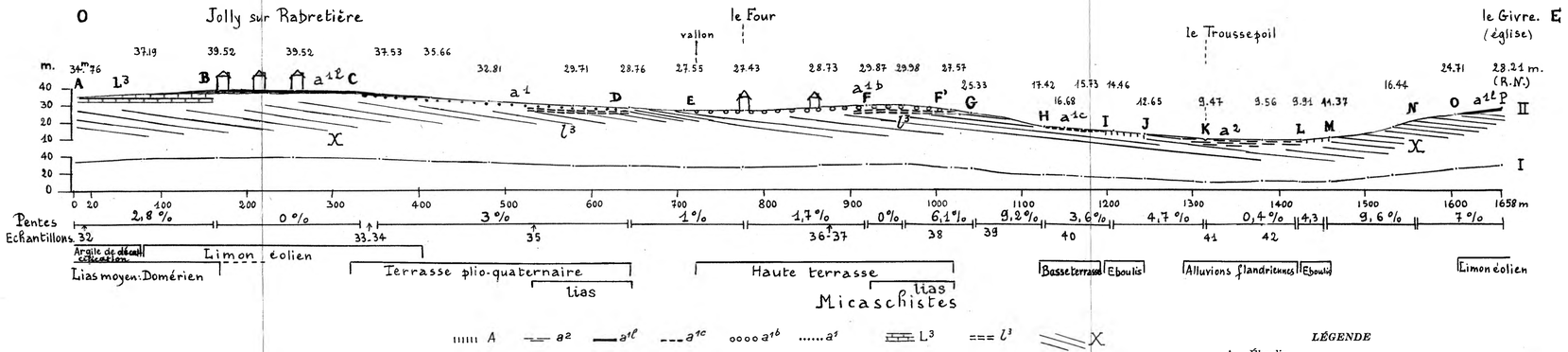
Ce profil comprend essentiellement deux vallons séparés par trois dos de terrain. Sur la figure 4, le levé n° 3 débute au carrefour de la route nationale 747 (de la Roche-sur-Yon à la Tranche) et du chemin menant à Jolly-sur-Rabretière, à 3 km au S des Moutiers-les-Mauxfaits, mais le cheminement avait commencé au repère de nivellement du Pont-Rouge, à 1 km au S.

A ce carrefour, une mare permet de constater la présence d'un gisement de calcaire du Lias moyen (Domérien) (1), épais d'environ deux

(1) P. BUTEL, 1952.

PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DU TROUSSEPOIL, ENTRE JOLLY-SUR-RABRETIÈRE ET LE GIVRE

(levé à la planchette)



LÉGENDE

- A Éboulis.
- a^2 Alluvions fluviatiles flandriennes.
- a^{1l} Limon éolien wurmien.
- a^{1c} Basse terrasse quaternaire.
- a^{1b} Haute terrasse quaternaire.
- a^1 Terrasse plio-quaternaire.
- L^3 Lias moyen calcaire (Domérien).
- l^3 Lias (argile verte et rouge).
- X Micaschistes.

Sur le profil I, les longueurs et les hauteurs sont à la même échelle; sur le profil II, l'échelle des hauteurs est doublée.

Dépliant X

mètres. Les bancs sont recouverts par 0,5 m d'un dépôt complexe, formé d'un mélange d'argile de décalcification du calcaire sous-jacent et de limon éolien; dans ce dépôt rougeâtre, l'analyse pollinique n'a pas donné de résultat; les minéraux lourds, par contre, fournissent des données intéressantes; cette argile renferme les minéraux caractéristiques du granit (zircon, anatase, tourmaline), mais aussi les plus typiques des minéraux d'origine ligérienne (augite, fibrolite); il s'y trouve aussi de la staurotide, de l'andalousite, etc.. Tous sont très roulés. Or ce sont les minéraux lourds appartenant en propre au limon éolien qui recouvre l'interfluve; comme ce dernier est l'équivalent du loess récent (M. Ters, 1957), on peut considérer que l'argile qui recouvre le lias de Jolly est de formation récente.

Le village de Jolly est installé sur une plate-forme, mais un revêtement de limon éolien épais ne laisse pas paraître le substratum. Cependant l'horizontalité parfaite de l'interfluve peut laisser supposer que le socle est entièrement constitué par du calcaire, car celui-ci est visible dans les champs au N du chemin (sur 50 m) et au S (sur 150 m). L'eau des puits du village est d'ailleurs calcaire.

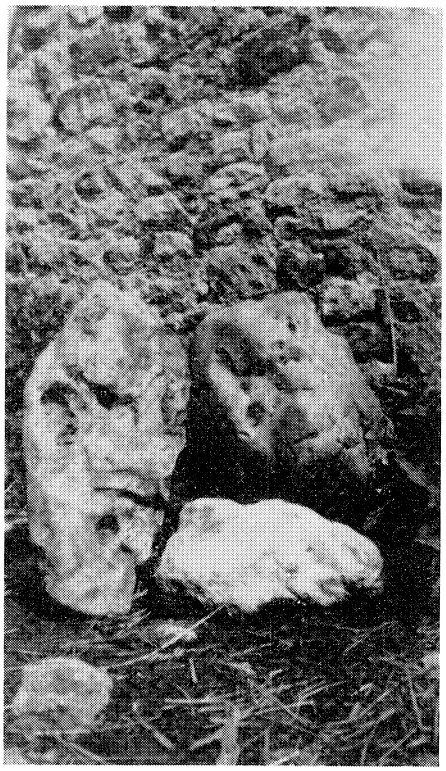
Sur le rebord est de cet interfluve, affleure un dépôt curieux : dans le caniveau du chemin et dans les tranchées occasionnelles, on peut voir près de la surface du sol, sous le limon éolien, des blocs de Lias silicifié, longs de 5 à 40 cm, et de forme arrondie; ils sont perforés par des trous profonds de quelques centimètres (là où la roche était la moins résistante, et souvent à l'emplacement des fossiles); leur forme les fait appeler « cœurs de bœufs », dans la région (photo 42). Ces blocs très blancs ou brun foncé sont empâtés dans une masse de gravillon granitique assez bien roulé, quartzo-feldspathique, *et de sable éolisé*. On trouve aussi quelques petits galets de quartz grisâtre et de quartz blanc éolisés, de 1 à 2 cm de longueur et très émoussés. Le gravillon colle encore sur les parois des trous taraudant les blocs. Sur le levé (dépl. X), la surface de cette formation se trouve à 37 m d'altitude (en C), mais elle s'étend largement au NE et au NW de Jolly, jusque vers l'altitude de 45 m (la Levraudière). A 500 m au N de Jolly, elle renferme une plus forte proportion de quartz de filon, dont les morceaux atteignent 25 cm (2).

Près de la surface, il se produit un phénomène de cimentation ferrugineuse qui mérite d'être noté : au contact entre le limon éolien sus-jacent et le dépôt grossier à gravillon, celui-ci est cimenté sur 10 à 20 cm d'épaisseur; les grains de quartz sont enrobés dans un enduit noir d'oxyde de fer et de manganèse (échant. 33 et 34); dans les interstices, il se forme des granules bruns noirâtres, de forme irrégulière ou arrondie, de 0,2 à 1 cm de diamètre, essentiellement formés d'oxyde de manganèse (3); les galets

(2) La nature et l'âge de la nappe à blocs ont été discutés, p. 242.

(3) Je prie M. Pelloux de recevoir mes remerciements les plus vifs pour les analyses qu'il a bien voulu effectuer, au Laboratoire de l'Institut d'Enseignement et de Recherches tropicales, à Bondy.

de quartz qui se trouvent pris à ce niveau sont encroûtés également. Cette formation est un sol hydromorphe typique, avec un niveau d'accumulation de sels de fer et de manganèse, à la partie inférieure du limon éolien, dans les limites d'oscillation de la nappe phréatique; les mares des fermes de la partie NE du village sont creusées à ce niveau. Lorsque les galets de quartz ne sont qu'à demi engagés dans la nappe d'eau noirâtre stagnante, la partie émergée reste blanche, tandis que l'autre se recouvre d'un enduit noir d'oxyde de fer et de manganèse.



42. — Blocs de Lias silicifié de la nappe ancienne creusés de cupules remplies de gravillon. La Rabretière.

Le rôle morphologique de cette cimentation ne semble pas négligeable : quoique relativement récente (puisque postérieure au limon éolien wurmien), elle a contribué à retarder l'érosion du dépôt à blocs sur le bord est de la plate-forme.

Dans le talus du chemin qui descend de Jolly au Four, on peut observer les couches sous-jacentes; entre 37 et 32 m d'altitude, s'étend une nappe de gravillon granitique, épaisse de 1 à 2 m, mais sans gros blocs; elle repose sur de l'argile rouge et verte, épaisse de 1 m et dont la base se trouve à 31 m (altitude obtenue par visée), qui recouvre une argile grise sableuse, à grain fin et à taches rouges (échant. 35), épaisse de 2 m environ. Le sable inclus dans cette argile est fin (de taille inférieure à 0,5 mm) et

il est entièrement anguleux. Les minéraux lourds qu'elle renferme sont à la fois ceux du granit, et ceux du schiste à séricite sur lequel elle repose; ils sont d'ailleurs peu nombreux et anguleux. On y trouve surtout du zircon, du grenat et du leucoxène, mais ni minéraux lourds étrangers, ni grains ronds-mats (Cf. annexe, p. 488).

A 29 m, sous ce dépôt, apparaît le socle schisteux altéré et rubéfié. Du rebord est de la plate-forme de Jolly jusqu'à ce point, la pente du terrain est de 3 % : elle correspond à la surface d'érosion qui recoupe le dépôt en question. Il s'est formé un talus, correspondant au flanc ouest d'un vallon affluent du Troussepoil (dépl. X). Les maisons du Four sont installées sur le flanc est de ce vallon, sur lequel repose un autre dépôt. Entre E et F, on peut observer une bonne coupe dans le talus du chemin. En surface, sur 0,5 à 1 m d'épaisseur, s'étend un cailloutis grossier à gangue sableuse (échant. 38), les galets sont en quartz gris ou bleutés; à la base, on observe de petits blocs silicifiés, remaniés du dépôt précédent. Sur la courbe granulométrique de ce dépôt (fig. 26, p. 253, courbe 38), la répartition des pourcentages est très étalée et presque régulièrement décroissante des grandes dimensions aux petites (sauf un maximum entre 6 et 7 mm) ; la couleur de l'argile est jaune ocre (teinte 63 D du code Expolaire Cailleux et Taylor).

Les éléments sableux de ce dépôt sont presque tous anguleux, mais très picotés. Ce cas est ambigu, car le picotis peut être dû soit à un début d'éolisation, soit à des chocs brutaux dans un dépôt fluviatile grossier. La recherche des minéraux lourds permet de donner une réponse à cette question : ce sédiment *n'en renferme pas*; le résidu lourd ne comprend que des fragments anguleux d'oxyde de fer brun rouge. Si des grains de sable éolisés existaient dans ce sédiment, on trouverait nécessairement au moins quelques-uns des minéraux lourds qui les accompagnent toujours; l'absence totale de ceux-ci permet de conclure, dans ce cas, à l'origine fluviatile du picotis.

Des placages identiques jalonnent le haut des flancs de cette vallée; par leur position topographique, par leurs caractéristiques granulométriques, ils représentent les restes d'un important remblaiement fluviatile : *la haute terrasse quaternaire du Troussepoil.* Au Four, son altitude relative par rapport au talweg est de + 20 m. Dans le talus nord du chemin, à quelques dizaines de mètres à l'E du Four, on peut observer deux fentes en coin qui recoupent à la fois le cailloutis de la haute terrasse et l'argile sous-jacente, L'une d'elles atteint plus d'un mètre de hauteur; sa largeur apparente est de 28 cm au sommet et de 7 cm à la base; elles ne sont pas remplies de sable éolisé, comme la plupart des fentes en coin de la région, mais par de petits galets et du gravillon comme les fentes de la haute terrasse du Graon, à la Brunetière. Les matériaux de ce remplissage (échant. 36) sont un peu plus fins que ceux de la couche grossière encaissante, les galets y sont redressés. Sous ce dépôt grossier s'étend la même argile

verte, ou grise à taches rouges (échant. 37) que celle qui supporte la nappe à blocs, à l'E de Jolly. Le sable qu'elle renferme, assez abondant, est non-usé; par ses cristaux de quartz automorphes et ses minéraux lourds (4) il est, en partie au moins, originaire du massif granitique d'Avrillé. Au Four, cette argile repose sur des schistes à séricite très altérés et rubéfiés (Cf. p. 91-92). Par leur faciès, par l'absence de toute éolisation de la fraction sableuse, par leur situation immédiatement en contre-bas du calcaire domérien de Jolly (la base du calcaire est à 32 m environ, sur le bord ouest de l'interfluve, et l'argile verte et rouge s'étend entre 31 et 28 m, sur le bord est), — ces argiles peuvent être attribuées en toute certitude au Lias. Leur présence est presque constante sous les calcaires hettangiens ou charmouthiens de la région. Vers l'E, la terrasse et l'argile liasiques sont recoupées en biseau et s'amincissent progressivement; on voit apparaître le socle schisteux rubéfié, qui forme un talus, en contre-bas.

La pente de ce talus, de F′ en H, est d'abord de 6,1 %, puis de 9,2 %, jusqu'à un nouveau replat, plus faiblement incliné (3,6 %) et occupé par un autre dépôt (de H à I), qui affleure entre 17,40 m et 14,40 m d'altitude (échant. 40).

Ce sédiment est formé de minuscules débris de schiste pourri; sa couleur est brun rouge (teinte 44 E) tirant sur l'orangé, et caractérise toutes les basses terrasses fluviatiles de la région. Son altitude relative est de + 10 m. Au lavage, le micaschiste achève de se décomposer et sur la courbe granulométrique (fig. 26, p. 253), la partie fine (inférieure à 50 microns) est très abondante. Les pourcentages sont remarquablement constants, entre les tailles de 8 et de 0,1 mm. Dans le sable, la fraction éolisée est importante et les pourcentages de grains éolisés et ronds-mats sont tout à fait comparables à ceux de la basse terrasse du Graon (même figure).

Les minéraux lourds sont à la fois ceux du granite et ceux des sables éolisés.

Ce dépôt de basse terrasse est très érodé, aminci en biseau vers le bas; au-dessous, une reprise d'érosion a façonné dans le schiste un talus dont la pente est de 4,7 %. Le pied du versant est nettement concave et rejoint doucement la plaine alluviale du Troussepoil.

Ce ruisseau, dont le cours supérieur est alimenté par le massif granitique, entre la Lande Saint-Jean et les Forêts, est rarement tout à fait à sec, sauf à la fin de l'été, où des flaques et des mares en jalonnent le tracé. Le lit mineur, large de 2 à 3 m, est installé sur du gravillon granitique et des débris de schiste; la plaine alluviale est recouverte d'un limon

(4) Ils sont les mêmes dans les échantillons 35 et 37; on y remarque la présence d'hypersthène, originaire du granite d'Avrillé.

brun sableux assez épais et domine le lit mineur de 2 m. Elle est relativement très large en ce point (118 m), en raison de la confluence du Troussepoil, de la Rinaie et du ruisseau de la Dultière.

Du talweg du Troussepoil jusqu'au pied du versant est, la pente de cette plaine alluviale est de 0,43 %; de L en M, des éboulis masquent le talus rocheux, mais de M en N, le schiste affleure avec une pente de 9,6 %; la moitié inférieure du versant est très concave; la moitié supérieure est convexe.

Sous le village du Givre, une couverture de limon éolien s'étend sur la plate-forme interfluve.

L'intérêt de ce profil transversal de la vallée du Troussepoil est de montrer la complexité de son évolution. On y constate l'emboîtement de trois dépôts bien différents, quoique tous de type fluviatile. La coupe permet de voir quel sont leurs rapports avec le ruisseau actuel et avec le gisement de Lias de Jolly-sur-Rabretière.

L'altitude relative des trois nappes alluviales anciennes, par rapport au talweg, est de + 30, + 20 et + 10 m. Par leur situation topographique et leur composition lithologique, les deux dépôts inférieurs représentent respectivement les restes de la haute et de la basse terrasses quaternaires. Quant au dépôt supérieur, à blocs, on a vu qu'il faisait partie d'une nappe ancienne, s'étendant du massif granitique d'Avrillé jusqu'aux Sables-d'Olonne, et d'âge peut-être plio-quaternaire.

L'allure ondulée du profil provient de ce que ces trois dépôts ont été entamés, amincis ou complètement enlevés, selon les points, par le recreusement des vallées du Troussepoil et de son affluent. L'érosion a même atteint et entamé le socle schisteux avant et après le dépôt de la basse terrasse.

Sur le tracé du cheminement, la profondeur de la vallée du Troussepoil atteint 30 m, par rapport au sommet de l'interfluve de Jolly, et celle du vallon adjacent atteint 12 m; si l'on songe que le ruisseau de ce dernier n'est qu'à 300 m de sa source, cet enfoncement paraît remarquable.

La valeur des pentes de ce vallon, sur le profil, varie de 1 à 3 %, tandis que celles de la vallée du Troussepoil, en contrebas de la haute terrasse, varient de 3,6 à 9,6 %. Sur la coupe, une forte valeur n'est pas atteinte seulement sur le versant de rive concave, comme c'est le cas pour le profil du Ligneron (dépliant VI), mais aussi sur le talus entre la haute et la basse terrasse (9,6 et 9,2 %). La plaine alluviale est ici encadrée par deux rebords peu inclinés et dont la pente atteint des valeurs voisines (4,7 et 4,3 %).

La dissymétrie de ce profil est frappante : tous les dépôts sont situés

à l'W du Troussepoil. Sa confluence avec la Rinaie, grossie du ruisseau de la Dultière, a entraîné un abaissement des interfluves orientaux, tandis qu'à Jolly l'interfluve est plus élevé, en raison d'une densité de drainage plus faible. On doit à ce fait la conservation du lambeau de Lias.

En conclusion, ce profil permet de discerner de multiples phases d'érosion et de remblaiement, dans le cadre de la vallée du Troussepoil.

1. Dès avant le Lias, existait un réseau hydrographique, de tracé presque semblable à l'actuel, mais de profondeur un peu moindre (Cf. p. 105 et Profil longitudinal du Troussepoil, fig. 5).

2. Les dépôts du Lias fossilisèrent cette topographie différenciée; des argiles et des calcaires doméricns recouvrent encore partiellement l'interfluve de Jolly-sur-Rabretière, le versant occidental du vallon affluent du Troussepoil, ainsi que le haut du flanc ouest de cette dernière vallée. Sur le tracé du profil, ce vallon, encore en partie fossilisé par les argiles liasiques, atteignait 8 m au moins de profondeur, par rapport au sommet de l'interfluve de Jolly, au moment de cette transgression.

3. La nappe à blocs, d'âge présumé plio-quaternaire, recouvre à la fois l'interfluve et le versant occidental du vallon affluent (de C en D).

4. Malgré la formation d'un léger talus en contre-bas (de D à E), le creusement du vallon ne s'est accentué que de 1,5 m par rapport au creusement préliasique, là où il entame le schiste (sur le tracé du profil).

5. Le dépôt de la haute terrasse résulte d'une phase d'érosion et d'accumulation corrélatives : ses matériaux n'ont pas une origine lointaine, car ils ne renferment pas de minéraux lourds.

6. Le talus qui sépare la haute et la basse terrasses témoigne d'une forte reprise d'érosion.

7. La basse terrasse du Troussepoil (de H à I) est constituée par un matériel local : du schiste en fines miettes, ainsi que par du sable éolisé.

8. Le talus schisteux qui domine le fond de la vallée implique un important déblaiement des matériaux meubles qui encombraient celle-ci, ainsi qu'un léger recul du flanc rocheux.

9. La plaine alluviale actuelle s'étend sur le remblaiement flandrien.

Au total, *on compte sur ce profil quatre phases d'érosion et quatre phases de remblaiement, dont une d'origine marine et trois d'origine continentale.* Mais ces témoins indiscutables ne représentent sans doute qu'une faible partie de l'histoire réelle de la vallée du Troussepoil...

2. Profils transversaux des vallées de la Rinaie et du ruisseau de la Dultière (fig. 44 et fig. 4, p. 84, levé n° 4).

Des levés à la planchette ont été faits dans le double but d'établir un profil transversal précis de ces deux vallées et de déterminer l'altitude exacte du gisement de Domérien de Lansonnière, qui présente de l'intérêt pour l'histoire préliasique de ces dépressions.

Du Givre à la Chaponnière, le levé va du S au N et traverse perpendiculairement la vallée de la Rinaie. De la Chaponnière à Lansonnière, il est dirigé sensiblement EW, perpendiculairement à la vallée du ruisseau de la Dultière (fig. 4, p. 84).

Profil de la vallée de la Rinaie

Le cheminement débute au repère de nivellement de l'église du Givre et descend tout droit vers la Rinaie. Sur l'interfluve, s'étend une mince couche de limon éolien, qui repose directement sur le schiste rubéfié. En contrebas de l'église, le haut du versant est convexe et la pente s'accentue progressivement vers le bas, de A en B; c'est en B que se trouve le rebord supérieur du talus qui descend rapidement vers le fond de la vallée; de B en G la pente est de 26 %. Malgré cette forte déclivité, le flanc rocheux est tapissé par un limon brun de ruissellement descendu de l'interfluve, épais d'une dizaine de centimètres et fixé par une prairie. On voit le schiste aux endroits où cette couverture fragile est écorchée; la plaine alluviale se raccorde au pied du talus par une concavité très marquée.

Le lit mineur de la Rinaie se trouve sur le bord sud du remblaiement de fond de vallée, qui s'étend sur 70 m de largeur. L'entaille creusée dans la plaine alluviale est profonde de 1 m et large de 3 m. Le colmatage de surface consiste en un dépôt limoneux brun; aucun sondage ne permet de savoir ce qu'il y a au-dessous, ni à quelle profondeur se trouve le fond rocheux.

La partie inférieure du flanc nord est concave et a une pente de 9,7 % (de D en E); en E, s'opère le passage de la forme concave à la forme convexe. Vers le haut du versant, la pente diminue progressivement : elle est de 4,9 % de E à F et de 2,3 % de F à H. La partie supérieure est légèrement déformée par un vallonnement profond de 1 m et large de 20 m (en G), où se trouve enfoncée la tête d'un petit affluent de la Rinaie. En H, la ferme de la Chaponnière est installée sur une étroite plate-forme subhorizontale, au sommet de l'éperon sud-est de cet interfluve. Entouré de tous côtés par des talus raides, cet éperon est décapé de toute couverture sédimentaire ancienne. Sur le schiste, il n'y a localement qu'un mince sol brun, constitué de limon éolien remanié et de schiste décomposé.

Profil de la vallée du ruisseau de la Dultière (fig. 44) (5)

De la plate-forme de la Chaponnière vers le talweg, le profil du versant occidental est convexo-concave, du haut vers le bas, comme le précédent; les pentes ont successivement les valeurs suivantes : 17 % (sur 54 m de distance, le long du profil); 9,9 % (sur 25 m); 15,6 % (sur 28 m) et 21,7 % (sur 8 m). La pente maximum se trouve tout en bas du talus, d'I en J. A la partie inférieure du versant, ce talus, disposé en amphithéâtre, s'enfonce sous la plaine alluviale, large de 35 m. Le ruisseau se trouve sur son bord est; sur le trajet du levé, le lit mineur s'étale sur 4 m et il est enfoncé de 1 m dans le remblaiement flandrien. Du rebord de la plaine alluviale jusqu'en K, le profil est concave et la pente atteint 9,5 %. Le passage de la forme concave à la forme convexe s'opère à 20 m à l'E de K, c'est-à-dire aux deux tiers de la hauteur totale. De K en L, la pente du versant est forte (19 %). Un bois y est installé; sur le sentier qui monte vers l'interfluve, le schiste est à nu, sous un mince pavage discontinu de fragments de quartz et de débris de schiste, descendus par ruissellement.

De L en M, le flanc est entamé par un vallon adjacent, donnant sur le profil l'illusion d'un replat. Si l'on ne tient pas compte de ce vallonnement, la pente du haut du versant (de L en M) est de 15,7 %. En M, sur le haut du talus, à la lisière du bois, affleure le schiste. La ferme de Lansonnière occupe le sommet de l'interfluve, revêtu d'une mince couche de limon éolien. Immédiatement au S de la ferme, mais en dehors du tracé du levé, un placage de Domérien calcaire, très riche en fossiles, recouvre le haut de ce versant.

3. Profil transversal de la vallée du Graon (fig. 45 et fig. 4, p. 84, levé n° 6, photo 43)

Ce profil transversal a été établi par un levé à la planchette long de 1 020 m, depuis un point situé à l'altitude de 41,23 m sur le flanc sud, jusqu'à un point situé à 49,69 m sur le flanc nord; ces deux points ne représentent pas tout à fait le sommet de chacun des interfluves, qui atteignent 53 m au S et 60 m au N.

Dans l'ensemble, le profil de la vallée est caractérisé sur chacun des flancs par une longue convexité supérieure et une courte concavité inférieure; le passage d'une forme à l'autre s'opère vers le bas, au 14/100e de la hauteur totale (mesurée à partir du sommet réel de l'interfluve) sur le flanc sud, et aux 28/100e sur le flanc nord, beaucoup plus abrupt. Tous deux sont sculptés dans un schiste à séricite tendre, gris vert foncé lorsqu'il n'est pas altéré, rouge brique lorsqu'il est recouvert par certains

(5) Le profil longitudinal de cette vallée est décrit p. 93-95. Cf. la figure 7, p. 94.

Profils transversaux des vallées de la Rinaie et du ruisseau de la Dultière

(Levé à la planchette)

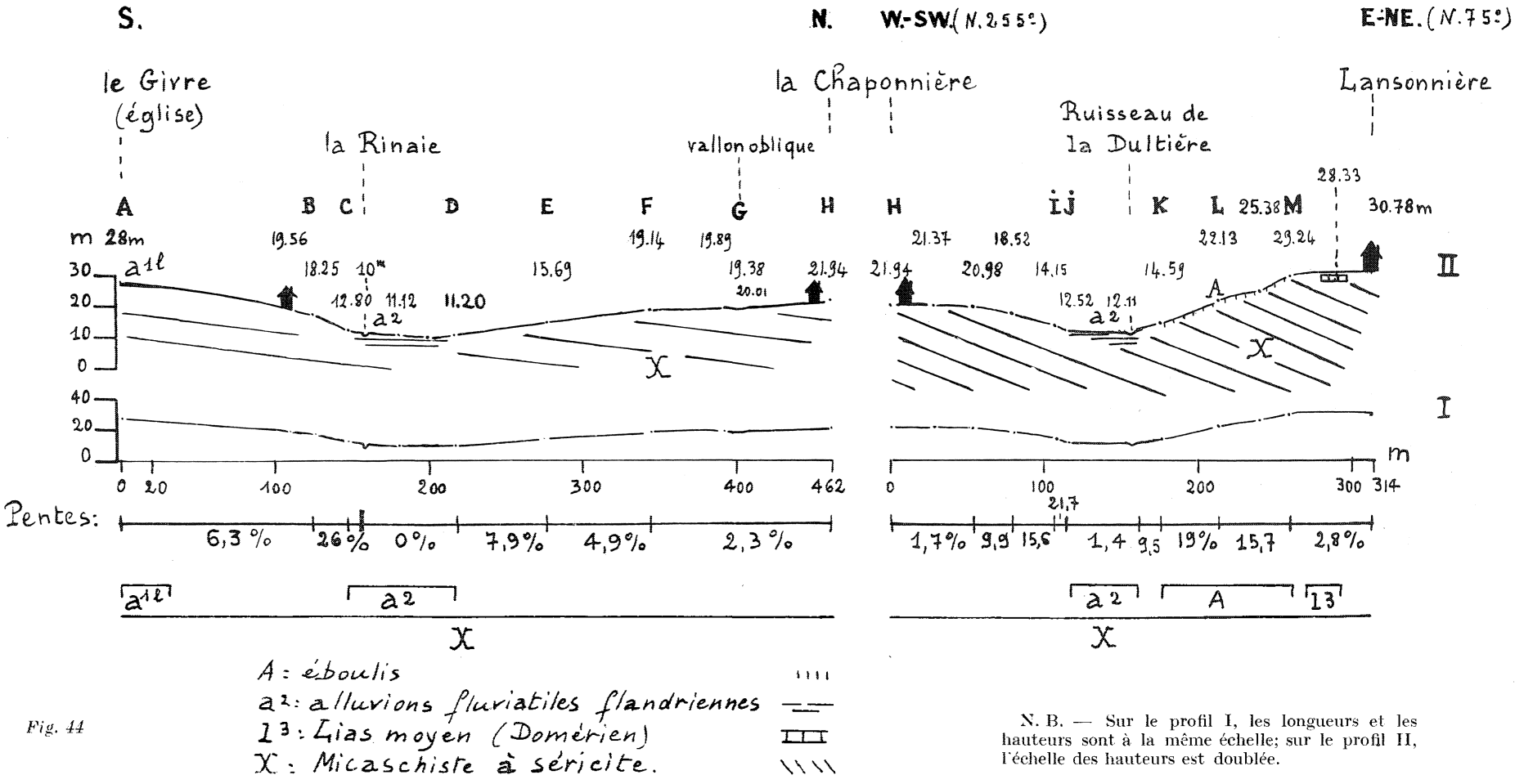
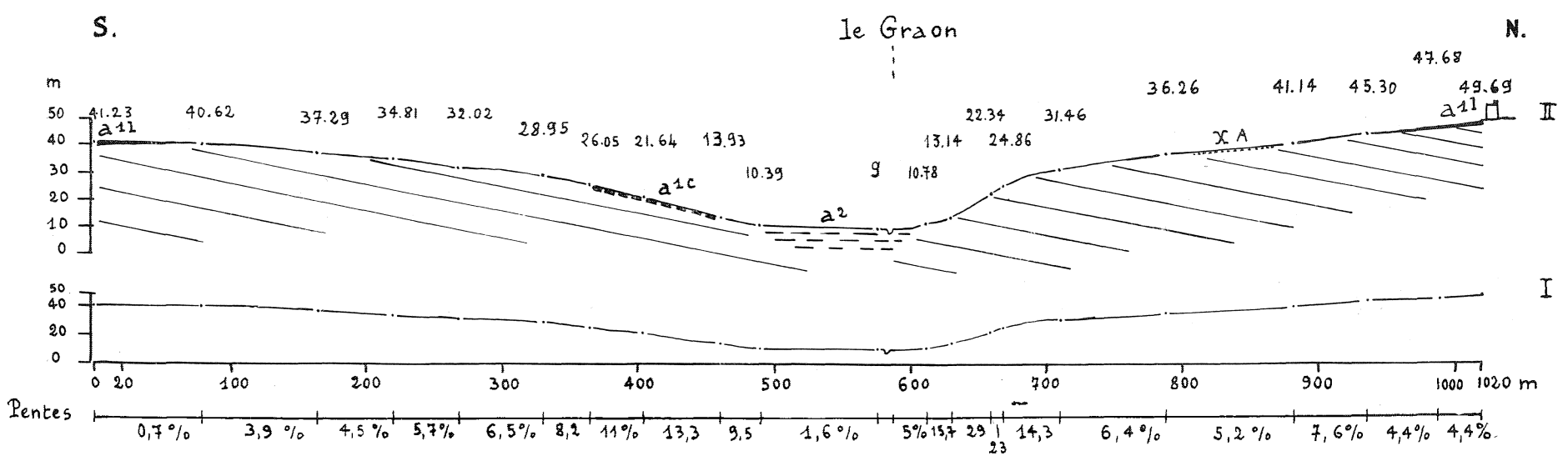


Fig. 44

N. B. — Sur le profil I, les longueurs et les hauteurs sont à la même échelle; sur le profil II, l'échelle des hauteurs est doublée.

Profil transversal de la vallée du Graon

(levé à la planchette)

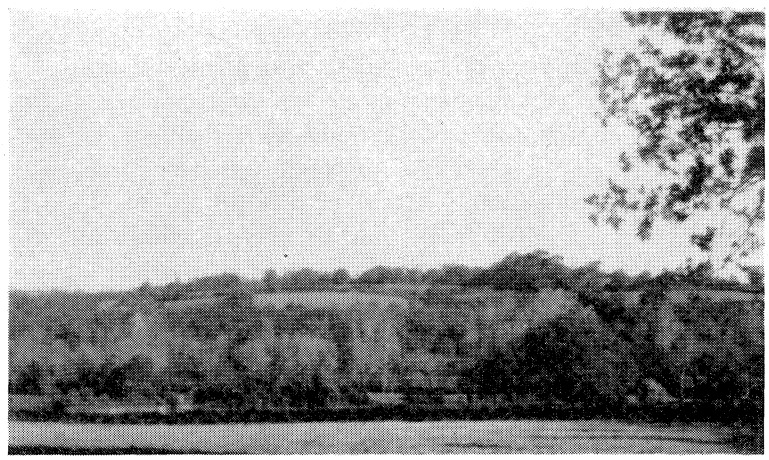


- - - - - XA Argile de décomposition des schistes.
a² Alluvions fluviatiles flandriennes.
a¹¹ Limon éolien.
a¹c Basse terrasse.
/ / / / / X Schiste à séricite.

Fig. 45

N. B. — Sur le profil I, les longueurs et les hauteurs sont à la même échelle; sur le profil II, l'échelle des hauteurs est doublée.

dépôts. Il ne renferme que de petites amygdales de quartz. Sa direction est de 70° W et son pendage de 30° vers le N. En amont et en aval du cheminement, la vallée est orientée à 55° W, donc un peu obliquement par rapport à la direction des schistes.



43. — Flanc sud de la vallée du Graon, vu de la Garneraye.

Sur le profil, le rebord supérieur du versant sud a une très faible pente (0,7 %). Une couche de limon éolien, épaisse de quelques centimètres, recouvre le socle; au-dessous, la pente s'accélère et passe successivement à 3,9, 4,5, 5,7, 6,5, 8,2 %; sur ce trajet, la terre végétale est très mince ou inexistante. De 26 m à 14 m d'altitude, ce versant est recouvert par un dépôt argileux à galets de quartz, de couleur brun rouge (26 D du Code). Sa granulométrie montre une répartition très étalée, avec deux maximums, à 8 et 13 mm (ce qui correspond à la taille des amygdales d'exsudation du schiste) (fig. 26, p. 253, courbe 58). La fraction fine (inférieure à 0,05 mm) représente 52 % du sédiment, ce qui est normal puisque l'essentiel du dépôt est constitué par du schiste en bouillie. D'après la morphoscopie des grains de quartz, ce sédiment renferme un apport sableux éolien non négligeable, *comme c'est le cas dans toutes les basses terrasses de la région.* Les minéraux lourds sont naturellement ceux qui correspondent à cet apport d'éléments éolisés, avec des grains bien roulés de tourmaline, de rutile, de staurotide, d'andalousite; on y trouve également les minéraux du granite, non roulés.

Par sa situation en bordure de la vallée du Graon, par sa composition lithologique, sa couleur, sa granulométrie et sa morphoscopie, ce dépôt est un reste de la basse terrasse du Graon. Il est à remarquer qu'elle

atteint l'altitude relative maximum de + 18,55 m, alors que celle du Troussepoil à l'W du Givre n'est que de + 10 m (6).

Sur le profil, le dépôt de basse terrasse, très érodé, ne forme pas de replat; mais dans les champs avoisinants, situés au même niveau, on en distingue quelques lambeaux; ce placage, qui modifie si peu la forme du versant, et se moule si bien contre le flanc rocheux, ne représente qu'une très faible partie du dépôt originel.

Au-dessous, reparaît le schiste, qui forme un talus à pente de 9,5 %; il est recouvert, à son pied, par le rebord supérieur de la plaine alluviale constituée, en surface, par du limon brun sableux et sur laquelle s'étend une prairie; elle descend par une pente de 1,6 % jusqu'au bord du Graon, qui coule au fond d'une entaille haute de 1,5 m et large de 4 m. Cette rivière, alimentée en partie par le massif granitique d'Avrillé, ne tarit pratiquement jamais, ce qui est très exceptionnel dans la région, pour les cours d'eau de cette importance.

Au N du lit mineur, la plaine alluviale remonte rapidement, avec une pente de 5 % jusqu'au talus schisteux de rive concave. Ce versant comporte une partie inférieure en pente forte, atteignant 29 % puis elle s'atténue progressivement jusqu'à l'extrémité du levé (4,4 % sur le bord de l'interfluve nord). L'anomalie est due à l'existence d'un vallon affluent. Sur la partie la plus en pente, s'étend un bois, sous lequel la terre végétale, mêlée de quelques cailloux, est très mince. Entre 36 et 40 m d'altitude, la pente étant moindre (5,2 %), on trouve sur le schiste quelques centimètres d'argile de décomposition.

Enfin, sur la plate-forme rocheuse où se trouve installée la Garneraye, subsiste une pellicule de limon éolien.

Remarque. — Il n'a pas été possible d'établir un tracé de levé qui passe à la fois sur la basse et sur la haute terrasse du Graon; cette dernière est cependant très bien représentée, en particulier à la Brunetière, un peu à l'E du profil exécuté; son altitude relative est de + 30 m (contre + 20 m pour celle du Troussepoil).

4. Conclusions

Les profils transversaux des vallées de la Vendée littorale comportent généralement les éléments constitutifs suivants, très nets sur le flanc convexe : à partir du rebord inférieur de l'interfluve, s'étend un haut

(6) Ces deux ruisseaux se jettent dans le Lay, rivière relativement puissante, vers la même altitude et à des distances équivalentes, à l'aval des profils (une dizaine de kilomètres). Mais l'altitude absolue des dépôts de basse terrasse était de 26 m dans le premier cas, contre 18 m dans le second. Pour se mettre en équilibre avec son niveau de base local, — le confluent avec le Lay —, le Graon opéra un travail de creusement plus intense que le Troussepoil.

versant en pente très douce (0,5 à 2 % en moyenne), puis celle-ci s'accélère et il se forme un talus dont la pente peut atteindre 15 %, mais dépasse rarement 5 %. Au-dessous, s'étend un replat, parfois très large, correspondant au remblaiement de haute terrasse. Celui-ci est entamé par une reprise d'érosion et, en contre-bas, on observe un talus, presque toujours modelé dans le socle ancien. Il domine un autre replat, engendré par le dépôt de basse terrasse, toujours moins épais et moins large que celui de la haute terrasse. Le pied du versant est fréquemment constitué par un dernier talus rocheux, qui se raccorde à la plaine alluviale par une concavité plus ou moins marquée. A l'amont, le fond de la vallée est en forme de berceau, tandis que vers l'aval, il tend vers une forme plane et en pente très faible. Les bords externes de la plaine alluviale se relèvent doucement, en se raccordant au pied des versants.

Sur le flanc concave de la vallée, le talus est plus raide; vers l'aval, on observe parfois des versants en plan incliné et en pente forte, dans la partie du cours affectée par une vigoureuse reprise d'érosion, en période de bas-niveau marin.

QUATRIÈME PARTIE

LA BANDE COTIÈRE ET LE PLATEAU CONTINENTAL AU LARGE DE LA VENDÉE

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS ET PROBLÈMES POSÉS

Longeant la pointe sud-orientale du Massif armoricain, sur une longueur totale de 120 km (1), le littoral vendéen ressemble, à bien des égards, à celui de la Bretagne méridionale; mais les aspects grandioses de certaines falaises bretonnes y sont exceptionnels; seule la « côte sauvage » de l'île d'Yeu rappelle, en maints endroits, les escarpements de Belle-Ile-en-Mer et de Quiberon. Par contre, vers le S, les falaises calcaires des environs de Jard se rattachent à celles du Pays Charentais et de la Saintonge.

Située aux confins de deux grandes unités morphologiques — Massif armoricain et Bassin d'Aquitaine — la côte vendéenne est surtout originale par sa variété : côte basse, dans l'ensemble, dont les falaises s'élèvent rarement au-dessus d'une dizaine de mètres et où des golfes profonds et des estrans sableux bordés de dunes alternent avec des secteurs rocheux.

Le caractère le plus frappant de la ligne de rivage est sa sinuosité et la multiplicité de ses orientations : promontoires élevés, vastes golfes occupés par des marais, larges estuaires, anses arrondies et secteurs rectilignes se suivent de façon disparate. Singulièrement hétérogène, cette côte reflète l'histoire longue et complexe du massif vendéen et de ses bordures.

La direction sud-armoricaine semble l'emporter dans le tracé du rivage; mais n'y aurait-il pas là une simple apparence ? L'influence réelle de la structure dans cette partie méridionale du Massif armoricain ne peut être déterminée que par une minutieuse étude de chacun des secteurs du littoral. On pourra ainsi reconnaître si les influences lithologiques sont déterminantes dans la répartition des promontoires et des rentrants et si des phénomènes tectoniques ont amplifié leur effet ou l'ont contre-balancé. Le relief compliqué de la bande côtière et le tracé de la ligne de rivage pour-

(1) De la pointe NW de Noirmoutier jusqu'à la pointe de l'Aiguillon.

raient résulter de la combinaison de traits structuraux fort anciens et de retouches plus récentes.

Témoins de la présence ancienne du continent au large de la côte actuelle, au cours d'époques révolues, les îles d'Yeu et de Noirmoutier posent maints problèmes, quant aux raisons de leur existence, de leur orientation, de l'inclinaison de leur surface, de la complexité de leur structure et de leur évolution morphologique. Par ailleurs, le mouvement des mers quaternaires n'a point dû se faire sans laisser de traces, le long de cette côte (Dépliant IV, p. 51).

En arrière de la ligne de rivage, s'étend une bande de terrain large de quelques kilomètres (mais beaucoup plus vaste le long des marais) et d'altitude basse; vers l'intérieur, elle est bordée par un talus souvent très net, par exemple à l'W de la Garnache, à l'E de Challans et de Commequiers, à Saint-Martin-de-Brem, au NE des Sables-d'Olonne et au S d'Avrillé, ainsi qu'aux environs de Champ-Saint-Père, de Mareuil-sur-le-Lay et de Sainte-Hermine. La pente des plateaux du Bas-Bocage, si douce (0,1 % en moyenne au-dessous de 110 m), s'accélère brusquement à partir de 60 m, engendrant un talus dont l'inclinaison varie entre 0,2 et 5 %. Cette accélération des pentes tout le long de la bande côtière peut être dû à un affaissement marginal, par flexure ou par faille; mais on peut aussi supposer que la bordure du continent, rongée par les mers du Secondaire et du Tertiaire, a reculé peu à peu; ne serait-il pas possible, enfin, de déceler les traces de l'érosion continentale, le long du talus ? Ces trois hypothèses ne sont peut-être pas inconciliables. Il est remarquable en tous cas qu'en contre-bas du talus ou à sa partie inférieure, s'étendent des restes de bassins sédimentaires du Lias, du Jurassique, du Crétacé ou du Tertiaire.

Enfin, nous rechercherons si la ligne de rivage actuelle correspond à une discontinuité importante, entre l'ensemble du Bas-Bocage et le Plateau continental. Les dimensions de ce dernier et la profondeur à laquelle il se trouve sont des faits essentiels qui permettront de le rattacher au continent par des liens génétiques, ou au contraire de l'y opposer.

L'étude des sédiments du Secondaire et du Tertiaire en Vendée littorale nous a montré l'importance capitale du mouvement de va-et-vient de la mer; nous avons pu estimer les limites supérieures probables atteintes par ces transgressions; l'étude du Plateau continental nous permettra de savoir jusqu'où recula la mer, à diverses époques. Bien des explications ont été proposées jusqu'ici, pour rendre compte des allées et venues de ces mers épicontinentales : eustatisme, glacio-eustatisme, tectonique : l'étude des rapports entre le Bas-Bocage et le Plateau continental nous permettra-t-elle de faire un choix entre les hypothèses proposées ?

CHAPITRE II

LE TALUS ROCHEUX DE 60 A 30 m ET LES BASSINS DE BORDURE

La vaste plate-forme du Bas-Bocage, entaillée de vallées, s'incline doucement d'E en W, depuis Saint-Martin-des-Noyers jusqu'à Saint-Gilles-sur-Vie, selon son axe médian. (Elle a été décrite au chapitre I de la Deuxième Partie. Cf. dépliant IV, p. 51, et dépliant III, p. 47). Entre les limites occidentales des courbes de niveau de 110 et de 60 m, la pente d'ensemble est de 0,11 % ; à l'intérieur de cette zone, l'inclinaison des surfaces interfluves n'est pas tout à fait régulière; elle est plus rapide entre les courbes de 110 et de 80 m qu'entre celles de 80 et de 60 m; la pente est de 0,12 % entre les premières et de 0,09 % entre les secondes.

Au-dessous de la courbe de 60 m, la pente s'accélère sur les restes des plateaux et il se forme un léger talus, discontinu, modelé dans le socle ancien; entre les courbes de 60 et de 30 m, sa largeur varie de 3 à 7,5 km et sa pente moyenne est de 0,6 % ; il est particulièrement net, entre Talmond, Avrillé et Mareuil-sur-le-Lay, vu de la plaine jurassique qui s'étend au S.

Pincée entre cette ligne de relief et le rivage, s'étend une bande de terrains bas, composée par diverses petites unités morphologiques; elle est, en grande partie, occupée par des terrains sédimentaires : de Fromentine à Saint-Gilles, se trouve le bassin cénomanien, éocène et miocène de Challans-Commequiers et la vaste étendue du Marais breton, dont la largeur atteint 18 km à l'W de Challans. De Saint-Gilles à la Gâchère, la côte est jalonnée par des marais littoraux et des zones basses tapissées de dunes; au S de Talmond et d'Avrillé, le bassin liasique et jurassique forme la bordure littorale, relayé au SE par le Marais poitevin. Sur une petite partie seulement de la côte s'étendent des secteurs rocheux, bordés par une falaise de schiste, de micaschiste ou de gneiss. La largeur de cette bande de terrains bas est variable, et selon une direction normale à la côte, atteint les valeurs suivantes, entre les altitudes de 30 et 0 m (Cf. dépliant IV) :

De la Garnache à Fromentine	23	km
Au droit de Saint-Martin-de-Brem	1,5	—
— d'Olonne	3,5	—
— de Saint-Jean-d'Orbestiers	1	—
— de Talmond	4	—
— d'Avrillé	7	—

Dominant ces terres basses, quelques promontoires dépassent le talus, comme celui du Moulin des Habites, au-dessus du bassin de Commequiers, celui de Saint-Révérend-Saint-Gilles, qui sépare les marais de Monts et du Jaunay, celui de Saint-Martin-de Brem et celui d'Olonne; leur pente longitudinale est, dans l'ensemble, de 1 à 2 %.

Ainsi, le long de l'Océan, la lisière du continent est essentiellement caractérisée par l'existence de deux éléments morphologiques bien distincts : le talus rocheux et la frange de terrains bas. Moins étudiée jusqu'ici que la ligne de rivage elle-même, la discontinuité correspondant au talus est cependant un trait géographique important, mais inexpliqué. Le resserrement des courbes de niveau de 60, 50, 40 et 30 m, qui restent à peu près parallèles entre elles (sauf sur le bombement médian, entre Saint-Gilles et Saint-Révérend), résulte probablement de l'action combinée de plusieurs facteurs; il importe de rechercher si la formation du talus peut être attribuée surtout à des processus d'érosion marine ou d'érosion continentale; en outre, ne faut-il pas aussi envisager le rôle de la tectonique, soit sous forme d'effondrements localisés, soit sous forme d'une flexure continentale (1) ?

L'histoire des transgressions et des régressions marines, en partie reconstituée dans la Deuxième Partie de ce travail, nous a familiarisés avec l'idée que la vaste plate-forme du Bas-Bocage fut périodiquement submergée par la mer, en particulier au Lias, au Jurassique, au Crétacé moyen et supérieur, à l'Éocène, au Miocène, au Pliocène, au Quaternaire. Ces multiples transgressions eurent beau s'avancer sur un relief différencié sans en modifier sensiblement les formes (comme le prouve la conservation de quelques vallées préliasiques et de très nombreuses vallées précénomaniennes), il semble cependant que l'on puisse retrouver, dans certains secteurs, les traces de l'érosion marine.

Sur la bordure orientale du bassin de Challans-Commequiers, les dépôts cénomaniens s'appuient localement contre une véritable falaise, par exemple aux Plantes (à 1 km au NE de Challans) : aucune vallée n'aboutit au fond de ce golfe ouvert vers l'W, face à l'Océan. Certainement submergée et fossilisée sous les sables, au maximum de la transgression, cette falaise

(1) Cf. J. Bourcart, 1938 et 1949 *a*.

est le témoin précieux d'un stationnement momentané de la mer cénomanienne. Au N, à l'E et au S de Commequiers, les talus schisteux contre lesquels le Cénomanien est plaqué ont bien joué le rôle d'une falaise à cette époque, mais leur façonnement est lié à celui de la vallée précénomanienne de la Vie : ils sont essentiellement dus à l'érosion continentale. Malgré de patientes recherches, il ne nous a pas été possible de retrouver, sur le talus de 60-30 m, d'autres formes de terrain que l'on puisse attribuer avec vraisemblance à l'érosion marine (Cf. fig. 10, p. 116) (2).

Le façonnement du talus ne serait-il pas dû, en partie, à l'érosion continentale, par un recul progressif des interfluves pincés entre les grandes vallées ?

Un trait remarquable du talus côtier est sa discontinuité : il est interrompu par la partie aval de toutes les grandes vallées; l'accélération des pentes, de 60 à 30 m, normalement au rivage, a lieu sur les éperons interfluves, au confluent de toutes les vallées maîtresses : butte du Moulin de la Grippe, entre la rivière de Sallertaine et le Ligneron; promontoire du Moulin des Habites, entre le Ligneron et la Vie; butte du Moulin de la Maigrière, entre le Guy-Gorand et le Jaunay; éperon de Saint-Martin-de-Brem, entre le Jaunay et l'Auzance : *sur le versant occidental du Bas-Bocage, le resserrement des courbes de niveau, entre 60 et 30 m, découle de la confluence des grandes vallées E-W, qui s'effectue sensiblement vers le même méridien. Ce talus discontinu, orienté N-S, est constitué par les éperons interfluves* pointant vers la mer. Il résulte donc essentiellement de l'érosion continentale (dépliant IV, p. 50).

Il est ancien, puisqu'il est constitué en partie par les interfluves des vallées précénomaniennes, peu retouchées depuis leur exhumation et en partie par des restes de falaises cénomaniennes; enfin il a été recouvert par cette mer et il est encore fossilisé en quelques points sous les dépôts correspondants.

Sur le versant méridional du Bas-Bocage, entre Les Sables-d'Olonne et Sainte-Hermine, l'origine du talus paraît différente (Cf. dépliant IV). Entre les pointes méridionales des courbes de niveau de 60 et de 30 m, la pente du talus, sur le socle ancien, est de 0,5 %, de Beauséjour vers Saint-Jean-d'Orbestiers, de 1 % au méridien d'Avrillé, de 3,7 % à celui de Mareuil; en bordure du marais poitevin, à Sainte-Hermine, le socle granitique s'enfonce sous le Lias et le Jurassique, avec une pente qui atteint localement 9 % (3).

(2) Aux Plantes, la falaise précénomanienne borde le fond d'une anse largement ouverte vers le SW; elle est entaillée dans le relief de faille qui, venant de Beauvoir-Saint-Urbain se suit jusqu'à la Forêt Quairy et longe le flanc nord de la vallée du Ligneron. L'action morphologique de l'érosion marine est peu de chose, par rapport à celle de cet accident tectonique antérieur à la transgression cénomanienne.

(3) M. Ters, 1954, *c*.

Le long d'une bande allant de Talmond à Avrillé, Mareuil et Sainte-Hermine, le talus formé par le massif ancien domine la plaine calcaire, elle-même affaissée vers le S; les manifestations d'une tectonique cassante y sont nombreuses et se traduisent par des gauchissements, des failles et des effondrements (4). Le talus tectonique d'Avrillé est nettement marqué sur la courbe hypsographique (fig. 37, p. 316).

La plate-forme ancienne du Bas-Bocage, si remarquable par sa stabilité, est entourée par une auréole de zones légèrement subsidentes ou effondrées; cette tendance à l'affaissement est fort ancienne, et a facilité l'établissement des bassins liasiques, éocènes et miocènes. Mais les mouvements tectoniques qui se sont produits à maintes reprises sur cette bordure, au cours du Secondaire et du Tertiaire, ont toujours eu une très faible ampleur.

En conclusion, sur la côte ouest de la région, le talus de 60-30 m résulte essentiellement de l'érosion continentale et il est précénomanien; sur la côte sud, l'accélération des pentes en bordure du massif ancien dérive tantôt d'une flexure, tantôt d'une descente en gradins d'origine tectonique. Ces mouvements, commencés avant le Lias, se sont poursuivis après le Jurassique. Au N, les golfes de Machecoul et de Montaigu — ainsi que la dépression du lac de Grand-Lieu — sont dus à des mouvements synclinaux et à de petits effondrements locaux très probablement précénomaniens; les mers tertiaires y ont pénétré (au Lutétien, à l'Helvétien et au Redonien) et peut-être, auparavant, la mer cénomanienne.

(4) Le détail de ces accidents est donné p. 76 et 107.

CHAPITRE III

LA COTE ET LA STRUCTURE

I. — GÉNÉRALITÉS

Déjà, bien des allusions ont été faites aux terrains et à la tectonique de la bande côtière, caractérisée par une grande hétérogénéité lithologique et par la présence de nombreux accidents (dépliant IV).

C'est le massif ancien qui constitue l'éperon avancé de la Pointe Saint-Gildas, tout à fait au N de la côte vendéenne; au S, le socle est largement échancré par les vastes étendues des marais de Bourgneuf et de Monts, séparées l'une de l'autre par la presqu'île de micaschistes de Beauvoir. Le long de ces marais, la ligne de rivage est reportée loin vers l'W, à la faveur des cordons littoraux qui s'étendent du Pays de Retz jusqu'à Sion sur l'Océan. Ensuite, de Sion à Croix-de-Vie, le Briovérien s'élève en de modestes falaises (à une dizaine de mètres); de la Sauzaie à la Gâchère, s'étendent des porphyroïdes, des arkoses, des schistes et des phtanites; quelques petits promontoires, quelques grottes et quelques aiguilles agrémentent cette côte. Après l'interruption correspondant aux marais de la Gâchère, la presqu'île de la Chaume s'élève progressivement du N vers le S et tranche en biseau le flanc nord de l'anticlinal des Sables-d'Olonne, constitué de micaschistes et de gneiss. Au SE, des Sables à Bourgenai, ainsi qu'à la Pointe du Payré, ces schistes cristallins affleurent de façon continue, sauf le long du synclinal du Payré. Enfin, au S de Saint-Nicolas-de-Jard, le massif ancien s'enfonce sous les sédiments du Bassin d'Aquitaine et ne reparaît plus que sur les hauts-fonds de Roche-bonne. Au total, le socle ancien occupe à peine le tiers de la bande côtière vendéenne.

Les bassins sédimentaires, par contre, affleurent sur de grandes étendues, mais ils sont souvent séparés du rivage par un marais. Le bassin crétacé de Challans-Commequiers est le plus important; des dépôts éocènes et miocènes y sont emboîtés. Dominé sur trois côtés par des talus

de roches anciennes, il s'étend de la Pointe-Saint-Gildas à la presqu'île de Croix-de-Vie, et s'ouvre largement vers l'W.

Vers le S, le petit bassin de calcaire hettangien d'Ile-d'Olonne est actuellement le témoin le plus septentrional de la transgression liasique qui s'étendit probablement, nous l'avons vu, sur toute la région (1). Enfin, de Saint-Jean-d'Orbestiers à Saint-Nicolas-de-Jard, les calcaires du Lias et du Jurassique affleurent en falaises et sur les estrans, soit en minces placages posés sur le gneiss, soit en petits blocs effondrés pincés au milieu des roches cristallines, soit en tables horizontales, installées sur la tranche de micaschistes redressés. Très variés dans le détail sont les rapports du socle et de sa couverture. Au SE de Jard, les falaises de calcaire jurassique s'abaissent peu à peu et font place aux dunes qui bordent l'étendue déprimée du Marais poitevin.

La bordure des marais occupe, à seule, la moitié de la longueur totale de la ligne de rivage. Outre les grands marais déjà cités, plusieurs autres, de moindres dimensions, coïncident avec les embouchures de certaines rivières côtières : marais de la Gâchère, des Sables, du Caillola, de la Mine, du Payré...; ils sont souvent séparés de la mer par un cordon dunaire, plus rarement par une levée de galets.

Cette rapide localisation des principaux éléments structuraux, le long de la ligne de côte, souligne tout le disparate de cette disposition et de ces alternances, qui rendent compte de la variété des paysages.

II. — L'INFLUENCE DES DIRECTIONS TECTONIQUES MAJEURES

Le manque d'unité lithologique du littoral vendéen est dû aux importants accidents, hercyniens et posthumes, qui en ont réglé la disposition : des failles, des zones de torsion et d'écrasement, d'innombrables fractures déchirent le socle et bousculent sa couverture sédimentaire; des ondulations synclinales et anticlinales affectent profondément la morphologie côtière; la formation des anses et des baies, la localisation des zones de falaises et des côtes sableuses est en rapports étroits avec ces bouleversements.

Trois orientations fondamentales ont marqué de leur empreinte la ligne de rivage : la direction E-W, la direction sud-armoricaine, et la direction N-NW-S-SE.

A) L'ORIENTATION EW

Elle est caractéristique des terrains affectés par l'orogénèse prébercynienne (et la première phase hercynienne). Au N de la bande côtière,

(1) Cf. deuxième partie, chap. I, p. 65.

l'éperon de la Pointe Saint-Gildas s'avance en mer selon cette direction. Plus au S, les presqu'îles rocheuses de Bois-de-Cené et de Beauvoir, allongées de même, dominent l'étendue du Marais breton. L'éperon de Croix-de-Vie-Saint-Gilles suit un axe EW qui aboutit à l'île d'Yeu (Cf. p. 70). A Brétignolles, les porphyroïdes et la bande de phtanite du Prégneau se prolongent en mer par de petits caps orientés EW. Enfin, le long de la côte de la Chaume, le large estran de micaschistes et de gneiss, qui émerge aux basses mers, est tout dentelé du côté du large par des pointes rocheuses de même orientation; elle est également suivie par les failles qui bordent, au N et au S, le bloc basculé d'Ile-d'Olonne.

Une fois localisés les secteurs principaux affectés par cette direction, il reste à préciser les modalités de son influence. A la pointe Saint-Gildas, les micaschistes sont dirigés E-W, mais le talus bordant le S de la presqu'île souligne l'importance de cette direction. L'orientation des presqu'îles de Bois-de-Cené et de Beauvoir correspond à celles des micaschistes; elle est mise en valeur du fait que ces presqu'îles sont encadrées au N et au S par des zones affaissées. L'éperon de Croix-de-Vie est situé, nous l'avons vu, sur l'axe d'un bombement anticlinal post-hercynien et préliasique; l'orientation des couches est d'ailleurs parallèle à ce pli. A Brétignolles, l'orientation EW correspond à la fois à la direction des couches et à celle de la grande faille qui met en contact anormal le phtanite du Prégneau et la porphyroïde de la Sauzaie, sur le bord nord du synclinal. A la Chaume enfin, la direction EW des pointes rocheuses correspond à celles des couches (Fig. 2, p. 33, et dépliant IV, p. 51).

Ainsi, selon les points, l'orientation EW de la ligne de rivage, des presqu'îles et des pointes est due, soit à l'orientation des couches, soit à celle des plis, soit à celle d'une cassure importante; les deux premières influences se conjuguent le plus souvent.

A la pointe Saint-Gildas, à Bois-de-Cené, à Beauvoir, à Saint-Gilles, à Brétignolles, on peut penser que cette orientation fondamentale est très ancienne (précambrienne); en revanche, à la Chaume, elle affecte les schistes cristallins hercyniens, tandis que les failles bordières du bloc basculé d'Ile-d'Olonne sont postérieures au Lias.

Dans le Marais poitevin, G. Waterlot (1941 et 1950) a pu déceler l'existence de nombreux plis synclinaux et anticlinaux d'orientation EW : ils sont post-jurassiques et précénomaniens.

B) L'ORIENTATION SUD-ARMORICAINE (60 à 65° W)

Elle régit des secteurs importants de la ligne de côte, en particulier la direction des îles côtières (Yeu, Ré et Oléron) et des talus qui bordent

INSTITUT DE GEOLOGIE * BIBLIOTHEQUE * UNIVERSITE DE BERNE

au N le marais de Bourgneuf et le marais de Monts. Ils sont subparallèles aux plis hercyniens de Saint-Nazaire-Mervent et des Sables-d'Olonne.

La presqu'île de la Plaine-sur-Mer est légèrement basculée vers le NE et son bord sud-ouest forme un talus rectiligne, depuis la Pointe Saint-Gildas jusqu'à Machecoul (2) ; le talus de Saint-Urbain-Challans domine de même façon le marais de Monts. L'allongement de l'île d'Yeu en direction NW-SE correspond au passage d'un anticlinal hercynien (Mathieu, 1938 *a*) ; par ailleurs, l'île est basculée par le NE et sa façade méridionale est limitée par une importante cassure. Tout à fait au S, en Charente-Maritime, les îles de Ré et d'Oléron, ainsi que les Pertuis breton et d'Antioche, sont alignés suivant cette direction : c'est aux ondulations anticlinales qui affectent les terrains jurassiques que ces îles doivent leur existence et leur orientation (3).

Quelles peuvent être les causes de ces alignements subparallèles et la date de leur formation ? En raison du basculement vers le NE de la presqu'île de la Plaine, l'origine tectonique du talus allant de la Pointe Saint-Gildas à Machecoul ne fait aucun doute; son âge est très probablement présénonien, et il borde au N le bassin éocène de la Baie de Bourgneuf. Le talus de Beauvoir à Challans est ancien, puisque des marécages littoraux, adossés contre lui, occupaient déjà la baie de Monts au Cénomanien inférieur. Un peu à l'W de Challans, l'Éocène moyen (Lutétien) repose sur le Cénomanien, épais de plusieurs mètres (Pont-Abert, la Vérie), tandis que sur la presqu'île de micaschistes qui domine le talus, le Lutétien repose directement sur le socle, sans l'interposition de Cénomanien (Saint-Gervais, le Molin, l'Abbaye, la Papinière). *Le talus de direction sud-armoricaine allant de Saint-Urbain à Challans est donc un trait topographique très ancien : il est antérieur au Cénomanien.* Le marais de Monts représente une zone un peu affaissée au pied du talus, dépression envahie par la mer cénomanienne, puis par la mer lutétienne, et visitée à nouveau par la mer helvétienne. Le basculement de l'île d'Yeu et de la presqu'île de la Plaine est vraisemblablement contemporain de la formation du talus tectonique de Saint-Urbain-Challans : ce dernier est intercalé entre les deux autres accidents et les trois cassures sont subparallèles.

Des Sables-d'Olonne à la Pointe du Payré, l'orientation générale de la côte est sud-armoricaine et perpendiculaire à la pente du massif ancien qui descend lentement du NE vers le SW. Si, dans l'ensemble, le tracé du rivage correspond à l'intersection des lignes de plus grande pente

(2) Sur ce point, Cf. p. 179 et suivantes.

(3) Ces déformations posthumes ont été étudiées par G. Waterlot (1941) ; Cf. aussi M. Ters (1952). A l'inverse de l'île d'Yeu et de la presqu'île de la Plaine, l'île de Ré est basculée du NE vers le SW.

par une horizontale, les indentations de détail résultent d'influences locales très complexes, qui seront étudiées plus loin.

C) L'ORIENTATION N-NW-S-SE

Elle intéresse des secteurs côtiers de moindre étendue. De Roche-Biron au Brethomé, la ligne de rivage est dirigée 40° W, dans l'ensemble, comme les isobathes de — 5 et de — 10 m. Elle est oblique par rapport à la pente générale du terrain, qui descend d'E en W depuis le plateau de 110-100 m jusqu'à la côte, et tantôt oblique, tantôt perpendiculaire à la direction des couches (Dépliant IV, p. 51).

Au NW des Sables, la côte allant de Sauveterre à la Pointe de l'Aiguille est orientée 20° W, tandis que la direction des bancs oscille entre 80 et 90° E. Sur la carte géologique (2e éd.), on peut voir que la ligne de rivage est parallèle à la grande faille des Sables-d'Olonne (25° W) et à la zone faillée du Caillola (25° W). Ce parallélisme permet de supposer que la côte de Sauveterre à la Chaume est peut-être, elle aussi, en rapport avec des cassures. Or, le bassin hydrographique des Sables-d'Olonne, qui borde cette côte à l'E, a une forme tout à fait anormale, en triangle équilatéral (fig. 32, p. 300). De toute évidence, des déformations tectoniques ont affecté ce secteur; elles sont probablement, d'ailleurs, de très faible amplitude verticale.

Comme la ligne de côte elle-même, l'isobathe de — 20 m, qui borde la Vendée littorale en rasant la partie externe des îles, est orientée 30° W, ainsi que celles de — 50 et de — 100 m. Par contre, le talus continental est dirigé un peu plus vers l'W (à 45° W).

III. — CONCLUSIONS

De ce rapide examen, ressort la complexité des causes dont dépend l'orientation de la ligne de rivage : en dehors des secteurs occupés par des cordons littoraux, celle-ci est sous la dépendance étroite de la structure; certaines pointes sont engendrées par la direction des couches, dans le cas de roches particulièrement dures; mais, dans l'ensemble, ce sont les influences tectoniques qui ont eu un rôle déterminant dans le tracé du littoral : bombements anticlinaux, dépressions synclinales, blocs basculés ou effondrés, cassures. La grande majorité de ces accidents suit l'une des trois orientations fondamentales : EW, N-NW-S-SW et NW-SE. La direction EW est probablement précambrienne mais régit aussi une partie des schistes cristallins hercyniens; elle est suivie également par l'axe d'un pli à grand rayon de courbure, post-hercynien et pré-liasique.

La direction NW-SE est celle des plis hercyniens les plus importants; la direction N-NW-S-SE est celle des plus grandes failles hercyniennes.

Au cours du Secondaire et du Tertiaire, de nombreux accidents posthumes se sont produits, selon les mêmes orientations que précédemment.

Par l'importance qu'y prend la tectonique, la zone côtière contraste singulièrement avec l'intérieur du pays. Mais cette instabilité ne correspond qu'à des mouvements de très faible amplitude (quelques mètres à une vingtaine, au maximum); ils suffisent cependant, dans cette région au relief insignifiant, à engendrer la grande variété d'aspects que présente la côte vendéenne.

CHAPITRE IV

FALAISES ET ESTRANS

L'étude de la structure vient de souligner l'existence de types de côte variés, le long du littoral vendéen : de la Pointe Saint-Gildas à la baie de l'Aiguillon, alternent les secteurs pourvus de falaises et d'estrans rocheux et les secteurs bas bordés de dunes.

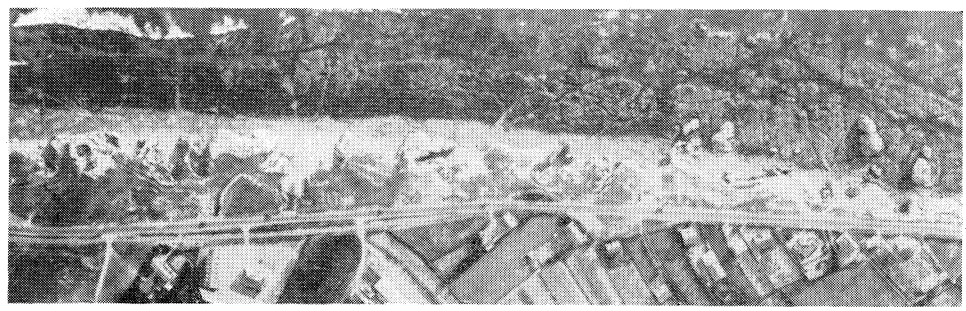
I. — LES COTES A FALAISE ET ESTRAN ROCHEUX

A) DESCRIPTION DETAILLÉE (Cf. fig. 2, p. 33, et dépliant IV, p. 51).

Les pittoresques falaises de Sion à Croix-de-Vie ont déjà été décrites avec beaucoup de précision par L. Papy (1941) ; formées de micaschistes gris vert peu inclinés, elles dominent de 6 à 7 m un estran rocheux qui peut atteindre 400 m de largeur. Les innombrables fractures qui traversent les micaschistes y provoquent une succession de petites anses et de promontoires de 5 à 10 m de longueur.

Très écrasés, plissotés en accordéon, ils se débitent en plaquettes ou en écailles; un réseau anastomosé de diaclases, orientées en tous sens, les sillonne en y creusant des couloirs profonds de 0,5 à quelques mètres; sur le vaste platier, se dressent quelques chicots rocheux. Les falaises forment souvent un à pic au-dessus de l'estran : cet abrupt serait-il dû à un recul rapide, sous l'assaut des vagues ? (photo 44). La ligne de falaise est extrêmement indentée; de petits caps s'en détachent, et l'estran sableux est compartimenté parfois sur toute sa largeur. Il y a un rapport étroit entre les diaclases de l'estran et les calanques de la falaise : les principaux couloirs qui sillonnent l'estran en direction de la falaise y pénètrent et s'y élargissent. Sous le choc des vagues, les anses s'évasent et prennent des formes semi-circulaires, en champignon ou en bouteilles; renflées au milieu, elles ne s'ouvrent souvent que par un étroit goulet. Elles suivent de façon préférentielle la direction de cassures SW-NE. Dans d'autres

cas, plusieurs séries de cassures, venues de l'estran, se croisent en falaise et y déterminent des anses digitées, en feuille de trèfle ou de marronnier.



44. — Sion sur l'Océan. Les diaclasses qui sillonnent l'estran s'élargissent en falaise, où se forment des calanques ovales ou en bouteilles, souvent digitées. Remarquer les monadnocks.

Cette côte est un exemple typique de recul de la falaise sous l'effet de l'érosion marine, facilitée par la multiplicité des cassures. On estime à plus de dix mètres, depuis le début du siècle, le recul de ces falaises. Il s'ensuit qu'une partie au moins de la vaste plate-forme littorale, entre Sion et Croix-de-Vie, est de formation relativement récente. Quant aux falaises, leur hauteur n'est pas constante; elles s'abaissent à trois reprises, comme si elles étaient affectées par de légères ondulations anticlinales et synclinales (1); dans ce dernier cas, les micaschistes s'élèvent à peine au-dessus du niveau des plus hautes mers et les atterrissements sableux prennent plus d'importance.

De la Sauzaie à la Roche du Repos affleure un massif de porphyroïde, dans lequel l'érosion marine sculpte des formes extrêmement déchiquetées; sur l'estran, les vagues mettent en saillie les innombrables filons de pegmatite dont la roche est injectée. Cependant, les falaises restent basses, en raison de l'altitude faible du plateau qui, de l'arrière-pays, descend vers la mer. La plate-forme d'abrasion peut atteindre 400 m de largeur et elle est prolongée en mer par deux îles très plates, en face du Prégneau.

C'est au N de Brétignolles que se trouvent les plus hautes falaises de toute la région; elles atteignent une douzaine de mètres vers la grotte du Prégneau, le « Four à Cateau », dont la voûte est faite d'un banc de phtanite noir légèrement incliné. Dans ce secteur, l'érosion différentielle a des effets particulièrement spectaculaires : on y voit des estrans plats de schiste et de grès rouge, l'aiguille verticale du Rocher Sainte-Véronique, en

(1) L'amplitude de ces ondulations est du même ordre de grandeur que celle des anticlinaux et des synclinaux affectant le Lias et le Jurassique, entre le Caillola et Jard.

dur phtanite, des quartzites roses ou blancs dressés en forme de murs. Les roches de ce secteur très broyé vont en tous sens et forment un vrai puzzle d'écailles imbriquées.

Au S de Brétignolles, la falaise est basse ou à demi ensevelie sous la dune; quant à l'estran, il est assez plat, lorsqu'affleurent les schistes et les grès, mais hérissé par des têtes de rochers verticales, lorsqu'il s'agit de quartzite. Légèrement au S du dyke de quartz blanc du Brethomé, les quatre îlots de microgranite massif de la Roche du Repos s'égrènent en mer.

De l'Aubraie à la Chaume, les falaises modelées dans les gneiss hercyniens atteignent seulement quelques mètres de hauteur; le large estran rocheux des Barges est sillonné par des couloirs, qui correspondent à autant de lignes de fractures. Du N vers le S, on observe un relèvement progressif de la falaise : très basse à l'Aubraie, elle atteint par endroits 7 à 8 m à la Chaume.

La presqu'île de la Chaume serait-elle un bloc basculé ? L'étude détaillée des pendages des micaschistes et des gneiss dant tout ce secteur révèle que le pendage augmente peu à peu, du S vers le N : il passe de 30 à 50° N, depuis la Chaume jusqu'à Sauveterre. Cependant, l'abaissement des falaises est beaucoup trop léger pour correspondre exactement à l'accentuation des pendages. Il est probable que le mouvement de bascule hercynien, s'est accentué par la suite : la forme aberrante du réseau hydrographique des Sables-d'Olonne apporte la preuve de déformations tectoniques relativement récentes, dans ce secteur du littoral (Cf. fig. 32, p. 300).

Au SE des Sables, la surface du plateau, constituée par des gneiss, descend en pente très douce jusqu'au rebord supérieur de la falaise, puis elle se raccorde à l'estran par des gradins étagés; il en est ainsi, par exemple, au fameux Puits-d'Enfer que des dizaines de milliers de touristes visitent chaque année (photo 45) ; ce n'est qu'une petite déchirure dans les gneiss, longue de 30 m environ et où la mer a creusé un couloir de quelques mètres de largeur. Elle fait partie d'un réseau de fentes hercyniennes, orientées 20 à 30° E, qui cisaillent tout le littoral, entre Les Sables et le Caillola.

On pourrait voir dans la plate-forme de 6 à 8 m qui borde la côte actuelle une « surface tyrrhénienne » ; il est bien probable qu'elle a eu en effet cette aventure passagère; mais on verra plus loin (p. 435) que son façonnement est en réalité beaucoup plus complexe.

Localement, quelques filons de granulite ou d'aplite font saillie au milieu des gneiss, y formant des chicots parfois tabulaires (la Parée).

Selon la nature de la roche, le passage de la falaise à l'estran se fait

de façon différente : les anatexites massives du Puits-d'Enfer, assez cassantes, forment des marches d'escalier, presque à angle droit (photo 45), tandis que les anatexites à replis, aux formes plus molles, descendent en une succession de paliers et de plans doucement inclinés (photo 46).

Entre Saint-Jean-d'Orbestiers et le Caillola, une gouttière longitudinale, remblayée par de gros galets, est intercalée entre les rochers du haut-estran et le pied de la falaise (photo 47).

Au S du Caillola, à la pointe de l'ancien corps de garde, les micaschistes sont particulièrement bouleversés, aux abords du grand accident passant par l'axe de la baie; des monadnocks importants, faits de gneiss en plaquettes aux crêtes hérissées, séparés par des couloirs profonds, subsistent le long de la falaise (photo 48).

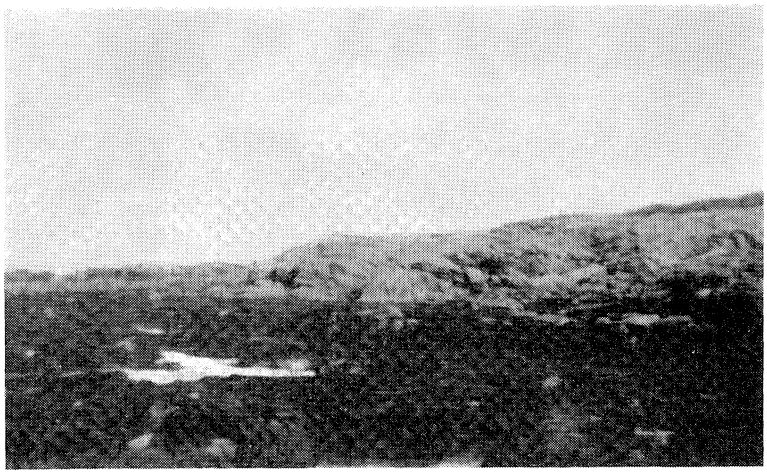
Un peu avant l'anse de la Mine, celle-ci atteint 7 à 8 m de hauteur et parfois elle tombe à pic sur l'estran, qui descend ensuite lentement vers le large. Le redressement des couches donne au platier rocheux des formes de détail hérissées (photo 49).

Entre la Mine et Bourgenai, le socle ancien et sa couverture liasique sont affectés par un bombement anticlinal de 1,5 km de largeur mais de faible amplitude verticale; son flanc occidental est limité par une faille qui traverse l'angle NW de la baie de la Mine : à l'W de cet accident, se dresse une falaise de migmatites, haute de 6 à 7 m; à l'E, il n'y a plus de falaise : c'est le Domérien qui affleure sur l'estran et au fond de l'anse, sous le cordon de galets : le mouvement qui affaisse le Charmouthien est post-liasique, mais cette faille est posthume, car elle est située sur le trajet d'un important accident hercynien, le long duquel les gneiss sont décrochés horizontalement. La retombée occidentale a une ampleur totale de 10 à 12 m. De la faille vers le SE, le Lias se relève peu à peu et constitue la falaise entière vers le milieu de la baie de la Mine (photo 50) ; vers l'axe de l'anticlinal, les micaschistes affleurent à la fois en falaise et sur l'estran, sans couverture liasique (à 500 m E-SE de la Mine ou 1 km W de Bourgenai). Du côté oriental, le Lias s'incline en sens inverse; sur le flanc E de la pointe axiale, l'Hettangien est brutalement affaissé de 1,5 m puis il s'incline très doucement jusqu'au rocher du Pissot; l'ampleur de la retombée orientale est d'environ 6 m.

Sur le vaste estran de Bourgenai, on n'observe que des micaschistes (2) ; mais à l'E, s'amorce une ondulation synclinale, qui maintient le Lias inférieur et moyen dans la zone de falaise et d'estran jusqu'à l'embouchure du Payré, où un autre accident (post-liasique), relève très légèrement le niveau des micaschistes.

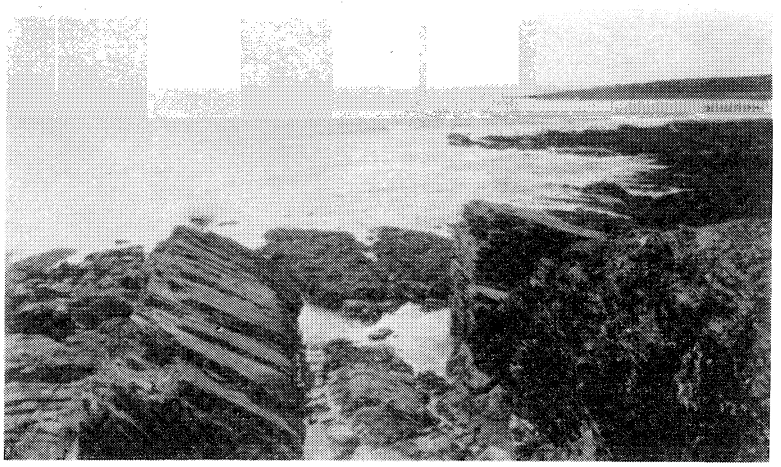
(2) Entre les feuillets de micaschistes sont intercalées des lentilles calcaires d'infiltration liasiques. Welsch les avait interprétées comme des cipolins (1911 *a* et *b*).

45 — La côte du Fuits d'Enfer, au S des Sables-d'Olonne. Anatexites diaclasées formant des marches d'escalier.

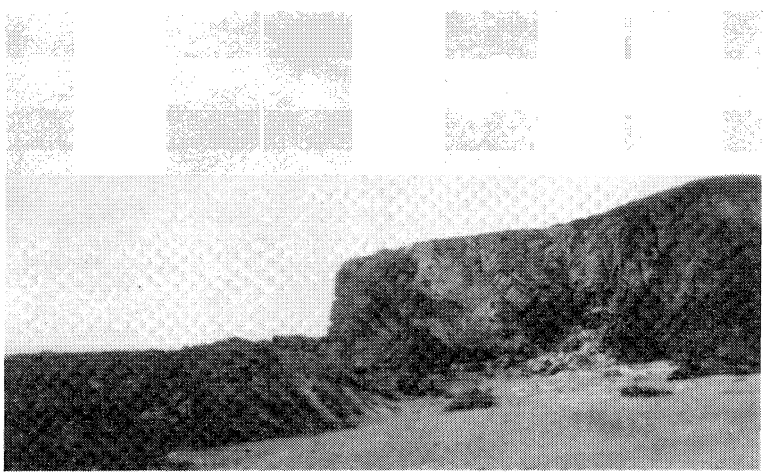


46 — La côte à 3 km au S des Sables d'Olonne. La falaise de gneiss s'abaisse vers l'estran par des plans inclinés.

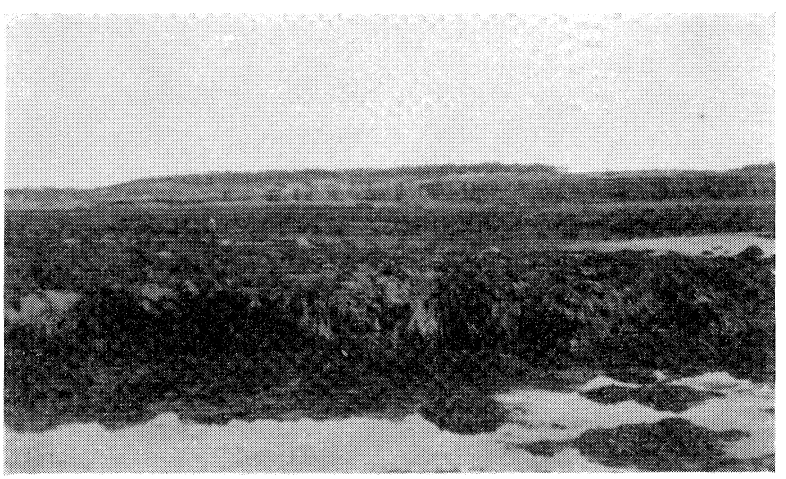
47 — La côte, entre Saint-Jean d'Orbestiers et le Caillola. Sur le haut estran, gouttière remblayée de galets.



48 — Quartzites en petits bancs, découpés en blocs et ondulés, au voisinage de la faille du Caillola.



49. — Falaise de gneiss, taillée à angle droit en fonction des diaclases. Entre le Caillola et la Mine.



50 — Baie de la Mine. Flanc ouest de l'anticlinal. Le Lias qui forme la falaise s'abaisse d'E en W; il est recouvert de minces dunes perchées; Sur l'estran, Lias silicifié, reposant sur les gneiss.

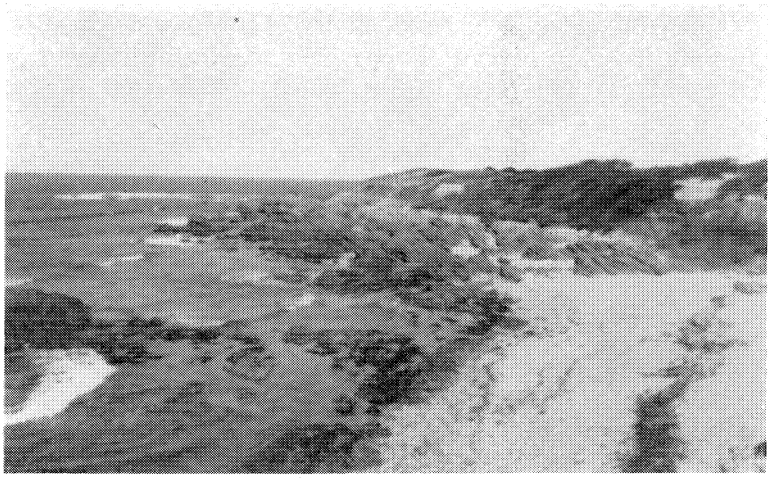
Les falaises de Bourgenai sont constituées par les bancs de calcaire silicifié du Lias, localement interrompus par des coulées de solifluxion, surmontées d'un niveau sableux à poteries néolithiques et de sable dunaire; elles ont été fort bien décrites par L. Papy (1941, p. 132, et fig. 51); il est inutile d'y revenir.

Entre Bourgenai et le Veillon, la falaise et la plate-forme d'abrasion sont sculptées dans les couches horizontales de l'Hettangien. Les argiles vertes et les gros bancs de calcaire jaune pâle sont surmontés d'un niveau d'argile verdâtre, épais de 25 cm, puis de bancs de calcaire bleu; au-dessus, reposent des plaquettes brunes cargneulisées. (C'est à ce niveau que sont creusées les marmites de géants dont il sera question p. 435). Toutes ces couches sont horizontales et l'érosion y dégage des plates-formes structurales emboîtées (photo 58); la plus élevée se trouve au niveau supérieur de la falaise, une autre forme un trottoir large de 1 à 4 m vers le niveau des hautes mers; elle est creusée de petites vasques arrondies; enfin, la plate-forme d'abrasion s'étend sur les argiles vertes ou les dalles calcaires de la base de l'Hettangien. Le haut de la falaise est tapissé par des coulées de solifluxion qui colmatent toutes les irrégularités de la surface des bancs calcaires et remplissent les marmites de géants tyrrhéniennes (Cf. photo 57). Lorsqu'elles affleurent à la surface du sol (par exemple au débouché du chemin, dans l'anse de la République), des rigoles y sont creusées, imitant une topographie de badlands; les incisions traversent la partie argileuse de la coulée, mais pénètrent peu dans le niveau caillouteux sous-jacent, légèrement durci par des oxydes de fer (photo 53) (3).

Au-delà de l'estuaire du Payré, la pointe du même nom, constituée par des micaschistes, s'élève à 20 m d'altitude, sur le bord occidental d'un bloc basculé qui s'incline doucement d'W en E et s'ennoie sous les bancs calcaires du Lias et du Jurassique, dans l'anse Saint-Nicolas. De la pointe vers cette anse, la couverture liasique repose en discordance sur les micaschistes redressés (photos 51 et 52). Cette pointe de micaschiste a été considérée par G. Mathieu (1948 c) comme un relief résiduel préliasique. Mais, d'une part, il est recouvert par les deux étages liasiques-: Hettangien et Charmouthien (Butel, 1953), presque au même niveau qu'au Veillon; d'autre part, la légère inclinaison des couches vers l'E prouve qu'un basculement *post-liasique* a eu lieu; au début de la transgression hettangienne, la pointe du Payré devait former le flanc oriental de l'estuaire, le fond de celui-ci étant comblé, tapissé par des dépôts fluvio-marins hettangiens (Cf. p. 98).

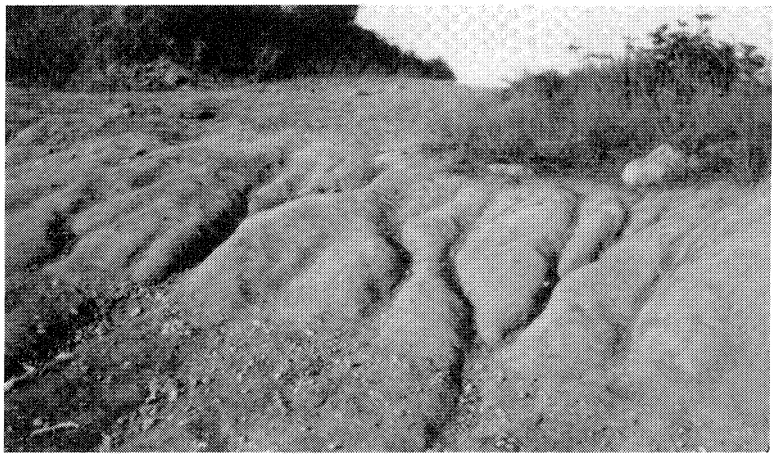
De l'anse Saint-Nicolas à Saint-Vincent-sur-Jard, la falaise est exclusivement formée par les bancs calcaires légèrement inclinés du Jurassique,

(3) Ces formes de détail ont déjà été figurées par L. Papy (1941 *c*, p. 173, fig. 66).



51 — La côte, entre le Payré et Saint-Nicolas. Le Lias tabulaire repose sur les micaschistes redressés : la surface préliasique se trouve vers la limite des hautes mers.

52 — La falaise, entre la Pointe du Payré et l'anse St-Nicolas. Discordance entre le Lias horizontal et les micachistes redressés.



53 — Nappe de solifluxion creusée de rigoles. Anse de la République. On distingue nettement le niveau caillouteux de la couche argileuse.

débités en petits fragments sous l'effet de la gélivation périglaciaire. Des coulées de solifluxion les recouvrent, surmontées de dunes (photo 54); localement, elles occupent toute la hauteur de la falaise (photo 60).

B) ROLE MORPHOLOGIQUE DE LA PLATE-FORME D'ABRASION PRÉLIASIQUE, LE LONG DE LA COTE VENDÉENNE (Cf. fig. 3, p. 82)

Les description qui suivent sont destinées à bien montrer quelle est la situation de la surface de transgression liasique par rapport aux estrans et aux falaises actuelles, et quel est son rôle dans le modelé de la bande côtière (4).

Dans l'anse de Saint-Jean-d'Orbestiers, l'Hettangien, surmonté de Pliensbachien, est effondré le long d'un bloc basculé; de chaque côté, il est encadré par les gneiss, en falaise et sur l'estran. Ce gisement forme une bande large d'une cinquantaine de mètres, orientée en direction W-SW-E-NE. Les couches inférieures de l'Hettangien (argiles vertes) descendent sur le bas-estran jusqu'au-dessous du niveau des plus basses mers (vers — 3 m), à l'extrémité SW du bloc basculé; à l'autre extrémité, elles affleurent dans la partie sud du champ de courses, à 150 m à l'W du carrefour Saint-Jean-d'Orbestiers-le Caillola. Les couches sont inclinées vers l'W-SW et il est manifeste que le Lias forme un bloc faillé au N et au S, mais seulement ployé à l'E (5). *La plate-forme de Saint-Jean-d'Orbestiers, qui sert de socle à l'Hettangien à l'E de l'affleurement, représente donc un témoin de la surface préliasique.* Elle se tient aux environs de 20 m d'altitude.

Sur 500 m environ, au NW de la baie du Caillola, la falaise de gneiss est recouverte de 1 à 2 m d'argile et de calcaire hettangiens, très fossilifères, posés horizontalement sur les gneiss redressés. *L'altitude de la surface préliasique* varie un peu selon les points, car elle est affectée par de petits décrochements, mais elle *se tient généralement entre 3 et 6 m au-dessus du niveau des hautes mers.*

La baie du Caillola est traversée en biais par un fossé tectonique, orientée 50° W; dans l'angle nord-ouest, l'Hettangien et le Charmouthien silicifiés forment à eux seuls la falaise sur toute sa hauteur (une dizaine de mètres); *c'est sur l'estran,* cette fois, *que l'on peut observer la surface de transgression liasique.* Le dépôt de base hettangien est une argile verte bourrée de gravier de quartz anguleux, qui comble les petites irrégularités de la surface du gneiss; mais ce dépôt ne dépasse pas 10 à 20 cm d'épaisseur

(4) Les gisements de Lias sur la côte au SE des Sables-d'Olonne ont été décrits à plusieurs reprises et de façon détaillée. (Butel, 1935, 1938, 1951, 1953); Mathieu (1935, 1937, 1948); Papy (1941); Péneau (1923). L'Hettangien a fait l'objet d'un Diplôme d'Etudes Supérieures de la part de l'auteur (Faculté des Sciences de Rennes, 1934).

(5) C'est exactement le même style tectonique que celui du fossé d'Ile d'Olonne.

et la sédimentation calcaire oolithique s'est installée très rapidement. Il faut noter que la présence de l'argile graveleuse coïncide avec l'embouchure du ruisseau du Caillola.

A 200 m au SE de celui-ci, sur la tranche des gneiss, on peut observer localement un mince dépôt d'argile rouge, surmonté par le calcaire jaune clair hettangien. Comme à Bourgenai, le détail de la plate-forme d'abrasion liasique apparaît avec toutes ses particularités : comme aujourd'hui, elle était hérissée par la tête des bancs de gneiss formant des crêtes obliquement dressées; les dépressions comprises entre ces saillies, profondes parfois de 1 à 2 m, ont été comblées par un dépôt calcaire, renfermant de nombreux débris détritiques (quartz anguleux, paillettes de micaschistes) (6). Les têtes des bancs de micaschistes, pris dans la masse argilo-calcaire hettangienne, sont souvent très altérés : leur teinte verdâtre est due à la chloritisation des micas.

Au SE, vers la Mine, la falaise ne comporte plus de couverture liasique; mais un peu en arrière de la ligne de côte, se prolonge le fossé tectonique du Caillola; le Lias y est basculé et se relève du NW au SE. L'Hettangien affleure à Saint-Martin, le Charmouthien à Villeneuve et à Beauregard. Autour de ces affleurements, *la surface préliasique se trouve entre 15 et 30 m d'altitude.*

Dans l'angle nord-ouest de la baie de la Mine, une faille dirigée 25° W met à nouveau le Lias en contact anormal avec le gneiss; sur une distance de 1 km, parallèlement à la côte, l'Hettangien et le Charmouthien superposés plongent du SE au NW, sur le flanc occidental de l'anticlinal décrit p. 406. Le long de la faille de la Mine, c'est la surface du Domérien qui affleure sur l'estran, tandis que vers Bourgenai, la base de l'Hettangien se trouve à mi-hauteur de la falaise (7). Dans cette baie, les gneiss sont recouverts sur le haut estran par un placage d'Hettangien silicifié, tandis que sur le bas-estran, cette couverture est décapée, mais entre les feuillets des micaschistes sont coincés des filets calcaires détritiques, qui prouvent que *la surface de transgression liasique est tronquée de 1 à 2 m par la plate-forme d'abrasion actuelle.*

Entre la Mine et Bourgenai, ainsi que dans cette dernière anse, tantôt la surface préhettangienne se trouve tranchée par la falaise (à 1 ou 2 m au-dessus de son pied), tantôt elle est située au niveau de la plate-forme d'abrasion actuelle, remarquablement large à cet endroit (400 m). Entre les bancs redressés des micaschistes, on peut observer sur un km de distance les infiltrations calcaires dont il a été question précédemment, ainsi que des lambeaux de couches horizontales d'Hettangien, épaisses de 0,5 à 0,8 m,

(6) Cf. note 2, p. 406.
(7) Cette partie de la côte a été minutieusement décrite par P. Butel (1951, p. 100-101).

plaquées sur ces micaschistes au niveau des très basses mers. Ainsi, *entre la Mine et Bourgenai, la plate-forme d'abrasion actuelle se trouve tantôt dans le même plan que la surface de transgression liasique, tantôt à 1 ou 2 m au-dessous.* Dans ce dernier cas, elle tranche, à différentes hauteurs, les petites crêtes rocheuses qui hérissaient la surface préliasique.

De Bourgenai au Veillon, l'estran est occupé par l'Hettangien; sur la rive droite du Payré, l'épaisseur de cet étage est supérieure à celle que l'on observe ailleurs, sur la côte. La signification de ce fait, particulièrement intéressant, a été étudiée dans le paragraphe réservé aux vallées préliasiques (p. 98).

Le bloc basculé de la pointe du Payré s'incline en sens inverse des deux blocs précédents. A la pointe, toute la falaise est constituée par les micaschistes; mais à partir de 500 m vers le SE, s'étend une couverture de Lias silicifié, de plus en plus épaisse au fur et à mesure que s'abaisse la surface des micaschistes (Butel, 1953, p. 102-104).

Ainsi, au SE des Sables-d'Olonne, entre Saint-Jean-d'Orbestiers et l'anse Saint-Nicolas, sur 10 km de longueur, la côte actuelle est en étroits rapports avec la surface préliasique; en effet, *la surface de contact entre le socle* (gneiss et micaschistes) *et l'Hettangien se situe tantôt au sommet de la falaise ou légèrement au-dessus, tantôt à une hauteur variée de celle-ci, tantôt à son pied, tantôt sur la plate-forme d'abrasion actuelle.* A la Mine, à Bourgenai, en face de la ferme Saint-Nicolas, les formes de détail de l'estran rocheux, tout juste décapé de sa couverture hettangienne, sont pratiquement celles de la surface préliasique. Les sédiments du Secondaire ont d'abord comblé les petites dépressions qui résultaient de cette morphologie de crêtes; ensuite, ils se sont étalés en nappes horizontales, argilo-calcaires, puis essentiellement calcaires. *Sauf à l'embouchure des vallées actuelles, on ne constate aucune dépression supérieure à 2 m, dans la plate-forme d'abrasion préliasique.*

Dans la région d'Ile-d'Olonne, à la Gobinière, ainsi que sur la côte, entre Sauveterre et l'estuaire de la Gâchère, subsistent des gisements assez étendus d'Hettangien, limités au N et au S par des failles (8) et (9). Au pont de la Gobinière, on voit que le micaschiste forme le talus de la rive gauche du canal, tandis que l'Hettangien constitue celui de la rive droite. La faille qui les sépare se trouve sur l'emplacement du canal et l'argile rouge de base hettangienne affleure au pied du talus; elle est recouverte d'argile verte et de calcaire. Sur l'autre rive, le sol du champ qui longe le canal est d'une couleur rouge violacée très caractéristique, qui permet de le rattacher sans hésitation à l'argile de base hettangienne. *La surface*

(8) Mathieu (1935).
(9) Butel (1953, p. 90 et 91).

du schiste sur laquelle s'étend cette argile rouge représente donc la surface préliasique. La hauteur du talus d'Hettangien qui domine le canal sur la rive droite étant de 6 m, le rejet de la faille du pont de la Gobinière a au moins cette amplitude, car à Champclou et à la Gobinière, l'épaisseur de l'Hettangien est en général de 5 à 6 m.

Les observations précédentes permettent de conclure que, le long de la bande côtière, au S de Saint-Martin-de-Brem, la surface topographique actuelle se trouve constamment au voisinage de la surface de transgression hettangienne, tantôt légèrement au-dessus, tantôt à son niveau, tantôt légèrement au-dessous; la proximité immédiate de la surface préliasique (conservée ou détruite) est incontestable chaque fois que de minces couches calcaires sont coincées entre les feuillets des micaschistes (comme c'est le cas sur les vastes estrans rocheux qui s'étendent entre la baie du Caillola et Bourgenai) ou lorsque le socle ancien est rubéfié par des infiltrations issues des argiles rouges de base hettangiennes, aujourd'hui disparues par érosion (à la Chaume et entre Les Sables et Saint-Jean-d'Orbestiers).

La différence de dureté entre le socle cristallophyllien ou granitique et la couverture sédimentaire secondaire explique — entre autres raisons — que le dégagement de cette dernière se soit produit sans grande modification du relief enseveli, comme le prouve la conservation des vallées préliasiques du massif d'Avrillé. Or, la surface préliasique était très peu accidentée et le recoupement actuel sous des angles très faibles de cette vieille surface exhumée ne modifie pas son allure d'ensemble très plane. Loin d'avoir à araser de vigoureux reliefs, l'Océan trouve sur son passage, en bien des points, des plates-formes presque unies, dont l'ancienneté est remarquable... Des Sables à Saint-Nicolas-de-Jard, les falaises et les estrans offrent une combinaison de formes très anciennes et de formes récentes. *Même lorsque la surface préliasique ne se trouve pas à l'affleurement, la faiblesse de son relief a une influence prépondérante sur la morphologie du socle ancien, tout le long de la bande côtière.*

Des plates-formes d'abrasion infraliasiques ont été décrites dans des régions voisines de la vendée.

1. *Dans les Deux-Sèvres et le Poitou.*

A. Fournier (1891) et G. Mathieu (1948) ont mentionné plusieurs exemples de pointements rocheux sur la surface de transgression liasique. Plus récemment, J. Gabilly (1954 et 1958) a décrit quelques-uns des « récifs » fossiles de la région de Thouars, à la limite du substratum primaire et des dépôts transgressifs du Lias. D'après la fig. 1 du deuxième de ces articles, la hauteur de ces pointes rocheuses atteint 4 à 5 m : ces dénivellations sont courantes sur les estrans actuels à substratum cristallin (côte immédiatement au SE des Sables-d'Olonne) et même très modestes si on les compare aux écueils d'une grande partie de la côte septentrionale et occidentale de la Bretagne.

La mise en saillie des parties les plus dures (filons de microgranite) et la concentration des articles d'Encrines dans les trous, au Toarcien moyen, impliquent l'existence de courants et de vagues balayant activement la plate-forme d'abrasion ou le fond et favorisant la sédimentation dans les petites anses britées et dans les anfractuosités : ces phénomènes semblent tout à fait analogues à ce qui se passe actuellement sur le littoral vendéen, en pays cristallin. J. Gabilly estime que le façonnement de cette surface de transgression irrégulière est dû en grande partie à l'hétérogénéité lithologique du socle et à son état d'altération, pendant la période précédant la transgression.

Cet auteur conclut que, dans la région de Thouars, « il subsistait en surface d'une pénéplaine permo-triasique, sculptée par l'érosion sub-aérienne sous climat désertique ou subdésertique, de nombreux pitons microgranitiques (monadnocks) qui ont d'abord donné des îlots et des récifs, puis des hauts-fonds dans les mers du Lias, jusqu'à l'Aalénien supérieur » (1958, p. 207).

Si la surface de transgression du Lias est ainsi accidentée d'écueils de plusieurs mètres de haut, lorsque le substratum est constitué de roches dures, en revanche, le socle est régulièrement aplani, lorsqu'il est constitué par les schistes briovériens (Gabilly, 1954). Sur la côte actuelle, nous avons vu que les dépressions du socle schisteux étaient, en effet, de peu d'amplitude, sous leur couverture liasique.

2. *En Normandie.*

E. Deslongchamps (1864, p. 150), décrivant les récifs du Lias aux environs de Caen, précise que la surface du grès primaire est creusée de trous et de poches de 2 m environ de profondeur, comblées par du gravier roulé de quartz. Ensuite, la sédimentation calcaire liasique ensevelit le tout.

A. Bigot (1942 *b*) décrit la plate-forme d'abrasion de Perrières (p. 698), sur laquelle les saillies rocheuses atteignaient 3 à 4 m, ainsi que les récifs de Villedieu-lès-Bailleul et de Tournai-sur-Dives. Il souligne l'identité d'aspect de cette surface avec les plates-formes d'abrasion actuelles.

Certaines particularités de la surface préliasique en Normandie ont été récemment étudiées par M. Rioult (Diplôme d'E.S., Caen, 1958).

En conclusion, les plates-formes d'abrasion infraliasiques que l'on peut actuellement observer dans l'W de la France sont très peu accidentées; leur morphologie est souvent identique à celle des estrans actuels, aux mêmes lieux.

II. — ROLE MORPHOLOGIQUE DES DÉPOTS DE SOLIFLUXION TRANCHÉS PAR LES FALAISES

En quelques points, la falaise tout entière est constituée par des coulées de solifluxion (Bourgenai), mais ce cas est exceptionnel; ailleurs, le head se trouve vers le sommet de la falaise et recouvre des substratums variés : des schistes ou des rhyolites (Brétignolles), des gneiss (La Chaume, la Rudelière) ou des calcaires liasiques (Bourgenai, le Veillon, côte de Jard). Ces coulées sont peu épaisses : elles ont généralement 0,50 m à 1 m et on ne les voit nulle part dépasser 3 m (Jard). Les dépôts les plus caractéristiques et dont l'intérêt morphologique est le plus grand, se

trouvent sur la côte au SW des Sables-d'Olonne, entre Bourgenai et le Veillon, ainsi que sur la côte de Jard (10).

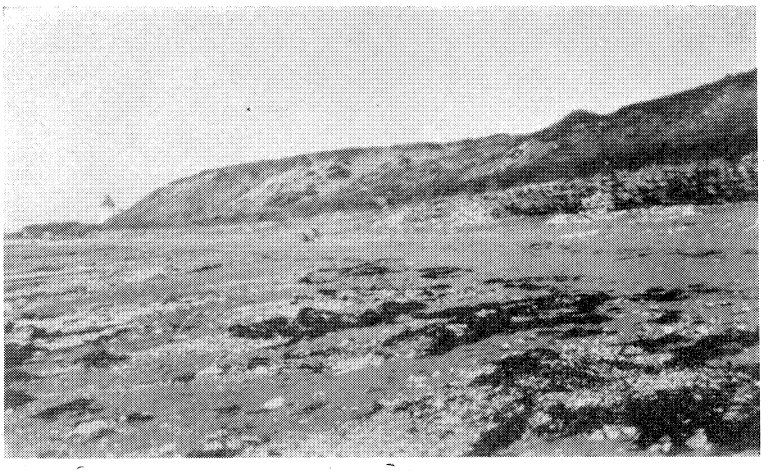
Entre Bourgenai et le Veillon, les calcaires hettangiens subhorizontaux qui forment la falaise sont recouverts d'une nappe de boue de solifluxion, de couleur marron clair, épaisse de 0,5 à 2 m et bourrée d'un cailloutis de quartz. Loin d'être plane, la surface des bancs calcaires est entamée à des distances assez régulières, par des cuvettes, dans lesquelles se moule la coulée, qui forme des poches de 2 à 3 m de diamètre et de 1 m de profondeur en moyenne (photos 55-56). Parfois, entre les bancs de calcaire hettangien et les poches de head s'étend une couche d'argile brune, épaisse de 0,50 m environ, provenant de l'altération de la surface du calcaire (photo 57). La surface de la nappe de cailloutis est subhorizontale et recouverte de limon éolien jaune pâle, épais de 0,5 m (photos 53, 56 et 57). La dune, assez mince, s'étend sur le tout. Les galets sont inégalement répartis dans ces coulées : ou bien ils sont mêlés à l'ensemble de la masse (photo 55) ou bien ils forment des lits subhorizontaux ou des guirlandes, vers la surface de la coulée (photos 57-58).

A l'extrémité sud de la baie de Bourgenai, au rocher Napoléon, la boue de solifluxion forme une importante nappe, qui a comblé de petites dépressions entre les blocs effondrés de Charmouthien silicifié; ce remblaiement, épais de 3 m, comprend des niveaux superposés plus ou moins grossiers. L'ensemble est assez fin, mais il s'y intercale des lits de galets de Lias, parfaitement anguleux, arrachés au substratum, ou aux parois, aux environs immédiats de la coulée (photo 59). La matrice est argilo-sableuse; les grains de quartz qu'elle renferme ont subi un intense façonnement éolien; entre les tailles de 0,5 à 1 mm, tous sont ronds-mats.

L'anse de Bourgenai, large de 700 m, est fermée au NW et au SE par des pointes rocheuses, tandis que la partie centrale forme une cuvette peu profonde, où s'accumulent des dépôts divers : sables éolisés, coulées de solifluxion, alluvions flandriennes; le tout est recouvert par des dunes de faible épaisseur. Aux deux extrémités de l'anse, appuyée contre les pointes rocheuses s'étend une coulée de solifluxion qui forme localement falaise (Cf. L. Papy, *ibid.*) ; elle est ravinée en badlands et sa surface s'incline de part et d'autre vers le ruisseau actuel. Ces nappes paraissent avoir remblayé l'ensemble de la baie, en même temps que la plate-forme côtière, qui va de Bourgenai au Veillon.

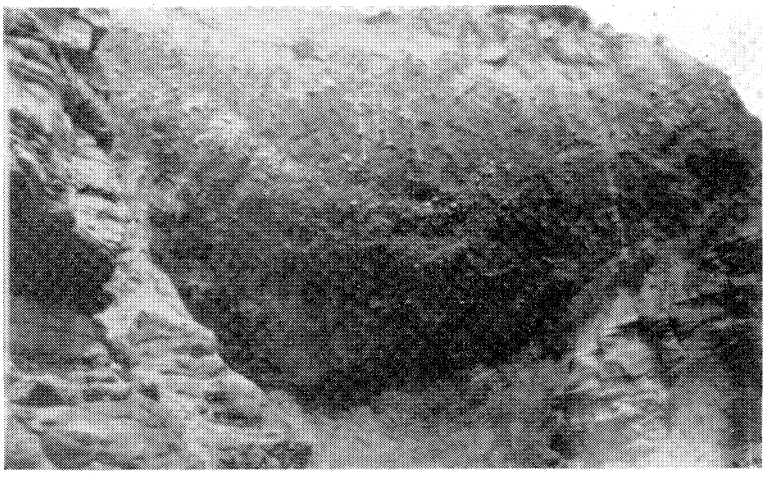
De Jard à Saint-Vincent-sur-Jard, la surface du calcaire jurassique, disloqué par la gélivation, est ravinée par des poches de limon brunâtre, très argileux, épais de 0,4 à 3 m. Les lignes de galets qu'il renferme ne

(10) Les coulées de solifluxion de ce secteur ont déjà été étudiées par E. Bocquier (1935 *a* et *b*, et L. Papy, 1941).

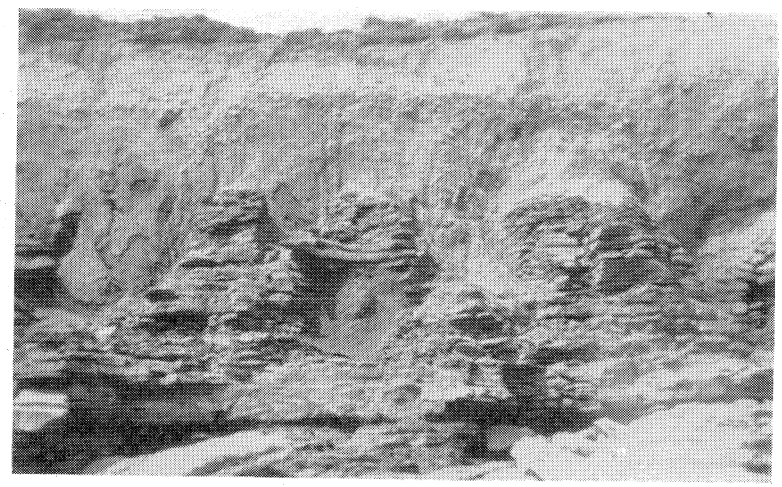


54 — Falaise de calcaire jurassique recouverte de coulées de solifluxion et de dunes. Côte de Jard.

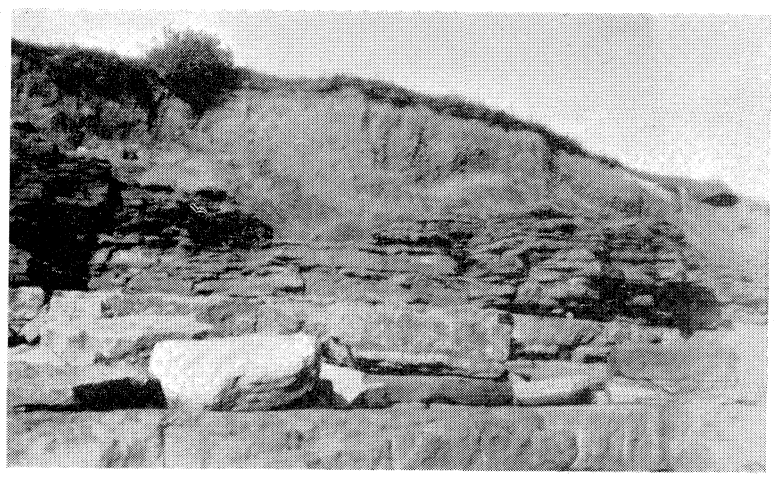
55 — Poches de cailloutis de solifluxion sur l'Hettangien. Anse de la République.



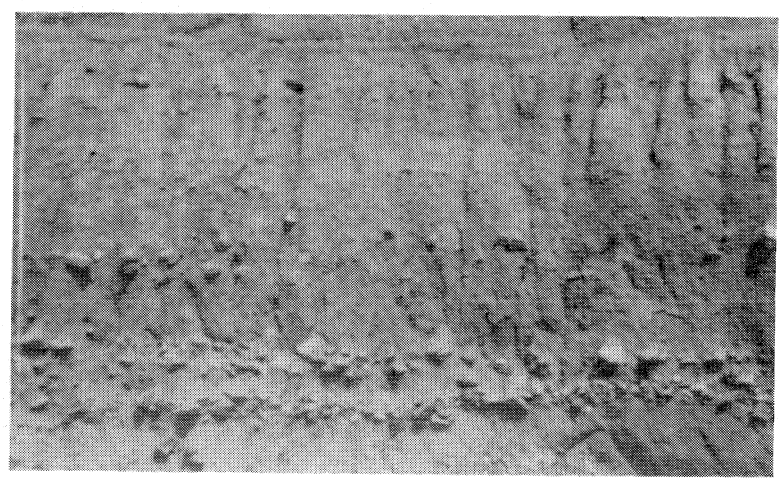
56 — Poche de cailloutis de solifluxion ravivant l'Hettangien. Bourgenai.



57 — Coulées de solifluxion en festons remplissant les marmites de géants tyrrhéniennes. Anse de la République.



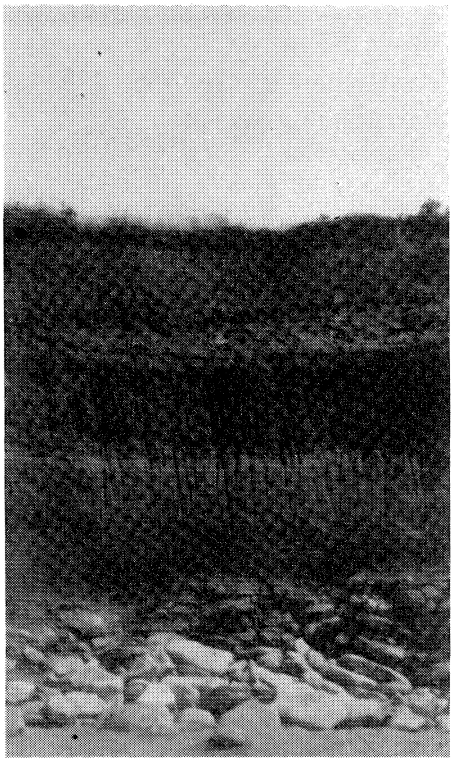
58 — Guirlandes de solifluxion, sur le calcaire hettangien. Anse de la République.



59 — Nappe de solifluxion épaisse de plus de 3 m. Bourgenai.

sont pas horizontales mais suivent les petites ondulations de la falaise. Dans les dépressions, l'épaisseur du limon augmente.

A 300 m au S de Jard, cette formation est particulièrement épaisse, et comprend plusieurs couches superposées (photo 60). A la surface du calcaire, creusée de poches comme à Bourgenai, repose un limon brunâtre, argileux, à graviers roulés, épais de 0,1 à 0,5 m; la surface a dû en être horizontale, mais elle est ravinée par la nappe sus-jacente, formée de limon jaune ocré, beaucoup moins argileux et épais de 1 m; au-dessus s'étend une troisième couche de limon brunâtre, très argileux, à graviers de quartz roulés; la dune recouvre le tout. A la partie médiane du head, on observe localement des croûtes horizontales d'oxydes de fer, épaisses de quelques millimètres, faisant saillie sur la tranche verticale qui forme la falaise. Peut-on y voir d'anciens sols, revêtus d'une pellicule d'argile durcie, riche en oxydes de fer, — ou y a-t-il seulement là des phénomènes liés à une circulation des eaux plus facile sur des surfaces privilégiées ?



60 — Nappes de solifluxion superposées recouvertes par de minces dunes perchées. Falaise de Jard.

Origine des nappes de solifluxion

Les dépôts qui viennent d'être décrits comprennent des éléments exclusivement argilo-siliceux : la boue de la matrice n'est pas calcaire, le sable et les galets sont en quartz; ces derniers proviennent des lentilles d'exsudation, si abondantes dans les micaschistes de la région. Or, au S de Bourgenai, les coulées reposent sur le calcaire hettangien : ainsi se posent le problème de l'origine des coulées boueuses et celui du trajet effectué.

Dans la partie SE de l'anse de Bourgenai, on peut observer en falaise, une grande poche de boue de solifluxion, large de plusieurs mètres et profonde de 1,50 m environ (photo 56) ; des lits de cailloux y forment des guirlandes; parmi les galets de quartz, certains sont anguleux, les autres bien émoussés ou même roulés; le gravillon d'origine granitique est abondant; on y trouve de petites poches d'argile brune et des masses de sable fin, à contours anguleux, qui ne paraissent pouvoir provenir que de blocs gelés, transportés dans la masse de la coulée. L'examen pétrographique de cette poche permet de comparer ses matériaux à ceux d'un dépôt meuble qui recouvre l'éperon interfluve de la Forge, à 1 350 m au N du gisement en question, et de constater leur identité.

Le dépôt de la Forge comprend aussi de l'argile brune, du sable et des galets de quartz, anguleux ou roulés. Par sa granulométrie, sa composition, son épaisseur et surtout par sa situation topographique, il représente un lambeau de la haute terrasse du ruisseau de la Michelière; à 350 m au NE, sur l'autre versant de la vallée, à la même altitude, on retrouve exactement le même dépôt.

Dans ce cas précis, le matériel de la nappe de solifluxion de la falaise provient du remaniement d'une formation fluviatile ancienne; mais entre Bourgenai et le Veillon, les matériaux du head sont tous anguleux, et on ne trouve pas de gravillon; ils semblent avoir été directement empruntés aux micaschistes; or, le massif ancien n'affleure que vers Chèvrefoi, à 1 km au NE; entre ce village et la côte, il est actuellement masqué par des dépôts meubles variés (sables éolisés, limons, dunes).

Ainsi, point n'est besoin d'invoquer un très long transport pour expliquer la présence et l'abondance de ces matériaux siliceux inclus dans les nappes de solifluxion tranchées par la falaise : ils proviennent soit du socle situé à proximité, soit du remaniement de formations fluviatiles anciennes; les nappes de solifluxion paraissent avoir parcouru, tout au plus, une distance d'un kilomètre.

Date de formation des coulées (Cf. p. 264).

A Bourgenai, elles fossilisent les marmites de géants du niveau bas-

monastirien (+ 3 à + 5 m), découvertes par E. Bocquier (1935) ; le même auteur a trouvé, au fond de l'une d'entre elles, un silex moustérien : ces coulées sont donc wurmiennes et sont recouvertes par le lœss récent.

Conclusion

Les nappes de head donnent aux falaises qu'elles constituent ou qu'elles couronnent des formes spéciales; les coulées sont tranchées verticalement; les lignes de galets sont en saillie, tandis que les lits les plus argileux forment un léger rentrant; le pied de la falaise est creusé d'une faible encoche, au niveau des très hautes mers, malgré la protection exercée par le cordon de galets (photo 60).

Le limon éolien et la dune qui recouvrent le head sont souvent légèrement en retrait. Sur ces parois verticales, les eaux de ruissellement, qui après avoir traversé la dune et le limon éolien, se concentrent sur la surface imperméable du head, y creusent des sillons parallèles et rapprochés.

Dans le fond des anses où la nappe de solifluxion n'est protégée ni par le limon éolien ni par la dune, elle s'érode rapidement; entamée par de profondes rigoles, elle n'atteint qu'une petite hauteur et rejoint sous un angle faible le niveau du haut estran (Bourgenai). Lorsque les coulées, même très caillouteuses, reposent sur des bancs calcaires, elles sont en retrait par rapport à ces derniers; le socle liasique qui forme la base de la falaise s'abaisse en gradins vers l'estran (photo 58). Sur d'assez longs secteurs, cette couverture a pour effet morphologique de donner à la falaise une hauteur à peu près constante, alors que la surface du calcaire est irrégulière (sans doute, d'ailleurs, les actions périglaciaires ont-elles contribué à démanteler la partie supérieure des calcaires, très gélivée).

L'action morphologique des nappes de solifluxion, parachevée par la couverture de limon éolien qui les recouvre, consiste à uniformiser le relief de cette région, déjà très faible : les coulées ont remblayé les petites dépressions du socle; en bordure de la côte, à Bourgenai, elles ont enseveli la plate-forme d'abrasion tyrrhénienne, fossilisant ainsi les formes délicates des marmites de géant.

A la fin du Wurm, la surface de ces deux dépôts périglaciaires (nappes de solifluxion et limon éolien) formait des étendues presque planes sur les interfluves, tandis que, dans les vallons, ce remblaiement avait une forme doucement incurvée.

Plus tard, les dunes flandriennes ensevelirent, à leur tour, cette surface monotone, sous leurs formes bosselées.

III. — LES COTES BASSES BORDÉES DE DUNES

Les deux plus longs secteurs de ce type bordent le Marais breton au N et le Marais poitevin au S. L'histoire du colmatage de ces dépressions et la genèse des cordons littoraux qui les séparent de la mer font l'objet d'une étude très approfondie de F. Verger et je ne ferai sur ces marais aucun développement, sinon pour rappeler l'ancienneté de la première au moins de ces dépressions (le golfe de Challans-Commequiers est précénomanien) et le rôle de la tectonique dans leur formation.

Les marais de Bourgneuf et de Monts sont bordés au N par des reliefs de faille et l'Éocène est disloqué en petits blocs légèrement dénivelés les uns par rapport aux autres : la tectonique post-éocène a accentué la tendance à l'affaissement de l'ensemble du Marais breton. Zone basse depuis le milieu du Crétacé au moins, envahie par la mer au Cénomanien, au Turonien, à l'Éocène, à l'Helvétien et au Quaternaire, elle fut à nouveau submergée lors de la transgression flandrienne (10 *bis*).

Quant au Marais poitevin, aucun dépôt du Crétacé ou du Tertiaire n'y est connu; mais sur sa bordure, près de Saint-Benoît-sur-Mer et de Nieul-sur-l'Autise, des grès siliceux situés vers 20 m d'altitude sont peut-être les derniers vestiges d'un remblaiement crétacé. L'origine tectonique de cette vaste dépression est prouvée par l'inclinaison anormalement forte des couches liasiques et jurassiques et par celle du socle ancien, qui s'enfonce sous cette couverture (9 % de pente, à Sainte-Hermine).

Le long de ces deux bassins de subsidence, le rivage est caractérisé par la présence d'un cordon dunaire et de plages sableuses qui s'étendent de façon presque continue, de Fromentine à Sion et de Saint-Vincent-sur-Jard à Esnandes.

Outre ces deux grands secteurs privés de falaise, les côtes basses bordées de dunes s'étendent encore de Saint-Gilles au Grand-Rocher de la Sauzaie, du Brethomé à l'Aubraie, dans la baie des Sables-d'Olonne et dans l'estuaire du Payré. Entre Saint-Gilles et le Grand-Rocher, seul le bloc de micaschistes du Petit-Rocher, en face du Pont-Jaunay, rompt la monotonie de cette côte sablonneuse, où l'estran est parfois tapissé de gravillon et en pente relativement forte; en arrière, s'étendent des dunes larges de 500 à 800 m. Localement, on y reconnaît quelques accumulations de forme parabolique, décrites par M. Gautier (1949, p. 42).

Vers l'intérieur, entre le Maufrais et le Pont-Neuf, s'étend la partie aval de la vallée du Jaunay qui s'évase en un marais atteignant plus de 1 km; le débouché naturel de la rivière est barré par un cordon dunaire

(10 *bis*) Quoiqu'on ne connaisse aucun dépôt pliocène dans ce bassin, la mer redonienne y a cependant certainement séjourné.

large de 800 m et le Jaunay canalisé repoint la Vie immédiatement au S de Saint-Gilles (11). A première vue, la présence de cette côte basse s'explique mal, car le plateau de micaschistes de Saint-Gilles à Givrand n'est pas un secteur affaissé. Mais les atterrissements sableux des plages et des dunes de la Garenne recouvrent d'anciennes dépressions dues à l'érosion fluviatile, le long des basses vallées de la Vie et du Jaunay et de leur zone de confluence. Le cordon littoral de régularisation de ce secteur est presque rectiligne, de la pointe de la Garenne jusqu'au Grand-Rocher de la Sauzaie.

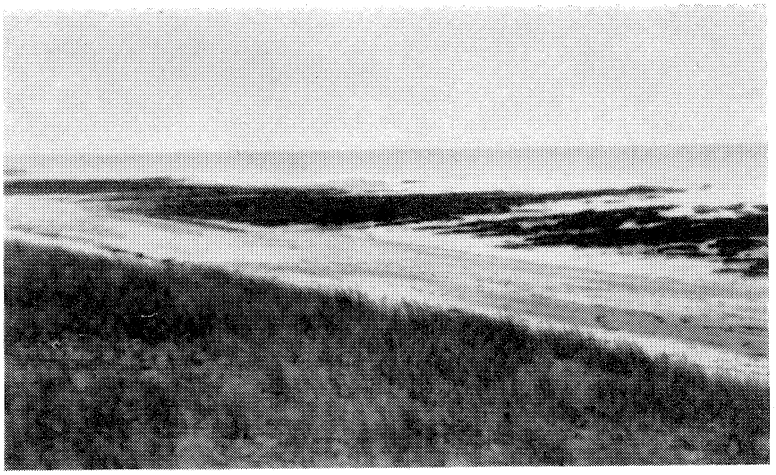
Du Brethomé à Sauveterre, le rivage se présente sous un aspect analogue à celui du secteur précédent; cependant, les plages de sable fin y sont un peu plus larges, ainsi que les dunes; en arrière de celle-ci, une vaste zone de marais comprend à la fois les basses vallées de l'Auzance et de la Vertonne. L'embouchure actuelle de l'Auzance est fixée par une digue reconstruite en 1879 et a lieu sur des bancs de calcaire hettangien qui pavent l'estran en ce lieu, mais que la rivière entame à peine (12). Malgré le débit de cette rivière, grossie de la Ciboule et de la Vertonne, l'estuaire n'est en rien comparable, par son importance, à celui de la Vie qui descend à — 20 m devant Saint-Gilles. Le débouché naturel de l'Auzance n'est pas là. Cette rivière et la Vertonne ont certainement creusé, comme la Vie, des vallées profondes, dont la partie aval est aujourd'hui submergée, et les atterrissements sableux du littoral masquent localement les dépressions creusées par ces petits fleuves côtiers; cependant, l'existence de ces vallées submergées ne suffit pas à expliquer l'absence totale de falaise, entre le Brethomé et Sauveterre. Rappelons que le Lias inférieur, épais de quelques mètres, affleure sur l'estran à la Gâchère, de part et d'autre de l'embouchure actuelle de l'Auzance et aussi contre le bord septentrional des rochers de Sauveterre. Ces formations se raccordent, sous la dune, à la petite plaine calcaire de Champclou; elles ont été préservées de l'érosion dans le bloc basculé d'Ile-d'Olonne, affaissé d'E en W. L'absence de falaises le long de cette côte très plate correspond ainsi à deux ordres de causes : la présence de vallées profondes, actuellement submergées, et un léger affaissement tectonique.

Entre Sauveterre et l'Aubraie, la « côte sauvage » présente un curieux aspect : le bas estran est occupé soit par du sable fin, soit par des rochers très plats (micaschistes et gneiss) (photo 61); aux très grandes marées,

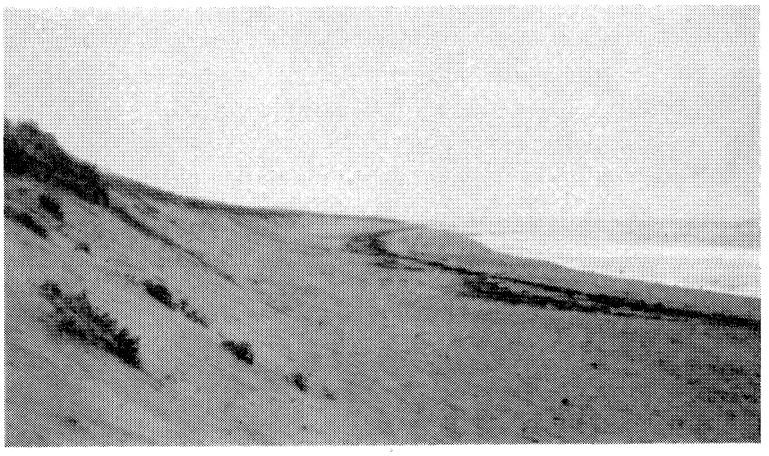
(11) L'historique de ses déplacements est exposé en détail dans l'ouvrage de L. Papy (1941, p. 202), qui donne une bibliographie de la question. Sur un plan de l'embouchure de la Vie de 1542 par Jehan le Florentin (Coll. Beaudouin), le Jaunay ne rejoint pas la Vie. Le canal de jonction fut creusé dans le schiste et achevé vers 1596. Il est figuré sur une carte de 1600 environ. Beaudouin signale que le canal fut obstrué par les dunes au XVIII[e] siècle.

Cf. Dom Fonteneau : Description d'une partie de la côte du Poitou, depuis le Hâvre de la Gâchère jusqu'au port de Saint-Gilles-sur-Vie. Mss. de la Bibliothèque de la ville de Poitiers.

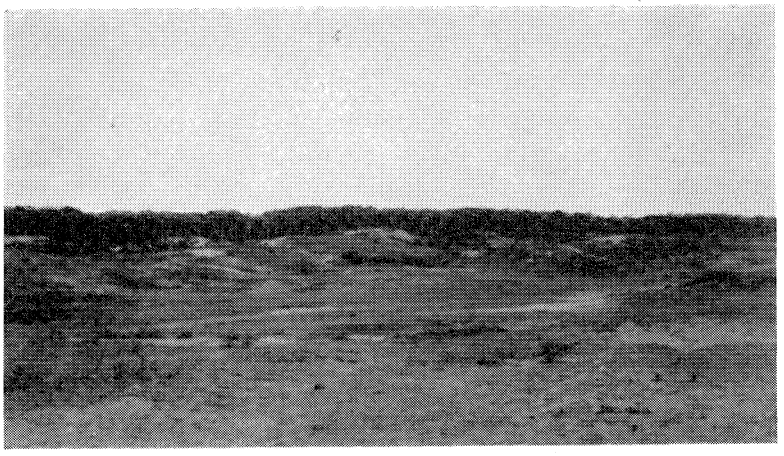
(12) Cf. L. Papy (1941), p. 206.



61 — Le rocher du Noir. Côte basse, à 6 km au N des Sables-d'Olonne. Bancs de micachistes, très plats, émergeant d'un revêtement de sable fin. Le haut estran est tapissé de gravillon.



62 — La côte basse du Noir. Le haut estran, en pente forte, se raccorde à la dune par un palier sableux.



63 — Les dunes de la forêt d'Olonne.

la largeur de cette plage en pente très faible (1 à 2°), peut atteindre 300 m. La chaussée de sable fin est limitée, vers l'intérieur, par un petit talus de 20 à 50 cm de hauteur, constitué par du gravillon grossier et en pente forte (15°); les infiltrations d'eau venant de la dune et du haut-estran y creusent de nombreuses rigoles; au-dessus, le haut-estran couvert de gravier conserve une forte pente (4 à 7°), si bien que la montée et la descente des vagues s'y font avec violence. Vers le niveau des hautes mers s'étend un palier légèrement concave et tapissé de sable fin; il se raccorde à la dune par une forte concavité (photo 62).

Un exemple remarquable du rôle de l'érosion différentielle dans le modelé des plates-formes littorales est fourni par le large estran rocheux dégagé aux très basses mers, qui s'étend entre Sauveterre et l'Aubraie. Aux rochers de l'Ane, de Chaillé et surtout aux Chevaux, d'épais filons de pegmatite sillonnent les micaschistes et les gneiss; ils dominent ceux-ci de plusieurs mètres et forment comme de gros dos à surface luisante, polie par les vagues violentes de cette côte.

La forêt de pins ne s'étend pas sur la bordure littorale des dunes, très exposée au vent et aux embruns, qui ne comporte qu'un mince tapis végétal, mais seulement à une distance de 100 à 300 m de la ligne de rivage (photo 63). Le substratum des dunes n'est pas connu, mais il est vraisemblable qu'elles reposent sur le socle cristallophyllien, peut-être par l'intermédiaire de coulées de solifluxion et localement de couches de tourbe comme celles qui affleurent sur l'estran, au S de l'estuaire de l'Auzance.

Leur date de formation reste assez imprécise; elles sont encore vivantes en bordure de la côte. A l'époque des mégalithes, la mer était déjà toute proche de son niveau actuel et les dunes devaient exister sur cette côte bien pourvue en matériel sableux et exposée de plein fouet aux vents d'W dominants. La découverte de vestiges gallo-romains enfouis sous la dune dans la forêt d'Olonne (13) n'infirme en rien cette hypothèse : maintenant en grande partie fixées par la végétation, ces dunes ont pu être remaniées localement et en particulier lors des grandes tempêtes (14). En Forêt d'Olonne, le menhir de la Conche Verte se dresse au fond d'une petite dépression, entourée de tous côtés par des dunes relativement hautes (10 à 12 mètres). Si ces dernières sont plus récentes que la mise en place du monument mégalithique, comment expliquer que celui-ci se trouve juste au fond de la cuvette ? Formant un obstacle sur le trajet du sable, il aurait logiquement dû favoriser l'accumulation et rester enseveli. Il semble plus

(13) Renseignement oral de F. Ydier.
(14) L. Brochet (1902). La Vendée à travers les âges, p. 11.

vraisemblable que la pose du menhir est postérieure à la formation des dunes, en ce lieu (14 *bis*).

La baie des Sables-d'Olonne (15).

Ouverte en croissant vers le S, longue de plus de deux kilomètres entre l'entrée du port et les rochers de Tanchette, elle est feutrée par d'importants atterrissements de sable très fin; à mer basse, la plage en pente douce s'étend sur une largeur de 500 m environ. L'existence même de cette baie pose un problème, car elle est bordée par deux secteurs côtiers pourvus de falaises et d'estrans rocheux; cet encadrement est d'ailleurs dissymétrique : en effet, à l'W, les migmatites de la Chaume s'élèvent à une dizaine de mètres d'altitude, tandis qu'à l'E les micaschistes de Tanchette ne forment qu'une falaise très basse et des rochers plats sur l'estran.

En arrière du cordon littoral doucement arqué, sur lequel est installée la ville des Sables, s'étend le marais d'Olonne, vaste dépression orientée vers le N-NW et actuellement colmatée par les sables et les vases flandriennes. Or, cette dépression a une double origine tectonique : de la Gâchère aux Sables, s'étend l'importante zone faillée, de part et d'autre de laquelle les micaschistes de la Girvière et des Sables sont décalés de 2 km vers le S par rapport à ceux de la côte de Sauveterre (Cf. p. 39-40) : la dépression où s'étend la baie des Sables est située sur le passage de la faille et de la zone de broyage; mais la dissymétrie de ses bordures a une autre cause : du côté occidental, les falaises relativement hautes de la Chaume se trouvent sur la partie relevée du bloc basculé de migmatites, qui plonge légèrement du S vers le N; par contre, du côté oriental, la plate-forme qui constitue l'arrière-pays descend doucement d'E en W, depuis Château-d'Olonne jusqu'aux Sables et le socle s'enfonce sous le marais d'Olonne selon un angle extrêmement faible; l'ennoiement des micaschistes sous la plage des Sables et le marais d'Olonne se fait suivant une ligne N-NW, de Tanchette à la Garlière et à la Roulière; le socle ancien disparaît sur une largeur de 1 km, à l'W de cette ligne.

Engendrée par la combinaison de ces deux importants phénomènes tectoniques, (faille et bloc basculé), le marais et la baie des Sables ont été,

---

(14 *bis*) Au SE des Sables (au Puits d'Enfer, au Caillola, à Bourgenai, etc.), la plate-forme littorale supporte localement des dunes perchées, à la base desquelles se trouvent en abondance des éclats de silex et un outillage de petite taille, rapporté au Mésolithique par Welsch (1911 a) et à l'Azilien par l'Abbé Breuil. Une mise au point sur cette question est faite par E. Simon (1958) : *Sur une industrie préhistorique du littoral de la Vendée.* Congrès des Société Savantes de l'Ouest, Saint-Jean-d'Angély, et : *Sur une industrie originale de silex du littoral vendéen,* 1959, *id.,* Congrès de Tours (Inédit). Cf. aussi J. Gaurichon (1912) et E. Patte (1941 a).

Un peu plus au S, dans l'anse de Saint-Nicolas-de-Jard, F. Ydier a trouvé d'assez nombreux fragments de poteries néolithiques, dans l'épaisseur de la dune (vers la partie supérieure). Ainsi, une partie des dunes du littoral a été probablement mise en place vers le Néolithique, avant l'époque des mégalithes.

(15) Cf. la description de cette baie par L. Papy (1941, p. 204).

en outre, façonnés par l'érosion fluviale. Au cours des périodes de bas-niveau marin, et en particulier lors de la régression wurmienne, la dépression actuellement occupée par les marais d'Olonne était suivie par le ruisseau des Sables, selon un tracé N 20° W (parallèle à la faille); mais l'accès direct à la mer est maintenant barré par la flèche dunaire; le ruisseau est détourné en direction EW, le long du port, puis en direction NS, entre les deux jetées. Le passage de cette vallée n'a-t-il pas exagéré l'importance de la dépression, vers l'axe de la baie ? Grâce aux sondages effectués par les Ponts et Chaussées des Sables-d'Olonne, le long des quais du Commerce et de la Poissonnerie, il est possible de tracer le profil du socle rocheux entre la cale du Commerce et la lisière de l'arrière-port (en face de la Poste), en direction W-E. La dépression la plus profonde se trouve entre le port et l'arrière-port, aux environs de l'écluse; le socle descend à — 7,95 m (N G F), à 35 m au SE de celle-ci, et à — 7,19 m, à 100 m au NW; il remonte rapidement de part et d'autre, vers l'E et vers l'W, jusqu'à l'altitude de — 1 m (cale du Commerce). Placée dans le prolongement de la vallée du ruisseau des Sables, venant du pont de la Forgerie, cette dépression ensevelie débouchait directement dans la mer, en période de bas-niveau marin; le cordon dunaire qui oblige actuellement le ruisseau à suivre un cours en zigzag n'existait pas, ou avait été recoupé. *L'estuaire naturel est situé dans l'axe de la baie, en direction N-S;* la vallée ensevelie sous la dune doit passer vers le chevet de l'église Notre-Dame de Bon Port.

Ainsi, l'existence de la baie des Sables-d'Olonne est un héritage lointain mais direct de la tectonique hercynienne, car elle est limitée à l'W par une importante zone de broyage formée au cours de cette période; elle résulte aussi de mouvements plus tardifs, puisqu'elle s'étend sur le bord affaissé et ennoyé d'un bloc basculé post-liasique; la dépression ainsi engendrée a passé alternativement du domaine continental au domaine marin : en période de bas-niveau, elle a servi de gouttière aux écoulements fluviaux; elle a été envahie au moins par la mer tyrrhénienne et par la mer flandrienne, et peut-être par bien d'autres...

Il est difficile de dater exactement la formation de la dune et des atterrissements sableux de la plage des Sables; dès le x[e] siècle, les huttes du village des Sauves étaient installées sur l'emplacement de la ville; des sarcophages mérovingiens, découverts par F. Ydier (16) y ont été enterrés; des monnaies de tout le Moyen Age y ont été trouvées.

En relation avec la remontée flandrienne, la formation de ce cordon littoral peut remonter bien au-delà de l'époque romaine. L'origine du matériel sableux de la dune et de la plage est en partie locale, en partie lointaine; certain des minéraux lourds proviennent des falaises vendéennes,

(16) F. Ydier. Découverte de sarcophages mérovingiens. Bulletin de la Société Olona, 1925.

d'autres sont issus du Massif Central et sont arrivés à l'Atlantique par la Loire, où une dérive NS les a répandus tout le long du rivage, depuis l'estuaire de ce fleuve jusqu'à la Gironde (Cf. p. 282 et Debyser, Vatan et Boyer, 1955), et ceci à partir du Miocène Supérieur.

Au SE des Sables, à l'embouchure de chacun des petits cours d'eau, un marais colmate le fond de la vallée. Ainsi s'est formée au Flandrien la large plaine alluviale du ruisseau du Caillola, encadrée par des talus rocheux; l'épaisseur du remblaiement marin n'est pas connue exactement. L'embouchure est barrée par une levée longue de 120 m, large de 40 m environ et haute de 7 m, qui est presque exclusivement constituée par des galets de quartzite (Lias silicifié), ainsi que par quelques blocs de migmatites. Ce matériel d'origine locale est presque parfaitement arrondi et les quartzites sont martelés de chocs en « coups d'ongle ». La date de formation de ce cordon reste imprécise.

64 — Le cordon de galets, en travers de la vallée du Caillola. Il est appuyé contre les falaises de migmatites; l'écoulement du ruisseau se fait sous le cordon. (Photo prise avant la construction de la route, en 1958).

CHAPITRE V

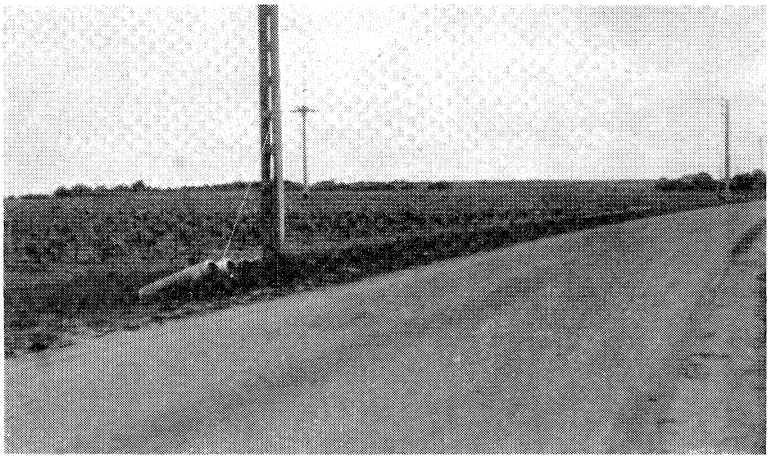
LA QUESTION DES HAUTS-NIVEAUX MARINS QUATERNAIRES

I. — LE NIVEAU DE 25-30 MÈTRES (Tyrrhénien I)

A) LA LEVÉE DE BLOCS DE LA MICHELIÈRE

Au Chapitre IX de la Deuxième partie de ce travail (p. 240), nous avons décrit l'énigmatique formation que représente la nappe à blocs silicifiés, dont les restes s'étendent encore actuellement sur le massif d'Avrillé et le long de la bande littorale, depuis la Dultière et le moulin de la Garde, à l'E, jusqu'aux Sables-d'Olonne, à l'W (la Pironnière) (photo 66). Ce dépôt paraît d'origine continentale et son âge est incertain, peut-être plio-quaternaire.

Au S de la Michelière, de part et d'autre de la route allant à Bourgenai, la plate-forme de micaschistes est recouverte par cette nappe qui s'étale



65 — La Michelière. Au fond, le talus formé par l'accumulation des blocs de Lias silicifié. La plateforme qui s'étend en contrebas, revêtue d'un dépôt d'argile rouge et verte, en est elle même jonchée. Le tout est recouvert de limon éolien.

entre 27 et 33 m d'altitude. La plupart des blocs qui jonchent la surface des champs ont une longueur de 20 cm environ, mais certains mesurent jusqu'à 60 × 40 × 30 cm (photo 28, p. 241) ; bien émoussés ou même arrondis, ils sont empâtés dans une argile rougeâtre mêlée de gravillon granitique; ce dernier remplit les cupules dont leur surface est trouée; le gravillon et une partie des blocs au moins proviennent du massif granitique; les plus gros peuvent avoir été remaniés presque sur place, car des placages de Lias silicifié subsistent à peu de distance (Beauregard).

En général, ce dépôt n'a qu'une épaisseur moyenne de 1 m et sur l'argile de base reposent deux couches de blocs seulement (la Michelière, la Dagoterie). Cependant, près du Calvaire qui se trouve au carrefour des routes de Bourgenai et du Veillon, on observe la présence d'un talus, bien marqué dans la topographie, orienté parallèlement à la côte actuelle, long de 200 m et haut de 5 m par rapport à la plate-forme qui s'étend à son pied, vers le S, sur 500 mètres (1). Ce bourrelet correspond à une accumulation de blocs épaisse de plusieurs mètres et il n'est pas impossible qu'il représente un ancien cordon littoral, façonné dans la masse du dépôt (qui existait déjà à cet endroit), lors d'une période de transgression marine : le niveau marin correspondant serait de 25-30 m; mais, en l'absence de tous fossiles vainement recherchés, seules des considérations morphologiques autorisent cette hypothèse (2).

B) UN NIVEAU DE 20-25 MÈTRES SUR L'ILE D'YEU ?

En 1951, J. Tricart a signalé dans cette île des surfaces subhorizontales situées entre 15 et 25 m d'altitude et jonchées de galets de quartz usés (indice d'émoussé 300 environ), interprétés par cet auteur comme les restes d'un cordon littoral, sur une plate-forme d'abrasion. Par ailleurs, sur la pointe granitique du Chatelet, existe une topographie d'amas rocheux, séparés par des cuvettes évasées dont le fond est garni d'une pellicule d'arène.

Ces formes peuvent avoir été façonnées ou retouchées au cours de périodes de haut-niveau marin, mais nous n'avons à leur sujet aucun élément de datation. Après des recherches personnelles, il nous semble que les galets de quartz, très fortement éolisés, cirés et à facettes, signalés par J. Tricart, n'ont pas de répartition préférentielle, à une altitude déterminée; ils sont dispersés un peu partout. D'intenses actions périglaciaires ont remanié les formations superficielles de l'île d'Yeu. Les plates-formes elles-mêmes sont probablement polygéniques.

(1) Cet amas de blocs a été exploité pour l'empierrement jusqu'en 1915 environ.
(2) Cf. G. Mathieu (1952 *b*, p. 116, pl. I, C) et M. Ters (1953 *d*).

II. — LE NIVEAU DE 10-15 MÈTRES
(Tyrrhénien II)

On trouve en quelques lieux, le long de la côte vendéenne, des accumulations de sable et d'argile que leur composition lithologique, leur altitude et leur situation en bordure du littoral peuvent permettre de rattacher éventuellement aux formations du Tyrrhénien II.

1. La terrasse de la pointe du Payré

A 1 km à l'E de cette pointe, les micaschistes redressés supportent une couverture horizontale de Lias silicifié, sur laquelle repose une couche de galets et de sable éolisé, elle-même recouverte par de l'argile sableuse grisâtre. Les galets de base, juste arrachés au socle, sont très anguleux, mais le niveau sableux en renferme de bien roulés. Sur le tout s'étend une nappe de boue à blocaux de solifluxion, et une couche de limon éolien (photo 67). Sur la photo 68, on peut voir que la partie supérieure de la couche de sable est cimentée en corniche; des alvéoles en forme de coquilles y sont creusées actuellement par les embruns. La composition pétrographique détaillée de cette terrasse a déjà été étudiée (Cf. M. Ters, 1953 a); nous n'envisagerons ici que sa situation et son origine possible.

Elle s'étend au bord de la falaise, entre 2 et 6 m au-dessus du niveau des plus hautes mers et remblaie une petite dépression du socle. Une partie des galets qu'elle renferme est typiquement marine par son façonnement, mais son matériel sableux est très éolisé; il a été ensuite remanié dans l'eau. Il serait séduisant de voir dans cette formation un vestige de plage tyrrhénienne; sa situation le long du rivage constitue un bon argument en faveur de cette hypothèse, mais ses autres caractéristiques ne permettent pas d'en être sûr. Situé sur la rive gauche du Payré, à 1 km à l'E de l'embouchure, ce dépôt pourrait être un placage résiduel d'alluvions fluviatiles. En l'absence de fossiles, toute conclusion ferme est impossible.

2. Le remblaiement du Quairy-Pigeon

Des sables éolisés, encroûtés d'oxyde de fer, s'étendent sous le village du Pigeon, sur une épaisseur supérieure à 8 m; ils montent à 10 m d'altitude environ. La dépression dans laquelle ils se trouvent est creusée dans le Lias inférieur calcaire; le remblaiement est entamé par des chenaux, eux-mêmes remplis de vase flandrienne (3). Ces sables rouges sont recouverts

(3) Renseignement oral d'un puisatier.

66 — La Pironnière. La nappe à blocs repose sur le gneiss par l'intermédiaire d'une couche de sable éolisé ; de l'argile rougeâtre, du gravillon granitique et du sable rond-mat empâtent les blocs. Du limon éolien s'étend sur l'ensemble.

67 — Le dépôt de la pointe du Payré. Sur le gneiss repose le Lias tabulaire, puis le sable éolisé (bande plus claire), le limon sableux et de la blocaille de solifluxion, recouverte par une mince couche de sable dunaire.

68 — Id. Remarquer la corniche cimentée en surplomb ; elle est formée dans la couche sableuse.

par des coulées de solifluxion et par le limon éolien; leur dépôt est donc antérieur aux formations périglaciaires wurmiennes.

3. La frange sableuse du golfe d'Ile d'Olonne

Ce golfe est ceinturé, sur ses bordures nord et est, par un dépôt de sable éolisé rubéfié, d'aspect identique au précédent et épais de plusieurs mètres, en particulier entre la Salaire et la gare d'Olonne; il atteint l'altitude de 7 m. Quelques couches d'argile grise y sont intercalées.

4. La micro-falaise de Brétignolles

Entre Brétignolles et le Brethomé, un sable éolisé et rubéfié, d'apparence identique au précédent, constitue une falaise haute de 1 m environ, contre laquelle sont adossées les argiles et les tourbes flandriennes, nécessairement plus récentes que le sable en question (4).

En l'absence de fossiles caractéristiques, l'origine et l'âge de ces quatre dépôts restent incertains. Leur position topographique est un argument en faveur de leur origine marine : ils sont situés en falaise ou tapissent le fond de golfes peu profonds; leur altitude maximum atteint 8 à 10 m; ils sont antérieurs, non seulement à la transgression flandrienne, mais aussi à la dernière période périglaciaire : ils pourraient être tyrrhéniens. Par leur très bon classement granulométrique, ces sables sont susceptibles d'avoir été déposés par la mer; mais étant éolisés, ils étaient remarquablement bien classés par avance. Ces grains ronds-mats ont une origine éolienne incontestable; mais *ils portent la trace d'un remaniement dans l'eau : ils sont lustrés* et le picotis éolien est souvent très atténué; ils ont donc été vigoureusement brassés dans l'eau, immédiatement avant leur dernier dépôt. Comment ces sables auraient-ils pu être repris dans la sédimentation littorale ? Le matériel sableux des quatre dépôts en question est identique par son éolisation, par sa granulométrie et par ses minéraux lourds, à celui de la basse terrasse fluviatile quaternaire, dont il reste tant de témoins le long des cours d'eau vendéens (Cf. p. 259-263). Apporté à la mer en grande quantité par les fleuves côtiers du Quaternaire moyen, il a dû s'étaler sur la bordure du plateau continental et être refoulé vers le littoral, lors de la remontée de la mer; lorsque celle-ci a dépassé le niveau actuel, les sables ont colmaté les plages, les anses et les baies, en particulier celles du Payré, de Bourgenai, d'Ile-d'Olonne et de Brétignolles.

(4) Plusieurs autres placages sableux de moindre importance, constitués par un matériel identique, subsistent à la Garlière et à la Rudelière, vers 10 m d'altitude; ils semblent appartenir au même remblaiement.

Situés en bordure de la mer, vers 8-10 m d'altitude, et constitués par les matériaux éolisés remaniés de la basse terrasse fluviatile quaternaire, ces dépôts sont vraisemblablement tyrrhéniens, mais, encore une fois, l'absence de fossiles ne permet aucune certitude (5).

5. Le dépôt des Hautes-Mers

Un dépôt de galets roulés, pris dans une gangue argileuse et situé à 17 m d'altitude, a été signalé par P. Butel (1953, p. 51), à un carrefour de chemins, à 500 m au N du village des Hautes-Mers. Il n'est plus visible actuellement; peut-être s'agissait-il d'un lambeau de plage ancienne, mais on ne saurait l'affirmer, aucun fossile n'ayant été trouvé et aucune étude lithologique n'ayant été faite.

6. Les argiles de Maillezais et de Maillé

A une dizaine de km au S-SE de Fontenay-le-Comte, subsistent des dépôts reposant sur le Callovien et attribués par Welsch au Pliocène marin, mais G. Dubois estime qu'ils peuvent être quaternaires (Cf. Légende de la Carte géologique de Fontenay-le-Comte, 2e éd.). La surface de ces placages est à 8-10 m à Maillé, à 14 m à Maillezais. Le sédiment est une argile calcareuse de couleur crème, où abondent Nassa reticulata et Cardium tuberculatum. Or, ces espèces vivent encore sur la côte de Vendée; de plus, le sédiment a un aspect très frais et n'est pas du tout consolidé. Il n'est pas impossible que ces dépôts se soient formés lors d'une transgression quaternaire; d'après leur altitude, on pourrait les rattacher au Tyrrhénien II. S'il en était bien ainsi, les dépôts de Maillé et de Maillezais auraient le grand intérêt d'être les seuls gisements quaternaires fossilifères connus, le long de la côte du Centre-Ouest de la France. Leur faune n'est pas la même que celle du gisement normand de Saint-Côme-de-Fresné, à Cyprina islandica (Cf. L. Guillaume, 1935), mais les courants froids qui suivaient alors les rivages de la Manche pouvaient fort bien ne pas atteindre ceux de la Vendée. La faune à Strombes, qui caractérise ce niveau en Méditerranée, est inconnue sur la côte atlantique française (5 *bis*).

---

(5) Le long des falaises de la baie de Bourgneuf et de l'île de Noirmoutier, des dépôts sableux rubéfiés, attribués tantôt au Pliocène, tantôt au Quaternaire, ont été étudiés par de nombreux auteurs : M. Archambault (1955), E. Bocquier (1933), S. Durand (1957 *a*), M. Gautier (1949, 1952, 1953), L. Papy (1941), J. Péneau (1930 *a* et *b*). Dans certains cas, le dépôt classé dans le Quaternaire est encadré entre deux formations périglaciaires, par exemple à la Source et à la Birochère. Sur la côte vendéenne, les coulées de solifluxion semblent exister seulement à la surface des dépôts (et non au-dessous).

(5 *bis*) Sur le quaternaire marin des côtes de la Manche, cf. M.-J. Grainder (1958). — Niveaux marins dans le Cotentin et corrélations avec les îles Anglo-Normandes, C.R.-S.G.F., p. 31.

Sur le quaternaire marin de la Méditerranée, cf. G. Castany et F. Ottmann (1957). — Le quaternaire marin de la Méditerranée occidentale, R.G.P.G.D., (2), 1, p. 46 à 55.

III. — LE NIVEAU DE + 2 à + 5 MÈTRES

(Tyrrhénien III)

Les formes d'érosion marine découvertes par E. Bocquier à Bourgenai (6) et décrites depuis par L. Papy (1941, p. 128-129), sont des témoins précieux d'un ancien stationnement de la mer.

Il s'agit de marmites creusées sur un ancien estran, dans le calcaire hettangien (photo 57) ; une cinquantaine d'entre elles étaient visibles en 1936. Leur diamètre peut atteindre 1 m et leur profondeur 1,5 m. En moyenne, elles sont creusées 3 m plus haut que les marmites actuelles. Ces formes fragiles ont été conservées grâce à leur ensevelissement sous des coulées de solifluxion datées par des silex moustériens. L. Papy (*ibid.*, p. 130) signale des marmites analogues en deux autres points de la côte vendéenne : entre Bourgenai et la Mine, et entre Croix-de-Vie et Saint-Gilles. J. Péneau (1930 b) en a décrit dans les grès du bois de la Chaize, à Noirmoutier.

Dans les couloirs rocheux ou sur les parties de l'estran où circulent de forts courants de marée, on observe actuellement le creusement de marmites plus ou moins circulaires. L'altitude à laquelle elles se forment est rigoureusement déterminée; ce n'est ni à très basse, ni à très haute mer; j'ai effectué une cinquantaine de mesures altimétriques, en de nombreux points de la côte, où l'amplitude maximum de la marée oscille entre 3,50 m (en morte-eau) et 6 m (en vive-eau). Le fond de toutes les marmites se trouve entre 3 et 5 m au-dessus du 0 marin et le plus souvent à 4 m. Ces mesures permettent de connaître avec précision l'altitude relative d'un niveau marin ancien, décelé par des marmites fossiles.

IV. — LES SURFACES D'APLANISSEMENT LITTORALES

Malgré leur apparente uniformité, les plates-formes littorales sont assez complexes; en effet, le long des secteurs rocheux, existent souvent plusieurs surfaces emboîtées :

— La plate-forme d'abrasion actuelle, qui s'élève depuis le 0 marin jusqu'à 4-5 m au-dessus et qui bute contre un ressaut ou une petite falaise, haute de quelques mètres et en pente plus ou moins raide, qui peut même être à pic, par exemple au Puits d'Enfer.

— Au-dessus de la falaise, s'étendent d'autres plates-formes, dont l'altitude varie entre 5 et 20 m (N G F) ; elles sont plus ou moins dégradées par l'érosion subaérienne actuelle et en pente douce; mais on ne peut en

(6) G. Bocquier (1935 *a* et *b*).

voir toute l'étendue, car elles sont en grande partie recouvertes soit par une nappe de boue de solifluxion, épaisse de 1 m en moyenne, soit par des dunes perchées (le Caillola, Bourgenai) ; selon les lieux, la largeur de la surface dégagée oscille entre 5 et 30 m, mais la plate-forme rocheuse, partiellement masquée, s'étend fréquemment sur plusieurs kilomètres en arrière. Le long des falaises, elle se trouve à une altitude légèrement supérieure à celle des dépôts supposés tyrrhéniens, décrits plus haut, qui sont logés dans des anfractuosités (Pointe du Payré) ou dans des dépressions (Le Quairy-Pigeon, Ile d'Olonne, Brétignolles). Etant donnée leur altitude au-dessus de l'estran actuel, on peut rapprocher ces plates-formes de celles des niveaux étudiés sur les côtes de Bretagne et de Normandie (7, 8).

Mais s'agit-il vraiment d'anciennes surfaces d'abrasion bien conservées et façonnées sous l'influence prépondérante des transgressions marines quaternaires ? Peut-on y déceler les marques d'une forte érosion relativement récente, ou bien n'y aurait-il pas eu conservation durable de traits morphologiques plus anciens ? Dès avant le Lias, le socle était déjà très aplani (vallées mises à part), et la surface préliasique exhumée n'a subi que très peu de retouches, comme on l'a vu au Chapitre II de la Deuxième partie.

— A quelques kilomètres au SE des Sables-d'Olonne, au Puits d'Enfer, la couverture liasique n'existe plus en bordure de la falaise (elle subsiste à 200 m à l'intérieur des terres, sous la dune), mais la rubéfaction des gneiss et l'enduit rouge qui tapisse toutes les diaclases prouvent que le revêtement d'argile hettangienne est parti depuis peu de temps (Cf. p. 98-103). *La surface de cette plate-forme est géométriquement très proche* (quelques mètres à peine) *de la surface de transgression du Lias inférieur,* elle-même bien aplanie.

— Immédiatement au S du Caillola, la couverture liasique n'existe presque plus, sinon en minces placages ou sous forme de remplissages qui comblent les vides entre les couches redressées des micaschistes; en ce lieu, *la plate-forme de 8-12 m se trouve coïncider avec la surface préhettangienne exhumée.*

— Entre Saint-Jean-d'Orbestiers et le Caillola, la falaise comporte deux plates-formes emboîtées qui s'étendent vers 5 m et vers 8 m (N G F) ; la première n'a que quelques mètres de largeur et elle est établie sur les gneiss; en arrière, elle est recouverte par l'Hettangien horizontal, qui monte à 8 m; la couverture calcaire, disloquée par de nombreuses petites

(7) En Bretagne, elles sont rapportées au Haut-Monastirien (+ 12 à + 18 m) ou au Bas-Monastirien (+2 à + 5 m) (Cf. A. Guilcher, 1948). En Normandie, elles sont classées dans le Normannien (Cf. L. Dangeard, 1936 *a*).

(8) Cf. M. Graindor (1959).

diaclases, recule plus vite que le socle gneissique et ce phénomène se produit sous nos yeux. *La plate-forme de 5 m est la surface préhettangienne exhumée, celle de 8 m est une surface structurale dégagée dans l'Hettangien* (9).

— Immédiatement à l'W du Caillola, ainsi qu'à l'W de Bourgenai, la falaise est constituée par des micaschistes ou des gneiss fortement redressés, sur lesquels s'étend une couverture tabulaire de Lias, épaisse de quelques mètres; *la plate-forme littorale est établie sur une surface structurale à peine remaniée;* elles n'est pas limitée en arrière par une falaise et aucun indice ne permet de dater son dégagement. Entre Bourgenai et le Veillon, des coulées de solifluxion recouvrent les bancs du Lias.

L'action des mers du Crétacé, du Lutétien, de l'Helvétien, du Pliocène et du Quaternaire, passant et repassant sur la bordure côtière, a eu pour effet d'accentuer un peu plus encore l'aplanissement général, lorsque le socle était dégagé de couverture sédimentaire.

Par ailleurs, les plates-formes qui descendent jusqu'au ras de la falaise se distinguent des surfaces d'abrasion littorales actuelles par un trait essentiel : ces dernières sont toujours très accidentées : elles sont creusées de couloirs, de marmites, hérissées de pitons rocheux ou de crêtes dus au passage de filons ou de masses plus résistantes : si ce relief est de peu d'amplitude verticale, il n'en existe pas moins; par contre, les surfaces qui descendent jusqu'au rebord de la falaise sont presque parfaitement planes. Au Quaternaire, à plusieurs reprises, elles ont été entièrement tapissées par des coulées de solifluxion dont subsistent de nombreux témoins; en rabotant vigoureusement le socle, elles ont vraisemblablement détruit le modelé de détail des plates-formes d'abrasion quaternaires, en les recoupant sous un angle très faible.

Enfin, l'altitude des plates-formes littorales est très variée dans le détail; on ne constate aucun nivellement d'ensemble de la bande côtière qui se présente comme un ruban ondulé, montant et descendant entre 3 et 20 m : les falaises relativement élevées de Sion, de Brétignolles, de la Chaume, du Puits d'Enfer, de Saint-Martin et de la Pointe du Payré, alternent avec des secteurs plus bas, coïncidant avec des synclinaux ou des zones affaissées (bloc basculé d'Ile d'Olonne, baie des Sables, anse de Saint-Jean-d'Orbestiers, baie de la Mine). Le Lias se trouve presque toujours dans une dépression : ainsi, le fossé d'Ile d'Olonne est dominé au N par la butte de microgranite de Saint-Martin-de-Brem et au S par la plate-forme de micaschiste de la Bauduère : aucune surface d'aplanissement postérieure à

(9) Pour plus de détails sur le rôle morphologique de la plate-forme d'abrasion préliasique le long de la côte vendéenne, Cf. p. 411 et suivantes.

l'effondrement ne recoupe le socle, en le mettant à niveau avec le Lias; de même, l'Hettangien basculé de Saint-Jean-d'Orbestiers est en contrebas des gneiss qui l'encadrent. Dans la baie de la Mine, le bloc basculé d'Hettangien et de Charmouthien s'abaisse depuis 12 m d'altitude environ jusqu'au niveau de la mer et bute contre la falaise de migmatites, dans l'angle nord-ouest de la baie, sans qu'une surface d'érosion recoupe selon un même plan les deux sortes de terrains.

Les accidents tectoniques en cause sont-ils donc si récents qu'aucune surface d'érosion n'ait pu recouper à la fois le socle et sa couverture sédimentaire ?

Un précieux jalon pour la datation des plates-formes serait trouvé, si l'on connaissait l'âge des effondrements qui affectent le Lias; ils accompagnent les phénomènes de silicification et de minéralisation des calcaires liasiques et jurassiques (jusqu'au Bathonien inclus); ils ne se sont produits dans aucun terrain plus récent, dans la région du Centre-Ouest (Vendée, Poitou, Deux-Sèvres); on ne les observe jamais dans le Crétacé ni dans le Tertiaire. Or, G. Waterlot a révélé l'existence de mouvements tectoniques post-jurassiques et précénomaniens, dans le Marais poitevin (G. Waterlot, 1941); il n'est pas impossible que les dislocations associées à la silification soit contemporaines de la phase de minéralisation précénomanienne des Pyrénées.

S'il en était ainsi, cela prouverait que ni au Tertiaire, ni au Quaternaire n'eurent lieu des actions d'aplanissement suffisantes pour recouper et mettre à niveau le socle et sa couverture, dans toute la bande littorale comprise entre La Gâchère et Saint-Nicolas-de-Jard, ce qui montrerait, une fois de plus, la faiblesse de l'érosion dans cette région.

En conclusion, les petites plates-formes côtières qui aboutissent à la falaise s'étendent à des altitudes inégales; leur ensemble forme un ruban faiblement ondulé qui se raccorde insensiblement à l'arrière-pays, *sans falaise morte et sans ressaut;* ces surfaces sont beaucoup plus aplanies que la plate-forme d'abrasion actuelle et que la plate-forme d'abrasion hettangienne, localement hérissées de têtes de rochers de quelques mètres de hauteur. On ne peut douter que la mer les ait recouvertes, en période de haut-niveau marin; mais nous ne savons pas ce qui est dû à l'action de chacun d'entre eux, depuis le Pliocène au moins et tout au long du Quaternaire. Périodiquement ensevelies sous des dunes ou d'autres dépôts, puis de nouveau exposées à l'érosion subaérienne ou à l'érosion marine, leur histoire a certainement été très complexe et il est impossible d'y voir l'œuvre du seul façonnement « tyrrhénien ».

V. — LES DEPOTS FLANDRIENS

Après la grande régression contemporaine de la glaciation wurmienne, la remontée de la mer a donné un visage nouveau à la côte vendéenne. Toutes les dépressions littorales ont été comblées par des alluvions sableuses ou argileuses et en particulier par le « bri », qui tapisse les vastes étendues du marais poitevin et du marais breton; les estuaires des rivières côtières sont tapissées des mêmes sédiments (10). Nous ne décrirons ici que les accumulations flandriennes atteignant un niveau supérieur à celui des plages actuelles, et nous terminerons par quelques mots sur les bancs de tourbe affleurant le long du littoral.

A) LES FORMATIONS DE PLAGE

On pouvait en observer en deux endroits, il y a un certain nombre d'années, leur altitude relative par rapport au sommet des estrans actuels étant de + 1 à + 1,5 m. Mais elles ont été détruites ou ensevelies.

— A Brétignolles, en 1933, de petites falaises de 1,5 m de hauteur tapissaient le fond de la baie; elles étaient formées de sable et de fin cailloutis mêlé de coquillages appartenant à des espèces actuelles; le dépôt n'était pas rubéfié. Les constructions de Brétignolles ont entièrement recouvert ce gisement.

— Au SE des Sables-d'Olonne, à partir de 60 m au N de la pointe occidentale du lac Tanchette jusqu'à 30 m au S de cette pointe, la falaise de gneiss, haute de 2 à 3 m, était surmontée d'un lit de sable renfermant des galets de quartz très roulés; ce dépôt, épais de 0,5 m, était d'aspect très frais et non rubéfié, et se trouvait à 1,5 m au-dessus du niveau des hautes mers. Il était recouvert par une couche de sable tourbeux, épais de 0,2 à 0,5 m. Sa fraîcheur et son recouvrement par de la tourbe datée par des poteries néolithiques (11), permet de penser qu'il peut s'agir d'un dépôt de tempête. Il a été détruit vers 1955, lors de la réfection du mur de soutien du lac.

— Immédiatement au S de Bourgenai, un dépôt signalé par L. Papy (1941, p. 135) reste d'âge indéterminé. On peut l'observer au bord de la falaise, sur 150 m de longueur, à l'E du rocher Napoléon, où il repose à la surface du calcaire hettangien. Situé à 1,5 m environ au-dessus des hautes mers, ce dépôt sableux, épais de 0,8 m n'est pas rubéfié et il renferme en abondance de petites coquilles qui vivent actuellement sur

(10) Pour ce qui concerne le remblaiement flandrien des vallées, Cf. p. 356.
(11) F. Ydier (1929) Poterie néolithique des Sables-d'Olonne (Vendée), B.S.P.F., n° 1.

les plages (12). Il est recouvert par quelques pierres volantes et par une mince couche de sable dunaire. S'agit-il d'un dépôt de plage, contemporain d'un haut-niveau flandrien ? Est-ce un dépôt de tempête ? Il est difficile de le préciser. Par son aspect non stratifié, par sa couleur jaunâtre, par le grand nombre des espèces et la présence de très petites coquilles, il rappelle un dépôt situé au fond de l'anse de Padel, près de Bréhec (Côtes-du-Nord), pour lequel nous avons obtenu une datation par le C. 14 (13) : il remonte à 1748 $\pm$ 104 ans; c'est donc très probablement une accumulation formée au cours d'une tempête. Le dépôt de Bourgenai peut avoir semblable origine; c'est déjà ce qu'avait pressenti L. Papy (*ibid.*). Il est possible que ce soit aussi le cas des deux premiers. Seules des datations au C 14 trancheront la question.

— Dans le Marais poitevin, des cordons littoraux flandriens sont signalés sur la carte géologique de Fontenay (1941) sous la rubrique : « Anciens cordons littoraux des Iles du Marais poitevin », en particulier près de la Taillée, sur le bord méridional de l'île de Vouillé; on y observe, sur plusieurs mètres d'épaisseur, un amas de galets calcaires posés à plat et bien calibrés, en couches peu épaisses (10 cm environ) ; entre les niveaux de galets sont intercalées des couches de coquilles non brisées; les espèces sont actuelles; l'altitude atteinte par ces cordons est de 6 m, donc à 4 m au-dessus de la surface moyenne du bri flandrien dans le Marais.

B) LES TOURBES

Tout le long de la côte atlantique française, et de celle de la Manche, des dépôt tourbeux jalonnent les plages, ou bien se trouvent à quelques mètres de profondeur, sous les dépôts littoraux actuels. On en a décrit un très grand nombre. Sur la côte vendéenne, les deux dépôts de tourbe les plus importants se trouvent sur les plages de Brétignolles et de la Gâchère. Dans la première de ces localités, la tourbe est intercalée dans l'argile sableuse flandrienne (14); à la Gâchère, elle repose sur cette dernière; sa surface est située entre — 1 et — 3 m (N G F). Dans les deux cas, ces placages contribuent à donner aux estrans un aspect très plat.

Un troisième gisement a été découvert dans le port des Sables-d'Olonne, lors d'un dragage, à la cote — 5 m (N G F) ; d'après son analyse pollinique, cette tourbe pourrait dater de la période atlantique (15).

---

(12) Nassa incrassata, Littorina rudis, L. obtusata, Gibbula obliquata, Patella sp. Ces déterminations sont dues à M. Ranson, Directeur au Museum d'Histoire Naturelle, que je remercie beaucoup de son obligeance.

(13) Je remercie très vivement, à cette occasion, M. le Professeur Tongiorgi, Directeur du Laboratoire de Géologie Nucléaire de l'Université de Pise.

(14) L'étude des graines de cette tourbe a été faite en 1921 par M. et Mme Reid.

(15) Analyse aimablement faite par Mlle J. Sauvage.

VI. — CONCLUSIONS

Cette revue rapide montre qu'il reste fort peu de traces des hauts-niveaux marins quaternaires, sur le littoral vendéen : peut-être une levée de blocs vers 30 m d'altitude, quelques plates-formes très polygéniques, des marmites de géants perchées et les restes d'un colmatage sableux, probablement tyrrhénien. Pourtant, la mer y est venue, comme dans les régions où subsistent d'importantes plages fossiles, par exemple au Portugal ou sur la côte atlantique marocaine. Au cap Rhir et au cap Cantin, on observe plusieurs terrasses marines emboîtées, très fossilifères, depuis l'altitude de 95 m jusqu'au niveau actuel. Mais la Vendée littorale, d'altitude si basse, n'offrait pas de conditions favorables à des emboîtements de ce genre; de plus, les plages fossiles marocaines sont constituées essentiellement par des dépôts calcaires très encroûtés, alors qu'en Vendée, les quelques vestiges de formations marines anciennes ont surtout un matériel sableux, beaucoup plus sensible à l'érosion. L'ablation d'éventuels dépôts peut aussi s'expliquer par l'intensité des actions périglaciaires dans cette région, actions répétées qui ont effectué un véritable balayage des sédiments meubles, le long de la bande littorale : ainsi a pu disparaître la plus grande partie des témoins des hauts-niveaux quaternaires en Vendée. Enfin, sans aller aussi loin, on peut souligner le contraste qui existe entre la rareté des plages anciennes sur la côte étudiée et leur abondance relative immédiatement au S de l'estuaire de la Loire, entre Saint-Brévin et la pointe Saint-Gildas, ainsi que sur les flancs abrités du marais de Bourgneuf ou sur la côte NE de Noirmoutier. Comme je l'ai déjà fait remarquer (M. Ters, 1956 a), les plages fossiles ne sont conservées que le long des secteurs littoraux très abrités et dans les anses suffisamment profondes.

Les tracés des rivages tyrrhéniens et du rivage actuel diffèrent vraisemblablement fort peu, ainsi que A. Guilcher l'a maintes fois montré pour les côtes de Bretagne, dans les secteurs bordés par une falaise cristalline; par contre, le développement des marais côtiers, colmatés par la mer flandrienne, a provoqué un important déplacement de la ligne de rivage vers l'W, par rapport aux rivages tyrrhéniens.

Comme celle des paléo-reliefs du Secondaire et du Tertiaire en Vendée, l'étude des hauts niveaux marins quaternaires montre la remarquable permanence des traits essentiels de la bande côtière, en dehors des Marais. Au cours du Secondaire et du Tertiaire, la surface préliasique se trouva tantôt revêtue d'une mince couverture sédimentaire, tantôt légèrement rabotée; il en subsiste de nombreux témoins, géométriquement tout proches

de la surface actuelle; celle-ci comporte de légères inégalités de relief dues à des effondrements qui remontent, les uns au Secondaire, les autres au Tertiaire. Depuis, les forces d'érosion ont été trop faibles pour que puisse être façonnée une vaste surface d'apianissement, recoupant l'ensemble de ces terrains.

CHAPITRE VI

LE PLATEAU CONTINENTAL ET LES ILES AU LARGE DE LA VENDÉE

Au large de la côte atlantique, entre la pointe de Bretagne et Arcachon, s'étend un vaste plateau continental, large de 150 à 180 km et incliné vers l'W-SW; il est limité, à sa partie inférieure, par un talus escarpé, orienté N 45° W, qui descend rapidement de — 350 à — 4 000 m de profondeur environ. Au S du parallèle d'Arcachon, le talus est plus proche de la côte et sa direction devient méridienne. Le relief de cette vaste surface immergée est assez bien connu, entre la ligne de rivage et la profondeur de 20 à 50 m; mais les cotes sont beaucoup moins nombreuses, pour les zones situées à plus grande profondeur. Des dragages et des carottages effectués par le navire océanographique *Président-Théodore-Tissier* apportent une précieuse contribution à notre connaissance du plateau continental.

A partir des données que nous possédons, est-il possible d'établir des rapports précis entre la morphologie du continent et sa bordure immergée ?

Malgré l'insuffisance des documents, peut-on discerner les preuves d'une évolution commune à la région littorale et à la plate-forme sous-marine ? Enfin, la nature des dépôts qui tapissent le plateau sous-marin est-elle susceptible de nous renseigner sur l'histoire de ce dernier, en période de bas-niveau marin ?

Les traits essentiels du relief du Bas-Bocage, vaste plateau aux dénivellations très faibles, qui s'abaisse lentement d'E en W, seraient-ils également ceux de la zone immergée, ou bien une solution de continuité n'intervient-elle pas, aux abords de la ligne de rivage actuelle ? Les vastes dépressions où coulent les fleuves côtiers de la Vendée littorale se prolongent-elles, au large, sur le plateau continental ?

Si l'on trace une ligne allant du Croisic à l'embouchure de la Gironde, et rasant la partie externe des îles de Noirmoutier, de Ré et d'Oléron, on

délimite deux domaines bien distincts : du côté du large, au-dessous de l'isobathe de — 50 m, le fond sous-marin semble à peu près dénué de relief, jusqu'au rebord du talus continental et sa pente est très faible. Par contre, du côté du continent, le relief de la bordure immergée est varié et compliqué; la ligne de côte change fréquemment de direction; des golfes s'enfoncent profondément à l'intérieur des terres; c'est le long de cette bande que s'égrènent les îles de Noirmoutier, d'Yeu, de Ré et d'Oléron; c'est là aussi que se dresse le piton de Rochebonne et que se creusent les fosses du Pertuis breton et du Pertuis d'Antioche. Il semble que cette bordure morcelée, disséquée, ait été le théâtre de bouleversements plus intenses qu'ailleurs.

I. — LA MARGE INTERNE DU PLATEAU CONTINENTAL ET LES ILES VENDÉENNES

1. La bande maritime, de 0 à — 20 m (1)

Entre 0 et — 20 m, en bordure du rivage, les fonds sous-marins sont irréguliers.

— *La bande de 0 à — 3 m* s'étend assez largement, le long des côtes basses bordées de dunes; c'est ainsi qu'entre Roche-Biron et la pointe de Grosse-Terre, et de Sion à la Chaussée des Bœufs, sa largeur moyenne est de 500 m. Elle s'élargit jusqu'à 800 m, depuis Sion jusqu'au droit de Saint-Jean-de-Monts et atteint 4,5 km au Pont-d'Yeu. L'isobathe de — 3 m se rapproche quelque peu de la côte en face de Fromentine, dont elle n'est plus qu'à une distance de 3 km, puis s'en écarte de nouveau au droit de Barbâtre (6 km). Vers l'W, la ligne de — 3 m frôle les écueils de calcaire éocène qui bordent au S l'île de Noirmoutier. La vaste étendue des surfaces situées entre 0 et — 3 m implique, pour ces secteurs tapissés de calcaire éocène en position subhorizontale, des pentes extrêmement faibles.

— *La bande de 0 à — 5 m* a une largeur et un relief très variables, selon qu'elle longe : *a*) une côte rocheuse, à falaise élevée (5 à 7 m); *b*) une côte rocheuse plus basse ou *c*) de simples plages bordées de dunes. Ainsi, entre Les Sables et la pointe du Payré, bordée par des falaises de roches cristallophylliennes, la bande considérée a une largeur de 240 m seulement, et une pente moyenne de 2 %; entre la Gâchère et Roche-Biron, elle a une largeur moyenne de 500 m et une pente de 1 %. Entre la pointe de Grosse-Terre et Sion, elle atteint 400 m de largeur et une pente moyenne de 1,2 %. Entre Sion et le parallèle de Saint-Jean-de-

(1) 0 des cartes marines.

Monts, la bande de 0 à — 5 m qui borde le marais de Monts s'étend sur 3 km de largeur et sa pente transversale n'est que de 0,17 %.

— *La bande de — 5 à — 10 m* a une largeur assez constante (1 km), entre la Gâchère et Sion; mais, vers le N, elle prend une extension beaucoup plus grande; elle s'écarte du littoral au droit de Sion et après un léger golfe en direction du Pont-d'Yeu, rejoint la façade sud de l'île d'Yeu et l'englobe complètement. Elle passe ensuite très au large de Fromentine et rejoint la côte sud de Noirmoutier.

Ainsi, une vaste plate-forme sous-marine, qui se maintient à une profondeur inférieure à — 10 m, fait suite au continent, entre Sion, l'île d'Yeu à l'W et Noirmoutier au NW. Elle est constituée en majeure partie par le calcaire éocène, en continuité avec celui qui tapisse le marais de Monts, et qui s'abaisse lentement d'E en W. L'imprécision des cartes marines ne permet pas de connaître les limites exactes du bassin éocène vers le S, ni ses rapports avec les micaschistes du socle, affleurant entre l'île d'Yeu et Sion (profil n° III, planche XI). L'Éocène s'appuie-t-il, au S, contre une falaise de micaschiste ? ou bien est-il affaissé par rapport au socle cristallin ? Les développements qui suivent apporteront quelque lumière sur ce point.

— *La bande de — 10 à — 20 m.* Au large du massif ancien, entre la pointe du Payré et Saint-Gilles, ces deux isobathes se maintiennent à une distance régulière de la côte. L'espace compris entre elles est de 5 875 m au droit de Brétignolles et de 8 700 m au large de la pointe de Grosse-Terre. Par contre, au S et au N de la bande côtière étudiée, la ligne de — 20 m s'écarte du rivage et cerne des plates-formes avancées, sur lesquelles s'étendent les îles de Ré et d'Oléron, au S, celle d'Yeu et de Noirmoutier, au N.

Entre la pointe du Payré et les Sables-d'Olonne, la largeur moyenne de *la bande comprise entre — 15 et — 20 m* est de 7 100 m, et sa pente est de 0,5 %.

2. Les abords de l'île d'Yeu

Entre le promontoire schisteux de Sion et l'île d'Yeu en direction EW, les profondeurs sous-marines n'excèdent pas — 19 m. Le profil sous-marin (Dépliant XI, n° III) forme un berceau très doucement creusé, légèrement dissymétrique, le côté ouest étant en pente un peu plus accentuée que le côté est. Un trait remarquable de ce profil est la présence d'une plate-forme de micaschistes en continuité avec le vaste estran rocheux de Sion, sur toute la moitié orientale. De la plate-forme d'abrasion de Sion jusqu'à — 18 m, la pente moyenne est de 0,15 %. Par contre,

du côté d'Yeu, le fond est tapissé de sable et de vase et descend jusqu'à — 19 m; la pente moyenne est plus raide (0,25 % entre 0 et — 18 m). Comme la surface de ces sédiments descend un peu plus bas que le niveau du socle ancien affleurant du côté oriental, la profondeur maximum de la dépression, sous le remblaiement, se trouve donc dans la moitié occidentale du passage, comme entre Fromentine et Noirmoutier (2).

Selon une coupe SW-NE, passant par l'île d'Yeu et allant jusqu'au pont d'Yeu (Dépliant XI, n° IV), apparaît de façon frappante la dissymétrie de l'île, dont les falaises méridionales s'élèvent d'un seul jet à 20 ou 25 m; à leur pied, descend un talus immergé de même hauteur : c'est donc un abrupt de 40 à 45 m qui se dresse, tout le long du flanc SW de l'île. Le plateau de gneiss qui constitue celle-ci descend en pente douce vers le flanc NE, bordé par places de falaises très basses, mais aussi de dunes et de plages sans affleurement rocheux. Alors que sur le talus méridional, entre + 25 et — 10 m, les falaises sont souvent verticales, la pente moyenne atteint seulement 0,24 % sur le talus septentrional, entre 0 et — 9 m, sur une distance de 3,7 km.

Au SW de l'île, la plate-forme rocheuse, à peine masquée par les alluvions, descend rapidement jusqu'à — 50 m, tandis qu'au NE, le passage entre l'île et le continent forme une gouttière à fond très peu incurvé. Le plancher de ce passage est tapissé de calcaire éocène sur les trois quarts de sa largeur; il descend doucement du pont d'Yeu vers l'île avec une pente moyenne de 0,07 % et affleure sur une distance de 10,8 km entre les altitude de + 1 et — 8 m; à cette profondeur, il se trouve enseveli sous une couche de sable et de gravier, qui masque le contact de l'Éocène avec le gneiss de l'île d'Yeu.

Quoique aucun vestige d'Éocène ne semble subsister sur l'île, on peut néanmoins penser qu'elle fut recouverte, au moins en partie, par cette transgression. La présence de calcaire lutétien au Molin, à 20 m d'altitude, entre Challans et Machecoul, n'implique nullement que la mer ait déposé des sédiments sur l'île d'Yeu. Au maximum de la transgression éocène, celle-ci pouvait constituer un haut-fond (ou même une île très basse), balayé par les courants, dans des conditions analogues à celles du haut-fond actuel de Rochebonne, sur lequel les micaschistes sont à nu. Les sédiments pouvaient s'accumuler surtout dans le bassin situé à l'E et au NE de l'île. Cependant, les petits accidents tectoniques post-éocènes décelés dans le marais breton obligent à rechercher dans quelle mesure le bassin éocène, actuellement en contre-bas de l'île d'Yeu, peut avoir subi un affaissement. La surface actuelle des terrains de cet étage

(2) Sondages des Ponts et Chaussées, 1956.

s'incline lentement d'E et W, de + 20 m (le Molin), à + 7 m (Sallertaine), 0 m (le pont d'Yeu) et — 8 m (aux trois-quarts de la distance entre ce dernier et la côte de l'île d'Yeu) (3). Du Molin au pont d'Yeu, la pente de la surface du calcaire éocène est de 0,095 % sur une distance de 21 km en direction E-NE, W-SW. Elle est de 0,052 %, entre les Loires (10 m) et le pont d'Yeu, en direction E-W, sur une distance de 19 km; elle atteint 0,074 % entre le pont d'Yeu et les fonds de — 8 m, sur une distance de 13,5 km. Cette pente de 0,07 %, dirigée vers le large, n'a vraiment rien d'anormal pour un dépôt sédimentaire, formé dans la zone néritique, ce qui montre que le calcaire éocène n'a pas subi d'affaissement notable, depuis sa formation.

3. L'île d'Yeu (fig. 46 et dépliant XI, profils III, IV, V).

A 22 km à l'W de l'éperon rocheux de Croix-de-Vie-Sion, s'élève l'île d'Yeu, dont le grand axe mesure 11 km, tandis que sa largeur maximum n'est que de 4,5 km. Cette île, fouettée par les vents, est en partie dépourvue de végétation, spécialement sur les plates-formes qui bordent les falaises. Sa surface est légèrement bosselée par un réseau serré mais peu profond de vallées. La structure, décrite par G. Mathieu (3 *bis*), est complexe. Sur la côte NE, affleurent des gneiss et des micaschistes traversés par d'innombrables filons de pegmatite et d'aplite, dont les faciès rappellent ceux des Sables-d'Olonne; leur pendage est de 10° en moyenne vers le N, le NE et le NW; à la pointe occidentale de l'île, il est dirigé vers l'W; par contre, sur la côte SW, il est de 45° SW sauf dans la partie médiane, où les gneiss se dressent verticalement entre le Vieux-Château et la pointe de la Tranche.

Cette retombée des couches vers la périphérie de l'île détermine un dôme anticlinal « brisé et dissymétrique, à flanc NE très doux, à flanc SW très redressé, avec accolement d'une série verticale inconnue sur le continent » (G. Mathieu, *ibid.*). La faille qui sépare cette série verticale des gneiss inclinés à 45° SW est d'orientation sud-armoricaine et l'île est allongée parallèlement à elle.

L'île d'Yeu se présente actuellement comme un bloc basculé, incliné du SW vers le NE. Le trait le plus frappant de sa morphologie, souligné par L. Papy (1941), est sa dissymétrie : il y a un contraste vigoureux

(3) La cote de — 20 m, trouvée au sondage des Alliers, correspond vraisemblablement à une dépression creusée dans ce calcaire, par exemple à un fond de vallée enseveli. Elle n'implique pas un affaissement tectonique.

(3 *bis*). Cf. 1938 a, 1938 f, et surtout : La Géologie de l'île d'Yeu. *B.C.G.F.*, tome XLI, 1945, n° 219. Ce travail très détaillé est du plus grand intérêt, aussi bien au point de vue géographique qu'au point du vue géologique; nous nous garderons de reprendre ces descriptions, si précises, et n'aborderons que quelques sujets particuliers, concernant l'importance des phénomènes tectoniques tertiaires sur la morphologie actuelle; dans ce domaine seulement, nos conceptions, basées sur des faits nouveaux, diffèrent de celles de G. Mathieu.

entre la côte nord-est, basse, pourvue d'un large estran rocheux ou bordée de plages et de dunes, et la « côte sauvage » au SW, dépourvue de plate-forme d'abrasion rocheuse et « formée d'arêtes gneissiques verticales, prolongées en mer par des îlots en aiguilles » (G. Mathieu, *ibid.*). Sur ce flanc, les profondeurs sous-marines descendent, au ras de la côte, jusqu'à — 20 m, tandis qu'au NE, la pente est beaucoup plus douce, dans la direction de Noirmoutier et du Pont d'Yeu. L'axe de basculement de l'île est orienté 65° W et sépare la zone où les falaises s'élèvent directement au-dessus de la mer (sur la façade sud-ouest), de celle où n'existe qu'un platier rocheux ou des estrans sableux (au NE). Ceux-ci sont de plus en plus étendus, du NW vers le SE : à l'E de la pointe de Butte, s'étend un platier rocheux, dominé par une petite falaise; le fond des anses, peu profondes, est garni par d'étroites plages de sable; puis, vers le SE, se succèdent des pointes peu élevées et des anses, au large desquelles se développe une vaste plate-forme d'abrasion rocheuse, que dominent quelques chicots.

A partir de l'anse de Port-Joinville, les atterrissements sableux prennent de plus en plus d'importance et masquent en partie les rochers bas de la falaise; au SE, l'estran est enseveli sous une nappe de sable, qui ne laisse pointer que quelques rares pitons; la bande sableuse est ensuite ininterrompue, jusqu'à la pointe du Corbeau où, de nouveau, s'élève rapidement la falaise de gneiss.

La ligne de côte est extrêmement accidentée et jalonnée par des promontoires saillants, des anses à forme souvent rectangulaire, des couloirs, des grottes profondes, des pitons rocheux, orientés en tous sens. Faut-il attribuer à des cassures cet extrême découpage des côtes ? Elles sont fort nombreuses, en effet : sur la façade SW de l'île, aux Chiens-Perrins et à la pointe de Butte, les principales cassures sont orientées 60° W, ainsi que 10 et 50° E.

Vers les Trupailles dominent les cassures 60° W et 10° E. La pointe du Châtelet, allongée en direction 25° E, est bordée au S par une falaise qui suit une ligne 60° W, où les diaclases sont orientées entre 15 et 25° E, ou entre 40 et 65° W. A la pointe de l'Évêque, les falaises sont hachées de fentes, dirigées principalement à 15° E et à 40° W, tandis qu'au Vieux-Château, elles le sont à 10-20° W et à 75° W. Au port de la Meule et à la pointe de la Tranche, les innombrables cisaillements des falaises sont orientés 15° E et 75 à 85° W : ils engendrent de nombreuses petites pointes parallèles. Le contour de l'anse des Vieilles est déterminé par un jeu de diaclases orientées 30° W et 65° E, tandis que la pointe du Corbeau est tranchée par des cassures de direction 15° W et 30-40° E. La direction de cassures sud-armoricaines (65° W) est la plus importante, puisqu'elle commande la faille bordière, sur la façade méridionale de l'île.

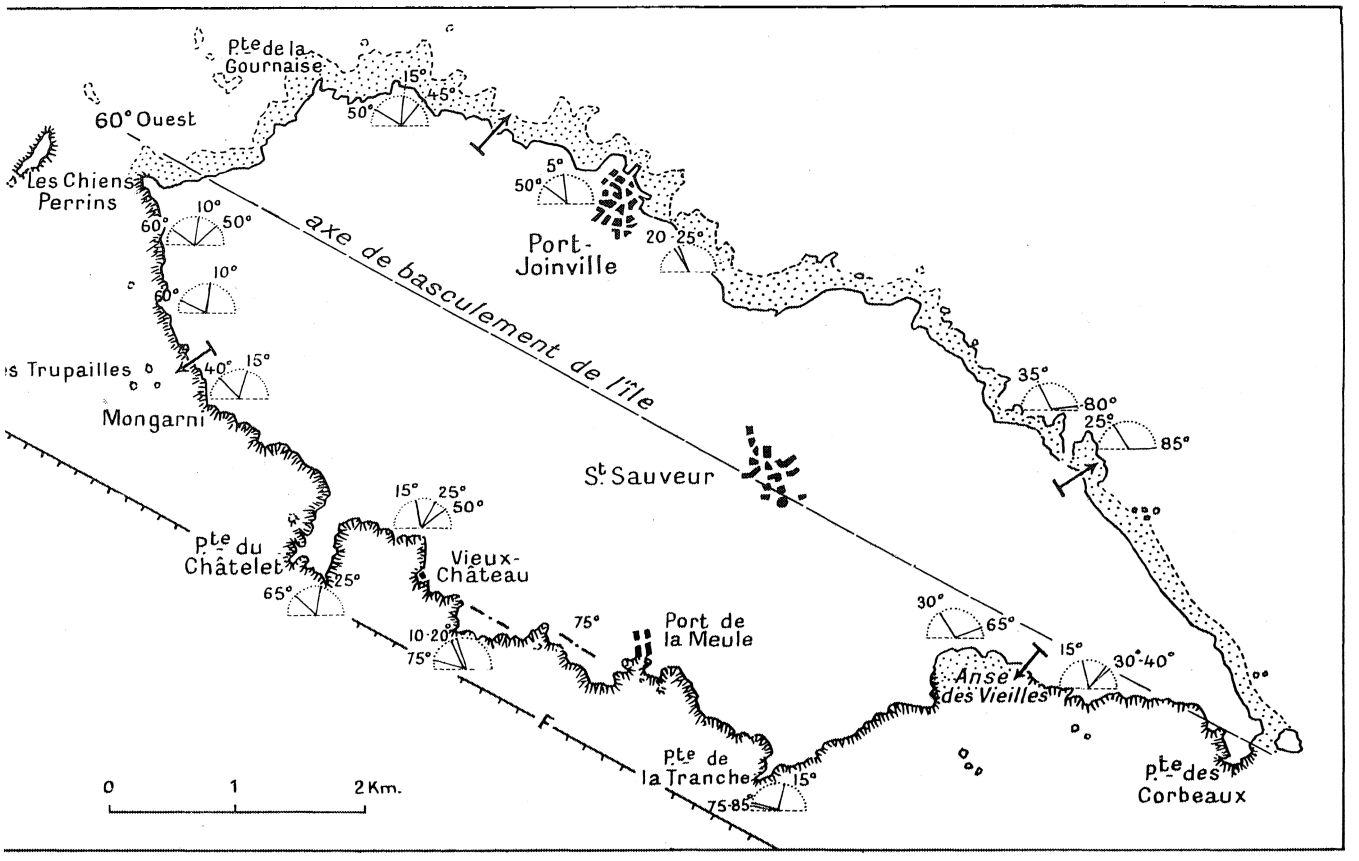


Fig. 46

Du côté NE, les platiers rocheux sont également fendus en tous sens : à la pointe de la Conche, les principales diaclases traversant les gneiss sont orientées 25° W et 85° E; l'anse de Port-Joinville, ouverte vers le N, est pourvue d'un large platier rocheux, fendu de diaclases orientées surtout 20-25° W. A la pointe de Butte, elles sont dirigées 5 et 50° W; à la Gournaise et à la Brame, 15 et 45° E, et 50° W.

Si l'on trace, sur une rose des vents, la série des directions de cassures ainsi observées, on voit que *le pourtour de l'île est cisaillé en tous sens par des fentes :* « la tectonique explique, dans ses moindres détails, le modelé des falaises de l'île d'Yeu » (G. Mathieu, *ibid.*), si bien décrites, déjà, par Richard (1883, p. 372), et L. Papy (1941, p. 161).

L'existence de l'île d'Yeu est-elle bien due à des déformations récentes du sol ?

Depuis la publication du travail de G. Mathieu, sur l'île d'Yeu (*ibid.*), celle-ci est considérée comme jalonnant un anticlinal tertiaire, de direction sud-armoricaine et se poursuivant jusqu'à la pointe du Payré, au SE des Sables-d'Olonne.

Le bombement anticlinal préliasique. Au chapitre I de la Deuxième partie, nous avons montré que l'île d'Yeu était située sur un axe EW, partant de Saint-Martin-des-Noyers (sur le bord ouest de la faille de Chantonnay) et se dirigeant vers la côte; en bordure du continent, cet axe passe par le promontoire de Croix-de-Vie-Sion et aboutit à l'île d'Yeu. La plate-forme ancienne du Bas-Bocage est très faiblement bombée le long de cet axe et s'incline, de part et d'autre, vers le N et vers le S (dépl. IV, p. 51). Dès avant le Lias, un réseau de vallées conséquentes se creusa sur le versant méridional et les mers du Lias l'envahirent, à la faveur de ce léger affaissement vers le large. Le bombement médian EW est donc une déformation tectonique antérieure au Lias et remonte probablement à la fin du Primaire. L'île d'Yeu a ainsi une double raison de se dresser au-dessus des flots : d'une part, elle jalonne un anticlinal de gneiss hercynien, de direction sud-armoricaine, qui se prolonge au SE vers les Sables-d'Olonne; d'autre part, elle se trouve sur l'axe du bombement médian E-W qui traverse l'ensemble du Bas-Bocage : *c'est aux ultimes bouleversements hercyniens qu'il faut attribuer sa présence sur l'axe des hauteurs culminantes.*

Mais des déformations plus récentes sont-elles, pour autant, à rejeter ?

Le basculement de l'île du SW vers le NE est-il originel ? Ne serait-il pas en rapport avec les petites dislocations post-éocènes affectant le Lutétien du marais de Monts et du marais de Bouin, ou avec la formation du talus de Saint-Urbain à Challans ?

Le long de l'axe fondamental du Bas-Bocage, orienté EW, la presqu'île de Croix-de-Vie n'est pas basculée, tandis que l'île d'Yeu penche vers le NE : cette déformation ne semble donc pas contemporaine du bombement EW.

Par son orientation sud-armoricaine, la faille méridionale de l'île d'Yeu fait partie d'un réseau de cassures subparallèles, limitant des blocs basculés, qui a été décrit p. 182 (4) ; *l'un de ces accidents, le talus de Saint-*

(4) Belle-Ile-en-Mer et l'îlot du Croisic sont aussi des blocs basculés vers le NE, limités par des failles d'orientation sud-armoricaine.

Sur Le Croisic, cf. P. George (1943 b).

Dès 1897, Ch. Barrois avait remarqué le parallélisme des accidents sud-armoricains et l'alignement des îles, le long de la côte méridionale de la Bretagne. Cette question a été reprise, dans son ensemble et en grand détail, par A. Guilcher (1948). Cf., en particulier, la fig. 77 de cet ouvrage, p. 382. Seule, la datation de certains accidents nous empêche d'adopter complètement les conclusions de M. A. Guilcher.

Urbain à Challans et Saint-Christophe du Ligneron, est précénomanien. Les autres en sont probablement contemporains. Comme celui de l'île d'Yeu, tous ces reliefs de faille ont un regard sud.

Le Lutétien qui tapisse le fond sous-marin aux abords de l'île d'Yeu est-il dénivelé ? Si l'île d'Yeu avait basculé après le dépôt de ce calcaire, celui-ci devrait avoir une pente vers l'W accentuée, du côté du flanc affaissé, ce qui n'est pas le cas; on vient de voir que la surface du calcaire éocène était inclinée de 0,074 %, entre le pont d'Yeu et les fonds de — 8 m, sur une distance de 13,5 km. Puisqu'il n'a pas été affecté par le mouvement de bascule de l'île, le Lutétien s'est déposé dans une dépression, qui fait suite directement à celle du marais de Monts : celle-ci existait déjà avant la transgression cénomanienne : *le basculement de l'île d'Yeu est donc antérieur à cette dernière.*

Ainsi, l'existence de l'île d'Yeu n'est pas due à des déformations « tertiaires », mais essentiellement à des événements de la fin du Primaire. Son basculement vers le NE était déjà survenu, avant la grande transgression du Crétacé moyen.

4. L'île de Noirmoutier (fig. 46 *bis*).

A l'W du marais de Bouin et de la dépression de Machecoul, l'île de Noirmoutier borde au S la baie de Bourgneuf. Longue de 19 km, elle atteint 6,5 km dans sa plus grande largeur. Au S, la pointe de la Fosse n'est séparée du continent que par le détroit de Fromentine, mais de violents courants de marée empêchent actuellement leur soudure (4 *ter*).

Allongée en direction NW-SE, de la Pointe de l'Herbaudière à la Fosse, cette île est de structure très composite : au NW s'élève un môle de micaschistes et de gneiss, résultant du métamorphisme des terrains briovériens du niveau des phtanites, dont subsistent quelques bancs.

Ce môle cristallin a une longueur de 7 km entre la pointe de l'Herbaudière et le bourg de Noirmoutier, et une largeur de 3 km entre la pointe de la Gardette et Luzay. Trois noyaux de granulite s'élèvent légèrement au-dessus du gneiss et forment de petites buttes, culminant à 8 et à 9 m; le bourg de Noirmoutier est installé sur le chicot oriental. Ces massifs sont allongés en direction sud-armoricaine, ainsi que le rocher des Pères, au N de l'île. Au large de l'Herbaudière, en direction 70° W, les îlots du Pilier font suite au bâti cristallin de Noirmoutier : le plus étendu d'entre eux,

(4 *ter*). De nombreuses études ont déjà été consacrées à Noirmoutier. Cf., en particulier : Bertrand-Geslin (1833), A. Rivière (1842), L. Crié (1881), G. Ferronnière (1921 : Essai préliminaire à propos de la feuille au 80 000e du Pilier et des fonds sous-marins de Mor-Braz. *B.S.G.M.B.*, t. II, fasc. spéc., p. 213-233) et (1926 : Carte géologique de Nantes (2e éd.) et légende), J. Péneau (1930 a et b), F. Piet (1931), E. Bocquier (1933), L. Papy (1941), A. Guilcher (1948), M. Gautier (1949), Wang Nai Liang (1950 et 1951), S. Durand (1957 a).

L'Ile de Noirmoutier

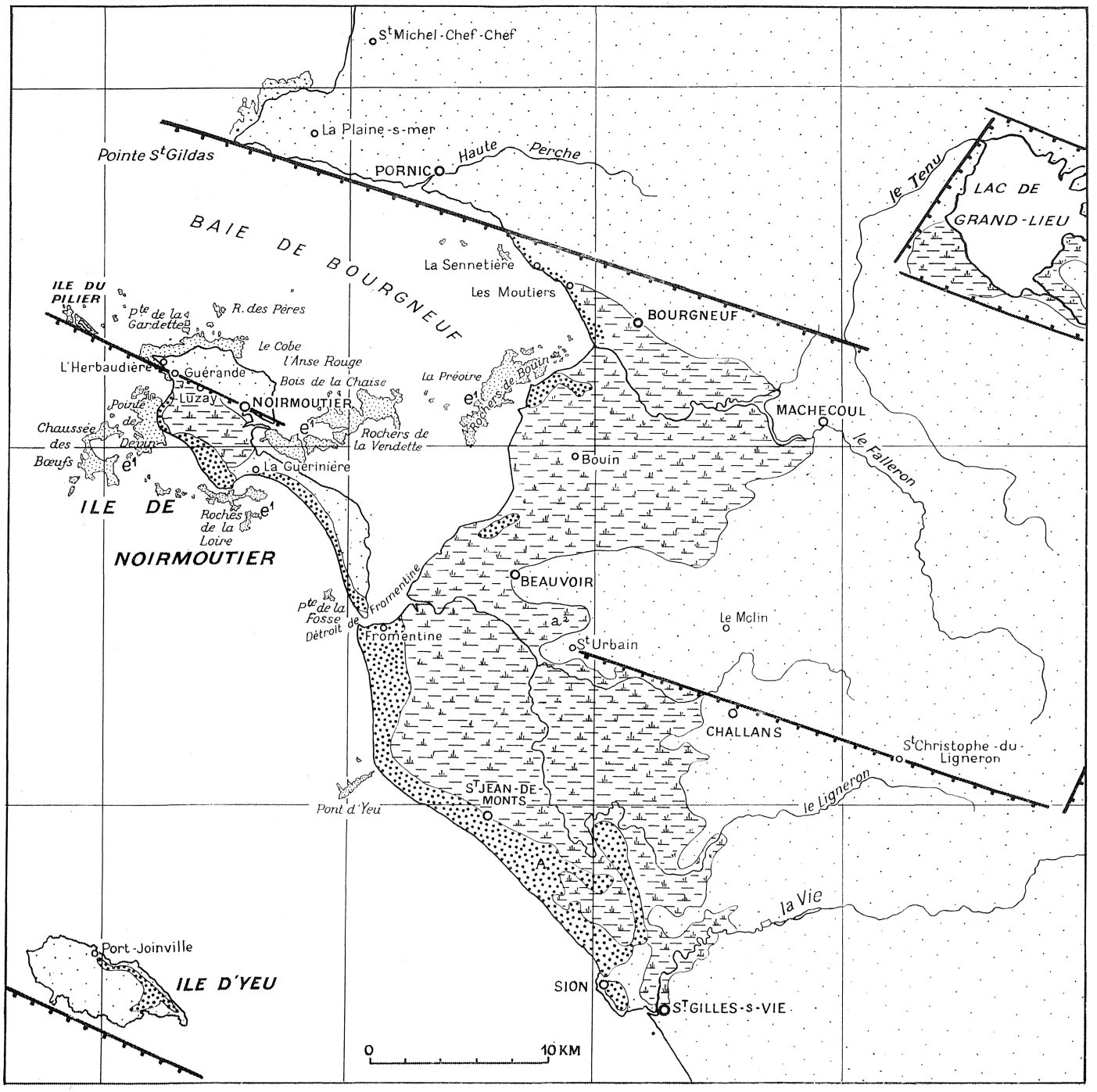


Fig. 46 bis a^2 = Marais A = Dune e^1 = Eocène

étroit et allongé, a une orientation de 45° W (parallèle à celle du Talus continental).

Reposant sur le socle, des calcaires turoniens attestent que la mer a baigné les rivages de ce môle, dès le Crétacé supérieur.

Au NW de l'île, les sables et argiles paléocènes, ainsi que les grès à Sabalites du Bois de la Chaise, sont plaqués contre le socle cristallin.

Une importante contribution à la connaissance de Noirmoutier a été apportée par M^lle^ S. Durand qui, en 1957, a établi l'âge paléocène du sapropel sableux situé à la base de la falaise de l'Anse Rouge; les microorganismes marins qu'il renferme « prouvent que ce domaine aquatique était littoral et probablement comparable aux marais des rivages actuels de la Floride » (1957 *a*, p. 2632). La microflore et la microfaune de ce dépôt sont identiques à celles des argiles noires de la Sennetière, sur la rive nord de la baie de Bourgneuf : ces deux dépôts sont donc pénécontemporains.

Les grès à Sabalites Andegavensis du Bois de la Chaise, qui s'élèvent à 16 m de hauteur, résultent de la consolidation de sables plus ou moins grossiers, à stratification entrecroisée; le passage des sables aux grès s'observe, en falaise, à la Grotte des Dames. La flore, découverte par Ami Boué (1825), indique des conditions climatiques plutôt arides, ainsi reconstituées par M^lle^ S. Durand : « Au-dessus de la couche noire, témoin d'une végétation luxuriante, l'accumulation des masses sableuses à stratification entrecroisée ne peut être due qu'à l'érosion d'un pays aride où des cours d'eau temporaires à crues violentes entraînaient, soit vers le large, soit dans des zones déprimées, d'énormes nappes détritiques. Au paysage de « swamp » littoral, qui a dû exister au Tertiaire jusqu'au début de l'Yprésien, a succédé un régime semi-désertique ne permettant plus que le développement de quelques bouquets d'arbres et d'arbustes (Palmiers), dont les restes dispersés sont parfois conservés dans les grès et brèches silicifiées » (*Ibid.*, p. 2632).

Le dépôt des sables à débris végétaux, ultérieurement consolidés en grès, coïncide donc avec une période d'érosion importante sur le continent, au cours de laquelle les sédiments cénomaniens, surtout sableux, furent vigoureusement érodés, puisque les sables éocènes de Noirmoutier renferment de nombreux débris de cet âge et même des Exogyra colomba entières; ceci explique peut-être que le calcaire lutétien du bassin de Machecoul repose localement sur le socle ancien, sans l'interposition de Cénomanien.

A l'W, au S et à l'E, Noirmoutier est encadrée par de vastes platins découvrant à mer basse et par des hauts-fonds de calcaire lutétien subhorizontal. Ils bordent le môle cristallin sur trois côtés : à l'W (anse de Luzay, Roches de Devin, Chaussée des Bœufs), au S (marais bordant la lisière

méridionale du bourg de Noirmoutier, Roches de la Loire) et à l'E (Rochers de la Vendette, de la Préoire et de Bouin, qui tapissent la Baie et le Marais de Bourgneuf).

Sur la côte nord-est, plus abritée que la côte sud-ouest, subsistent en falaise des dépôts sableux d'origine marine (à glauconie et grains de sable émoussés-luisants), dont l'altitude est supérieure au niveau actuel de la mer. Les uns sont attribués au Pliocène, les autres au Monastirien (4-4). Aucun d'entre eux n'est fossilifère.

Au moment de la régression préflandrienne, Noirmoutier et ses parages formaient une région parsemée de buttes très peu élevées : petits môles cristallins et plates-formes de calcaire lutétien aux contours déchiquetés, et isolées les unes des autres par des couloirs sinueux, servant alors à l'écoulement des eaux courantes.

Lors de la transgression flandrienne, l'existence de platins rocheux étendus, formant des hauts-fonds ou affleurant vers le niveau moyen actuel de la mer, a été très favorable au colmatage par les vases littorales : de Luzay à la Pointe de la Fosse et à la Préoire, tous les pointements isolés sont maintenant reliés entre eux : c'est au colmatage flandrien que l'île de Noirmoutier doit sa disposition actuelle (4-5) et (4-6).

La ligne de rivage est bordée de tous côtés (sauf au SE) par un cordon dunaire, formant une crête plus ou moins étroite : par rapport à elle, l'intérieur de l'île est déprimé : cette disposition est particulièrement typique entre l'Herbaudière et le petit massif granitique de Guérande.

Depuis quelle époque le noyau cristallin de Noirmoutier est-il une île ?

Son insularité remonte-t-elle à un lointain passé ou est-elle due à des affaissements relevant de la tectonique « tertiaire » ?

Le socle ancien de l'île est limité, au S, par une longue cassure de direction sud-armoricaine, parallèle aux trois failles importantes de cette région : celle qui engendre le talus allant de la Pointe Saint-Gildas à Machecoul, celle de Saint-Urbain-Challans-Saint-Christophe du Ligneron et la faille bordière méridionale de l'île d'Yeu (Cf. fig. 46 et 46 *bis*). *On sait que ces deux derniers accidents sont antérieurs à la transgression cénomanienne* (Cf. p. 451). La proximité et le parallélisme de ces quatre failles rend très vraisemblable leur contemporanéité; mais *celle-ci est prouvée par le fait que le calcaire lutétien occupe exactement la même position dans le marais de Monts et dans celui de Bourgneuf : il tapisse le fond de ces dépressions à des*

(4-4) Cf. E. Bocquier, J. Péneau, L. Papy, A. Guilcher, M. Gautier, *op. cit.*, p. 451.

(4-5) De même, l'île de Ré est constituée par trois îlots de calcaire jurassique, réunis par le colmatage flandrien.

(4-6) Sur la question d'un éventuel rattachement de l'île au continent, cf. L. Papy (1941), p. 190-193.

altitudes équivalentes, ce qui ne serait pas le cas si le marais de Bourgneuf était effondré par rapport au marais de Monts. Ces deux dépressions jumelles sont justes séparées par l'éperon de Beauvoir et communiquent à l'W; sur un même méridien, l'altitude des ilots calcaires, de même faciès et de même niveau stratigraphique, est la même dans les deux marais : on trouve, du S au N, émergeant du marais : les buttes des Rochelles (à 3 m), de Licheret (à 3 m), de la Villatte (à 3 m), de Sallertaine (à 7 m). Au N, la presqu'île de Beauvoir, formée de roches cristallines, culmine à 31 m.

Dans le marais de Bouin, on trouve la butte d'Ardillon (à 3 m), de l'Echelle (à 3 m); le talus de micaschistes de Bourgneuf culmine à 37 m.

Ainsi, les calcaires lutétiens subhorizontaux, appartenant à un même niveau, tapissent la vaste dépression qui comprend les marais jumeaux de Bourgneuf et de Monts, la baie de Bourgneuf et les alentours de Noirmoutier. Le remblaiement de cette vaste zone déprimée s'est fait de manière analogue sur toute son étendue.

Des mouvements d'affaissement tardifs ne sont pas pour autant à exclure, dans cette zone de subsidence ancienne : en effet, le Lutétien est affecté par de multiples petits décrochements, dans les marais de Bourgneuf et de Monts; mais la tectonique tertiaire n'a donné lieu qu'à des accidents de très faible ampleur; dans l'ensemble, l'Éocène est resté subhorizontal. Pour M. Gautier, « le mouvement de submersion dut se prolonger fort tard, puisque des monuments mégalithiques sont enfouis sous les eaux, dans les parages de la Préoire et de la Vendette ». Mais nous ignorons quel était le niveau exact de la mer, à l'époque des mégalithes; il se peut que ceux-ci, installés un peu au-dessous de la ligne de rivage actuelle, aient été noyés vers la fin de la remontée flandrienne.

Au Paléocène, l'existence d'une zone basse et marécageuse, bordée par de légers reliefs, est prouvée par le sapropel sableux de l'Anse Rouge de Noirmoutier : « L'accumulation des débris de tissus végétaux, *l'association* des T. cingulum, *des buissons de la basse forêt marécageuse, aux anémophiles de la haute futaie :* T. liblarensis fallax, E. pompeckji, *font considérer la formation comme dépendant d'une zone marécageuse dans laquelle des eaux noires serpentaient entre les îlots de végétation assez basse, tandis que la forêt se développait aux alentours sur la terre ferme* » (4-7). Les microorganismes marins du sapropel « prouvent que ce domaine aquatique était littoral et probablement comparable aux marais des rivages actuels de la Floride » (S. Durand, 1957 a, p. 2632).

Un autre travail du même auteur complète cette étude sur la dépression de la baie de Bourgneuf : les argiles noires de la Sennetière et celles de

(4-7) Texte mis en italique par l'auteur du présent travail.

l'Anse Rouge à Noirmoutier renferment les mêmes microfossiles : Hystrichosphères, spores et grains de pollen. « La découverte des microfossiles de Noirmoutier ne permettait pas de se faire une idée de l'étendue du marécage littoral établi en bordure de la haute forêt tropicale. Il est à présent possible de penser que ce paysage, rappelant par le climat et les associations végétales les « swamps » de la Floride, devaient couvrir un vaste domaine de la paléogéographie éocène, puisque les témoins de sa luxuriante végétation se retrouvent à 15 km de distance, de part et d'autre de la Baie de Bourgneuf ». (S. Durand, 1957 b, p. 79).

Les reliefs qui bordaient cette Baie étaient déjà très modestes alors (ils sont encore partiellement ensevelis sous des dépôts lutétiens) : si la dépression de Bourgneuf était due à l'effondrement du Lutétien (comme l'affirme J.-M. Bourdeau) (4-8), où auraient été les reliefs ? En outre, l'arrivée des sables à statification entrecroisée du Bois de la Chaise implique l'existence d'une certaine pente entre la bordure du massif ancien et le bord nord-est de l'île, surtout si l'on songe que cette formation s'élève encore actuellement jusqu'à 16 m d'altitude.

En conclusion, la formation du sapropel de l'Anse Rouge dans un marécage littoral prouve que la mer a entouré le môle cristallin de Noirmoutier au Paléocène; elle y est revenue au Lutétien : les mers éocènes ont envahi les zones affaissées qui constituent aujourd'hui les marais de Monts et de Bourgneuf; mais la mer cénomano-turonienne les avait précédées.

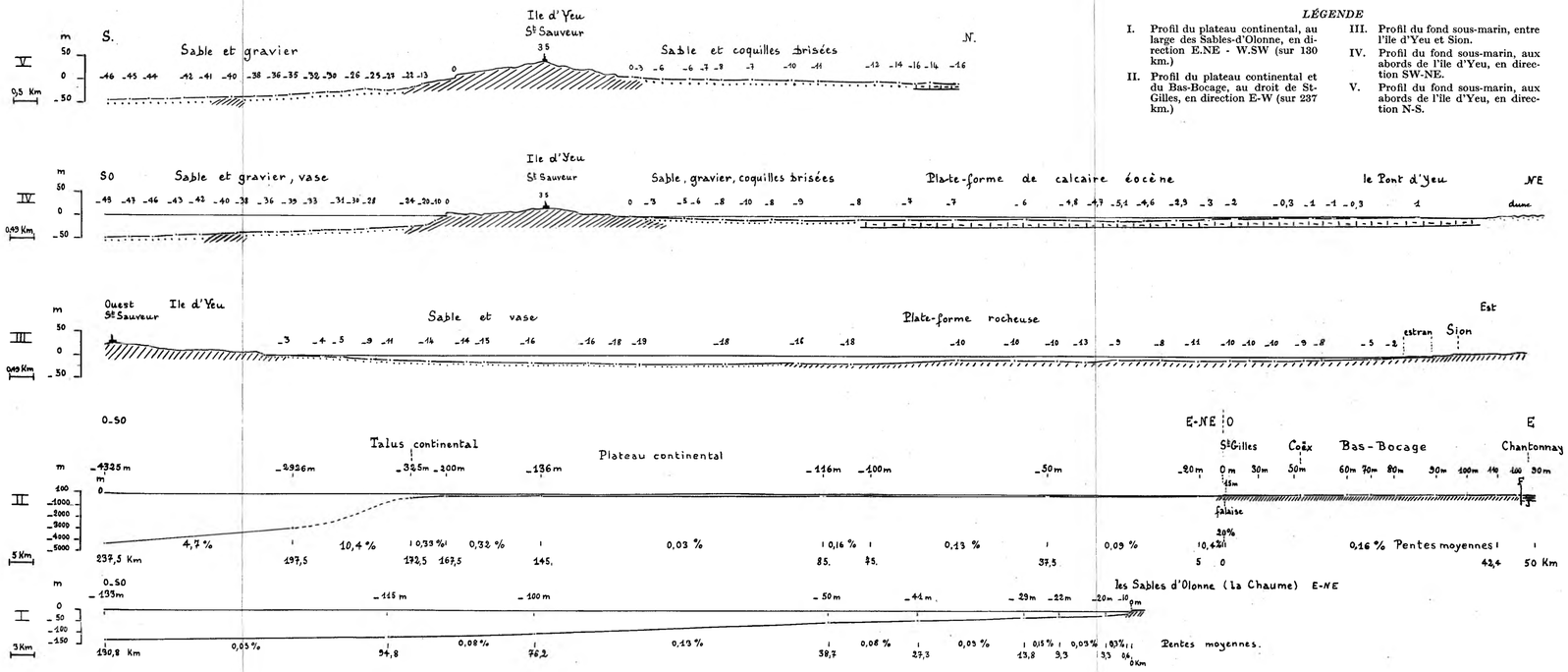
Lorsque la mer lutétienne atteignit un niveau supérieur à 10 m, elle submergea l'île, mais nous ne savons pas si elle fut entièrement recouverte de dépôts; elle a pu former un haut-fond balayé par les courants, comme celui de Rochebonne, au large de La Rochelle. Par contre, la bordure du continent, tout autour du marais breton, fut fossilisée sous le Lutétien, au moins jusqu'à l'altitude de 34 m (Moulin de la Nation), sur le bord sud-ouest du lac de Grand-Lieu.

Noirmoutier était déjà une île au moment de la transgression cénomanienne; elle le fut encore au Turonien, au Paléocène, au Lutétien, puis à l'Helvétien, au Redonien, au Pliocène et lors des hauts-niveaux quaternaires.

Légèrement basculée vers le N comme la presqu'île de la Plaine et

(4-8) D'après J. M. Bourdeau (1941) : « La présence des mêmes dépôts de part et d'autre des accidents (Éocène marin et continental dans la Baie de Bourgneuf et au sommet de l'escarpement Pointe Saint-Gildas-Machecoul, dans le Marais et sur le plateau de Beauvoir) montre que ces dislocations sont post-éocènes » (p. 91). Admise jusqu'à présent dans la littérature géographique et géologique, cette interprétation est manifestement erronée : après avoir envahi la dépression de Bourgneuf et de Monts, la mer lutétienne a *aussi* submergé la presqu'île de Beauvoir et la bordure du Marais; les faciès n'étant pas les mêmes du haut en bas de la formation, il est possible de constater qu'*il n'y a pas de décalage tectonique* entre le Lutétien du Marais et celui des bordures.

PROFILS SOUS-MARINS



LÉGENDE

I. Profil du plateau continental, au large des Sables-d'Olonne, en direction E.NE - W.SW (sur 130 km.)

II. Profil du plateau continental et du Bas-Bocage, au droit de St-Gilles, en direction E-W (sur 237 km.)

III. Profil du fond sous-marin, entre l'île d'Yeu et Sion.

IV. Profil du fond sous-marin, aux abords de l'île d'Yeu, en direction SW-NE.

V. Profil du fond sous-marin, aux abords de l'île d'Yeu, en direction N-S.

comme l'île d'Yeu, et située dans le prolongement de l'île de Noirmoutier, Belle-Ile en Mer a peut-être été une île, dès le Crétacé moyen, comme Yeu et comme Noirmoutier.

II. — LE PLATEAU CONTINENTAL, AU-DESSOUS DE — 20 M

1. Les pentes

Contrastant avec le tracé très capricieux de la ligne de côte actuelle et des isobathes de — 10 et de — 20 m, le tracé des courbes de niveau de — 50 et de — 100 m est à peu près rectiligne.

Entre — 20 et — 50 m, la pente est très faible; le fond sous-marin est presque entièrement revêtu d'une couche de sable et de vase, sauf autour de l'île d'Yeu, où affleure le socle gneissique.

L'isobathe de — 50 m suit une direction sensiblement parallèle à une ligne allant du Croisic à l'embouchure de la Gironde, en passant à la limite externe des îles de Noirmoutier, de Ré et d'Oléron. La largeur du plateau continental est de 35 km environ, jusqu'à l'isobathe de — 50 m, au droit du Croisic, de Notre-Dame-de-Monts, des Sables-d'Olonne, du phare des Baleines, de Saint-Denis-d'Oléron et de la Coubre.

Entre l'isobathe de — 100 m et la ligne de rivage, la largeur du plateau continental est de 75 km au droit du Croisic et des Sables-d'Olonne, et de 78 km au droit du phare des Baleines et de Saint-Denis-d'Oléron : la régularité de sa pente ne peut être plus nettement soulignée.

L'isobathe de — 200 m se tient à une distance moyenne de 170 km, au large de la côte atlantique, entre la pointe de Bretagne et la Rochelle. Vers le S, elle s'en approche peu à peu et de Saint-Sébastien à Llanes, elle se trouve à moins de 20 km du rivage.

C'est vers — 200 m de profondeur que se trouve le rebord supérieur du talus continental, au-delà duquel la pente s'accélère un peu; à partir de — 300 m, c'est le talus proprement dit.

Dans son ensemble, à l'W d'une ligne allant du Croisic à l'embouchure de la Gironde, le plateau continental s'incline en direction W-SW; l'orientation des isobathes de — 50 et de — 100 m n'est pas sud-armoricaine, mais un peu plus infléchie vers le N (30° W); le talus lui-même est orienté 45° W.

Les pentes moyennes sont les suivantes, au large de la Vendée :

Plateau continental :

De 0 à — 200 m	0,12 %
De 0 à — 20 m	0,4 %

De — 20 à — 50 m	0,09 %
De — 50 à — 100 m	0,13 %
De — 100 à — 116 m	0,16 %
De — 116 à — 136 m	0,03 %

Rebord supérieur du talus continental :

De — 136 à — 200 m	0,32 %
De — 200 à — 325 m	0,33 %

Talus continental (5)

De — 325 à — 2926 m	10,4 %
De — 2926 à — 4325 m	4,7 %

Entre 0 et — 200 m, les principales brisures du profil sont représentées par de légers talus, entre 0 et — 20 m (pente : 0,4 %), entre — 22 et — 29 m (pente : 0,15 %), entre — 100 et — 116 m (pente : 0,16 %). Si d'anciennes falaises subsistent, leur relief est bien faible. A quoi peut donc être due cette grande régularité du fond sous-marin ?

2. Le revêtement alluvionnaire

En bordure du continent, s'étend le plus souvent une zone pratiquement dépourvue de couverture meuble. Au large du Pont d'Yeu, la plate-forme de calcaire éocène s'avance jusqu'à 13 km au-delà du cordon littoral; au large de la Chaume, en direction EW, les gneiss affleurent sur une distance de 4 700 m environ; au large de Saint-Jean-d'Orbestiers et de la Pointe du Payré, le socle ancien est presque à nu jusqu'à 1 400 m de la falaise, tandis qu'au large de Jard, la plate-forme immergée de calcaire jurassique a une largeur de 2 600 m environ. La pente des terrains secondaires et tertiaires est toujours plus faible que celle du socle ancien.

Au-delà de cette bande rocheuse, le fond sous-marin est tapissé d'une nappe presque continue de sable fin ou grossier, de coquilles brisées, de vase, de gravier ou de galets (Cf. J. Furnestin 1937 et L. Berthois 1955 et 1957). Ainsi, au large de l'île d'Yeu, les fonds de — 140 à — 200 m sont couverts de sable fin et de coquilles moulues; vers — 300 m, se trouvent localement de la vase gris-bleu et des nappes de galets à patine ocre (6).

(5) Les cotes portées sur les cartes marines ne donnent pas une idée exacte du talus, souvent abrupt. Cf. L. Berthois (sans date). Les canyons sous-marins, 16 p., Laval, et (1958). La morphologie sous-marine du talus du plateau continental entre le Sud de l'Irlande et le Cap Ortegal (Espagne). *Cons. Int. Expl. Mer., Com. Atlant.*, n° 38, 4 p., 2 cartes.

(6) *Note ajoutée pendant l'impression.* Dans une publication toute récente, L. Berthois donne l'analyse sédimentologique de la couverture meuble du plateau continental; d'après sa granulométrie, la phase sableuse a un faciès de dune ou de plage, ou de remaniement de ces deux types de formations. D'autre part, des dépôts de galets sont répartis sur des aires bien délimitées.

(L. Berthois et Y. Le Calvez (1959). Deuxième contribution à l'étude de la sédimentation dans le golfe de Gascogne. Rev. Trav. Inst. Pêches maritimes, 23, 3, p. 323-377).

Cette couverture explique la régularité des isobathes, au-dessous de — 50 m et leur aspect presque rectiligne. Cette chape alluvionnaire ensevelit complètement le relief du socle et empêche de connaître sa nature : cristalline ou sédimentaire.

III. — BAS-BOCAGE ET PLATEAU CONTINENTAL. LES VALLÉES SUBMERGÉES

(Dépliant XI, profil n° II)

L'étude qui précède va nous permettre de comparer la pente de la surface du massif ancien depuis le rebord ouest de la faille de Chantonnay jusqu'à la mer (en direction EW), et celle du plateau sous-marin situé dans son prolongement. Entre 110 et 15 m d'altitude, la pente moyenne des plateaux du Bas-bocage, doucement inclinés d'E en W, est de 0,16 %. La falaise de Croix-de-Vie, située sur l'axe du bombement médian, provoque une brisure du profil, entre 15 et 0 m, mais entre 0 m et le rebord supérieur du talus continental (à — 200 m), la pente est du même ordre que précédemment (0,12 %). On voit ainsi que *la pente d'ensemble des plateaux du Bas-bocage, en direction E-W, entre Chantonnay et Croix-de-Vie, est presque identique à celle du plateau continental, entre 0 et — 200 m.* Il faut cependant remarquer que cette pente de 0,12 % est celle de la surface du remblaiement qui tapisse le plateau continental, de façon continue, semble-t-il, au-dessous de — 50 m. Or, son épaisseur n'est connue nulle part. Si le colmatage ne dépassait pas une centaine de mètres, la pente moyenne du socle rocheux enseveli serait de 0,17 % entre 0 et — 200 m. Dans cette hypothèse, la différence de pente résultant de l'alluvionnement serait encore négligeable.

Mais une autre inconnue concerne la présence éventuelle de roches sédimentaires secondaires ou tertiaires, plaquées entre le socle ancien et la couverture meuble. Les dragages effectués dans le golfe de Gascogne ne fournissent qu'une seule donnée précise à ce sujet : l'existence d'un affleurement calcaire entre — 1 200 m et — 1 500 m de profondeur, au large de Ré (7). Mais ce point est situé en plein talus, sur une pente raide, et ne concerne pas directement le plateau continental. Toutefois, cette découverte rend vraisemblable la présence de terrains calcaires sur une partie de celui-ci, mais nous ignorons tout de leur éventuelle répartition, de leur épaisseur, de leur âge et de la date de leur effondrement.

Ainsi, une comparaison précise entre la surface du Bas-Bocage et celle du socle ancien enseveli n'est pas actuellement possible. Cependant,

(7) FURNESTIN, 1937.

l'épaisseur originelle totale du Lias, du Jurassique, du Crétacé et du Tertiaire déposés sur le Bas-Bocage, ne semble avoir été nulle part supérieure à une centaine de mètres (sauf dans le fossé de subsidence de Chantonnay) ; si l'on évalue à 100 m l'épaisseur du remblaiement meuble étalé sur le plateau, et à 100 m également l'épaisseur de sédiments secondaires et tertiaires éventuels, la pente d'ensemble du socle ancien enseveli n'est encore que de 0,23 %. On voit que l'ordre de grandeur reste le même.

S'il en est bien ainsi, le socle immergé et la grande surface aplanie à laquelle se rattachent les plateaux du Bas-Bocage, forment une vaste plateforme, à pente générale très faible (0,1 à 0,3 % probablement).

Sur le profil n° II, mise à part la légère discontinuité causée par la ligne de falaise actuelle (à Croix-de-Vie), la partie immergée semble prolonger sans brisure la partie émergée. Or, *la partie continentale est trois fois et demie moins étendue que la partie maritime (52 km contre 170, jusqu'à — 200 m)*.

Cette comparaison ouvre de vastes perspectives... En effet, l'étude génétique du relief de la Vendée littorale nous a montré que cette région a été balayée par plusieurs transgressions et régressions marines. Au moins depuis le début du Lias, *le Bas-Bocage apparaît ainsi comme une zone d'oscillation des mers épicontinentales.* Sa largeur atteint actuellement 52 km (de Saint-Martin-des-Noyers à Sion), mais cette zone aurait 90 km de largeur, pour un niveau marin de — 50 m, 125 km pour un niveau marin de — 100 m, et 217 km pour un niveau marin de — 200 m.

Au Quaternaire, on admet que la mer put descendre jusqu'à — 100 m environ. Mais jusqu'où se retira-t-elle, entre le Miocène et le Pliocène ? entre l'Eocène et l'Helvétien ? Nous savons que ces périodes de régression ont coïncidé avec un important creusement des vallées, et il est fort possible que la mer se soit retirée très loin, au cours de certaines de ces périodes (8).

Lors des bas-niveaux marins, le cours des rivières du Bas-Bocage se prolongeait sur le plateau continental; mais les dépressions correspondantes sont totalement masquées par le remblaiement, au-dessous de

---

(8) *Note ajoutée pendant l'impression.* Dans la publication récente déjà signalée, L. Berthois parvient à cette conclusion : « Il existe, en dehors des formations à galets et graviers que l'on rencontre fréquemment au-dessus de l'isobathe de 50-60 m sur le plateau continental et jusqu'à ses contreforts, des aires de dépôts grossiers qui paraissent d'étendue restreinte. Il est vraisemblable que ces aires jalonnent le tracé des cours d'eau qui se sont étendus sur le plateau à certaines époques et l'ont peut-être même traversé entièrement pour atteindre le talus continental ». (L. Berthois, 1959, p. 373).

A propos de la patine ocre ou brune qui recouvre fréquemment les galets, L. Berthois rappelle qu'elle n'a pu se former sous la mer, en milieu réducteur. Ainsi, ou bien elle se développa alors que les nappes gisaient à l'air libre sur le plateau continental exondé, — ou bien des cours d'eau puissants amenèrent des galets déjà patinés, très bas sur le plateau. Dans les deux hypothèses, on est conduit à penser que la mer se retira momentanément jusqu'au bord du talus.

Cela fut peut-être le cas au Pontien et au Quaternaire.

— 25 m; c'est à peine si l'isobathe de — 20 m est infléchie, au large de l'estuaire de la Vie, du ruisseau des Sables ou du Payré.

Des vallées ensevelies existent pourtant; vers l'embouchure, celle du petit ruisseau des Sables atteint une profondeur de — 8 m, celle du Payré descend à — 10 m, celle du Ligneron précénomanien atteint — 8 m et celle de la Vie précénomanienne : — 12 m (Cf. p. 128). Par comparaison, rappelons que le fond rocheux de la Loire se trouve vers — 25 m à Chantenay et à Nantes (9), et à — 30 m à Penhoët. Le fond rocheux de l'Etier du Daim est à — 20 m (Dingler), celui du Brivet est à — 11 m à Ponchâteau et à — 18 m à Besné (Cf. Ch. Barrois, 1897, p. 2). Celui de la Charente, à l'embouchure, se trouve à — 20 m environ (10).

Si, au cours de certaines périodes géologiques, les rivières côtières sont allées jusqu'au Talus, leur cours actuel ne représente que le cinquième de leur longueur totale, au maximum (11).

IV. — CONCLUSIONS

Entre Loire et Charente, la marge interne du Plateau continental peut être divisée en trois secteurs, au point de vue du relief. Au centre, de Sion à la Pointe du Payré, le massif ancien constitue un môle de résistance, tandis qu'au N et au S, le long d'une ligne de rivage sinueuse, s'étendent des zones au relief tourmenté, parsemées d'îles, où des secteurs effondrés alternent avec des secteurs non dénivelés.

Au N de Sion, la côte basse du Marais breton longe le domaine des bassins sédimentaires crétacés et tertiaires, localisés dans une dépression tectonique bifide antérieure à la transgression cénomanienne. Après le Lutétien, de très légers mouvements ont encore affecté ce secteur.

Au S de la Pointe du Payré, le Lias et le Jurassique du Bassin d'Aquitaine s'inclinent doucement vers le SE. Cette région est un peu plus

(9) D'après les sondages faits au pont de Pirmil, à Nantes (Cf. G. Ferronnière, 1913), le fond de la vallée de la Loire est remblayé par un cailloutis fluviatile épais de 15 m (entre — 25 et — 10 m NGF). Les sédiments fins marins (vases et sables gris) ne se sont déposés dans cette gouttière qu'au-dessus de l'altitude de — 10 m.

(10) Sur les vallées actuellement submergées, cf :

— Delesse (1871). Lithologie du fond des mers. Paris.

— G. de la Noe (1889). Note sur la géographie ancienne de l'embouchure de la Loire. Bull. géogr. hist. et descriptive, IV, p. 20-30.

— Thoulet. Carte lithologique sous-marine des côtes de France, feuille 14.

— Pussenot Ch. (1912). Au sujet d'une submersion récente des côtes du Morbihan. C.R.A.S., 169, p. 386-388.

— Ferronière G. (1907 *b*), (1913), (1921). Notes de Géologie marine. B.S.G.M.B., t. II, fasc. I.

— Kerviler (1877). L'âge du Bronze et les Gallo-Romains à Saint-Nazaire. *Revue Archéologique*, N. S., p. 145 et 230-242; et (1892). Le chronomètre préhistorique de Saint-Nazaire. *Armorique et Bretagne*, 1, p. 5 et p. 198. Cf. aussi G. de Mortillet. Critique du chronomètre de Penhoët. *B.S.G.F.*, 1878.

(11) La vallée de la Vie est la plus longue de toutes celles du versant ouest; elle mesure 42 km en ligne droite, de la source à l'embouchure, tandis que la distance entre le rivage actuel et le rebord du Plateau continental, à — 200 m, est de 170 km.

disloquée que la précédente, en particulier autour du Marais poitevin. Le socle ancien, recouvert de Lias et de Jurassique, est dénivelé en marches d'escalier descendant du NW au SE ou du N au S. Des affaissements s'étaient déjà produits au Lias inférieur (fossé de la Couture).

Il y a un grand contraste entre le relief varié de la bordure côtière, entre + 30 et — 20 m, et la régularité du fond sous-marin, au-dessous de — 20 m; mais ce dernier est entièrement tapissé de sédiments meubles (sable, gravier, galets, débris de coquillages); des sondages seraient indispensables pour connaître l'épaisseur de ce remblaiement et celle des terrains secondaires et tertiaires déposés sur le Plateau continental.

La pente de celui-ci est de 0,12 %, entre 0 et — 200 m, sur une distance de 170 km au large de la côte vendéenne. Faute de connaître l'épaisseur du revêtement sédimentaire, il n'est malheureusement pas possible d'établir des relations rigoureusement précises entre la partie émergée et la partie immergée du vieux massif hercynien de Vendée : il semble cependant qu'elles fassent partie d'une même plate-forme, à pente à peu près égale, façonnée après les plissements hercyniens et avant le Lias.

L'existence des îles vendéennes d'Yeu et de Noirmoutier n'est pas due à des mouvements tectoniques « tertiaires », post-lutétiens; ces noyaux cristallins isolés en mer sont encadrés par des secteurs dont l'effondrement est antérieur à la transgression cénomanienne : Yeu, Noirmoutier — et probablement Belle-Ile en Mer — étaient déjà des îles au Crétacé moyen. A la fin du Secondaire, au Tertiaire et au Quaternaire, elles furent tantôt rattachées au continent, tantôt entourées par la mer ou submergées, selon le jeu des régressions et des transgressions marines.

L'analyse géomorphologique de la région littorale vendéenne et de sa bordure immergée permet-elle une application locale de la théorie de la flexure continentale ? (J. Bourcart, 1938 et 1949). « Il semble qu'au large du mégaanticlinal armoricain, il y ait partout un mégasynclinal crétacé et tertiaire, biseauté par le Plateau continental » (id., 1949).

Sur le profil tracé entre Chantonnay et le Talus continental (dépliant XI, profil n° II), la brisure la plus importante avoisine la ligne de côte actuelle, entre + 20 et — 20 m : serait-ce l'indication d'une flexure continentale ? Nous avons vu que le talus de 60 à 0 m est dû, en partie, à l'érosion continentale (par recul des éperons interfluves précénomaniens), en partie à l'érosion marine (par recul des falaises), en partie à des affaissements antérieurs à la grande transgression du Crétacé moyen. Entre 0 et — 20 m, des dislocations sont certaines, en particulier sur la lisière sud de l'île d'Yeu, mais l'existence de falaises sous-marines n'est pas à exclure cependant.

Cette bande morcelée par la tectonique est-elle bordée, en contre-partie, du côté du continent, par une région soulevée ? L'étude de la surface d'aplanissement post-hercynienne et préliasique, faite au Chapitre I de la Deuxième Partie, a montré, au contraire, la stabilité de ce bouclier, depuis la fin des temps primaires, entre la faille de Chantonnay et la côte occidentale de Vendée (le plateau de la Robinière, faiblement basculé avant le Cénomanien, mis à part). A l'E, le bloc du Bas-Bocage est bordé, non par une zone soulevée, mais par le fossé de subsidence et d'effondrement de Chantonnay. C'est plus à l'E encore que s'étend la région soulevée du Haut-Bocage.

Ainsi, entre la marge continentale, légèrement disloquée et subsidente, et le horst du Haut-Bocage, s'étend une région intermédiaire stable, de 50 km de largeur et un fossé d'effondrement. Ce schéma ne correspond pas à la définition même de la flexure continentale.

En fait, les mouvements tectoniques qui affectent la bande côtière ne prennent toute leur signification que dans un cadre plus vaste : celui du bloc vendéen et de ses bordures. Celui-ci est encadré, sur plusiers côtés, par des régions où le socle est plus ou moins affaissé : Bassin parisien, seuil du Poitou, Bassin d'Aquitaine. La plus grande épaisseur originelle du Lias dans ces bassins indique qu'ils étaient déjà en état de subsidence dès le début du Secondaire.

Par ailleurs, G. Waterlot a signalé des déformations post-jurassiques et anté-cénomaniennes au N de La Rochelle (12) et G. Mathieu rapproche de ces accidents les plis et les failles est-ouest qui encadrent le horst de Ligugé (13). De nombreux accidents post-sidérolithiques, d'orientation sud-armoricaine, sillonnent aussi le Lias et le Jurassique du Seuil du Poitou, entre la Vendée et le Limousin. Beaucoup d'entre sont « des jeux posthumes d'accidents hercyniens » (14). Il semble logique d'admettre une corrélation entre certains des fossés tectoniques du Détroit du Poitou et l'exhaussement du Haut-Bocage. *Les mouvements du début du Secondaire et du Crétacé moyen et les mouvements tertiaires, ont vraisemblablement donné lieu à des réajustements isostasiques échelonnés dans le temps.* Ainsi, le schéma de la flexure continentale, : affaissement des bordures et soulèvement du continent, ne doit pas être envisagé dans le cadre étroit de la bande côtière vendéenne actuelle, mais dans celui de toute la partie sud-est du massif armoricain et des bassins limitrophes.

(12) G. Waterlot (1941) et *B.S.C.G.F.*, 1953, t. 51, n° 239, p. 100.
(13) G. Mathieu (1954). *Tectonique de couverture et tectonique superposée dans le seuil du Poitou. C.R.A.S*, 239, p. 1057-1059.
(14) *Id.*

CONCLUSIONS

(Cf. dépliant IV, p. 51)

Région basse, au relief très faible, le Bas-Bocage vendéen est loin d'offrir la variété d'aspects et le pittoresque du Haut-Bocage, sillonné par les crêtes aiguës de grès armoricain de la Meilleraie et de Saint-Pierre-du-Chemin et dominé par les hautes et lourdes collines granitiques du horst de Pouzauges - Saint-Michel-Mont-Mercure.

Au pied de ces hauteurs, à 200 m en contre-bas, le Bas-Bocage constitue une entité géographique toute différente : entre la faille de Chantonnay et la côte atlantique, cette vaste surface, d'altitude comprise entre 110 et 0 m, s'incline doucement d'E en W; sa pente d'ensemble n'est que de 0,15 % sur une distance de 52 km, entre Saint-Martin-des-Noyers et Sion-sur-l'Océan. De tous côtés, sauf au NE, elle est limitée par une couronne de terrains subsidents : golfes de Clisson, de Montaigu et fosse de Grand-Lieu, au N; marais breton, golfes de Machecoul et de Challans, à l'W; bassin d'Aquitaine et marais poitevin, au S; fosse de Chantonnay, à l'E. Vaste plate-forme centrale et bordure de terrains légèrement déformés : tels sont les deux éléments fondamentaux du relief du Bas-Bocage vendéen.

Ainsi constituée, cette région est la moins accidentée et la plus monotone, en apparence, de tout le Massif armoricain; mais son étude minutieuse nous a réservé bien des surprises.

C'est à un concours de circonstances très remarquable, ayant guidé son évolution morphologique depuis la fin de l'ère primaire, que la Vendée littorale doit le privilège d'être une sorte de Musée où se côtoient maints ensembles paléogéographiques échelonnés dans le temps... Ce serait une illusion simpliste de considérer que ce relief, en raison même de sa monotonie, peut être expliqué en se référant seulement à quelques épisodes marquants de l'ère tertiaire, en particulier à l'Eocène, comme le prétend J.-M. Bourdeau (ce qui est d'ailleurs bien vague); une autre illusion consisterait à concevoir la Vendée comme une simple réplique de l'une ou l'autre des régions qui l'entourent.

Le Bas-Bocage, en effet, est pourvu de traits caractéristiques et il s'y pose des problèmes particuliers.

Son intérêt géographique majeur réside dans l'ancienneté remarquable et dans la permanence des grandes lignes de son relief : plates-formes interfluves, réseau des vallées et dépressions bordières.

Les formes élémentaires du relief qui donnent à cette région son originalité consistent en effet en interfluves très plats, d'extension réduite et à contour festonné, témoins plus ou moins dégradés d'une vaste surface d'aplanissement; à partir de celle-ci s'est gravé un réseau de vallées dont les versants, doucement inclinés, occupent presque les trois quarts de la superficie totale du terrain.

Sur toute leur étendue, d'E en W, les surfaces interfluves ont la particularité remarquable de se raccorder dans l'espace à un même plan tangent, à peine abaissé sur ses bords nord et sud, de part et d'autre d'un axe médian E.-W. Aucun relief ne s'élève au-dessus de ces surfaces bien aplanies qui recoupent indifféremment les terrains précambriens et les plis hercyniens; elles s'étendent sur des schistes, des gneiss ou des granites, sans que se marque l'influence de l'érosion différentielle. Au NE du Bas-Bocage, cette plate-forme nivelle la faille hercynienne de Chantonnay, importante cassure de la phase saalienne.

L'unité de la haute surface ressort de la continuité des plateaux dans l'espace; elle est prouvée par la disposition remarquable des bassins hydrographiques du versant ouest qui y sont incrustés : formant de longs rectangles parallèles, orientés E-W, ces bassins n'ont pu être creusés qu'à partir d'une surface unie, pourvue ou non d'une couverture et inclinée vers l'occident (cf. fig. 31, p. 294).

Entre la faille de Chantonnay, à l'E, et la côte atlantique, à l'W, la pente d'ensemble des plateaux est de 0,15 %, mais elle n'atteint que 0,09 %, entre les courbes de niveau de 100 et de 65 m, le long de l'axe médian E-W. **Par tous ses caractères, la haute surface, dont les lambeaux interfluves sont les témoins parfois dégradés, était une plaine d'érosion.**

D'après la puissance des terrains tranchés le long des plis hercyniens des Sables-d'Olonne et de Saint-Nazaire-Mervent, on peut évaluer à 4 000 m d'épaisseur environ la perte de substance subie par le massif ancien aux lieux indiqués. Très violente au cours du Carbonifère (ainsi que le prouve l'énorme masse des dépôts détritiques inclus dans le Namurien et dans le Stéphanien de la région), l'érosion se ralentit au fur et à mesure de l'atténuation du relief. Il est vraisemblable que le façonnement de la plaine d'érosion fut achevé au cours du Permien; la plate-forme vendéenne se rattachait alors à un très vaste ensemble : la surface post-hercynienne de l'Europe occidentale.

Au SW, au S, à l'E et au NE du Bas-Bocage, les restes de cette haute surface d'aplanissement sont jalonnés par des terrains du Lias inférieur

et moyen; au N et au NW, subsistent quelques témoins jurassiques. Ces formations sont caractérisées par leur faible épaisseur originelle (quelques dizaines de mètres au total), par l'uniformité de leur faune et par leur faciès littoral.

La vaste répartition de ces dépôts et leur conservation sur les points les plus élevés du pays permettent d'affirmer que le Lias et le Jurassique ont recouvert le socle ancien dans l'ensemble de la région, jusqu'à l'altitude de 110 m au moins.

Le façonnement de la plaine d'érosion a donc eu lieu après la fin des mouvements hercyniens et avant la transgression liasique.

Entre son achèvement et son ensevelissement sous le Lias, elle fut incisée par un réseau de vallées. C'est grâce à une longue fossilisation sous les couches du Lias et du Jurassique que ces vallées furent conservées, ainsi que les restes de la plate-forme ancienne.

L'exhumation des plateaux interfluves eut lieu à des moments divers, selon les lieux; sur le versant ouest, ils étaient déjà dépourvus de couverture secondaire, au moment de la transgression cénomanienne; au centre, des dépôts sidérolithiques recouvrent directement le socle; par contre, sur les bordures du Bas-Bocage, au N, à l'E, au S et au SW, le Lias ou le Jurassique existent encore : à la périphérie de ces témoins, des restes de la plaine d'érosion post-hercynienne subsistent, sans contestation possible.

On pourrait penser qu'aux endroits où l'exhumation fut relativement précoce, les surfaces interfluves furent soumises à une intense érosion et qu'un vaste recoupement d'ensemble, seul capable de rendre compte de leur continuité dans l'espace, ait pu avoir lieu.

Sur ces interfluves plats et à très faible pente, l'érosion mécanique continentale eut peu de prise : elle s'exerça sans doute surtout en période de rhexistasie, lorsque la couverture végétale était peu importante.

Nous avons vu que tous les plateaux furent balayés par l'une ou l'autre des mers du Lias inférieur et moyen; mais leur avancée se fit d'une manière si calme que le léger relief préliasique fut conservé sur le versant sud, ainsi que les paléosols de cette époque, pourtant si fragiles; les interfluves situés au-dessous de l'altitude de 80 m environ furent recouverts par la mer cénomanienne; mais les dépôts de cet étage les fossilisèrent à nouveau; enfin, certains d'entre eux furent touchés par la mer helvétienne. Malgré cela, sur le versant ouest, le relief précénomanien ne semble pas avoir été modifié d'une manière sensible, ainsi qu'en témoignent les paléosols précénomaniens, encore très répandus. Lors de chaque transgression marine, c'est par de calmes rias que se faisait d'abord l'ennoiement, puis la région était submergée.

Après leur exhumation, les plateaux interfluves furent momentanément en proie à l'érosion chimique; ils furent certainement recouverts par la grande forêt tropicale pendant d'assez longues périodes : au commencement du Lias, et, pour certains d'entre eux, au milieu du crétacé et à certains moments du Tertiaire. Parmi les actions pédogénétiques susceptibles d'avoir provoqué un abaissement sensible du niveau des interfluves, on peut citer la kaolinisation préliasique du massif d'Avrillé et la kaolinisation précénomanienne des micaschistes et des gneiss de la région de Challans. Quant à la kaolinisation du granite des environs de La Roche-sur-Yon, au voisinage duquel reposent des lambeaux de cuirasse ferrugineuse éocène ou oligocène, elle date peut-être du début du Tertiaire, mais elle peut aussi bien être un héritage de l'ère secondaire, car ces arènes sont identiques à celles du massif d'Avrillé — d'âge préliasique —, aux points de vue de leur faciès et de la nature de leurs minéraux argileux.

Etant exhumées, les surfaces interfluves évoluèrent comme des surfaces de dégradation discontinue, en s'abaissant parallèlement à elles-mêmes, sans qu'interviennent des recoupements obliques, sinon sous des angles extrêmement faibles. Cette forme de l'érosion ne dura d'ailleurs pas très longtemps, au total, puisqu'elle fut interrompue presque partout lors des périodes de submersion et de fossilisation, c'est-à-dire durant le Lias, le Jurassique, la deuxième moitié du Crétacé et pendant une partie du Tertiaire.

En raison de la pente vers le S des terrains liasiques qui recouvrent le massif ancien sur la bordure méridionale de la région, on pourrait penser qu'au N, là où cette couverture est discontinue ou qu'elle n'existe plus du tout, la surface préliasque a été biseautée par l'érosion. Mais nous savons que le pendage anormalement fort des terrains liasiques et jurassiques résulte d'une flexure. Par contre, au-dessus de 70 m, les placages reposant sur la plate-forme ancienne sont toujours en position subhorizontale et se raccordent dans l'espace d'un gisement à l'autre. Aucun recoupement d'ensemble, dû à l'érosion mécanique, ne peut être envisagé pour rendre compte du fait que les surfaces culminantes se situent dans un même plan.

Le bilan de l'érosion subie par les plateaux interfluves, à partir de la plaine d'érosion post-hercynienne, paraît fort maigre: la perte de substance survenue entre l'exhumation préliasique et l'état actuel ne peut être bien importante. En effet, la pente d'ensemble de ces plateaux vers l'W est très faible comme nous l'avons déjà indiqué (0,09 %, entre les courbes de niveau de 110 et de 65 m) ; pourtant, une pente en ce sens existait déjà avant le Crétacé, comme le prouve l'installation des bassins hydrographiques précénomaniens, formant de longues bandes parallèles orientées E-W sur le versant occidental du Bas-Bocage. Par ailleurs, les nombreux témoins

liasiques et jurassiques qui sont encore plaqués sur les surfaces interfluves et sur leurs bordures prouvent que l'exhumation a dû se faire très lentement, puisqu'elle se poursuit encore aujourd'hui : sur le massif d'Avrillé, le Lias moyen subsiste entre 70 et 75 m; sur la bordure orientale du Bas-Bocage, à l'Espérance, au Moulin de Chenillac, aux environs des Essarts et au Moulin de Preuilly, le Lias tapisse le fond de très légères dépressions creusées dans la plate-forme ancienne; au N, quelques témoins jurassiques reposent sur le bord de la plate-forme.

Tous ces témoins subhorizontaux, qui se raccordent pratiquement dans un plan, prouvent que même là où la couverture sédimentaire ne subsiste plus, la dégradation des interfluves n'a atteint qu'une très faible ampleur. **On peut évaluer à quelques mètres ou quelques dizaines de mètres, tout au plus, selon les points, la perte de substance subie par les restes de la haute surface plane, au cours de leurs exhumations.** Ils subirent de très nombreuses petites retouches, mais d'ampleur minime.

L'érosion chimique paraît avoir été l'agent le plus important de leur abaissement. Ce processus permet de comprendre comment les interfluves ont pu rester tangents à une même surface plane et en pente très faible, malgré leur abaissement.

En résumé, **les trois caractéristiques essentielles des interfluves actuels : planitude, continuité dans l'espace et très faible pente vers l'W, doivent être considérées comme les héritages de l'aplanissement primordial, d'âge post-hercynien,** dont l'influence est à nouveau prépondérante, après la disparition de la couverture liaso-jurassique. **Par son style, il conserve une importance primordiale sur l'aspect d'ensemble du relief du Bas-Bocage vendéen,** où la ligne d'horizon suit si souvent les profils rectilignes des interfluves.

Comme nous l'avons montré, **une des particularités remarquables du réseau des vallées de cette région est d'avoir été creusée à partir d'une surface plane : la plaine d'érosion post-hercynienne, et non à partir d'un relief accidenté.**

Ce réseau atteint un développement considérable : la densité des vallées est de 2,11 km au km² et leur longueur moyenne est de 1,01 km, à l'W du méridien de La Roche-sur-Yon. Mises à part les étendues sommitales des interfluves, on peut dire qu'en Vendée littorale, toute la surface du terrain est occupée par les vallées, dont les versants ont une pente presque toujours faible. Sur le versant occidental, où elles atteignent leur développement maximum, les vallées principales de chaque bassin forment des dépressions subparallèles, orientées E-W et d'ampleur équivalente : entre les lignes de faîte des interfluves qui l'encadrent, la gouttière du Ligneron atteint 7,2 km de largeur au maximum, celle de la Vie 6,8 km

et celle du Jaunay 7,6 km. Par contre, ces dépressions sont relativement peu profondes : nulle part, la dénivellation n'excède 65 m, entre le sommet de l'interfluve et le talweg.

Quant aux fonds de vallées, ils sont doucement concaves ou franchement plats; la largeur moyenne des plaines alluviales est de 50 à 100 m, alors que le lit mineur n'a que 1 à 5 m de large et 0,5 à 3 m de profondeur au maximum. Au méridien de Saint-Christophe, le rapport entre la largeur de la vallée et celle du lit majeur est de 140 : les vallées sont démesurées par rapport aux écoulements. Aucun de ces faits ne peut s'expliquer par les conditions actuelles de l'érosion.

En réalité, **le réseau des vallées du Bas-Bocage vendéen est fort ancien, dans son ensemble : d'importants dépôts-témoins liasiques, cénomaniens, éocènes, helvétiens, redoniens et quaternaires subsistent dans les gouttières fluviales, dont, localement ils comblent le fond ou tapissent les flancs : la plupart d'entre elles sont des vallées fossiles.**

Dans cette région, on peut dire que l'histoire du relief se confond en grande partie avec celles des vallées, dont l'évolution fut rythmée par le jeu des transgressions et des régressions marines : il s'ensuivit une succession de phases de remblaiements et de déblaiements, tout au long du Secondaire et du Tertiaire.

L'essentiel du creusement des vallées incisées dans le massif ancien a été effectué avant le Lias moyen sur le versant méridional de la région, et avant le Cénomanien sur le versant occidental.

Le creusement préliasique a été fondamental : sur le massif d'Avrillé et sur sa bordure, les vallées préliasiques formaient de larges auges comme celles d'aujourd'hui : leur profondeur atteignait au moins les deux tiers du creusement actuel et la densité de drainage est équivalente dans les deux cas. Contemporain d'une période de bas-niveau marin, le creusement de ces vallées a pu s'effectuer pendant la très longue période qui couvre une partie du Trias et le début du Lias.

Sur le versant occidental, les grandes vallées du Ligneron, de la Vie, du Jaunay et de l'Auzance renferment de très nombreux gisements cénomaniens fossilifères, posés sur le fond rocheux (sous le remblaiement quaternaire) ou plaqués contre les versants. **Ils prouvent que le creusement de ces gouttières fluviales est, au moins, précénomanien.** Les petits vallons affluents eux-mêmes existaient avant le Cénomanien, puisque certains d'entre eux sont encore fossilisés par ce terrain dans le bassin du Ligneron.

Sur ce versant, le creusement des vallées est remarquablement homogène, ainsi qu'en témoigne la comparaison des courbes hypsographiques des bassins du Jaunay et de l'Auzance, dont la superficie est pourtant assez différente (Cf. fig. 39, p. 324). Les profils longitudinaux des vallées précé-

nomaniennes sont très voisins de ceux des rivières actuelles. Cependant, vers l'embouchure, le talweg enfoui des vallées précénomaniennes se trouve à quelques mètres au-dessous du lit actuel : ces vallées se sont donc creusées en fonction d'un niveau de base marin un peu inférieur à celui d'aujourd'hui. La comparaison précise de l'ampleur des vallées préliasiques et des vallées précénomaniennes est possible grâce à l'analyse hypsométrique. En ce qui concerne le volume rocheux enlevé, le creusement un peu plus accentué des secondes ne s'explique pas, comme on pourrait le penser, par un façonnement plus prolongé, mais par le fait que les vallées préliasiques mesurées ne sont que des vallées d'amont, beaucoup plus courtes que les vallées précénomaniennes. Tout au contraire, lorsque la comparaison porte sur des secteurs de même longueur, considérés à partir des sources, les caractéristiques dimensionnelles sont presque les mêmes, pour les unes et pour les autres. **On est ainsi conduit à penser que l'essentiel du creusement des vallées précénomaniennes, gravées dans le socle rocheux, était déjà un fait acquis avant le Lias.**

Le long des côtes de Loire-Atlantique et de Vendée, un certain nombre de dépressions sont encore tapissées par des sédiments éocènes: les unes sont d'anciennes vallées, les autres d'anciens golfes ouverts vers le large : telles sont la vallée de la Haute-Perche (partiellement comblée par le Lutétien), la Baie de Bourgneuf (colmatée par des dépôts allant du Paléocène au Lutétien), la vallée de Saint-Gervais-Puits-Neuf et le Marais de Monts.

Par rapport à celles du Lias, du Jurassique et du Crétacé moyen, les mers éocènes ont atteint un niveau plus modeste : elles ont seulement envahi les dépressions marginales et les basses vallées, sans s'avancer beaucoup vers l'intérieur des terres.

Entre l'émersion post-turonienne et la transgression helvétienne, l'allure de la surface topographique de la Vendée littorale subit maints changements. Au point de départ de cette évolution, longue de 58 millions d'années environ, se trouvait la vaste plaine de remblaiement cénomanienne, mer de sable d'où émergeaient peut-être quelques longs dos de terrain parallèles et orientés d'E en W : c'était le sommet des interfluves des vallées précénomaniennes. Sauf dans la couverture elle-même, l'influence de la morphologie précénomanienne dut être prépondérante : en effet, l'emplacement de la partie amont des rivières était resté marqué sur les bords des interfluves; ainsi, les eaux étaient canalisées, dès le départ, dans ces anciennes gouttières; puis elles s'enfonçaient dans le remblaiement cénomanien, avec des directions entièrement nouvelles par rapport au réseau ancien, creusé dans le socle et enseveli. Cependant, *toute l'hydrographie se trouvait pratiquement concentrée entre les interfluves, c'est-à-dire dans le cadre des vallées précénomaniennes : ainsi persistèrent l'orientation d'ensemble du réseau et sa pente vers l'W.*

La régression préhelvétienne a été plus importante — ou plus longue — que la précédente; la plupart des vallées préhelvétiennes ont retrouvé les vallées précénomaniennes creusées dans le socle et des dépôts helvétiens les comblèrent en partie. La densité du réseau préhelvétien était analogue à celle du réseau actuel. Comme ce dernier, il était en partie installé dans le remblaiement cénomanien, en partie dans les dépressions schisteuses précénomaniennes. **Mais son enfoncement était légèrement supérieur à celui des rivières actuelles, et la longueur d'une des rivières helvétiennes est même supérieure à celle de la rivière d'aujourd'hui.** Ainsi apparaît clairement l'importance de la régression préhelvétienne.

Avant la transgression redonienne, l'érosion avait à nouveau évidé une partie des gouttières fluviales, remplies au Cénomanien et à l'Helvétien; les seuls témoins authentiques d'un remblaiement pliocène sont les argiles de Palluau et du Pas, qui tapissent les vallées de la Petite Boulogne et de ses affluents. Au point le plus profond, à Palluau, le plancher de la dépression se trouve à 56 m en contre-bas du plateau interfluve de la Robinière (qui culmine à 70 m). Pour rendre compte de cette position, on peut penser que le déblaiement des vallées fut particulièrement intense au Pontien, en période de bas-niveau marin.

Enfin, au Quaternaire, le réseau des vallées fut tour à tour remblayé et plus ou moins évidé, en fonction des mouvements eustatiques et des conditions climatiques. Les remblaiements les plus importants, ceux de la haute et de la basse terrasses, sont contemporains de périodes de bas-niveau marin. Ils résultent d'un engorgement des vallées sous l'afflux des nappes de solifluxion et des écoulements temporaires, en période périglaciaire. Mais nulle part on ne connaît de dépôts qui soient les témoins certains d'un remblaiement des basses vallées, sous l'influence d'une remontée eustatique, analogue à celui de l'époque flandrienne.

Ainsi subsistent en Vendée littorale de très nombreux témoins de vallées préliasiques, précénomaniennes, prélutétiennes, préhelvétiennes, préredoniennes et quaternaires, creusées soit dans le socle ancien, soit dans une couverture sédimentaire.

En ce qui concerne celles de l'époque secondaire, une analyse minutieuse du terrain nous a permis d'identifier, non pas de petits lambeaux de surface épars, témoins de telle ou telle époque, mais un ensemble ordonné et homogène de vallées, préliasiques sur le versant sud et précénomaniennes sur le versant ouest, dont l'authenticité est garantie par la multiplicité des placages fossilisants résiduels.

L'ancienneté des dépressions qui entourent le Bas-Bocage n'est pas moins remarquable que celle du réseau des vallées. En effet, à l'E, le bassin de Chantonnay a constitué une fosse de subsidence dès le Lias infé-

rieur. Au S, la bordure interne du Marais poitevin est jalonnée par de petits fossés tectoniques préliasiques, comme celui de la Couture, près de Mareuil-sur-le Lay.

Sur la côte sud-ouest, les blocs basculés de la Mine, du Caillola, de Saint-Jean-d'Orbestiers et d'Ile d'Olonne, qui provoquent l'effondrement du Lias, ne sont pas datés avec certitude, mais il est vraisemblable qu'ils sont bien antérieurs au Tertiaire, à cause des phénomènes de minéralisation qui les accompagnent et qui peuvent être contemporains du métamorphisme hydrothermal du Cénomanien inférieur dans les Pyrénées.

A l'W, l'affaissement du Marais de Monts et la formation du talus tectonique de Beauvoir-Saint-Urbain à Saint-Christophe du Ligneron sont antérieurs à la transgression cénomanienne; l'affaissement du Marais de Bourgneuf est certainement contemporain. **L'ensemble du Marais breton constitue une entité paléogéographique, héritage du Crétacé moyen.**

Vers le N, la cuvette de Grand-Lieu est prélutétienne et il en est sans doute de même des golfes de Montaigu et de Clisson, d'orientation sud-armoricaine comme les talus qui bordent au N les marais de Monts et de Bourgneuf.

Enfin, **nous avons pu établir qu'Yeu et Noirmoutier étaient des îles depuis fort longtemps.** En ce qui concerne la première, les raisons de son existence sont multiples : elle est située sur le tracé de l'anticlinal hercynien des Sables-d'Olonne; mais elle se trouve aussi sur le bombement médian, déformation d'âge hercynien tardif, qui traverse le Bas-Bocage d'E en W : on peut le suivre depuis le rebord ouest de la faille de Chantonnay (vers Saint-Martin-des-Noyers), jusqu'à l'éperon de Sion-sur-l'Océan, et cette île se trouve dans son prolongement; *l'île d'Yeu doit donc son existence au fait de se trouver au croisement de deux anticlinaux hercyniens;* il n'est nullement besoin d'invoquer à son sujet des mouvements « tertiaires ».

Quant à son basculement du SW vers le NE, il est antérieur à la transgression éocène et doit être un contre-coup direct de l'affaissement du Marais de Monts et de la Baie de Bourgneuf.

Le noyau cristallin de l'île de Noirmoutier se dressait déjà dans la baie de Bourgneuf au milieu du Crétacé et il fut entouré par les flots des mers crétacées et tertiaires, dont les dépôts la cernent de toutes parts.

En Vendée littorale, les légères déformations qui mettent un peu de variété dans le relief actuel semblent remonter, dans l'ensemble, au Secondaire; contrairement à l'opinion courante, et à ce qui s'est passé en certaines régions de Bretagne, la tectonique tertiaire y a été très peu importante.

La permanence et l'ancienneté des grands traits du relief de la Vendée littorale ont des causes multiples.

C'est, tout d'abord, la faiblesse constante du relief et de l'altitude absolue depuis le façonnement de la plaine d'érosion primordiale.

A la fin du Permien, le Bas-Bocage formait une surface aplanie, doucement inclinée vers l'W et recoupant toutes les formations géologiques du socle. Cette étendue n'était, d'ailleurs, qu'un fragment d'une grande entité paléogéographique : la surface post-hercynienne de l'Europe occidentale. Depuis sa formation, celle-ci fut déformée presque partout; au contraire, le Bas-Bocage vendéen est une région privilégiée par l'importance des témoins presque intacts qui y sont demeurés et qui sont représentés par certaines des surfaces interfluves.

Vis-à-vis du relief montagneux carbonifère, cette plaine d'érosion représenta un aboutissement; vis-à-vis du relief post-hercynien, ce fut une surface de départ pour le réseau des vallées qui y furent gravées et qui s'approfondirent de façon discontinue, car leur creusement fut interrompu par des remblaiements périodiques.

Après le dépôt de chaque couverture sédimentaire sur le massif ancien, le relief était à nouveau atténué : en effet, le Lias et le Jurassique sont disposés en couches horizontales; vu leur faible épaisseur totale (quelques dizaines de mètres seulement, sur le Bas-Bocage), un réseau de vallées très encaissé ne put s'y creuser. Entre l'émersion jurassique et le moment où ils disparurent par érosion, la surface de ces terrains devait présenter une grande ressemblance avec ceux de la Plaine de Luçon, toute voisine, où les mêmes couches existent encore et où le relief est si insignifiant. Quant à la couverture crétacée, elle était trop mince et trop perméable pour que puissent s'y installer des vallées profondes. Ce sont donc les vallées creusées dans le socle qui ont atteint le maximum de profondeur.

En l'absence d'une couverture importante, le terrain était borné vers le haut par les interfluves très plats et tout le relief était concentré dans les vallées. Grâce aux nombreux dépôts-témoins qui sont encore plaqués sur les flancs de celles-ci, nous avons de précieuses indications sur leurs profils transversaux et leurs profils longitudinaux à diverses époques. Le creusement des vallées préliasiques, incisées dans le socle, était probablement légèrement inférieur à celui des vallées actuelles : les profils longitudinaux des vallées du Troussepoil et du ruisseau de la Dultière sont tout proches des profils actuels et leur pente est presque la même.

Les profils transversaux et longitudinaux des vallées précénomaniennes étaient presque identiques aux actuels : les vallées de l'époque étaient seulement un peu plus profondes. Il en fut localement de même avant l'Helvétien et avant le Redonien.

En Vendée littorale, la dénivellation maximum entre le sommet d'un interfluve et le fond d'une vallée est de 65 m (pour l'Auzance, au droit du Moulin de Retail) ; elle atteint 70 m environ, pour le fond rocheux de la vallée.

On peut admettre que le modelé actuel représente, à peu de chose près, le relief maximum que cette région ait jamais eu, depuis la fin des temps primaires, c'est-à-dire depuis 200 millions d'années environ.

L'altitude absolue de la région au-dessus du niveau de la mer ne fut jamais bien grande : en effet, l'ampleur maximum des régressions marines ne semble pas avoir dépassé beaucoup le niveau de —100 m, atteint durant la dernière période glaciaire quaternaire. Si certains niveaux marins furent plus déprimés encore (peut-être avant l'Helvétien et surtout au Pontien), ces mouvements de la mer furent de courte durée et n'eurent pratiquement pas d'influence sur le modelé des vallées creusées dans le socle ancien, le travail de l'érosion se bornant au déblaiement des formations sédimentaires qui les encombraient.

Dans l'ensemble, depuis le début du Secondaire, le mouvement des mers semble limité à une zone de balancement comprise entre +100 et —100 environ, mais la ligne de rivage se trouva au voisinage du 0 actuel (à quelques dizaines de mètres près), **durant une grande partie de ce temps.**

Ainsi, comme celle du relief, la faiblesse constante de l'altitude absolue constitua un obstacle majeur à une vigoureuse érosion.

Malgré leur amplitude, les régressions marines les plus fortes ne purent avoir des effets importants, vis-à-vis du creusement des vallées. En effet, la côte atlantique française est bordée par un très vaste plateau continental entre la Pointe de Bretagne et Arcachon. Il atteint une largeur de 170 km, au large de la Vendée, jusqu'à la profondeur de —200 m, sur le rebord du talus. L'étendue remarquable de cette plate-forme est en rapport avec la stabilité tectonique du Bas-Bocage; par contre, au voisinage des Pyrénées, le Plateau continental est beaucoup plus étroit, au S d'Arcachon, le long de la côte cantabrique et de celle du Portugal.

A l'W de la Vendée, la pente d'ensemble du Plateau continental est seulement de 0,13 %, contre 0,15 % pour le Bas-Bocage; ces deux plates-formes, l'une immergée, l'autre émergée, se font suite presque sans solution de continuité, mis à part les petits effondrements qui jalonnent la ligne de rivage actuelle et qui ont une importance morphologique surtout entre +20 et —20 m (1).

(1) De ce point de vue, il faut accorder toute leur importance aux niveaux de base locaux, créés par de petits effondrements (par exemple en ce qui concerne la genèse des gorges du Lay).

Il ne semble pas que l'on puisse retenir l'hypothèse qu'à certaines époques du Tertiaire, la pente du Plateau continental ait pu être plus forte; en effet, il est entièrement pourvu d'un revêtement alluvionnaire important : vases, sables, graviers, cailloutis, qui repose sur une couverture sédimentaire secondaire, elle-même posée sur le socle; l'abondance des galets calcaires et des silex à microfossiles du Crétacé supérieur, refoulés sur les plages occidentales de la Vendée, prouve que ce dernier terrain existe au large. Il y a toutes raisons de penser que les mers du Lias et du Jurassique, venues de l'W, ont recouvert de leurs sédiments une partie du Plateau au moins, avant de submerger l'ensemble du Bas-Bocage.

Dans ces conditions, on conçoit facilement que les descentes du niveau de base marin, même inférieures à —100 m, n'aient pas entraîné un approfondissement notable des vallées et leur profil longitudinal ne pouvait en être bien modifié. **La très faible pente du Plateau continental et sa grande largeur, plus de trois fois supérieure à celle du Bas-Bocage tout entier, ont atténué au maximum les effets des régressions marines.**

La médiocrité constante du relief a pu être maintenue grâce à la remarquable stabilité de la région. Le Bas-Bocage a échappé en grande partie aux plissements hercyniens, générateurs de déséquilibres locaux des masses rocheuses et bien souvent, de mouvements posthumes. Ce secteur précambrien, induré par des venues microgranitiques très anciennes et par des granites intrusifs hercyniens, n'a été affecté, ensuite, que par de petites cassures, des basculements légers et des subsidences marginales dont l'amplitude verticale ne dépasse nulle part 20 à 30 m. Malgré sa faiblesse, l'importance morphologique de la tectonique secondaire (précénomanienne) est plus grande vis-à-vis du relief actuel que celle de la tectonique hercynienne, car les accidents de cette époque furent complètement nivelés et interviennent seulement dans le détail des formes : ainsi, les zones de broyage particulièrement importantes ont donné naissance aux baies des Sables-d'Olonne et du Caillola.

Tout autre a été le sort du Haut-Bocage, dont la position actuelle correspond à un exhaussement de l'ordre de 200 m. De même, le relief de la Bretagne a été localement rajeuni par des soulèvements, en particulier le long de l'arête centrale. S. Durand et Y. Milon ont montré qu'en bien des points l'Eocène était en rapport étroit avec des phénomènes tectoniques : au Moulin d'Apigné, des argiles noires lutétiennes, épaisses de plus de 45 m, « n'ont pu se sédimenter que dans une fosse profonde, ou s'approfondissant par jeux successifs des failles qui la limitaient ». (S. Durand et Y. Milon, 1957, p. 56.)

— Aux environs de Port-Louis et de Quiberon, « la localisation de dépôts relativement épais, mais n'occupant que des surfaces très réduites,

paraît en relation avec le jeu de failles ayant limité de petites fosses comblées par les sédiments yprésiens et lutétiens (*Ibid.*).

— Dans le bassin de Campbon, plus proche de la Vendée, le Lutétien comporte un conglomérat de base à gros éléments; l'épaisseur du calcaire est importante, et le fond rocheux atteint localement la profondeur de —74 m (au N de Campbon) (*Ibid.* p. 57).

En Vendée littorale on ne trouve rien de tel, en dehors des affaissements marginaux et de très légères déformations locales.

Une des causes de cette opposition est sans doute que la Bretagne a été plus atteinte que la Vendée par l'orogénèse hercynienne; des anticlinaux et des synclinaux, affectant à la fois le Primaire et les terrains cristallins témoins de vieilles orogénèses, la sillonnent sur de larges surfaces. Au cours du Secondaire et du Tertiaire, les contre-coups des mouvements pyrénéens et alpins s'y sont fait sentir davantage; *l'ampleur des soulèvements est comparable à celle des accidents qui ont affecté le Haut-Bocage vendéen, pourvu, lui aussi, de plis hercyniens serrés, étroits et très redressés.*

Une des conditions fondamentales de la pérennité des formes du relief en Vendée littorale a été l'immobilité presque totale de ce vieux bouclier précambrien subhorizontal, pris en écharpe entre deux plis hercyniens; au Secondaire et au Tertiaire, les mers épicontinentales eurent un accès facile à cette plate-forme, qui se classe parmi les blocs continentaux stables et rigides, enregistreurs des mouvements eustatiques. *Par sa stabilité, il mérite d'être considéré, par rapport aux régions voisines, soulevées ou effondrées, comme un bouclier-repère et de jouer le rôle d'une toise, pour l'étude des transgressions et des régressions marines, depuis la fin des temps primaires.*

Vis-à-vis de l'érosion subie par le massif ancien, **le rôle protecteur des couvertures sédimentaires successives a été très important;** ce fait explique qu'il subsiste encore aujourd'hui tant de lambeaux de surfaces, façonnées en un passé souvent très lointain.

Les mers épicontinentales du Secondaire et du Tertiaire ont oscillé sur cette vaste plate-forme, la protégeant momentanément de l'érosion.

Par rapport au niveau actuel de la mer, et depuis le début du Secondaire, *la durée relative des périodes d'émersion a été de 165 millions d'années environ, contre 35 millions pour celles de submersion, partielle ou totale.* Ces dernières se répartissent comme suit : 2 millions d'années au Lias inférieur (Hettangien), 8 au Lias moyen et supérieur, 7 au Jurassique inférieur, 5 au Crétacé moyen, 5 à l'Eocène moyen, 5 au Miocène, 2 ou 3 au début du Pliocène. En outre, quelques brèves incursions marines eurent lieu au Quaternaire, sur la bordure côtière.

L'altitude maximum de chacune d'entre elles peut être évaluée d'après celle des dépôts résiduels et d'après leurs faciès (formations de plage à galets roulés, etc.) : les mers du Lias et du Jurassique ont recouvert tout le Bas-Bocage jusqu'à une altitude légèrement supérieure à 110 m; la mer crétacé (cénomano-turonienne) a dû s'élever jusqu'à plus de 80 m; les mers paléocène et yprésienne se trouvaient au voisinage du niveau actuel; la mer lutétienne monta jusque vers 40-50 m, la mer helvétienne jusqu'à 75 m environ et la mer redonienne à 60 m au moins; au Quaternaire, aucune trace de transgression n'est décelée au-dessus de 30 m.

Les limites extrêmes des transgressions et des régressions marines semblent bien se situer aux environs de +100 m et de —100 m, mais pendant de longues périodes, les oscillations de la mer eurent lieu autour du niveau actuel.

Afin d'évaluer correctement le rôle protecteur des couvertures sédimentaires, il est nécessaire d'en connaître l'épaisseur originelle.

Cela est possible grâce à l'étude des lieux où ces sédiments sont intégralement conservés, en Vendée. Ces valeurs sont les suivantes : pour le Lias et le Jurassique, environ 30 m, exceptionnellement 50, fosse de Chantonnay mise à part (2); pour le Crétacé, 50 m au maximum dans les dépressions du socle et quelques mètres seulement sur les plateaux; pour le Lutétien, environ 20 m, également dans les dépressions; pour l'Helvétien, environ 10 m et pour le Redonien, environ 20 m (et toujours dans des dépressions).

Sauf au Lias, au Jurassique et au Crétacé, l'ensemble des remblaiements marins paraît avoir été pratiquement limité au comblement des dépressions préexistantes, golfes et vallées. On peut estimer qu'il a atteint, au total, une centaine de mètres.

Chacune de ces mers, en se retirant, laissait derrière elle une plaine de remblaiement plus ou moins étendue, selon les cas.

A la fin du Jurassique, l'image que devait offrir le Bas-Bocage, — végétation mise à part —, nous est donnée par la plaine calcaire de Luçon, où ces terrains ont subsisté en grande partie, ou encore par les plaines calcaires des Charentes ou de la Saintonge.

A la fin du Crétacé, le remblaiement cénomano-turonien pouvait atteindre une largeur de 40 km environ en arrière de la côte actuelle; il était constitué par du sable, parsemé de cordons de galets roulés, témoins du retrait de la mer, et l'image nous en est donnée par la plaine subhorizontale des environs du Mans, tapissée, elle aussi, de dépôts cénomaniens.

(2) La fosse de Chantonnay a été en état de subsidence pendant une grande partie du Secondaire, et les dépôts du Lias et du Jurassique y sont plus épais que sur ses bordures.

Au Paléocène, la plus grande partie de cette couverture détritique subsistait vraisemblablement, et c'est alors que des phénomènes de cimentation ferrugineuse et siliceuse se produisirent dans la masse des sables cénomaniens, donnant naissance aux grès que l'on rencontre si fréquemment en Vendée littorale. Mais aucun de ces milliers de blocs de grès ne renferme de flore, ce qui ne permet pas de les assimiler aux grès à Sabalites Andegavensis de Noirmoutier et de l'Anjou.

A la fin du Lutétien, la marge côtière fut à nouveau transformée en une plaine de remblaiement subhorizontale, jusqu'à l'altitude de 40 m environ. *En ce qui concerne le Miocène et le Pliocène,* leurs dépôts paraissent confinés dans les dépressions. **Ainsi, le sens de l'évolution du relief du Bas-Bocage apparaît clairement : cette évolution est dominée par l'alternance, maintes fois répétée, de remblaiements marins, suivis de déblaiements par l'érosion continentale; chaque fois, celle-ci s'attaquait à une surface de remblaiement très peu accidentée et le relief évoluait dans le sens d'un creusement ou d'un recreusement de dépressions, et non dans le sens d'un aplanissement : l'hypothèse d'une « pénéplaine », façonnée au Secondaire ou au Tertiaire en Vendée littorale, est totalement exclue.**

Sur les couvertures sédimentaires laissées après le retrait des mers épicontinentales secondaires et tertiaires, se sont succédées des paléogéographies transitoires et éphémères, qui furent détruites par l'érosion les unes après les autres.

En ce qui concerne la partie la plus élevée de la région, restée à l'abri de plusieurs des transgressions, au cours du Tertiaire, la faiblesse de l'altitude absolue s'opposa toujours à une érosion quelque peu vigoureuse, ainsi que la pente d'ensemble (0,09 %).

Malgré leur faible épaisseur, la durée de ces couvertures fossilisantes fut remarquablement longue : le socle ancien et son réseau de vallées préliasiques restèrent à l'abri de l'érosion jusque vers le milieu du Crétacé où la couverture liaso-jurassique finit par disparaître, rongée par la dissolution chimique. Rappelons toutefois que l'exhumation du relief préliasique n'est encore achevée dans le Bas-Bocage ni au SW, ni au S, ni à l'E, ni au NE. Le remblaiement cénomanien subsista en grande partie jusque vers le milieu du Tertiaire et semble avoir été particulièrement érodé pendant la régression marine préhelvétienne et au Pontien; cependant, les vallées du versant occidental du Bas-Bocage sont encore abondamment pourvues de témoins de cet âge, plaqués sur le fond rocheux ou sur les versants.

A l'W du méridien de Challans, les couvertures du Cénomanien, du Lutétien et de l'Helvétien fossilisent encore presque totalement le socle et son relief enfoui.

Une dernière cause paraît avoir abouti, comme les précédentes, à la conservation des vieux reliefs creusés dans le massif ancien : **la dureté relative du socle et des diverses couvertures, formées essentiellement de sable, de cailloutis, d'argile et de calcaire.** A travers ces remblaiements, se produisirent quelques épigénies, comme celles de la basse Vie et du bas-Ligneron, ou celle du ruisseau de la Bataillère.

Mais en général, la minceur de la couverture a fait obstacle au phénomène, et cela d'autant plus qu'elle était surtout épaisse dans les gouttières fluviales. Diffus sur les interfluves, subhorizontaux, le ruissellement était concentré et canalisé dans ces gouttières; les remblaiements, perméables et plus ou moins meubles, furent déblayés sans que soient bien modifiées les formes des solides versants rocheux des vallées fossiles : la preuve en est la conservation des vallées préliasiques sur le versant sud et des vallées précénomaniennes sur le versant ouest.

Les bilans comparés de l'érosion, aux temps hercyniens et après, paraissent sans commune mesure.

Nous avons vu que l'érosion contemporaine de la surrection des montagnes hercyniennes avait été considérable : au Carbonifère, elle fut facilitée par l'importance des reliefs et des précipitations; au Permo-Trias, elle fut accélérée par la pauvreté relative du couvert végétal, en climat à tendance aride. Sur le pli anticlinal de l'Ile-d'Yeu-Les Sables-d'Olonne, et sur celui de Saint-Nazaire-Mervent, la perte de substance du massif ancien atteint environ 4 000 mètres, au voisinage de la plaine d'érosion post-hercynienne; en ce qui concerne les granites hercyniens d'Aizenay et d'Avrillé, la surface topographique actuelle n'est pas très éloignée du toit de ces batholites; néanmoins, leur exhumation implique l'enlèvement de toutes les roches sous lesquelles ils se sont formés, soit un millier de mètres au moins et peut-être bien plus...

Par contre, au Secondaire et au Tertiaire, pendant un laps de temps supérieur, l'indigence de l'érosion fut extrême.

Au-dessous des interfluves, témoins dégradés de la surface d'aplanissement primordiale, la profondeur maximum des dépressions préliasiques est de 25 à 30 m; celle des dépressions précénomaniennes est de 70 m. Grâce à l'analyse hypsométrique, il est possible de connaître le volume rocheux enlevé par l'érosion, dans les bassins hydrographiques incisés dans le socle, à partir du niveau des interfluves : ce volume peut être évalué sous la forme d'une tranche de terrain, également répartie sur la surface du bassin : il est de 25,5 m pour la Vie, de 22,4 m pour l'Auzance, de 18,7 m pour le Jaunay, de 11,8 m pour le Payré et de 7,5 m pour le ruisseau de Jard (au-dessus de l'altitude de 50 m dans les deux derniers cas).

Il faut ajouter à ce bilan l'abaissement des interfluves parallèlement à eux-mêmes, après leurs éventuelles exhumations post-jurassique, post-crétacée et post-helvétienne; essentiellement dû à l'érosion chimique, cet abaissement ne dépassa pas quelques mètres ou quelques dizaines de mètres, selon les lieux, selon toute vraisemblance; nous admettrons la valeur de 25 m, probablement trop élevée.

Au total, entre la formation de la plaine d'érosion post-hercynienne et l'époque actuelle, l'érosion aurait fait disparaître, sur l'ensemble du Bas-Bocage, un volume de terrain représenté par une tranche de 50 m d'épaisseur pour le socle ancien et d'une centaine de mètres pour les diverses couvertures sédimentaires.

Au Secondaire et au Tertiaire, l'évolution du relief se poursuivit en fonction de conditions climatiques tropicales ou subtropicales, qui furent, elles aussi, dans l'ensemble, défavorables à une forte érosion.

Des climats tropicaux humides régnèrent en particulier à la fin du Jurassique, pendant de longues périodes au cours de la première moitié du Crétacé, au Paléocène et au Miocène. Témoins de ces climats, sont les épais paléo-sols kaoliniques préliasiques et précénomaniens; de là vient aussi l'allure d'ensemble du réseau des vallées, aux formes très évasées, remarquablement larges mais peu profondes, longtemps fossilisées sous le Crétacé et actuellement en voie d'exhumation. Sous l'épais couvert de la forêt tropicale, dans ce pays à peine ondulé, l'érosion mécanique ne pouvait être que très faible; la faiblesse de l'altitude absolue ne permit pas à l'érosion chimique elle-même d'atteindre une grande ampleur. *Des climats à tendance plus ou moins aride* ont prévalu, entre autres, à de courts moments du Crétacé inférieur, à l'Eocène moyen et supérieur et à l'Oligocène. Des tables de grès siliceux, des meulières, des dépôts de silice colloïdale, des cuirasses ferrugineuses en sont les témoins. La faible importance ou l'absence de couverture végétale aurait pu, en d'autres circonstances, entraîner une érosion importante; mais en Vendée littorale, après le Crétacé, la nature de la plaine de remblaiement cénomanienne devait faire obstacle à l'écoulement superficiel; peut-être y eut-il des phénomènes d'endoréïsme local, par exemple dans la cuvette de Grand-Lieu, à l'Eocène et à l'Oligocène.

Par rapport à sa courte durée, l'époque quaternaire a eu une importance relativement grande et *l'empreinte périglaciaire sur le modelé n'est pas négligeable;* elle se traduisit localement par un léger biseautage des bords des interfluves sous l'action des nappes de solifluxion, et par un faible recoupement local des flancs des vallées, au fond desquelles s'entassait une grande masse de débris, malaisément évacuée vers l'aval.

Mais, dans l'ensemble, et pendant une grande partie de ce long espace de temps que représentent le Secondaire et le Tertiaire (200 millions d'années environ), les conditions climatiques firent obstacle à une forte érosion, — soit à cause de l'épaisseur de la couverture végétale, soit à cause de l'aridité. Comme les précédents, les facteurs climatiques rendent compte de la lenteur de l'évolution du relief de cette région.

En somme, si le Bas-Bocage vendéen est aujourd'hui une région de très faible relief, elle le doit à un concours original de circonstances : à l'aplanissement post-hercynien, dont subsistent tant de témoins, fraîchement exhumés ou plus ou moins dégradés, représentés par maintes plates-formes interfluves, dont le profil engendre des lignes d'horizon bien droites, si caractéristiques du paysage, dans le Bas-Bocage; **à l'absence de soulèvement tectonique depuis la fin du Primaire, — à la faiblesse de son altitude absolue** (200 m au maximum et le plus souvent moins de 100 m) **et des dénivellations** (70 m au maximum), — **à sa pente d'ensemble très faible** (0,15 % entre 110 et 0 m, et 0,09 % entre 110 et 65 m), — **à la grande largeur et à la pente également faible du Plateau Continental** (0,13 %, entre 0 et —200 m sur 170 km de distance), ce qui eut pour effet d'atténuer au maximum l'influence des régressions marines — **et à des paléoclimats presque toujours défavorables à une érosion vigoureuse.**

A plusieurs reprises, des remblaiements marins ont recouvert le socle cristallin; des modelés anciens, d'âges divers, ont été fossilisés sur de vastes étendues et pendant très longtemps : ainsi peuvent coexister, aujourd'hui, tant de témoins de vieilles surfaces contemporaines des temps post-hercyniens : préliasiques, précénomaniens, éocènes, oligocènes, miocènes et pliocènes.

Parlant du relief de la Bretagne, A. Guilcher écrit : « Il n'est guère de pays où le passé, souvent lointain, explique davantage le présent », et « l'on a toujours tendance à croire les reliefs plus récents qu'ils ne le sont en réalité » (3). Appliquées à la Vendée, combien sont justes ces remarques...

Il est remarquable que ces surfaces d'érosion, façonnées à des millions ou mêmes à des dizaines de millions d'années de distance, se trouvent actuellement si rapprochées dans l'espace; l'exemple le plus typique est peut-être celui de la vallée du Ligneron, où des restes de surfaces précénomaniennes, éocènes, préhelvétiennes et quaternaires sont superposés, à quelques mètres de distance les uns des autres.

(3) A. Guilcher (1948), *Le relief de la Bretagne méridionale*, p. 601.

Terre ingrate, en apparence, pour une étude de géomorphologie, la partie la plus dénuée de relief de tout le massif armoricain est, au contraire, riche d'enseignements.

En effet, après l'aplanissement primordial, l'évolution morphologique du Bas-Bocage s'est poursuivie dans des conditions exceptionnelles, caractérisées par leur simplicité relative. Dans la plupart des régions, « les grandes coupures de l'histoire morphologique correspondent aux mouvements tectoniques, livrant sa matière première à l'érosion » (4) ; or, **en ce qui concerne le môle du Bas-Bocage, l'un des trois principaux facteurs de la morphogenèse, le facteur tectonique, a été négligeable.** L'ampleur de la dynamique interne fut minime, donnant toute son importance au facteur eustatique. Grâce à cette simplification relative des phénomènes, **cette région constitue un terrain d'observation privilégié pour l'étude de l'influence propre du facteur eustatique sur l'évolution morphologique, sur une marge continentale; le jeu des régressions et des transgressions marines y atteint le maximum de netteté, sans être perturbé dans ses effets par des déformations de quelque ampleur.**

Les conditions climatiques ont seulement nuancé les modalités de cette évolution.

Les périodes de forte érosion ont bien coïncidé avec celles des bas-niveaux marins; mais les effets de ceux-ci furent très atténués par les vastes dimensions et par la très faible pente du Plateau continental, prolongeant le Bas-Bocage presque sans solution de continuité.

Plus lourdes de conséquences que les précédentes, furent les périodes de submersion; au Secondaire et au Tertiaire, la rapidité des transgressions semble avoir été telle que l'essentiel du relief continental d'alors était respecté. Et, chaque fois, se relayant sur le socle cristallin, des couvertures sédimentaires fossilisèrent le relief, sur des étendues plus ou moins vastes. C'est en fonction de ces remblaiements multipliés que les remontées eustatiques peuvent être considérées comme des événements essentiels, dans l'évolution morphologique de la Vendée littorale.

L'histoire de ses transformations est celle d'une marge continentale stable et de basse altitude, évoluant depuis près de 200 millions d'années, en climat généralement tropical.

Prolongée au large par un vaste plateau continental aussi peu incliné, elle a constitué une zone de balancement des mers épicontinentales du Secondaire et du Tertiaire.

Sur cette marge, **le sens de l'évolution morphologique ne pouvait être autre chose qu'un perpétuel recommencement,** une alternance de rem-

(4) P. Birot (1955), *Les méthodes de la Morphologie*, p. 157.

blaiements et de déblaiements, effectués au rythme des transgressions et des régressions marines. Le travail de l'érosion fut un véritable ouvrage de Pénélope, d'ailleurs limité à un espace vertical très restreint : toute l'histoire post-hercynienne du Bas-Bocage paraît bien s'être déroulée dans un intervalle de 2 à 300 mètres au maximum.

La meilleure manière de faire « l'analyse explicative des formes du relief », selon la formule de Davis, nous a semblé consister à en retracer la genèse, c'est-à-dire à en faire l'Histoire.

Devant les résultats acquis, nous ne pensons pas devoir regretter notre longue enquête paléogéographique sur la Vendée littorale, car « le caractère historique que la morphologie partage avec la géologie paraît être la condition essentielle de sa valeur explicative. Comprendre le relief, c'est suivre l'évolution qui aboutit au monde d'aujourd'hui » et « même si on a seulement comme objectif la reconstitution de l'évolution d'une région limitée, c'est finalement la paléogéographie du monde entier qui est en cause » (5).

(5) P. Birot, *ibid*, p. 160 et 163.

ANNEXES

I. — MINÉRAUX LOURDS DES ARGILES ROUGES ET VERTES PRÉSUMÉES HETTANGIENNES.

	MINÉRAUX LOURDS LOCAUX											MINÉRAUX LOURDS NON LOCAUX			
	Staurolide	Grenat	Tourmaline	Zircon	Sphène	Anatase	Rutile	Andalousite	Disthène	Hornblende	Sillimanite	Augite	Sillimanite	Glaucophane	Chloritoïde
Sédiments hettangiens en place (argiles rouges et vertes, marne verte)															
200 : La Gobinière .	néant														
199 : La Gobinière .	+ + +	+ + +	+	+	+	+		+		+	+				
1002 : La Pironnière.	néant														
6104 : Le Veillon....	néant														
18 : Le Veillon...	néant														
Argile rouge hettangienne légèrement remaniée															
68 : La Tisonnière.	+ + +	+ +	+	+	+	+						+ R	+ R		
139 : La Garlière...	+ + +	+ + +	+ +		+ R		+	+ R	+			+ R	+ R		
1220 : Pierre Levée..	+ +	+ + +		Nu et + R	+		+	+	+			+ R	+ R		
4845 : Le Caillola....	+ +	+ + +	+	+	+	+	+		+	+ R		+ R	+		
9742 : La Métairie...	+ + +	+ + +		+	+ Nu		+	+ R	+	+ R		+ R		+	+

(Les minéraux non marqués R sont tous NU) (R = grains ronds-mats) (NU = grains non-usés)

II. — MINÉRAUX LOURDS DES FORMATIONS CORRÉLATIVES. VALLÉES DU TROUSSEPOIL ET DU GRAON.

	32 Argile rougeâtre Jolly	35 Argile grise Jolly	36 Fente en coin Le Four	37 Argile grise Le Four	38 Haute terrasse Le Four	40 Basse terrasse Le Four	51 Nappe ancienne Lande Saint-Jean	58 Basse terrasse St-Vincent sur-Graon	9172 Arène granitique Les Forêts	9173 Arène granitique Les Forêts
Zircon	++	+	++	+		(souvent cassé) ++	(très nombreux ++		+	+
Tourmaline brune et bleue	+R	+	+	++		++	+	+R	+	
Anatase	+	+	+	+		+		+		
Brookite			+	+		+	+			
Grenat	+	++	+	+				+		+
Rutile	+	+	+			+	++	+R	+	
Mica brun	+					décoloré		+	+	+++
Mica blanc	+		+	+	néant					
Leucoxène	+	++		+				+		
Staurotide	+R		+			++	++	+R		
Disthène						+				
Sillimanite							+			
Andalousite	+R		+			+	+	+R		
Hypersthène		+		+					+	
Augite	+R									
Fibrolite	+R									
Barytine									+++	
Zoïsite	+									
Epidote	+R					+				
Glaucophane						+				
Apatite	+					+				

R = grains ronds-mats.

III. — MINÉRAUX LOURDS DES FORMATIONS CORRÉLATIVES. VALLÉES DU LIGNERON ET DE LA RÊNELIÈRE.

	Cénomanien			Sables éolisés remaniés dans les terrasses							
	6	8	3825	2	5	3814	3815	3816	3817	7	3116
Staurotide	58	67	+++	23	41		+++	+++	+++	42	39
Zircon	11	7,1	++	20,1	10,8		+	+	++	10,3	6
Rutile	10,5	3,5	++	6,1	3,6		+	+	+	6,2	10
Tourmaline	5	10,4	+	21	5		+	+	++	7,1	25
Grenat					18,7			++		2,4	1
Andalousite	5	1		10,5	10		+		++	11,9	11
Disthène	2	1	++	6,1			+	+	++	4,7	
Anatase	5	7,6	+	6,1	0,7	néant	+		+	4	
Zoïsite		0,5								0,8	1
Glaucophane				2,7	2,9			+	+	4,7	1
Sillimanite				1	0,7					2,8	
Fibrolite				1	0,7		+	+	+		
Augite					1,5						
Enstatite					1,5						
Epidote	1,2							+	+	1,5	4
Sphène		1			0,5		+			0,8	1
Biotite	1,6	0,5		1	0,7						
Hornblende verte											1

+++ : minéral très abondant — ++ : minéral abondant — + : minéral rare.

Cénomanien : Echant nos 6 - 8 - 3825. — *Haute terrasse* du Ligneron. Flanc nord : nos 2 - 5. Flanc sud nos 3814 - 3815. — *Remplissage des fentes en coins*, dans la haute terrasse (flanc sud) , nos 3816 - 3817. — *Basse terrasse* du Ligneron : no 7. — *Basse terrasse* du ruisseau de la Rênelière : no 3116.

Echantillons :

2 Argile grise à galets. Haute terrasse, du Ligneron, à 1,1 km au NE de la Mérandoire.

5 Cailloutis sableux. Id. Carrefour des Enchères et de la Mérandoire.

6 Sable cénomanien. Bois au S des Enchères.

7 Basse terrasse du Ligneron. Id.

8 Sable cénomanien en contre-bas du même bois.

3116 Basse terrasse du ruisseau de la Rênelière.

3814 Cailloutis grossier de base. Haute terrasse du Ligneron. Carrière de la Fourogerie.

3815 Partie supérieure de la haute terrasse. Id.

3816 Sable de remplissage des fentes en coin. Id.

3817 id. . Id.

3825 Argile grise cénomanienne. 400 m E de la Mérandoire.

IV. — REMARQUES SUR LES MINÉRAUX LOURDS DES FORMATIONS CORRÉLATIVES DU PROFIL TRANSVERSAL DU LIGNERON.

Complétant l'examen morphoscopique et granulométrique, la méthode des minéraux lourds permet de distinguer à coup sûr les sables éolisés et les sables cénomaniens (tableau p. précédente).

1. Les sables cénomaniens sont caractérisés par *la prédominance de la staurolide* (58 à 67 %, contre 35 à 45 % dans les sables éolisés).

Ils ne renferment jamais certaind minéraux d'origine septentrionale, que l'on trouve toujours, au contraire, dans les sables éolisés : glaucophane, sillimanite, fibrolite, augite, enstatite (1). Le grenat manque aussi. Ils renferment en assez forte proportion de l'anatase probablement authigène (formée par remplacement de l'ilménite). On y trouve aussi des minéraux ayant à peu près les mêmes pourcentages que dans les sables éolisés (zircon, rutile, tourmaline) ; la présence de ces minéraux ubiquistes est plutôt en rapport avec la granulométrie des sables qu'avec leur provenance.

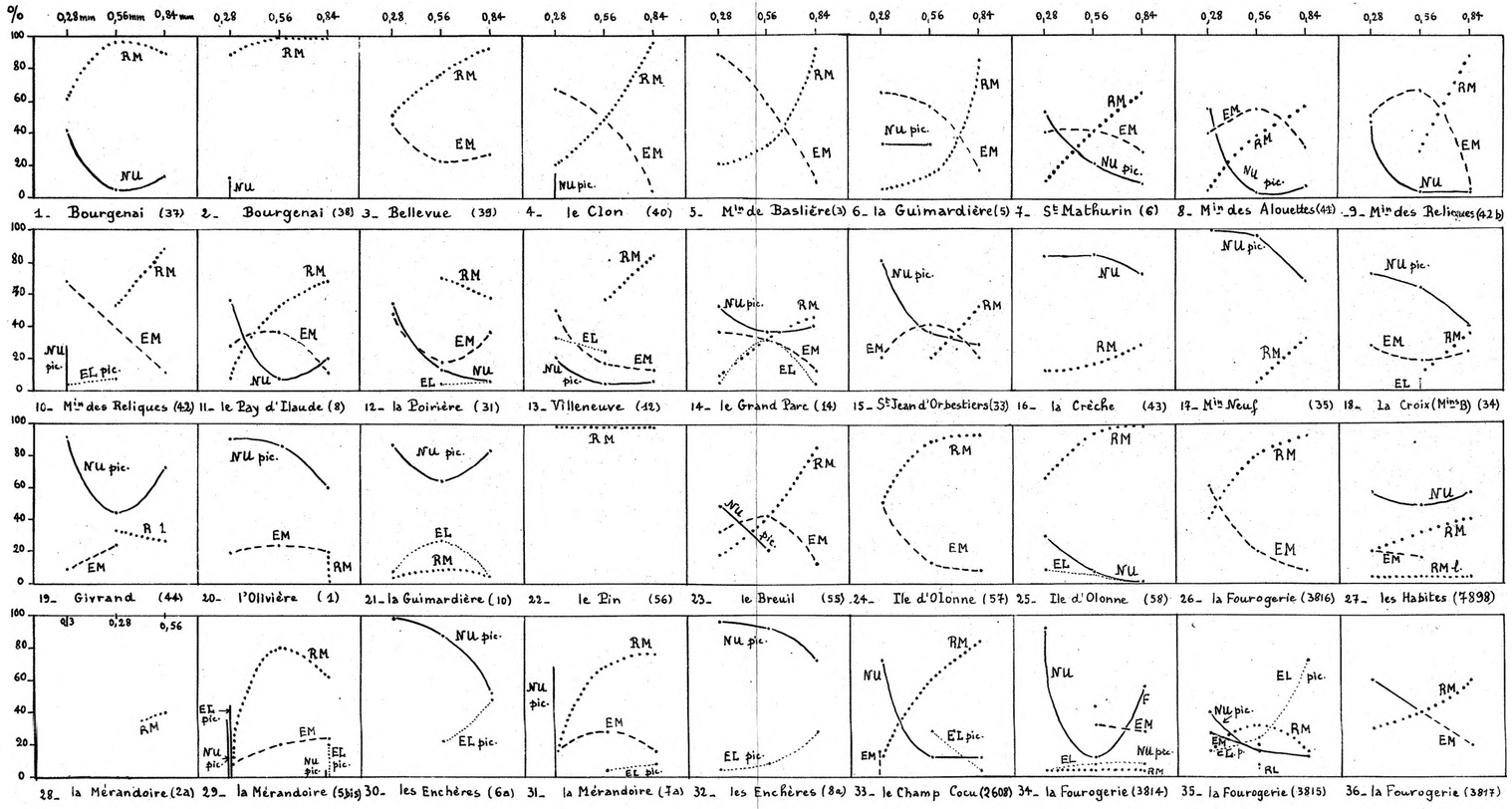
2. Les sables éolisés, remaniés dans les terrasses, sont caractérisés par une plus grande diversité des minéraux lourds, ce qui semble normal, après le brassage intense qu'ils ont subi. Ils renferment toujours, quoiqu'en faible proportion, les minéraux d'origine ligérienne ou septentrionale mentionnés plus haut, ainsi que du grenat en quantité notable; leur pourcentage varie selon la granulométrie du sable (2).

(1) Sur l'origine de ces minéraux, Cf. Debyser, Vatan et Boyer (1955) et Ters (1957).

(2) La morphoscopie permet aussi de distinguer facilement les sables cénomaniens, non-usés ou émoussés-luisants, des sables des terrasses quaternaires, qui renferment souvent un fort pourcentage de grains éolisés.

COURBES MORPHOSCOPIQUES DES SABLES INCLUS :

DANS LES LIMONS ÉOLIENS DE VENDÉE
DANS LES SÉDIMENTS DE LA HAUTE TERRASSE DU LIGNERON
ET DANS QUELQUES AUTRES DÉPOTS



Dépliant XII

V. — COURBES MORPHOSCOPIQUES DES SABLES INCLUS DANS QUELQUES LIMONS ÉOLIENS DE VENDÉE, DANS LES SÉDIMENTS DE LA HAUTE TERRASSE DU LIGNERON ET DANS QUELQUES AUTRES DÉPOTS

(Dépliant XII).

N° des graphiques.	N° des échantillons.	I. — Localisation des limons éoliens et des sédiments de comparaison
1	37	Limon éolien. Bourgenai (6 km SW de Talmond).
2	38	— — —
3	39	— Bellevue (4 km E de Château-d'Olonne).
4	40	— Le Clon (3 km SE de Château-d'Olonne).
5	3	— Moulin de Baslière (6 km E d'Olonne).
6	5	— La Guimardière (2 km E d'Avrillé).
7	6	— Saint-Mathurin (10 km NE des Sables-d'Olonne).
8	41	— M^{in} des Alouettes (4 km E de Grosbreuil).
9	42 *bis*	— M^{in} des Reliques (1 km NE de Commequiers).
10	42	— — —
11	8	— Le Pay d'Ilaude (3 km S de Talmond).
12	31	— La Poirière (1 km E de La Garnache).
13	12	— Villeneuve (2 km NW de Buorgenai).
14	14	— Le Grand Parc (1 km NE de Château-d'Olonne).
15	33	— St-Jean-d'Orbestiers (à 500 m SE).
16	43	— La Crèche (3 km SE de Maché).
17	35	— M^{in} Neuf (St-Christophe-du-Ligneron).
18	34	— La Croix. Moulins Bonneau (6 km NE de Legé).
19	44	— Givrand (5 km SE de St-Gilles).
20	1	— L'Olivière (4 km E de la Mothe-Achard).
21	10	— La Guimardière (2 km E d'Avrillé).
22	56	Sables éolisés. Le Pin (2 km NE de St-Révérend).
23	55	Haute terrasse du Falleron. Le Breuil (2 km W de Legé).
24	57	Sables éolisés. Ile d'Olonne.
25	58	— —
		II. — Profil transversal du Ligneron. Formations corrélatives (Cf. dépliants V et VI)
26	3816	Remplissage de fente en coin. Haute terrasse du Ligneron. La Fourogerie.
27	7898	Limon, sur le micaschiste. Les Habites.
28	2 a	Haute terrasse du Ligneron. La Mérandoire.
29	5 *bis* a	— — —
30	6 a	Sable cénomanien. Les Enchères.
31	7 a	Basse terrasse du Ligneron. La Mérandoire.
32	8 a	Sable cénomanien. Les Enchères.
33	2608	Basse terrasse du Ligneron. Le Champ Cocu.
34	3814	Nappe de base. Haute terrasse du Ligneron. La Fourogerie.
35	3815	Nappe supérieure. La Fourogerie.
36	3817	Remplissage de fente en coin. Haute terrasse du Ligneron. La Fourogerie.

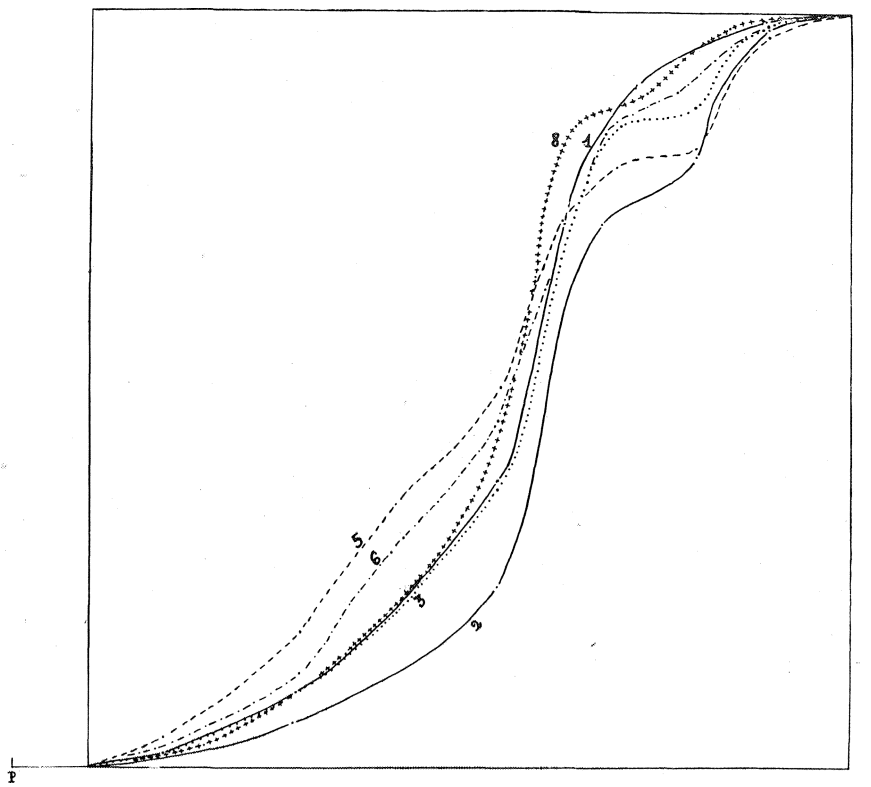


Fig. 47. — Courbes canoniques des limons éoliens. Sédiment complet (0,05 μ à 10 mm.)

VI. — ÉTUDE DES COURBES CANONIQUES DES LIMONS ÉOLIENS DE VENDÉE LITTORALE

(fig. 47-48-49-50. Cf. fig. 51)

Les courbes cumulatives semi-logarithmiques ont été mises sous forme canonique d'après la méthode de M. le Professeur Rivière (1954), dans le but d'étudier les « faciès granulométriques » des limons éoliens, — ces faciès pouvant éventuellement avoir des corrélations avec un mode de dépôt spécial ou avec des conditions topographiques particulières (cf. fig. 30, p. 277).

COURBES CANONIQUES DU SÉDIMENT COMPLET

(fig. 47-48).

Les valeurs extrêmes des indices sont les suivantes :

Indice de faciès

N1 g : + 0,10 à + 0,5
N2 g : — 2,7 à — 8

Indice de classement

g = 4,383 à 5,300

Indice d'évolution

n1 = — 0,005 à — 0,899
n2 = — 1,56 à — 2,72

Indice de dispersion

— 0,711 à — 2,665

Les indices de faciès (N1 g) sont tous positifs et très groupés (entre + 0,1 et + 0,5 pour les 10 limons de la Vendée littorale; l'indice du limon du Haut-Bocage est de + 1).

D'après cet indice, les limons peuvent être classés en 2 groupes (à l'exception du n° 11) :

a) 1er groupe, N1 g varie de + 0,1 à + 0,26 (n° 1,3,5,6,8).

b) 2e groupe, N1 g varie de + 0,4 à + 0,5 (n° 2,13,14).

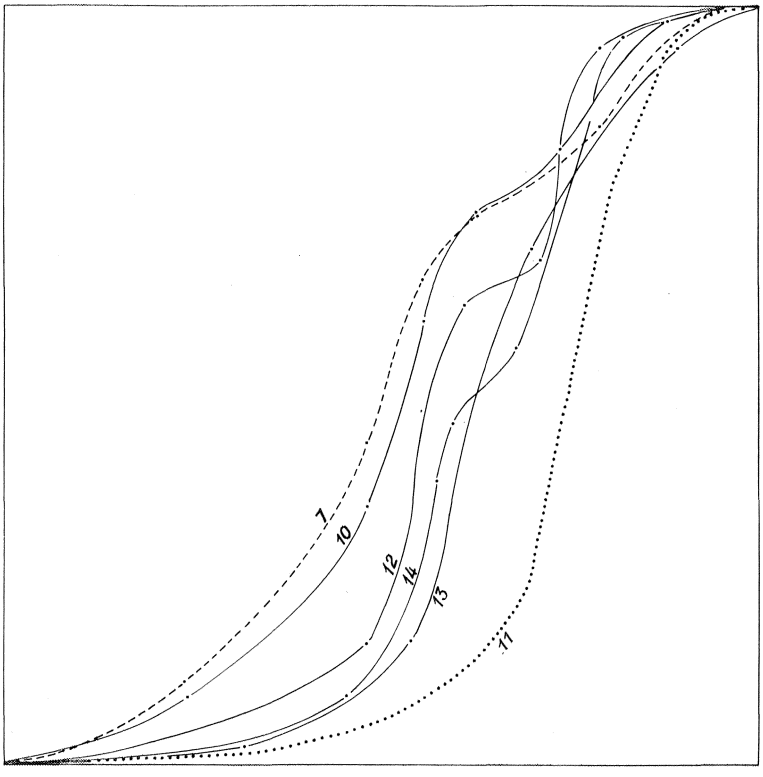


Fig. 48. — Courbes canoniques des limons éoliens. Sédiment complet (0,05 μ à 10 mm.)

INDICES DES COURBES GRANULOMÉTRIQUES CANONIQUES : SÉDIMENT COMPLET

	Limons éoliens de Vendée (sédiment complet)	Indice de faciès		Indice de classement	Indice d'évolution		Indice de dispersion
		$N1_g$	$N2_g$	$\frac{g}{(\log G)}$	$\frac{n\,1}{\frac{(N1_g)}{g} - 1}$	$\frac{n\,2}{\frac{(N2_g)}{g} - 1}$	n2 — n1
1	L'Olivière	+ 0,25	— 7	4,427	— 0,044	— 2,58	— 2,536
2	Beauregard.....	+ 0,4	— 6	4,427	— 0,010	— 2,36	— 2,350
3	Moulin de Baslière.	+ 0,26	— 6	4,412	— 0,041	— 2,36	— 2,319
5	La Guimardière...	+ 0,17	— 3	4,397	— 0,062	— 1,68	— 1,618
6	St-Mathurin	+ 0,20	— 4	4,383	— 0,055	— 1,92	— 1,685
8	Le Pay d'Haude.	+ 0,21	— 8	4,668	— 0,055	— 2,72	— 2,665
10	La Guimardière...	+ 0,10	— 3	5,150	— 0,081	— 1,58	— 1,499
11	Les Justices.....	+ 1	— 7	3,427	— 0,71	— 3,05	— 2,34
12	Villeneuve.....	+ 0,23	— 3	5,300	— 0,057	— 1,56	— 1,503
13	Le Bois.....	+ 0,45	— 2,7	4,412	— 0,899	— 1,61	— 0,711
14	Le Grand Parc ...	+ 0,5	— 3	5,236	— 0,005	— 1,56	— 1,555

Les 2 groupes ont une répartition géographie différente :

Les limons du groupe *a)*, dont l'indice a la plus faible valeur, sont situés sur des plateaux ou des croupes interfluves (1,3,5,6,10,12), ou sur la plaine liasique (8), ou en bordure de la falaise actuelle (12). Les limons du groupe *b)*, un peu plus grossiers, sont plaqués sur des talus à regard S-SW, à pente de 2 % environ (2,13,14). *Un facteur topographique : la pente du terrain semble ainsi jouer un rôle dans la valeur de l'indice N1 g, ainsi que l'orientation.*

Le limon n° 11, accumulé dans une niche du granite, dans le Haut-Bocage, a un indice plus élevé que les autres, ce qui correspond ici à un classement plus parfait.

L'indice de faciès N2 g. — Toutes les courbes ayant une forme en S, cet indice a été établi seulement pour la partie centrale, entre 25 et 75 % environ, c'est-à-dire pour la fraction comprise entre 1 μ et 100 μ. Entre ces limites, la courbe canonique est très nettement hyperbolique. Par suite, les indices N2 g sont tous négatifs; ils vont de — 2,7 à — 8; *leur valeur absolue est d'autant plus faible que les limons sont plus grossiers et plus mal classés.*

L'indice de classement (g) *est d'autant plus faible que le sédiment est moins dispersé. Le mieux classé est le limon éolien du Haut-Bocage* (n° 11) et, dans la région littorale, *ceux qui reposent sur des surfaces planes interfluves* (6,5,3,1).

Pour la plupart d'entre eux, *il paraît y avoir une relation entre leur degré de classement et leur évolution pédologique.* Lorsque l'on peut observer une coupe de 1 m de hauteur environ dans les limons, on voit que la couche de surface est plus blanche, plus exclusivement siliceuse, plus poudreuse; c'est un horizon A, lessivé, par rapport à la couche de base, plus jaune, plus argileuse et plus compacte, qui est un horizon d'accumulation (B) : *les limons les mieux classés appartiennent à l'horizon B.*

Indices d'évolution (n1). — Aucune corrélation n'apparaît entre les valeurs de cet indice et les différents facteurs de variation.

Les indices de dispersion (n2 - n1) évoluent d'une manière analogue à l'indice N2 g (de — 0,711 (n° 13) à — 2,665 (n° 8). Sauf pour les n° 2 et 8, on peut établir un rapport à peu près certain entre les valeurs de cet indice et leur situation géographique. *Ceux qui sont plaqués contre la façade SW ont les indices les plus faibles* (n° 13, 10, 12, 14, 5), *alors que ceux qui reposent sur les interfluves ou sur la plaine calcaire, ont des indices plus forts* (n° 6, 3, 1, 8).

2. COURBES CANONIQUES DE LA PARTIE FINE DES LIMONS ÉOLIENS ($< 32\ \mu$)

Sur la fig. 49, on a tracé 3 groupes de courbes afin de comparer la granulométrie de la partie fine des limons avec celle d'autres roches : des micaschistes et des argiles.

Dix d'entre elles correspondent à des limons éoliens, sept à des argiles hettangiennes ou quaternaires, et deux à des micaschistes. On voit que ces trois séries de roches ont des courbes nettement distinctes.

Le tableau de la page 497 donne les indices des courbes granulométriques. *Les argiles ont une répartition presque logarithmique, à tendance hyperbolique,*

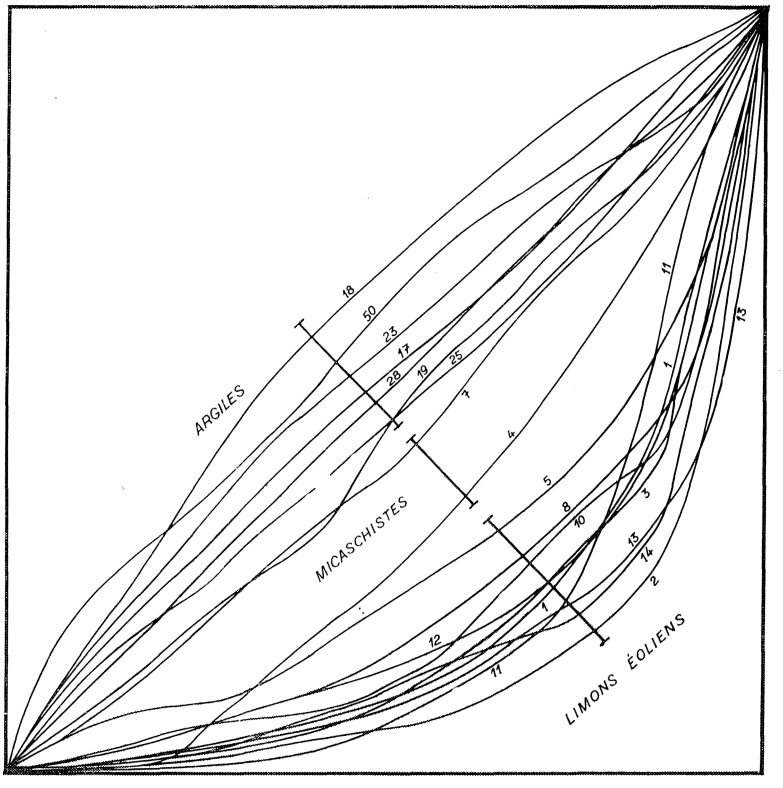


Fig. 49. — Courbes canoniques de la partie fine des limons éoliens ($< 32\ \mu$), de diverses argiles et de micaschistes.

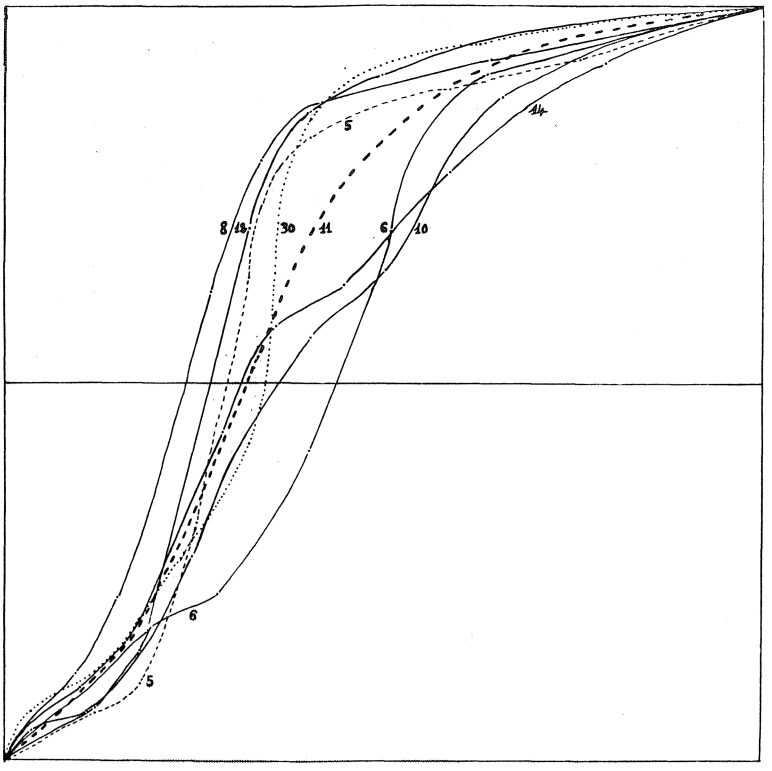


Fig. 50. — Courbes canoniques des limons éoliens. Partie grossière (0,1 à 10 mm).

alors que celle des limons est nettement parabolique. Les micaschistes sont dans une situation intermédiaire, ce qui est normal, puisqu'ils sont moins riches en grains de quartz, mais plus riches en argile que les limons.

L'Indice de faciès (N1g). — *Ce sont les limons les plus grossiers et les plus sableux qui ont la courbe la plus parabolique,* et donc l'indice le plus élevé (n° 13 et 2) ; les plus fins ont des indices plus faibles (n° 5, 8, 11) : leur forme parabolique est moins accusée.

L'Indice de faciès (N2g). — A l'inverse de ce qui se passe pour les courbes du sédiment entier ou de la partie grossière, ces indices sont tous positifs et vont de + 2 à + 5. Ce sont les limons les plus fins qui ont le plus petit indice (n° 1, 5, 8, 10) ; ils sont situés sur les plateaux interfluves; *les indices les plus forts correspondent aux limons les plus grossiers, plaqués contre le talus à regard S-SW* (n° 2, 13, 14). *Une corrélation apparaît nettement entre la finesse du sédiment, sa situation géographique et la valeur absolue de l'indice.*

L'Indice de classement (g) varie de 2,726 à 2,770 et dans des limites plus étendues que pour les argiles et les micaschistes. On peut remarquer que, pour la partie fine des limons, cet indice ne varie pas comme pour la partie grossière.

L'Indice de dispersion (n2 - n1) est positif pour tous les limons, puisque le faciès est parabolique.

INDICES DES COURBES GRANULOMÉTRIQUES CANONIQUES PARTIE FINE : (< 32 μ)

	I. de faciès		I. de classement	I. d'évolution		I, de dispersion
	$N1_g$	$N2_g$	g = log G (M/m)	n1	n2	n2 — n1
ARGILES	+ 0,17 à — 0,58	+ 0,25 à — 0,52	2,726 à 2,756	— 0,383 à — 1,21	— 0,91 à — 1,19	
17 La Levraudière	— 0,1	— 0,03	2,756	— 1,036	— 1,018	+ 0,018
18 Le Veillon (Hettangien)	— 0,58	— 0,52	2,756	— 1,21	— 1,19	+ 0,02
19 La Grenouillère (Hett.)	+ 0,1	+ 0,2	2,727	— 0,97	— 0,93	+ 0,04
23 Longeville (sous blocs)	— 0,25	— 0,3	2,751	— 1,09	— 1,182	— 0,092
25 Métairie (Ch. d'Ol.)	+ 0,17	+ 0,25	2,751	— 0,383	— 0,91	— 0,527
50 La Pironnière	— 0,35	— 0,5	2,726	— 1,12	— 1,182	— 0,062
LIMONS ÉOLIENS	+ 1,77 à + 4,5	+ 2 à + 5	2,726 à 2,770	+ 0,63 à — 0,60	+ 0,81 à — 0,27	
1 L'Olivière (M. Achard)	+ 2,3	+ 2,5	2,770	— 0,17	— 0,098	+ 0,072
2 Beauregard (Bourgenai)	+ 4	+ 4,5	2,770	+ 0,441	+ 0,62	+ 0,179
3 Min de Baslière (Olonne)	+ 2,5	+ 2,8	2,751	— 0,1	+ 0,01	+ 0,090
5 La Guimardière	+ 1,77	+ 2	2,726	— 0,35	— 0,27	+ 0,080
8 Le Pay d'Haude	+ 2,5	+ 2,5	2,751	— 0,095	— 0,095	0
10 La Guimardière	+ 2,8	+ 3	2,751	+ 0,01	+ 0,08	+ 0,07
11 Les Justices	+ 1,97	+ 4	2,770	— 0,29	+ 0,44	+ 0,73
12 Beauregard	+ 2,6	+ 3	2,770	— 0,6	+ 0,08	+ 0,68
13 Le Bois (Olonne)	+ 4,5	+ 5	2,751	+ 0,63	+ 0,81	+ 0,18
14 Château d'Olonne	+ 3	+ 4	2,751	+ 0,09	+ 0,45	+ 0,36
MICASCHISTES	+ 0,34 à + 0,85	+ 0,5 à + 1	2,727 à 2,752	— 0,69 à — 0,88	— 0,64 à — 0,82	
4 La Poitevinière	+ 0,85	+ 1	2,727	— 0,69	— 0,64	(n2 — n1 = 0,05
7 Saint-Denis-la-Chevasse	+ 0,34	+ 0,5	2,752	— 0,88	— 0,82	(n2 — n1 = 0,06

3) *En conclusion,* la mise en forme canonique des courbes granulométriques semi-logarithmiques de la partie fine des limons éoliens a permis de voir que ces dépôts, malgré leur hétérogénéité relative, forment un groupe nettement distinct de celui des argiles hettangiennes ou quaternaires qui servaient de termes de comparaison, distinct aussi de deux des micaschistes de la région; pourtant, une bonne partie des éléments constitutifs du limon est sans doute empruntée aux roches cristallophylliennes.

Comme dans le cas des courbes semi-logarithmiques (fig. 30, p. 249), la forme générale des courbes canoniques du sédiment complet a la forme d'un S : elle correspond à une répartition due au hasard. La partie fine (partie gauche de la courbe) est parabolique; la partie grossière (partie droite) est hyperbolique.

Pour les sédiments *déposés dans l'eau, le faciès parabolique correspond à un dépôt par excès de charge (partie grossière), et le faciès hyperbolique à un dépôt par décantation (partie fine)* (Cf. L.R. Lafond, 1954).

On voit que *pour ces sédiments éoliens, c'est au contraire la partie grossière qui présente un faciès hyperbolique* (fig. 51), correspondant sans doute à un mode de dépôt par saltation, — *alors que la partie fine* (particules de taille $< 32\,\mu$) *a un faciès parabolique.*

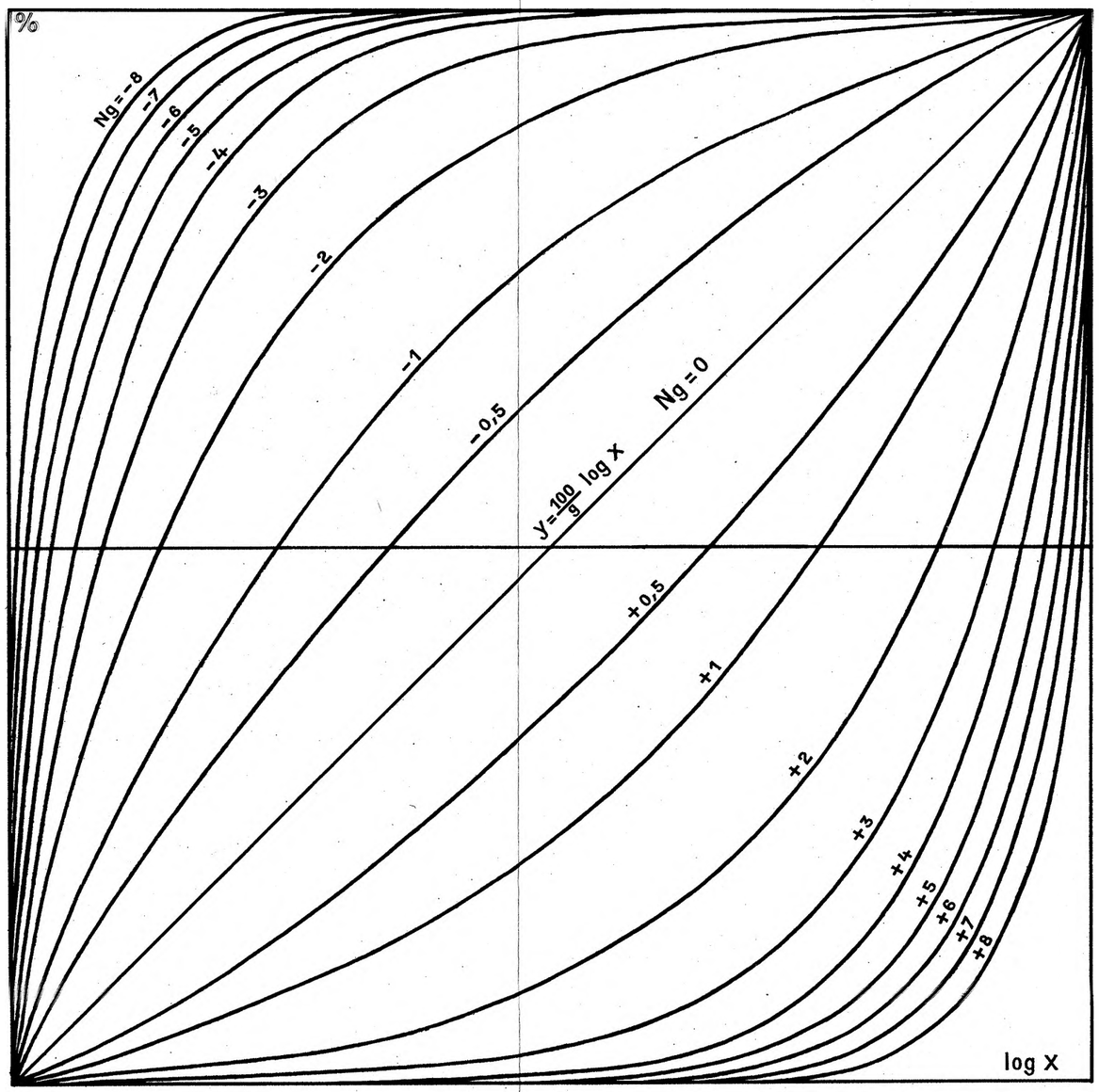
Les indices de faciès et de dispersion semblent être en rapport avec la distance de la côte et la pente de la surface topographique; les limons plaqués contre le talus à regard S-SW, incliné de 2 à 5°, ont des indices plus forts que ceux reposant sur des surfaces horizontales, surtout si elles sont éloignées de la côte.

L'indice de classement g semble traduire, dans certains cas, le résultat d'une évolution pédologique.

Les facteurs de variation dans la composition granulométrique des limons seraient au nombre de trois : leur évolution pédologique, la pente de la surface contre laquelle ils sont plaqués, la distance de la côte. Ce dernier facteur a joué un rôle important pendant la mise en place des limons; en période périglaciaire, au large de la ligne de côte actuelle, existaient de vastes surfaces couvertes de dépôts de plage; ces matériaux meubles furent refoulés sur le continent par les vents violents de cette période. La majeure partie des éléments grossiers est restée plaquée contre le talus à regard S-SW qui s'étend d'Olonne à Grosbreuil. Ainsi s'explique la relation entre la situation topographique des limons éoliens et leur faciès granulométrique.

COURBES CANONIQUES TYPES

(d'après M. le Professeur Rivière, 1954)



BIBLIOGRAPHIE

UNIVERSITÉ DE REIMS
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

LISTE DES ABRÉVIATIONS

A.F.A.S.	Association française pour l'Avancement des Sciences. Paris.
A.G.	Annales de Géographie. Paris.
A.S.G.N.	Annales de la Société géologique du Nord. Lille.
B.A.G.F.	Bulletin de l'Association de Géographes français. Paris.
B.G.P.E.G. ...	Bulletin du groupe poitevin d'Etudes géographiques. Poitiers.
B.G.S.A.	Bulletin of the Geological Society of America. New York.
B.S.C.G.F.	Bulletin du Service de la Carte géologique de France. Paris.
B.S.E.S.	Bulletin de la Société des Etudes scientifiques.
B.S.G.F.	Bulletin de la Société géologique de France. Paris.
B.S.G.M.B. ...	Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne. Rennes.
B.S.H.N.	Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle.
B.S.L.	Bulletin de la Société Linnéenne.
B.S.P.F.	Bulletin de la Société préhistorique de France. Paris.
B.S.P.M.	Bulletin de la Société Polymathique du Morbihan. Vannes.
B.S.R.B.G. ...	Bulletin de la Société Royale Belge de Géographie.
B.S.S.N.O.F. ..	Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France. Nantes.
C.D.U.	Centre de Documentation Universitaire. Paris.
C.G.P.C.	Chronique géographique des Pays Celtes (tiré à part des Annales de Bretagne, Rennes, depuis 1941).
C.O.E.C.	Comité central d'Océanographie et d'Etudes des Côtes. Paris.
C.R.A.S.	Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Paris.
C.R.-C.I.G. ...	Comptes rendus du Congrès international de Géographie.
C.R.-S.G.F. ...	Comptes rendus sommaires des Séances de la Société géologique de France. Paris.
C.R.-S.G.M.B. .	Comptes rendus sommaires des Séances de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne. Rennes.
D.E.S.	Diplôme d'Etudes Supérieures.
E.R.	Etudes rhodaniennes. Lyon.
I.G.	Information géographique. Paris.
J.G.	Journal of Geology. Chicago.
M.S.C.G.F. ...	Mémoires pour servir à l'explication de la Carte géologique de la France. Paris.

M.S.G.F.	Mémoires de la Société géologique de France. Paris.
M.S.G.M.B. ...	Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne. Rennes.
M.S.G.N.	Mémoires de la Société géologique du Nord. Lille.
P.U.	Presses Universitaires de France. Paris.
P.V.	Procès-verbal.
R.G.A.	Revue de l'Institut de Géographie alpine. Grenoble.
R.G.D.	Revue de Géomorphologie dynamique. Paris.
R.G.P.G.D. ...	Revue de Géographie Physique et de Géologie dynamique. Paris.
R.G.P.-S.O. ...	Revue de Géographie des Pyrénées et du Sud-Ouest. Toulouse.
R.S.	Revue scientifique. Paris.
S.L.	Société Linnéenne.
S.Q.	Sédimentation et Quaternaire, Led-Sam, Bordeaux (1949).
U.G.I.	Union Géographique internationale.

ABRARD, R.

— (1925). — Le Lutétien du bassin de Paris. Thèse Sc., Paris.

— (1941). — Les lambeaux éocènes des côtes méridionales de Bretagne. *Bull. Muséum d'Hist. nat.*, (2), XIII, n° 3.

— (1948). — Géologie de la France. Payot, Paris.

ABRARD, R., DOLLFUS R. et SOYER, R. (1950). — Tubes silicifiés présumés de Céphalodiscus, dans le Lutétien lagunaire de la région parisienne. *B.S.G.F.* (5), 20, p. 51-55.

ALEXANDRE, J. (1957). — Les terrasses des bassins supérieurs de l'Ourthe et de la Lesse. Ann. Soc. Géol. Belg., t. 80, p. B. 317-332.

ALIMEN, H.

— (1936). — Etude sur le Stampien du Bassin de Paris. Thèse Sc. *M.S.G.F.*, n° 31.

— (1947). — Le glaciaire des environs de Lourdes. *C.R.A.S.*, 224, p. 1170.

— (1948). — Les formations glaciaires et fluvio-glaciaires de la feuille de Tarbes. *Ibid*, 227, p. 140.

— (1950 a). — Indices de climat périglaciaire dans les dépôts quaternaires du versant nord-pyrénéen. *Ibid.*, 230, p. 310-312.

— (1950 b). — Les formations glaciaires et fluvio-glaciaires de la vallée de l'Ousse (versant nord-pyrénéen). *B.S.G.F.* (5) 20, p. 107-120.

— (1951). — Actions périglaciaires et sols sur le versant nord-pyrénéen en Bigorre. *R.G.P.-S.O.*, p. 124-136, t. XXII.

— (1953). — Pétrographie des nappes alluviales de la Bigorre. Essai de corrélations et de chronologie. *B.S.G.F.* (6), 3, p. 377-391.

— (1954). — Colorimétrie de sédiments quaternaires et paléoclimats. Premiers résultats. *B.S.G.F.* (6), 4, p. 609-619.

ALIMEN, H. et MERCIER, M.

— (1948). — Topographie dunaire au sommet de l'Auversien dans le Tardenois. *C.R.A.S.* 226, p. 2083-2085.

— (1951). — Remaniements éoliens d'âge bartonien dans les sables de la partie orientale du Bassin de Paris. Proceed. 3rd Int. Congr. Sedim. Groningen-Wageningen, p. 25-41.

ARAMBOURG, C. (1952). — Eustatisme et isostasie. *C.R.A.S.*, 234, p. 226-227.

ARCHAMBAULT. (1956). — La Baie de Bourgneuf. *D.E.S.*, Lettres, Paris. (Inédit).

ARSICAULT, G.

— (1952). — Contribution à l'étude des sables infraliasiques des Deux-Sèvres. *D.E.S.*, Sc., Paris. (Inédit).

— (1953). — Observations sur les « sables infraliasiques » des Deux-Sèvres. *B.S.G.F.* (6), 3, p. 35-41.

AUFRÈRE, L.

— (1934). — La dissymétrie du Bassin de Paris et les doctrines morphologiques. Essai de morphologie stratigraphique. *B.A.G.F.*, n° 78, p. 45-46.

— (1937). — Bassin de Paris et Massif Central. L'industrie abbevillienne et les alluvions à Elephas meridionalis de la Porte du Bois. *Epreuves et Synthèses*, n° 2, Hermann, Paris.

AUZEL, M. (1930). — Premiers résultats d'une étude des meulières du Bassin de Paris. *R.G.P.G.D.*, t. III, fasc. 4, p. 303-362.

AUZEL, M. et CAILLEUX, A. (1949). — Silifications nord-sahariennes, *B.S.G.F.* (5), 19, p. 553-559.

BAECKEROOT, G. (1942). — Oesling et Gutland. Morphologie du bassin ardennais et luxembourgeois de la Moselle. Colin, Paris.

BARON.

— (1870). — Note sur l'Infralias de la Vendée. *B.S.G.F.* (2), 27, p. 695-696.

— (1885). — Observations sur le terrain jurassique des environs de Fontenay-le-Comte. *B.S.G.F.* (3), 13, p. 476-484.

BARROIS, Ch.

— (1882). — Sur les plages soulevées de la côte occidentale du Finistère. *A.S.G.N.*, 9, p. 239-268.

— (1896). — Légende de la feuille de Saint-Nazaire. *Ibid.*, 24, p. 137.

— (1897). — Sur la répartition des îles méridionales de la Bretagne et leurs relations avec les failles d'étirement. *Ibid.*, t. 26, p. 2-16.

— (1930). — Les grandes lignes de la Bretagne. *Livre jubilaire de la Société géologique de France*. T. I, p. 83-100.

— (1930). — Le Sillon de Bretagne *A.S.G.N.*, t. 55, p. 147-156.

— (1932). — Feuille de Nantes au 320 000e. *B.S.C.G.F.*, n° 187, p. 37.

BASTIN DE LONGUEVILLE, A. (1941). — Sur la présence d'Elephas antiquus Falconer dans les alluvions quaternaires de Libourne (Gironde). *P.V. — S.L. Bordeaux.*

BASTIN DE LONGUEVILLE, A. et CAILLEUX, A. (1941). — Action du vent et du gel au Quaternaire dans la région bordelaise. *B.S.G.F.* (5), II, p. 259-266.

BATTISTINI, R. (1953). — Le littoral septentrional du Léon : principaux problèmes morphologiques. *B.A.G.F.*, n°s 232-233, p. 58-71.

BAUDOIN, M.

— (1903). — Les Mégalithes submergés des côtes de Vendée. *L'Homme préhistorique*, p. 14-15.

— (1905). — Découverte d'un nouveau gisement de calcaire grossier inférieur dans le Marais de Mont (Vendée) : la Roche-Garembot. *B.S.S.N.O.F.*, Nantes, (2), V, fasc. 4, p. 191-196.

— (1910). — Notes géologiques sur le Rivage Vendéen, du Hâvre de la Gâchère à la Vie. *B.S.S.N.O.F.*, (2), X, fasc. 2, p. 69-92.

— (1912). — Données stratigraphiques fournies par les dunes sur les côtes de Vendée. *B.S.S.N.O.F.*, (3), t. 2, p. 55-90.

— (1913). — Le Paléolithique inférieur et moyen de la Vendée. *8e Congrès préhist. de France*, Paris.

— (1920). — Découverte d'un nouveau gisement fossilifère, dans le calcaire marneux du bassin crétacé de Commequiers (Vendée), au niveau de la gare. *B.S.S.N.O.F.* (3), VI, p. 1-16.

— (1923 a). — Les galets de mer submergés et les galets de tuffeau du rivage poitevin. *B.S.G.M.B.*, IV, 4, p. 329-336.

— (1923 b). — Le gisement de tourbe de La Parée à Brétignolles (Vendée), *Ibid.*, IV, 4, p. 349-360.

— (1924). — Découverte de coquilles marines dans différents points du Marais de Mont (ancien golfe marin du pays de Mont (Vendée) pendant l'été 1921. *B.S.S.N.O.F.* (4), IV, 1924, p. 73-81.

— (1927). — Note complémentaire sur le bassin crétacé de Commequiers. *Ibid.*, (4), VII, p. 41-47.

— (1935). — Le forage d'un puits dans le Marais de Monts. Le puits des Alliers, à St-Jean-de-Monts. *A.F.A.S.*, Nantes, p. 289-290.

BAUDRY, A.

— (1863). — *Annuaire de la Société d'émulation de la Vendée*, p. 69.

— (1864). — *Congrès archéol. Fr.*, 31e sess., Fontenay (Vendée), p. 31-35.

BAULIG, H.

— (1922). — Questions de morphologie vosgienne et rhénane. *A.G.*, t. XXXI, p. 132-154.

— (1925). — La notion de profil d'équilibre, histoire et critique. *C.R.-C.I.G.*, le Caire, t. III, p. 51-63.

— (1926). — Sur une méthode altimétrique d'analyse morphologique appliquée à la Bretagne péninsulaire. *B.A.G.F.*, n° 10, p. 7-9.

— (1928 a). — Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne. Etude morphologique. Thèse Lettres, Colin, Paris.

— (1928 b). — Méthodes d'analyse morphologique. *A.G.*, p. 297.

— (1928 c). — Les hauts niveaux d'érosion eustatique dans le Bassin de Paris. *A.G.*, t. XXXVII, p. 289-305 et 385-406.

— (1931). — Présentation de deux cartes morphologiques du Plateau Central de la France. *C.R.-C.I.G.*, Paris, t. II, p. 424-434.

— (1934 a). — Présentation d'une carte générale des anciennes surfaces d'aplanissement dans le Plateau Central de la France. *C.R.-C.I.G.*, Varsovie, II, t. 2, p. 446-450.

— (1934 b). — Morphologie et stratigraphie. *B.A.G.F.*, n° 82, p. 102-111.

— (1935). — The changing Sea Level. Four Lectures given at the University of London in November 1933. Philip, London.

— (1938). — Présentation d'une carte générale des anciennes surfaces d'aplanissement dans le Plateau Central de la France. *C.R.-C.I.G.*, Amsterdam, p. 9-12.

— (1948 a). — Sixième rapport de la Commiss. pour l'étude des terrasses pliocènes et pléistocènes. *C.R.-C.G.I.* Lisbonne.

— (1948 b). — Dénudation quaternaire et dénudation pliocène. *A.G.*, t. LVIII, n° 310, p. 145-146.

— (1948 c). — Le problème des méandres. *Bull. Soc. belge d'Et. géogr.* t. XVII, p. 103-143.

— (1950). — Essais de géomorphologie. *Public. Fac. Lettres de l'Univ.* Strasbourg, fasc. 114.

— (1951). — Géomorphologie davisienne. *I.G.* XV, p. 96.

— (1952 a). — Cycle et climat en géomorphologie. *Lab. Géogr. Rennes*, vol. jubilaire.

— (1952 b). — Essai d'une théorie des terrasses fluviales. *Bull. Soc. belge d'Et. géogr. Louvain*, t. XXI, n° I, p. 69-96.

— (1952 c). — Surfaces d'aplanissement. *A.G.*, LXI, n° 325, p. 161-183 et n° 326, p. 245-262.

— (1955). — Vocabulaire de la géomorphologie. *I.G.*, XVIII, p. 77.

— (1956). — Vocabulaire franco-anglo-allemand de Géomorphologie. *Les Belles Lettres*, Paris.

— (1956). — Pénéplaines et pédiplaines. *Bull. Soc. belge d'Et. géogr.*, XXV, p. 25-58.

— (1957). — Les méthodes de la géomorphologie, d'après M.P. Birot. *A.G.*, LXVI, p. 109.

Baulig, H. et Macar, P. (1952). — Vocabulaire franco-anglo-allemand des termes relatifs aux terrasses et surfaces d'aplanissement. *C.R.-C.I.G.*, Liège.

Beaufort, L. Bruneau, J. Grepin, A. et Jullian, Y. (1954). — Ampleur de l'érosion pliocène en Camargue. *B.S.G.F.* (6), t. 4, fasc. 1-3, p. 175-184.

Beaujeu, J.

— (1945). — La surface post-hercynienne au NE du Morvan. *B.A.G.F.*, n° 167-168, p. 4-9.

— (1949). — Les surfaces d'érosion du Morvan et de ses abords. *C.R.-C.I.G.*, Lisbonne.

— (1951). — Le Morvan et sa bordure. Etude morphologique. Thèse Lettres, *P.U.*, Paris.

— (1952 a). — A propos du modelé périglaciaire du Limousin. *B.A.G.F.*, p. 128-133.

— (1952 b). — Quelques données nouvelles à propos des massifs anciens. *R.G.D.*, III, p. 57-77.

— (1953). — Le relief de la France. *C.D.U.*, Paris.

— (1954). — Essai de morphologie limousine. *R.G.A.*, XLII, p. 269-302.

Berthois, L.

— (1935). — Recherches sur les minéraux lourds des granites de la partie orientale du Massif Armoricain. *M.S.G.M.B.*

— (1946). — Les sables redoniens d'Apigné (I.-et-V.) et les sables fluviatiles qui les surmontent. *B.S.G.F.*, (5), 16, p. 133-146.

— (1949 a). — L'érosion marine et la formation des galets. *C.R.A.S.*, 229, p. 841-843.

— (1949 b). — Remarques sur la statistique granulométrique dans l'étude des sables. Circul. du *C.R.E.O.*, n° 3, p. 1-26.

— (1955). — Contribution à l'étude de la sédimentation et de la géologie sous-marine dans le golfe de Gascogne. *Rev. Trav. Inst. Pêches maritimes*, 19 (4), p. 501-579.

— (1956). — Technique de l'analyse granulométrique. *Notes, Mémoires et Documents. Labor. de Géomorphologie de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes.* Paris, 61, rue Buffon et *C.D.U.*, Paris.

— (1957). — Recherches sur les sédiments de la mer du Nord et de la mer d'Irlande. *Rev. Trav. Inst. Pêches marit.*, 21 (4), p. 485-554.

Berthois, L. et Milon, Y. (1932). — Note préliminaire sur l'origine des limons quaternaires du Finistère. *C.R.-S.G.F.*, p. 55.

Bertrand-Geslin, Ch. (1833). — Notice géognostique sur l'île de Noirmoutier, département de la Vendée. *M.S.G.F.*, t. I, 2e part., p. 317-330.

Bietlot (1940-41). — Méthodes d'analyses granulométriques. Application à quelques sables éocènes belges. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 64, fasc. 2.

BIGOT, A.

— (1903 a). — Sur l'âge des grès à Sabalites de Saint-Saturnin (Maine-et-Loire). *A.F.A.S.* Angers, p. 624-625.

— (1903 b). — Notes pour servir à l'histoire physique de la Vallée de l'Orne. Les anciennes terrasses de Feuguerolles. *Bull. Amis. Sc. Nat. Rouen*, p. 157-173.

— (1926). — Plate-forme littorale avec marmite du Bathonien de Chailloué (Orne). *C.R.A.S.*, 183, p. 440.

— (1928 a). — Sess. extraordinaire de la Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne en Basse-Normandie. *B.S.G.M.B.*, 7, fasc. spécial.

— (1928 b). — Analyse de travaux récents sur le quaternaire du littoral du Nord-Ouest de la France. *B.S.L. Normandie* (8), I, p. 87-93.

— (1935). — Pléistocène des Iles Anglo-Normandes. *C.R.-S.G.F.*, p. 95-96.

— (1936 a). — Notes de géologie normande. *B.S.L. Normandie* (8), IX, p. 9-32, Bibl.

— (1936 b). — Plages suspendues et terrasses littorales des Iles Anglo-Normandes. *M.S.G.M.B.* 3, p. 67-78.

— (1936 c). — Bibliographie analytique des travaux sur les plages suspendues et les dépôts de solifluxion dans le massif Armoricain et les Iles Anglo-Normandes. *R.G.P.G.D.*, IX, 2, p. 195-208.

— (1942 a). — Les récifs bathoniens de Normandie. *B.S.G.F.* (5), 4, p. 697-736.

— (1942 b). — La Basse-Normandie. Esquisse géologique et morphologique. Caen, Le Tendre.

— (1949). — Observations relatives au Quaternaire de Basse-Normandie. *B.S.L.N.* (9), 6, p. 27-29.

BILLY, G. (1954). — Etude des courbes normales de dispersion. Eléments de statistique à l'usage des naturalistes. *C.D.U.*, Paris.

BIROT, P.

— (1930). — La bordure du massif armoricain en Normandie, entre l'Orne et la Vire. *A.G.*, t. XXXIX, p. 133-146.

— (1937). — Recherches sur la Morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles. Thèse Lettres, Baillière, Paris.

— (1938). — Réflexions sur le problème des Piedmonttreppen. *C.R.-C.I.G.* Amsterdam.

— (1949). — Essai sur quelques problèmes de morphologie générale. *Instituto para a alta cultura. Centro de Estudos Géographicos.* Lisbonne.

— (1950). — Notes sur le problème de la désintégration des roches cristallines. *R.G.D.*, p. 271-276.

— (1951). — Sur la désintégration granulaire des roches cristallines. *C.R.A.S.*, p. 1305 et 1307.

— (1955). — Les méthodes de la morphologie. *P.U.*, Paris.

— (1956). — Sur la distinction des plates-formes d'érosion marine et d'érosion continentale (Côtes NE de l'Atlantique). *C.R.-C.I.G.* Rio-de-Janeiro.

BLACHE, J. (1928). — Volume montagneux et érosion fluviale. *R.G.A.*, XVI, p. 457-497.

BLANCHARD, J (et BREUIL, A.) (1942). — L'hypothèse du déplacement des pôles et la chronologie du quaternaire. Deyrolle, Paris.

BLANCHARD, R. (1919). — Altitude moyenne des régions naturelles des Alpes Françaises. *R.G.A.*, VII p. 245-308; et *Bull. Soc. scientifique du Dauphiné*, L, 1929-30, p. 407-408.

BOCQUIER, E.

— (1914). — Les stations de silex taillés de la côte de Vendée. *Ann. de la Soc. Emul. Vendée*, p. 3-43.

— (1933). — La station préhistorique du Bois de la Chaise, à Noirmoutier (Vendée). Potier, La Roche-sur-Yon.

— (1935 a). — Observations sur quelques témoins d'anciens rivages dans le Talmondais. *Ann. Soc. d'émul. de la Vendée*. La Roche-sur-Yon.

— (1955 b). — Sur l'existence d'un groupe de marmites de géants fossiles d'époque monastirienne sur la côte de Talmondais (Vendée). *C.R.A.S.*, 201, p. 84-85.

— s.d. — Manuscrits inédits. Archives départementales. La Roche-sur-Yon.

BOISSELLIER.

— (1887). — Sur les plissements du sol dans le massif vendéen, le détroit du Poitou et le bassin de la Charente. *A.F.A.S.*, Toulouse, p. 524-527.

— (1892). — Notice de la feuille de Fontenay-le-Comte (1re éd.).

BOMER, B.

— (1951). — La morphologie du Berry septentrional. *B.A.G.F.*, P. 20-26.

— (1952). — Principaux traits du relief du Berry. *I.G.*, p. 104-107.

— (1954). — Le Bassin parisien méridional, d'après le quart SO de la carte morphologique au 1/400.000e. *B.A.G.F.*, nos 243-244, p. 114.

BONNET, E. (1905 a). — Contribution à l'étude de la flore fossile des grès éocènes de Noirmoutier. *Bull. Muséum Hist. Nat.*, p. 59-60.

BORDES, F.

— (1952 a). — Stratigraphie du loess et évolution des industries paléolithiques dans l'ouest du Bassin de Paris. *L'Anthropologie*, t. 56, n° 1-2, p. 405-452.

— (1952 b). — Recherches sur les limons quaternaires du Bassin de la Seine. Thèse Sc., Paris.

BORDET, P. (1951). — Etude géologique et pétrographique de l'Estérel. Thèse Sc., Paris. *M.S.C.G.F.*

BOUHIER, A.

— (1954). — La façade maritime du sud-vendéen. Thèse Univ., Fac. Lettres, Poitiers (Inédit).

— (1957). — Aspects morphologiques de la partie occidentale du Marais Poitevin. *Norois*, n° 16, p. 175-207.

BOULE, M. (1894). — Le plateau de Lannemezan et les alluvions anciennes des hautes vallées de la Garonne et de la Neste. *B.S.C.G.F.*, (3), 6, p. 447-469 et *B.S.C.G.F.*, VI, n° 43 (1895).

BOURCART, J.

— (1938). — La marge continentale. Essai sur les régressions et transgressions marines. *B.S.G.F.* (5), 7, p. 393-474.

— (1941). — Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles. *Ibid.* (5), II, p. 107.

— (1945). — Comparaison du relief antécrétacé de la Bretagne et de celui de la Meseta marocaine. *C.R.A.S.*, 221, p. 118-119.

— (1946). — Recherches sur quelques calcaires lacustres du bassin de la Loire. *B.S.G.F.*, I, p. 331-346.

— (1947 a). — Considérations théoriques sur l'origine des terrasses fluviatiles. *Ibid.*, (5), 17, p. 395-402.

— (1947 b). — Géographie du fond des mers. Payot, Paris.

— (1949 a). — La théorie de la flexure continentale. *C.R.-C.I.G.* Lisbonne, 2, p. 167-190.

— (1949 b). — La notion de terrasse. *C.R.-C.I.G.*, Lisbonne, t. II, p. 457-460.

— (1950). — Glanes morphologiques. *R.G.D.*, I, 6, p. 277-285.

— (1951). — A propos du niveau de base. *Ibid.*, II, I, p. 36-38.

— (1952 a). — Océanographie. *C.D.U.*, Paris.

— (1952 b). — Les frontières de l'Océan. Albin-Michel, Paris.

— (1953 a). — Le Littoral de la Tranche (Vendée) à L'Ile Madame (Charente-Maritime). *B.S.G.F.* (6), 3, p. 393-397.

— (1953 b). — Note sur l'érosion marine de la côte, entre la Tranche (Vendée) et l'Ile Madame. Bull., *C.O.E.C.*, t. V, n° 9, p. 397.

Bourcart, J., Fischer, Ph. et Marie, P. (1942). — Sur un grès quaternaire à faune chaude recueilli sur la plage de La Baule. *C.R.-S.G.F.*, p. 10-12.

Bourdeau, J.-M.

— (1936). — La structure et l'économie du Marais Nantais. *B.A.G.F.*, n° 97, p. 75-82.

— (1938). — Recherches sur l'Eocène continental du Massif vendéen. *B.S.S. N.O.F.*, (5), VIII, p. 87-101.

— (1939). — Quelques gisements de grès éocènes sur le massif vendéen. *C.R.-S.G.F.*, p. 83-85.

— (1940). — Le gisement de grès éocènes de la Pérenche (Loire-Inférieure). *Ibid.*, p. 16-17.

— (1941 a). — Sur l'âge du calcaire lacustre de la Mothe Saint-Héraye (Deux-Sèvres). *Ibid.*, p. 80-82.

— (1941 b). — La morphologie de la bordure atlantique du massif vendéen. *A.G.*, L, n° 282, p. 81-93.

— (1942). — Sur trois gisements d'Eocène continental au S de la Basse-Loire. *C.R.-S.G.F.*, p. 67-69.

Bourdeau, J.-M. et Guilcher, A.

— (1938). — Les dépôts éocènes et leur signification morphologique en Bretagne méridionale et dans le Massif vendéen. Note préliminaire. *B.A.G.F.*, n° 117, p. 136-139.

— (1941). — Observations sur l'Eocène continental de la banlieue nantaise. *C.R.-S.G.F.*, p. 68-70.

Bourdier, F.

— (1938). — Essai de synthèse sur le quaternaire du Sud-Ouest de la France. *Bull. Et. loc. de la Charente*. Angoulême, n° 182-184, p. 121-125.

— (1939). — Les moraines du Wurm, du Riss et du Mindel en Bas-Dauphiné, leurs caractères distinctifs et leurs corrélations probables avec certains dépôts à industries humaines. *C.R.A.S.*, 208, p. 530-532.

— (1940). — Sur le Quaternaire de la Durance alpestre (en amont de Sisteron). *Ibid.*, 210, p. 252-254.

— (1942). — Essai de chronologie du quaternaire ancien. *C.R.A.S.*, 215, p. 422 et 472.

— (1943). — Les glaciations alpines et la chronologie préhistorique. *B.S.P.F.*, t. 40, n° 10-12, p. 259-276.

— (1945). — Passage nouvellement visible entre les mortiers de solifluxion et les graviers fluviatiles dans la basse vallée du Né (Charente). *Ibid.*, t. 40, p. 64.

— (1946). — Les caractères distinctifs de chaque glaciation alpine, d'après les couvertures de lœss et les sols d'altération. *Sess. extr. Soc. belges Géol.*, p. 332, Bruxelles-Gand.

— (1947). — Corrélations, par la pédologie, entre les glaciations alpines et quelques faunes et industries préhistoriques du quaternaire européen. *C.R.A.S.*, 224, p. 2025-2027.

— (1949). — Mainxe et vallée du Né. *S.Q.*, p. 301-304.

— (1950). — Esquisse stratigraphique des dépôts à industrie paléolithique des environs d'Amiens et de Chelles. *Congrès préhis. Fr.*, XIII[e] sess., Paris, p. 169-182.

— (1953). — Pliocène et quaternaire dans le bassin du Rhône. Résumé de leurs subdivisions. *Géologica bavarica*, n° 19, Munchen, p. 114-132.

— (1954 a). — Quelques vues récentes sur le Quaternaire et la Préhistoire, prises au 4[e] Congrès de l'Inqua. *B.S.P.F.*, t. 51, n° 3-4.

— (1954 b). — Remarques sur les faunes froides du quaternaire français antérieures au Wurm. *C.R.-S.G.F.*, p. 76-80.

— (1958). — Le Bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et Préhistoire. Thèse Sc. Paris.

Bourdier, F. et Gauthier, H. (1953). — La très basse terrasse de Villefranche-sur-Saône : faune, industrie et position géologique. *Ann. Univ. Lyon*, section C, fasc. VII, p. 31-50.

Boursault. (1889). — Les falaises des Sables-d'Olonne. *Le Naturaliste*, p. 125-127.

Brajnikov, B. (1938). — Recherches sur les formations dites « argiles à silex » dans le Bassin de Paris. Thèse Sc., Paris.

— (1941). — Contribution à l'étude des limons. *B.S.G.F.* (5), 2, p. 323-338.

Breuil, H. (1934). — De l'importance de la solifluxion dans l'étude des temps quaternaires de la France et des pays voisins. *R.G.P.G.D.*, t. VII, 4, p. 269-333.

— (1936). — Somme et Charente. *Bull. et Mém. Soc. Arch. et Hist. de la Charente.*

— (1937). — Les subdivisions du Paléolithique supérieur et leur signification. Grévin, Lagny.

— (1947 a). — La structure du quaternaire de la terrasse du Moulin-Quignon. *C.R.A.S.*, 224, p. 747-749.

— (1947 b). — La stratigraphie du quaternaire de la terrasse du Moulin-Quignon. *Ibid.*, p. 942-944.

Breuil, H. Auferère, L. et Bowler-Kelley, A. (1939). — Les alluvions à El. meridionalis de la carrière Carpentier près d'Abbeville. *Ibid.*, 208, p. 1037-1039.

Breuil, H. et Lantier. (1951). — Les hommes de la pierre ancienne. Payot, Paris.

Briquet, A. (1905). — Extension de la plage soulevée de Sangatte. *A.S.G.N.*, 39.

— (1908). — La pénéplaine du Nord de la France. *A.G.*, p. 205-222.

— (1911). — Sur la morphologie de la partie médiane et orientale du Massif Central. *Ibid.*, XX, p. 30-43 et 122-142.

— (1921). — Les dépôts quaternaires du nord de la France, conditions de gisement. *C.R.-S.G.F.*, p. 161-162. Industrie et faune. *Ibid.*, p. 172-174.

— (1930). — Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. Thèse Lettres, A. Colin, Paris.

— (1931). — Résultats d'une enquête sur les terrasses fluviales et littorales de la région de la Somme. *C.R.-C.I.G.*, Paris, t. II, sect. II, p. 77-81.

— (1934). — Sur la généralité des déplacements récents du niveau de la mer dans le N.O. de l'Europe. *C.R.-C.I.G.*, Varsovie, t. 2, p. 154-160.

— (1936). — Chronologie du quaternaire de l'Europe occidentale. *B.S.G.F.*, (5), 6, p. 403-417.

— (1938). — La recherche des niveaux constants (lignes de rivage et terrasses fluviales) en France de 1934 à 1937. *C.R.-C.I.G.*, Amsterdam. Cinquième rapp. de la Commission pour l'étude des terrasses pliocènes et pléistocènes, p. 17-24.

— (1940). — Chronologie du quaternaire de l'Europe occidentale. *C.R.-S.G.F.*, p. 89-90.

Brossard, B. (1941). — Bibliographie géologique, minéralogique et paléontologique du Nord-Ouest de la France (Bretagne, Normandie, Maine, Anjou et Vendée), Années 1908-1938. *Labo. de Géol. Fac. Sc. Caen.* Le Tendre, Caen.

Bruet, E. (1928). — Sur les conditions de formation et de conservation du Pliocène supérieur de la vallée de l'Aujon. *C.R.A.S.*, 186, p. 510-512.

Bryan, K. (1946). — Cryopedology. The study of frozen ground and intensive frost action with suggestions on nomenclature. *Amer. Journ. Sc.*, vol. 244, p. 622-642.

Buge, E.

— (1948). — Les Bryozoaires du Savignéen (Helvétien) de Touraine. Essai de paléo-géographie du Néogène de l'O. de la France, *Mém. Mus. Hist. Nat.*, n.s., 27, n° 3, p. 63-94.

— (1957). — Les Bryozoaires du Néogène de l'Ouest de la France et leur signification stratigraphique et paléo-biologique. Thèse Sc., Paris. *Ibid.*, Séric C, t. 6.

— (1958). — Stratigraphie des dépôts miocènes et pliocènes de l'O de la France. *Congrès Soc. Sav.* Aix-Marseille.

Buge, E., Freneix, S. et Ters, M. (1958). — L'Helvétien de la région littorale vendéenne. Situation et paléontologie des gisements. Etude sédimentologique et paléontologique. *Ibid.*, Sect. Sc., p. 77-88.

Bureau, E.

— (1891). — Sur l'existence dans la Loire-Inférieure du grès à Sabalites Andegavensis. *C.R.-S.G.F.* (3), 19, p. LXXVII.

— (1913). — Flores fossiles du Bassin de la Basse-Loire, fasc. II. *Etudes des gîtes Minéraux de la France.* Imprim. Nationale.

Bureau, L.

— (1900). — Notice sur la Géologie de la Loire-Inférieure, in : Nantes et la Loire-Inférieure, t. III, p. 422. Grimaud, Nantes.

— (1912). — Feuille de Nantes au 80 000e. *B.S.C.G.F.*, t. 22 et *B.S.S.N.O.F.*, (III), 3, p. 139-142 (1913).

BUTEL, P.

— (1935). — Note préliminaire sur les zones paléontologiques du littoral de la Vendée. *C.R.-S.G.F.*, p. 230-232.

— (1951). — Révision de la feuille des Sables-d'Olonne au 80 000e. Le Lias et le Jurassique sur le littoral. *B.S.C.G.F.*, n° 232, t. 49, p. 97-107.

— (1953). — Les formations d'âge secondaire du Sud de la Vendée entre le massif ancien et l'Océan (feuille des Sables-d'Olonne au 80 000e). *Ibid.*, n° 239, t. 51.

— (1954). — Rectification relative à l'âge de la faunule recueillie au tertre de Fontaine (Vendée). *C.R.-S.G.F.*, p. 393-394.

CACARIÉ. (1842-1843). — Description géologique du département des Deux-Sèvres. *Mémoires de la Société de Statistique du département des Deux-Sèvres*, t. VII, p. 197-282.

CAILLÈRE, S. (1948). — L'application de l'analyse thermique différentielle à l'étude des argiles. *Trans. Int. Cer. Congr. Maastricht.*

CAILLÈRE, S. et HÉNIN, S. (1947). — Application de l'analyse thermique différentielle à l'étude des argiles des sols. *Ann. Agron.* XIII, p. 23-73.

CAILLÈRE, S. et MALYCHEFF, V. (1957). — Etude de la fraction argileuse des lœss du Bassin de Paris. *C.R.A.S.*, 245, p. 1446-8.

CAILLEUX, A.

— (1939 a). — Action du vent sur les formations volcaniques en Islande. *Bull. Volc.*, II, 5, p. 19-64.

— (1939 b). — Actions éoliennes quaternaires en France et notamment dans le Massif armoricain. *B.S.G.M.B.*, n.s., p. 42-48.

— (1942). — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Thèse Sc., *M.S.G.F.*, n.s., t. XXI, n° 46.

— (1943). — Distinction des sables marins et fluviatiles. *B.S.G.F.*, (5), 13, p. 125-138.

— (1945). — Distinction des galets marins et fluviatiles. *Ibid.*, (5), 15, p. 375-404.

— (1945-6). — Les formations superficielles de la feuille de Saintes. *B.S.C.G.F.*, t. XLVI, n° 221, p. 131-137.

— (1946-1947). — Granulométrie des formations à galets. *Sess. Ext. Soc. belges Géol.*, Bruxelles et Gand, p. 91-114.

— (1947). — L'indice d'émoussé. Définition et première application. *C.R.-S.G.F.*, p. 250-252.

— (1948 a). — Le ruissellement en pays tempéré non montagneux. *A.G.*, p. 21-39.

— (1948 b). — Carte des actions périglaciaires quaternaires en France. *B.S.C.G.F.*, XLVII, n° 225.

— (1950). — Ecoulements liquides en nappe et aplanissements. *R.G.D.*, p. 243-271.

— (1951). — Interprétation climatique des éolisations pliocènes et quaternaires en France. *C.R.-S.G.F.*, p. 44-46.

— (1952 a). — Récentes variations du niveau des mers et des terres. *C.R.-S.G.F.*, p. 110.

— (1952 b). — La Géologie. Paris, *P.U.* (Que sais-je ?).

— (1953). — Les lœss et limons éoliens de France. *B.S.C.G.F.*, t. LI, n° 240, p. 6.

— (1954 a). — Ampleur des régressions glacio-eustatiques. *B.S.G.F.*, (6), 4, p. 243-253.

— (1954 b). — Limites dimensionnelles et noms des fractions granulométriques. *Ibid.*, p. 643-646.

CAILLEUX, A. et BOUT, P. (1950). — Actions éoliennes au Villafranchien et au Pléistocène ancien en Velay. *C.R.-S.G.F.*, p. 268-269.

CAILLEUX, A. et TAYLOR, G. (1954). — Cryopédologie. Etude de sols gelés. Exp. polaires françaises. Hermann, Paris.

CAILLEUX, A. et TRICART, J.

— (1949). — La surface infra-tertiaire dans le Bassin de Paris. *C.R.-C.I.G.*, Lisbonne, t. II, p. 651-658.

— (1950). — Un type de solifluction, les coulées boueuses. *R.G.D.*, p. 4-47.

CARPENTIER, A.

— (1940). — La flore des grès de l'Hermenault (Vendée). *C.R.-S.G.F.*, p. 66.

— (1941). — Sur les végétaux infraliasiques des environs de Niort. *C.R.A.S.*, t. 212, p. 171 et *C.R.-S.G.F.*, p. 27.

— (1942). — Sur la présence du genre Nilssonia Brongn. dans les formations infraliasiques de la Vendée et des Deux-Sèvres. *C.R.-S.G.F.*, p. 124

— (1947-8). — Les flores infraliasiques des Deux-Sèvres et de la Vendée. *Ann. Paléont.* 1947, p. 181-190. 1948, p. 1-23.

CAVOLEAU (1844). — Statistique ou description générale du département de la Vendée, annotée et considérablement augmentée par A.D. de la Fontenelle de Vaudoré. Robuchon, Fontenay-le-Comte.

CAYEUX, L.

— (1906). — Structure et origine des grès du tertiaire parisien. Etude des gites minéraux de France. Paris.

— (1929). — Les Roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. *M.S.C.G.F.*

CHABOT, G. (1927). — Les Plateaux du Jura central. Etude morphologique. Les Belles Lettres. Paris.

CHAPUT, E.

— (1913). — Essai de synchronisation des alluvions anciennes de la Loire et de ses affluents. *C.R.A.S.*, 156, p. 358-360.

— (1917). — Recherches sur les terrasses alluviales de la Loire et de ses principaux affluents. Thèse Sc. Baillière. Paris.

— (1919). — Les variations du niveau de la Loire et de ses affluents pendant les dernières périodes géologiques. *A.G.*, t. XXVIII, p. 81-98.

— (1922-1923). — Recherches sur les terrasses alluviales de la Seine entre la Manche et Montereau. *B.S.C.-G.F.*, t. XXVII, n° 153, p. 281-420.

— (1925). — L'industrie humaine des alluvions dans les vallées inférieures de la Vienne et de la Creuse. *C.R.-S.G.F.*, p. 200-202.

— (1928 a). — Littoral et fleuves des régions atlantiques françaises. Les terrasses des régions atlantiques françaises. *C.R.-C.I.G.* Cambridge.

— (1928 b). — Les terrasses marines des régions atlantiques françaises. *Ibid.*, Premier Rapport de la Commission des terrasses pliocènes et pléistocènes, p. 69-82.

— (1928 c). — Le rôle des surfaces polygéniques dans le modelé. *U.G.I. Deux. Rapport de la Comm. Terr. pliocènes et pléistocènes, Cambridge.*

— (1931). — Cartes des terrasses fluviales en France. *C.R.-C.I.G.* Paris, t. II, sect. III, question 5.

CHARIER-FILLON, A. (1898). — Notes sur quelques fouilles (Ile de Noirmoutier). Niort.

CHARLES, G. (1949). — Sur le phénomène de rubéfaction et ses conditions climatiques. *C.R.A.S.*, p. 589-591.

CHARTRON, M. (1912). — Le Marais méridional de la Vendée. *B.S.S.N.O.F.* (3), II, p. 126-132.

CHARTRON et COSSMANN, M. (1904). — Note sur l'Infralias de la Vendée. I. — Gastropodes. *B.S.G.F.*, (4), 2, p. 163-203, pl. III et IV. II. — Pélécypodes, *Ibid.*, 3, p. 497-545, pl. XVI, XVII, XVIII.

CHARTRON et WELSCH, J. (1896). — Sur la succession des faunes du Lias supérieur et du Bajocien dans les environs de Luçon (Vendée). *C.R.A.S.*, 123, p. 132-134.

CHAUVEL, J. (1951). — Microfossiles du Pliocène de St-Jean la Poterie (Morbihan). *Congrès Soc. Sav.* Rennes, p. 159-162.

CHAVAN, A. (1950). — Tableau de corrélation des formations pliocènes et quaternaires ouest méditerranéennes, européennes, atlantiques et nordiques. *B.S.G.F.* (5), 20, p. 421-431.

CHEVALIER, J.P. (1958). — Aperçu sur les formations coralliennes du Miocène français. *Congrès Soc. Sav.*, Aix-Marseille.

CHEVALIER, M. (1909). — Note sur les oscillations des rivages de la Loire-Inférieure. *B.S.G.F.* (4), 9, p. 326-333.

CHRÉTIEN, R. (1954). — Les ballastières de Cergy (Oise). D.E.S., Sc. Paris, (Inédit) et (1957). — Etude complémentaire du gisement quaternaire de Cergy (Seine-et-Oise). *B.S.G.F.*, (6), VII, p. 369-383.

CHOLLEY, A.

— (1934). — Carte des surfaces d'aplanissement du Charolais et du Mâconnais. *C.R.-C.I.G.*, Varsovie, t. II, p. 464, pl. h. t.

— (1938 a). — Surfaces meuliérisées dans la région parisienne. *B.A.G.F.*, n° 115, p. 88-98.

— (1938 b). — Surfaces meuliérisées dans la région parisienne. *C.R.C.I.G.*, Amsterdam, p. 66-82.

— (1939). — Le plateau du Thimerais, dépôts et évolution morphologique. *C.R.A.S.*, 209, p. 801-803.

— (1940). — Le plateau du Thimerais. Etude morphologique. *B.A.G.F.*, n°s 126-127, p. 19-23.

— (1942). — Problèmes du Bassin Parisien. *I.G.*, VI, 2, p. 13-32.

— (1943). — Recherches sur les surfaces d'érosion et la morphologie de la région parisienne. *A.G.*, LII, n° 289-290-291, p. 1-19, 81-97, 161-189.

— (1950). — Morphologie structurale et morphologie climatique. *Ibid.*, p. 321-350.

— (1953). — Quelques aperçus nouveaux sur la morphologie du Bassin de Paris. *Ibid.*, LXII, p. 4-17, 92-107.

— (1957). — Recherches morphologiques. Colin, Paris.

CHOUBERT, G.

— (1946 a). — Essai d'interprétation de la courbe des terrasses marines quaternaires. *C.R.A.S.*, 223, p. 511-513.

— (1946 b). — Sur l'influence des pluviaux sur le creusement et le comblement fluviatiles pendant le quaternaire. *Ibid.*, 223, p. 810-812.

— (1953). — Sur les rapports entre les formations marines et continentales quaternaires. *Ibid.*, 237, p. 826-828.

CHOUX, J.

— (1956 a). — Tertiaire et Quaternaire de la Haute Rance. Etude sédimentologique. *B.S.G.M.D.*, n.s., fasc. I, p. 1-50.

(1956 b). — Note complémentaire à l'étude des « sables rouges » de la Haute-Rance (environs de Quédillac). *Ibid.*, fasc. 2, p. 107-119.

CLOZIER, R.

— (1932). — Sidérolithique et latérite. *A.G.*, t. XLI, p. 659-660.

— (1936). — Les terrasses fluviales. *I.G.*, p. 13-16. Points de vue nouveaux sur les terrasses fluviales. *A.G.*, t. XLV, n° 256, p. 414-418.

COIN, L. (1942). — Sur les calcaires silicifiés de la Haute-Brie. *C.R.-S.G.F.*, p. 73.

COLLIN, L.

— (1923). — La Vallée sous-marine de l'Elorn. *A.F.A.S.*, Bordeaux.

— (1934). — Les vallées sous-marines de la côte ouest du Finistère. *B.S.S.N.O.F.* (3), 5, p. 1355, 1360 et 1361-1370.

COLLOQUES DU C.N.R.S. (1952). — Quaternaire et morphologie. Ed. du *C.N.R.S.* Paris (1954).

CONGRÈS

(1949). — Sédimentation et quaternaire. Led Sam, Bordeaux.

— Id. Livret-guide. *Associat. des Travailleurs scientifiques.* Paris.

COQUAND (1836). — Sur les terrains compris entre les Sables-d'Olonne et la Gâchère, principalement sur l'amphibolite de la Bauduère et la tourbe de la côte des Granges (Vendée). *B.S.G.F.* (1), 7, p. 74-83.

CORBEL, J. (1957). — Erosion chimique des granites et silicates sous climats chauds. *R.G.D.*, n° 1-2, p. 4-8.

COSSMANN, M.

— (1895-1906). — Mollusques éocéniques de la Loire-Inférieure. 3 vol. Nantes. (extr. *B.S.S.N.O.F.*).

— (1907-1916). — Etudes sur le Charmouthien de la Vendée. *B.S.G. Normandie,* t. 27 et 38.

COUFFON, O.

— (1907 a). — Le Miocène en Anjou. *B.S.E.S. Angers.*

— (1907 b). — Le Bartonien supérieur (Marinésien) en Anjou. *Ibid.*, p. 37-42.

— (1908). — Les grès à Sabalites Andegavensis en Anjou. *Ibid.*, t. 38, p. 9-28.

— (1909 a). — Supplément. *Id.*, t. 39, p. 21-31.

— (1909 b). — Les grès à Sabalites andegavensis en Anjou. *47e Congrès Soc. Sav.* Rennes.

— (1909 c). — Réponse à une note de J. Welsch sur l'âge des sables et grès à sabalites des environs de Fontevrault, Saumur. *C.R.-S.G.F.*, p. 159.

— (1934). — Précis de géologie angevine. Angers.

CRIÉ, L.

— (1877). — Considérations sur la flore tertiaire de Fyé (Sarthe). *B.S.L. Normandie,* (3), I, p. 121.

— (1878). — Recherches sur la végétation de l'Ouest de la France à l'époque tertiaire. *Annales Sciences géologiques*, t. 9.

— (1880). — Les anciens climats et les flores fossiles de l'Ouest de la France. Baraise, Rennes.

— (1881). — Sur la découverte à Noirmoutier (Vendée) de la flore éocène à Sabalites Andegavensis. *C.R.A.S.*, 92, p. 759-761.

— (1886). — Sur les affinités des flores éocènes de l'Ouest de la France et de l'Amérique septentrionale. *C.R.A.S.*, 102, p. 370-373.

— (1891). — Recherches sur les Palmiers silicifiés des terrains crétacés de l'Anjou. *B.S.E.S.* Angers, n.s., 21, p. 97-103.

DALY, A. (1934). — The changing World of the Ice Age.

DANGEARD, L.

— (1924 a). — Sur la présence de Nummulitique inférieur dans la région de Gâvres (Morbihan). *C.R.A.S.*, 178, p. 1084-1085.

— (1924 b). — Note sur les blocs de calcaires à Nummulites du polygone de Gâvres. *B.S.G.M.B.*, t. 5, fasc. 2-4, p. 222-232.

— (1925). — Sur un affleurement de sables à Nummulites, près de Lorient. *C.R.-S.G.F.*, p. 151.

— (1927). — Eocène des environs de Lorient. Gisements de Kersabiec et Sterbouest. *B.S.G.M.B.*, VII, p. 70-74.

— (1928). — Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche. *Annales Inst. Océan.*, Monaco, VI, fasc. I, p. 169-174.

— (1936 a). — Sur la définition d'un étage Normannien. *C.R.-S.G.F.*, p. 164-166.

— (1938). — Contribution à l'étude géologique du Perche. *B.S.G.F.*, (5), VIII, p. 257-267.

— (1943 a). — Nouvelles observations sur la feuille du Mans. *B.S.C.G.F.*, n° 216, p. 21-22.

— (1943 b). — Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du Bassin de Paris et en particulier sur ceux du Perche et du Haut Maine. *B.S.G.F.*, (5), 13, p. 73-79.

— (1951). — La Normandie. Géologie régionale de la France. Hermann, Paris.

DANGEARD, L. et BOUT, P.

— (1933). — Observations sur la vallée pliocène de l'Allier entre Issoire et Randan (Puy-de-Dôme). *B.S.G.F.* (5), 3, fasc. 5-6.

— (1934). — Id., 429-438.

DANGEARD, L., et MILON, Y. (1922). — Etude de la formation redonienne du Vieux-Chartres (S. de Rennes) et de son contact avec l'Eocène. *B.S.G.M.B.*, t. II, fasc. 4, p. 505-520.

DANGEARD, L. et VATTIER, G. (1957). — Pliocène du bassin de Carentan. Documents nouveaux. *C.R.-S.G.F.*, p. 133.

LE DANOIS, E. (1922). — L'Atlantique. Histoire d'un Océan. Albin Michel, Paris.

DARLES, C. (1942). — Etude pétrographique des sédiments du Sahara occidental. *Bull. Serv. Mines. A.O.F.*, n° 6, p. 147.

DAVIS, W.M.

— (1899). — La pénéplaine. *A.G.*, p. 289 et 305.

— (1908). — Practical exercises in Physical Géography. Boston.

— (1909). — Geographical Essays. Boston.

— (1913). — Nomenclature of surface forms on faulted structures. *B.G.S.A.*, vol. 24, p. 187-216.

— (1932). — Piedmont benchlands and primärrümpfe. *B.G.S.A.*, vol. 43, p. 399-440.

DAVY.

— (1889). — Age des sables rouges de la Forêt du Gâvre (Loire-Inférieure). *B.S.E.S. Angers*, XIX, p. 183-192.

— (1890). — Découverte de fossiles du Miocène supérieur dans les sables rouges de la Forêt du Gâvre. *B.S.G.F.* (3), 18, p. 632-640.

— (1896). — Note sur l'îlot tertiaire de Chassenon près Blain (L.-I.). *B.S.S.N.O.F.* (1), 6, p. 13-16.

DEBYSER, J. VATAN, A. BOYER, F. (1955). — La sédimentation sableuse sur la côte atlantique entre la Loire et le bassin d'Arcachon. *Geolog. Rundschau*, Bd. 43, Heeft 2, Seite 406-425.

DELAUNAY (1927-1930). — Géologie de la Sarthe, le sol sarthois. Fasc. IV. Les zones crétacées; fasc. V. Eocène. Le Mans.

DELPEY, G. (1939). — La Paléogéographie du Sud-Ouest de la France au Crétacé supérieur. *B.S.H.N. Toulouse*, t. 73, p. 250-266.

DEMANGEON, A. (1910). — Le relief du Limousin. *A.G.*, p. 120-149.

DENIZOT, G.

— (1920). — Existence de deux pénéplaines dans le Bassin de Paris. La pénéplaine supérieure. *C.R.A.S.*, t. 170, p. 399. La pénéplaine inférieure. *Ibid.*, p. 600 et 1921, t. 173, p. 988.

— (1921 a). — Sur deux gisements tertiaires de l'Ouest de la France. Saint-Jean la Poterie et Landéan. *A.F.A.S.*, Rouen, p. 491-492.

— (1921 b). — Les alluvions du Bassin de la Loire. *B.S.G.M.B.*, II, 4, p. 430-478.

— (1922). — Terrasses alluviales du Bassin de la Garonne en amont de Toulouse. *Bull. Sect. Géogr. Ministère Instr. Publique*, t. XXXVII, p. 47-53.

— (1923 a). — Contribution à l'étude du quaternaire en France. *B.S.G.F.* (4), 23, p. 384-430.

— (1923 b). — Sur le raccordement des terrasses de la Garonne entre Toulouse et l'embouchure. *A.F.A.S.*, Bordeaux, p. 410-414.

— (1924). — Les sables de la Basse Loire. *B.S.G.M.B.*, V, 2-4, p. 158-196. Résumé dans les *C.R.-S.G.F.*, 1926.

— (1927). — Les formations continentales de la région orléanaise. Thèse Sc., Vendôme.

— (1930-1932). — Les corrélations entre les niveaux du quaternaire et les époques du Préhistorique français. *Bull. Soc. Arch. Sc. et Litt. du Vendômois*, LXIX, 1930-1931, 28 p. et LXX, 1931-1932, 82 p. C.r. dans : *L'Anthropologie*, XLIII, n° 3-6, 1933, p. 568.

— (1935 a). — Sur les formations superficielles du Sillon de Bretagne et les sables des environs de Nantes. *C.R.-S.G.F.*, p. 205-206.

— (1935 b). — Le Pliocène dans l'Ouest de la France. *A.F.A.S.*, Nantes, p. 535-538.

— (1935 c). — Sur la répartition des basses alluvions dans la vallée de la Loire. *C.R.A.S.*, 201, p. 975-977.

— (1937). — Cycle pliocène et surface topographique anté-quaternaire sur le sol français. *B.A.G.F.*, n° 106, p. 82-91.

— (1946). — Révision des feuilles d'Angers et de Beaugency au 80 000e. Terrasses de la Loire. *B.S.C.G.F.*, n° 221, t. XLVI, p. 67-71.

— (1948 a). — Leçons sur les temps quaternaires. *C.D.U., Paris.*

— (1948 b). — Les relations fluvio-glaciaires en bordure des Pyrénées centrales. *C.R.-S.G.F.*, p. 216-217.

— (1948 c). — Sur les relations fluvio-glaciaires dans la vallée du Rhône. *Ibid.*, p. 240-241.

— (1949). — Coordination du quaternaire de France. *B.S.G.F.* (5), 19, p. 223-244.

— (1952). — Le Pliocène de la vallée du Rhône. *Rev. Géogr. Lyon,* t. XXVII, p. 327-357.

DEMANGEON, A. (1910). — Le relief du Limousin. *A.G.*, p. 120-149.

DEPAPE, G.

— (1922). — Recherches sur la flore pliocène de la vallée du Rhône. Thèse Sc., Masson, Paris.

— (1925). — La flore des grès landéniens du Nord de la France. *A.S.G.N.*, t. L, p. 10.

— (1929). — La flore landénienne des environs d'Arras. Etude paléontologique. *Ibid.*, t. LIV, p. 10-19.

DEPAPE, G., FLORSCHUTZ, F. et GUILLIEN, Y. (1954). — La flore des argiles de Coulgens (Charente). *B.S.G.F.* (6), 6, p. 193-201.

DEPÉRET, Ch.

— (1892). — Sur la découverte de silex taillés dans les alluvions quaternaires à Rhinoceros Mercki de la vallée de la Saône à Villefranche. *C.R.A.S.*, 115, p. 328-330.

— (1919-1921). — Essai d'une classification générale des temps quaternaires. *B.S.H.N. Savoie,* n° 79-93.

— (1922). — Essai de classification générale des temps quaternaires. *C.R. 13e Congrès Géol. Intern.*, Belgique, 3 fasc., p. 1409-1428.

— (1923 a). — Les glaciations des vallées pyrénéennes françaises et leurs relations avec les terrasses alluviales. *C.R.A.S.*, t. 176, p. 1519-1524.

— (1923 b). — La classification des temps quaternaires et ses rapports avec l'antiquité de l'Homme en Europe. *Rev. gén. Sc.*, t. 34, p. 135-141.

DEPÉRET, Ch. et CHAPUT, E.

— (1921). — Sur la stratigraphie des dépôts quaternaires du Nord de la France. *C.R.-S.G.F.*, p. 198-199.

— Sur les faunes et les industries humaines des dépôts quaternaires du Nord de la France. *Ibid.*, p. 229-230.

DEPÉRET, Ch. et MAYET (1923). — Les éléphants pliocènes. *Ann. Univ. Lyon,* n.s., I, Sciences-Médecine, fasc. 43, p. 125, pl. VI, fig. 2.

DEPÉRET, Ch. et MAZERAN, P. (1920). — Sur la Bresse chalonnaise et ses terrasses quaternaires. *C.R.A.S.*, p. 305-308.

DERANCOURT, E.

— (1924). — Essai de reconstitution des coordonnés géographiques de Ptolémée sur le littoral atlantique et principalement entre la Loire et la Gironde. *Bull. Soc. Océan. Fr.*, IV, p. 437.

— (1935). — Les côtes de France à l'époque gallo-romaine (IIe s.). *Ibid.*, n° 81, p. 1419-1423.

DERRUAU, M.

— (1948). — Surfaces et topographies anciennes dans le Centre-Nord du Massif Central. *E.R.*, Lyon, XXIII, fasc. 3, p. 155-158.

— (1949). — La formation du relief de la Grande Limagne. *R.G.A.*, XXXVII, p. 599-670 et XXXVIII, 1950, p. 5-105.

— (1956). — Précis de Géomorphologie. Paris.

DEVILLAINE (1881). — Notice sur le bassin houiller de la Vendée. *Revue de l'Industrie Minérale*, t. 10.

DIMBLEBY, G.W. (1952). — Pleistocene ice wedges in north-east Yorkshire. Department of Forestry, Univ. of Oxford. *Journal of Soil Science*, vol. 3, n° 1.

DION, R. (1933). — Le Val de Loire. Etude de géographie régionale. Thèse Lettres, Arrault, Tours.

DOLLFUS, G.

— (1893). — Sur les sables et les grès de Fontainebleau. *B.S.G.F.* (3), 21.

— (1899). — Le Miocène dans la région de l'Ouest. *B.S.C.G.F.*, n° 73, p. 100-101.

— (1900). — Les derniers mouvements du sol dans les bassins de la Seine et de la Loire. *C.R.-C.I.G.* Paris, p. 544-560.

— (1902). — Sur les sables granitiques du Bassin de Paris. *B.S.G.F.*, (4), t. 2, p. 326-328.

— (1903). — Faune malacologique du Miocène supérieur de Rennes. Etage redonien. Gîte d'Apigné (I.-et-V.). *A.F.A.S.*, Angers, p. 656-663.

— (1907). — Faune malacologique du Miocène supérieur (Redonien) de Montaigu (Vendée). *A.F.A.S.*, Reims, p. 340-353.

— (1928). — L'histoire géologique de la Loire. *B.A.G.F.*, n° 29, p. 2-5. Observ. de Baulig, H, p. 24-25. Réponse de Dollfus, p. 51-54.

— (1930). — Essai d'une histoire de la Seine et de la Loire. *Livre Jubilaire Soc. Géol. Fr.*, p. 235-255.

DONCIEUX, L.

— (1912). — Révision de la feuille de Lyon au 80 000e. *B.S.C.G.F.*, n° 133, p. 90-100.

— (1913). — Révision de la feuille de Lyon au 320 000e. *Ibid.*, n° 136, p. 100-106.

DOUTEAU, J.J. (1896). — Flore de Vendée. Paris.

DRESCH, J. (1947). — Pénéplaines africaines. *A.G.*, p. 125-137.

DUBOIS, G.

— (1924). — Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. *M.S.G.N.*, VIII. I. Lille.

— (1925). — Sur la nature des oscillations de type atlantique des lignes de rivages quaternaires. *B.S.G.F.* (4), XXV, n° 7-8, p. 857-878.

— (1930). — Un tableau de l'Europe flandrienne. *Livre Jubilaire Soc. Géol.* France, p. 263-271.

DUBOUL-RAZAVET, C. (1956). — Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du delta du Rhône. *M.S.G.F.*, n. s., n° 76.

DUFAY, D. (1954). — Etude stratigraphique et pétrographique du Cénomanien inférieur et moyen du Perche septentrional. D.E.S. Fac. Sc., Paris (Inédit).

DUPLAIX, S.

— (1948). — Détermination microscopique des minéraux des sables. Béranger. Paris (2e éd., 1958).

— (1953). — Etude minéralogique des sédiments sableux des nappes alluviales anciennes du Gave de Pau et de l'Adour. *B.S.G.F.*, (6), 3, p. 369-391.

— (1956). — Etude pétrographique des formations meubles de la Gascogne, du Pays basque et de leur littoral. *M.S.G.F.*, n.s., n° 77.

DURAND, S. (1946). — Présence de Lutétien dans la presqu'île de Quiberon (Morbihan). *C.R.A.S.*, 223, p. 1161-1163.

— (1949). — Yprésien fossilifère et Lutétien aux environs de Port-Louis (Morbihan). *Ibid.*, 229, p. 230-232.

— (1951). — Etude préliminaire du bassin tertiaire de Campbon (L.-I.). *76e Congrès Soc. Sav.* Rennes, p. 149-158.

— (1955). — Données nouvelles pour l'étude du Tertiaire de la région de Rennes. *B.S.G.M.B.*, n.s., fasc. 1, p. 36-53.

— (1956). — Le Tertiaire et le Quaternaire des environs de Port-Louis (Morbihan). *Ibid.*, fasc. 2, p. 26-106.

— (1957 a). — Les grès à Sabals de Noirmoutier (Vendée) reposent sur une formation ligniteuse datant du début du Tertiaire. *C.R.A.S.*, t. 244, p. 2629-2632.

— (1957 b). — Contribution à l'étude du littoral entre la Bernerie et les Moutiers (Loire-Atlantique). *B.S.G.M.B.*, n.s., fasc. 1, p. 69-94.

— (1957 c). — Le Bassin tertiaire de Rennes a été occupé par un lac, dès l'Eocène. *C.R.A.S.*, 245, p. 2067-2069.

DURAND, S. et MILON, Y.

— (1955). — Le Pliocène de l'Estuaire de la Vilaine. Etude des falaises de Pénestin. *B.S.G.M.B.*, n.s., fasc. 1, p. 1-15.

— (1957). — Gravimétrie et tectonique tertiaire en Bretagne. *Ibid.*, fasc. 2, p. 48-67.

DURAND, S. et TERS, M. (1958). — L'analyse pollinique d'argiles des environs de Challans (Vendée) révèle l'existence d'une flore cénomanienne. *C.R.A.S.*, 247, p. 684-686.

DYLIKOWA, A.

— (1954). — Frozen ground. General terms. *Periglacial bulletin*, n° 1, p. 136-141. Lødz.

— (1956 a). — The ice - wedges at Slawecin (Summary). *Ibid.*, n° 3, p. 129-133.

— (1956 b). — Exemple du modelé périglaciaire du plateau de Lødz. *Ibid.*, n° 4.

ENJALBET, H.

— (1949). — Les formations alluviales de la Gironde. *C.R.-C.I.G.*, Lisbonne, t. II, sect. II, p. 461-481.

— (1950). — Le rôle morphologique de la surface meuliérisée aquitanienne dans le Bassin aquitain. *B.A.G.F.*, n° 208-209, p. 66.

— (1952). — La vallée moyenne de la Charente. *A.G.*, n° 323, t. 61, p. 16-33.

— (1956). — Région de la France du Sud-Ouest : Pays aquitains. *C.R.-C.I.G.* Rio-de-Janeiro.

ERHART, H.

— (1935). — Traité de pédologie. Masson, Paris.

— (1956). — La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Biostasie et rhexistasie. Masson, Paris.

FABRE, A. (1939). — Les terrains de revêtement du Médoc. Drouillard, Bordeaux.

FACON, R.

— (1950). — La faille de Chambrille - Lezay - Montalembert. *B.G.P.E.G.*, p. 9-21.

— (1953 a). — Les formations du Quaternaire ancien de la Boutonne supérieure (Deux-Sèvres). *B.S.G.F.* (6), 3, p. 147-151.

— (1953 b). — Les terrasses de la Vienne et du Clain. *B.G.P.E.G.*, p. 14-19.

— (1953 c). — Présence de sables marins pliocènes sur le Seuil du Poitou. *C.R.A.S.*, p. 2093-2094.

— (1954). — A propos des sables pliocènes du Sud de la Vendée. *C.R.-S.G.F.*, p. 52-54.

— (1955). — Le Seuil du Poitou. Etudes morphologiques. Thèse Lettres, Paris. (Inédit).

— (1956 a). — Le Seuil du Poitou. *I.G.*, XX, p. 74-77.

— (1956 b). — Formations résiduelles et surfaces d'érosion tertiaires dans le Seuil du Poitou. Première partie : *Norois*, n° 12, p. 365-367.

— (1957). — Deuxième partie : *Ibid.*, n° 16, p. 45-64.

FARCHAD, H. (1936). — Etude du Thanétien du Bassin de Paris. *M.S.G.F.*

FARGE, E. (1863). — Elephas meridionalis. Nouveau gisement. *Ann. Soc. linn.* Maine-et-Loire, t. VI, p. 85-87, fig. 3.

FAUCHER, D.

— (1927). — Plaines et bassins du Rhône moyen entre Bas-Dauphiné et Provence. Etude géographique. Charpin et Reyne, Valence.

— (1937). — Glaciaire pyrénéen et vallées sous-pyrénéennes. *Mélanges offerts à E.F. Gautier*, Tours, p. 213-222.

FÉNELON, P. (1951). — Le Périgord. Etude morphologique. Lahure, Paris.

FERRÉ, A. (1929). — Les marges méridionales du massif de l'Ouest (Poitou, pays vendéens, Basse-Loire). *P.U.*, Paris.

FERRONNIÈRE, G.

— (1901). — Etude sur les zones supra - littorales de la Loire-Inférieure. *B.S.S.N.O.F.* (2), 1.

— (1907 a). — Grès tertiaires à la Bernerie. *Ibid.*, (2) VII, p. XVI.

— (1907 b). — Galets provenant d'un puits creusé dans le lit de la Loire à Chantenay, trouvés à 25 m de profondeur. *B.S.S.N.O.F., P.V.*, 6 décembre.

— (1910 a). — Présentation de fossiles de Saint-Jean la Poterie. *Ibid.*, (2), 10, p. XVIII.

— (1910 b). — Compte rendu d'excursions dans l'Ouest de la Feuille de Nantes. *Ibid.*, (2), X, p. XXIV-XXV.

— (1910 c). — et *C.R.-S.G.F.*, p. 174.

— (1911). — L'Eocène marin dans le SO de la feuille de Nantes. *B.S.S.N.O.F.*, (3), I, p. 231-236.

— (1912). — L'Elephas meridionalis de Chantonnay (Vendée). *Ibid.*, p. 149-150.

— (1913 a). — Note préliminaire sur les changements du niveau de base de la Loire à Nantes au Quaternaire récent, d'après les sondages faits au pont de Pirmil. *Ibid.*, (3), III, P.V., p. II-IV.

— (1913 b). — Les terrasses fluviales et les terrasses marines à l'embouchure de la Loire. *Ibid.*, (3), III, p. 169-173.

— (1921 a). — Rapport sur la Feuille de Nantes. *B.S.C.G.F.*, XXV, n° 143, p. 50-51.

— (1921 b). — Note préliminaire sur les relations des directions calédoniennes et des directions hercyniennes en Armorique. *B.S.G.M.B.*, II, fasc. sp., p. 234-237.

— (1921 c). — Deuxième article sur les relations des directions calédoniennes et des directions hercyniennes en Armorique. *Ibid.*, III, p. 81-89. Cf. Milon, Y. Observations à propos de deux notes de tectonique de M. Ferronière. *Ibid.*, p. 89-90.

— (1921 d). — Sur un lambeau de falun décalcifié découvert à la Gouretterie en Bouguenais (L.I.) avec un essai sur la paléogéographie tertiaire de la région de la Basse-Loire. *Ibid.*, p. 237-246.

FILLON, B. — Poitou et Vendée.

FOURNIER, F. (1949). — Les facteurs climatiques de l'érosion du sol. *B.A.G.F.*, p. 97.

FRANC de FERRIÈRE, Y. (1937). — Géologie et pédologie. Contribution à l'étude des formations quaternaires de la plaine d'Alsace. Strasbourg.

FRANCIS-BOEUF, C.

— (1938). — Le problème du Plateau continental et des vallées sous-marines. *R.G.P.G.D.*, XI, p. 254-284.

— (1947). — Recherches sur le milieu fluvial marin et les dépôts d'estuaire. *Ann. Inst. Océanogr.*, n.s., t. XXIII, fasc. 3, p. 149-344.

FREYDENBERG. (1908). — Le Tchad et le bassin du Chari. Thèse Sciences, Paris.

FRITEL, P.-H.

— (1906). — Sur les argiles yprésiennes de l'Aisne, et les conditions climatériques à l'époque lutétienne. *C.R.A.S.*, 142, p. 1579-1580.

— (1910). — Etude sur les végétaux fossiles de l'étage sparnacien du Bassin de Paris. *M.S.G.F.*, n° 40.

— (1922). — Flore bartonienne des grès à sabalites. *Bull. Muséum H.N.*, Paris.

FURNESTIN, J. (1936). — Les dragages géologiques de la 4e croisière du « Président-Théodore-Tissier ». *C.R.-S.G.M.B.*, II, I, p. 10-13.

Et *Rev. Trav. Office Pêches maritimes*, X, 2, p. 233-258 (1937).

FURON, R.

— (1941). — La paléogéographie. Essai sur l'évolution des continents et des océans. Payot, Paris.

— Manuel de Préhistoire générale. Payot, Paris.

GABILLY, J.

— (1954). — Les transgressions du Lias sur le glacis de Thouars. *C.R.A.S.*, 239, p. 1305-1306.

— (1957). — La surface d'érosion infraliasique et les formations « récifales » du Lias en Poitou. *Congrès Soc. Sav. du Centre-Ouest France*, Bressuire.

— (1958). — Remarques préliminaires sur le Lias des environs de Mazières-en-Gâtine (Deux-Sèvres). *C.R.S.G.F.*, p. 170-173.

GANDILLON, R. (1944-56). — Bibliographie générale des travaux historiques et archéologiques publiés par les Sociétés Savantes de la France de 1910 à 1940 (4 vol.).

GANICHAUD, B.

— (1920). — Essai géologique sur la cuvette des marais de Goulaine et de la Chapelle Heulin. *B.S.G.M.B.*, I, 4, p. 267-275.

— (1922 a). — Note à propos de la découverte d'une ammonite à Montbert (Loire-Inférieure). *Ibid.*, 3, p. 121-122.

— (1922 b). — Sur l'existence de trois terrasses éocènes sur les bords de la cuvette des marais de Goulaine et de la Chapelle-Heulin (Loire-Inférieure). *Ibid.*, III, I, p. 45.

GARDE, G. (1931). — Les anciens cours de l'Allier et de ses affluents sur la feuille de Gannat pendant le Pliocène supérieur et durant le Quaternaire. *C.R.A.S.*, 192, p. 572-575.

GARENC, P. (1957). — Contribution à l'étude du climat d'entre Loire-Inférieure et Gironde, d'après des archives climatologiques inédites. *Mémorial de la Météorologie Nationale*. Paris.

GAURICHON, J. (1912). — La station néolithique du Caillola et environs, en St-Hilaire-de-Talmont (Vendée). *B.S.P.F.*, p. 765.

GAUTIER, M.

— (1940). — Les formations pliocènes de la Bretagne centrale et leur signification morphologique. *B.A.G.F.*, n° 128-129, p. 45-46.

— (1947). — La Bretagne centrale. Etude géographique. Thèse Lettres. Potier, La Roche-sur-Yon.

— (1949). — La Vendée (Bas-Poitou). Esquisse géographique. La Roche-sur-Yon.

— (1951). — Les rapports entre l'hydrographie et la structure dans le bocage vendéen et dans la Gâtine de Parthenay. *A.G.*, n° 320, p. 183-198.

— (1952). — Etude morphologique de la côte rocheuse du Pays de Retz. *Cinquantième anniversaire du Laboratoire de Géographie de l'Université de Rennes. Vol. jubilaire*, p. 147-166.

— (1953). — Le relief de la bordure continentale de la baie de Bourgneuf. *B.G.P.E.G.*, t. 6, n° 1.

— (1955). — L'extrémité de la pointe St-Gildas. Etude de morphologie littorale. *Norois*, n° 6, p. 236-243.

GAUTIER, M. et GUILCHER, A. (1947). — Contribution à l'étude du Pliocène breton. *C.R.-S.G.F.* (5), 17, p. 40-42.

GELIN, H. (1888). — Découverte d'un dépôt tertiaire marin à Maillezais (Vendée). *Bull. Soc. Stat. Deux-Sèvres*, p. 159-160 et *Bull. Biblioth. scient. de l'Ouest*, p. 144-149.

GEORGE, P.

— (1935). — La région du Bas-Rhône. Thèse Lettres, Baillière, Paris.

— (1942). — Les sédiments lacustres de la Champeigne tourangelle. Contribution à l'étude des meulières et de leur altération. *B.S.G.F.*, (5), 12, p. 251-261.

— (1943 a). — Notes de géographie physique sur la Champeigne tourangelle. *B.A.G.F.*, n°s 153-154, p. 54-64.

— (1943 b). — Observations morphologiques sur la presqu'île guérandaise. *C.G.P.C.*, p. 8-15.

— (1947). — L'U.R.S.S. Haute-Asie, Iran. Coll. Orbis. *P.U.*, Paris.

GEORGE, P. et RIVIÈRE, A. (1944). — Sur les sables granitiques et les argiles à meulières du Bassin de l'Yvette. *C.R.A.S.*, 118, p. 800-802.

GIGNOUX, M. (1913). — Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile. *Ann. Univ. Lyon*, n.s., I, 36.

GIGOUT, M. (1951). — Etudes géologiques sur la Méséta marocaine occidentale. *Trav. Institut scientifique chérifien*, Rabat.

GIGOUT, M. et RAYNAL, R. (1957). — Corrélation des phénomènes marins et continentaux dans le quaternaire marocain. *C.R.A.S.* 244, p. 2519-2521.

GILLARD, P.

— (1937). — Sur les Bryozoaires crétacés du Centre-Ouest de la France. *C.R.-S.G.F.*, p. 158-160.

— (1941). — Sur la position stratigraphique du Bassin tertiaire lacustre de la Mothe-Saint-Héraye. *Ibid.*, p. 133-134.

— (1942 a). — Sur la stratigraphie des calcaires crétaciques de la Forêt de Touvois. *Ibid.*, 9, p. 78.

— (1942 b). — Sur les grès de la cote 277 près d'Azay-sur-Thouet. *Ibid.*, p. 118-119.

— (1943 a). — Contribution à la stratigraphie de la Saintonge méridionale. *B.S.C.G.F.*, n° 216, p. 135-170.

— (1943 b). — Sur quelques végétaux des grès infraliasiques de la cote 214, près Hiesse (Charente). *B.S.G.F.* (5), 13, p. 153.

GLANGEAUD, L. (1951). — Observations sur le triage granulométrique des sédiments le long des plages sableuses à marées. in : Sédimentation et Quaternaire, p. 95-110. Led-Sam, Bordeaux.

GLANGEAUD, Ph.

— (1895). — Le Lias et le Jurassique moyen en bordure à l'ouest du plateau central. *B.S.G.F.* (3), 23, p. 10-43.

— (1896). — Les formations tertiaires au sud du détroit poitevin. *Bull. Mus. Hist. Nat. Paris*, n° 6.

— (1895-96). — Le Jurassique à l'Ouest du Plateau Central. *B.S.C.G.F.*, t. VIII, n° 50, p. I-262.

— (1899 a). — Les minéraux du Crétacé de l'Aquitaine. *CRAS*, 129, p. 975-978.

— (1899 b). — Les faciès et les conditions de dépôt du Turonien de l'Aquitaine. *Ibid.*, p. 1039-1041.

— (1901). — Les transgressions et les régressions des mers secondaires dans le bassin de l'Aquitaine. *C.R.A.S.*, 132, p. 363-365.

— (1908). — Sur la continuité des phénomènes orogéniques dans une partie du Massif Central aux époques oligocène et miocène. *B.S.G.F.*, p. 262-272.

GOGUEL, J. (1938). — Révision de la feuille de Poitiers; le cristallin, les failles, le tertiaire. *B.S.C.G.F.*, t. XXXIX, p. 81-91.

GORON, L.

— (1941 a). — Les vallums morainiques et les terrasses des dernières glaciations dans la région pré-pyrénéenne et son avant-pays. *R.G.P.-S.O.*, XII, p. 5-61, 147-226, 322-356, 373-419.

— (1941 b). — Le rôle des glaciations quaternaires dans le modelé des vallées maîtresses des pré-Pyrénées ariégeoises et garonnaises et de leur avant-pays. Etude de Géogr. physique. Thèse Lettres, Privat, Toulouse.

GRAINDOR, M.-J. (1948). — Note préliminaire sur les limons quaternaires des environs de Rouen. *C.R.-S.G.F.*, p. 234-5.

GRANGEON, P.

— (1953). — La flore pontienne de Gourgouras (Ardèche). *B.S.G.F.*, (6), 3, p. 303-320.

— (1958). — Contribution à l'étude de la paléontologie végétale du massif du Coiron (Ardèche), Sud-Est du Massif Central français. *Mém. Soc. H. nat. Auvergne*, n° 6.

GROSSOUVRE, A. (de).

— (1898). — Note sur les grès à Sabalites. *A.F.A.S.*, Nantes, p. 337-339.

— (1909). — Sur l'extension des grès à Sabalites. *B.S.G.F.*, (4), 9, p. 298.

— (1912). — Le Crétacé de la Loire-Inférieure et de la Vendée. *B.S.S.N.O.F.* (3), II, p. 1-38.

— Sur le terrain crétacé dans le SO du Bassin de Paris. *B.S.G.F.* (3), 17, 475-525.

GUILCHER, A.

— (1948). — Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse Lettres. Potier, La Roche-sur-Yon.

— (1949 a). — La surface posthercynienne dans l'Europe occidentale. *A.G.*, n° 310, p. 97-112.

— (1949 b). — Les surfaces d'aplanissement et les dépôts pliocènes et quaternaires en Bretagne méridionale (Basse-Loire exclue). *C.R.-C.I.G.*, Lisbonne, p. 133-139.

— (1949 c). — Formes et problèmes morphologiques du littoral atlantique.

— (1949 d). — Morphologie littorale et sous-marine. Coll. Orbis.

— (1953). — A propos du Pliocène et du Quaternaire des environs de Redon. *R.G.D.*, n° 3, p. 114.

— (1956 a). — Les surfaces d'aplanissement non déformées en Bretagne. *C.R.-C.I.G.* Rio-de-Janeiro.

— (1956 b). — Les plages monastiriennes (normaniennes) en Bretagne. *Ibid.*

— (1957). — Cours d'Océanographie (Hydrologie des Océans et des mers). *C.D.U.* Paris (3e éd.).

GUILLAUME, L. (1935). — Observations sur les dépôts quaternaires de Saint-Côme de Fresné et Asnelles-Belle-Plage (Calvados). *B.S.L. Normandie*, (8), 8, p. 63-71.

GUILLIEN, Y.

— (1937). — Les sablières d'Angoulême, étude de morphologie et de chronologie quaternaires. (*Bull. Soc. Arch. et Hist. Charente*, p. 129-144.)

— (1940). — Les sablières de Jarnac. *Ibid.*, p. 31-86.

— (1942). — La terrasse moustérienne de la Charente. *B.A.G.F.*, nos 149-150, p. 131-135.

— (1943). — Le paléolithique charentais. Essai paléogéographique. *B.S.P.F.*, t. 40, p. 41-58.

— (1944). — Crue et décrue glaciaires. Remarques paléoclimatiques. *Ibid.*, p. 60-67.

— (1947). — Pour la chronologie de la période froide, les données charentaises. *Ses. extr. Soc. Belge de Géologie,* p. 347-361.

— (1948). — A propos de la notion de niveau de base. *B.S.G.F.* (5) 18, p. 209-214.

— (1949 a). — Gel et dégel du sol. Les mécanismes morphologiques. *I.G.,* p. 104-116.

— (1949 b). — In : *Sédimentation et quaternaire* (Delmas, Bordeaux). De Rochefort à Cognac, p. 296-299. D'Angoulême à Saint-Même, p. 300. Les Planes, p. 304.

— (1950). — De la climatologie de l'âge du Renne. *B.S.P.F.,* p. 162-165.

— (1951). — Les grèzes litées de la Charente. *R.G.P.-S.O.,* p. 154-162.

GUILLIEN, Y. et VATAN, A. (1947). — Le remblaiement pliocène de la Basse-Tardoire. *Rev. Scient.,* 85, n° 17, p. 1051-1060.

HUE, E. (1928). — Contribution à l'étude du quarternaire. La plage surélevée de Luc-sur-Mer (Calvados). *B.S.P.F.,* 1928, 10, p. 403-408 et *C.R.-S.G.F.,* 1928, p. 278.

HUETZ de LEMPS, A. (1952). — Principaux aspects morphologiques du bassin de Chantonnay. *B.G.P.E.G.,* n° 2, p. 41-48.

INQUA (1956). — Subdivisions of the pléistocene. Committee for nomenclature and correlations. IV^e^ Inqua congress. Reprinted from quaternaria III, Roma.

HORTON, R.-E. (1945). — Erosional development of streams and their drainage basins. Hydrophysical approach to quantitative morphology. *B.G.S.A.,* vol. 56, p. 275-370.

JACOB, C. et JUNG, J. (1945). — Note sur les formations glaciaires et fluvio-glaciaires de la région de Bort-les-Orgues. *Rev. Sc. Auvergne,* Clermont-Ferrand, XI, p. 23-37.

JODOT, P.

— (1913). — Sur la structure des grès sparnaciens du SE du Bassin de Paris. *B.S.G.F.* (4), 13, *C.R.,* p. 127.

— (1946). — Mécanisme de la grésification des lambeaux de grès et de poudingues siliceux dans le Sud du Bassin de Paris. *C.R.A.S.,* 223, p. 93-95.

— (1947). — Observations à la note de M.-J. Bourcart sur les calcaires lacustres du Bassin de la Loire. *C.R.-S.G.F.,* p. 230-233.

JOHNSON, D.-W.

— (1919). — Shore process and shoreline development. New York.

— Streams and their significance. *J.G.,* vol. XL, n° 6, p. 481-497.

— (1927). — Recherches sur les lignes de rivage de l'Océan atlantique. *A.G.* t. XXXVI, p. 176-180.

— (1928). — Les variations du niveau de la mer et les modifications de la ligne de rivage. *Ibid.,* t. XXXVII, p. 25-34.

— (1930). — Observations sur le niveau moyen des mers. *Ibid.,* t. XXXIX, p. 76-78.

— (1931 a). — The correlation of ancient marine levels. *C.R.-C.I.G.* Paris, t. II, fasc. 1, p. 42-54.

— (1931 b). — Planes of lateral corrasion. *Science,* 73, p. 174-177.

— (1932). — Rock fans of arid regions. *Amer. journal of Sc.,* vol. 23, p. 389.

JOURDY (1909). — Le Sillon de Bretagne. *B.S.S.N.O.F.,* (4), 9, p. 41.

JOURNAUX, A. (1956). — Les plaines de la Saône et leurs bordures montagneuses : Beaujolais, Mâconnais, Côte-d'Or, Plateaux de la Haute-Saône, Jura occidental. Etude morphologique. Thèse Lettres. Caron, Caen.

JOVANOVIC, P.-S. (1940). — Les profils fluviatiles en long. Leurs formes et leur genèse. Colin, Paris.

JUNG, J.

— (1933). — Déformations de la pénéplaine antépermienne dans la haute vallée de la Bruche. *B.A.G.F.*, n° 71-72, p. 112-114.

— (1958). — Précis de Pétrographie. Masson, Paris.

JUNG, J. et ROQUES, M. (1952). — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. Paris, Béranger.

KAISER, K.

— (1956). — Geologische Intersuchungen über die hauptterrasse in der Niederr heinischen Bucht.
Sonderveröffentlichungen des geologischen Institutes der Universität Köln., I.

— (1957). — Die Höhenterrassen der Bergischen Randhöhen und die Eisrandbildungen an der Ruhr. *Ibid*, 2.

KERFORNE, F.

— (1903). — Sur le Redonien d'Ille-et-Vilaine. *Bull. Soc. scient. et méd. de l'Ouest*, t. XII, n° I, p. 3-8.

— (1918). — Excursion à Apigné. *Ibid.*, t. XXVI, p. 12-13.

— (1920). — Quelques observations sur la Mer redonienne de Bretagne *C.R.A.S.* 170, p. 185-186.

— (1922). — Présentation et analyse de minerais de fer tertiaires et de grès à sabals d'Erbray et de Ruffigné (Loire-Inférieure). *B.S.G.M.B.*, III, p. 204.

— (1924). — Sur l'Oligocène du Massif armoricain. *C.R.A.S.*, t. 178, p. 219-221.

KILLIAN, W. (1922). — Les terrasses fluvio-glaciaires des vallées de la Durance et du Buech dans les départements des Hautes et Basses-Alpes. *C.R. 13e Congrès géol. int. Belgique*, 3e fasc., p. 1453-1496.

KILIAN, W. et GIGNOUX, M.

— (1910). — Les formations fluvio-glaciaires du Bas-Dauphiné. Essai de synchronisme des terrasses et moraines de la Bièvre-Valloire et de la Basse-Isère.
Trav. Lab. Géol. Grenoble, X. p. 27 et *B.S.C.G.F.*, n° 129, 21, p. 179-262. *C.R.A.S.*, Déc. 1910 et Janv. 1911.

— (1914). — Les fronts glaciaires et les terrasses d'alluvions entre Lyon et la vallée de l'Isère (*Ann. Univ. Grenoble*, XXVIII, p. 65-83).

KILLIAN, W. et REVIL, J. (1917-1918). — Etude sur la période pléistocène (quaternaire) dans la partie moyenne du bassin du Rhône.
A. Univ. Grenoble, XXIX, p. 151-235 et 309-326, XXX, 1918, p. 307-366.

LACROIX, A.

— (1901). — Minéralogie de la France. Béranger, Paris.

— (1913). — Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. *N. Ann. Museum, H.N.* Paris.

LAFOND, L.-R. (1954). — Sur l'évolution granulométrique des sédiments, dans le bassin de la Vilaine. *B.S.G.F.* (6), 3, p. 175-185.

LAMING, A. (1952). — La découverte du passé. Picard, Paris.

LAMOTHE, L. (de).

— (1901). — Etude comparée des systèmes de terrasses de l'Isser, de la Moselle, du Rhin et du Rhône. Preuves que leur formation est due à des oscillations eustatiques du niveau de base. *B.S.G.F.* (4), *I*, (1901), p. 297-384.

— (1911). — Les anciennes lignes de rivage du Sahel d'Alger et d'une partie de la côte algérienne. *M.S.G.F.* (4), *A.I.*, mém. n° 6.

— (1915). — Les anciennes nappes alluviales et les terrasses du Rhône et de l'Isère dans la région de Valence. *B.S.G.F.* (4), XV, p. 3-89.

— (1918). — Les anciennes nappes alluviales et lignes de rivage du bassin de la Somme, et leurs rapports avec celles de la Méditerranée occidentale. *B.S.G.F.* (4), 18, p. 3-58.

— (1921). — Les anciennes nappes alluviales de la vallée du Rhône en aval de Lyon. *B.S.G.F.*, 4, XXI, p. 97-115.

— (1924). — Les anciennes nappes alluviales du bassin de la haute Moselle. Evolution tectonique du relief des Vosges méridionales et origine du barrage de Noir-Gueux. *B.S.G.F.* 4, XXIV, p. 321-446.

LANGBEIN, W.-B. (1947). — Topographic characteristics of drainage basins. *U.S. Geol. Survey, W.S.*, Paper 968, c, p. 125-157.

LANQUINE, A. et CUVILLIER, J. (1941). — Sur les faciès silicieux du Sparnacien dans l'Est et le SE du Bassin de Paris. *B.S.G.F.* (5), XI, p. 195-206.

LAPADU-HARGUES, P. (1947). — Les massifs de la Margeride et du Mont-Lozère et leurs bordures. *B.S.C.G.F.*, n° 222, t. XLVI.

LAPPARENT, A. (de) (1896). — Leçons de géographie physique. Masson, Paris.

LAURENS de la BARRE (H. du) et KOWALSKI, J.

— (1920). — Bois fossiles des grés tertiaires du Finistère. *B.S.G.M.B.*, I, 4, p. 278-290.

— (1923). — Paléoxylologie et paléocytologie végétales. Suite de l'étude des bois fossiles provenant des grès tertiaires de Saint-Tudy (Finistère). *B.S.S.N.O.F.*, (4), III, p. 86-104.

LAURENT, L. (1899). — Flore des calcaires de Célas. *Ann. Mus. Hist. Nat. Marseille*, série II, t. I, fasc. 2, p. 1.

LEBESCONTE, P.

— (1879). — Note stratigraphique sur le bassin tertiaire des environs de Rennes. *B.S.G.F.* (3), 7, p. 451-464.

— (1903). — Sables rouges pliocènes des Landes d'Apigné. *Bull. Soc. Sc. et Méd. de l'Ouest*, t. XII, n° 2.

LECOINTRE, G.

— (1932). — La topographie souterraine de la région tourangelle d'après les sondages. *B.S.C.G.F.*, XXXV, n° 135.

— (1947). — La Touraine, Hermann, Paris.

LEFFINGWELL, E. de K.

— (1915). — Ground ice wedges, the dominant form of ground ice on the north coast of Alaska. *J.G.*, vol. 22, p. 635-654.

— (1919). — The Canning river region. Northern Alaska. *U.S. Geological Survey. Prof. Paper* 109.

LEMOINE (1911). — Géologie du Bassin de Paris. Hermann, Paris.

LUNEAU et A. GALLET (1874). — Documents sur l'Ile de Bouin (Vendée). Nantes, Forest et Grimaud.

MA, T.YH. (1951). — Research on the past climate and continental drift. Vol. IV. The Equator and the relative positions of the Continents during the cretaceous period as deduced from the distribution and growth values of reef corals. Taipei, Taiwan. China.

MACAR, P.

— (1935). — Le problème des pédiments. *Bull. Cercle Géogr. liégeois*, p. 10-20.

— (1947). — Les niveaux des terrasses quaternaires du bassin de la Meuse. *La géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe*, Bruxelles, p. 397-412.

— (1949). — Pénéplaines et formes connexes du relief. *A.S. Géol. de Belgique.* Liège LXXII, p. B. 259-B. 277.

— (1954). — Les terrasses fluviales et la Haute-Belgique au quaternaire, in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, p. 591-606.

MAC GEE (1897). — Sheet flood erosion. *B.G.S.A.*, vol. 8, p. 87-112.

MAITRE (1911). — Le Lac de Grandlieu et les affluents de son bassin. Nantes.

MALTERRE, H. (1946). — Contribution à l'étude des limons quaternaires du Bassin de Paris. Thèse sciences. Bibliogr.

MALYCHEFF, V.

— (1929 à 1933). — Le loess. *R.G.P.G.D.*, t. 2, p. 147-182, t. 3, p. 379-398, t. 4, p. 263-281, t. 5, p. 323-361, t. 6, p. 131-164.

— (1933). — Sur l'origine du loess de Villejuif et en général de celui du Bassin parisien. *C.R.-S.G.F.*, p. 156.

— (1937). — Recherches sur les minéraux argileux de quelques loess. *70e Congrès Soc. Sav.* LX, p. 293.

MARGERIE, E. (de) (1910). — L'étude du profil en long des cours d'eau français. *A.G.*, p. 318-342.

MARTONNE, E. (de)

— (1906). — La pénéplaine et les côtes bretonnes. *A.G.*, XV, p. 213-236 et 299-328.

— (1929). — La morphologie du plateau central de la France et l'hypothèse eustatique. *A.G.*, t. XXXVIII, p. 113-132.

— (1931). — Intérêt d'une cartographie précise des surfaces d'érosion. *C.R.-C.I.G.*, Paris, Colin, t. II, fasc. I, p. 414-423.

— (1934). — Rapport sur les travaux de la Commission pour la cartographie des surfaces d'aplanissement. *C.R.-C.I.G.* Varsovie, t. 2, p. 439-446.

— (1940). — Sur l'hypsométrie de la France. *C.R.A.S.*, 211, p. 378-380.

— (1941 a). — L'altitude moyenne de la France et de ses grandes régions naturelles. *B.A.G.F.*, nos 134-135, p. 2-4.

— (1941 b). — Hypsométrie et morphologie. *A.G.*, n° 284, p. 241-254.

— (1942). — Géographie universelle. T. VI, France physique, p. 86, fig. 31.

— (1947). — Traité de géographie physique, t. I. Climat, Hydrographie; t. II. Le Relief du sol. Colin, Paris. 7e édit.

MARTONNE, E. (de) et BIROT, P. (1944). — Sur l'évolution des versants en climat tropical humide. *C.R.A.S.*, 218, p. 529-532.

MARTONNE, E. (de), BIROT, P., CLOZIER, R., LAMARRE, P. — Atlas de France, feuille n° 10.

MATHIEU, G.

— (1932). — Observations géologiques dans le Bocage vendéen et la Gâtine. Première liste de plantes fossiles de Faymoreau. *A.S.G.N.*, t. LVII, p. 62-67.

— (1935). — Les failles tertiaires de Vendée et leurs relations avec les plissements hercyniens. Application au gisement du Terrain houiller. *Ibid.*, t. LX, p. 41.

— (1936 a). — Note sur les empreintes du Terrain houiller de la Vendée conservées dans les collections géologiques de Poitiers et de Niort. Remarques sur la transgression du Stéphanien. *Ibid.*, t. LXI, p. 71.

— (1936 b). — Les grandes lignes tectoniques du centre-ouest de la France. *Ibid.*, t. LXI.

— (1936 c). — Application de la loi des plis posthumes aux dislocations du Poitou. Quelques relations entre les massifs primaires de Vendée et du Limousin. *C.R.A.S.*, 202, p. 581.

— (1937 a). — Les deux grandes unités tectoniques de la Vendée. *Ibid.*, 204, p. 58-60.

— (1937 b). — Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Thèse Sciences, Lille.

— (1938 a). — I. La structure de l'Ile-d'Yeu.
II. Les déformations récentes du sol dans le NW de la Vendée et la raison d'exister de l'Ile-d'Yeu. *C.R.A.S.*, 206, p. 849 et 1128.

— (1938 b). — Découverte d'une faune ordovicienne dans le synclinal de St-Pierre-du-Chemin (Vendée). *Ibid.*, 206, p. 1739.

— (1938 c). — Révision du massif paléozoïque de Vendée (feuille de Nantes au 320 000e). *B.S.C.G.F.*, p. 11-20.

— (1938 d). — Terrains paléozoïques et Lias de Foussais et de l'Hermenault (Feuille de Fontenay-le-Comte), *B.S.C.G.F.*, p. 34-38.

— (1938 e). — Notes de géologie et de Géographie physique sur la côte vendéenne, entre la Pointe du Grouin du Cou et l'anse de l'Aiguillon. *C.R.-S.G.F.*, 1938, p. 109-111.

— (1938 f). — Notes de Géographie physique et économique sur l'Ile-d'Yeu. *B.A.G.F.*, n° 116, p. 119-124.

— (1938 g). — Principaux résultats de huit années d'explorations géologiques dans le massif primaire de Vendée. *71e Congrès Soc. Sav.*, p. 207-211.

— (1940 a). — Esquisse géologique sur la feuille de Fontenay-le-Comte *B.S.C.G.F.*, p. 49-75.

— (1940 b). — Révision de la feuille de Niort. *Ibid.*, n° 203, t. 42, p. 77-104.

— (1942). — Révision de la feuille de Niort. *Ibid.*, n° 211, tome 43, p. 93-102.

— (1943 a). — Sur les rhyolites et les granites prévarisques en Normandie et en Vendée. *B.S.G.F.*, p. 139-151.

— (1943 b). — Quelques problèmes géologiques de la Vendée résolus par l'exécution de la nouvelle feuille de Nantes au 1/320 000e. *B.S.C.G.F.*, t. XLIV, n° 212.

— (1944 a). — La Géologie des environs de Thouarcé (Maine-et-Loire) ; feuille de Saumur au 80 000e. *B.S.C.G.F.*, n° 216, t. 44, p. 51-76.

— (1944 b). — Structure du Bocage vendéen à travers la feuille de La Roche-sur-Yon au 80 000e. *Ibid.*, p. 83-106.

— (1945). — La géologie de l'Ile-d'Yeu. *Ibid.*, n° 219, tome 45, p. 1-40.

— (1948 a). — Quelques données géologiques nouvelles sur la Gâtine cristalline de Bressuire et de Parthenay. *Ibid.*, t. XLVII, n° 225, p. 79-92.

— (1948 b). — La paléogéographie du Massif vendéen pendant le Jurassique. *C.R.A.S.*, P. 1110-1112.

— (1948 c). — Relation entre la paléogéographie du Jurassique et les failles tertiaires dans la région vendéenne. (Vendée, Deux-Sèvres, Maine-et-Loire.) *B.S.G.F.* (5), 18, p. 467-491.

— (1949). — Notions sur l'altitude des bassins houillers du Stéphanien entre Sarre et Mésogée. *Bull. Géol. appl. et prosp. minière*, t. II.

— (1950). — Le Briovérien métamorphique du pays d'Olonne. *C.R.A.S.*, p. 1529-1531.

— (1952 a). — Structure géologique de la façade atlantique de la Vendée et plissements posthumes en Aquitaine. *C.R.A.S.*, 235, p. 1139-1142.

— (1952 b). — Les terrains primaires de la feuille des Sables-d'Olonne au 80 000e. *B.S.C.G.F.*, t. L, n° 237, p. 107-116.

— (1957). — Constitution géologique des plaines alluviales et évolution morphologique des vallées dans le Haut Bocage vendéen et la Gâtine. *Congrès Soc. Sav. du Centre-Ouest de la France.* Bressuire.

MATHIEU, G. et WATERLOT, G.

— (1940). — Esquisse géologique sur la feuille de Fontenay-le-Comte. *B.S.C.G.F.*, n° 203, p. 49-75.

— (1941). — Résultats stratigraphiques et hydrogéologiques des forages du Pont de Lavaud, près La Couture (Vendée). *Ibid.*, n° 212, t. XLIV, p. 167-178.

MAZÈRES, R. (1930-31). — Calcaires crétacés dans le golfe du Morbihan. *B.S.G.M.B.*, p. 260-262 et 281-282.

MEUNIER, A. (1953). — Sur l'extension des formations gréseuses dans l'E du Bassin Parisien. *B.S.G.F.* (5), 5.

MEYNIER, A.

— (1931 a). — A travers le Massif Central. Ségalas, Lévezou, Châtaigneraie, Aurillac. U.S.H.A.

— (1931 b). — Les surfaces d'érosion tertiaires de la Cère au Tarn (Massif Central de la France). *C.R.-C.I.G.*, Paris, t. 2, sect. II, p. 455-460.

— (1934). — Carte de la surface d'érosion éogène dans le SO du Massif Central de la France. *C.R.-C.I.G.*, Varsovie, II, t. 2, p. 451-455.

— (1935). — Géographie du Massif Central. Paris, Rieder.

— (1938). — Carte de la surface d'érosion éogène dans le sud-ouest du Massif Central de la France. (*C.R.-C.I.G.*, Amsterdam, p. 13-17).

— (1940). — La formation du réseau hydrographique de la Vilaine. Etude géographique. *Trav. Labor. Géogr. Fac. Lettres, Rennes*, n° 11.

— (1942). — Plates-formes d'érosion dans les pays hercyniens de l'Europe de l'Ouest. *A.G.*, LI, p. 62-69 et *C.G.P.C.*, p. 2-4.

— (1952). — Les problèmes du Pliocène dans la Moyenne Vilaine. *C.G.P.C., A.B.*, p. 129-132.

— (1953). — Tropical et subtropical. Une question de vocabulaire. *Revue de Géogr. de Lyon*, vol. XXVIII, n° I, p. 53-56.

— (1956). — Une faille pliocène ? *B.S.G.M.B.*, fasc. 2, p. 22-25.

MILON, Y.

— (1929 a). — Existence d'une formation marine éocène dans la dépression de Toulven (Finistère). *C.R.A.S.*, 188, p. 1261-1262.

— (1929 b). — Présence de la glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne. *C.R.A.S.*, 189, p. 1043-1044.

— (1930 a). — Les niveaux présumés lacustres de l'Oligocène du Sud de Rennes. *C.R.-S.G.F. Ibid.*, p. 131-132.

— (1930 b). — Sur l'extension des formations marines éocènes à l'Ouest du Bassin de Paris. *C.R.-S.G.F.*, p. 154-155.

— (1932 a). — L'extension des formations sidérolithiques éocènes dans le centre de la Bretagne. *C.R.A.S.*, 194, p. 1360-1362.

— (1932 b). — Sur l'ancienneté de la dépression du golfe du Morbihan. *Ibid.*, 195, p. 889-890.

— (1933). — Application des méthodes pétrographiques à l'étude de quelques problèmes géographiques en Bretagne. *B.A.G.F.*, n° 65, p. 8-13.

— (1935). — Les argiles noires de l'Oligocène du Bassin de Rennes. *C.R.-S.G.M.B.*, 1re année, n° 2, p. 2-3.

— (1936 a). — Quelques problèmes de morphologie armoricaine. *Ibid.*, 2e année, n° 2, p. 14-26.

— (1936 b). — Monastirien ou Normannien ? *Ibid.*, n° 3, p. 25-26.

— (1937). — Contribution à l'étude de la transgression pliocène. *Ibid.*, 3e année, n° 2, p. 4-9.

— (1939). — De quelques travaux sur les formations quaternaires, les plages suspendues et les dépôts de solifluxion dans le Massif armoricain. *Ibid.*, n° 3-4, p. 17-22.

MILON, Y et DANGEARD, L.

— (1922). — Sur une formation redonienne (Miocène supérieur) ravinant les argiles éocènes à minerai de fer au Sud de Rennes. *C.R.A.S.*, 174, p. 117-119.

— (1928). — Sur l'importance des phénomènes de solifluxion en Bretagne pendant le quaternaire. *C.R.A.S.*, 187, p. 136-138.

MILON, Y. et LUCAS, G. (1933). — Sur l'origine marine des sables pliocènes d'I.-et-V. *C.R.-S.G.F.*, n° 11, p. 175-176.

MILON, Y. et SIRE, M. (1931). — L'interdépendance des formations tertiaires et quaternaires dans les vallées de la Vilaine et de la Mayenne. *C.R.A.S.*, 193, p. 180-181.

MORELLET L. et J.

— (1913). — Les Dasycladacées du tertiaire parisien. *M.S.G.F.*, Paléont., t. XXI, fasc. 1, n° 47.

— (1917 a). — Contribution à l'étude de la flore phycologique du Thanétien. *C.R.-S.G.F.*, p. 213-214.

— (1917 b). — Les Dasycladacées tertiaires de Bretagne et du Cotentin. *B.S.G.F.*, (4), 17, p. 362-372.

— (1922). — Nouvelle contribution à l'étude des Dasycladacées tertiaires. *M.S.G.F.*, XXV, fasc. 2, n° 58.

— (1939). — Découverte de corallines (Algues rouges) dans le Lutétien de Chaussy (S.-et-O.) et dans l'éocène du Cotentin. *C.R.-S.G.F.*, p. 92.

MORET, L. (1926). — Contribution à l'étude des spongiaires siliceux du crétacé supérieur français. *M.S.G.F.*, n° 5.

MUNIER-CHALMAS (1892). — Sur le rôle, la distribution et la direction des courants marins en France, pendant le crétacé supérieur. *C.R.A.S.*, 114, p. 851-854.

MUNIER, P. et RIVIÈRE, A. (1946). — Contribution à l'étude des argiles utilisées en céramique. *Public. Centre Nat. Etudes et Recherches Céramiques*, fasc. 2, n° 17.

MUSSET, R.

— (1917). — Le Bas-Maine. Etude géographique. A. Colin, Paris.

— (1919). — Le Perche, nom de pays. *A.G.*, t. 28, p. 342.

— (1920). — Le relief du Perche. *A.G.*, t. 29, p. 99.

— (1922). — The geographical characteristics of western France. *Geog. Review*, vol. XII, n° 1, p. 84-99.

— (1928). — Commentaire de la feuille 117, Nantes, de la Carte géologique détaillée de la France. *A.G.*, XXXVII, p. 122-128.

— (1934 a). — Régimes pluviométriques de la France de l'Ouest. *Ann. du Minist. Agriculture.*

— (1934 b). — La formation du réseau hydrographique de la Bretagne occidentale, *A.G.*, 43, p. 561-578.

— (1937). — La Bretagne. Colin, Paris.

NICOLESCO, C. (1951). — Contribution à l'étude de certains conglomérats, brèches et poudingues siliceux. Phénomènes de silification. *B.S.C.G.F.*, XLIX, n° 232, p. 61-67.

NOE (G. DE LA) (1889). — Note sur la géographie ancienne de l'embouchure de la Loire. *Bull. Géogr. hist. et descriptive*, IV, p. 20-30.

NOE (G. DE LA) et MARGERIE (E. DE) (1888). — Les formes du terrain.

ONDE, H. (1938). — La Maurienne et la Tarentaise, étude de géographie physique. Grenoble.

ORCEL, J. (1935). — Emploi de l'analyse thermique différentielle dans la détermination des constituants des argiles, des latérites et des bauxites. *Congrès Int. des Mines Mét. et Géol. appliquée.* I, p. 359.

OTTMANN, F. (1957). — Sur quelques indices numériques simples pour l'étude des sédiments meubles du point de vue géologique. *Rev. Inst. franç. Pétrole*, vol. XII, n° 4.

PAPY, L.

— (1929). — L'Ile de Ré. Etude de géographie humaine. *A.G.*, XXXVIII, p. 246-265.

— (1931). — Les marais salants de l'Ouest. Etude de géographie humaine. *R.G.P.-S.O.* II, p. 121-161.

— (1935-6). — Les marais d'entre Loire et Gironde, les méthodes de leur conquête. Résumé. *A.F.A.S.*, Nantes, p. 557. Communic. intégr. publiée dans : *Rev. gén. des Sciences*, 1936.

— (1941). — La côte atlantique de la Loire à la Gironde, t. I. Les aspects naturels. Thèse, Delmas. Bordeaux.

PAQUE, A. (1954). — Coexistence d'une faune de toundra et d'outillage acheuléen dans les alluvions anciennes du plateau de Vassincourt (Meuse). *C.R.-S.G.F.*, p. 122-124.

PARDÉ, M. (1954). — Sur la genèse des méandres. *Rev. Géogr. Lyon*, p. 29-42.

PAREYN, C. (1954). — Le bassin houiller de Littry (Calvados). *Bull. du Bur. Rech. Géol., Géophys. et Minières*, n° 14 (74 rue de la Fédération. Paris).

PASSEMARD, F. (1924). — Les stations paléolithiques du pays basque et leurs relations avec les terrasses d'alluvions. Thèse Sc., Strasbourg. Bodion, Bayonne.

PASSERAT, Ch.

— (1909). — Les plaines du Poitou. Delagrave, Paris.

— (1910). — La transgression de la mer des faluns dans la région de la Loire. *A.G.*, XIX, n° 106, p. 350-359.

— (1911). — Les origines de la vallée de la Charente. *Ibid.*, t. XX, p. 213-232.

PATTE, E.

— (1924). — Contribution à l'étude du quaternaire dans la vallée de l'Oise. *B.S.G.F.* (4), t. 24, fasc. 7-8, p. 483-514. Bibliogr.

— Sur l'origine des amas d'huîtres des Chauds à St-Michel-en-l'Herm. *Rev. gén. du Centre Ouest de la France*, 8e année, 1933, p. 710-713.

— (1941 a). — Le paléolithique dans le centre-ouest de la France. Masson, Paris.

— (1941 b). — Les enseignements de la vallée de la Charente. *R.S.*, n° 4, p. 216-222.

— (1942). — Le crétacé marin décomposé et le tertiaire lacustre de la Bussière (feuille de Châtellerault). *B.S.C.G.F.*, p. 103-107.

— (1949). — Préhistoire et alluvions de la Charente. *S.Q.*, p. 265-274.

— (1953 a). — L'extension du Sénonien dans la Gâtine de Parthenay et dans la vallée du Clain. *C.R.-S.G.F.*, p. 53-54.

— (1953 b). — Epaisseur anormale du Lias supérieur dans le Détroit poitevin. *Ibid.*, p. 40.

— (1958). — Encore un mot sur les buttes coquillières de Saint-Michel-en-l'Herm (Vendée). *Norois*, n° 17, p. 61.

PAWLOWSKI, A.

— (1907). — Le Talmondais vendéen à travers les âges. *Bull. géogr. hist. et descriptive*, p. 346-356.

— (1913). — L'île de Noirmoutier à travers les âges. *Bull. Sect. Géogr.*, n° 1-2, p. 47-83.

PÉGUY, Ch.

— (1942). — Principes de morphométrie alpine. *Revue Géogr. Alpine*, t. XXX, fasc. 3, p. 453-486.

— (1958). — Eléments de statistique appliquée aux Sciences Géographiques. (Géographie physique et Géographie humaine). *C.D.U.* Paris.

PÉNEAU, J.

— (1921). — Etude du Redonien de Saint-Julien-de-Concelles (La Dixmerie). *B.S.G.M.B.*, II, fasc. spéc., p. 169-173.

— (1923 a). — Observations géologiques et tectoniques sur la côte sud vendéenne. *B.S.S.N.O.F.* (4), III.

— (1923 b). — Comptes rendus de la 3e session extraordinaire de la Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne, tenue en Vendée, du 3 au 7 avril 1923. *B.S.G.M.B.*, t. IV, fasc. 3, p. 249-267. Guide des excursions.

— (1930 a). — Témoins de transgressions marines quaternaires dans l'Ile de Noirmoutier (Vendée). *B.S.S.N.O.F.*, (4) X, p. 31-50.

— (1930 b). — Existence de formes d'érosion marine, d'âge quaternaire, dans l'île de Noirmoutier (Vendée). *C.R.-S.G.F.*, p. 12-13.

PENCK, A.

— (1885). — La période glaciaire dans les Pyrénées. *B.S.H.N. Toulouse,* t. 19, p. 105-200.

— (1924). — Die morphologische Analyse. Stuttgart. (Cf. : Morphological Analysis of Land Forms, trad. H. Czech et K.C. Boswell, Londres, 1953).

PENCK, A. et BRUCKNER, E. (1901-1906). — *a*) Les Alpes françaises à l'époque glaciaire, trad. Schaudel (1907). *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble,* t. VIII, fasc. I, p. 111-257. *b*) Les glaciations des Alpes du Sud, trad. Arbos (1908-1909). *Ibid.,* t. IX, fasc. 1, p. 21-71.

PERPILLOU, A.

— (1927). — Sur le relief des plateaux limousins. *A.G.,* p. 161-166.

— (1931). — Les surfaces d'érosion tertiaires dans l'Ouest et le sud-ouest du Massif Central. *C.R.-C.I.G.* Paris, t. 2, sect. II, p. 468-479.

— (1934). — Carte des surfaces d'érosion tertiaires dans le Limousin occidental. *C.R.-C.I.G.,* Varsovie, t. II, p. 446.

— (1938). — Note sur la carte des surfaces d'érosion tertiaires dans l'ouest du Limousin. *C.R.-C.I.G.,* Amsterdam, p. 61-65.

— (1940). — Le Limousin. Etude de géographie physique régionale. Thèse Lettres. Durand, Chartres.

PICQUENARD, C.

— (1918). — Sur quelques points de la Géologie de la région S du Massif Armoricain. (*B.S. Sc. et Médicale de l'Ouest,* Rennes, XXVII, p. 33-42.

— (1923-1924). — Contribution à l'étude de la Flore carbonifèrienne du Massif Armoricain. *B.S.G.M.B.,* t. IV, fasc. 3, p. 273 et t. V, fasc. 2 et 4, p. 117.

PIET, F. (1931). — Noirmoutier. *Revue vendéenne,* p. 297.

PINCHEMEL, P.

— (1950 a). — L'étude des réseaux hydrographiques. *B.A.G.F.,* n° 208-209.

— (1950 b). — L'analyse morphométrique des réseaux hydrographiques. *C.R.A.S.,* 230, p. 556-557.

— (1954). — Les plaines de craie du Nord-Ouest du Bassin parisien et du Sud-Est du Bassin de Londres et leurs bordures. Etude de géomorphologie. Thèse Lettres, Colin, Paris.

— (1957). — Densités de drainage et densité des vallées. *Tijdschrift van het koninklijk nederlandsch aardrijkskundig genootschap.* Deel LXXIV, n° 3.

POIRIER, L. (1935). — Essai sur la morphologie de l'Anjou méridional, Mauges et Saumurois. *A.G.,* t. XLIV, p. 474-491. (Cf. *C.R.* de G. Mathieu. *A.G.,* t. XLVIII, 1939, p. 173-177).

POPOV, A.J. (1953). — Particularités de la lithogénèse des plaines alluviales dans les conditions de climat rude. *Bull. Acad. Sc. U.R.S.S., série géogr.,* n° 2, p. 29-40 (traduct. *Centre Docum. paléont. Museum H.N.* Paris).

POSER H. et CAILLEUX, A. (1950). — Interprétation climatique du gisement villafranchien de St-Vallier (Drôme). *C.R. Soc. Biogéogr.,* n° 236, p. 118.

POSER, H. et TRICART, J. (1950). — Terrasses et phénomènes périglaciaires dans la vallée de l'Huisne en amont du Mans (Sarthe). *B.S.G.F.,* 5, XX, p. 381-391.

POUQUET, J.

— (1951). — L'érosion. *P.U.* (Que sais-je ?), Paris.

— (1952). — La baie de Bourgneuf. Note de morphologie afférente à la région des Moutiers (Loire-Inférieure). *B.G.P.E.G.*, t. 5, n° 2, p. 11-14.

PRUVOST, P.

— (1919). — Introduction à l'étude du terrain houiller du Nord et du Pas-de-Calais : la faune continentale du Terrain houiller du Nord de la France Thèse). *M.S.C.G.F.*

— (1930). — Sédimentation et subsidence. *Livre Jubilaire. S.G.F.*, t. II, p. 545.

— (1949). — La Bretagne aux temps paléozoïques. *Ann. Hébert et Haug*, 7, p. 345.

— (1956 a). — La phase orogénique saalienne en France. *Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille*. Stuttgart.

— (1956 b). — Le Cambrien du Massif Armoricain. *Congrès intern. Géolog. Mexico.*

QUATREFAGES, (DE) (1862). — Note sur l'origine artificielle des amas de coquilles connus sous le nom de buttes de Saint-Michel-en-L'Herm (Vendée). *B.S.G.F.* (2), XIX, p. 933-946, pl. XIX. — Buttes coquillières de Saint-Michel-en-l'Herm. *A.F.A.S.*, La Rochelle, p. 686.

RAGUIN, E.

— (1927 a). — La tectonique hercynienne de l'Europe centrale et occidentale. *Rev. gén. des Sciences*. 31 mars.

— (1927 b). — Tectonique dans la région ouest du Massif Central. *B.S.C.G.F.*, n° 164.

— (1930). — Problèmes tectoniques dans les terrains cristallins du Centre de la France. *B.S.G.F.*, p. 51-76.

REVON, M. (1905). — La végétation au Japon. A.G., XIV.

RICHARD, O.J. (1883). — L'île d'Yeu. *Bull. Soc. émul. Vendée*, p. 103.

RICOUR, J. (1956). — Lexique stratigraphique international. Vol. I. Europe, fascicule 4 a III. Trias. *Centre Nat. de la Rech. scientifique, Paris.*

RIEUCAU, L.

— (1957). — Morphologie des terrasses supérieures et moyennes de la Garonne entre les petites Pyrénées et le Touch. *R.G.D.*, p. 87-92.

— (1958). — Les terrasses de la Garonne dans l'Agenais. *C.R.-S.G.F.*, p. 194.

RIVIÈRE.

— (1835). — Principaux faits relatifs à la Géologie de la Vendée. *B.S.G.F.* (1), 7, p. 35-38.

— (1836 a). — Observations sur les oscillations de la côte vendéenne. *Ibid.*, p. 97-98.

— (1836 b). — Essai d'une description générale de la Vendée.

— (1840). — Sur le terrain crétacé de la Vendée. *B.S.G.F.* (1), t. XI, p. 330.

— (1842). — Mémoire sur le terrain crétacé de la Vendée et de la Bretagne. *Ann. Sciences Géol.*, t. I, p. 617.

— (1850). — Terrain gneissique de la Vendée. *B.S.G.F.* (2), 7, p. 327.

— (1851). — Mémoire sur le terrain gneissique ou primitif de la Vendée. *M.S.G.F.* (2), 4, 1re partie, n° 2, p. 49-175.

RIVIÈRE, A.

— (1937). — Contribution à l'étude géologique des sédiments meubles. *Ann. Inst. Océan.*, t. XVII, fasc. 4, p. 213-240.

— (1948 a). — Sur l'embouchure du Lay (Vendée), la sédimentation et la morphologie d'estuaire. *B.S.G.F.*, (5), 18, p. 139-151.

— (1948 b). — Observations sédimentologiques sur la côte vendéenne. (Sédimentation littorale et estuarienne, leurs lois générales). *Revue générale de l'Hydraulique*, n° 49, p. 283-306.

— (1952 a). — Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles. Interprétation des courbes et applications. *B.S.G.F.* (6), 2, p. 145-154.

— (1952 b). — Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles. Indices caractéristiques et interprétation géologique. Notion de faciès granulométrique. *Ibid.*, p. 155-167.

— (1954). — Généralisation de la méthode des faciès granulométriques. Evaluation de la dispersion aléatoire. *C.R.A.S.*, 238, p. 2326-2328.

ROBERT, J. (1953). — La vallée du Clain à Ligugé. *B.G.P.E.G.*, p. 21-57.

ROBINSON, M.K. (1952). — Sea temperatures in the Marshall Islands area. *Calif. Univ. Scripps. Inst. Oceanography, Oceanographical. Repl.* 29, 16 p. 42 fig.

ROGER, J. et BUGE, E. (1946). — Les Bryozoaires du Redonien. *B.S.G.F.*, (5), 16, p. 217-230.

ROGER, J. et FREINEIX, S. (1946). — Remarques sur les faunes de Foraminifères du Redonien. *Ibid.*, p. 103-113.

ROMANOSVKY, V. et CAILLEUX, A. (1942). — Sols polygonaux et fentes de dessiccation. *B.S.G.F.*, p. 321-326.

ROUKHINE, L.B. (1955). — Bases de la lithologie. Etude des formations sédimentaires. *Ann. Centre Etudes et Docum. paléont.* Paris.

ROZYCKI, S.Z. (1957). — Zones du modelé et phénomènes périglaciaires de la terre de Torell (Spitsbergen). *Biuletyn peryglacjalny*, n° 5, p. 187-224. Lodz.

RUELLAN, F.

— (1931). — La décomposition et la désagrégation du granite à biotite au Japon et en Corée et les formes du modelé qui en résultent. *C.R.A.S.*, p. 67-69 et *C.R.-C.I.G.*, Paris, t. II, fasc. 1, p. 670-684.

— (1940). — Le Kwansaï. Etude géomorphologique d'une région japonaise. Arrault, Tours.

— (1944). — A evoluçao geomorfologica da Baia de Guanabara e das regiões vizinhas. *Rev. Bras. de Géogr.*, ano VI, n° 4, outobro-dezembro de 1944, p. 445-508. 2 cartes géom. et reproduction de 2 cartes anciennes hors texte. 8 cartes, diagrammes et graphiques dans le texte. XXVII planches de 78 photographies h.t.

— (1954). — Condiçoes climaticas, hidrograficas, geologicas et geomorfologicas do Rio de Janeiro. Metropolitano de Rio de Janeiro, anteprojeto; perte D; estudo do subsolo, capitulo D 2, 31 p. Commu. estudo de 3 sondagens. Prefeitura do Distrito Federal, Secretaria Geral de viaçao e obras, Commissaõ executivado projeto do metropolitano, Rio de Janeiro.

— (1956). — Premier rapport de la Commission pour l'étude et la corrélation des niveaux d'érosion et des surfaces d'aplanissement autour de l'Atlantique. *Congrès Int. de Géographie*. Rio-de-Janeiro.

— Les buts poursuivis, l'organisation du travail et l'orientation des recherches, p. 15-27.

— Questionnaire, p. 29-60.

— Instructions pour la préparation des cartes géomorphologiques, p. 61-62.

Russo, P. (1952). — Observations nouvelles sur les terrasses de la Saône et leurs rapports avec les glaciations. *B.S.G.F.* (6), II, p. 301-317.

Saporta, G. de.

— (1867). — Sur la température des temps géologiques, d'après les indices tirés de l'observation des plantes fossiles. *B.S.G.F.* (2), 24, p. 501.

— (1868). — Prodrome d'une flore fossile des terrains anciens de Sézanne. *M.S.G.F.*, t. VIII, p. 289-437.

— (1873 à 1891). — Plantes jurassiques.

Saporta, G. (de) et Marion, A. (1876). — Recherches sur les végétaux fossiles des tufs de Meximieux. *Arch. Mus. Lyon*, t. I, pl. 22-38.

Savornin, J. (1904). — Systèmes de terrasses de l'Ariège et de ses affluents. *B.S.C.G.F.*, XVI, n° 104, p. 17-30.

Schneegans, D. (1948). — Connaissances actuelles sur la paléogéographie du Bassin d'Aquitaine. *C.R., 18e Congrès Géol. intern. Gr. Bret.*, part. XIII, p. 293.

Schoeller, H. (1941). — Etude sur le Sidérolithique du Lot et du Lot-et-Garonne. *B.S.C.G.F.*, n° 206, t. XLIII.

Schwarzbach, M. (1950). — Das klima der Vorzeit. F. Enke, Stuttgart.

Segalen, P. (1957). — Etude des sols dérivés de roches volcaniques basiques à Madagascar. Thèse. Sc. Paris.

Service Hydrographique de la Marine (1953). — Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique.

Shepard, F. (1937). — Submarine Canyons. *G. rev.*, New York, XXVII, p. 681-683.

Sobotha, E. (1952). — Les graviers pliocènes et diluviens entre Saint-Nicolas de Redon et Fégréac, sur la rive Est de la Vilaine. *R.G.D.*, n° 6, p. 300-303.

Sorre, M. (1904). — Les pluies en Vendée. *Bull. Soc. scient. et médic. Ouest*, t. XIII, n° 1. *Trav. Labo. Géogr. Univ. Rennes*, n° 2. *A.G.*, XIII, p. 56-63.

Soyer, J. (1943). — Le Montien du Bassin de Paris. *B.S.C.G.F.*, n° 213, tome 44.

Storz, M. (1928). — Die sekundäre authigene Kieselsaüre in ihrer petrogenetisch geologischen Bedeutung. (*Monographien zur Geologie und Paleontologie.* Soergel, Breslau, série II, heft. 4.

Strahler, A.N. (1952). — Hypsometric (area altitude) analysis of erosional topography. *B.G.S.A.*, vol. 63, p. 1117-1142.

Suess, E. (1900). — La face de la Terre. (trad. E. de Margerie) (2e éd. 1924).

Taber, S. (1943). — Perennially frozen ground in Alaska : its origin and history. *B.S.G.A.*, vol. 54, p. 1433-1548.

Taillefer, F.

— (1944). — La dissymétrie des vallées gasconnes. *R.G.P.-S.O.*, p. 153-181.

— (1945-1946). — L'évolution du relief dans la région girondine. *R.G.P.-S.O.*, XVI-XVII, p. 122-143.

— (1948 a). — Les bassins glaciaires d'Arudy et de Lourdes et le détournement des gaves d'Ossau et de Pau. *Mélanges offerts à D. Faucher.* Toulouse, p. 448-465.

— (1948 b). — Sur le rôle morphologique des nappes d'alluvions caillouteuses du Bassin d'Aquitaine. *C.R.A.S.*, 227, p. 978-980.

— (1950). — Un type d'évolution de bordure montagneuse au quaternaire. Le versant atlantique des Pyrénées et son avant-pays. *R.G.D.*, p. 101-122.

— (1951). — Le Piedmont des Pyrénées françaises. Contribution à l'étude des reliefs de piémont. Thèse. Privat, Toulouse.

— (1956). — Les surfaces d'érosion en bordure de l'Atlantique dans le SO de la France. *C.R.-C.I.G.*, Lisbonne.

— (1957) .— Glaciaire pyrénéen. Versant nord et versant sud. *R.G.P.-S.O.*, t. XXVIII, fasc. 3, p. 221-224.

— (1958). — Les Bermudes. *Les Cahiers d'Outre-Mer*, n° 42, avril-juin, p. 101-116.

TAVERNIER, R. et MOORMANN, F. (1954). — Les changements du niveau de la mer dans la plaine maritime flamande pendant l'Holocène. *Voordruk uit Geologie en Mijnbouw* nw. serie, 16e Jaargang.

TERS, M.

— (1934). — L'Hettangien de la côte sud des Sables-d'Olonne (Vendée). *D.E.S.* Sciences, Rennes. Inédit.

— (1937). — Contribution à l'étude de la côte vendéenne. *C.R.-S.G.M.B.*, p. 7-14.

— (1951). — Sols polygonaux dans l'île de Ré (Charente-Maritime). *B.S.G.F.* (6), I, p. 649-652.

— (1952). — Les formations quaternaires de l'île de Ré. *B.C.G.F.*, t. 49, n° 234, p. 24-38.

— (1953 a). — Existence d'un désert froid au Quaternaire ancien dans la région littorale vendéenne. *B.S.G.F.* (6), 3, p. 355-368.

— (1953 b). — Action morphologique des phénomènes périglaciaires dans la région littorale vendéenne. *B.A.G.F.*, n° 233-234, p. 78-87.

— (1953 c). — Le niveau marin de + 8 m le long de la côte vendéenne. *C.R.A.S.*, 237, p. 196-198.

— (1953 d). — Le cordon littoral de + 25 - 30 m, le long de la côte vendéenne. *Ibid.*, p. 349-351.

— (1954 a). — Terrasses fluviatiles et érosion quaternaire dans la région du Marais poitevin. *A.F.A.S.*, Poitiers.

— (1954 b). — Observations à la communication de M. Butel (sur la terrasse fluviatile de Fontaine (Vendée). *C.R.-S.G.F.*, p. 276-277.

— (1954 c). — La surface d'érosion posthercynienne en Vendée littorale. *Norois*, n° 4, p. 373-389.

— (1955). — La terrasse fluvio-périglaciaire de la Vie, en Vendée. *B.A.G.F.*, n° 249-250, p. 62-74.

— (1956 a). — Les plages monastiriennes entre l'estuaire de la Loire et le marais poitevin. *Congrès Intern. Géogr.* Rio-de-Janeiro.

— (1956 b). — Bibliographie des travaux concernant la France (2 500 titres). Commission pour l'étude et la corrélation des surfaces d'aplanissement et des niveaux d'érosion autour de l'Atlantique. *Union géographique internationale. Ibid.*

— (1957). — Limons éoliens en Vendée littorale. *C.R.A.S.*, 244, p. 3162-3164.

— (1958 a). — Permanence et ancienneté des grandes lignes du réseau hydrographique et du relief en Vendée côtière occidentale. *A.G.*, n° 359, LXVII, p. I-II.

— (1958 b). — (En collaboration avec S. Durand). L'analyse pollinique d'argiles des environs de Challans (Vendée), révèle l'existence d'une flore cénomanienne. *C.R.A.S.*, 247, p. 684-686.

— (1958 c). — (En collaboration avec E. Buge et S. Freneix). L'Helvétien de la région littorale vendéenne. Situation et paléontologie des gisements. Etude sédimentologique et paléogéographique. *Congrès Soc. Sav.* Aix-Marseille, p. 77-88.

TERS, M. et MORELLET, J. (1951). — Deux Dasycladacées du Lias inférieur de Vendée. *B.S.G.F.* (6), 1., p. 643-648.

TERS, M. et VERGER, F. (1958). — Sur les buttes de St-Michel-en-l'Herm. *B.S.G.F.*, (6), VIII, p. 601-606.

THÉOBALD, N. (1932). — Le pays de Sierck. Description Géologique, comprenant une étude détaillée des terrasses de la Moselle entre Königsmacker et Sierck. *B.S.H.N. Moselle,* 33e cahier, 4e série, t. IX, Metz, p. 5-45.

THÉOBALD, N. et GARDET, G. (1935). — Les alluvions anciennes de la Moselle et de la Meurthe en amont de Sierck. *B. centenaire Hist. Nat. Moselle.* Metz.

THORAL, M. et BOURDIER, F. (1949). — Sur le mode de formation et l'âge des alluvions dites périglaciaires aux environs de Lyon. *C.R.A.S.*, t. 229, p. 1022-1024.

TINTHOIN, R. (1931). — Plaines et bocages à la lisière du Massif armoricain, entre Caen, Flers, Argentan. *A.G.*, n° 224, p. 122-143.

TRICART, J.

— (1945). — Les terrasses du Loir aux environs de la Flèche. *A.F.A.S.*, Paris.

— (1947 a). — Premiers résultats d'une étude synchronique des terrasses du Bassin de la Seine. *C.R.-S.G.F.*, p. 68-71.

— (1947 b). — A propos de l'étude des terrasses. *Ibid.*, p. 250.

— (1947 c). — Considérations théoriques sur l'origine des terrasses fluviatiles. *B.S.G.F.* (5), 17, p. 397-402.

— (1947 d). — Méthode d'étude des terrasses. *Ibid.*, p. 559-575.

— (1949). — La partie orientale du Bassin de Paris. Etude morphologique T. I. La genèse du Bassin. T. II. L'évolution morphologique quaternaire. Thèse Lettres, Sédès, Paris.

— (1950). — Premiers résultats d'une étude de galets fluviatiles actuels au Gabon. *C.R.-S.G.F.*, p. 224-226.

— (1951 a). — Sur le niveau d'abrasion marine de l'Ile-d'Yeu (Vendée). *C.R.A.S.*, 233, p. 1303-1305.

— (1951 b). — Le système d'érosion périglaciaire. *I.G.*, p. 187-193.

— (1951 c). — Cours de géomorphologie avec travaux pratiques. Fasc. I. Géomorphologie structurale. Fasc. II. Les types de bordures de massifs anciens. *C.D.U.*, Paris.

— (1954). — Périglaciaire et fluvioglaciaire. Essai de corrélation du Quaternaire durancien. *Mém. Docum. C.N.R.S.*, t. 4, p. 171-202.

TRICART, J. et CAILLEUX, A.

— (1953). — Détermination du centile en granulométrie. *B.S.G.F.* (6), 3, 747-759.

— (1957 a). — Les types de bordures de massifs anciens. *C.D.U.*, Paris.

— (1957 b). — Géomorphologie des régions de plates-formes. Les massifs anciens. *Ibid.*

TROMELIN, (de) (1875). — Terrains tertiaires et quaternaires de la Loire-Inférieure. *A.F.A.S.*, Nantes, p. 659.

URBAIN, P. (1937). — Introduction à l'étude pétrographique et géochimique des roches argileuses. Hermann, Paris.

VACHER, A. (1909). — Rivières à méandres encaissés et terrains à méandres. *A.G.*, t. XVIII, p. 311-327.

VASSEUR, G.

— (1881). — Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale. Thèse Sciences, Masson, Paris.

— (1890 a). — Sur l'existence de dépôts marins pliocènes en Vendée. *C.R.A.S.*, 110, p. 1228-1230.

— (1890 b). — Notice de la Carte Géologique à 1/80 000e. Les Sables-d'Olonne (1re éd.).

VATAN, A.

— (1947 a). — La sédimentation continentale tertiaire dans le Bassin de Paris méridional. Thèse Sciences, Toulouse.

— (1947 b). — Remarques sur la silicification. *C.R.-S.G.F.*, p. 99-100.

— (1948). — Rythmes de sédimentation en Aquitaine au Crétacé et au Tertiaire. *Congrès Géol. Intern.*, t. IV, p. 74-82.

VAUMAS, E. (de) (1955). — Montagnes du Proche-Orient. L'Amanus et le Djebel Ansarieh. Etude morphométrique. *Revue de Géogr. Alpine.* Grenoble.

VERGER, F.

— (1953). — La morphologie du Marais de Monts et de ses bordures. *B.G.P.E.G.*, t. VI, n° 2, p. 29-44.

— (1954). — Sur la morphologie et le colmatage de l'Anse de L'Aiguillon. *C.R.A.S.*, 238, p. 2248-2250.

— (1955 a). — Observations sur l'Anse de l'Aiguillon (Vendée et Charente-Maritime). *Bull. C.O.E.C.*, VII, 3, p. 103-118.

— (1955 b). — Sur le processus de colmatage des rivages de l'Anse de l'Aiguillon (Vendée). *C.R.A.S.*, 241, p. 1970-1971.

— (1956). — Le Marais de Monts. (*Rev. Bas-Poitou.* Fontenay-le-Comte.)

— (1957 a). — Colmatage et endiguement sur les rivages de la Baie de Bourgneuf (Vendée). *C.O.E.C.*, IX, 3, p. 179-188.

— (1957 b). — Recherches morphologiques sur la baie de Bourgneuf. *B.A.G.F.*, p. 40-46.

VIRET, J.

— (1931). — Sur les terrasses de la Bresse Chalonnaise. *B.S.G.F.* (5), t. I, p. 167-172.

— (1948). — La faune des mammifères du loess durci de Saint-Vallier et ses conséquences stratigraphiques. *C.R.A.S.*, t. 227, p. 684-686.

— (1954). — Le loess à bancs durcis de St-Vallier (Drôme) et sa faune de grands mammifères villafranchiens. *Nouv. Arch. Mus. H.N. Lyon*, fasc. 4.

WALLERANT.

— (1895). — Sur la transgression jurassique dans le Massif Vendéen. *C.R.A.S.*, 120, p. 1004-1005.

— (1898-9). — Feuille de Palluau. *B.S.C.G.F.*, t. X, n° 69, p. 25-26.

— (1899-1900). — *Ibid.*, t. XI, n° 73.

— (1902). — Carte géologique de Palluau et Légende (1re éd.).

WALTER, W. (1951). — Nouvelles recherches sur l'influence des facteurs physiques sur la morphologie des sables éoliens et des dunes. *R.G.D.*, n° 6.

WANG NAI LIANG.

— (1950). — Contribution à l'étude du Villafranchien détritique de la Basse-Loire méridionale. *D.E.S.*, Fac. Sc. Paris. (Inédit).

— (1951). — Lithologie et paléogéographie du Plio-quaternaire détritique de la Basse-Loire. *R.G.D.*, II, 5, p. 193-213.

WATERLOT, G.

— (1935). — Sur la tectonique du bord NE du Marais poitevin. *C.R.A.S.*, t. 201, p. 1495-1497.

— (1936). — Plis et dislocations du Jurassique sur la bordure NE du Marais poitevin. *A.S.G.N.*, t. 61, p. 2-27.

— (1938 a). — Affaissement et comblement du Marais poitevin. *71e Congrès Soc. Savantes. Nice. Sect. Sc.*, p. 221-225.

— (1938 b). — Tectonique du Marais poitevin. *A.S.G.N.*, t. 63, p. 16-36.

— (1938 c). — Les cordons littoraux du Marais poitevin. *Ibid.*, 63, p. 51-55.

— (1938 d). — Sur la structure et l'origine du Marais poitevin. *C.R.A.S.*, 206, p. 1130-1132.

— (1938 e). — Jurassique et quaternaire de la feuille de Fontenay-le-Comte. *B.S.C.G.F.*, n° 197, t. 39, p. 31-33.

— (1941). — Sur les directions de plissement affectant la bordure septentrionale du bassin d'Aquitaine. *C.R.A.S.*, 212, p. 278-281.

— (1946). — Les formations tertiaires continentales de la région d'Airvault. *A.S.G.N.*, t. 66, p. 171-179.

— (1950). — Effets des plissements anté-cénomaniens dans le Jurassique de la Rochelle. *B.S.C.G.F.*, t. 48, p. 31-37.

WELLS, J.-W. (1954). — Recent Corals of the Marshall Islands. *Geological Survey. Professional paper*, 260-1, part. 2 *Oceanography (Biologic)*.

WELSCH, J.

— (1892). — Essai sur la géographie physique du Seuil du Poitou. *A.G.*, p. 53-64.

— (1897). — Sur les grès à Sabalites Andegavensis de l'Ouest de la France. *B.S.G.F.* (3), 15, p. 899-900 et *C.R.A.S.*, 125, p. 667-669.

— (1903). — Les dislocations du Poitou. Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Poitiers, St-Maixent, Niort et Parthenay. *B.S.G.F.*, (4), III, n° 7.

— (1907). — L'Hettangien de Chenillac (Vendée). *B.S.C.G.F.*, p. 49.

— (1910 a). — Sur la formation du Marais poitevin et la séparation des îles de Ré et d'Oléron. *C.R.A.S.*, 150, p. 844-846.

— (1910 b). — Sur les dépôts de tourbe littorale dans l'Ouest de la France. *Ibid.*, 150, p. 1628-1631.

— (1911 a). — Géologie des environs des Sables d'Olonne. *B.S.C.G.F.*, t. XXI, n° 128.

— (1911 b). — Sur la présence de couches calcaires dans les schistes cristallins de la Vendée. *B.S.G.F.*, (4), II, p. 73-76.

— (1911 c). — La tourbe littorale du Croisic et les dépôts analogues de l'Ouest de la France. *B.S.S.N.O.F.*, (3), I, p. 201-221.

— (1914 a). — Fixité de la côte atlantique du Centre-Ouest de la France. *A.G.*, XXIII-XXIV, p. 193-218.

— (1914 b). — Sur la présence de haches néolithiques dans l'argile à Scrobiculaires des marais maritimes de l'Ile d'Oléron. *C.R.-S.G.F.*, p. 47-48.

— (1915). — Les vallées pliocènes avec lignite de Bidart, Genitz et Chabiague (B.P.). *B.S.G.F.* (4), 5, p. 403-427.

— (1916). — Le Marais poitevin. *A.G.*, t. XXV, p. 328-346.

— (1917 a). — Le comblement du hâvre de Baisse. *Ibid.*, t. XXVI, 138-141.

— (1917 b). — Les lignites du littoral et les forêts submergées de l'Ouest de la France. *L'Anthropologie*, XXVIII, p. 201-234.

— (1919 a). — Modification récente de la côte de Vendée. *A.G.*, t. XXVIII, p. 28-32.

— (1919 b). — Le Marais poitevin. Etude de terrains modernes. *B.S.C.G.F.*, t. 23, n° 137, p. 1-68.

— (1919 c). — L'argile à Scrobiculaires du Centre-Ouest de la France. *B.S.G.F.* (4), XIX, 1919, p. 46-61.

— (1920). — Analogie des passages du Gois et du Chapus sur le littoral du Centre Ouest de la France. *A.G.*, XXIX, p. 379-382.

— (1925). — Les tourbes littorales. *La Nature*.

— (1926). — Les dépôts des marais maritimes du Centre-Ouest de la France. *Congrès Soc. Sav.*, Poitiers, p. 262-270.

— (1929). — Etudes paléogéographiques sur le seuil du Poitou à l'époque crétacée. *C.R.S.G.F.*, p. 122-123.

— Considérations paléontologiques sur l'ancienne extension du Crétacé dans le Seuil du Poitou. *Ibid.*, p. 142-143.

WENTWORTH (1926). — Methods of mechanical analysis of sediments. *Univ. Iowa, Stud. Nat. Hist.*, t. VII, n° II.

WERNERT, P. (1949). — Elephas meridionalis Nesti. Contribution à l'histoire du Rhin quaternaire. *Cahiers d'archéol. et d'Hist. d'Alsace*. Strasbourg, p. 217-222.

WRIGHT. — The quaternary ice Age. London.

YDIER, F. (1929). — Poterie néolithique des Sables-d'Olonne (Vendée). *B.S.P.F.*, n° 1.

ZEILLER (1911). — Note sur quelques végétaux infraliasiques des environs de Niort. *B.S.G.F.* (4), II, p. 321-328.

ZERNITZ, E.-R. (1932). — Drainage patterns and their significance. *J.G.*, vol. 40, nb. 6, p. 498-521.

ZEUNER, F.-E.

— (1946). — Dating the past, an introduction to geochronology. London, Methuen and C°.

— (1952). — Pleistocene shore-lines. *Geol. Rundschau*, 40, p. 39-51.

ZVÉREFF, R. (1950). — Observations sur les concrétions siliceuses associées avec les blocs et bancs de grès au milieu de sables cénomaniens de Parigné-l'Evêque (Sarthe). *C.R.-S.G.F.*, p. 140-141.

PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES

Couverture complète de la région étudiée et de ses bordures

1. *Mission américaine*, à 1/60 000e (1943).

2. *Mission France S.O.* 1945, à 1/40 000.

Missions - 8 078 - 002 - 003 - 004 - 005 - 006 - 007 - 008 - 009 - 010 - 011 - 012 - 013

7 105 - 003 - 004 - 005 - 006 - 007 - 008 - 009 - 010 - 011 - 012 - 013 - 014

8 170 - 001 - 002 - 003 - 004 - 005 - 006 - 007 - 008 - 009 - 010 - 011

6 065 - 057 - 058 - 059 - 060 - 061 - 062 - 063 - 064 - 065 - 066 - 067 - 068

7 132 - 002 - 003 - 004 - 005 - 006 - 007 - 008 - 009 - 010 - 011 - 012 - 013 014

6 114 - 019 - 020 - 021 - 022 - 023 - 024 - 025 - 026 - 027 - 028 - 029 - 030 - 031 032 - 033

7 105 - 181 - 182 - 183 - 184 - 185 - 186 - 187 - 188 - 189 - 190

8 096 - 164 - 165 - 166 - 167 - 168 - 169 - 170 - 171 - 172 - 173 - 174 - 175 - 176 177 - 178 - 179 - 180 - 181

5 090 - 065 - 066 - 067 - 168 - 069 - 070 - 071 - 072 - 073 - 074 - 075 - 076 0 077 078 - 079 - 080

3. *Missions*, à 1/25 000e.

— Saint-Nazaire, Paimbœuf, Nantes, 1950 et 1958.
— Noirmoutier, Machecoul, Saint-Philbert de Granlieu, 1950 et 1958.
— Barbâtre, Challans, Palluau, 1950 et 1958. Montaigu, Les Herbiers 1950 et 1959.
— Ile d'Yeu, 1950.
— St-Gilles, le Poiré-sur-Vie, 1950 et 1958.
— La Roche-sur-Yon, Chantonnay, 1950 et 1959.
— Les Sables-d'Olonne, 1950 et 1958.
— Luçon, Fontenay-le-Comte, 1950 et 1959.
— Longeville, l'Aiguillon-sur-Mer, Marans, 1950 et 1957.

CARTES TOPOGRAPHIQUES FONDAMENTALES

1. — *Cartes d'Etat-Major à 1/50 000e et 1/80 000e* (en hachures) :

— Les Sables-d'Olonne - Palluau - Nantes - La Roche-sur-Yon - Fontenay-le-Comte - Cholet - La Rochelle.

2. — *Cartes à 1/200 000e :*

— Les Sables-d'Olonne - Nantes - La Rochelle - La Roche-sur-Yon.

3. — *Cartes à 1/320 000e :*

— Nantes - La Rochelle.

4. — *Cartes à 1/40 000e* (minutes en courbes de niveau) :

— Nantes - Palluau - Les Sables-d'Olonne - Cholet - La Roche-sur-Yon - Fontenay-le-Comte.

5. — *Cartes à 1/25 000e*. Deutsche Heereskarte (1943).

— Noirmoutier (X - 24), Machecoul (XI - 24), Barbâtre (X - 25), Challans (XI - 25), Palluau (XII - 25), Ile d'Yeu (X - 26), Saint-Gilles-sur-Vie (XI - 26), Le Poiré-sur-Vie (XII - 26), Saint-Martin-de-Brem (XI - 27), Les Sables-d'Olonne (XII - 27), Luçon (XIII - 27), Fontenay-le-Comte (XIV - 27), Longeville (XII - 28); l'Aiguillon (XIII - 28), Marans (XIV - 28), Ile de Ré (XII - 29), La Rochelle (XIII - 29).

6. — *Cartes anciennes* (1). (Cotes de la Bibliothèque Nationale, à Paris.)

1744. — Maraldi et Cassini de Thury. Nouvelle carte de la France. Ge FF 13058. II E (Région de Cholet), nº 99; 12 E (Luçon à Parthenay), nº 100; 13 E (La Rochelle à Celle), nº 101; 10 D (Département de la Loire-Inférieure), nº 130; II D (Département de la Loire-Inférieure), nº 131; 12 D (Vendée littorale), nº 132; 13 D (Ile de Ré et partie de l'île d'Oléron), nº 133; 14 D (Partie de l'île d'Oléron), nº 134.

s.d. — Cassini. Vendée. Paris, Longuet. Ge FF. 13058.

— Maraldi et Cassini de Thury. Carte géométrique et topographique de la France, enrichie et augmentée en 1817 - 1818 - 1819. Ge CC 1452.

(1) Vu leur grand nombre, il n'a pas été possible de donner ici la bibliographie complète des cartes anciennes ; nous nous proposons de la publier prochainement, dans une Revue locale.

CARTES GÉOLOGIQUES

1. — *Carte à 1/320 000e :*

— Nantes - La Rochelle.

2. — *Cartes à 1/80 000e :*

— St-Nazaire (104) - Palluau (129) - Les Sables-d'Olonne (140) - Ancenis (105) - Cholet (118) - La Roche-sur-Yon (130) - Fontenay-le-Comte (141) - St-Jean-d'Angely (153) - La Rochelle - Saumur (119) - Niort (142) - Bressuire (131) - Poitiers (143).

3. — 1949. — Mathieu (Gilbert). Carte structurale d'ensemble du Massif primaire de la Vendée. 1/320 000e. Nancy, l'Auteur. Ge. C. 17744 (B.N.).

4. — 1839. — Rivière (A.). Carte géologique des environs d'Olonne, les Sards, la Ramée, Saint-Philbert-de-Pontcharaud, Chantonnay et Thermelière. Ech. : 1/10 000e. Paris, 6 feuilles. Ge CC 2133 (B.N.).

CARTES MARINES

I. — CARTES DE L'INSTITUT HYDROGRAPHIQUE NATIONAL, PARIS.

132 G. — De Port-Louis à Quiberon.

135 G. — Belle-Ile, entrée de la Baie de Quiberon. Ech. 1/46 310e. Levés de 1819-1820.

147 G (1828). — Du Goulet de Fromentine à l'Ile-d'Yeu. Levés de 1821, révisions de 1865-68 et 1921.

150 G (1890). — De l'Ile-d'Yeu à la Pointe de Chassiron. Ech. 1/124 180e.

151 G (1829). — Environs de Saint-Gilles-sur-Vie. Partie orientale de l'Ile-d'Yeu. Ech. 1/47 000e. Levés de 1822, révisions de 1865-67 et 1921.

153 (1830). — Environs des Sables-d'Olonne et entrée du Pertuis breton. Ech. 1/47 210e. (Levés de 1822 à 1824), révision de 1920 et 1921.

155 G (1831). — Partie ouest de l'Ile de Ré. Entrée des Pertuis breton et d'Antioche. Ech. 1/47 500e. Levés de 1822-24, révision de 1920.

156 G (1831). — De la Pointe du Grouin-du-Cou à La Rochelle. Pertuis breton, Ile de Ré. Ech. 1/47 210e. Levés de 1822 à 1824, révisions de 1865-68 et 1920.

159 G (1832). — De l'Ile de Ré à l'Ile-d'Oléron. Entrée du Pertuis d'Antioche. Levés de 1824 et 1825.

3033 (1872). — De Lorient à la Gironde. Ech. 1/296 000e.

4902 (1898). — Du Croisic à la Pointe Saint-Gildas. Ech. 1/46 500e. Levés de 1821-22.

4979 (1897). — Iles britanniques et mer du Nord.

4991. — Du Cap Ferret à Llanes. Ech. 1/296 600e. (1895-1934).

5039 G (1900). — De la Pointe de Saint-Gildas au Goulet de Fromentine. Baie de Bourgneuf. Ech. 1/46 300e. Levés de 1821-22.

5164 G (1904). — De Belle-Ile à l'Ile-d'Yeu. Ech. 1/122 400e. Levés de 1821-22.

5482 (1915). — De la Pointe du Grand-Mont au Croisic. Ech. 1/46 300e. Levés de 1820-21.

5611 (1927). — Rade et port des Sables-d'Olonne. Ech. 1/15 000e. (Levés de 1920 et 21).

II. — CARTES ANCIENNES (2)

(S.H.M. : Service Hydrographique de la Marine).

1703. Masse. Carte de partie du Bas-Poitou et de l'Isle de Noirmoutier, Biblioth. Inspection du Génie, Paris, in-fo, 131 h, feuille 71.

1703. Masse. Carte de l'Isle de Bouyn et de partie du Duché et Baronnie de Retz. *Ibid*, feuille 76.

s.d. Masse. Carte de la Baronnie de l'Isle de Bouin, *Ibid.*, feuille 77.

1703. Carte de partie de la Coste du Bas Poictou (de N.-D. de Mons jusqu'aux Sables-d'Aulonne). *Ibid.*

1750. — Belin (N.). Carte réduite du golfe de Gascogne, pour servir aux vaisseaux du Roy. Paris. S.H.M., portef. 48, pièce 8. (Cf. cartes de 1771, portef. 16).

1751. — La même, avec les sondes de M. de Périgny. *Ibid.*, pièce 8-3 (Cf. pièce 8-4).

(2) Cf. note (1), p. 545.

s.d. — Anonyme. Carte des Costes de Poitou, de Rets et partie de celles de Bretagne, depuis les Sables-d'Olonne jusqu'à la rivière de Nantes. *Ibid.*, portef. 53, pièce 17.

s.d. — Anonyme. Carte de la baie de Bourgneuf à la rade de l'Eguillon. *Ibid.*, pièces 25 et 25-1.

s.d. — Clerville (de). Carte topographique des costes maritimes de Poictou et de Retz, avec les isles Dieu, Noirmoustier, le Pillier et Bouin. *Ibid.*, pièces 2-1, 4 et 4-1.

1747. — Angias. Carte de l'Isle de Bouin en Poitou, relative aux ouvrages faits en 1747 pour sa défense. *Ibid.*, portef. 48, pièce 2-1.

1748. — Angias. Carte de l'Isle de Noirmoutier et partie de la Coste du Bas-Poitou où sont marqués les ouvrages faits pour sa défense. La Rochelle. *Ibid.*, pièce 2-2.,

s.d. — Angias. Suitte de la Coste du Bas-Poitou, au-dessus et au-dessous de Saint-Gilles. *Ibid.*, pièce 2-3.

1747. — Angias. Carte du Bas-Poitou au-dessus et au-dessous des Sables-d'Olonne, où sont marqués les ouvrages faits pour sa défense en 1747. *Ibid.*, pièce 2-4.

1746. — Chaban (de). Plan de la Côte de Poitou depuis l'anse du Repos jusqu'aux Sables-d'Olonne, au 14 400e. Carthotèque I.G.N., tiroir nº 12, chemise 249.

1677. — Favolière (de la). Costes depuis les Sables-d'Olone jusqu'à Cartignac en Médoc avec les sondes. S.H.M., portef. 53, pièces 12 et 12-1.

1676. — Sainte-Colombe. (Chevalier de). Carte topographique de la coste du Pays d'Aunis, de l'Isle de Ré, partie de celle d'Olleron et des entrées de la Rivière de Charante. *Ibid.*, pièce 11.

s.d. — Anonyme. Carte topographique des costes maritimes d'Aunis et pays abonés du gouvernement de Brouage avec les isles d'Oléron et de Ré. *Ibid.*, pièces 6, 6-1 et 8-1.

1716. — Masse. Carte de partie du Bas-Poictou, d'Aunis et Saintonge avec les Isles adjacentes. Bibliothèque de l'Inspection du Génie. Paris, in-fº, 131 h, feuille 42. (Cf. 131 f, feuille 2, 1717).

1702. — Masse (Claude). Carte particulière de l'Isle de Ré qui est divisée dans les feuilles 1, 2, 4 et 5, où l'on peut voir ses environs. Elle est représentée de basse mer de maline ordinaire (1/29 250). Dépôt I. G. N. Réserve XIII-57.

1757. — Bellin. Carte des Isles de Ré et d'Olleron, les Pertuis d'Antioche, Breton et Maumusson, avec partie des Côtes de Poitou, Aunis et Saintonge, au 1/111 000e env. IGN. Cartothèque, tiroir nº 12, chemise 249. Cf. aussi, B.N., Ge DD 2987, nº 1825.

Pour mémoire. Le Neptune françois ou Atlas nouveau des Cartes marines, levées et gravées par ordre exprès du Roy. Reveu et mis en ordre par les Sieurs Pene, Cassini et autres. 1693. Paris. B.N. Ge. CC. 1114.

INDEX

INDEX ALPHABÉTIQUE

DES MATIÈRES, DES NOMS D'AUTEURS ET DES NOMS DE LIEUX

Les noms des auteurs cités sont en PETITES CAPITALES. Les noms de lieux sont *en italiques*. Seul le terme Vendée n'a pas été relevé. Les nombres renvoient aux pages.

A

Aalénien, 81, 97.
Abbaye (l'), 400.
ABRARD (R.), 117, 177, 196.
abrasion marine, 16, 68 à 70.
Absie (l'), 53.
Aigrefeuilles (les), 168, r. (1) des, 359, 360.
Aiguillon sur Vie (l'), 32, 34, 299.
Airables (les), 52.
Aires (les), 13.
Airvault, 363.
Aizenay, 35, 53, 132, 158, 212, 226, 247, 480.
Alaska, 240, 258.
ALIMEN (H.), 190, 196, 213.
AMI BOUE, 453.
ARCHAMBAULT (M.), 434.
Allière, r. de l' (= r. de Jard), 81, 96, 97, 103, 104, 106, 111, 123, 236, 304.
Alliers (les), 447.
Amanus, 330.
Amazone, 197.
Amérique centrale, 196.
altération chimique, 194, 195, 199, 214.
Ane (rochers de l'), 30, 425.
Angles, 109.
Anjou, 174, 187, 191, 196, 197.
Ansarieh (Djebel), 330.
Anse rouge, 453, 455, 456.
Antilles, 195, 196, 197.
Apigné, 229, 230.
Apremont, 34, 35, 36, 118, 121, 156, 158, 187, 192, 245, 281, 298, 356, 358.
Arcachon, 443, 475.
Ardèche, 227, 233.
Ardillon, 455.
Argentan, 107.
argiles (analyses d'), 22, 23, 91, 98, 100 à 103, 113 à 115, 124, 125, 191.
argiles de décalcification, 122, 195, 214.
ARSICAULT (G.), 106.
Arthon, 177, 178, 181, 185.

(1) r. : ruisseau.

Artois, 107.
Athuis (les), 146, 147.
Aubert (G.), 172.
Aubigny, 31, 123, 127, 208.
Aubraie (l'), 30, 405, 422, 423, 425.
Aubretière (l'), 121.
Audierne, 126.
Aumarière (l'), 152, 189.
Australie, 195.
Auversien, 181.
Auxerre, 191.
Ay, 228.
Auzance, 9, 31, 127, 268, 301, 306, 307, 337, 339, 344 à 348, 352 à 360, 368 à 371, 395, 425, 470, 474.
Auzel (M.), 190.
Avallon, 7.
Avrillé, 7, 13, 52, 66, 78, 80, 81, 91, 108, 242, 271, 272, 317, 318, 378, 392 à 396, 480.
— massif granitique (d'), 52, 65, 67, 68, 81, 82, 83, 90, 93, 97, 101, 106, 108, 109, 111.
Azay sur Thouët, 188, 363.
Ayral (M.), 63.
Azema, 190.

B

Baeckeroot, 63.
Baillerie (la), 119, 121, 145.
Bajocien, 81, 97.
Bajonnière (la), 356.
Baleines (les), 457.
bande côtière de Vendée, 389 à 396.
Barbâtre, 444.
Barboltière (la), 121.
Bartonien, 179, 187, 191.
Barges (les), 16, 405.
Barrois (Ch.), 29, 59, 71, 72, 450, 461.
Bas-Bocage vendéen, 3, 4, 7, 14, 16, 34, 45 à 56, 66, 68, 70, 71, 180, 185, 332, 349, 392 à 396, 443, 459, 460, 463, 465, 468 à 475, 479, 481, 483.
— et Plateau continental, 459 à 463.
Bas-Boulonnais, 107, 345.
Basse-Loire, 229, 232.
Basse-Parnière (la), 119, 163.
bassin crétacé de Challans-Commequiers, 13, 14, 15, 113 à 123, 128, 158, 172 à 174, 177, 180 à 182, 203, 231, 393, 394, 397, 422.
bassin d'Aquitaine, 3, 14, 122, 195, 315, 391, 397, 461.
bassin de Chantonnay, 64, 66, 111, 472.
bassin de Paris, 125, 186, 189, 195, 197, 211, 213, 233, 279, 463.
bassin de Rennes, 212, 231.
bassins hydrographiques, 48, 54, 55, 70, 291 à 387.
— de l'Auzance, 163, 167, 295 à 297, 301, 308, 314, 324 à 331, 334, 337, 339, 344 à 348, 470, 480.
— du r. de Brétignolles, 295, 300, 301, 308, 315, 328 à 331, 344 à 349.
— du r. du Caillola, 55, 296, 304, 305, 308, 315, 316, 320, 326 à 331, 339, 344 à 349.
— du Falleron, 163.
— du r. de Jard, 55, 105, 296, 303, 304, 308, 315 à 318, 321, 326 à 331, 333, 334, 339, 340, 344, 345, 347, 348, 480.
— du Jaunay, 158, 163, 295, 297, 299, 301, 308, 315, 323, 324, 327 à 331, 333, 334, 339, 344, 345, 347, 348, 470, 480.
— du Lay, 304.
— du Ligneron, 163, 298. Cf. Vie.
— du r. du Marais-Girard, 295, 300, 301, 308, 328, 329, 331, 344, 345, 347, 349.
— du r. de la Mine, 296, 304, 305, 308, 315, 316, 319, 320, 326 à 331, 339, 340, 344, 345, 347, 349.
— du Payré, 238 à 240, 296, 297, 301, 302, 308, 314 à 319, 326 à 331, 333, 334, 344 à 348, 480.
— du r. des Sables-d'Olonne, 296, 297, 300, 306, 308, 314, 321, 326, 328, 329 à 331, 339, 344 à 348, 401.
— du r. de Saint-Jean-d'Orbestiers, 55, 65, 296, 297, 304, 305, 308, 316, 320, 326 à 329, 331, 344 à 347, 349.
— du r. de Tanchette, 296, 297, 304, 305, 308, 316, 320, 321, 326 à 329, 331, 344 à 347, 349.

du Troussepoil, 105, 157, 304.
— de la Vie, 158, 163, 295, 297 à 299, 308, 314, 315, 323, 324, 327 à 329, 331 à 334, 337, 339, 340, 344 à 348, 480.
— de l'Yon, 167.
Bataillère (r. de la), 238, 239, 301, 480.
Bathonien, 81, 97, 107, 161, 223, 301.
Baudouin (M.), 117, 126, 172, 187, 423.
Baudouinière (la), 287.
Baudrière (la), 299.
Bauduère (la), 437.
Baulig (H.), 63.
Beauce, 197.
Beauchamp, 179.
Beaujeu-Garnier (J.), 63.
Beaulieu sous la Roche, 7, 358.
Beaulieu (en Saint-Cyr), 224.
Beauregard, 65, 108, 242, 269, 271, 273, 277, 412, 430, 491, 494, 497.
Beaurivage, 217.
Beauséjour, 37, 52, 297, 304, 395.
Beauvoir, 7, 34, 35, 42, 55, 125, 180, 182, 183, 397, 399, 455, 456.
Beauvoir (en Talmondais), 224.
Bécceleuf, 106.
Beigbeder (Y.), 20.
Belle-Ile en Mer, 391, 450, 457, 462.
Bellenoue, 52.
Belleville, 7.
Bellevue, 271.
Belle-Vue, 119, 121, 127, 151, 163 à 165.
Bellou-le-Trichard, 189.
Bennetières (les), 121.
Bernard (le), 13, 47, 59.
Berthois (L.), 458, 460.
Bertrand-Geslin, 451.
Besné, 461.
Bessais, 109.
Bigot (A.), 107, 415.
Billonnière (la), 52.
biostasie, 67, 194, 195, 239.
Birochère (la), 434.
Birot (P.), 63, 483, 484.
Blache (J.), 32.
Blanchard (R.), 312.
blocs basculés, 107, 108.
— d'Ile d'Olonne, 76, 99.
— de Saint-Jean-d'Orbestiers, 76.
— du Caillola, 76.
— de la Mine, 76.
— du Payré, 76, 99.
Bloire (la), 115, 209.
Bocquier (E.), 123, 265, 283, 416, 434, 435, 451, 454.
Boilivière (la), 121, 122.
Bois (le) (d'Olonne), 122, 123, 269, 271, 273, 277, 280, 491, 494, 497.
Bois (le) (du Poiroux), 31.
Bois-Bouchel (r. du), 299.
Boisbréaud, 93.
Bois-Châlon, 69, 216.
Bois-David, 238.
Bois de Cené, 4, 32, 42, 183, 282, 399.
Bois-Hermier, 202, 203, 207.
Bois-Jaulin (r. de), 361.
Boisse de Black (Y.), 63.
Bois-Soleil, 117.
Boissière des Landes (la), 48, 167, 268.
Boissonnière (la), 121.
Boivinière (la), 156, 226, 298.
bombement axial, 48, 55, 70, 71, 76, 179, 450, 459.
Bordelais, 126, 140.
Bordes (F.), 224, 265.
Bordet (P.), 18, 61.
Bosq-d'Aubigny (le), 234.
Bouaye, 180.
Bouchetière (la), 36.
Bouhier (A.), 5, 187, 233.
Boulanger (D.), 126, 177.
Boulay (N.), 214, 227.
Boule (la), 7, 122, 168, 189.
Boulogne (la), 48, 54, 55, 126, 184, 229, 231, 232.
Bourcart (J.), 394.
Bourdeau (J.-M.), 118, 175, 181, 184, 187, 188, 190, 456.
Boureau, 172.
Bourgenai, 98, 108, 109, 264, 265, 271, 273, 275, 406, 412 à 418, 429, 430, 435 à 437, 440.
Bourgneuf (baie de), 180, 183, 185, 400, 434, 451, 453 à 455, 471.

Boupère (*le*), 52.
Bournezeau, 42, 52, 54, 105, 108.
Boutinière (*la*), 35.
Bouvreau (le), 55.
Boyer (F.), 281, 427, 490.
Brame (*la*), 449.
Brandeau (le), 122.
Brebion, 222, 229.
Bréhec, 440.
Brémauderie (*la*), 46.
Brenne, 196.
Bressuire, 66, 284.
Brésil, 195.
Bretagne, 3, 175, 186, 195, 200, 205, 217, 230, 265, 282, 391, 414, 421, 436, 441, 450, 476, 477.
Bretaudière (*la*), 123.
Brethomé (*le*), 325, 401, 422, 423, 433.
Brétignolles, 34, 35, 36, 42, 57, 295, 297, 323, 399, 404, 415, 433, 436, 437, 439, 440.
— r. de, 301, 344 à 349.
Bretonnière (*la*), 247, 248, 258.
Breuil (*le*), 13, 113, 272.
Breuillet, 191.
bri, 356, 439, 440.
Brie, 197.
Brinkmann (R.), 63.
Brionnière (*la*), 146, 148.
— r. de la, 299.
Briovérien, 29 à 39, 41, 53, 57, 58, 71, 397, 451, 466.
Briquet (A.), 63.
Briscotière (*la*), 119.
Brissonnière (*la*), 109, 110.
Brive, 61.
Brivet (le), 461.
Brochard, 217.
Brochet (L.), 425.
Brochu, 190.
Brognon, 196.
Brosse (*la*), 119, 120, 132.
Brunetière (*la*), 377, 386.
Brunière (*la*), 121, 148, 152.
Buge (E.), 69, 137, 202, 203, 216, 217, 218, 221, 222, 230, 233.
Burdigalien, 210.
Bureau (L.), 72, 117, 125, 187, 190.
Butel (P.), 81, 82, 86, 87, 97, 107, 108, 117, 233, 319, 409, 411 à 413, 434.

C

Caen, 415.
Cailleux (A.), 22, 256, 258, 284.
Caillère (*la*), 67, 71.
Caillère (S.), 114, 279.
Caillola (*le*), 37, 39, 40, 41, 76, 99, 108, 265, 404 à 408, 411, 414, 427, 428, 436, 437, 476, 487.
— r. du, 41, 99, 287, 304, 305, 339, 344 à 349, 353 à 355, 371, 412.
— bloc basculé, 473.
Caillou Blanc (*le*), 115.
Callovien, 81, 97, 107, 434.
Calvados, 61.
Calvez (Le) (Y.), 458.
Cambaudière (*la*), 54.
Campanien, 186.
Campbon, 184, 477.
Canaries (îles), 196, 233.
canoniques, courbes, 22, 492 à 498.
— types, 499.
Canot (*le*), 84, 95.
Canu, 218.
Cantal, 227.
Cantaudières (*les*), 82, 86, 87, 88, 98, 103, 104, 105, 109.
— r. des, 86.
Carbone, 14, 440.
Carbonifère, 58 à 61.
Cargnon (*le*), 117, 172, 174, 178.
Caroline, 196.
Carpentier (A.), 106.
Cap Cantin, 441.
Cap Rhir, 441.
Cap Saint-Roque, 218.
captures, 239.
— du Ligneron, 155 à 158.
Castany (G.), 434.
Cavoleau, 117.
Cayeux (L. de), 190.

Celas, 196.
Cénomanien, 14, 79, 134, 135, 147, 157, 159 à 165, 181, 182, 237, 272 à 275, 281, 400, 453, 467, 470, 472.
Cévennes, 227.
Ceylan, 218.
Cézais, 59.
CHABOT (G.), 313.
Chaigneau (le), 271.
Chaillé les Ormeaux, 93, 123, 127.
Chaillé (rochers de), 30, 31, 425.
Chaize (bois de la), 179, 453, 456.
Chaize-Giraud (la), 9, 34, 52, 299, 356, 370.
Chaize-le-Vicomte (la), 52.
Challans, 5, 13, 15, 45, 65, 70, 113, 115, 117, 118, 119, 123, 127, 132, 137, 163, 164, 172, 175, 177, 181, 182, 196, 202 à 209, 216, 217, 222, 234, 238, 245, 256, 258, 272, 275, 392 à 394, 400, 446, 479.
Chambourg (le), 205, 207.
Champclou, 414, 423.
Champ-Cocu (le), 69, 136, 160, 162, 205, 207, 209, 216, 229.
Champ du Rocher (le), 83, 87.
Champagné, 256, 259.
Champeaux, 106.
Champ-Roux (le), 143.
Champ-Saint-Père, 65, 76, 81, 82, 108, 240, 392.
Chantenay, 461.
Chantonnay, 5, 38, 41, 53, 58, 71, 72, 80, 99, 100, 101, 108, 192, 233, 459, 462.
— r. de, 99.
— Cf. bassin de, fossé de, faille de.
Chapelle-Hermier (la), 34, 167, 209, 299.
Chapelle-Palluau (la), 147, 165.
Chaponnière (la), 83, 84, 381, 382.
CHAPUT (E.), 232.
CHARDONNET (J.), 312.
Chardrie, 30, 31, 32, 40, 125.
Charente, 41, 229, 391, 400, 461, 478.
Charlière (r. de la), 238, 301.
Charmouthien, 78, 88, 90, 105, 327, 406, 409, 411, 412, 438.
Chartres, 191.
CHARTRON (M.), 81.
Chataigneraie (la), 38.
Châtaigniers (les), 121.
Château-des-Chênes, 13, 117, 118.
Château-de-Vie, 247 à 255.
Château-d'Olonne, 40, 41, 242, 271, 282, 426.
Château-Guibert (r. de), 55.
Châteauneuf, 180, 183.
Chauché, 52, 53.
Chaulières (les), 117, 159, 160.
Chaume (la), 30, 39, 40, 56, 57, 103, 296, 325, 397, 399, 401, 405, 414, 415, 426, 437, 458.
— bloc basculé de, 405, 426.
Chaumière (la), 271, 272, 279.
Chaupetières (les), 254.
Chaussée-des-Bœufs (la), 444, 453.
CHAUVEL (J.), 234.
Cheffois, 4.
Cheméré, 181.
Chemin (le), 247.
Chênelière (la), 119.
Chêne-Tors (le), 127, 128, 159.
Chenillac, 64, 72, 108.
Cherveux, 106.
CHEVALIER (J.-P.), 213.
Chevaux (rochers des), 30, 31, 425.
Chèvrefoi, 420.
Chiens-Perreins (les), 448.
Chine, 195, 227.
CHOLLEY (A.), 63, 198, 214, 229.
Choquet (r. du), 357.
Ciboule (la), 9, 260, 268, 301, 307, 353 à 355, 364, 371,, 423.
cimentation siliceuse, 172 à 174, 188 à 191, 196, 479. Cf. concrétions.
CLARK, 190.
Cléons (les), 230, 231.
Clisson, 465, 473.
Clon (le), 271.
Coëx, 32, 46, 50, 69, 297.
Coin (le), 271.
Coindrie (la), 41.
Coiron, 227.
COLLENOT, 107.
COLLOT, 107.
colorimétrie, 101 à 103, 254, 271 à 273, 377, 378, 385.

Commequiers, 5, 13, 15, 117, 125, 158, 159, 161, 174, 210, 271, 392, 395. Cf. bassin de.
concrétions siliceuses, 197, 198.
Coradouaire (*la*), 81, 83, 97, 109, 167.
Cornouailles, 3, 71.
Cossonière (*la*), 120.
Côte d'Ivoire, 115, 194.
Côtes-du-Nord, 440.
Coubre (*la*), 456, 457.
Couffon (O.), 190, 196.
Courmarin (rochers de la), 30, 40, 57.
Coutancinière (*la*), 123.
Coûts (*les*), 206, 207.
Couture (*la*), 99, 101, 108, 110, 473.
Crèche (*la*), 271.
Crétacé, 56, 65, 114, 115, 117, 119, 125 à 127, 194, 392, 467, 468, 473, 475, 477, 478, 479.
Crie (L.), 187, 190, 196, 451.
Cristallophyllien, 7, 11, 30 à 37, 39 à 42.
Croisic (*le*), 443, 457.
Croix-de-Vie, 397 à 399, 403, 404, 435, 447, 459, 460.
Crusafont Pairo, 227.
Cryoturbation, 263.
Cuba, 196.
cuirasse ferrugineuse, 21, 23, 68, 192 à 197, 213, 468, 481.
Cuvillier (J.), 190.

D

Dagoterie (*la*), 430.
Dahomey, 194.
Daim (le), 461.
Dangeard (L.), 126, 177, 436.
Darles (C.), 190.
Davillère (*la*), 299.
Davis (W. M.), 484.
Debyser (J.), 281, 427, 490.
Delaunay, 190.
Delesse, 461.
Delpy (G.), 174.
Désert (*le*), 370.
Deslongchamps (E.), 415.
Demangeon (A.), 63.
Denizot (G.), 227, 229, 232.
Depape (G.), 196, 214, 227, 233.
Derruau (M.), 63.
Deux-Sèvres, 4, 71, 80, 414, 438.
Dingler, 461.
Dion (R.), 190, 312.
Dixmerie (*la*), 230, 231.
Dolbeau, 160.
Dollfus (G.), 221.
Douteau (J.-J.), 17.
Domérien, 81, 83, 84, 86, 95, 97, 104, 374, 375, 378, 381, 400, 412.
Dom Fonteneau, 423.
Dompierre, 52, 55.
Doucerie (*la*), 359.
Douêmes (*les*), 113.
Droillardière (*la*), 301.
Dresch (J.), 63.
Drôme, 233.
Dronières (*les*), 119.
Dubois (G.), 434.
Dullière (*la*), 83, 86, 93 à 95, 104, 106, 223, 236, 240 à 242, 379, 429.
— r. de la, 381 à 383.
dunes, 13, 15, 419, 422 à 428, 435.
Durand (S.), 22, 101, 117, 118, 151, 177 à 185, 188, 190, 195, 205, 211, 229, 231, 234, 434, 451, 453, 477.

E

Eaux (*les*), 242.
Echelle (*l'*), 455.
Elephas meridionalis Nesti, 233.
Emerière (r. de l'), 361.
Emmonières (*les*), 180.
Enchères (*les*), 133, 134, 140, 260, 490.
Eocène, 13, 65, 68, 69, 71, 193, 210, 422, 445 à 447, 455, 477.

Eolière (*l'*), 35.
Epiardière (*l'*), 119.
Epigénies, 238, 239.
— du Ligneron, 158, 170.
— de la Vie, 158 à 160, 170.
Erhardt (H.), 67, 194, 196.
Erosion actuelle, 286 à 290.
Erosion chimique, 67, 468, 469, 479.
Erosion différentielle, 12, 52 à 55, 239, 425.
Erosion marine, 403 à 409, 437.
Erosion post-hercynienne, 56, 57, 78, 79, 335, 336.
— préliasique, 82 à 98, 103 à 106, 112.
— précénomanienne, 127 à 154, 160, 161.
— éogène, 179 à 200.
— préhelvétienne, 203 à 215.
— helvétienne, 215 à 220.
— pontienne, 226 à 228.
— pliocène, 232 à 234.
Cf. préliasique et précénomanienne, 167 à 169, 341.
Erve (l'), 186.
Esnandes, 422.
Esopus Creek, 349.
Espérance (*l'*), 64, 80, 105, 469.
Essarts (*les*), 41, 42, 52, 53, 55, 59, 64, 65, 66, 68, 78, 80, 108, 217, 469.
Estérel, 61.
Etangs (*les*), 230, 231.
eustatisme, 12, 367, 368, 472, 477, 483.

F

Facon (R.), 223.
failles d'Avrillé, 108.
— de Brétignolles, 35.
— du Caillola, 39, 40, 99, 401, 407.
— de Champ Saint-Père, 108.
— de Chantonnay, 5, 16, 42, 46, 50, 52, 53, 55, 66, 71 à 74, 77, 80, 212, 450, 459, 463, 465, 473.
— de la Couture, 108.
— d'Ile-d'Olonne, 180, 413, 414.
— de Maché, 35, 36, 48, 180, 209, 298, 299, 357.
— de la Mine, 99, 406, 412.
— de la pointe Saint-Gildas à la forêt de Machecoul, 185, 454.
— de Pouzauges, 52, 71.
— des Sables-d'Olonne, 39, 40, 321, 401, 426, 427.
— de Saint-Urbain-Challans, 181, 185, 395, 454.
Falaise, 107.
Falleron, 52.
— r. du, 9, 118, 119, 126, 127, 131, 133, 145, 153, 187, 268.
faluns, 202, 203, 216 à 218.
Fénélon (P.), 63, 256.
Fenouiller (*le*), 32.
fentes en coin périglaciaires, 140, 254 à 259, 263, 377.
ferralitisation, 194.
Ferrière (*la*), 50, 52, 192.
Ferronnière (G.), 72, 177, 181, 187, 190, 451, 461.
Fief Boiveau (*le*), 232.
Filées d'Olonne (*les*), 37, 297.
Flandrien, 117, 135, 144, 285, 286, 356, 421, 427, 431, 433, 439, 440, 454.
Flexure continentale, 394, 462, 463.
Flocellière (*la*), 52.
Floride, 195 à 197, 453, 455, 456.
Follielle, 224.
Fontaine, 13, 123, 223, 224, 241 à 243.
Fontainebleau, 190.
Fonteclose, 180, 183.
Fontenay-le-Comte, 52, 65, 80, 81, 108, 109, 110, 434.
Fontenelles (r. des), 360.
Fonteny (*le*), 113.
Fontsouce, 31.
Forêt Quairy (*la*), 119, 127, 135, 151, 157, 181, 226.
Forêts (*les*), 68, 81, 83, 84, 87 à 90, 93, 103, 104, 109, 168, 194, 199, 378, 487.
Forge (*la*), 420.
fossés tectoniques
— du Caillola, 411, 412.
— de Chantonnay, 47, 72, 73, 80, 99, 100, 108, 460, 463, 465, 466, 473, 478.

— de Chenillac, 99, 108.
— de la Couture, 99, 462.
— de Grand Lieu, 184, 465, 473, 481.
— d'Ile d'Olonne (= de Champclou), 325, 370, 411.
Four (*le*), 83, 87, 92, 376 à 378, 488.
Fournier (A.), 414.
Fourogerie (*la*), 119, 133, 137 à 141, 192, 490.
Fradin, 118.
Fréligné, 119, 133, 135.
Freneix (S.), 69, 137, 202, 221, 222, 234.
Fressines, 106.
Friconnière (*la*), 121.
Fridman (R.), 22.
Fritel (P.-H.), 196.
Froidfond, 52, 119.
Fromentine, 393, 394, 422, 444 à 446, 451.
Fyé, 188.
Furnestin (J.), 458, 459.

G

Gabilly (J.), 414, 415.
Gâchère (*la*), 47, 107, 163, 164, 325, 393, 397, 413, 423, 426, 438, 440, 444, 445.
Gâcheries (*les*), 117.
Ganichaud (B.), 126, 187.
Gardette (*la*), 451.
Garenc (P.), 17.
Garenne (*la*), 423.
Garlière (*la*), 30, 31, 101, 426, 433, 487.
Garnache (*la*), 13, 52, 68, 113, 117, 143, 178, 183, 189, 194, 199, 271, 392, 394.
Garnaudière (*la*), 31, 40.
Garneraye (*la*), 84, 385, 386.
Gascogne (*golfe de*), 459.
Gâts (*les*), 299.
Gaudin, 222.
Gaudry, 227.
Gaurichon (J.), 425.
Gaussen (H.), 17.
Gautier (M.), 5, 17, 187, 288, 422, 434, 451, 454.
Gautrie (*la*), 72, 226, 229 à 231.
Génétouze (*la*), 55.
George (P.), 254, 258, 450.
Gergovie, 214.
Gignoux (M.), 81.
Gilbretière (*r. de la*), 52, 238.
Gillard (P.), 188.
Giraud (J.), 213.
Gironde, 427, 443, 457.
Girouard (*le*), 7.
Girvière (*la*), 426.
Gisière (*la*), 89, 119, 127, 151, 156, 272.
Givrand, 271, 423.
Givre (*le*), 81, 82, 84, 110, 260, 374, 379, 381.
Glaudière (*r. de la*), 364.
Gobinière (*la*), 40, 99, 100, 101, 413, 414, 487.
Gosselet, 190.
Goulpière (*la*), 297.
Goumard, 22.
Gourbesville, 230.
Gournaise (*la*), 449.
Graindor (M.), 434, 436.
Gramet, 31.
Grand Bois (*le*), 123.
Grand Bourg (*le*), 142.
Grande Maine (*la*), 55, 64, 216.
Grande Rochette (*la*), 121.
Grangeon (P.), 214, 227, 233.
Grand-Landes, 179.
Grand Lay (*le*), 55.
Grand-Lieu, cf. lac, fossé.
Grand Moulin (*le*), 46.
Grand Parc (*le*), 269, 271, 273, 277, 281, 282, 491, 494, 497.
Grand Logis (*le*), 131, 142.
Grand Pâtis (*le*), 99.
Grand Pinier (*le*), 151.
Grand Rocher (*le*), 125, 323, 422, 423.
Grand Village (*le*), 174, 272.
Graon, 84, 123, 125, 382, 384 à 386.
— terrasses du Graon, 377, 385, 386.
Granulométrie, 22, 377, 385.
— des sables, 92, 101, 125, 138 à 140, 189, 433.

— des limons éoliens, 269 à 271, 276 à 278, 492 à 498.
— des argiles, 495, 497.
Gravelles, 107.
Grégoirière (la), 35.
Grenouillère (la), 99, 100, 497.
Groënland, 240, 269.
Grondinière (la), 260.
grès éocènes, à matériel cénomanien en place, 118 à 124, 133 à 136, 140, 142, 144, 147, 148, 161, 165, 187 à 196, 422, 479, 481.
grès oécènes à matériel éocène, 178, 179, 190.
grès éocènes à Sabalites Andegavensis, 177 à 191, 196, 453, 479.
grès stampiens, 189, 190.
GRIVELIUS, 343.
Groix (île de), 282.
Gros (le), 119.
Grosbreuil, 271, 274.
— r. de, 361.
Grossetière (r. de la), 360.
GROSSOUVRE (A. de), 117, 125, 187, 190.
Gué au Roux (le), 156.
Guédanchère (r. de la), 358, 359.
Guérande, 454.
Guergue (r. de la), 47.
Guérinières (les), 156.
Gui des Nouhes (le), 121.
GUILCHER (A.), 63, 187, 190, 193, 436, 441, 450, 451, 454, 482.
GUILLAUME (L.), 434.
GUILLIEN (Y.), 229, 256.
Guimardière (la), 97, 271, 273, 277, 280, 281, 491, 494, 497.
Guindonnières (les), 83, 87, 88, 103, 104.
Guinée, 194.
Guitardière (la), 123.
Guiton, 299.
Guittière (la), 319.
Guyane, 115.
Guyerrand (le), 203.
Guy Gorand (le), 167, 206 à 210, 260, 299, 395.

H

Habites (les), 52, 69, 129, 131, 142, 143, 147, 155, 226.
Haut-Bocage vendéen, 4, 29, 53, 66, 263, 288, 365, 367, 463, 465, 476.
Haut Ajonds, 192.
Haute-Perche (la), 180, 183, 185, 471.
Haute-Thermelière (la), 67, 68, 192, 194, 197, 200, 213.
Hauterives, 233.
Hautes-mers (les), 264, 434.
hauts-niveaux marins quaternaires, 16, 429 à 435, 441, 442, 456.
Hawaï (îles), 218.
Hecht, 210.
Helvétien, 69, 70, 130, 131, 137, 138, 157, 160 à 163, 167, 181, 237, 456, 468, 471, 472, 474, 475.
Herbiers (les), 4, 64, 188.
Herbretière (l'), 14.
Hermenault (l'), 106.
Hettangien, 81, 98 à 103, 325, 327, 398, 406, 409, 411 à 418, 423, 436 à 438.
Hilairière (l'), 113.
HOLMES, 210.
HORTON (R. E.), 343, 346, 349.
horst de Pouzauges, 45, 47.
— de Mervent, 71.
Hypsométrie (analyse hypsométrique des bassins hydrographiques), 311 à 342, 480.
— courbes hypsographiques, 316, 322,, 324, 470, 471.
Hurepoix, 229.

I

Ilaude, 108, 319.
Idavière (l'), 299, 358.
Ile d'Olonne, 31, 65, 76, 99, 108, 272, 275, 321, 413, 433, 436.
— bloc basculé (d'), 108, 398, 399, 423, 437, 472.
Ille-et-Vilaine, 231.
Illite, 98, 102, 114, 194, 278, 279.

Imbretière (l'), 52.
Inde, 196, 197.
Indochine, 227.
Insulinde, 195, 196.
Involutions périglaciaires, 261.
interfluves (plateaux ou surfaces), 45 à 79, 466 à 469.
Issoire (l'), 48.

J

Japon, 227.
Jard, 81, 110, 265, 317, 391, 398, 404, 458.
— r. de, 303, 304, 307, 339, 340, 344 à 348, 415 à 419.
Jariette (la), 127, 178, 179, 252, 272.
Jarillère (la), 40.
Jarilles (les), 119.
Jarrie (la), 126.
Jarry (la), 48, 226.
Jaubretière (la), 121.
Jaudonnière (la), 71.
Jaunay (le), 9, 127, 133, 156 à 158, 247, 268, 286, 287, 299, 301, 306, 307, 339, 344 à 348, 352 à 359, 368 à 371, 395, 422, 423, 469, 470.
JEHAN LE FLORENTIN, 423.
JODOT (P.), 190, 233.
JOHNSON (D. W.), 63.
Jolly-sur-Rabretière, 81, 83, 84, 86, 95, 109, 233, 240, 374 à 380, 488.
JOLY (F.), 63.
Jonchère (la), 46.
Jouère (la), 121, 153.
Joursac, 227.
JUNG (J.), 39, 63.
Jurassique, 5, 12 à 14, 41, 64, 72, 78, 80 à 82, 107, 110, 119, 122, 181, 194, 243, 315, 317, 327, 392, 394, 395, 398, 400, 409, 416, 417, 454, 461, 462, 466, 468, 469, 474, 475, 477 à 479.
Justices (les), 269, 276, 277, 279, 491, 494, 497.

K

kaolinite, 98, 102, 114, 194, 214, 252, 278, 279, 468.
KERVILER, 461.
KERFORNE (F.), 190.
KLEIN (C.), 67.
Kurd Dagh, 330.

L

Lac de Grandlieu, 3, 38, 65, 66, 71, 72, 164, 177 à 184, 197, 206, 231, 232, 396, 456.
LACROIX (A.), 190.
LAGNEAU (J.), 126.
Landes (les), 183.
LANQUINNE (A.), 190.
LAPADU-HARGUES (P.), 61, 63.
latérites, 213.
LAURENT (L.), 196, 214.
Laval, 186.
Lande Saint-Jean (la), 83, 84, 88, 89, 93, 166, 378, 487.
Landevieille, 7, 30, 31, 32.
Landreau (le), 230.
Lansonnière, 81, 82, 84, 88, 95, 104, 381, 382.
LAPPARENT (J. de), 34.
Laumarière, 121.
Laurier (le), 40.
Lay (le), 54, 87, 99, 224, 245, 293, 351, 386, 475.
LECOINTRE (G.), 190, 217, 218, 233, 234.
Legé, 7, 35, 42, 118, 119, 122, 127, 178, 272, 275, 281.
Lessay, 69, 232.
levés à la planchette, 20, 82 à 93, 129 à 143, 260, 374 à 386.
Levraudière (la), 109, 240, 242, 375.
— (r. de la), 97.

Lézardière (la), 122, 168, 359.
Liane (la), 345.
Lias, 5, 12, 13, 14, 56, 64 à 68, 72, 78, 79, 80 à 112, 194, 234, 242, 243, 301, 304, 315, 317, 319, 374, 378 à 380, 392, 394, 395, 398, 406, 408, 409 à 415, 421, 430 à 432, 436 à 438, 461, 462, 466, 468 à 470, 472, 474, 475, 477 à 479.
Libault (A.), 313.
Licheret, 455.
Lieu-Dieu, 46, 48.
Ligneron (le), 9, 118 à 121, 129 à 136, 141, 145, 153, 155 à 157, 239, 247, 260, 268, 274, 298, 307, 352 à 354, 360, 369 à 371, 379, 395, 461, 469, 470, 480, 489, 490.
Ligneron (le), 119, 127.
Liljquist, 284.
Limagne, 213.
limons éoliens, 45, 132, 142, 147, 148, 266 à 285, 375, 381, 385, 421, 432, 433, 491 à 498.
Limousin, 3, 345, 463.
Limouzinière (la), 117, 231.
Littry, 60.
Llanes, 457.
loess, 268, 269, 279, 283, 366.
Loges (r. des), 83, 94, 110, 111.
Logne (la), 118, 119, 133, 163, 232.
Loire (la), 184, 231, 233, 282, 283, 427, 441, 461.
Loire-Atlantique, 65, 118, 174, 177, 178, 187, 191, 196, 230, 231, 234, 471.
Lois de Horton, 346 à 350.
Longeville, 13, 81, 109, 122, 161, 281, 282, 497.
Loudéac, 193.
Louing (le), 99.
Louisiane, 196.
Louvernières (les), 122, 168.
Luçon, 64, 66, 72, 80 à 82, 108, 110, 474.
Lucs-sur-Boulogne (les), 32, 48, 55, 157.
Lutétien, 117, 118, 162, 164, 175 à 179, 181 à 185, 190, 196, 445 à 447, 450 à 456, 458, 461, 471, 477, 479.
Luzay, 451, 453, 454.

M

Macar (P.), 63.
Mac Gee, 63.
Maché, 9, 10, 158, 159, 163, 179, 247, 248, 260, 271.
Machecoul, 5, 34, 35, 47, 65, 66, 126, 164, 177, 178, 180, 181, 183, 396, 400, 446, 451, 453.
Maignien, 194.
Maillé, 224, 234.
Maillezais, 224, 434.
Maindreau (le), 122.
Maine, 186, 187, 196, 197.
Mallet, 313.
Malvergne (r. de la), 121, 297.
Malycheff (V.), 279.
Mancelière (la), 48, 81, 83, 88, 91, 92, 95, 97, 103, 104, 109, 167.
Manche, 230, 434, 440.
Mans (le), 478.
Marais Girard (r. du), 301, 344, 345, 347, 349.
Marais littoral, 4, 5, 11, 15, 393, 398.
— breton, 117, 163, 164, 186, 295, 393, 399, 422, 439, 461, 465, 473.
— de Bourgneuf = de Bouin, 3, 183, 185, 186, 397, 400, 422, 441, 450, 451, 454 à 456, 473.
— de Monts, 177 à 186, 314, 394, 397, 400, 422, 445, 450, 451, 454 à 456, 471, 473.
— poitevin, 4, 13, 47, 123, 180, 295, 393, 398, 399, 422, 438 à 440, 450, 451, 455, 362, 472.
— du Jaunay, 394.
Marchegaizière (la), 46.
Mareuil-sur-le-Lay, 12, 34, 52, 64, 65, 76, 77, 80, 100, 110, 111, 224, 392, 393, 395, 396, 473.
Margottière (la), 119, 120, 209.
Marie (P.), 222, 234.
marmites de géants, 265, 409, 418, 435.
Marne (la), 183.
Maroc, 198.
Martinet, 32, 121, 133, 148, 189, 192, 359, 370, (r. de), 299.

Martinière (la), 46, 121.
MARTONNE (E. de), 63, 312.
MARTY, 213, 214, 227, 233.
Marzelle (la), 202, 203, 207, 218.
massif armoricain, 195, 204, 391, 465.
massif central, 3, 61, 214, 277, 283, 427.
massifs granitiques
— d'Aizenay, 37, 42, 212, 268, 281, 299.
— d'Aubigny, 31, 268.
— d'Avrillé, 13, 37, 42, 169, 197, 238, 242, 243, 268, 276, 281, 282, 304, 317, 333, 414, 429, 468, 470.
— de Legé, 42, 268.
— d'Olonne, 36, 37, 40, 41.
— du Poiré, 298.
— de Pouzauges, 271, 276, 279.
— de Saint-Avaugourd, 272.
— de Sainte-Flaive, 281.
MATHIEU (G.), 4, 18, 29, 30, 32, 35, 36, 38, 39, 42, 58, 59, 60, 66, 71, 72, 73, 76, 92, 99, 101, 106, 107, 108, 109, 117, 181, 216, 217, 284, 363, 365, 400, 409, 411, 413, 414, 430, 447 à 450, 463.
Maufrais (le), 422.
MAYNARD, 190.
Mazières-en-Gâtine, 53.
Mazourie (la), 46.
Méditerranée, 227, 233, 434.
Mégalithes, 425, 455.
Mégrière (la), 146, 147.
Meilleraie (la), 465.
Mende, 61.
Ménerie (r. de la), 105.
Mérandoire (la), 119, 127, 132 à 134, 140, 151, 154, 155 à 157, 189, 192, 208, 298, 490.
MERCIER, 196.
Mer Rouge, 218.
Mervent, 3, 34, 38, 39, 41, 42, 52, 56, 66, 106, 108, 180, 400, 480.
Mésanchère (la), 121.
Mesnée, 42, 48, 81, 91, 92, 97, 104.
Mésolithique, 425.
Métairie (la), 101, 102, 487, 497.
Métairies (les), 286.
Meule (la), 448.
meulière, 189, 197, 198, 213, 214, 481.
MEUNIER (St.), 195.
Meximieux, 223.
Mexique (golfe du), 196, 218.
MEYNIER (A.), 63.
Michelière (la), 52, 223, 241 à 243, 264, 274, 420, 429, 430.
Milière (la), 64.
MILON (Y.), 119, 178, 186, 190, 193, 195, 205, 229, 231, 234, 477.
Mine des Essarts (la), 16, 31, 47, 57, 76, 99, 108, 406, 408, 412, 413, 437, 438.
— r. de la, 99, 304 à 306, 339, 340, 344, 345, 347, 349, 353, 354, 368, 369, 371.
— bloc basculé de la, 473.
minéraux lourds
— des sables, 91, 92, 101, 102, 113, 122, 123, 125, 138, 157, 217, 262, 427, 488 à 490.
— des limons éoliens, 271, 280 à 283, 375, 377, 378, 385.
— des argiles, 487, 488.
Mocque-Souris (r. de), 121.
Molin (le), 118, 177 à 180, 272, 400, 446, 447.
Monastirien, 327, 421, 454.
— Haut, 436.
— Bas, 420, 421. Cf. Hauts niveaux marins, Tyrrhénien.
Monconseil, 48.
Monplaisir, 46.
Montaigu, 64, 69, 180, 206, 216, 230, 232, 396.
— golfe de, 193, 217, 465, 473.
Montbail (r. de), 359.
Mont-Charraix, 227.
Montien, 186, 211.
Montbert, 126, 184, 191.
Montmarin, 122.
Montravail, 117, 163, 164, 205, 208.
Montravers, 365.
Monts (baie de), 400. Cf. marais.
Moore, 190.
Moraudière (la), 35.
Morbihan (golfe du), 93, 117.
Morelière (la), 231.
MORELLET (L. et J.), 195, 196.
MORET (L.), 126.
Mormaison, 52.
morphométrie
— des bassins hydrographiques, 330 à 355.
— des vallées, 343 à 350, 353 à 355.

morphoscopie des sables, 22, 101, 102, 115, 122, 123, 125, 133, 134, 140, 142, 148, 189, 217, 223, 224, 242, 258, 260 à 263, 271, 273 à 276, 375, 377, 378, 385, 432, 433, 454, 490, 491.
Mortière (la), 229.
Mortillet (G. de), 457, 461.
Morvan, 107.
Mothe-Achard (la), 7, 122, 167, 168, 260, 271.
Mothe-Saint-Héray (la), 213.
Motte-Foucrant (la), 209.
Moulières (les), 121, 127, 153, 168.
Mouilleron-le-Captif, 52.
Moulin des Alouettes, 4, 271.
— *d'Apigné*, 477.
— *de l'Aulnay*, 280.
— *de Baslière*, 271, 273, 277, 281, 297, 491, 494, 497.
— *Bonneau*, 271.
— *de la Cave*, 145, 146.
— *Champaillard*, 268.
— *de Chenillac*, 80, 469.
— *du Chiron*, 50.
— *Duchiron*, 299.
— *de la Gaillotière*, 7.
— *de la Garde*, 223, 242, 429.
— *de la Grippe*, 395.
— *des Habites*, 394, 395.
— *de Laissert*, 106.
— *de la Maigrière*, 395.
— *de la Motte-Foucrant*, 151.
— *de la Nation*, 65, 178, 179 197, 198, 456.
— *Neuf*, 271, 281.
— *de la Peyratte*, 363.
— *du Pontreau*, 146, 148.
— *de Preuilly*, 64, 469.
— *des Reliques*, 7, 13, 271.
— *du Retail*, 47, 48, 52, 469.
— *des Rochelles*, 121.
— *de la Ruette*, 121, 133, 148, 152, 189, 192, 210.
— *de la Salette*, 64.
— *de la Salle*, 31, 34, 40.
Mousinière (r. de la), 361.
Moustérien, 265, 421, 435.
Moutiers-en-Retz (les), 34, 118, 126, 177.
Moutiers-les-Mauxfaits (les), 83, 86, 197, 374.
Moutiers-sur-le-Lay (les), 245.
mouvements tectoniques
— prébercyniens, 29 à 36, 398, 399, 401.
— hercyniens, 4, 16, 41, 56, 58, 388 à 402, 450, 466, 476.
— préliasiques, 73.
— post-jurassiques, 71 à 76, 107, 108, 399, 402, 409, 476.
— post-jurassiques et précénomaniens, 73, 76, 77, 109, 182 à 186, 422, 438, 450, 454, 456, 461, 462.
— post-lutétiens, 184, 422, 446, 450, 455, 456.
— tertiaires, 73, 77, 182, 186, 473, — 476, 463.
Mouzinière (la), 37, 41, (r. de la), 362.
Moyen Age, 427.
Mulinière (la), 31.
Munier (P.), 190.
Musset (R.), 63, 186.

N

Nantes, 52, 211, 461.
nappe à blocs de Lias, 240 à 243, 375, 376, 379, 380, 429, 430.
Naulière-Bernard (la), 118, 121, 133, 148 à 153, 163, 165, 189, 192, 226.
Néolithique, 409, 425, 439.
Nesmy, 123, 127, 208.
Neuville (la), 189.
Nieul-le-Dolent, 31, 55, 57.
Nieul-sur-l'Autise, 123, 422.
Niger, 194.
Niort, 41.
Noir (rochers du), 30, 31, 424.
Noirmoutier (île de), 1, 5, 118, 177 à 183, 191, 195, 391, 392, 434, 436, 441, 443 à 446, 448, 451 à 457, 462, 473.
Noiron, 192.
Nollière (la), 121, 152, 153.
Normannien, 436. Cf. Monastirien, Tyrrhénien.
Normandie, 69, 107, 228, 232, 234, 415, 436.
Notre-Dame de Monts, 457.
Noue (la), 117, 128, 256.
Noue Morin (la), 48.
Nouvelle-Calédonie, 218.
Noyers (les), 52.

O

Ognon (l'), 126, 184.
Océan Atlantique, 391 à 463.
— Pacifique, 195.
— Indien, 195, 218.
Oléron (île d'), 231, 399, 400, 443 à 445, 457.
Olivière (l'), 57, 269, 271, 273, 277, 281, 491, 494, 497.
Oligocène, 210, 212.
Olonna, Société, 427.
Olonne, 7, 17, 36, 40, 52, 55, 76, 100, 101, 122, 268, 271, 274, 276, 280, 281, 297, 306, 394, 424 à 426, 433.
ONDE (H.), 312.
Ondière (l'), 121, 247 à 254.
ORCEL (J.), 101, 252, 278.
Orgerie (l'), 128, 156, 162, 203, 205, 207, 209.
OTTMANN (F.), 434.
Oxfordien, 81.

P

Padel, 440.
Palais (le), 363.
Paléocène, 177, 178, 183, 455, 456, 471, 479.
paléoclimats, 21, 23.
— du Carbonifère, 60.
— du Permien, 61.
— du Trias, 61, 62.
— du Rhétien, 62.
— du Lias, 91, 92.
— du Jurassique, 481.
— du Crétacé inférieur, 143, 481
— du Crétacé supérieur, 172 à 174, 481.
— tertiaires, 200, 214, 215, 238, 239.
— du Paléocène, 177, 178, 183, 195, 453.
— du Montien, 195.
— du Thanétien-Sparnacien, 195, 196.
— de l'Eocène, 172 à 174, 190, 191, 481.
— du Cuisien, du Lutétien, du Bartonien, du Ludien et de la fin de l'Eocène, 196.
— du Sannoisien, 196, 197, 213, 481.
— du Stampien, 213.
— de l'Aquitanien, 213.
— du Burdigalien, 197, 214.
— de l'Helvétien, 218 à 220, 481.
— du Pontien, 227, 228.
— du Pliocène, 233, 234.
— du Quaternaire (périglaciaire), 254 à 259, 261 à 266.
paléosols, 22, 23, 67.
— préliasiques, 194, 199.
— précénomaniens, 68, 113 à 115, 122, 143, 194, 199, 468.
— crétacés à rhizonconcrétions, 120, 162, 172 à 175.
Pallotière (la), 32.
Palluau, 4, 7, 13, 14, 15, 32, 52, 69, 70, 72, 80, 117 à 119, 121, 157, 163, 166, 167, 221 à 228, 272, 313, 472.
Papinière (la), 400.
PAPY (L.), 5, 17, 81, 403, 409, 411, 416, 423, 426, 434, 435, 439, 440, 449, 451, 454.
Parée (la), 405.
PAREYN (Cl.), 60.
Parigné-l'Evêque, 189.
Pâris, 52.
Parois (les), 127.
Pas (le), 162, 166, 222, 225, 226, 228, 230, 232, 472.
Pas-Opton (le), 128, 159.
PATTE (E.), 425.
PATUREAU, 102, 280.
PAVOT, 190.
Pay-d'Haude (le), 271, 273, 277, 491, 494, 497.
Pay-du-Poiroux (le), 52.
Paynière (la), 10.
Payré (le), 16, 76, 98, 99, 109, 301, 302, 307, 353 à 356, 361, 369, 397.
— (bassin du), 55, 339, 340, 344, 356 à 358, 461, 480.
— (bloc basculé du), 409, 413.
Cf. Pointe.
PEGUY (Ch.), 211, 312.
PELLOUX, 375.
PENEAU (J.), 71, 81, 107, 411, 434, 435, 451, 454.

pénéplaine éocène, 199, 479.
Pénestin, 231, 234.
Penhoët, 461.
Pénardière (la), 121.
Péranche (la), 124, 178, 179.
Perche (le), 115, 189.
périglaciaires (phénomènes), 254 à 259, 260 à 266, 266 à 285, 366, 367, 409 à 411, 430, 481.
Perjaudière (la), 122.
Permien, 61, 474.
Permo-Trias, 78.
PERPILLOU (A.), 63.
Perray (le), 277.
Perrier (le), 177.
Perrières, 415.
Perrochère (la), 239.
Pertuis breton, 400, 444.
Pertuis d'Antioche, 400, 444.
Petit-Bourg (le), 145, 146.
Petite-Boulogne (la), 14, 156, 157, 162, 166, 222, 226, 232, 352, 472.
Petit-Fenêtreau (r. du), 362.
Petite-Maine (la), 53, 55.
Petite-Mermande (la), 119.
Petites-Roussières (les), 46.
Petit-Lay (le), 53, 55, 99, 224.
Petit-Rocheau (le), 119.
Petit-Rocher (le), 126, 211, 323, 422.
Petit-Rorthais (le), 64.
PETRASCHECK (W.), 63.
Peuple (le), 36.
Philippines (îles), 218.
PICQUENARD (C.), 58, 190.
Pierre-Aiguë, 231.
Pierre-Levée, 37, 39 à 41, 101, 297, 306, 487.
PIET (F.), 451.
Pigeon (le). Cf. Quairy.
Pilier (île du), 451.
Pimpaire (la), 35.
Pin (le), 262, 272.
PINCHEMEL (Ph.), 63, 107, 308, 312, 343, 345, 346.
Pinçonnière (la), 209.
Pinière (la), 10, 31.
PINTA, 114.
Pironnière (la), 99, 100, 101, 102, 223, 242, 264, 265, 304, 327, 429, 432, 487, 497.
Pissot (le), 109, 406.
Plaine-sur-Mer (la), 400, 456.
plaines alluviales, 10 à 12, 285, 286, 364 à 367, 372, 373, 378 à 381, 386.
— de la Vie, 148.
— du Ligneron, 125, 136.
— du r. du Caillola, 427, 428.
plaine d'érosion post-hercynienne, 55, 56, 63, 67, 76, 77, 78, 112, 466, 469, 474. Cf. surface.
plaine de remblaiement sableuse, 13, 175, 198, 212, 226, 471, 479, 481.
plaine de remblaiement calcaire, 198, 481.
Plantes (les), 117, 205, 394, 395.
plateaux. Cf. interfluves.
Plateau continental, 3, 15, 16, 186, 392, 443 à 447, 457 à 463, 475, 476, 482, 483.
plates-formes d'abrasion marine
— actuelles, 445.
— préliasiques, 411 à 415.
plates-formes littorales, 16, 404, 405, 409, 425.
Plessis-Landry (r. du), 359, 360.
Pliensbachien, 81, 84, 89, 91, 97, 411.
Pliocène, 14, 434, 438, 454, 456, 477. Cf. Redonien.
Plissonnière (la), 52.
Podière (la), 128.
Pointes : de l'Aiguille, 401, *de l'Aiguillon*, 391, *de Bretagne*, 443, 457, 475, *de Butte*, 448, 449, *du Châtelet*, 430, 448, *de la Conche*, 449, *du Corbeau*, 448, *de l'Evêque*, 447, 448, *de la Fosse*, 451, 454, *de Grosse-Terre*, 444, 445, *de l'Herbaudière*, 451, 454, *du Payré*, 16, 409, 410, 413, 416, 422, 431 à 433, 436, 437, 444, 445, 450, 458, 461, *du Raz*, 3, *Saint-Gildas*, 32, 179, 180, 397 à 400, *de la Tranche*, 447.
Poiré-sur-Vie (le), 48.
— (r. du), 357.
Poirière (la), 271, 273.
— (r. de la), 193.
Poiroux (le), 52, 101, 242, 271.
— (r. du), 239.
Poitevinière (la), 272, 497.
— (r. de la), 361.

Poitiers, 197.
Poitou, 197, 414, 423, 438.
Pollens (analyse pollinique), 22, 30, 179, 182, 185, 211, 262, 440.
Pont-Abert, 182, 400.
Pontchartrain, 190.
Pontchâteau, 461.
Pont de Lavaud, 99, 101, 110.
Pont d'Yeu (le), 126, 177, 181, 444 à 448, 451, 458.
Pontien, 233, 243, 460, 475, 479.
Pont-Jaunay, 126, 422.
Pont-Neuf, 422.
Pontreau (le), 121.
Pont-Rolland, 104.
Pont-Rouge (le), 83, 84, 88, 104, 374.
Pont-Saint-Denis, 272.
Pont-Vien (le), 123.
Popov (A.-J.), 140, 254, 258.
Pornic, 34, 126, 162, 177.
Porteau (le), 271.
Port-Faissant, 41.
Port-Joinville, 177.
Port-Louis, 177, 477.
Portugal, 441, 475.
Postière (la), 441.
Poteries (les), 113, 189.
Potron (le), 113.
Pouillé (le), 145.
Pouzauges, 46, 365, 366, 465.
— massif granitique de, 53, 271.
Pré (le), 238.
Prégneau (le), 35, 36, 399, 404.
Préneau (le), 117, 128, 151, 156, 159, 205.
Primelière (la), 4.
Privas, 227.
profils longitudinaux des cours d'eau, 351 à 373, 470.
— du r. de l'Allière, 97.
— de l'Auzance, 352, 359, 360, 368, 369, 371.
— du r. du Caillola, 352, 358, 359.
— de la Ciboule, 352, 361, 368 à 370.
— du r. de la Dultière, 93 à 95, 474.
— du Jaunay, 152 à 155, 352, 358, 359, 368 à 370.
— du Ligneron, 151 à 154.
— du Payré, 352, 361, 369, 371.
— du r. de Saint-Jean, 352, 368, 369.
— du r. de Tanchette, 352, 361, 368, 369, 371.
— du Troussepoil, 86 à 88, 103 à 105, 474.
— de la Vertonne, 352, 361, 368 à 370.
— de la Vie, 152 à 155, 352, 356 à 358, 368 à 370.
profils transversaux des vallées, 374 à 387.
— du r. de l'Allière, 97.
— du r. de la Dultière, 381 à 383.
— du Graon, 260, 382 à 386.
— du Jaunay, 148 à 150, 228, 229.
— du Ligneron, 127 à 150, 228, 229, 264, 279.
— de la Rinaie, 381, 383.
— du Troussepoil, 88 à 93, 374 à 380.
— de la Vie, 147 à 150, 228, 229.
Proutière (la), 128.
Provins, 191.
Pruvost (P.), 58, 59, 78.
Puits d'Enfer, 102, 265, 405 à 407, 435 à 437.
Puits Neuf, 118, 177 à 185, 190, 471.
Puits Rochais, 40.
Puybéliard, 101, (r. de), 99.
Puy-Berne, 119, 163.
Puy-Crapeau, 4.
Puy-Greffier, 64.
Puy-Hardy, 38, 71.
Puyravault, 240.
Pussenot (Ch.), 461.
Pyrénées, 438, 473, 475.

Quairy-Pigeon (le), 242, 431, 436.
Quatre-Chemins de Buron (les), 46, 47, 297.
Quatre-Chemins de la Boule (les), 35.
Quiberon, 177, 391, 477.
Quiou (le), 205.

R

Rablais (les), 109, 301.

Rabretière (la), 223, 240, 376.

Raillères de Bois-de-Cené (les), 125, 161, 205, 210.

Rambouillet, 190.

Ranson (G.), 440.

Ré (île de), 299, 400, 443 à 445, 454, 457, 459.

Redon, 234.

Redonien, 13, 14, 69, 162, 163, 166, 181, 184, 204, 221 à 226, 229 à 235, 237, 456, 474.

régressions marines, 237 à 239, 362, 363, 366, 387, 394, 460, 462, 475 à 478, 482, 483.

— post-turonienne, 175, fin Crétacé, 211, bartonienne, 21, oligocène, 212, préhelvétienne, 167, 212, 472, pontienne, 167, 235, quaternaires, 275, 283 à 285 (wurmienne, 439, 454).

Reid, 440.

relief alvéolaire, 110.

relief appalachien, 4, 53.

relief de côte, 13.

relief de faille, 4.

— de la Pointe Saint-Gildas à la forêt de Machecoul, 400.

— de Pouzauges à Saint-Michel-Mont-Mercure.

— de Saint-Urbain à la Forêt Quairy, 400, 473.

reliefs hercyniens, 51, 52, 56 à 63.

relief karstique, 115.

Rémelière (la), 55.

— (r. de la), 360, 361.

Rémilly-sur-Lozon, 228.

Renaudon, 88, 104.

Rênelière (la), 260 à 262, 359, 360, 489, 490.

Rennes, 229.

Réorthe (la), 64 à 66, 78, 80, 108.

République (anse de la), 409, 410, 418, 419.

Retail (le), 127.

Retz (pays de), 397.

Rhétien, 62, 194.

Rhexistasie, 61, 62, 67, 195 à 197, 467.

Rhizoconcrétions, 120, 162, 172 à 174, 209.

Richard, 449.

Richard (r. de la), 359.

Richebonne, 119.

Ricour (J.), 62.

Riez, 245.

Rinaie (la), 93, 95, 379 à 381, 383.

Rioult (M.), 415.

Rivière (A.), 22, 102, 117, 190, 250, 276, 278, 451, 492, 499.

Rivoires (les), 286.

Robinière (la), 7, 9, 46 à 48, 52, 67, 69, 129, 131, 145, 147, 155, 163, 212, 226, 227, 232, 307, 360, 463, 472.

Roc de la Chaize, 106.

Roche-Biron, 401, 444.

Rochebonne, 397, 444, 446, 456.

Rochebonneau, 126.

Roche du Repos (la), 404.

Rochelle (la), 109, 456.

Rochelles (les), 455.

Rocher des Pères (le), 451.

Rocherie (la), 122.

Rocher Napoléon, 416, 439.

Rochers de Bouin, 454, 455, *de la Préoire*, 454, 455, *de la Vendette*, 454, 455.

Rocher Sainte-Véronique, 35, 404.

Roches de Devin, 453, *de la Loire*, 454.

Rocheservière, 3, 4, 51, 52, 180, 211.

Rochessauve, 227.

Roche-sur-Yon (la), 3, 4, 7, 52, 80, 123, 158, 161, 192, 293.

Rodez, 61.

Roger (J.), 172, 234.

Rosais (r. des), 361.

Rosnay, 52, 76.

Rosselle (la), 345.

Rouairie (la), 140.

Rouans, 41.

Rougerie (G.), 115.

Roul (J.), 118, 122.

Roulière (la), 426.

Roussière (la), 131, 136, 138, 140, 260.

Roussière d'Apremont (la), 262.

Rouvre, 106.
Rudelière (la), 40, 242, 263, 415, 433.
Ruellan (F.), 73, 92.
Ruette (r. de la), 299.

S

Sables-d'Olonne (les), 4, 30, 31, 34, 38, 39 à 42, 51, 56, 57, 66, 80, 81, 101, 102, 107, 110, 122, 125, 180, 223, 240, 242, 264, 265, 268, 270, 274, 281, 283, 286, 301, 306, 364, 392, 395, 397, 400, 405, 407, 413, 414, 416, 422, 424, 426, 427, 429, 436, 437, 439, 440, 444, 445, 447, 450, 457.
— (r. des), 339, 344 à 348, 401, 426, 427, 480.
Sablé, 186.
Saint-Aignan, 72.
Saint-Amand-sur-Sèvre, 365.
Saint-Avaugourd, 53, 297.
Saint-Benoît, 123, 422.
Saint-Brévin, 41, 441.
Saint-Brisson, 107.
Saint-Christophe-du-Ligneron, 9, 35, 129, 131, 145, 154, 187, 189, 210, 245, 271, 470.
Saint-Côme-de-Fresné, 434.
Saint-Cyr-en-Talmondais, 224.
Saint-Denis-d'Oléron, 457.
Saint-Denis-du-Payré, 224.
Saint-Denis-la-Chevasse, 272, 277, 497.
Saint-Etienne (Loire), 60.
Saint-Etienne-de-Corcoué, 72, 229, 231.
Saint-Etienne-de-Mer-Morte, 32, 48, 122.
Saint-Etienne-du-Bois, 35, 36, 299.
Sainte-Flaive-des-Loups, 122, 271.
Sainte-Foy (r. de), 361.
Sainte-Hélène, 299.
Saint-Georges-de-Bohon, 230.
Saint-Georges-de-Pointindoux (r. de), 359, 360.
Saint-Gervais, 180, 183, 185, 400, 471.
Saint-Gilles-sur-Vie, 32, 34, 35, 76, 125 à 127, 158, 159, 163, 185, 202, 211, 271, 281, 323, 393, 394, 399, 422, 423, 435, 445.
Saint-Grégoire, 290.
Sainte-Hermine, 76, 80, 110, 392, 395, 396, 422.
Saint-Hilaire-de-Chaléons, 184.
Saint-Hilaire-de-Riez, 13.
Saint-Hilaire-de-Talmond, 356.
Saint-Hilaire-la-Forêt, 13, 81, 109, 122.
Saint-Hilaire-le-Vouhis, 53.
Saint-Hubert, 117, 151, 272.
Saint-Jean-de-Beugné, 106.
Saint-Jean-de-Corcoué, 41.
Saint-Jean-de-Monts, 181, 282, 444, 445.
Saint-Jean-d'Orbestiers, 12, 55, 76, 101, 103, 108, 265, 271, 327, 394, 395, 398, 411, 413, 436, 437, 458.
— (bloc basculé de), 411, 438, 473.
— (r. de), 101, 304, 305, 344 à 349, 352 à 355, 368, 369, 374, 406, 407.
Saint-Jean-la-Poterie, 234.
Saint-Julien-des-Landes, 7, 47, 297.
Saint-Laurent-sur-Sèvre, 365.
Saint-Louis-du-Sénégal, 218.
Saint-Lumine-de-Coutais, 180.
Saint-Maixent, 71.
Saint-Maixent-sur-Vie, 9, 158, 159, 247.
Saint-Martin, 108, 327, 412, 437.
Saint-Martin-de-Brem, 34, 52, 76, 392 à 395, 414, 437.
Saint-Martin-des-Noyers, 50, 52, 53, 72, 179, 180, 193, 194, 212, 393, 450, 460, 463, 473.
Saint-Martin-Lars, 80.
Saint-Mathurin, 7, 271, 273, 277, 491, 494, 497.
Saint-Mesmin, 365.
Saint-Michel-Chef-Chef, 32, 34 à 36, 42, 185.
Saint-Michel-Mont-Mercure, 4, 465.
Saint-Michel-sur-Loire, 218.
Saint-Nazaire, 3, 34, 38, 39, 41, 42, 56, 180, 400, 480.
Saint-Nicolas-de-Jard, 76, 81, 108, 109, 265, 397, 398, 409, 410, 413, 414, 438.
Saintonge, 391, 478.
Saint-Paul-du-Chemin, 53.
Saint-Paul-en-Pareds, 46, 64.

Saint-Paul-Mont-Penit, 35, 36, 119, 127, 245.
— (r. de), 156, 157, 298.
Sainte-Pazanne, 41, 42.
Saint-Père-en-Retz, 32.
Saint-Philbert-de-Bouaine, 41.
Saint-Philbert-de-Grand-Lieu, 47, 65, 126, 164.
Saint-Pierre-du-Chemin, 38, 465.
Saint-Pompain, 41, 66, 106.
Saint-Prouant, 52.
Saint-Révérend, 7, 50, 52, 260, 262, 272, 394.
Saint-Sébastien, 457.
Saint-Sornin, 52, 224, 242.
Saint-Sulpice-le-Verdon, 271, 272.
Saint-Urbain, 7, 180 à 183.
Saint-Vincent-Puymaufrais, 105.
Saint-Vincent-sur-Graon, 272, 487.
Saint-Vincent-sur-Jard, 16, 84, 107, 265, 403, 416, 422.
Saint-Vincent-Sterlanges, 224.
Salaire (la), 433.
Salle (la), 40, 242.
Sallertaine, 177, 178, 182, 447, 455.
— (r. de), 395.
Sarre-Nahe, 61.
Sarthe, 188, 189.
Saulieu, 107.
Sauvage (J.), 440.
Sauves (les), 427.
Sauveterre, 16, 30 à 32, 39, 40, 56, 57, 125, 401, 405, 413, 423, 425, 426.
Sauzaie (la), 35, 397, 399, 404.
Savarière (la), 226.
Schwarzbach (M.), 61, 63.
Sécherie (la), 36.
Sées, 107.
Seine, 186, 214.
Selle, 345.
Semur, 107.
Sénégal, 194.
Sennetière (la), 453, 455.
Sénonien, 126, 162, 174, 177, 181, 184, 185.
Sens, 191.
sépiolite, 279.
Seuil du Poitou, 4.
Sèvre Nantaise (la), 365.
Sevreau (le), 365.
Sibérie, 254 à 258.
sidérolithique, 192 à 197.
sillon de Bretagne, 71, 72.
Simon (E.), 425.
Sion sur l'Océan, 50, 179, 180, 265, 323, 397, 403, 404, 422, 437, 444, 445, 447, 450, 460, 461, 465, 473.
solifluxion (nappes de), 21, 128 à 140, 263 à 266, 283, 286, 366, 409 à 411, 415 à 421, 431 à 437, 441, 472.
Somme, 345.
Sonde (îles de la), 197.
Sorlière (la), 119, 129 à 131.
Sornière (la), 109.
Sorre (M.), 17.
Sortière (la), 136.
Soudan, 194.
Soullans, 13.
Source (la), 434.
Soyer (J.), 195.
Sparnacien, 191.
Spitzberg, 240.
Stach (L. W.), 216.
Stéphanien, 38, 39, 41, 56.
Stouvenot, 71.
Strahler (A. N.), 315, 346.
Strigel (A.), 61.
Strombes (couches à), 434.
surface de 100 m, 232, 233.
surface d'abrasion marine, 435 à 437.
surface de dégradation, 67 à 70, 113 à 115, 468.
surface éocène, 187, 188, 191 à 193, 198 à 200.
surface meulièrisée, 197.
surface d'aplanissement primordiale, 45 à 70, 78, 167, 233, 234, 335, 463, 467, 469, 474.
surface précénomanienne, 164 à 169, 191, 199, 200.
surface préhelvétienne, 203 à 208.
surface préliasique, 14, 47, 48, 80 à 112, 167, 168, 215, 411 à 415, 436, 437, 441.
surimposition de la Vie, 158 à 160.
— du Ligneron, 156.

T

Tablier (le), 7.
Tail (r. du), 365.
Taillée (la), 440.
— r. de la, 360.
Talmond, 12, 31, 52, 80, 81, 98, 100, 108, 110, 238, 242, 271, 286, 301, 319, 364, 393, 394, 396.
talus continental, 186, 401, 443, 453, 459 à 462, 475.
talus de 30-60 m, 393 à 396.
Tanchette (bassin de), 55.
— (r. de), 344 à 349, 352 à 355, 361, 368, 369, 371, 426.
Tanières (les), 119.
Tardoire (la), 229.
Taylor (G.), 258.
Tchad (lac), 198, 213.
Templerie, 31, 32, 81, 83, 86, 87, 88, 103, 104, 109, 168, 197, 240.
Tenu (r. du), 126.
Tercerie (la), 119, 127, 133, 163, 174, 178, 179, 189, 191, 208, 209, 226.
terrasses fluviatiles quaternaires, 243 à 263.
— basse terrasse, 259 à 263, 433, 434.
— de l'Auzance, 275.
— de la Ciboule, 275.
— du Graon, 260, 262, 385, 386.
— du Lay, 262, 275.
— du Ligneron, 134 à 138, 144, 253, 260, 263.
— du Troussepoil, 253, 260, 262, 378 à 380, 386.
— de la Vie, 147, 148, 263, 275.
— de l'Yon, 263.
— haute terrasse, 245 à 259, 268, 269.
— du Graon, 253, 258, 259, 377.
— du Jaunay, 148.
— du Lay, 258, 275.
— du Ligneron, 132 à 145, 253, 258, 259, 491.
— du Troussepoil, 253, 259, 377 à 380.
— de la Vie, 148, 246 à 259.
Ters (M.), 63, 69, 81, 107, 108, 113, 117, 119, 127, 129, 133, 137, 138, 151, 178, 182, 187, 188, 193, 202, 203, 217, 221 à 224, 262, 283, 375, 395, 400, 430, 431, 441, 490.
Terves, 284.
Tesserie (la), 167, 206, 207.
Tessinnière (la), 119.
Texas, 196.
Thibergère (la), 245, 247.
Thorigny, 34.
Thostes, 107.
Thouarcé, 92.
Thouars, 363, 415.
Thouet, 363.
Thoulet, 461.
Thuée (la), 119.
Tinetière (la), 361.
Tinthouin (R.), 63.
Tisonnière (la), 101, 487.
Toarcien, 81, 97, 301, 319.
Toit (du), 190.
Tombeau Goupilleau (le), 260.
Tongiorgi (E.), 440.
Tortonien, 227.
Toulven, 186.
Touraine, 187, 203, 217, 218.
tourbes flandriennes, 440.
Tournai-sur-Dives, 415.
Tournerie (la), 162, 167, 205 à 207, 216, 226.
Tous-Vents, 40.
Touvois, 14, 113, 119, 125, 126, 141, 161, 187, 189, 191, 202, 210, 211.
Tranche (la), 81, 296, 311.
transgressions marines, 3, 14 à 16, 394, 460, 462, 477, 478, 483.
— liasique, 70, 76, 107, 394, 409, 414, 466.
— jurassique, 45, 70, 394.
— cénomanienne, 70, 113 à 125, 170, 362, 396, 422, 456.
— paléocène, 211.
— yprésienne, 177.
— lutétienne, 70, 177, 178, 184, 211, 216, 396, 400, 422, 456.
— helvétienne, 70, 202, 206, 217, 396, 422.
— redonienne, 70, 221 à 235, 396, 472.
— flandrienne, 422, 454.
Traversière, 123, 125.
Treize-Septiers, 65, 206, 216, 217.

triangles d'aval, 314, 319, 327.
Trias, 61, 62, 107, 470.
Tribehou, 228.
Tricherie (la), 121.
TRICART (J.), 138, 190, 256, 259, 430.
TROMELIN (de), 191.
Troussepoil (le), 83, 86 à 91, 95 à 98, 103 à 105, 110, 111, 236, 240, 260, 374 à 380, 386.
Trupailles (les), 448.
Tuderrière (la), 121, 153.
Turonien, 117, 125, 160, 161, 163, 237.
Tyrrhénien, 224, 327, 405, 409, 421, 426, 441, 453, 456.
— I, 429, 430, 438.
— II, 431 à 434, 436, 438.
— III, 265, 435, 438.

V

Vaige, 186.
Vairé, 7, 34, 52, 53.
VALENSI (L.), 65, 66, 125.
Vallée (la), 40, 41, 128, 159.
vallées préliasiques, 55, 56, 67 à 70, 82 à 112, 373, 394, 414, 450, 472, 474.
— du Troussepoil, 20, 111, 168, 169, 197.
vallées précénomaniennes, 113 à 171, 185, 187, 189, 192, 205, 373, 394, 395, 472.
— de l'Auzance, 118, 122, 160, 168 à 170.
— du Brandeau, 122.
— du Falleron, 118, 119, 160, 161, 170.
— du Graon, 125.
— du Jaunay, 118, 121, 146 à 150, 158 à 160, 165 à 170, 228, 229, 236, 237.
— du Ligneron, 119 à 121, 127 à 160, 165, 166, 170, 205 à 209, 217, 226, 228, 229, 236, 237, 238, 370, 373.
— de la Logne, 118, 119.
— de la Petite Boulogne, 226.
— de la Vie, 158 à 160, 165, 166, 168 à 170, 228, 229, 236, 237.
vallées préhelvétiennes, 205, 207, 209, 472.
vallées prélutétiennes, 118, 121, 146 à 150, 183, 185, 472.
vallées préredoniennes, 228, 229, 234 à 236, 472.
vallées quaternaires, 243 à 263, 472, 473.
vallées submergées, 16, 459 à 461.
Vannerie (la), 141, 321.
Vaud (la), 299.
VASSEUR (G.), 72, 117, 119, 177, 181, 191, 202, 223, 229, 230.
VATAN (A.), 190, 229, 281, 287, 427, 490.
VAUDORE (de), 117.
VAUMAS (E. de), 312, 330.
Veillon (le), 98 à 102, 106, 108, 270, 409, 413, 415, 416, 420, 430, 437, 487, 497.
Veillonnière (la), 121.
Venansault (r. de), 48.
Vendrennes, 46, 67, 69, 217.
VERGER (F.), 5, 422.
Vergne (la), 68, 123, 136, 165, 213.
Vérie (la), 117, 118, 174, 177, 178, 182, 400.
VERNHET (S.), 22.
Véronnière (la), 127, 208, 209.
Vertonne (la), 9, 99, 268, 274, 352 à 355, 361, 368 à 371, 423.
Vertou, 180.
Vertus, 186.
Viandière (la), 83, 87.
Vie (la), 9, 10, 16, 48, 127, 133, 156, 157, 239, 247, 252, 259, 260, 268, 274, 287, 298 à 301, 307, 352 à 358, 368 à 371, 395, 423, 461, 469, 470, 480.
Vieilles-Maisons (les), 360.
Viette (la), 363.
Vieux-Château (le), 447, 448.
Vieux-Moulin (le), 102.
Vignaie (la), 152, 154.
Vilaine, 229.
Villafranchien, 233, 243.
Ville-Dé-d'Ardin (la), 38, 58, 71.
Villedieu-lès-Bailleul, 415.
Ville-Hervais (la), 128, 159.
Villeneuve, 117, 122, 128, 159, 223, 242, 271, 277, 412, 494.
Vilnière (la), 121.

Vinière (la), 319.
Vivier (le), (de Château-d'Olonne), 40, 41.
Vivier (le), (de Maché), 35.
Voltière (la), 113.
Vouillé, 440.
Vouvant, 71.
Vraud de la Caillère (le), 72, 99 à 101.

W

Wang Nai Liang, 451.
Wallerant, 66, 178, 187, 202, 221, 222.
Waterlot (G.), 73, 76, 89, 101, 106, 107, 109, 115, 182, 399, 400, 438, 463.
Wells, 216, 218.
Welsch (J.), 64, 71, 72, 81, 107, 187, 190, 224, 406, 425, 434.
Wurm, 206, 421.

X

Xaintray, 106.

Y

Ydier (F.), 265, 425, 427, 439.
Yeu (île d'), 15, 34, 38, 39, 42, 55, 56, 76, 179, 181, 391, 392, 399, 400, 430, 444, 457, 458, 462, 473, 480.
— (bloc basculé de l'), 451.
Yon (l'), 54, 55, 99, 124, 192.
Yprésien, 177, 453, 477.
Yvette (l'), 229.

Z

Zanzibar, 218.
Zaouiyé, 330.
Zernitz (E. R.), 307.
Zvereff (R.), 189, 190.

TABLE DES DÉPLIANTS

I. Carte géologique sommaire de la Vendée littorale 31

II. Coupes Est-Ouest à travers la haute surface, dans le Bas-Bocage vendéen .. 45

III. Deux coupes méridiennes à travers la région littorale vendéenne 47

IV. Les restes de la surface d'aplanissement primordiale, dans le Bas-Bocage vendéen 51

V. Flanc nord de la vallée du Ligneron, au S de Saint Christophe 131

VI. Flanc sud de la vallée du Ligneron, au SW de Saint Christophe 137

VII. Bassin hydrographique de la Vie 297

VIII. Bassin hydrographique du Jaunay 299

IX. Bassin hydrographique de l'Auzance 301

X. Profil transversal de la vallée du Troussepoil, entre Jolly sur Rabretière et le Givre (levé à la planchette) 375

XI. Profils sous-marins 457

I. Profil du Plateau continental, au large des Sables d'Olonne, en direction E.NE - W.SW (sur 130 km) 457

II. Profil du Plateau continental et du Bas-Bocage, au droit de Saint-Gilles, en direction E-W (sur 237 km) 457

III. Profil du fond sous-marin, entre l'île d'Yeu et Sion 457

IV. Profil du fond sous-marin, aux abords de l'île d'Yeu, en direction SW-NE 457

V. Profil du fond sous-marin, aux abords de l'île d'Yeu, en direction N-S. 457

XII. Courbes morphoscopiques des sables inclus dans les limons éoliens de Vendée, dans les sédiments de la haute terrasse du Ligneron et dans quelques autres dépôts 491

XIII Courbes canoniques types (d'après M. le Professeur Rivière) (1954) 499

TABLE DES FIGURES

Nos		Pages
1.	Schéma régional de la Vendée littorale	6
2.	Structure briovérienne et structure hercynienne en Vendée littorale	33
3.	Les gisements de Lias inférieur et moyen, sur la bordure sud-ouest de la région littorale vendéenne	82
4.	Tracé des levés à la planchette, dans la région de Moutiers les Mauxfaits	84
5.	Lambeaux-témoins de Lias moyen dans la vallée du Troussepoil. Profil longitudinal du Troussepoil	85
6.	Profil des Forêts à la Lande Saint-Jean (levé à la planchette)	89
7.	Profil longitudinal du ruisseau de la Dultière; gisements-témoins de Lias moyen.	94
8.	Profil longitudinal de l'interfluve entre le ruisseau des Loges et celui de la Dultière	94
9.	Bassins hydrographiques du Troussepoil et du ruisseau de Jard. Densité de drainage actuelle et vallées précharmouthiennes	96
10.	Les dépôts cénomaniens en Vendée littorale	116
11.	Profil du fond rocheux précénomanien, sous le bassin de Challans-Commequiers.	128
12.	Localisation des profils transversaux de la vallée du Ligneron	130
13.	Le remblaiement de haute terrasse; vallée du Ligneron; carrière de la Fourogerie	137
14.	Courbes granulométriques des formations corrélatives du profil transversal du Ligneron	139
15.	Profils transversaux comparés de trois vallées précénomaniennes. *a*) Coupe transversale de la vallée du Ligneron, entre le Moulin de la Cave et le Petit Bourg	146
	b) Coupe transversale de la vallée de la Vie, entre les Athuis et la Mégrière	
	c) Coupe transversale de la vallée du Jaunay, entre la Brionnière et le Moulin du Pontreau	
16.	Profils longitudinaux. Vallée du Ligneron	152
17.	Situation des sables et des grès cénomaniens, dans les vallées de la Vie et du Jaunay	152
18.	Les dépôts éocènes en Vendée littorale	176
19.	Les gisements helvétiens et redoniens de la Vendée littorale	204
20.	Extension probable de la mer au Miocène (Helvétien) et au Redonien, sur le Massif armoricain	204
21.	Les terrasses fluviatiles quaternaires en Vendée littorale	244
22.	Principaux gisements de la haute terrasse de la Vie	246
23.	Profils longitudinaux comparés de la Vie et de la haute terrasse	246
24.	Courbes granulométriques des alluvions de la haute terrasse de la Vie	249
25.	Diagrammes en coordonnées polaires des alluvions de la haute terrasse de la Vie	251

N°s		Pages
26.	Courbes granulométriques. Hautes et basses terrasses fluviatiles de Vendée littorale	253
27.	Fente en coin, dans la haute terrasse. Carrière du Château de Vie	257
28.	Limons éoliens en Vendée littorale	267
29.	Courbes granulométriques comparées des limons de Vendée et de divers loess	269
30.	Courbes granulométriques des limons éoliens de Vendée littorale	277
31.	Bassins hydrographiques de la Vendée littorale	294
32.	Bassins hydrographiques des ruisseaux des Sables, de Brétignolles et du Marais Girard	300
33.	Bassin du Payré	302
34.	Bassin du ruisseau de Jard	303
35.	Bassins des ruisseaux de Tanchette, de Saint-Jean, du Caillola et de la Mine	305
36.	Schéma théorique de la courbe hypsographique	312
37.	Courbes hypsographiques des bassins du versant sud (en %)	316
38.	Courbes hypsographiques d'ensemble (en %)	322
39.	Courbes hypsographiques des bassins du versant ouest (en %)	324
40.	Diagramme utilisé pour le calcul de l'indice d'érosion	332
41.	Histogrammes montrant la répartition des superficies en fonction des altitudes, dans chaque bassin	338
42.	Profils longitudinaux comparés des rivières principales et de leurs vallées	352
43.	Profils en long des rivières, réduits en %	368
44.	Profils transversaux des vallées de la Rinaie et du ruisseau de la Dultière	383
45.	Profil transversal de la vallée du Graon	384
46.	L'île d'Yeu	449
46 *bis*.	L'île de Noirmoutier	452
47.	Courbes canoniques des limons éoliens. Sédiment complet (0,05 μ à 10 mm)	492
48.	*id.*	493
49.	Courbes canoniques de la partie fine des limons éoliens ($< 32\ \mu$), de diverses argiles et de micaschistes	495
50.	Courbes canoniques des limons éoliens. Partie grossière (0,1 à 10 mm)	496

LÉGENDE DES PHOTOGRAPHIES

Nos		Pages
1.	Vue des environs de Legé, sur la vallée de la Logne	8
2.	Vallée d'un affluent du Graon, à la Joltrie	8
3.	Vallon largement ouvert	8
4.	Vallon de la Paynière, en forme de berceau	10
5.	Vallée de la Vie, près de Maché	10
6.	Vallée du ruisseau de la Pinière; éperon interfluve taillé à facettes	10
7.	La plaine de remblaiement cénomanienne, près de Soullans	14
8.	Le calcaire sénonien, sur le bord nord du Petit Rocher	75
9.	La dépression d'Ile d'Olonne	76
10.	Cailloutis cénomanien du Château des Chênes	118
11.	Le remblaiement cénomanien de la Vallée du Ligneron, vu de la Margottière.	120
12.	La plaine de remblaiement cénomanienne, vue de la Cossonnière	120
13.	Cailloutis cénomanien. La Brosse	120
14.	Cailloutis cénomanien. Saint-Maixent-sur-Vie	121
15.	Blocs de grès. Saint-Hilaire-la-Forêt	123
16.	Banc de grès. La Péranche	124
17.	Dépôt de sable et de galets marins. Traversière	124
18.	La vallée du Ligneron, vue de Saint-Christophe	131
19.	Le talus de rive droite de la vallée du Ligneron. La Mérandoire	132
20.	Haute terrasse du Ligneron. La Fourogerie	141
21.	Fente en coin périglaciaire, dans le cailloutis de la haute terrasse. Touvois (La Vannerie)	141
22.	Paroi sableuse d'une fente en coin, dans la haute terrasse du Ligneron. La Fourogerie	141
23.	Alluvions anciennes du Ligneron, ravinant le sable cénomanien. La Baillerie.	145
24.	Rhizoconcrétions crétacées. Le Grand Village (en Commequiers)	173
25.	*Id.*	173
26.	Blocs de Lias silicifié, appartenant à la nappe ancienne. La Dultière	241
27.	Blocs de Lias silicifié, appartenant à la nappe ancienne. Fontaine	241
28.	Blocs de Lias silicifié, appartenant à la nappe ancienne. La Michelière	241
29.	Haute terrasse quaternaire de la Vie. Carrière du Château de Vie	248
30.	Cailloutis de base de la nappe de la Vie. Carrière du Château de Vie	250
31.	Fente en coin, traversant les trois couches de la haute terrasse. Carrière du Château de Vie	255
32.	*Id.*	255

Nos		Pages
33.	Vallon de la Rênelière, remblayé par le sable éolisé de la basse terrasse	261
34.	Involutions périglaciaires dans le sable et le gravier. La Rênelière	261
35.	*Id.*	261
36.	Coulée de solifluxion. Falaise de Tanchette	265
37.	Plaine de remblaiement de la Vie et talus schisteux. La Baudouinière	287
38.	Remblaiement flandrien marin de la basse vallée du jaunay	287
39.	Remblaiement flandrien marin de la basse vallée du ruisseau du Caillola	287
40.	Nappe de ruissellement descendue de la haute terrasse sur la prairie recouvrant la plaine alluviale. Saint-Grégoire, près de l'Aiguillon-sur-Vie	290
41.	*Id.*	290
42.	Blocs de Lias silicifié, appartenant à la nappe ancienne. La Rabretière	376
43.	Flanc sud de la vallée du Graon, vu de la Garneraye	385
44.	Estran et falaise. Sion-sur-l'Océan	404
45.	La côte du Puits d'Enfer, au sud des Sables-d'Olonne	407
46.	La côte, à 3 km au sud des Sables-d'Olonne	407
47.	La côte entre Saint-Jean-d'Orbestiers et le Caillola	407
48.	La falaise, au corps de garde du Caillola	408
49.	La falaise, entre le Caillola et la Mine	408
50.	Partie NW de la baie de la Mine	408
51.	La côte, entre le Payré et Saint-Nicolas	410
52.	La falaise, entre la Pointe du Payré et l'anse Saint-Nicolas	410
53.	Nappe de solifluxion, creusée de rigoles. Anse de la République	410
54.	Falaise de calcaire jurassique. Jard	417
55.	Poches de cailloutis de solifluxion, sur l'Hettangien. Anse de la République.	417
56.	Poches de cailloutis de solifluxion, sur l'Hettangien. Bourgenai	417
57.	Coulées de solifluxion, remplissant les marmites de géants tyrrhéniennes. Anse de la République	418
58.	Guirlandes de solifluxion, sur le calcaire hettangien. Anse de la République.	418
59.	Nappe de solifluxion. Bourgenai	418
60.	Nappes de solifluxion superposées. Jard	419
61.	Le rocher du Noir. Côte basse, au nord des Sables d'Olonne	424
62.	Haut estran et dune. Le Noir	424
63.	Les dunes de la forêt d'Olonne	424
64.	Le cordon de galets, en travers de la vallée du Caillola	428
65.	La levée de blocs de la Michelière	429
66.	La nappe à blocs. La Pironnière	432
67.	Le dépôt de la Pointe du Payré	432
68.	Le dépôt de la Pointe du Payré	432

ACHEVÉ D'IMPRIMER
SUR LES PRESSES DES
IMPRIMERIES OBERTHUR
RENNES-PARIS
EN AOUT MCMLXI

Dépôt légal imprimeur nº 5868