



BIBLIOTECA CENTRALA
A
UNIVERSITAȚII
DIN
BUCUREȘTI

No. Curent Format

Nº Curent 62053 Format

Nº Inventar A.43218 Anul 1935

Secția Depozit în Raftul

1942

Bibliothèque de Philosophie scientifique

Directeur : Paul GAULTIER, de l'Institut

LÉON BERTRAND

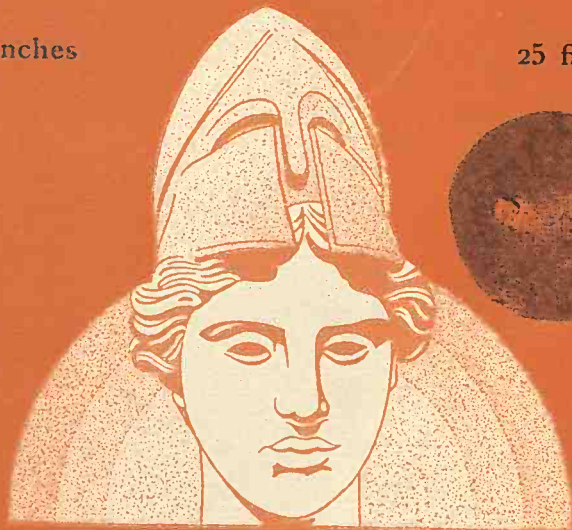
Professeur à la Sorbonne et à l'École Centrale

Histoire de la formation du sous-sol de la France

Les grandes
régions géologiques
du sol français

8 planches

25 figures



FLAMMARION

BIBLIOTHÈQUE DE PHILOSOPHIE SCIENTIFIQUE

Dirigée par Paul GAULTIER, de l'Institut

DÉJA PARUS

- LÉON BERTRAND, professeur à la Sorbonne et à l'Ecole Centrale. *Les grandes régions géologiques du sol français.*
- Docteur MAURICE DIDE, directeur médecin des Asiles publics d'Aliénés, docteur ès lettres : *L'hystérie et l'évolution humaine.*
- ALBERT EINSTEIN : *Comment je vois le monde*, traduction du Colonel CROS, ancien élève de l'Ecole Polytechnique.
- CHARLES FABRY, membre de l'Académie des Sciences : *Physique et astrophysique.*
- JOHAN HJORT, professeur à l'Université d'Oslo : *La crise de la vérité*, traduction du Colonel CROS, ancien élève de l'Ecole Polytechnique.
- L.-O. HOWARD, ancien chef du bureau d'Entomologie des Etats-Unis : *La menace des insectes*, traduction de L. BERLAND, sous-directeur du Laboratoire d'Entomologie du Muséum de Paris. Préface de E.-L. BOUVIER, de l'Institut.
- Docteur PIERRE JANET, membre de l'Institut, professeur au Collège de France : *Les débuts de l'intelligence.*
- JULES LEGRAS, professeur à la Sorbonne : *L'Ame russe.*
- HANS REICHENBACH : *Atome et Cosmos*, traduction de Maurice LECAT.
- LOUIS REYNAUD, professeur à la Faculté des Lettres de Lyon : *L'Ame allemande.*
- COMTE SFORZA : *L'Ame italienne.*

**Les grandes
régions géologiques
du sol français**

DU MÊME AUTEUR

Chez le même éditeur :

HISTOIRE DE LA FORMATION DU SOUS-SOL DE LA FRANCE :
LES ANCIENNES MERS DE LA FRANCE ET LEURS DÉPÔTS.

Avec 25 figures dans le texte (*Bibliothèque de Culture générale*).

Chez J. Lamarre :

LA SCIENCE DES ROCHES

Traduction française, annotée, de l'ouvrage *Gesteinskunde*
de F. Rinne.

L'emploi du Microscope polarisant (avec M. Roubault).

Bibliothèque de Philosophie scientifique

Directeur : Paul GAULTIER, de l'Institut

nv.A.43.218

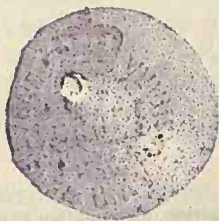
LÉON BERTRAND

Professeur à la Sorbonne et à l'École Centrale

Histoire de la formation du sous-sol de la France

**Les grandes
régions géologiques
du sol français**

Avec 8 planches et 25 figures dans le texte.



ERNEST FLAMMARION, ÉDITEUR

CONTRC 1953

BIBLIOTECA CENTRALA UNIVERSITARA
BUCURESTI
COTA 62053

RC 46103

B.C.U. Bucuresti



C60318

**Droits de traduction, d'adaptation et de reproduction
réservés pour tous les pays.**

**Copyright 1935,
by Ernest FLAMMARION.**

AVANT-PROPOS

Le petit volume *Les anciennes Mers de la France et leurs dépôts*, dont il a été nécessaire de donner une nouvelle édition comportant un certain nombre de corrections et de mises au point, sans avoir pu cependant en modifier sensiblement le développement, doit être considéré comme une introduction à l'ouvrage actuel, indispensable au lecteur non spécialiste. Celui-ci devra parfois y chercher les notions générales dont il aura besoin pour comprendre utilement les exposés sommaires des successions et des faciès des terrains géologiques propres à chacune des grandes régions de notre sous-sol. Ces caractères stratigraphiques ont été mis en corrélation avec les conditions tectoniques et les mouvements orogéniques de la région, de façon à donner une esquisse aussi fidèle que possible de la suite des phénomènes géologiques qui l'ont successivement constituée, jusqu'à l'aurore des temps actuels.

Comme pour l'ouvrage précédent, il était matériellement impossible de faire un choix, au point de vue bibliographique, parmi les innombrables publications des divers auteurs qui sont cités au cours du volume et de donner une liste, même très résumée, des plus

importantes. Du moins l'exposé synthétique des résultats essentiels des recherches de ces nombreux auteurs a été fait avec le souci constant de résumer aussi fidèlement et impartialement que possible leurs opinions (tout en devant cependant faire un choix parmi les conceptions adverses, à l'occasion) et d'indiquer la part que chacun d'eux a prise dans la connaissance géologique des grandes unités structurales de notre pays.

Le format réduit de cet ouvrage n'a malheureusement pas permis d'y faire figurer les cartes géologiques assez détaillées et coloriées qui, dans bien des cas, seraient nécessaires pour une exacte compréhension des sujets exposés. Fort heureusement, la publication très récente d'une nouvelle édition de la *Carte géologique de la France à l'échelle du millionième* par le Service de la Carte géologique détaillée de la France (3^e édition, 1933) peut suppléer à cette lacune forcée. Il sera donc toujours utile au lecteur d'avoir sous les yeux cette carte, dont le présent ouvrage pourrait, pour ainsi dire, être considéré comme une notice explicative. Les petites cartes qui figurent à la fin du volume et qui donneront au lecteur une esquisse de la constitution géologique du sous-sol de nos grandes régions ont d'ailleurs été établies en partant de cette carte.

Il me reste à souhaiter que l'ouvrage actuel trouve, auprès du public studieux et éclairé, un accueil aussi bienveillant que son aîné.

Octobre 1934.

INTRODUCTION

Si le domaine de la *Géographie physique* est l'étude de l'état de choses actuel à la surface du globe et des phénomènes physiques, chimiques et biologiques qui s'y produisent, le but de la *Géologie*, conçu du point de vue scientifique, est la reconstitution de cet état de choses au cours des longues périodes antérieures, en utilisant tous les faits observables et en s'aidant de la connaissance des phénomènes actuels pour l'explication de ceux du passé. En d'autres termes, son but est la reconstitution de l'*histoire de la double évolution, physique et organique, à la surface de notre globe*, préparant l'état de choses actuel.

Les *documents* de la géologie sont de divers ordres. Les uns, *pétrographiques*, sont relatifs à la composition et à la genèse des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques, qui constituent les portions de la croûte terrestre accessibles à nos études ; les données *stratigraphiques* consistent dans les relations mutuelles et la succession des anciens sédiments, déposés en général sur le fond des anciennes mers, rarement sur la surface des anciens continents, qui constituent les couches géologiques ; les renseignements *tectoniques* ont trait aux déformations et dislocations ultérieures de ces couches ; quant aux indications *paléontologiques* fournies par l'étude des anciens êtres, animaux et végétaux, ayant vécu au sein des anciennes mers et à la surface des anciens continents, elles sont particulièrement utiles au géologue par les renseignements qu'elles lui fournissent sur les conditions des milieux dans lesquels ces êtres se sont développés.

Ces documents sont les *archives de la Géologie*, au même titre que les archives de l'Histoire (anciens textes, monuments, monnaies et médailles, etc...) qui font l'objet de *Sciences auxiliaires*, essentiellement descriptives et analytiques, mais qui ne sont pas l'Histoire elle-même. De même que l'historien, le géologue doit mettre en œuvre tous les documents en vue d'une *synthèse historique*, que le géographe, d'une part, le préhistorien et l'historien, d'autre part, prolongent pour les derniers chapitres de l'histoire de notre globe.

Il est d'ailleurs deux façons de grouper les faits géologiques : soit *dans le temps* ou par *périodes géologiques*, soit *dans l'espace* ou par *régions*. Le premier mode est celui de la *géologie stratigraphique*, dont les chapitres correspondent aux subdivisions successives des temps géologiques, étudiées simultanément et comparativement sur toute l'étendue du globe. La seconde méthode est celle de la *géologie régionale* ou *structurale*, qui examine, pour chacune des grandes régions du globe, la succession stratigraphique régulière et la disposition structurale actuelle des divers terrains géologiques qui y sont observables, avec leurs déformations et dislocations tectoniques. Ce second point de vue permet de coordonner les divers ordres de faits qui se sont produits dans chaque région au cours des époques géologiques successives et de mettre en évidence leur dépendance mutuelle.

On peut généralement y reconnaître ainsi l'existence de *cycles successifs* comprenant des phases analogues qui se répètent d'un cycle à l'autre : *sédimentation*, puis *orogénèse* et *phénomènes éruptifs* corrélatifs ; ensuite *érosion des reliefs* ainsi formés, ayant donné lieu à la formation de *pénéplaines* sur les emplacements des anciennes chaînes. Ces pénélaines ont pu être, ultérieurement, plus ou moins envahies par de nouvelles aires de sédimentation, où recommençait un nouveau cycle.

A) *Sédimentation*. — En grande majorité, les matériaux constituant les couches géologiques sont, on le sait, d'anciens sédiments marins, d'âges très divers suivant les régions. Dans certaines d'entre elles, la sédimentation a cessé depuis une époque géologique très ancienne et elle a fait place, depuis lors, à un régime continental persistant (*aires continentales*) ; tout au plus, celui-ci n'a ensuite été troublé que par des inva-

sions marines localisées et temporaires (*ennoyages*). Dans d'autres régions au contraire, il y a eu de longues périodes de sédimentation continue, dont les dernières peuvent être très récentes.

En ce qui concerne la nature de ces aires de sédimentation, il existe, comme on le sait, un contraste entre les anciennes *mers continentales* ou *ennoyages* et les anciens *géosynclinaux*. Ces derniers présentent un intérêt particulier parce que c'est, en grande partie, aux dépens de leurs dépôts que se sont formées les *chaînes de montagnes « neuves »* qui se sont produites au cours des phases orogéniques successives et aussi en raison du *métamorphisme général* qui a transformé en *schistes cristallins* certains de leurs dépôts.

B) *Orogenèse*. — Les *chaînes actuelles* sont formées de couches très redressées, plissées et disloquées. Les *chaînes anciennes* sont des régions où les couches sont aussi redressées, plissées et disloquées, mais où il n'existe plus de relief extérieur comparable à celui des chaînes actuelles ; or, pour les géologues, la seule différence est due à l'*érosion* plus poussée de ces anciennes chaînes rasées, et les deux termes : *chaîne* et *zone plissée* sont synonymes au point de vue structural.

Tout au moins pour les parties axiales de ces zones, la sédimentation géosynclinale a pu durer jusqu'au début de la phase orogénique ; d'ailleurs la production d'une chaîne plissée peut souvent se subdiviser en *plusieurs phases successives* (préliminaires, maximales et tardives).

C) *Erosion des chaînes plissées*. — Cette érosion a commencé dès que des reliefs nouveaux apparaissaient, produisant une transformation rapide (au sens géologique) en *pénéplaine* de toutes les parties nouvellement émergées. Néanmoins, dans le détail, certaines bandes longitudinales de roches plus dures ont pu rester en saillie par rapport aux autres, ce qui est le cas de la Bretagne, par exemple ; d'autre part, sur le trajet d'une même ancienne chaîne, il a pu s'établir *transversalement* des différences de niveau, ayant joué un rôle dans l'extension des *ennoyages ultérieurs*. En outre, certaines parties ont pu recommencer à s'enfoncer plus tard en donnant de nouveaux géosynclinaux, en général moins étendus que les précédents, où se sont préparées des zones plissées plus récentes,

Distinction des unités structurales.

Une région plus ou moins étendue dans laquelle des conditions semblables ont existé simultanément au cours des temps géologiques, principalement en ce qui concerne les phénomènes ayant donné lieu aux particularités structurales, et qui diffère essentiellement à cet égard des régions avoisinantes, constitue une *unité structurale*. On peut grouper en *zones structurales* les diverses unités, distinctes à la surface du globe, qui présentent les mêmes caractères fondamentaux en ce qui regarde leur structure et leur histoire géologique.

Utilisation des cartes géologiques. — Pour établir cette distinction en France, nous pouvons nous servir des *cartes géologiques*, en particulier de la carte d'ensemble à l'échelle de 1/1.000.000 et des feuilles plus détaillées de notre carte géologique à l'échelle de 1/80.000. Une carte d'une échelle intermédiaire (1/320.000) est en cours d'exécution, ainsi qu'une carte établie sur la nouvelle base topographique au 1/50.000 pour quelques régions seulement.

La légende reproduisant la gamme des teintes et les notations utilisées indique l'ordre régulier de succession des couches géologiques. Le terrain géologique désigné par une teinte et une notation en chaque localité est naturellement celui qui yaffleure à la surface, abstraction faite du sol végétal et souvent aussi des limons, éboulis et autres formations superficielles, sauf dans les cartes de détail à grande échelle.

Un problème important de la stratigraphie est la traduction, par des *coupes verticales*, de la succession en profondeur et des superpositions des couches; ces coupes doivent aussi donner l'allure géométrique de ces couches et elles sont utilisables par le tectonicien sous la condition qu'elles soient établies à *une même échelle pour les longueurs et les hauteurs*. Si ces coupes ne peuvent toujours résulter d'observations directes (tranchées, puits, sondages, tunnels, etc...), on peut toutefois chercher à les établir en se servant des cartes géologiques, avec le degré d'approximation que comporte leur échelle. Dans ce cas,

il importe que cette prévision de l'allure tectonique des couches géologiques tienne compte de la structure générale de toute la région avoisinante. En effet, il existe, en général, dans une région *toute une série d'accidents analogues*, voisins les uns des autres, qui dérivent d'une même cause générale et dont l'étude collective éclaire la nature de chacun d'eux en particulier.

Cette prévision structurale revient d'ailleurs à un problème simple de géométrie descriptive, lorsqu'on analyse soigneusement les *contours géologiques* séparant sur la carte, comme sur le terrain, les affleurements des diverses couches distinguées. Ces contours se subdivisent en deux catégories : 1° les uns, les plus habituels, dits *contours stratigraphiques*, correspondent aux limites des affleurements de couches ayant conservé leurs *relations mutuelles initiales*, bien qu'ayant été simultanément plus ou moins déformées, redressées ou contournées, voire même renversées ; 2° les autres, dits *contacts anormaux*, correspondent aux cas où leurs connexions initiales ont été détruites par un accident tectonique, faille ou chevauchement, ayant amené en contact ou en superposition anormale des couches fort distantes les unes des autres initialement, les accidents de cette sorte pouvant être fort compliqués.

D'autre part, la comparaison de la forme de ces contours et de celle des courbes de niveau topographiques permet de reconnaître l'allure géométrique des surfaces séparatives des couches. Si celles-ci sont restées *horizontales* ou à peu près, certaines d'entre elles s'étalent largement sur les plateaux ; quant à celles qui sont entamées par les vallées et qui affleurent sur leurs flancs, leurs contours géologiques sont des *courbes de niveau*. Dans les régions où les couches ont été redressées et plissées, affleurant suivant des bandes étroites sensiblement parallèles, la carte géologique prend, au contraire, un *aspect rayé* très caractéristique.

Massifs anciens et aires d'ennoyage. — Un tel contraste apparaît, au premier coup d'œil jeté sur une carte géologique de France, entre le *Massif armoricain* (Pl. III), constitué par des terrains d'âge primaire fortement plissés, et le *Bassin de Paris*, occupé par des terrains d'âge secondaire et tertiaire restés pratiquement horizontaux (Pl. I). Si ce contraste traduit

une différence très importante au point de vue de la *géologie de surface*, entraînant des caractères géographiques bien distincts eux aussi, entre un « *massif ancien* » et une « *aire d'ennoyage* » *secondaire et tertiaire*, nous allons voir toutefois que leur distinction est de moindre valeur au point de vue structural.

Les *massifs anciens* sont des portions d'anciennes chaînes des temps primaires ; en France, il s'agit surtout de la *chaîne hercynienne*, ayant surgi pendant les dernières périodes de l'ère primaire. Ces portions se montrent actuellement à découvert, mais avec une topographie très érodée et de laquelle tout relief important aurait depuis longtemps disparu, comme dans notre Massif armoricain, si certaines causes relativement récentes n'avaient, dans certains cas (tel celui de notre Massif Central), redonné un relief rajeuni, où l'érosion des vallées peut reproduire un aspect montagneux (Cévennes), d'ailleurs tout à fait indépendant de la forme initiale. L'érosion a commencé à s'y produire dès la fin du plissement et si ces massifs ont pu rester depuis lors à découvert sur une bonne partie de leur surface, ils ont cependant subi, en certains points, des incursions marines locales et temporaires.

Ces transgressions sont venues des géosynclinaux ou bien des aires d'ennoyage voisines, où se sont déposées des séries plus complètes de sédiments ultérieurs au-dessus d'un substratum plissé semblable à celui qui se montre à découvert dans les massifs anciens. En effet, ces aires d'ennoyage ne sont elles-mêmes que des portions de la même chaîne qui ont été immergées d'une façon plus continue après avoir subi aussi une érosion consécutive au plissement et où se sont accumulées des épaisseurs de sédiments plus grandes que celles qui ont été déposées par les transgressions sur les massifs anciens.

Il faut d'ailleurs observer que les couches déposées

dans les aires d'ennoyage telles que le Bassin de Paris, bien qu'étant restées sensiblement horizontales comme lors de leur formation, sont aujourd'hui surélevées au-dessus du niveau des océans. Elles ont donc dû subir une ascension ultérieure, car un abaissement « eustatique » du niveau des mers depuis leur dépôt ne saurait expliquer l'inégalité de leur dénivellation, ni surtout les ondulations secondaires, parfois assez accentuées, qu'elles montrent dans le détail (Pays de Bray, dôme de la Mauldre) et qui parfois se transforment en failles (faille de la Seine). Cependant, dans l'ensemble, leur ascension s'est faite sans déformations comparables à celles que produit la formation d'une chaîne plissée, et elle a été expliquée par des mouvements « épirogéniques », d'une nature différente des mouvements orogéniques. Mais il semble bien, comme je l'ai admis depuis longtemps dans mon enseignement et ainsi que l'a développé Argand dans sa notion des « *plis de fond* », qu'il s'agisse plutôt de mouvements orogéniques tardifs et atténués, ou bien d'une répercussion lointaine de phases orogéniques ultérieures, ayant donné, parfois à grande distance, naissance à de nouvelles chaînes plissées (les Pyrénées et les Alpes, en ce qui concerne la France) sur le domaine des géosynclinaux plus récents et en leur bordure immédiate. Les masses anciennes déjà consolidées ont pu, à distance des chaînes en formation, subir des ondulations qui ne sont facilement discernables que lorsqu'une couverture discordante, primitivement à peu près horizontale, a été conservée au-dessus d'elles ; alors elle se montre actuellement affectée de plis peu accusés, à grand rayon de courbure, tels que ceux qu'Auguste Michel-Lévy a, depuis longtemps, mis en évidence pour la couverture de terrains secondaires du Charollais et qui sont une répercussion évidente de la formation des Alpes.

La surface pénéplainée des terrains primaires, due à l'érosion post-hercynienne, a pu ainsi être affectée d'ondulations, résultant soit des phases ultimes du plissement hercynien, soit des premières phases de déformations de l'ère secondaire. Il a pu se produire, de la sorte, dans les parties les plus déprimées du socle de « matériel hercynien », des ennoyages par des mers secondaires et tertiaires ayant eu des durées et des extensions qui ont été décrites sommairement, pour la France, dans mon petit ouvrage antérieur sur les *Anciennes Mers de la France et leurs dépôts*.

Quoi qu'il en soit et malgré ces oscillations ayant produit des immersions entrecoupées d'émersions, les *aires d'ennoyage*, comme les parties de l'ancien socle hercynien qui n'ont pas été recouvertes par la mer, avaient acquis, dès le début de l'ère secondaire, une certaine stabilité. Elles présentent un contraste très marqué avec les *aires géosynclinales* contemporaines, où se sont préparées et ultérieurement formées les chaînes récentes et qui, également développées sur certaines parties restreintes du domaine hercynien, restaient au contraire des portions relativement souples de l'écorce terrestre.

Sauf l'existence de la couverture de terrains secondaires et tertiaires sub-horizontaux au-dessus des couches primaires plissées, il n'y a pas de différence structurale essentielle entre les *aires d'ennoyage* et les *massifs anciens*. D'ailleurs, de nombreux témoins ou indices de l'existence d'une couverture sur les terrains primaires se rencontrent sur les massifs anciens, en dehors de la région où cette couverture est restée continue et où elle masque entièrement le soubassement paléozoïque plissé. La limite actuelle des affleurements des terrains secondaires et tertiaires peut ainsi n'avoir qu'une relation assez vague avec celle

de leur extension primitive. Cela sera surtout vrai lorsque les massifs de terrains primaires encadrant une aire d'ennoyage auront acquis, par répercussion des plissements tertiaires, une surélévation ayant ultérieurement provoqué une érosion particulièrement intense qui a fait disparaître une couverture ayant pu, parfois, avoir été très étendue. C'est le cas, par exemple, du Massif Central, où des *chailles*, silex provenant de couches jurassiques disparues, se rencontrent souvent à la surface du socle ancien dénudé.

D'autre part, il existe des preuves directes de la prolongation de ce socle ancien sous les terrains secondaires du Bassin de Paris. C'est ainsi que la prolongation du Houiller de la Sarre a été reconnue par des sondages à grande profondeur au-dessous des couches secondaires de la Lorraine et que, de même, en plein Bassin de Paris, dans le pays de Bray, le sondage de Ferrières-en-Bray a rencontré le substratum primaire à 1.170 mètres de profondeur environ, en un point où, il est vrai, les couches secondaires présentent un relèvement anticlinal amenant à l'affleurement les couches supérieures du Jurassique. En tout cas, si l'on tient compte de la profondeur des puits artésiens de Paris (environ 580 mètres) qui traversent les couches tertiaires et les divers étages du Crétacé supérieur, et aussi de l'épaisseur des couches du Crétacé inférieur, on obtient une épaisseur maxima ne dépassant pas 2.000 mètres pour l'ensemble de la couverture de terrains secondaires et tertiaires en plein Bassin parisien. Si, d'autre part, on remarque que la flèche de l'arc du géoïde compris entre le bord du Massif armoricain et celui du Massif vosgien, où le socle ancien se dégage de nouveau de sa couverture, est d'environ 7 kilomètres, on voit avec évidence que le *fond de l'ennoyage parisien est loin d'être concave* dans son ensemble, puisque l'épaisseur

des terrains secondaires et tertiaires n'y dépasse pas 2 kilomètres et qu'il subsiste donc une convexité du fond correspondant aux $2/3$ environ de celle du géoïde.

Distinction des phases orogéniques. — La distinction actuelle entre les « massifs anciens » encadrant le Bassin parisien secondaire et tertiaire et ce bassin lui-même, malgré son importance stratigraphique et géologique, n'empêche donc qu'il s'agisse *d'une même zone structurale, caractérisée par l'achèvement des plissements importants vers la fin de l'ère primaire et par une stabilité relative depuis le début des temps secondaires* (en y adjoignant le Permien supérieur). Les mouvements ultérieurs n'y ont eu qu'une importance secondaire, comme contre-coup des plissements plus récents qui se sont produits dans les Alpes et les Pyrénées.

Dans ces dernières régions, constituant le Sud-Est et le Sud-Ouest de notre sous-sol, des plissements importants se sont, en effet, effectués jusqu'au cours ou à la fin de l'ère tertiaire, souvent précédés de mouvements préliminaires pendant le Secondaire. Il y existe bien encore des massifs où affleurent les terrains primaires ; mais ceux-ci s'y montrent alors dans des zones où les couches secondaires et une grande partie, au moins, de celles d'âge tertiaire sont fortement plissées, au lieu d'être restées sensiblement horizontales comme dans le Bassin parisien ou dans les témoins isolés subsistant à la surface des massifs anciens qui encadrent ce bassin. Les terrains primaires apparaissent ainsi dans des aires où les plis récents ont été assez surélevés pour que l'érosion ait pu traverser les terrains secondaires et tertiaires de leur couverture et même entamer plus ou moins le substratum paléozoïque. Mais, si celui-ci a été lui-même affecté par les plis récents, cependant on retrouve tou-

jours, malgré les déformations ultérieures, une discordance de la base de la couverture secondaire sur les terrains primaires, témoignant du fait que ces derniers avaient subi, comme dans les « massifs anciens », une phase hercynienne de plissement. A leur tectonique hercynienne, que l'on peut souvent analyser, se sont superposés les effets de la tectonique récente, toutefois avec une tendance assez fréquente à un certain décollement de la base de la série discordante sur le substratum ancien, en sorte qu'il peut exister une certaine indépendance entre le jeu des deux séries superposées.

60318
9
Nous pouvons ainsi, sans sortir du sol français, acquérir la notion que *plusieurs phases orogéniques, d'âges très différents et parfois marquées par des directions bien distinctes des accidents tectoniques qu'elles ont produits, ont pu se superposer sur un même emplacement.* Lorsqu'une chaîne plus récente s'est formée sur une partie d'une zone de plissement antérieure, c'est en général parce qu'après la première phase orogénique il s'était reproduit un *nouveau géosynclinal* sur une partie de l'emplacement de la première chaîne, par exemple le géosynclinal alpin au milieu de l'ancien domaine hercynien, cette nouvelle occupation marine ayant eu alors un caractère très différent de celui des simples aires d'ennoyage dont il vient d'être question.

Il faut noter cependant que certains ennoyages, sans avoir évolué ultérieurement de façon à donner naissance à une chaîne plissée, ont pu prendre temporairement, au cours de leur histoire stratigraphique, un caractère plus ou moins voisin de celui des géosynclinaux, en ce qui concerne la nature et l'épaisseur des dépôts. C'est le cas du « *détroit des Causses* » qui a séparé le Massif Central et la Montagne-Noire à l'époque jurassique, pendant une partie de laquelle il

a présenté des caractères analogues à ceux du géosynclinal dauphinois dont il était une dépendance, constituant comme celui-ci une « fosse de subsidence », où la sédimentation épaisse a été corrélative d'un enfoncement contemporain (1). Il n'y a donc pas de délimitation rigoureuse entre les deux types de bassins de sédimentation, les ennoyages ayant pu présenter un certain degré de subsidence, quoique dans la grande majorité des cas leurs caractères aient été nettement différents de ceux des géosynclinaux.

En ce qui concerne la superposition de phases différentes de plissement, dont nous venons de voir un exemple dans les Alpes et les Pyrénées pour les deux phases hercynienne et alpine (*sensu lato*), le sous-sol français en fournit d'autres, d'âges différents. C'est ainsi que, lorsque nous analyserons avec un peu de détail la constitution du massif ancien de l'Ardenne, nous constaterons que, sous la *tectonique hercynienne* qui lui a donné sa structure définitive (abstraction faite de mouvements plus récents de surélévation et d'abaissement), on trouve aussi la trace d'une *tectonique calédonienne* plus ancienne, marquée par la discordance du Dévonien sur les terrains antérieurs.

Régions plissées et aires non plissées. — De ce qui précède, on peut conclure que la distinction, semblant au premier abord capitale, entre les *régions plissées* et les *aires non plissées* doit être entendue, du point de vue structural, de la façon suivante. On peut actuellement admettre, d'une façon générale, qu'au-

(1) Ce phénomène de sédimentation, dans un bassin dont le fond s'affaissait progressivement et qui a pu ainsi engouffrer des épaisseurs considérables de dépôts formés sous une épaisseur d'eau pouvant rester très faible, peut s'être produit non seulement dans les géosynclinaux, mais aussi dans les avant-fossés des chaînes plissées, dans certains fossés à l'intérieur de ces chaînes (soit de nature synclinale, soit dus à des affaissements), ou même dans certaines aires d'ennoyage.

dessous d'une série de couches restées sensiblement horizontales et dépourvues de plissements de quelque importance (ou bien, s'il en existe, de caractère local, comme le Pays de Bray dans le Bassin de Paris), il doit se trouver quelque part en profondeur un *substratum plissé*, recouvert par cette série discordante plus ou moins épaisse. C'est ainsi que, même pour les régions du globe où les terrains non plissés sont d'âge très ancien (Plateforme russe, Sibérie orientale, Canada, Brésil, etc...) et remontent jusqu'au Cambrien et même à des formations précambriennes, il est démontré que les séries horizontales de ces « boucliers », stabilisés depuis une époque très lointaine (abstraction faite de déformations ultérieures d'importance secondaire), reposent en discordance sur un soubassement de terrains cristallins encore plus anciens (Archéen) et fortement plissés, qui apparaissent d'ailleurs çà et là.

Il semble donc permis de penser, *au point de vue structural*, qu'en réalité il n'existe, sur toute la surface du globe, que des régions plus ou moins anciennement plissées. L'âge de ce plissement peut être précisé lorsque, sur le bord des terrains plissés ou bien en témoins isolés à leur surface, on trouve des couches discordantes, d'âge nécessairement postérieur, qui sont restées sensiblement horizontales malgré une ascension ultérieure ; l'âge des plus anciens dépôts de cette série discordante donne évidemment une notion précise, ou tout au moins une limite chronologique supérieure, de l'époque géologique à laquelle s'est faite la stabilisation relative de la région. Si une érosion locale ou un sondage permet de reconnaître, à distance des affleurements de terrains plissés, la présence de la même discordance à la base d'une série horizontale constituant une « aire non plissée », celle-ci appartient encore à la même unité structurale, définie par l'âge

géologique des derniers plissements qu'elle a subis. La présence ou l'absence d'une série discordante horizontale ne constitue qu'un caractère secondaire à cet égard.

D'autre part, les forces orogéniques qui, plus tard, ont pu fortement plisser de nouveaux géosynclinaux ont pu aussi produire, à grande distance, des répercussions sur certaines régions devenues rigides (« indurées » dans le style d'Argand), sous la forme de rides à grand rayon de courbure (« *plis de fond* » d'Argand), rajeunissant le relief de ces aires depuis longtemps pénéplainées (1). Elles ont pu s'y traduire aussi par des dislocations radiales (failles), souvent même *vulcanisées*, c'est-à-dire ayant livré passage à des magmas fondus internes. C'est ainsi que la surface du bouclier sibérien et celle du socle africain, bien que tout plissement y ait cessé depuis des époques géologiques fort anciennes, montrent des épanchements volcaniques très récents, à peine éteints, comme réaction de ces masses rigides aux poussées orogéniques les plus récentes, qui ne se sont traduites par de véritables plissements qu'à une distance parfois considérable.

En ce qui concerne la France, nous verrons d'ailleurs que les phases volcaniques tertiaires et récente du Massif Central ont suivi, d'une façon presque rigoureuse, les phases orogéniques des Alpes auxquelles ce massif servait d'*avant-pays* ou de butoir. Les éruptions ont commencé et se sont reproduites, après des temps d'arrêt, lorsque les forces tangentielles venant de produire une phase de plissement de la chaîne al-

(1) Il en a été indiqué plus haut un exemple par les ondulations des couches secondaires du Charollais formant la couverture d'un socle hercynien, qui mettent en évidence les déformations de ce socle par les poussées alpines ; mais ces déformations n'en existent pas moins là où manque cette couverture.

pine et, par contre-coup, une fracturation du Massif Central subissaient une rémission permettant l'ouverture des dislocations produites dans ce massif.

*
**

En tenant compte de ce qui précède, nous pouvons donc dire qu'à l'exception de la très faible portion située au nord de la limite méridionale du bassin houiller franco-belge, c'est-à-dire de la plaine des Flandres, le sous-sol français fait partie du *domaine hercynien*. Toutefois, les régions du Sud-Est et du Sud-Ouest (Alpes et Pyrénées et leurs abords) ont été ensuite incorporées dans le régime des plis, surtout d'âge tertiaire, du grand *système alpin*.

Dans l'exposé qui va suivre, seront envisagés d'abord les « *massifs anciens* », régions dont le sous-sol est essentiellement constitué par les terrains primaires affectés par le plissement hercynien (se divisant d'ailleurs en plusieurs phases successives), mais qui sont restées depuis lors sensiblement stables, puis la grande aire d'ennoyage du *Bassin de Paris*, encadrée par ces massifs. Ensuite viendra, dans cet exposé, la *région de l'Aquitaine*, présentant encore des caractères assez analogues au Bassin parisien, mais dans laquelle toutefois les répercussions du plissement pyrénéen se sont très nettement fait sentir jusque vers son bord septentrional, aux confins du Massif Central, et dont l'examen précédera celui des *Pyrénées*. Enfin notre exposé se terminera, d'une façon analogue, par les caractères que présentent les *régions provençale, rhodanienne et jurassienne*, extérieures à la chaîne alpine proprement dite, puis par ceux des *Alpes françaises* et de leur prolongation en *Corse*.

A. — LES MASSIFS ANCIENS

LE BOULONNAIS ET L'AXE DE L'ARTOIS

Le Boulonnais correspond à un bombement anticlinal qui fait affleurer les terrains jurassiques au travers du Crétacé, lequel, plus au nord et sous une couverture de terrains tertiaires (nummulitiques, puis pliocènes) et quaternaires, s'étend dans le sous-sol de la *Plaine des Flandres*. Ce bombement ne constitue que la terminaison orientale du large *anticlinal du Weald*, qui s'étend dans le Sud de l'Angleterre et sépare les deux bassins tertiaires de Londres et du Hampshire, correspondant très sensiblement au tracé profond de la ride frontale de la chaîne hercynienne. Le bombement du Boulonnais se poursuit d'ailleurs vers l'Est, mais avec un abaissement de son axe, par la *ride de l'Artois*, d'âge tertiaire et déjà interprétée, dès 1856, par Godwin-Austen comme un pli posthume, en insistant sur sa correspondance avec la « *grande faille* » qui borde au sud le bassin houiller du Nord et que nous verrons constituer le principal accident frontal de la chaîne hercynienne dans le Nord de la France.

Dans la partie nord du Boulonnais, au-dessous des terrains secondaires, il existe d'ailleurs une petite région où affleurent des couches primaires, aux environs de Ferques et Marquise (Pl. II). Sur des schistes gothlandiens à Graptolites, le Dévonien débute par un conglomérat de base (poudingue de Caffiers) et des

grès à végétaux supportant immédiatement le calcaire de Blacourt, d'âge givétien, puis des schistes et calcaires frasniens (1° schistes de Beaulieu, 2° schistes et calcaires de Ferques) et enfin les schistes rouges et grès de Fiennes, correspondant au Famennien (psammites du Condroz des géologues belges). On voit donc qu'à la suite d'un *plissement calédonien* ayant produit une émergence de la région, celle-ci n'a été réoccupée par la mer qu'au milieu du Dévonien. Ces conditions ont été les mêmes que dans le Brabant, au nord du bassin houiller belge de Mons et Liège, c'est-à-dire sur l'avant-pays hercynien, où s'est produite la même transgression mésodévonienne, progressivement accentuée au Dévonien supérieur (1) et au Dinantien. Ce dernier est représenté en Belgique par des calcaires et marbres noirs qui ont leurs équivalents aussi dans la région primaire des environs de Marquise, au-dessus du Famennien. Reposant sur le Dinantien, il existe aussi, dans cette région, un petit bassin westphalien très limité (*bassin houiller d'Hardinghem*), situé dans le prolongement du grand bassin franco-belge et présentant comme celui-ci d'importantes dislocations hercyniennes.

Bassin houiller d'Hardinghem. — Ce petit bassin houiller est un témoin de la continuité originelle des bassins westphaliens situés en bordure de la chaîne hercynienne et affectés par les accidents frontaux de cette chaîne. Le Westphalien y apparaît momentanément à découvert au-dessous de la couverture crétacée transgressive (il n'y a pas de Jurassique dans cette partie nord du Boulonnais). Bien que très peu important, ce petit bassin houiller est intéressant par sa structure (fig. 1), qui prépare celle que présente, dans

(1) *Les Anciennes Mers de la France et leurs dépôts*, fig. 12, p. 126.

son prolongement, le grand bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais.

Vers sa terminaison orientale, l'apparition du Houiller commence par suite d'un plongement du calcaire dinantien vers le NW, qui a alors permis la conservation du Westphalien; d'ailleurs le Dinantien constitue un anticlinal longitudinal, qui divise d'abord en deux l'affleurement du Houiller et qui s'ennoie ensuite sous celui-ci. En son bord méridional, le Houiller est limité d'abord par un accident dit « *Faille du Sud* »

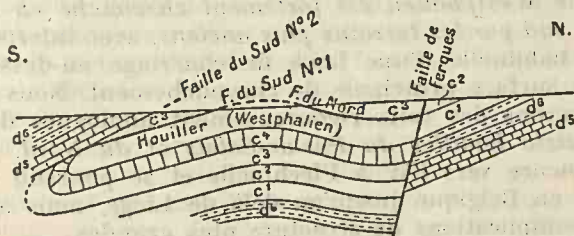


Fig. 1. — Coupe schématique du bassin houiller d'Hardinghem (d'après Olry).

d⁵, calcaires dévoniens; d⁶, grès psammites du Dévonien terminal; c¹ à c⁴, divers niveaux de calcaires dinantiens.

Nota. — La couverture de terrains secondaires n'est pas figurée.

n° 2 », qui le sépare de calcaires dévoniens chevauchant en superposition anormale sur lui, mais non renversés. Une lame de calcaire dinantien vient ensuite s'intercaler dans le contact, entre la faille précédente (qui est en réalité une surface de chevauchement très oblique par rapport à la verticale) et une seconde, dite « *Faille du Sud n° 1* » qui se rapproche encore davantage de l'horizontale; cette lame n'est pas renversée non plus. En outre, une autre surface de chevauchement, plongeant cette fois en sens inverse, dite « *Faille du Nord* », doit être considérée comme une prolongation plongeante de la *Faille du Sud n° 1* et amène la conservation des mêmes calcaires carbonifères sur le Houiller.

Plus à l'ouest, le bassin est limité par une faille transversale, qui paraît bien être le résultat d'un abaissement de la région située à l'W, lequel ferait disparaître le Houiller sous les calcaires dinantiens de la lame de charriage superposée. Il paraît d'ailleurs momentanément après une nouvelle faille transversale. D'autre part, le bassin houiller d'Hardinghem est limité, en son bord nord, par une faille longitudinale, dite « *Faille de Ferques* », considérée comme une véritable faille de tassement.

Sans entrer dans plus de détails, nous voyons donc que le *Westphalien* est fortement chevauché en son bord sud par les terrains plus anciens, avec interposition habituelle d'une lame de charriage au-dessous de la surface principale de chevauchement. Nous retrouverons des faits rigoureusement analogues dans le bassin houiller du *Pas-de-Calais* et du Nord, qui commence vers l'W à Fléchinelle et se poursuit ensuite en Belgique jusqu'au delà de Liège, mais avec des complications de structure plus grandes.

Quant à la couverture de terrains secondaires superposés à ces diverses couches primaires affectées par le plissement hercynien ou par ses répercussions sur le bord de son avant-pays, elle se montre incomplète à sa base. Si, en effet, le Trias et le Lias sont connus par des sondages à peu de distance de son axe, la première réoccupation marine sur celui-ci ne s'est produite qu'au Bathonien. Puis le Jurassique supérieur s'y montre au complet, facilement observable dans les falaises voisines de Boulogne, ainsi que le Crétacé, mais avec une légère phase de plissement et intercalation d'un faciès Wealdien à la limite de ces deux périodes, le retour de la mer ne s'étant fait qu'à l'Aptien.

L'axe de l'Artois constitue la prolongation du même anticlinal, donnant naissance, en particulier, à la fameuse falaise de Souchez, Ablain-Saint-Nazaire et Vimy, au sud du bassin houiller du Pas-de-Calais.

Mais le Jurassique ni le Crétacé inférieur ne s'y rencontrent au-dessous de la transgression du Cénomanién (précédée par le dépôt de 1 à 2 mètres d'Albién) directement sur le Dévonien qui se montre en quelques points seulement. Ce bombement s'appuie à la fois sur le Boulonnais au NW et sur l'extrémité occidentale du Massif ardennais au SE ; mais, plus déprimé dans cette région intermédiaire, il constituait un ensellement transversal de cette ride corrélative de l'émersion générale produite à la fin du Sénonien, ce qui a permis, au début du Nummulitique, la pénétration de la mer thanétienne de la région belge dans le bassin parisien. Un nouveau bombement de l'axe de l'Artois s'est ensuite produit après le dépôt du Lutétien inférieur, vraisemblablement corrélatif du début du plissement tertiaire des Pyrénées, et les mouvements ont pu ensuite se continuer, à plusieurs reprises, au cours de l'ère tertiaire, jusqu'au Pliocène, en s'accidentant de quelques failles d'importance secondaire.

Les invasions marines des Flandres au Pliocène inférieur (Diestien) semblent avoir seulement buté contre le Boulonnais, sans le traverser. Toutefois leurs dépôts ont été ensuite fortement surélevés dans le Nord du Boulonnais (sables et grès des Noires-Mottes conservés à 156 mètres d'altitude), ce qui indique un relèvement très récent et vraisemblablement corrélatif des dernières phases alpines.

Il en est d'ailleurs de même pour le Massif ardennais, que l'érosion consécutive à une surélévation très accentuée a privé d'une couverture probablement assez étendue et où les méandres encaissés de la Meuse et de la Semois portent les traces de mouvements très récents, ainsi que nous le verrons plus loin.

LE BASSIN HOUILLER DU PAS-DE-CALAIS ET DU NORD (1).

Ce nouveau bassin, très étendu en longueur et se prolongeant en Belgique jusqu'au delà de Liège, débute par suite d'un ensemlement des couches primaires par rapport à la surface d'érosion de la base du Crétacé, qui a permis de nouveau la conservation des dépôts westphaliens. Il ne saurait y avoir de doute sur sa continuité originelle avec le Bassin d'Hardingham, malgré quelques petites différences de détail dans la composition des couches westphaliennes de ce dernier bassin (2).

En première approximation, le bassin houiller franco-belge se présente comme un synclinal étroit et très dissymétrique, bordé au S. par une faille de chevauchement ou *Grande faille du Midi* (= Faille du Sud n° 2 du Bassin d'Hardingham) et limité au N. par un relèvement régulier des calcaires dinantiens qui forment le substratum régulier du Westphalien (3),

(1) Ce bassin n'affleure pas à la surface du sous-sol en France ; mais en raison de l'intérêt géologique de sa structure et aussi de son importance pratique considérable, son contour au-dessous des terrains plus récents qui le recouvrent est cependant indiqué sur la carte géologique de la France à l'échelle du millionième et sur la Pl. II.

(2) Dans le Bassin d'Hardingham, la partie supérieure du Westphalien est presque exclusivement composée de schistes, au lieu d'alternances de grès et de schistes comme dans le grand bassin, et aussi on y a trouvé quelques veines de charbon dans le calcaire carbonifère même (cela se retrouve d'ailleurs en Belgique), alors que la partie inférieure du Westphalien elle-même est stérile dans le bassin principal. Ce ne sont pas là des raisons suffisantes pour admettre, comme on a voulu quelquefois le faire, que les dépôts en question se sont produits dans des *bassins distincts*. Ces différences sont de l'ordre de celles qui peuvent résulter des variations normales dans un même bassin laguno-marin recevant des dépôts détritiques et des débris végétaux provenant des régions avoisinantes.

(3) *Les anciennes Mers de la France et leurs dépôts*, fig. 14, p. 132.

cependant avec quelques légères discordances locales. La partie du bassin qui se trouve en territoire français est cachée par une couverture de « *morts-terrains* » horizontaux, d'âge crétacé supérieur et tertiaire, débutant par le « *tourtia* » des mineurs à la base du Cénomanién, et le Houiller n'affleure largement à découvert qu'à partir des environs de Charleroi. Nous envisagerons sa structure en faisant abstraction de cette couverture.

Ce bassin montre clairement le passage de la direction armoricaine, dans l'Ouest, à la direction varisque des plis hercyniens, dans l'Est, mais avec des sinuosités, quelques accidents transversaux et de grandes variations de largeur.

1° STRATIGRAPHIE DU TERRAIN HOULLER.

Le Houiller (Westphalien), dont la partie inférieure est d'ailleurs stérile, est une formation très monotone, de près de 2.000 mètres de puissance, où alternent sans cesse les grès, les schistes et les couches de houille (celles-ci constituent environ 4 % seulement de l'épaisseur totale). C'est un type évident de *faciès flysch*, déposé dans le *fossé extra-hercynien* (1), avec enfoncement corrélatif de celui-ci, par le phénomène qualifié de « *subsidence* ».

Dans le détail, le *mur* des couches de houille est principalement formé de grès, rarement de schiste, où la stratification apparaît parfois confuse et obliérée par un remaniement postérieur dû aux racines des végétaux (grands rhizomes *en place* de Sigillaires et Lepidodendrons, dits *Stigmaries*, émettant des radicales dans tous les sens), c'est-à-dire constituant alors un *sol de végétation fossile*. Les couches de

(1) *Les anciennes Mers de la France et leurs dépôts*, fig. 13, p. 131.

houille, par contre, d'après A. Duparque, sont une alluvion organique formée surtout d'éléments végétaux *très fins et dilacérés* ou d'organes reproducteurs (spores, pollen) ayant même pu être transportés par le vent pour certains d'entre eux. Ces couches peuvent n'avoir que quelques centimètres (*passées*) ou atteindre plusieurs décimètres ou même dépasser un mètre (*veines exploitables*). Le *toit* est toujours composé de roches bien stratifiées (grès ou schistes), renfermant par contre les organes aériens des plantes houillères, disséminés mais ordinairement bien conservés, ou bien des coquilles d'*animaux aquatiques* indiquant des périodes d'inondation du bassin à la suite d'un affaissement, ayant interrompu brusquement la formation de la houille. Ces toits sont particulièrement importants pour la stratigraphie et certains peuvent être caractéristiques, en particulier quelques-uns à *fossiles marins* (Lingules, Goniatites, Productus) témoignant d'une invasion par la mer, alors qu'en général ce sont surtout des Lamellibranches d'eau douce.

Ces *toits à fossiles marins* sont très importants ; ils ont été étudiés en France par M. Barrois et en Belgique par MM. Renier et Stainier. Il est d'ailleurs très remarquable que, s'ils sont peu fréquents, ils présentent par contre une grande étendue ; on les rencontre, en effet, depuis la Westphalie jusqu'au Pays de Galles, ainsi qu'en Campine et dans les bassins houillers du centre de l'Angleterre. Leur importance stratigraphique est d'autant plus grande que la flore houillère n'est que d'un très médiocre secours pour le parallélisme détaillé des couches houillères ; elle est constituée par une abondance de Sigillaires et de Lepidodendrons, ainsi que des *Neuropteris* parmi les Ptéridospermées, mais ne présentant guère de succession caractéristique d'espèces.

En ce qui concerne la *nature des charbons*, elle ne

peut guère non plus fournir de données certaines. On a bien admis, au début, que les charbons sont *de plus en plus gras en allant du nord au sud*, c'est-à-dire en s'élevant dans la série stratigraphique (loi de Hilt), le plongement général des couches se faisant vers le sud. Toutefois, il n'y a pas de houilles maigres dans le Pas-de-Calais, où la série débute par des demi-grasses et comprend jusqu'aux houilles à gaz (flénus); inversement, dans le Bassin de Charleroi, la série débute par des houilles maigres, mais ne comprend pas de charbons gras.

M. Barrois ayant reconnu qu'une même zone marine (*zone de Flines*) peut s'intercaler aussi bien dans le faisceau des houilles maigres du Nord du bassin que dans celui des houilles grasses de sa partie sud, par des répétitions tectoniques, la nature des charbons perdait toute valeur stratigraphique. Par contre, les études de M. P. Pruvost, fondées sur les faunes rencontrées dans les toits des couches de houille, lui ont permis d'établir la succession stratigraphique suivante :

I. Westphalien inférieur (Namurien). — 1° *L'assise de Bruille* est formée de schistes ampéliteux et pyriteux reposant sur le calcaire dinantien, dépourvus de charbons et ne renfermant qu'une flore terrestre, rare en France (*Asterocalamites scrobiculatus*), assez riche en Belgique (*Nevropteris antecedens*, *Sphenophyllum*). Ils ont fourni une faune marine à *Goniatites* et *Posidonielles*. Leur épaisseur est assez faible (70 m. à Bruille et se réduisant à 20 m. environ vers l'W à Lens et Bruay).

2° *L'assise de Flines* comprend les premiers dépôts houillers, encore rares et minces, alternant avec des récurrences marines, riches en *Productus* et *Goniatites*. Leur flore est caractérisée par *Pecopteris aspera*. L'épaisseur est très variable : de près de 350 m. à Douchy, dans le SW du bassin, elle se réduit vers le N et l'W (60 m. à Bruay, 10 à 20 m. dans le Boulonnais). Elle est l'équivalent du grès d'Andenne en Belgique et du *Millstone Grit* en Angleterre). Cette assise se termine par un

banc de poudingue ou, le plus souvent, de grès quartzite à Encrines, de quelques mètres d'épaisseur, correspondant à une transgression marine dans tout le bassin (repère adopté par MM. Barrois et Pruvost).

II. Westphalien proprement dit. — 1° *L'assise de Vicoigne* correspond au premier faisceau riche en couches de houille avec des toits soit à coquilles d'eau douce, soit à Poissons, soit à fossiles marins. Cependant les incursions marines s'y font plus rares (deux à la base et une autre au sommet de la veine Poissonnière). La faune d'eau douce, à *Anthracomya*, *Carbonicola*, etc..., contient une riche série de Poissons. La flore est caractérisée par *Nevropteris Schlehani* et *Sphenopteris Hoeninghausi*. L'épaisseur maxima, de 800 m. dans le SE (Denain) avec 20 veines exploitables, diminue vers le N et surtout l'W (200 m. à Bruay, avec 3 veines exploitables seulement).

2° *L'assise d'Anzin* est essentiellement composée de dépôts continentaux, entre le niveau marin de Poissonnière à la base et celui de Rimbart (Petit Buisson en Belgique = *Ægir* de Westphalie), qui en marque la limite supérieure. Son épaisseur va en diminuant de l'E à l'W (500 m. à Anzin, 300 m. à Bruay). Sa flore est caractérisée par les *Lonchopteris*, avec *Alethopteris*; sa faune d'eau douce renferme des *Naiadites* abondantes et les dernières *Carbonicola*.

3° *L'assise de Bruay* commence au-dessus de la dernière invasion marine du niveau de Rimbart, situé à Anzin à 1.600 m. environ au-dessus du Dinantien et à Bruay à 650 m. seulement, par suite de la réduction vers l'ouest des couches antérieures. Mais elle n'a pas de limite supérieure précise, en raison de l'érosion anté-cénomaniennne qui a enlevé le sommet du Houiller. Cette assise atteint près de 1.000 m. à Bruay et augmente aussi vers l'est. Sa flore est caractérisée par *Linopteris sub-Brongniarti*, *Nevropteris tenuifolia* et *Scheuchzeri*; sa faune est continentale, à Lamellibranches, Phyllopoies, Ostracodes, Insectes.

Une donnée fort intéressante a été fournie par le *conglomérat de Roucourt* (Concession d'Aniche). Ce conglomérat très particulier, situé au-dessous du Crétacé transgressif, a été longtemps considéré comme

discordant sur le Houiller et d'âge permien. Mais des études récentes ont démontré qu'il contient des intercalations de schiste houiller de l'assise de Bruay et qu'il appartient donc à cette assise. Or, il est formé de nombreux débris de terrains antérieurs (Silurien, Dévonien, Dinantien) en même temps que de houille, ayant souvent l'aspect d'éléments glaciaires (cailloux à 3 facettes, voire même des blocs de plusieurs tonnes) ou, tout au moins, ayant pu être transportés par des glaces flottantes dans la lagune houillère. Ces éléments proviennent de la ride du Condroz, qui limite au sud le bassin houiller, et celle-ci devait donc déjà subir une surrection lors du dépôt de l'assise de Bruay et même très vraisemblablement un début du charriage, né de cette ride, qui a recouvert le bassin houiller. *Ce charriage semble donc bien avoir débuté avant la fin du Westphalien*, d'autant que l'assise de Bruay ne constitue pas le terme final du Westphalien, ainsi que nous le verrons dans le bassin de la Sarre.

2° STRUCTURE DU BASSIN HOULLER.

La *Grande Faille du Midi*, qui limite au sud le bassin houiller, se suit sans interruption, avec un tracé plus ou moins sinueux, depuis Fléchinelle jusqu'à l'extrémité du Bassin de Mons en Belgique. Puis, après une région intermédiaire située aux environs de Namur, où le Houiller a disparu par érosion en raison d'un relèvement transversal du synclinal, qui y amène au jour localement le calcaire carbonifère, elle reprend au sud du Bassin de Liège, alors dénommée « faille eifélienne » par les géologues belges. Dans la partie française, où elle est cachée sous les morts-terrains, elle a généralement amené *sans renversement* le Dévonien inférieur (ou parfois le Gothlandien) au-dessus du Houiller. Le plongement de cette faille se

fait toujours vers le sud, mais il est variable et généralement assez faible par rapport à l'horizontale, se rapprochant même parfois d'une surface horizontale (10° seulement dans la fosse n° 1 de Liévin au niveau de 576 mètres).

Outre ce chevauchement frontal extrêmement accusé du bord de l'ancienne chaîne hercynienne, qui limite au sud le bassin carbonifère au-dessous de Dévonien ou de Silurien, il existe plusieurs autres dislocations longitudinales intéressant le Houiller lui-même et au sujet desquelles les interprétations se sont peu à peu modifiées au cours des études souterraines, rendues possibles par les exploitations.

C'est ainsi qu'à la base du chevauchement principal, on peut rencontrer, d'une façon irrégulière et tantôt continue, tantôt divisée par des surfaces de discontinuité accessoires, une lame en forme de coin formée de calcaire dinantien ou de Dévonien supérieur en *stratification renversée*, recouverte par le Dévonien inférieur et, d'autre part, chevauchant sur le Houiller par une autre surface de contact anormal qui a été dénommée « *faille-limite* ». Celle-ci n'existe d'ailleurs pas toujours, soit que la surface d'érosion anté-cénomaniennne se trouve au-dessous de ce coin, soit encore si le contact du calcaire dinantien de celui-ci et du Westphalien est normal, quoique renversé.

D'autre part, entre Valenciennes et Mons, au-dessus du Houiller on rencontre un paquet formé de terrains plus anciens que celui-ci (Westphalien inférieur stérile, Dinantien, voire même du Dévonien et du Silurien) mais *renversés*, qui est délimité par un contact anormal qui a été dénommé « *faille de Boussu* ». En réalité, il s'agit d'un lambeau de recouvrement reposant sur le Houiller par une surface de chevauchement concave, en forme de cuvette, dont l'affleurement correspond à cette « faille » et qui semble bien

être la prolongation de la « faille-limite », ayant pris une disposition plongeante, comme nous l'avons déjà indiqué pour la « faille du Nord » du Bassin d'Hardinghem.

Il existe encore d'autres accidents longitudinaux situés à l'intérieur même du bassin houiller et affectant le Houiller lui-même. Le plus méridional et le plus anciennement connu de ces accidents est le « *cran de retour* », déjà reconnu par Gosselet, qui affleure à la surface du bassin (naturellement au-dessous des morts-terrains pour la partie française) à partir des environs de Douai dans la direction de l'est. Gosselet avait admis que cet accident a divisé le bassin houiller en deux parties ayant des structures différentes : la partie nord aurait une structure relativement très simple, les calcaires dinantiens plongeant régulièrement au sud sous le Westphalien, qui a le même plongement et contient seulement les faisceaux des charbons maigres, puis demi-gras, en se dirigeant du nord au sud ; la partie sud montrerait, au contraire, les couches houillères, comprenant les faisceaux des charbons gras et même à gaz (flénus), affectées de très nombreux plis ou « *crochons* », même avec des renversements (fig. 2). Il considérait d'ailleurs la partie sud comme ayant été affaissée par rapport à la partie nord, le long du « *cran de retour* », qui serait alors une faille directe ou de tassement. Cette conception était évidemment peu compatible avec l'importance du mouvement tangentiel mis en évidence par Gosselet lui-même pour la Grande Faille du Midi et la Faille-limite (il a dénommé « *lambeau de poussée* » la lame en coin chevauchante sur le Houiller entre ces deux surfaces de chevauchement, dont il avait reconnu le caractère). En réalité, cette interprétation n'avait comme argument que la nature plus ou moins maigre ou grasse des charbons,

considérée alors comme en relation directe avec leur âge stratigraphique.

Plus tard, en 1898, Marcel Bertrand donna une autre interprétation faisant une très grande part aux déplacements tangentiels (fig. 3) : Le « cran de retour » était pour lui, comme la Grande Faille du Midi et la

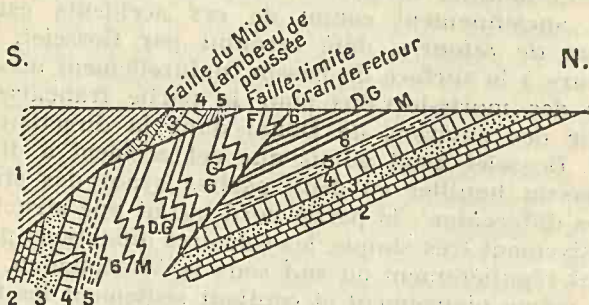


FIG. 2. — Coupe du bassin houiller du Nord (d'après Gosselet).

- 1, Dévonien inférieur ; 2, calcaires dévoniens ; 3, grès psammites du Dévonien terminal ; 4, calcaires dinantiens ; 5, couches à *Productus carbonarius* (Westphalien inférieur) ; 6, Houiller (M, charbons maigres ; DG, demi-gras ; G, gras ; F, flénus).

Faille-limite, l'aboutissement superficiel d'une surface de charriage, correspondant à la base d'une « lame de charriage de Denain », inférieure au « lambeau de poussée » et formée de couches houillères plissées (charbons très gras), amenées en superposition sur celles du synclinal principal et devant provenir de la région axiale profonde de ce synclinal. Entre cette surface de charriage et une autre voisine, dite « faille d'Abscon », se rencontre une lame de couches renversées de Westphalien inférieur et de Dinantien.

Suivant l'altitude relative du niveau de la surface d'érosion anté-cénomaniennne par rapport à ces diverses surfaces de charriage superposées, on peut avoir des apparences très diverses, même une suppression locale de l'un ou l'autre des paquets charriés. Marcel Bertrand expliquait ainsi toutes les variations que présentait la structure du bassin ; il

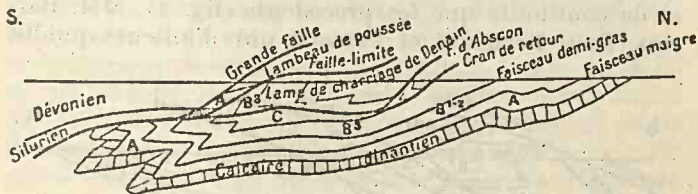


FIG. 3. — Coupe théorique du bassin houiller du Nord suivant le méridien de Denain (d'après Marcel Bertrand, 1898).

A, B₁₋₂, B₃, C, divisions successives du Westphalien.

considérerait d'ailleurs la structure du bassin inférieur à ces paquets charriés comme très simple.

Cette explication, proposée en remplacement de celle de Gosselet, ne faisait toutefois pas mention d'une grande ligne de dislocation longitudinale, dite « faille Reumaux », alors non reconnue, qui suit toute la longueur du bassin houiller vers le milieu de sa largeur (aussi dénommée « Faille Centrale »), ni d'autres accidents de moindre importance reconnus plus au nord.

En 1909, M. Ch. Barrois émit une autre interprétation, qu'il fondait sur l'étude des couches marines intercalées dans le Houiller ; il admit que la « zone de Flines », formée d'intercalations de minces veines calcaires à fossiles marins au milieu du complexe

schisteux, se répète quatre fois en bandes longitudinales parallèles et qu'il en résulte, pour l'intérieur du bassin houiller, une structure imbriquée provenant du même processus de compression tangentielle que la Grande Faille du Midi. Suivant cette interprétation, le cran de retour, la faille d'Abscon et la faille Reumaux sont des plis-failles analogues, de même que quelques autres accidents ayant moins d'importance et de continuité que les précédents (fig. 4). MM. Barrois, Paul Bertrand et Pruvost ont d'ailleurs publié,

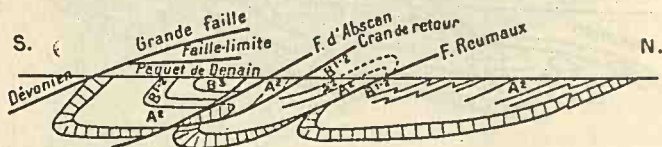


FIG. 4. — Coupe théorique du bassin houiller du Nord, à l'ouest de la Compagnie d'Anzin (d'après M. Charles Barrois, 1909).
A¹, A², B¹⁻², B³, divisions successives du Westphalien.

en 1927, une série de coupes transversales de la partie française du bassin houiller conformes à cette structure.

Il est intéressant, toutefois, de remarquer qu'une série de sondages exécutés en Belgique dans le Bassin de Mons ou du Hainaut, prolongation directe de notre Bassin du Nord, ont conduit M. Fourmarier, en 1913, à une conception assez différente de la structure du bassin en question. Celui-ci serait découpé par plusieurs surfaces de chevauchement sensiblement horizontales ou « failles listriques », superposées et en forme de cuvettes très plates, qui s'enfoncent profondément sous la Grande Faille du Midi et en se relevant d'ailleurs vers le sud dans leur portion située profondément au-dessous de cette dernière. Il

a assimilé le cran de retour et la faille d'Abscon à l'une de ces surfaces reconnues dans le Bassin du Hainaut et proposé de modifier en conséquence la coupe de la partie française du bassin, d'une façon qui, en réalité, se rapprocherait donc de l'interprétation de Marcel Bertrand en augmentant le rôle des déplacements tangentiels sub-horizontaux

Les sondages faits dans le Bassin du Hainaut au sud de « l'anticlinal du Condroz », c'est-à-dire sous l'affleurement de la série siluro-dévonienne qui vient immédiatement au-dessus de la Grande Faille du Midi et qui chevauche sur le bassin houiller d'une façon qui ne prête à aucune discussion, ont fourni aussi des indications fort intéressantes sur l'allure de cette surface de charriage du bord hercynien. Cette surface a été recoupée à des profondeurs démontrant qu'elle plonge d'abord au sud sous un angle variant habituellement de 20° à 25° vers son affleurement, atteignant quelquefois 30° là où la faille du Midi avance le plus au nord, mais descendant à 14° ou 15° lorsqu'on la rencontre au contraire plus au sud. Certains sondages, faits à plus grande distance, ont même montré que l'angle de plongement de la surface de charriage décroît encore et que la pente *moyenne* deviendrait seulement 7° à 8° .

D'autre part, les couches dévoniennes qui chevauchent sur le Houiller montrent très habituellement, en arrière de l'affleurement de la faille du Midi limitant le bassin du Hainaut, une allure synclinale, puis anticlinale, qui serait *peut-être* un indice que la surface de chevauchement elle-même présenterait une disposition correspondante ; mais cela n'est qu'une hypothèse en ce qui concerne le Bassin du Hainaut.

Par contre, pour la partie orientale du bassin belge, au delà du relèvement transversal précédemment indiqué, c'est-à-dire pour le Bassin de Liège,

cette disposition est démontrée, grâce à la découverte, faite par M. Fourmarier, de la « fenêtre de Theux », au SE de Liège, entre Pepinster et Spa, au sud du bassin houiller. Celui-ci s'enfonce d'abord au sud sous la « faille eifélienne », mais le Houiller reparaît plus loin dans cette direction, au-dessous du bord septentrional du massif cambrien de Stavelot, dont il sera question plus loin à propos du Massif ardennais. Le Westphalien apparaît au bord nord de cette fenêtre, au-dessous de lames de charriage formées de



FIG. 5. — Coupe de la fenêtre de Theux (d'après Fourmarier).
1, Cambrien ; 2, Silurien ; 3, Dévonien ; 4, Dinantien ;
5, Westphalien.

Dinantien et de Dévonien et surmontées par le chevauchement principal du Cambrien et du Dévonien ardennais, qui repose en discordance sur le Cambrien (fig. 5). Cette fenêtre résulte, avec évidence, de la réapparition, par une ondulation anticlinale, de la surface de chevauchement qui se traduit, plus au nord, au bord du Bassin houiller de Liège, par la « faille eifélienne », prolongement de la Grande Faille du Midi.

Si cette disposition se prolonge effectivement plus à l'ouest, dans le Bassin de Mons, elle pourrait évidemment suggérer l'hypothèse, peut-être riche en conséquences, d'une extension profonde du Houiller assez loin encore au sud. En tout cas, elle est inté-

ressante à retenir en vue de l'interprétation de la structure du massif hercynien de l'Ardenne.

LE MASSIF ARDENNAIS

Le Massif hercynien de l'Ardenne, qui constitue le front de l'ancienne chaîne, immédiatement au sud du Bassin houiller franco-belge, entre celui-ci et le Bassin parisien de terrains secondaires et tertiaires, se trouve en majeure partie sur le sol belge. Il se divise, d'une façon très apparente sur une carte géologique, en deux zones successives (Pl. II) :

1° Au nord, une zone très plissée, où alternent des bandes anticlinales, formées en général par du Dévonien moyen et supérieur, et des bandes synclinales occupées par le Dinantien, constitue le Bassin de Dinant, encadré entre l'anticlinal du Condroz, où affleure le Silurien, au nord, et la zone suivante au sud. Dans son ensemble, c'est un « synclinorium », c'est-à-dire un faisceau synclinal affecté de nombreux plis parallèles à sa direction générale et au bord de la zone hercynienne.

2° Au sud, vient au contraire une région d'apparence très peu plissée et plutôt ondulée, où affleure surtout du Dévonien inférieur, occupant de larges surfaces et montrant un substratum de Cambrien en quatre îlots perçant au travers de ce Dévonien discordant au-dessus d'eux. Parmi ces quatre massifs cambriens, trois d'entre eux s'alignent à peu près suivant un même axe anticlinal, dit « Anticlinal de l'Ardenne ». Le plus occidental (Massif de Rocroi) s'enfouit obliquement vers le sud-ouest sous la bordure de terrains secondaires du Bassin parisien ; puis vient le petit « îlot de Serpont » et ensuite le long Massif de Stavelot (ou des Hautes Fanges) s'étend à l'ENE jus-

qu'auprès d'Aix-la-Chapelle. Au sud d'une zone où ne se montre que du Dévonien et qui est généralement dénommée « *Synclinal de l'Eifel* », une étroite réapparition du substratum cambrien se rencontre à l'est de la vallée de la Meuse, en bordure des terrains secondaires du Bassin de Paris, constituant l'« *ilot anticlinal de Givonne* ».

Tout ce second ensemble constitue le *Massif de l'Ardenne proprement dit*, correspondant à une grande aire anticlinale suivie d'un large synclinal d'après la conception classique ; il faut cependant faire observer que la « *fenêtre de Theux* », dont il vient d'être question, s'ouvre au travers du Cambrien du Massif de Stavelot, c'est-à-dire presque suivant l'axe de « *l'anticlinal de l'Ardenne* », ce qui doit évidemment inspirer un doute sérieux sur l'enracinement *in situ* de ce bombement cambrien. Quoi qu'il en soit et réservant cette question sur laquelle je reviendrai, *l'Ardenne*, soit belge, soit française, se présente actuellement comme une pénéplaine assez élevée, à surface légèrement ondulée, souvent marécageuse et garnie de tourbières (Hautes Fanges ou Hautes Fagnes), en général peu cultivée et occupée surtout par des pâturages, boisée pour le surplus (Michelet a caractérisé l'Ardenne comme une « *forêt de petits arbres* »).

Lorsqu'on aborde l'Ardenne en venant du sud, elle présente un contraste absolu avec les plaines et les coteaux du Bassin de Paris ; elle se profile suivant une ligne presque droite, très continue et sombre, recouverte d'une forêt depuis Hirson jusqu'au delà de Sedan. La Meuse, venant du sud, bute contre ce massif en se réunissant à la Chiers, puis elle le longe jusqu'à Charleville, où elle s'y faufile pour ainsi dire pour le traverser en décrivant de nombreux méandres profondément encaissés. Elle s'y grossit, au passage,

de deux principaux affluents présentant les mêmes caractères : la Semois, qui descend d'Arlon à Monthermé ; puis la Lesse, qui s'écoule des environs de Libramont vers Dinant. Sa traversée se termine à Namur, où elle se réunit avec la Sambre, qui suit le fossé houiller et dont elle prend la direction vers Liège, en se grossissant de l'Ourthe et de la Salm, qui descendent encore de l'Ardenne, mais en s'écoulant vers le nord.

Dans les flancs de ces vallées, et en particulier dans la vallée transversale de la Meuse entre Charleville et Namur, les couches cambriennes et dévoniennes montrent nettement l'allure plissée des couches des chaînes récentes ; mais elles s'arrêtent brusquement vers 250 à 300 mètres au-dessus du fond, tranchées par la surface de la pénéplaine. Si quelques saillies très atténuées se montrent au-dessus d'une surface à peu près horizontale, elles correspondent simplement à des différences de dureté des roches, mises en valeur par l'érosion résultant d'un relèvement récent de la pénéplaine.

Ce régime se poursuit vers le NE jusqu'à Düren et, par l'Eifel, il se continue dans le *Massif schisteux rhénan*. Vers l'ouest, le massif ardennais s'enfouit au contraire, aux environs de Valenciennes et d'Avesnes, sous une couverture de terrains crétacés et tertiaires, qui prolonge l'ondulation anticlinale de l'axe de l'Artois, dont il a été précédemment question.

LES TERRAINS PRIMAIRES DE L'ARDENNE.

Le Cambrien de l'Ardenne correspond à une série géosynclinale plissée, dont les couches montrent un plongement général uniforme vers le sud, mais présentent des répétitions isoclinales traduisant des

de Fépin, constituant la base de la série dévonienne, sur le Cambrien des quatre « îlots » précédemment énumérés, sans intercalation de couches siluriennes. Mais au bord nord du Bassin de Dinant, un poudingue équivalent (dit *poudingue d'Ombret*) repose sur le Gothlandien de l'anticlinal du Condroz, en sorte qu'il n'y existe plus la grande lacune qui, dans l'Ardenne, pourrait permettre une indécision sur l'âge du plissement ayant précédé le dépôt du Dévonien. Il faut cependant ajouter que l'âge précis de ce plissement a été discuté par M. Leriche, par comparaison avec le Pays de Galles, où le Gothlandien et le Dévonien sont réunis par des couches de passage, et avec le Boulonnais, où les grès gédinniens à Poissons sont concordants avec le Gothlandien. M. Leriche a été conduit à penser que la faune des schistes de Mondrepuits, qui font suite au poudingue et aux arkoses de Fépin, serait encore plutôt silurienne que dévonienne, en sorte que la discordance calédonienne du poudingue de Fépin devrait se placer pendant le Gothlandien.

Quoi qu'il en soit de cette discussion, fondée sur des arguments paléontologiques, on peut dire, en tout cas, qu'il existe dans le Massif ardennais un *complexe principalement (sinon totalement) dévonien discordant sur les terrains antérieurs* (1).

Dévonien. — Lorsqu'on étudie ce complexe d'une façon comparative dans l'Ardenne et la région méridionale du Bassin de Dinant, d'une part, puis dans la partie septentrionale de ce bassin et le Bassin de Na-

(1) Il est inutile de réfuter ici la conception de Gosselet dans son grand ouvrage sur l'Ardenne (qui, par ailleurs, nous fournit une documentation extrêmement précise sur la géologie de cette région), conception d'après laquelle les quatre massifs cambriens auraient été des îles au milieu des mers dévoniennes, au lieu d'avoir été recouverts par celles-ci et mis en relief ultérieurement par le plissement hercynien, suivi d'érosion.

mur, d'autre part, on y constate des différences assez notables pour avoir justifié l'emploi d'une double légende pour ces terrains dévoniens sur la carte géologique de la Belgique. Sans pouvoir entrer ici dans des détails à ce sujet, il me suffira d'indiquer qu'en moyenne les alternances de schistes et grès des divers étages dévoniens comprennent plus de schistes dans la première région et plus de grès dans la seconde, même avec des intercalations de poudingues (tels les poudingues de Burnot et de Naninne). Cette différence est la conséquence évidente du fait que le Brabant était resté émergé jusqu'au Givétien inférieur, qui s'y trouve représenté par le poudingue d'Alvaux discordant sur le Cambrien, et qu'il servait donc de rivage aux premières mers dévoniennes de la région ardennaise (1). En tout cas, le Dévonien se montre complet dans la série de l'Ardenne, charriée sur le bassin houiller, tandis que sa base est absente dans le soulèvement de ce bassin.

Le Dévonien de l'Ardenne (comprenant probablement à sa base une partie du Gothlandien, ainsi que nous l'avons indiqué) est très épais. Sa division inférieure, détritique, est constituée, au-dessus du poudingue de base, par des alternances de grès et de phyllades dont l'épaisseur serait considérable, car elle a été évaluée à 10 km. environ dans le « synclinal de l'Eifel » ; mais peut-être existe-t-il là des répétitions tectoniques, ramenant plusieurs fois les mêmes couches dans ce complexe d'apparence régulière.

Le Dévonien moyen comprend le Couvinien ou Eifélien, puis le Givétien ; surtout dans ce dernier s'y montrent des calcaires zoogènes bien développés, quoique en général d'un caractère non franchement récifal, corrélatifs de la transgression qui s'est produite vers le nord sur l'avant-pays hercynien. Ensuite, au début du Dévonien supérieur, le Frasnien est constitué par des schistes contenant encore des intercalations lenticulaires de calcaire construit ; mais il se termine

(1) *Les anciennes Mers de la France et leurs dépôts*, fig. 12, p. 126.

par les schistes de Matagne, riches en Goniatites et d'un caractère bathyal, indiquant un maximum de profondeur du géosynclinal, dans le Sud du bassin de Dinant, alors que dans le Nord de ce bassin il n'existe que des faciès néritiques. Une différence analogue de faciès entre les deux régions persiste encore dans le Famennien, quoique celui-ci se présente dans toutes deux avec un régime néritique ; c'est ainsi que dans le bassin de Dinant il est constitué par un complexe marin de schistes riches en Brachiopodes avec intercalations de bancs de grès et psammites, tandis que dans le bassin de Namur il n'est représenté que par les psammites du Condroz, d'un caractère lagunaire, avec des lits à végétaux, renfermant toutefois des intercalations de bancs marins.

Au Dinantien, les deux faciès de la fin du Dévonien firent place, au contraire, à des faciès uniformément marins, toutefois d'un caractère peu profond et presque exclusivement calcaires, qui traduisent une nouvelle transgression en dehors du géosynclinal hercynien, évidemment corrélative de l'achèvement du remplissage de celui-ci. Tous ces calcaires sont très riches en Crinoïdes, Bryozoaires, Brachiopodes, Lamellibranches, Gastropodes et Nautilidés. On y distingue deux étages successifs :

I. Tournaisien. — 1^o Assise de Hastière, formée de calcaires noirs et bleus, de calcschistes et schistes intercalés, de couleur foncée, à *Spirifer glaber* et *tornacensis*, *Spiriferina octoplicata*, *Phillipsia*.

2^o Assise des Ecaussines et de Waulsort, comprenant des calcaires à Crinoïdes et débris de Paléchinides, avec *Spirifer Konincki* (*Sp. cinctus*). Cet horizon peut passer latéralement à un faciès coralligène spécial, dolomitique, surtout constitué par des Stromatopores et des Fenestelles, mais à peu près sans Polypiers, qui a été autrefois considéré comme un étage particulier (*Waulsortien*) s'intercalant entre le Tournaisien et le Viséen.

II. Viséen. — 1^o Assise de Dinant, formée de marbre noir et bleu à Crinoïdes (souvent dolomitisé).

2^o Assise de Visé, constituée par des calcaires grenus, cris-

tallins, oolitiques ou compacts, à *Productus cora* à la base, *Productus giganteus* et *striatus* au sommet.

Il faut noter que ces calcaires renferment parfois des lits d'*anthracite*, prélude du faciès houiller (de même que dans le Boulonnais, au-dessous du Houiller d'Hardinghem). D'autre part, en quelques points du bassin de Dinant, il existe un peu de Westphalien inférieur (Namurien) qui témoigne du fait que le rejet de la mer en dehors du géosynclinal n'était pas encore totalement effectué par la surrection post-dinantienne du domaine hercynien (1).

LE PLISSEMENT HERCYNIEU DE L'ARDENNE.

Ce plissement avait été déjà amorcé antérieurement sur l'emplacement du Massif ardennais, ainsi que le montre le rejet progressif de la mer depuis le Givétien et avec accentuation au début du Dinantien, en dehors de la zone des plissements hercyniens. D'autre part, la surrection de la *fin du Dinantien* a constitué une nouvelle phase très importante, ayant définitivement rejeté la mer en dehors de l'emplacement de la chaîne hercynienne (à la petite exception près qui vient d'être signalée). Mais la phase principale du plissement, en particulier la formation du grand chevauchement frontal, s'est produite *vers la fin du Westphalien* ; elle était déjà amorcée au cours du Westphalien supérieur, ainsi que nous l'a appris l'étude du bassin houiller, où le Westphalien se montre incomplet en son sommet et où, d'autre part, se rencontre le conglomérat de Roucourt, dont la signification a été indiquée précédemment.

(1) On a pu faire, toutefois, l'hypothèse que certains affleurements de ce Westphalien des environs de Dinant, qui se trouvent parfois dans une situation tectonique un peu douteuse, apparaîtraient simplement *en fenêtre* au-dessous des terrains plus anciens, dans une situation analogue à la fenêtre de Theux, et se rattacheraient en profondeur au bassin houiller.

Mais l'importance de ce plissement dans la structure du Massif ardennais est appréciée de façon différente suivant les auteurs. Il ne subsiste aucun doute que « l'anticlinal du Condroz » soit un important charriage amenant le Silurien et le Dévonien en superposition sur le Houiller du Bassin franco-belge, ce qui explique que les faciès du Dévonien soient bien différents au-dessus ou au-dessous de ce Houiller, car ils correspondent à des aires de dépôt originellement assez éloignées. En arrière de cet accident frontal majeur de la zone hercynienne, le Dinantien et le Dévonien supérieur et moyen du « Bassin de Dinant » se montrent fortement plissés, suivant un style jurassien, et si, en général, ces plis présentent un déversement au nord bien marqué, il existe aussi des accidents dirigés en sens contraire, tout au moins apparemment. Mais la découverte par M. Fourmarier de la « fenêtre de Theux » permet d'admettre qu'au moins dans l'Est de la Belgique, le « Bassin de Dinant » est charrié sur le Houiller, et même ce chevauchement, dont on ne connaît pas la limite méridionale, se prolonge certainement jusque sous le Cambrien du Massif de Stavelot, en son bord septentrional. Cela conduit à penser que non seulement le grand faisceau synclinal de Dinant représente une zone déplacée vers le nord d'au moins une cinquantaine de kilomètres (le style jurassien n'est aucunement synonyme d'un caractère autochtone et nous le retrouverons, par exemple, dans les Préalpes médianes indiscutablement charriées), mais qu'aussi le « Massif cambrien de Stavelot » a subi une translation semblable avec sa couverture dévonienne, au lieu de constituer dans le tréfonds de celle-ci un fondement enraciné *in situ*. Il est très probable qu'il en est de même pour le « Massif de Rocroi » et vraisemblablement pour tout « l'anticlinal de l'Ardenne ».

De même, il est possible que le « synclinal de l'Eifel » ait, lui aussi, une structure plus compliquée qu'on l'admet généralement. Il me paraît peu vraisemblable, en raison des ressemblances que montrent les processus tectoniques dans les différentes chaînes, anciennes ou récentes, qu'un chevauchement frontal ayant eu une ampleur transversale d'au moins 50 kilomètres, d'après M. Fourmarier, n'ait été suivi que d'un régime d'ondulations à grand rayon de courbure, comme le pense ce même auteur. Il faut remarquer aussi que la hauteur très réduite des coupes observables sur l'Ardenne, en général fournies seulement par des tranchées de chemins de fer ou de routes, n'ayant que quelques mètres de profondeur, a pu influencer sur l'échelle des accidents tectoniques qu'on y a généralement admis. Sauf le cas de travaux souterrains ou sondages à grande profondeur, les superpositions anormales ne peuvent être *démontrées* dans la plupart des cas, mais seulement déduites des faits observés en surface par un raisonnement, surtout d'ordre géométrique.

En ce qui concerne la structure du « synclinal de l'Eifel », bien que M. Fourmarier la considère comme simple, d'autres auteurs sont d'un avis différent. En particulier, M. Asselberghs a, dès 1921, émis l'opinion que la structure de ce « synclinal » est isoclinale et qu'il s'est produit des répétitions tectoniques dans les couches qui s'y rencontrent (1). Il a même ultérieurement donné une carte traduisant ces superpositions anormales, qui permettraient de s'expliquer l'épaisseur formidable de 10 kilomètres environ admise pour le seul Dévonien inférieur dans ce synclinal, laquelle paraît véritablement excessive. Je ne saurais

(1) D'une façon indépendante et à peu près simultanément, j'avais acquis la même impression en parcourant rapidement la région en compagnie de M. Fourmarier.

insister ici sur cette question, qui reste ouverte à mon avis, ainsi que sur la façon dont réapparaît, au bord sud de l'Ardenne, le Cambrien de Givonne, qui présente des caractères très nets d'écrasement.

HISTOIRE POST-HERCYNIENNE DE L'ARDENNE.

On ne connaît aucun indice d'un ennoyage sur l'emplacement de l'Ardenne avant le Trias. Par contre, au Trias, il s'est produit un ennoyage transversal séparant l'Ardenne de l'Eifel et qui, partant du Luxembourg vers le nord par Zülpich, allait rejoindre la région rhénane inférieure. Les dépôts triasiques conservés dans ce « détroit » ne comprennent que du grès bigarré ; mais il semble que ce soit en raison d'une érosion des termes supérieurs, plutôt que du comblement du détroit admis par Gosselet. En outre, on connaît, en couches sensiblement horizontales au-dessus du Cambrien du Massif de Stavelot, plusieurs lambeaux de conglomérats triasiques (poudingue de Malmédy) surmontés par des marnes bariolées et des calcaires jaunes. Ce sont très probablement des témoins, dénivelés ultérieurement, d'une transgression triasique sur l'Ardenne déjà suffisamment érodée pour que le Cambrien ait été mis à découvert au-dessous de sa couverture dévonienne, plutôt que des dépôts formés dans des lacs étagés traversés par un fleuve débouchant près de Zülpich, comme l'a admis Gosselet. Il semble donc qu'il ait existé là un ennoyage transversal assez important ; par contre, il ne se rencontre pas d'indice d'une semblable avancée sur le bord méridional de l'Ardenne, où le Trias a été débordé par le Jurassique.

En ce qui concerne la *période jurassique*, on observe diverses transgressions, séparées par des régressions,

de la mer du Bassin de Paris ; en particulier, un premier maximum d'extension s'est produit au cours du Lias et un autre, plus étendu, lors du Bathonien. contemporain de la transgression ayant recouvert le Boulonnais. L'absence de lambeaux jurassiques conservés à l'intérieur de l'Ardenne ne permet pas d'affirmer que les mers jurassiques se soient étendues sur le massif ancien beaucoup au delà des limites de leurs affleurements actuels.

L'Ardenne paraît avoir été encore une région émergée pendant le *Crétacé inférieur* ; seuls, des dépôts alluviaux, lacustres ou fluviatiles, du Wealdien, constitués par des sables plus ou moins grossiers, des argiles et des lignites, se montrent en amas isolés ou en poches à la surface des terrains anciens. Par contre, la *transgression cénomanienn*e s'est largement étendue sur une partie du Massif ardennais, de même que sur l'axe de l'Artois, le Bassin houiller et le Brabant. Un certain nombre de témoins se rencontrent vers l'extrémité occidentale de l'Ardenne et l'un d'eux, à Hokai, se trouve aujourd'hui porté à 565 mètres d'altitude. Ce Cénomalien débute, comme sur le Houiller, par un poudingue glauconieux (*tourtia*), reposant directement sur les terrains primaires arasés, dont il a comblé les dépressions (1) ; on peut constater que la transgression s'est graduellement étendue depuis le Vraconnien à *Schloenbachia inflata* et le Cénomalien inférieur à *Pecten asper* et *Ostrea vesiculosa* jusqu'aux niveaux les plus élevés du Cénomalien.

Le maximum de transgression de la mer du Crétacé supérieur a dû se produire au Sénonien. Le rivage méridional de cette mer, qui couvrait le Brabant et le Bassin houiller, s'est avancé plus ou moins loin sur l'Ardenne, surtout vers la fin du Sénonien. C'est ainsi

(1) On y rencontre même des fossiles du Carbonifère, mais naturellement remaniés.

que, si des sables avec bancs de grès et d'argiles avec nombreux débris végétaux se trouvent auprès d'Aix-la-Chapelle au-dessous de la Craie à *Belemnitella quadrata*, le Maëstrichtien est représenté par des lambeaux de silex jaunâtres fossilifères à 660 mètres sur les Hautes-Fagnes, et par un témoin de conglomérat à *Fissurirostra* conservé dans le calcaire dévonien entre Sambre et Meuse.

Vers la fin du Crétacé, la régression générale de l'époque danienne s'est évidemment exercée sur l'Ardenne, de même que sur l'axe de l'Artois qui en est la prolongation. Mais dès le Landénien inférieur (Thanétien supérieur ou Sparnacien), des sables et grès à pavés, avec galets de silex de la Craie (1), se sont déposés sur une bonne partie de l'Ardenne; leurs témoins se rencontrent, en effet, aux environs d'Avesnes, au sud de Givet (230 m.), entre Signy-le-Petit et Rocroi (370 m.), dans l'Entre Sambre-et-Meuse belge, sur le Condroz, etc.

Mais, si le sable landénien a couvert une bonne partie du sol primaire de l'Ardenne, il est difficile d'affirmer qu'il en a été de même pour les autres couches éocènes, parmi lesquelles ne se rencontre guère que du Lutétien inférieur à *Nummulites lævigatus*, d'ailleurs généralement à l'état remanié. En effet, dans beaucoup de sablières de la région d'Avesnes, au-dessus des sables landéniens et à la base du limon quaternaire, on trouve des silex remplis de ce fossile en telle abondance qu'ils proviennent évidemment d'une couche en grande partie détruite; des blocs semblables, renfermant de nombreux fos-

(1) L'existence des silex de la Craie, parfois non roulés et sans que leurs formes aient été arrondies, semble bien indiquer une extension de la craie à silex sur l'Ardenne notablement plus grande que celle qui est directement mise en évidence par la conservation de témoins de la craie.

siles, se rencontrent dans l'Entre Sambre-et-Meuse belge. Au près de Namur, un lit de grès blanc à *Nummulites lævigatus* se rencontre à la partie supérieure de sables lutétiens (Bruxellien) qui reposent directement sur le calcaire décalcifié.

Par contre, si l'Oligocène et le Miocène marins ont dû approcher de très près la limite nord de l'Ardenne, ils ne semblent pas s'être étendus par-dessus.

D'autre part, la pénéplaine a manifestement subi des *mouvements récents*, corrélatifs des dernières phases tectoniques alpines. Cela est mis en évidence par l'encaissement des méandres des rivières qui la traversent, en particulier de la Meuse et de la Semois, ce qui traduit une surrection du Massif ardennais postérieure à l'établissement de ces vallées, qui ont dû serpenter initialement à la surface de la pénéplaine. On ne saurait, en effet, en raison de la déformation des anciennes terrasses fluviales, dont certaines portions se montrent actuellement à *contre-pente*, admettre qu'il s'agisse simplement des effets d'un abaissement du niveau de base de l'érosion. Les inégalités dans la surrection récente de la pénéplaine ardennaise, ainsi mises en évidence dans une direction transversale par la vallée de la Meuse, se traduisent aussi dans l'altitude à laquelle elle se trouve portée lorsqu'on la suit longitudinalement, de l'Ouest à l'Est.

C'est ainsi que la surface en question, qui, dans l'ensemble, s'élève dans cette direction, se présente aux altitudes suivantes : Hirson-Anor, 220 à 240 m. — Rocroi, 387 m. — Fumay, 405 m. — Croix de Scaille, 504 m. (maximum pour l'Ardenne française) ; puis vient une redescente à 403 m. et une remontée lente jusqu'au maximum de 695 m. sur la frontière allemande.

LA RÉGION HOUILLÈRE DE LA SARRE (1) ET DE LA LORRAINE

Après un ennoyage au-dessous des grès rouges du Permien supérieur du Palatinat, qui bordent au sud le Massif dévonien rhénan, prolongation orientale du Massif ardennais, et des grès bigarrés du Trias inférieur lorrain, les terrains primaires reparaissent avec le *Houiller de la Sarre*, constituant une trainée orientée du SW au NE, c'est-à-dire suivant la direction hercynienne varisque, à cheval sur les territoires de la Sarre et de la Lorraine (Pl. V). Les formations houillères y affleurent sur environ 50 kilomètres de long et 15 kilomètres de large ; mais leur extension souterraine a été reconnue par des sondages sur une longueur de près de 130 kilomètres et une largeur de 50 kilomètres. La partie de cette série houillère qui affleure présente d'ailleurs une *disposition anticlinale* (fig. 7), en sorte qu'au point de vue structural, le terme de « *Bassin de la Sarre* » est assez impropre.

Ce Houiller, qui comprend jusqu'à de l'Autunien, disparaît ainsi en général sous les grès rouges du Permien supérieur et du Trias. Toutefois, vers le nord on le voit parfois reposer transgressivement, par ses termes les plus élevés, sur les quartzites du Taunus (Dévonien inférieur) en couches redressées. On ne connaît d'ailleurs pas, même dans l'axe des anticlinaux, la base de cette formation houillère, qui présente environ 6.000 mètres de puissance et comprend les divisions suivantes, du sommet vers la base :

(1) Nous envisagerons ici la composition et la structure de la région houillère de la Sarre, en raison des renseignements qu'elle fournit sur sa prolongation dans le sous-sol de la Lorraine,

Autunien : Couches de Lebach et de Kusel ;

Stéphanien : Couches d'Ottweiler ;

Westphalien supérieur (base inconnue) : couches de Sarrebrück.

Si ces diverses divisions, jusqu'aux plus élevées, renferment des lits de houille, en réalité les couches de Sarrebrück sont les seules qui soient véritablement productives ; les charbons appartiennent tous à la catégorie des charbons gras.

1° LE HOULLER DE LA SARRE.

I. *Westphalien*. — On ne connaît pas d'équivalent du Namurien, ni même des couches de Vicoigne et de la partie inférieure de celles d'Anzin, du Bassin franco-belge. Si les géologues allemands avaient admis un âge antérieur pour les couches de Rischbach, celles-ci représentent, en réalité, un lambeau renversé de couches supérieures, situé au flanc sud de l'anticlinal. Les termes connus se subdivisent en deux groupes :

1° *Groupe des charbons gras*, à *Neuropteris tenuifolia* et *linguæfolia*. Cette subdivision inférieure des couches de Sarrebrück, d'une épaisseur de 750 à 1.000 m., montre une grande régularité de composition et représente un dépôt tranquille, où les conglomérats sont rares et où, d'autre part, se rencontrent quelques niveaux d'eau douce à Ostracodes et *Anthracomya*. Elle renferme environ 45 veines, très régulières et constantes (représentant 6,5 % de la masse totale), de charbons contenant 30 à 38 % de matières volatiles (8.000 à 8.500 calories, 64 % de coke en moyenne). On y distingue un niveau inférieur (*couches de Rothell*, à *Sphenophyllum myriophyllum*), correspondant au sommet des couches d'Anzin et à celles de Charleroi, et un niveau supérieur (*couches de Salzbach*, à *Sphenopteris Sauveuri* et *Neuropteris Scheuchzeri*), contemporain des couches de Bruay et de l'assise du Flénu en Belgique.

2° *Groupe des charbons flambants ou secs* (*assise de la Houve*). Ce complexe, qui n'a pas d'équivalent dans le Bassin franco-belge où le Westphalien terminal est absent, représente une épaisseur de 500 à 1.000 m. de couches noires et grises ren-

fermant 15 veines exploitables (3 à 7 % du total) de charbons contenant 35 à 42 % de matières volatiles (7.500 à 8.000 calories, 59 à 60 % de coke). Il se trouve divisé, par l'intercalation du *conglomérat de Merlebach* (30 à 200 m.), en une *zone des flambants inférieurs* à *Pecopteris Defrancei*, comprenant 200 à 400 m. de couches relativement régulières et sans conglomérats, et une *zone des flambants supérieurs*, à *Myzoneura ovata*, formée de 300 à 600 m. de dépôts assez grossiers et irréguliers, renfermant de nombreux conglomérats et où la proportion de charbon peut varier de 20 % à des traces seulement.

Les caractères de cette zone supérieure et du conglomérat de Merlebach, auquel elle fait suite, témoignent évidemment d'une répercussion de la phase orogénique produite vers la fin du Westphalien, qui a terminé l'histoire du bassin houiller *extra-hercynien* franco-belge, tandis que la sédimentation houillère a pu se continuer dans la ride *intra-hercynienne* à laquelle appartient le « bassin de la Sarre ». Il faut noter toutefois que la zone des flambants supérieurs est plus ou moins ravinée et peut même avoir parfois disparu sur l'axe de l'anticlinal de Sarrebrück, à Frankenholtz (fig. 7), au-dessous du conglomérat de Holz, qui correspond à la base du Stéphanien, ce qui est une autre manifestation de la répercussion, dans la Sarre, de la phase orogénique de la fin du Westphalien par une ébauche de l'anticlinal de Sarrebrück.

II. Stéphanien. — *Le conglomérat de Holz*, d'une épaisseur extrêmement variable (1 à 100 m.), renferme des galets parfois énormes de quartzite dévonien sur le bord nord du bassin, où il est transgressif, de même que localement sur l'axe de l'anticlinal de Sarrebrück.

Le complexe des *couches d'Ottweiler* comprend 1.000 à 2.000 m. de schistes et grès rouges et verts, renfermant seulement, à la base et au sommet, 2 ou 3 veines exploitables de charbons à longue flamme. La flore, riche en *Pecopteris* (*arborescens*, *polymorpha*, *lamurensis*, *unita*) et sans *Mariopteris*, en fait l'équivalent de l'assise de Rive-de-Gier, c'est-à-dire des couches inférieures du Bassin de Saint-Etienne. Toutefois, la continuité vers le haut avec l'Autunien permet de penser que peut-être les niveaux stéphanien plus élevés sont représentés dans les couches supérieures de la série d'Ottweiler.

III. Autunien. — Le phénomène houiller s'est encore quelque peu continué pendant le dépôt des *couches de Kusel*, formées de grès colorés avec schistes et minces lits de houille; même les *couches de Lebach* renferment encore parfois une mince couche de houille à leur base.

*
**

Le Bassin houiller de la Sarre est un exemple des *bassins intra-hercyniens* qui, créés par le plissement hercynien lui-même pendant l'une de ses premières phases, se sont établis à l'intérieur de la zone plissée sur l'emplacement d'une ride synclinale. Celle-ci a été occupée par un lac recevant les eaux pluviales ou de fusion des neiges de toute une région montagneuse avoisinante, en même temps que les matériaux détritiques, grossiers ou fins, provenant de la destruction des roches environnantes. Le phénomène houiller s'y est produit, au moins pour la plus grande partie, par le processus des deltas torrentiels, dans une dépression qui, d'autre part, s'affaissait progressivement par accentuation lente du plissement et qui, ainsi, a pu engouffrer des épaisseurs considérables de sédiments formés sous une épaisseur d'eau restant très faible, c'est-à-dire par le processus dit de *subsidence*. En tout cas, en ce qui concerne le Bassin de la Sarre, il n'existe *aucun indice de pénétration marine* pendant la sédimentation de la formation houillère, suivant l'analyse détaillée qui en a été faite par M. P. Pruvost.

Certaines couches particulières rencontrées dans cette formation ont donné lieu à différentes interprétations au sujet de leur origine. Ces couches se montrent en niveaux très minces et réguliers, bien lités et continus, de cassure souvent conchoïdale et de couleur ordinairement claire, intercalées dans les couches sombres du Houiller, le plus souvent au toit d'une veine de charbon; leur épaisseur varie de quelques centimètres à 1 m. 25. Ces roches, dénommées « *Tonsteine* » par les géo-

logués allemands, renferment des débris végétaux *non écrasés* et conservés à l'état de moules revêtus d'une mince pellicule charbonneuse ; des variétés impures renferment des grains de quartz ou de pyrite, des rhomboédres de sidérose ou des paillettes de mica.

A l'état pur, ce sont des silicates d'alumine pouvant contenir une très faible quantité d'alcalis ; ils ont été décrits par Pierre Termier comme des argiles cryptocristallines, renfermant de nombreux cristaux de leverriérite $[2\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, (\text{H.K})_2\text{O}]$. La genèse de ces roches, dénommées « gores blancs » dans le Bassin houiller de la Loire et « *gorlites* » par M. Paul Bertrand, a été controversée. Certains auteurs les ont considérées comme des roches éruptives d'épanchement ou des cinérites altérées, ou encore comme des cendres d'incendies de forêts houillères (M. J. de Lapparent) ; mais ces explications se concilient mal avec la grande extension horizontale que présentent ces couches. M. P. Pruvost, par contre, de même que l'a fait Termier, admet que ce sont des argiles sédimentaires, provenant du lessivage de roches cristallines ou éruptives émergées sur les terres voisines, déposées à une époque où la nappe d'eau du bassin était la plus profonde et la plus calme. Il a constaté, en effet, dans la Sarre, que ces roches manquent totalement dans le faisceau des flambants supérieurs, où la sédimentation a été grossière, et que, d'autre part, elles s'associent à des gayets (charbons de spores) et même à des schistes bitumineux très fins à Ostracodes.

2° TECTONIQUE DU HOULLER DE LA SARRE ET DE LORRAINE.

Nous savons déjà que la région houillère exploitable de la Sarre correspond à une *allure anticlinale* des couches houillères, qui les amène à l'affleurement ou à faible profondeur, tandis qu'à sa périphérie les couches houillères s'ennoient à trop grande profondeur pour être utilement recherchées, au moins dans les conditions actuelles. En réalité, la Sarre fait partie d'une région beaucoup plus étendue vers le sud-est et

affectée de dislocations ayant fragmenté en plusieurs bandes le Houiller, primitivement continu, qui se trouve caché sous une couverture discordante de grès rouges triasiques (fig. 6) dans le « bassin lorrain ». Dans toute cette région, ce sont les *anticlinaux* qui, ramenant le Houiller à faible profondeur, peuvent constituer des « bassins houillers ».

1° *Anticlinal de Sarrebrück*. — La zone d'affleurement du Houiller dans la Sarre est limitée, sur son bord sud, par un grand accident parallèle à l'axe de l'anticlinal et au sud duquel les couches productives disparaissent en profondeur (Grande Faille du Sud).



FIG. 6. — Coupe générale transversale de la Lorraine, entre Longwy et Niederbronn (d'après P. Pruvost.)

1, Westphalien ; 2, Stéphanien ; 3, Autunien ; tr, grès triasique.

Cet accident a été d'abord considéré comme une simple faille normale par les géologues allemands, dont l'opinion générale (exception faite pour Willert) était qu'il n'y a pas de failles inverses de quelque importance dans la Sarre, tandis que divers géologues français avaient indiqué cet accident comme plongeant au nord, ce qui en fait une faille inverse.

Par des travaux exécutés par l'Administration française des Mines de la Sarre, on a acquis la certitude que l'anticlinal de la Sarre (ou de Sarrebrück) est un pli dissymétrique faillé, à flanc sud vertical ou renversé, étiré et recouvert par le flanc nord, qui a

chevauché vers le sud au-dessus de lui (fig. 7, I). Même, à Bexbach, sur une longueur de 4 kilomètres, la « Grande Faille du Sud » s'aplatit localement en dessinant, en plan, une forte avancée vers le sud, correspondant alors à un important chevauchement dans cette direction, sous lequel le flanc sud du pli a entièrement disparu. De même, en cette région, des couches horizontales de la zone des charbons gras sont superposés sur près de 2 kilomètres de distance au-dessus des couches d'Ottweiler.

Par conséquent, l'existence de *poussées au sud* est certaine en cette région pour les plis hercyniens, qui, bien qu'ébauchés à la fin du Westphalien, ne se sont définitivement formés qu'à la phase permienne. D'autre part, cette zone disloquée a pu, en certains points, rejouer à l'époque tertiaire, mais cette fois par la production de *failles directes* intéressant le Trias et dont la lèvre sud est affaissée.

2° *Bassin lorrain*. — Une structure analogue, toutefois moins chevauchante, se rencontre dans les concessions de Sarre-et-Moselle et de Petite Rosselle, en se dirigeant vers la Lorraine. Le Houiller s'y présente affecté par un anticlinal distinct du précédent (*anticlinal de Merlebach*) encore dissymétrique et même légèrement renversé au sud (fig. 7, II). Cet anticlinal se suit vers le NE jusqu'à la vallée de la Sarre, où il est relayé par celui de Sarrebrück, dont l'axe s'enfonce au SW, en passant au sud de celui de Merlebach. A Petite Rosselle, les deux anticlinaux coexistent séparés par un petit synclinal (fig. 7, coupe 3).

Il est probable qu'il existe d'autres anticlinaux parallèles aux deux précédents, passant plus au SE et pouvant ramener, au-dessous de la couverture triasique, les couches de Sarrebrück à des profondeurs assez accessibles ; ces plis doivent vraisemblablement

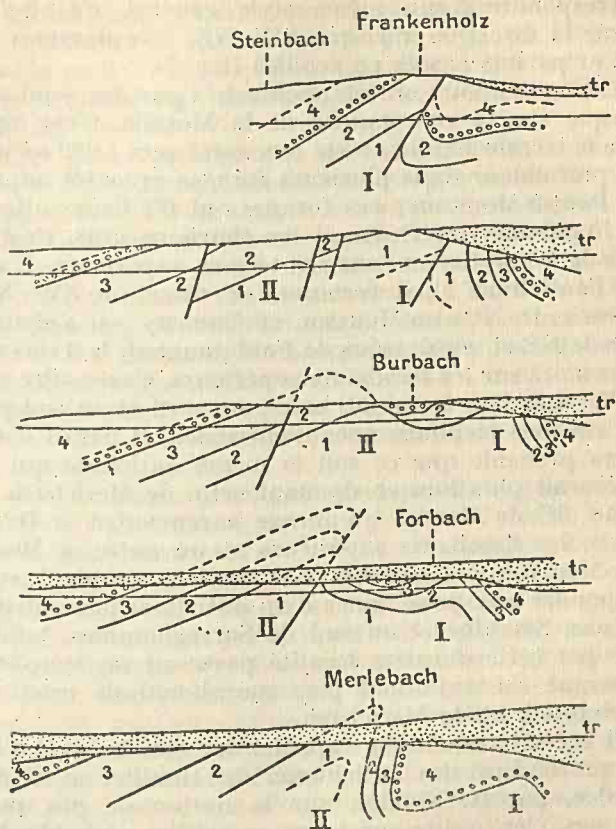


Fig. 7. — Coupes du Houiller de la Sarre et de Lorraine (d'après P. Pruvost), montrant le relaiement de l'anticlinal de la Sarre ou de Sarrebrück (I) par celui de Lorraine ou de Merlebach (II).

1, zone des charbons gras de Sarrebrück ; 2, 3, couches de la Houve, à charbons flambants ; 4, couches d'Ottweiler (Stéphanien) ; tr, grès rouge triasique.

correspondre à un même style général, c'est-à-dire avoir la direction varisque SW-NE, être déversés au SE et parfois cassés en écailles (fig. 6).

Ces anticlinaux ont été recherchés par des sondages jusque sur la rive gauche de la Moselle. C'est ainsi que le terrain houiller a été rencontré vers 1.000 mètres de profondeur dans plusieurs forages exécutés auprès de Pont-à-Mousson ; ces forages ont d'ailleurs atteint les flambants inférieurs et les charbons gras, c'est-à-dire le Westphalien sans ses termes supérieurs. L'axe de l'anticlinal ainsi reconnu, de direction SW-NE, passe entre Pont-à-Mousson et Nomeny ; il s'abaisse vers le NE et, au-dessous de Faulquemont, le Trias repose alors sur les flambants supérieurs, c'est-à-dire sur le Westphalien terminal, bordé au nord et au sud par les couches stéphanienues d'Ottweiler. Il paraît d'ailleurs probable que ce soit le même anticlinal qui se relèverait plus loin en donnant celui de Merlebach.

Au SE de Nancy, un forage a rencontré, à Dombasle, les flambants supérieurs et un autre, à Mont-sur-Meurthe, les couches d'Ottweiler, semblant correspondre aux deux flancs d'un anticlinal passant par Dieuze, Sarralbe et au sud de Sarreguemines, tandis que par cette dernière localité passerait un synclinal séparant cet anticlinal plus méridional de ceux de Sarrebrück et de Merlebach.

Il est intéressant de rappeler ici que la recherche en profondeur des anticlinaux du Houiller avait été fondée, par R. Nicklès, sur la notion de plis posthumes, c'est-à-dire sur la superposition probable des ondulations très faibles de la couverture de Trias et Lias aux plis plus accentués du substratum paléozoïque.

En résumé, il semble exister, dans le sous-sol lorrain, un grand synclinorium westphalo-autunien, de direction hercynienne varisque. Au nord, ses dépôts

s'appuient transgressivement sur le Dévonien du Massif rhénan de Trèves, affecté de plis aigus et déversés vers le nord ; mais sa limite méridionale est inconnue sous la couverture transgressive du Trias lorrain, du côté des Vosges.

Une phase préliminaire *anté-stéphanienne*, d'assez faible importance, corrélatrice du grand chevauchement frontal de la chaîne hercynienne au-dessus du Bassin houiller du Nord, a produit un relèvement de la région orientale du Bassin sarro-lorrain, traduit par la discordance du conglomérat de Holz, ainsi que par l'ébauche de l'anticlinal de Sarrebrück, dont la tête a été érodée à Frankenholtz, où ce conglomérat repose sur les flambants inférieurs et renferme, au voisinage, des blocs à peine dégrossis de « Tonstein » provenant de ces niveaux inférieurs, donc eux-mêmes partiellement érodés.

Mais la phase principale s'est produite *après l'Aurélien* et antérieurement aux grès du Permien supérieur, discordants sur les couches de Kusel et Lebach. Cette phase, qui ne peut être reconnue dans l'Ardenne, a donné naissance aux complications tectoniques principales ; elle a été accompagnée de quelques éruptions (rhyolites et surtout mélaphyres).

Enfin, une phase tardive, probablement d'âge tertiaire et contemporaine des dislocations du fossé rhénan que nous envisagerons plus loin, a donné naissance au réseau de failles qui découpent la couverture triasique et qui s'ordonnent suivant deux directions, l'une SW-NE se superposant aux accidents hercyniens, l'autre sensiblement perpendiculaire.

LE MASSIF ARMORICAIN

Le Massif armoricain, tel que l'entendent les géologues, s'étend bien au delà des limites de la Bretagne proprement dite, qu'il déborde largement à l'est et au sud, depuis le Cotentin jusqu'en Vendée, englobant ainsi une partie de la Normandie, la Mayenne et l'Anjou. Il comprend l'important massif de terrains primaires plissés qui occupe l'angle nord-ouest de la France, se projetant en coin dans l'Atlantique par le Finistère. Sur cette grande étendue dominant surtout des schistes plus ou moins métamorphiques, d'âge encore mal précisé en certains points, qui sont désignés par le terme un peu provisoire de *Briovérien* (schistes de Saint-Brieuc, de Rennes, phyllades de Saint-Lô), percés par de nombreux massifs granitiques et au milieu desquels s'alignent une série de bandes synclinales, souvent très étroites, de terrains paléozoïques s'échelonnant du Cambrien au Dinanien. Ces bandes, dont la disposition indique les grandes lignes de la structure, présentent des directions d'abord divergentes autour d'une orientation moyenne W-E, dans le Finistère, mais qui tendent plus à l'est, dans une grande partie au moins du massif, vers une orientation générale WNW-ESE et même NW-SE, qui est la *direction armoricaine* des plis hercyniens (Pl. III).

Comme l'Ardenne, cet important fragment de l'ancienne chaîne hercynienne est aujourd'hui réduit à l'état d'une *pénéplaine* où ne se montrent que les lignes de relief correspondant aux affleurements de couches particulièrement dures et résistantes à l'érosion, et son altitude oscille généralement entre 100 et 300 mètres. En outre, sa surface porte la trace d'inva-

sions marines d'âges divers, secondaires et tertiaires, dont les dépôts sont conservés en certaines de ses parties.

L'extrémité occidentale du massif, dans le Finistère, présente une structure géologique relativement simple, traduite par la disposition topographique. On peut y distinguer, en première approximation, du nord au sud, les trois grandes unités suivantes :

1° Un plateau septentrional (*Plateau du Léon*), essentiellement constitué par des schistes cristallins et des granites, s'élève doucement des falaises de la Manche aux Monts d'Arrée et il se prolonge en mer par l'île d'Ouessant et les petites îles voisines (Molène, le Béniguet, etc...) ; les directions structurales, traduites par l'alignement des granites et gneiss, y sont orientées WSW - ENE (*direction du Léon*).

2° Une région synclinale complexe, affectée de nombreux anticlinaux et synclinaux secondaires, envahie par la mer dans la rade de Brest et limitée au sud par la presqu'île de Crozon, est surtout constituée par du Dévonien vers la *rade de Brest*, puis, à l'intérieur des terres et plus au sud, par un long bassin synclinal, toujours compliqué de plis parallèles, où le Dévonien disparaît sous le Dinantien (*Bassin de Châteaulin*), s'allongeant le long de la vallée de l'Aulne.

3° Au sud de ce synclinorium et de la dépression médiane qui lui correspond, vient une nouvelle région plus élevée (*Plateau de la Cornouaille*), débutant par les Montagnes Noires et constituée de nouveau par des bandes alternantes de granites et de schistes cristallins, mais orientées suivant la direction armoricaine. Elle se termine vers l'Océan par la pointe du Raz et l'île de Sein, d'une part, et par la pointe de Penmarch plus au sud.

Mais cette disposition presque symétrique ne se

refrouve plus guère vers l'est. Si le plateau méridional se poursuit par le Morbihan jusqu'en Vendée d'une façon régulière et avec des caractères généraux assez analogues, il en est tout autrement pour le Nord du Massif armoricain, d'ailleurs profondément entamé par l'érosion marine de la Manche, qui a pénétré jusqu'à la baie du Mont Saint-Michel.

On peut bien encore distinguer, dans la partie orientale du massif, un *Bassin de Laval* occupé par des terrains paléozoïques siluro-dinantiens, comme l'aire synclinale médiane du Finistère et correspondant, en particulier, au Bassin de Châteaulin par le développement du Dinantien. Mais cette continuité ne s'établit, dans l'intervalle, que par une bande extrêmement étroite, où les étages du Silurien au Dinantien sont à peu près complètement écrasés dans le *Menez-Belair*. D'ailleurs, parmi les nombreux synclinaux secondaires du Finistère, seuls les deux plus méridionaux du Bassin de Châteaulin semblent se poursuivre dans la zone écrasée pour s'étaler ensuite dans le Bassin de Laval, en sorte que celui-ci ne correspond donc, au point de vue tectonique, qu'à la seule partie méridionale du large synclinorium du Finistère.

Par contre, les synclinaux les plus septentrionaux de celui-ci partent de la rade de Brest avec une direction WSW-ENE, en longeant le bord méridional de l'aire granito-gneissique du Léon et se poursuivant ainsi vers la Manche dans le Nord des Côtes-du-Nord. Ils s'écartent ainsi complètement du trajet et de la direction du faisceau synclinal médian qui réunit le Bassin de Châteaulin à celui de Laval ; entre ces deux faisceaux s'intercale une nouvelle aire anticlinale où affleurent largement les schistes briovériens.

D'ailleurs, en suivant le faisceau synclinal médian jusque vers Laval, on voit encore se détacher de son

bord nord, avec la même *direction du Léon*, d'autres synclinaux venant graduellement s'ajouter aux précédents dans la structure de la large région qui s'étend du Cotentin au bord septentrional du Bassin de Laval. Même, si ces divers plis normands et du Maine, provenant ainsi du SW avec la direction du Léon, tournent ensuite graduellement à l'E, puis au SE, en prenant la direction armoricaine avant de s'enfouir sous les terrains secondaires du Bassin de Paris, on voit encore, aux environs d'Alençon et aussi de Sillé-le-Guillaume (dans le *synclinal des Coëvrons*), la *direction du Léon* entre d'autres ayant l'orientation armoricaine.

En outre, si au sud du faisceau synclinal médian et du large anticlinal de schistes de Rennes qui s'étend de Douarnenez jusqu'au delà de Château-Gontier (*Plateau de Rohan*), les trois synclinaux siluriens successifs du *Plateau de Bain* présentent une direction générale armoricaine, le plus septentrional d'entre eux (synclinal de Poligné) montre toutefois encore, dans sa partie occidentale, à l'ouest du méridien de Rennes, une série d'ondulations obliques, ayant toujours la direction du Léon, qui accidentent son orientation générale. Cette disposition s'étend même encore un peu au synclinal silurien suivant (synclinal de Segré), vers sa terminaison occidentale ; d'autre part, l'allongement des massifs granitiques perçant les schistes briovériens dans la partie occidentale du plateau de Rohan se fait aussi suivant la direction du Léon. Par contre, plus au sud, les longs synclinaux d'Angers, puis d'Ancenis, ne montrent plus que la direction armoricaine, de même que les anticlinaux intermédiaires, sans aucune anomalie.

La coexistence de ces deux directions structurales, d'âges peut-être un peu différents, peut évidemment produire d'assez grandes complications de détail.

Ajoutons que, comme nous l'avons déjà remarqué pour l'Ardenne, la hauteur des coupes observables dans cette région pénéplainée est très faible et que, d'autre part, l'âge des terrains rencontrés (consistant surtout en schistes, grès et poudingues très peu fossilifères, avec rares intercalations calcaires où l'on n'a guère trouvé que des microfaunes) a été très controversé. On conçoit facilement que la structure de certaines régions armoricaines ait donné lieu à des interprétations différentes et soit peut-être encore mal définie, malgré les recherches de nombreux géologues, parmi lesquels nous pouvons citer Œhlert, Kerforne et MM. Barrois, Bigot, Milon, Pruvost, etc...

1° LE SOCLE ANTÉ-CAMBRIEN ET LA STRUCTURE DES GRANDES DIVISIONS DU MASSIF ARMORICAIN.

En tout cas, il paraît actuellement bien établi que la première discordance traduisant une phase tectonique discernable dans le Massif armoricain se place à la *base du Cambrien*, à sa limite avec le Briovérien qui constitue le socle général du massif. En outre, il ne semble pas qu'on puisse établir une distinction précise entre les gneiss du Léon et de Cornouaille et les phyllades moins métamorphiques rangés dans ce Briovérien. Jamais on n'a observé de discordance nette entre eux et même M. Barrois a montré que certaines bandes graphiteuses du Briovérien peuvent se prolonger dans les gneiss en question. Dans ces conditions, on ne peut donc qualifier ces gneiss d'*archéens*, les phyllades briovériens étant d'âge précambrien ou algonkien ; ces gneiss peuvent, partiellement ou en totalité, résulter simplement d'un métamorphisme général plus accentué que celui qui a plus faiblement atteint les phyllades briovériens.

Quant à l'âge de ces derniers, il a récemment donné

lieu à de vives discussions. D'après la conception classique, ils appartiennent à l'Algonkien et sont antérieurs au Cambrien, qui débute au-dessus d'eux, suivant une discordance très apparente en de nombreuses localités de la Normandie, de la Mayenne, etc., par le « *poudingue pourpré* ». D'autre part, au milieu des schistes briovériens s'intercale, en Bretagne, un niveau de poudingue dénommé « *poudingue de Gourin* », lequel n'a d'ailleurs jamais fourni de galets de gneiss et est exclusivement formé de roches provenant du Briovérien lui-même ou de roches éruptives intrusives dans celui-ci.

Il y a quelques années, M. Milon a découvert des microfaunes dans des calcaires intercalés dans le Briovérien, au-dessus du poudingue de Gourin : l'une au Dourdu, au nord de Morlaix ; l'autre à Saint-Thurial, au SW de Rennes. Il a conclu, de l'examen de ces faunes, que ces calcaires seraient d'âge *viséen*, ce qui entraînait l'âge carbonifère des schistes briovériens avoisinants ; d'autre part, à Saint-Thurial, ces calcaires apparaîtraient en fenêtre au-dessous de Cambrien et Silurien qui, selon Kerforne, appartiendraient ainsi à une « nappe charriée de la Vilaine ». Mais, plus récemment, MM. Barrois et Pruvost ayant repris l'étude du calcaire de Saint-Thurial, ils ont conclu que cette microfaune n'est aucunement caractéristique du Carbonifère, mais plus ancienne. D'autre part, une étude comparative du Cambrien de Bretagne et de celui du Maine les a conduits à admettre que le *poudingue de Gourin* breton est l'équivalent du *poudingue pourpré* habituel de la base du Cambrien. Cela revient à subdiviser actuellement les phyllades briovériens de Bretagne en deux séries : l'une inférieure à ce poudingue et anté-cambrienne (Algonkien) ; l'autre, débutant par le poudingue de Gourin et comprenant les schistes briovériens supérieurs, qui

constituerait la partie inférieure du Cambrien. Le calcaire de Saint-Thurial se trouvant au-dessus du poudingue de Gourin, il se placerait ainsi dans le Cambrien, où d'autres calcaires sont déjà connus.

Il était utile de résumer la discussion précédente sur l'âge des schistes briovériens qui constituent le substratum général du Massif armoricain, avant de pouvoir exposer sommairement la disposition et les caractères généraux des principales régions géologiques entre lesquelles peut se subdiviser ce grand massif à l'est du Finistère, qui nous a servi de point de départ.

A) Région septentrionale. — Cette région septentrionale, située au nord du grand synclinal carbonifère, est essentiellement caractérisée par la direction du Léon sur la presque totalité de sa longueur.

1° Au nord du Finistère, le *pays de Léon proprement dit*, surtout formé par des schistes cristallins avec granites, s'ennoie rapidement vers l'est sous les eaux de la Manche, et il semble que cette zone se retrouve à l'île de *Guernesey*.

2° La zone qui borde ce pays au SE, entre la rivière de Morlaix et le cap Fréhel à l'est, et qui s'étend au sud jusqu'aux Monts d'Arrée (*Penthièvre*), est caractérisée par un grand développement du Briovérien (*sensu lato*), avec quelques bandes gneissiques et des synclinaux renfermant des terrains plus récents jusqu'au Dévonien, correspondant aux plis septentrionaux de la rade de Brest. A cette zone se rattache la région spéciale du *Trégorrois* (dont le prolongement se retrouve à Jersey), caractérisée par l'intercalation dans le Briovérien supérieur de nombreux *produits éruptifs*, en coulées et tufs de projection, qui ont été laminés et dynamométamorphisés en roches schisteuses. Ces éruptions comprennent à la

fois des roches basiques (diabases et porphyrites) et des types acides (microgranulites et rhyolites pétrosiliceux). L'âge de ces éruptions, d'abord considérées comme précambriennes, avait pu être remis en doute par l'attribution du calcaire du Douordu au Carbonifère par M. Milon ; l'interprétation récente de MM. Barrois et Pruvost, qui considèrent maintenant le Briovérien supérieur comme représentant la partie inférieure du Cambrien, donne ce même âge cambrien aux éruptions du Trégorrois et en fait ainsi l'équivalent des roches de cet âge connues en d'autres régions du Massif armoricain, les Coëvrons en particulier.

3° La région du *Poudouvre*, qui vient au sud de la précédente et s'étend dans le Nord de l'Ille-et-Vilaine, puis se poursuit en s'élargissant beaucoup depuis le Cotentin jusqu'au Bocage normand et au nord du Bassin de Laval, représente la prolongation tectonique de plusieurs plis du faisceau synclinal du Finistère qui se détachent successivement, d'abord du Bassin carbonifère de Châteaulin, puis sur le trajet entre celui-ci et celui de Laval, avec la direction du Léon. Mais ces synclinaux se relèvent vers l'est, en sorte que le Dévonien y disparaît rapidement par érosion et qu'ils ne renferment plus que du Silurien et du Cambrien, sauf au voisinage de Nehou, dans le Cotentin, où se trouve conservé un large affleurement dévonien. Ces synclinaux siluro-cambriens sont séparés par des anticlinaux bien marqués, à noyau briovérien, percés par des *ellipses granitiques* allongées suivant leur direction et qui forment des trainées successives, le tout étant traversé par de *nombreux filons transversaux de roches basiques* (diabases, porphyrites, mélaphyres).

Ainsi qu'il a été indiqué précédemment, ces plis perdent d'ailleurs graduellement la direction du Léon

dans la région normande, pour prendre la direction générale armoricaine, à l'exception toutefois de celui des Coëvrons et aussi du précédent, qui, se dirigeant du bord du Bassin de Laval vers Mayenne, puis vers Alençon, n'a encore qu'esquissé ce changement d'orientation.

Kerforne a admis que ces plis du Léon seraient des *plis calédoniens tardifs*, formés tantôt après le Co-blentzien ou le Givétien, tantôt même au Famennien, suivant que le Dévonien s'y termine plus ou moins tôt. Il paraît plus vraisemblable que ces plis se sont produits simultanément, à la fin du Dévonien, et sont *pré-hercyniens*, tout en ayant pu être influencés par une disposition calédonienne antérieure ; l'absence des termes supérieurs du Dévonien dans certains synclinaux peut évidemment ne pas avoir été originelle et résulter d'une érosion ultérieure. Nous verrons d'ailleurs plus loin qu'il existe une indépendance marquée entre le Dévonien et le Dinantien, traduisant une période d'érosion et d'émersion intermédiaire en beaucoup de points, même dans les synclinaux.

B) Faisceau synclinal médian. — Ce faisceau, formé par les deux synclinaux les plus méridionaux du Bassin de Châteaulin, qui s'étalent aussi dans le Bassin de Laval (*synclinaux de Gahard et de Liffré*), montre des dislocations considérables dans la région intermédiaire du *Menez-Belair*. Autrefois considérées par M. Barrois comme résultant d'un découpage de ces deux synclinaux par une série de failles inclinées et parallèles, en tranches ayant fortement joué les unes par rapport aux autres, ces dislocations semblent s'expliquer plutôt par un extrême écrasement de ce faisceau par une avancée du bord de la région méridionale vers le nord.

C) Région méridionale. — Au sud du faisceau synclinal médian, on peut distinguer plusieurs zones structurales :

1° *Le plateau de Rohan*, qui s'étend de la Baie de Douarnenez jusque dans la Sarthe, est fondamentalement formé de schistes briovériens (schistes de Rennes), accidentés de quatre traînées principales d'ellipses granitiques encore orientées suivant la direction du Léon. C'est dans cette région que se trouve le calcaire de Saint-Thurial et il résulte de ce qui a été dit précédemment qu'une partie de ces schistes rentrerait dans le Cambrien. Cette attribution nouvelle permet d'expliquer qu'on ait admis antérieurement que la couverture de Silurien constituant trois synclinaux principaux dans la partie sud-est de cette région, dénommée *plateau de Bain*, repose souvent sur les schistes briovériens par un Cambrien réduit ou même absent, puisque celui-ci se trouverait, en réalité, compris dans les schistes attribués à l'Algonkien. D'autre part, comme nous l'avons vu, l'âge cambrien du Briovérien supérieur s'oppose à la conception d'une « nappe de la Vilaine » constituée par ces dépôts siluriens, laquelle résultait pour Kerforne de l'âge carbonifère attribué par M. Milon à leur substratum et de l'absence habituelle de Cambrien à leur base, qui aurait été due à une suppression mécanique à la base du charriage.

D'autre part, si l'on peut encore reconnaître un rôle important de la direction du Léon dans la structure de la partie occidentale du plateau de Rohan, elle n'apparaît plus dans la zone suivante.

2° *La zone de la Cornouaille*, qui se poursuit depuis la Pointe du Raz, dans la direction de l'ESE, jusqu'à Angers, en s'étalant notablement, correspond à un faisceau de plis de *direction exclusivement armoricaine*. D'autre part, lorsqu'on la suit de l'ouest

à l'est, elle montre une variation progressive de l'âge des terrains affectés par ces plis. Cette variation s'explique très facilement par un abaissement graduel et commun des axes des plis par rapport à la surface d'érosion, ayant permis la conservation de couches de plus en plus récentes dans les synclinaux et inversement amenant la disparition en profondeur des éléments plus anciens qui constituent les axes des anticlinaux.

C'est ainsi que dans le plateau de *Cornouaille*, dans le Sud du Finistère, il n'existe que des gneiss alternant en bandes serrées avec des granites (à l'exception d'un étroit synclinal de Houiller stéphanien, dont il sera question plus loin) ; que dans le Morbihan, les synclinaux sont déjà plus ouverts et les gneiss et micaschistes plus abondants ; que dans le Nord de la Loire-Inférieure sont conservés, dans les synclinaux de micaschistes, des terrains plus récents qui s'étalent ensuite davantage vers l'est dans les *synclinaux d'Angers et d'Ancenis*, où sont conservés les dépôts primaires jusqu'au Dinantien, et que même il existe du Westphalien dans le second. Peut-être aussi s'ajoute-t-il à ce relèvement des plis vers l'ouest un métamorphisme plus élevé dans cette direction.

En outre, la région en question présente un accident topographique très particulier, en se rapprochant de l'embouchure de la Loire. De Pont-Château à Savennay, Saint-Etienne-de-Montluc et la rive droite de la Loire un peu en aval de Nantes, le bas pays côtier s'arrête brusquement à un escarpement presque exactement rectiligne, correspondant à une dénivellation de 60 à 90 mètres, bien connu de tous les géographes et dont la ligne de chemin de fer suit le pied de Saint-Etienne-de-Montluc à Pont-Château ; cette falaise est connue sous le nom de *Sillon de Bretagne* et elle s'oriente encore suivant une direction armoricaine.

Cet accident correspond à une faille ; mais, si celle-ci a eu une origine hercynienne, elle a rejoué beaucoup plus tardivement. En effet, cette faille n'intéresse que des roches granitiques, plus ou moins feuilletées et bréchifiées par des actions mécaniques dont les effets se sont superposés à une injection granulitique corrélatrice du plissement hercynien ; il est évident qu'une simple dénivellation hercynienne, surtout entre des roches semblables, aurait disparu depuis longtemps par le jeu de l'érosion. Or, sur la lèvre abaissée au pied du sillon, on a rencontré, en de nombreux points, des fossiles cénomaniens silicifiés (*Ostrea columba* var. *minor*), non usés ni roulés, résultant manifestement de la dissolution sur place d'une ancienne couverture de Cénomanien qui a été intéressée par la faille ; si celle-ci s'était déjà produite lors du plissement hercynien, elle a donc, en tout cas, rejoué postérieurement au Cénomanien.

Elle se rattache d'ailleurs à un accident structural important du Massif vendéen, longuement développé au sud de la Loire et consistant en un fossé affaissé entre deux failles, dans lequel ont été conservés une série de terrains post-hercyniens jusqu'à du Cénomanien, et aussi des débris de formations tertiaires silicifiées, ayant permis de reconnaître que ce fossé a pu rejouer jusqu'après le Miocène.

3° *Massif vendéen*. — Au sud de la Loire, dans le *Bocage vendéen* et la *Gâtine* s'étale le prolongement de la zone située au sud du synclinal d'Ancenis et qui, dans le faisceau précédent, forme un anticlinal principal à noyau gneissique (ou bien une zone de métamorphisme maximum). En dehors d'un très grand développement de schistes cristallins et métamorphiques et de granites, il ne s'y rencontre, dans le socle hercynien, que quelques affleurements de *calcaires marmoréens*, dont l'âge n'a pu être daté par

aucun fossile. Par analogie avec ce que nous verrons à propos du Massif Central, il est possible, mais non démontré, que ces lambeaux calcaires correspondent à des témoins de calcaires dévoniens (frasniens) qui auraient échappé à un métamorphisme général très intense, lequel aurait entièrement transformé les terrains primaires de ce large Massif vendéen en gneiss, micaschistes ou schistes simplement sériciteux.

Tout au travers du Massif vendéen et suivant une direction nettement armoricaine, se trouve le fossé dont il vient d'être précédemment question à propos du Sillon de Bretagne ; il est jalonné, en particulier, par le petit *bassin houiller de Chantonnay* (Westphalien inférieur), prolongé au SE par celui de *Vouvant* qui se poursuit jusqu'à Saint-Laurs, presque à la bordure méridionale des terrains secondaires de l'Aquitaine. D'autres témoins isolés des mêmes grès houillers se suivent au NW de Chantonnay jusqu'au bord nord-ouest du lac de Grandlieu. Ce fossé westphalien est analogue à celui d'Ancenis, mais il en diffère parce que le Houiller y repose directement sur les schistes métamorphiques, tandis que dans le synclinal d'Ancenis le Westphalien fait suite au Culm dinantien. Puis il a été recouvert, lors d'une transgression post-hercynienne étendue sur une bonne partie de la Vendée, par des dépôts débutant au Lias moyen et montant jusqu'au Callovien, et ensuite par le Cénomanién.

Ces formations secondaires, disparues de la région environnante, ont été préservées de l'érosion sur l'emplacement de ce fossé par son affaissement entre deux failles en regard l'une de l'autre, lesquelles d'ailleurs appartiennent à un faisceau de failles qui traversent les terrains secondaires et tertiaires du détroit du Poitou. La faille qui longe le fossé affaissé en son bord nord-est est la prolongation de celle du Sillon de

Bretagne ; la faille opposée (faille de Chantonay) peut se jalonner au nord-ouest jusqu'au lac de Grandlieu. Certaines raisons stratigraphiques permettent de penser qu'elles ont pu rejouer jusqu'après le Miocène et même après le Pliocène, dont les dépôts ont été dénivelés de 100 mètres par l'une des failles du Poitou, d'après une coupe de Welsch.

Par conséquent, si, après la discordance de la base du Cambrien, la tectonique du Massif armoricain est principalement hercynienne, ce massif ancien a subi des répercussions assez importantes des phases orogéniques plus récentes. C'est ce que nous constaterons aussi pour les couches secondaires et tertiaires de l'Aquitaine, au-dessous desquelles disparaissent les terrains anciens au bord méridional du Massif vendéen.

2° LA COUVERTURE PALÉOZOÏQUE DU SOCLE ANTÉ-CAMBRIEN.

Cambrien. — Ainsi que nous l'avons vu, cette couverture débute normalement par du Cambrien. Mais celui-ci n'a d'ailleurs été défini, pendant longtemps, que par sa position stratigraphique, résultant en particulier de la coupe classique de *May*, au sud de Caen, où il repose en discordance sur le Précambrien redressé par le plissement cadomien. Débutant par des poudingues pourprés et des grès grossiers rouges, il se continue par des schistes rouges avec lentilles calcaires (calcaire de Laize ou de Caumont), sans fossiles, et se termine par des grès feldspathiques et des schistes. Cette succession ne permettait pas un parallélisme précis avec les régions classiques du Cambrien, jusqu'à la découverte assez récente, par M. Bigot, de Trilobites (*Ptychoparia*) et d'*Archæocyathus* dans les schistes et calcaires de Carteret

(Manche). Cette découverte vient à l'encontre d'une opinion antérieurement émise par Kerforne, suivant laquelle le Cambrien du Massif armoricain ne débiterait que par des couches équivalentes de celles de Tremadoc.

La région des *Coëvrans*, près de Sillé-le-Guillaume, présente un intérêt particulier, en raison de l'intercalation de *produits éruptifs* dans le Cambrien, lequel a fourni, d'autre part, un certain nombre de fossiles appartenant, pour la plupart, au

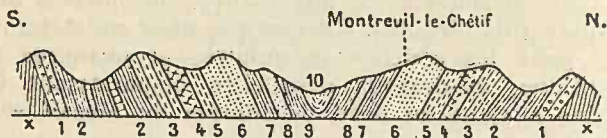


FIG. 8. — Coupe transversale de l'extrémité orientale des Coëvrans (d'après Œhlert).

- x, Briovérien ; 1, poudingue pourpré ; 2, schistes et grès à *Lingulelles*, avec calcaires siliceux et magnésiens ; 3, grès de Sainte-Suzanne ; 4, brèches pétrosiliceuses, arkoses et tufs porphyriques ; 5, psammites et grès ferrugineux ; 6, grès armoricain ; 7, schistes d'Angers ; 8, grès de May ; 9, schistes de Riadan ; 10, Gothlandien.

groupe des Lingules. Suivant la succession classique établie par Œhlert (fig. 8), au-dessus du poudingue pourpré habituel, discordant sur le Précambrien, puis de schistes, grès et quartzophyllades à *Lingulella*, avec calcaires siliceux et magnésiens, et ensuite du grès de Sainte-Suzanne à *Dinobolus*, vient, en effet, un grand développement de brèches pétrosiliceuses, très exploitées pour l'empierrement, qui correspondent principalement à des porphyres, mais aussi à des roches moins acides (orthophyres et porphyrites) et qui sont accompagnées de poudingues à galets de porphyre, surmontées par une arkose feldspathique et des tufs porphyriques. Au-dessus de ce complexe éruptif, le Cambrien se termine par des grès psammites à Lingules (*Thomasina Criét*) accompagnés de schistes violets, puis par le grès ferrugineux de Blandouet, à très petites *Lingu-*

lella aff. *Nicholsoni*. Ehlert a admis que le grès de Sainte-Suzanne marquerait la base de l'Acadien, les couches inférieures correspondant au Géorgien.

En Bretagne, on a admis jusqu'en ces derniers temps que la base du Cambrien est constituée par le *poudingue de Montfort*, atteignant jusqu'à plus de 500 m. de puissance à Montfort-sur-Meu et surmonté par des schistes pourprés. Mais, MM. Barrois et Pruvost admettant maintenant que la base du Cambrien y est représentée par le *poudingue de Gourin* et l'ancien Briovérien supérieur, dans cette interprétation le *poudingue de Montfort* équivaut au grès de Sainte-Suzanne.

D'autre part, comme il a été indiqué plus haut, la série des éruptions du *Trégorrois* devient alors contemporaine de celle des Coëvrans et cela concorde avec le fait qu'au nord de la Rade de Brest, le Cambrien présente un caractère analogue à celui des Coëvrans par l'intercalation, au milieu de schistes verts ou pourprés renfermant des psammites à *Thomasina Criei* vers leur sommet, d'une *série éruptive* (porphyrites avec tufs, orthophyres, coulées de porphyres quartzifères), toujours composée de roches basiques et acides.

Silurien. — Le Silurien est constitué par une série épaisse, restant en général néritique à l'Ordovicien, qui est formé d'alternances de schistes et grès et qui débute, en particulier, par le grès armoricain pouvant parfois atteindre 500 mètres de puissance, tandis que le *Gothlandien*, encore quelquefois gréseux à sa base, devient plus bathyal et est formé de schistes « carbonés » graphiteux à Graptolites (*Monograptus*), avec nodules calcaires à *Cardiola interrupta* et *Orthocères*.

Il faut noter que, soit dans le Cotentin et en Normandie, soit dans la Mayenne en beaucoup de points des deux bords du Bassin de Laval, l'Ordovicien se montre souvent directement sur le Briovérien. D'autre part, dans l'étendue du Massif Armoricain, il existe des variations latérales parfois importantes dans les épaisseurs et le développement respectif des alternances de grès et de schistes de l'Ordovicien, qui constituent la succession classique suivante (fig. 8 et 9, B) :

1° Grès armoricain, à Bilobites, Tigillites, Lingules (*L. Lesueuri*, *Dinobolus Brimonti*) et quelques Trilobites (*Asaphus armoricanus*), avec intercalations des minerais de fer de Segré.

2° Schistes d'Angers, à riche faune de Trilobites (*Calymene*, *Illænus*, *Asaphus*, *Ogygia*, *Dalmanites*), Lamellibranches, Cystidés (renfermant les minerais de fer du Bocage Normand).

3° Grès de May à *Homalonotus*, *Dalmanites*, *Conularia*, *Modiolopsis*.

4° Schistes et grès à *Trinucleus setiformis*.

Je rappellerai que le grès de May est divisé, par un niveau de schistes à faune des schistes d'Angers, en un grès de May inférieur qui se rattache donc encore aux schistes d'Angers et qui d'ailleurs, en Bretagne, disparaît en général dans ces schistes, et un grès de May supérieur (ou grès de Saint-Germain-sur-Ille), au contraire généralement présent en Bretagne et très développé dans la Mayenne (où se réduit, au contraire, le grès armoricain). En outre, les schistes et grès supérieurs sont remplacés en Bretagne par les schistes de Riadan, à *Acidaspis Buchi* et *Trinucleus*, représentant des dépôts moins détritiques et qui même, dans la Presqu'île de Crozon, renferment un faciès calcaire (*calcaire de Rosan*, à *Orthis Actonixæ*) en même temps que s'y rencontrent des coulées et tufs diabasiques et porphyritiques, produits d'éruptions contemporaines signalées depuis longtemps au Menez-Hom par M. Barrois.

Le Gothlandien montre, par contre, un faciès toujours identique, et à Crozon Kerforne a retrouvé plusieurs zones de Graptolites très voisines de celles de Scanie dans ces formations, d'un caractère bathyal.

Dévonien. — Au début du Dévonien correspond un changement important dans la nature des dépôts, évidemment corrélatif du plissement calédonien, quoique les premières couches dévoniennes, au-dessous d'une épaisse série déritique, soient concordantes et en continuité avec celles du Gothlandien et que leur limite puisse être assez imprécise dans le Cotentin, le Bassin de Laval et celui de Châteaulin-Rade de Brest. Le Dévonien n'existe d'ailleurs que sur des étendues beau-

coup plus restreintes que le Silurien, en un petit nombre de synclinaux distincts. Outre ceux qui viennent d'être indiqués, il ne se rencontre que dans celui d'Angers et au bord sud du Bassin d'Ancenis, où il ne renferme d'ailleurs pas ses niveaux inférieurs, ne débutant dans le premier que par le Coblentzien et dans le second que par le Dévonien moyen, et, le plus souvent, par le Givétien seulement. D'autre part, si les dépôts dévoniens se poursuivent jusqu'aux niveaux les plus récents de la série dévonnienne dans les bassins de Châteaulin, Angers et Ancenis, ils se terminent au contraire par le Coblentzien dans le Cotentin et par l'Eifélien dans celui de Laval.

On a admis souvent que ces synclinaux auraient été individualisés dès le début ou au cours du Dévonien, suivant le cas, et que chacun d'eux aurait eu ainsi une histoire un peu distincte. Mais on peut aussi penser, comme je l'ai indiqué plus haut, que leur individualisation a été plus tardive et corrélative d'un plissement pré-hercynien produit seulement à la fin du Dévonien et avant une transgression du Dinantien, qui paraît souvent d'ailleurs discordant et incomplet à sa base. Dans cette hypothèse, les dépôts dévoniens des divers synclinaux auraient pu être primitivement en continuité, puis séparés par une érosion les ayant enlevés, consécutivement au plissement, sur les aires anticlinales intermédiaires, voire même partiellement dans certains synclinaux. Quant au début plus tardif du Dévonien dans les régions d'Angers et d'Ancenis, il s'expliquerait par une transgression graduelle vers le sud sur une aire émergée à la fin du Silurien.

Quoi qu'il en soit, la constitution du Dévonien dans les diverses régions du Massif Armoricain est la suivante :

A) *Cotentin*. — Après des schistes et grès à *Grammysia*, considérés par M. Bigot comme gédinniens et par lesquels se

fait un passage insensible du Gothlandien au Coblentzien, viennent les grès de Gahard (Coblentzien inférieur) à *Orthis Monnieri*, *Cryphaeus*, *Homalonotus*, *Spirifer Rousseaui*, et ensuite les schistes et calcaires de Nehou (Coblentzien supérieur), à faune très riche de Brachiopodes (*Athyris undata*, *Spirifer Rousseaui*, *Leptena Murchisoni*, *Rhynchonella sub-Wilsoni*), de Trilobites (*Cryphaeus*, *Homalonotus*, *Phacops*), de Crinoïdes, *Favosites*, etc...

B) *Bassin de Laval*. — Une série semblable à la précédente (fig. 9) se rencontre tout d'abord (avec une faune spéciale d'individus de très grande taille, dite « faune des monstres », au sommet des schistes et calcaires de Nehou) ; puis vient un calcaire à *Phacops Potieri*, considéré par Ehlert comme Eifélien, qui termine la série dévonienne (1).

C) *Région de Châteaulin et Rade de Brest*. — La base du Dévonien est constituée par un grand développement des quartzites de Plougastel (plus de 1.000 m.), passant en leur base aux schistes gothlandiens par des schistes et grès renfermant une faune mixte (des *Homalonotus* avec des formes siluriennes). Ensuite viennent les grès à *Orthis Monnieri* (grès de Gahard), puis les schistes et *grauwackes du Faou*, alternant avec des grès argileux micacés et quelques lentilles calcaires renfermant les faunes de Nehou et d'Erbray, et ensuite les schistes et *grauwackes du Fret*, à *Phacops Potieri*, *Spirifer paradoxus* et *arduenensis*, dont l'âge serait encore coblentzien, ou bien déjà eifélien. Les couches supérieures du Dévonien, que nous n'avons pas encore rencontrées dans les précédents synclinaux, débutent par les schistes à nodules de *Porsguen*, de faciès rhénan, à *Tentaculites scalaris* et *Goniatites* (*Agoniatites*, *Anarcestes subnautilus*), représentant les étages Eifélien, Givétien et Frasnien, leur partie supérieure (schistes de Traouliers) renfermant *Rhynchonella cuboides* et *pugnus*. Puis viennent les schistes de Rostellec, présentant le même faciès rhénan que les précédents, avec nodules de schistes bitumineux, et contenant encore des *Tentaculites*, des *Goniatites* (*Chiloceras Verneuili*,

(1) Certains calcaires plus élevés (calcaire de Sablé et calcaire de Laval) avaient été d'abord considérés par Ehlert comme encore dévoniens ; mais ils ont été ensuite reconnus par lui comme supérieurs au Culm et d'âge dinantien (fig. 9, A).

Tornoceras simplex et *undulatum*), *Cardiola retrostriata*, *Cypri-dina serratostrata*, soit la faune des griottes des Pyrénées (Famennien).

En résumé, toute la partie supérieure du Dévonien, complet dans cette région, présente des faciès de moins en moins détritiques, puis franchement bathyaux, ce qui serait assez peu compatible avec leur formation dans un synclinal étroit et localisé.

D) *Synclinal d'Angers*. — Dans ce synclinal, qui se prolonge à l'WNW vers Saint-Julien-de-Vouvantes, il existe seulement quelques témoins synclinaux très étroits de Dévonien pincés dans le Silurien. On y a distingué les niveaux suivants : 1° grès à *Orthis Monnieri* ; 2° calcaire de Vern, à faune de Nehou ; 3° calcaire d'Angers, à *Phacops Potieri*, *Cryphaeus*, *Spirifer Decheni*, etc. ; 4° schistes et calcaires de Pont-Maillet (Saint-Julien-de-Vouvantes) à faune des schistes de Porsguen. Dans la région d'Angers, des schistes semblables non fossilifères ont cependant fourni, en leur sommet, la faune des schistes de Rostellec.

E) *Synclinal d'Ancenis*. — Au bord sud de ce synclinal, rempli presque en totalité par du Carbonifère, se trouve une étroite bande dévonienne très disloquée, débutant parfois par des couches à *Phacops Potieri* (Eifélien), mais plus souvent par le calcaire de l'Ecochère (Givétien) à *Uncites gryphus*, *Pentamerus*, etc..., suivi par le calcaire de Cop-Choux, à *Rhynchonella cuboides* et *pugnus*, *Pentamerus*, *Spirifer glaber*, etc... (renversé sous le grès armoricain, dont il contient d'ailleurs des galets) et ensuite par des schistes contemporains de ceux de Saint-Julien-de-Vouvantes, à *Dechenella*, *Posidonomya*, etc., et contenant un calcaire à *Tentaculites*, avec la faune des schistes à Cypridines du Famennien du Massif Rhéna.

En résumé, à la fin du Dévonien, il semble bien qu'il s'était établi un géosynclinal de direction nettement armoricaine, s'étendant depuis la rade de Brest jusqu'à Angers et Ancenis, avec un faciès bathyal semblable au faciès rhéna, qui est évidemment peu compatible avec la notion que les synclinaux actuels

auraient été déjà individualisés, mais où, au contraire, se préparait un premier plissement hercynien, ayant eu lieu à la fin du Dévonien.

Dinantien. — En effet, les grands synclinaux hercyniens du Massif armoricain paraissent avoir été déjà individualisés dans une certaine mesure avant le Dinantien par une phase orogénique préliminaire, car le Dinantien est souvent incomplet à sa base et discordant sur le Dévonien, bien qu'il se rencontre dans les mêmes régions synclinales.

A) Dans le *Cotentin*, il n'existe que du *Viséen*, représenté par le calcaire de *Regneville*, à *Productus giganteus* et *Chonetes papilionacea*.

B) Dans le *Bassin de Laval*, qui présente une structure plissée avec tendance au déversement des plis vers le nord (fig. 9), le Carbonifère est discordant sur le Dévonien. Il débute par des poudingues ou par une roche très particulière (*blaviérite*), à structure bréchoïde et stratification souvent confuse, qui a donné lieu à de nombreuses discussions, considérée soit comme un tuf éruptif ou une arkose de microgranulite, soit encore comme un porphyre dynamométamorphisé ou même une roche sédimentaire métamorphisée.

Puis vient une série de *schistes et grès à anthracite* (mines de l'Huisserie), surtout développés dans le flanc sud du bassin et renfermant la *flore du Culm* du Massif Central (*Sphenopteris elegans*, *Cardiopteris polymorpha*, *Lepidodendron lycopodioides*). M. Milon admet que ce complexe doit se subdiviser en deux parties : le niveau inférieur, à *Rhodea*, appartenant, ainsi que la *blaviérite*, au Tournaisien, et le niveau supérieur au Viséen.

D'autre part, Ehlert avait admis que le Culm est surmonté par des niveaux calcaires et schisteux, comprenant les termes suivants : 1° *Calcaire de Sablé et de Changé* à *Productus semireticulatus* et *Phillipsia*, se terminant par une *grauwacke* à *Paléchinides*, ces couches ne se rencontrant que dans le flanc nord du bassin et manquant dans son flanc sud ; 2° *Calcaire de Laval*, à structure souvent schistoïde (schistosité oblique

à la stratification) ; 3° *Schistes de Laval*, à rares tiges d'Encrines et fossiles peu déterminables, qu'il pensait représenter peut-être du Westphalien inférieur.

M. Milon considère actuellement les deux premiers termes comme étant contemporains l'un de l'autre, avec des faciès différents (le calcaire de Laval représentant un faciès analogue

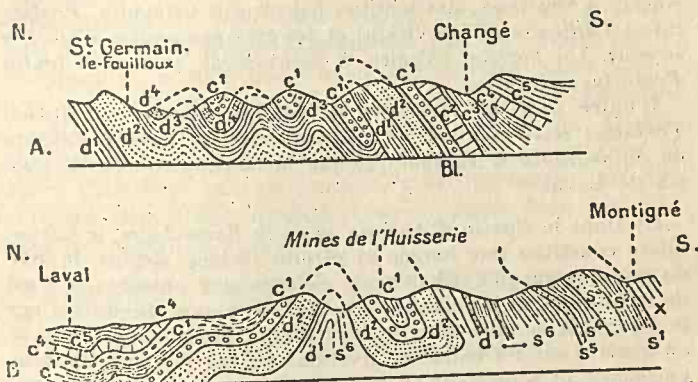


FIG. 9. — Coupes transversales des deux bords du bassin de Laval (d'après Œhlerl).

(A, bord nord ; B, bord sud).

x, schistes briovériens ; s¹, grès armoricain ; s², schistes à Calymènes ; s³, grès de Saint-Germain-sur-Ille ; s⁴, schistes à *Trinucleus* ; s⁵, grès de la base du Gothlandien ; s⁶, schistes gothlandiens ; d¹, schistes et grès de la base du Dévonien (schistes et quartzites de Plougastel) ; d², grès à *Orthis Monnieri* ; d³, d⁴, schistes et calcaires coblentziens et eiféliens ; c¹, schistes et poudingues du Culm, parfois avec blaviérite (Bl) à la base ; anthracite des mines de l'Huisserie ; c², calcaire de Changé (seulement dans le bord nord) ; c³, schistes et grauwackes à Paléchi-nides (id.) ; c⁴, calcaire de Laval ; c⁵, schistes de Laval.

au Waulsortien de l'Ardenne), et comme étant, d'autre part, des équivalents calcaires des schistes à plantes du niveau supérieur du Culm (Viséen inférieur et moyen). Quant aux schistes de Laval, plus récents que les couches précédentes, ils représentent, pour lui, le Viséen supérieur et les couches de

passage au Westphalien (parfois distinguées par le terme de Sudétien).

C) Dans le *Bassin de Châteaulin*, au-dessus d'un conglomérat de base et de tufs porphyriques et porphyritiques rencontrés sur son bord nord, vient la puissante série des *schistes de Châteaulin*, épais d'environ 1.500 m., renfermant des grau-wackes à végétaux, des lentilles calcaires à Crinoïdes, *Productus* et *Phillipsia* (d'âge viséen) et des grès psammites à *Spirifer striatus*. Un horizon calcaire, à Saint-Ségal, y a aussi fourni *Productus giganteus*.

D'autre part, la rencontre de fossiles viséens (*Phillipsia*, *Productus semireticulatus* et *Spirifer striatus*) dans le calcaire de *Saint-Aubin d'Aubigné* jalonne la continuité avec le Bassin de Laval.

D) Dans le *Bassin d'Ançenis ou de la Basse-Loire*, le Carbonifère constitue une longue et étroite traînée depuis le SW de Saumur jusqu'à Chalonnes, s'élargissant ensuite au nord de la Loire et se terminant vers Nort. Toujours discordant sur le Dévonien comme dans les synclinaux précédents, il repose en général sur les calcaires givétiens ou sur des couches plus anciennes, et seulement en une localité sur le Dévonien supérieur. D'autre part, ce synclinal présente l'intérêt particulier de montrer une *continuité du Dinantien et du Westphalien*.

Westphalien. — En effet, après des couches dinantiennes comprenant des schistes à Lamellibranches lisses et Végétaux (peut-être saumâtres) surmontés par des grau-wackes avec bancs de poudingues et à *flore du Culm (Bornia)*, on rencontre dans le Bassin d'Ançenis un puissant complexe constitué par les *schistes et psammites à anthracite de Mouzeil* (1.000 à 1.500 m.) renfermant 25 couches de charbon. La flore des couches inférieures est d'un caractère plus récent que celle du Dinantien, mais plus ancien que celle du Houiller du Bassin Franco-Belge (c'est-à-dire à peu près contemporaine du Namurien) ; celle des couches supérieures correspond au *Westphalien supérieur*. En

d'autres points de ce bassin, ces couches sont remplacées par les *schistes et poudingues de Teillé et Rochefort-sur-Loire*, et ceux de *l'Écoulé* (à flore du Westphalien supérieur).

Stéphanien. — Tandis que le Westphalien du synclinal précédent fait suite régulièrement au Dinantien, les dépôts d'âge stéphanien qui se rencontrent en quelques points du Massif armoricain sont entièrement discordants sur tous les terrains précédents et nettement postérieurs, par conséquent, au grand plissement hercynien de cette région. Ces dépôts, à faciès houiller et nettement continentaux, ne se trouvent que dans quelques synclinaux très étroits, dans les localités suivantes :

A. *Cotentin* : Plessis et Littry (Stéphanien terminal) ;

B. *Bassin de Laval* : Saint-Pierre-la-Cour (Stéphanien moyen) ;

C. *Finistère* : une longue et étroite traînée de Quimper à Plogoff (Baie des Trépassés).

Aucun de ces petits bassins ne paraît d'ailleurs susceptible d'une exploitation intéressante des minces veines charbonneuses qui s'y rencontrent.

Autunien. — De l'Autunien se montre concordant avec le Stéphanien dans le petit bassin de Littry. D'autre part, on a trouvé des végétaux d'âge autunien dans des grès et conglomérats auprès d'Ancenis.

3^o ERUPTIONS ET INTRUSIONS D'ÂGE PRIMAIRE.

Les terrains primaires du Massif armoricain sont traversés par de nombreuses roches éruptives, dont

la plupart sont évidemment corrélatives de la phase hercynienne, soit de ses mouvements préliminaires, soit de la phase tectonique principale, mais dont d'autres s'étaient déjà produites antérieurement, en relation avec les mouvements calédoniens ou même plus anciens : telles sont les éruptions cambriennes ayant suivi le plissement cadomien dans les Coëvrons, le Trégorrois et la rade de Brest, ou encore celles de la fin de l'Ordovicien dans la presqu'île de Crozon, au Menez-Hom.

Mais ce sont surtout les *granites* qui jouent un rôle capital dans la structure du pays. Leur âge est souvent difficile à préciser lorsqu'ils ne traversent que les schistes briovériens ; mais d'autres ont atteint et digéré des terrains primaires plus récents jusqu'au Dinantien et leur relation avec la tectonique hercynienne ne peut alors faire de doute. La Bretagne est d'ailleurs la terre classique à l'égard des phénomènes de métamorphisme de contact granitique et d'endomorphisme du granite, depuis les belles études de M. Barrois.

Si toutefois la majeure partie des montées granitiques du Massif armoricain paraissent bien liées aux phénomènes orogéniques hercyniens, d'autres granites (en particulier des environs de Saint-Brieuc) semblent, au contraire, liés à la phase cadomienne, soit que le Cambrien repose en discordance sur eux, soit qu'il en renferme des galets dans son poudingue de base (poudingue pourpré dans l'Est du massif ou poudingue de Gourin en Bretagne). Mais il ne saurait évidemment être ici question d'énumérer les divers massifs granitiques et leur âge probable.

D'autre part, en ce qui concerne les *roches filoniennes* et *volcaniques*, faisant abstraction de celles d'âge cambrien ou silurien qui ont été indiquées précédemment, on peut dire encore que la plupart de

celles qu'on connaît dans le Massif armoricain sont d'âge *hercynien*, comprenant d'ailleurs aussi des types acides (aplites, microgranulites, rhyolites) et des types basiques (lamprophyres, diabases, porphyrites) complémentaires des précédents. C'est ainsi que le Dinantien des Bassins de Laval et de Château-lin est criblé de nombreux filons, épais de 1 à 20 mètres, et que les mêmes roches s'y retrouvent en galets. Les filons basiques se retrouvent aussi à la Rade de Brest (kersantites) et, en outre, les Côtes-du-Nord, le Nord de l'Ille-et-Vilaine et le Bocage normand montrent de très nombreux dykes de diabases ophitiques ayant plusieurs kilomètres de long sur 1 à 10 mètres de large, qui traversent toutes les formations primaires (1).

4° HISTOIRE POST-HERCYNIEUNE DU MASSIF ARMORICAIN.

Cette histoire consiste essentiellement en pénétrations marines, plus ou moins étendues et temporaires, en certaines parties de la pénéplaine créée par l'érosion consécutive aux plissements hercyniens. On peut facilement reconnaître que certaines régions de cette pénéplaine ont été particulièrement envahies par ces ennoyages, qui ont pu parfois s'y répéter à des époques très différentes. C'est le cas, par exemple, des environs de Valognes, où un chenal marin a isolé l'extrémité actuelle du Cotentin successivement au Rhétien, au Cénomaniens, au Maestrichtien, au Lutétien et encore au Pliocène, ainsi que nous allons le voir. J'ai déjà indiqué, dans l'Introduction, com-

(1) M. Barrois a même fait l'hypothèse que ces filons ont pu donner, à l'époque houillère, des coulées du type islandais ou hawaïen, mais dont l'érosion n'aurait ensuite laissé subsister aucun témoin.

bien il est en général difficile de déterminer l'extension primitive de telles avancées, en raison de l'ablation tertiaire, par érosion, de ces couches transgressives. On ne peut guère avoir de précision à cet égard que dans le cas, très rare, où les couches secondaires ou tertiaires rencontrées en bordure du massif ou en témoins isolés à sa surface montrent des caractères indubitablement littoraux, ou bien lorsque la série rencontrée en bordure présente des lacunes témoignant d'une régression de certains étages et d'oscillations des lignes de rivage.

C'est ainsi que la bordure normande montre une série de conglomérats littoraux à la base de la série secondaire, paraissant correspondre au Permien supérieur et au Trias, premières époques du démantèlement du massif ; mais ces cailloutis ne se rencontrent qu'au voisinage de la Manche et surtout ayant comblé un ancien golfe dans la dépression du Cotentin, où ils sont recouverts par le Rhétien. Plus loin au sud, ils sont fortement débordés par une transgression liasique (en général du Lias moyen) qui a laissé de nombreux témoins sur les terrains primaires en avant de la limite actuelle de leur enfouissement sous les couches jurassiques du Bassin parisien. Il est impossible de préciser l'extension primitive de cette transgression, qui a dû s'étendre jusqu'au-dessus d'une partie importante du Massif vendéen, ainsi que nous l'avons vu à propos du fossé de Chantonnay-Vouvant. Cette occupation marine a persisté pendant les étages suivants jusqu'au moins au Callovien et à l'Oxfordien, derniers étages représentés dans les témoins isolés et au bord de la couverture jurassique.

Pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, absents dans cette bordure, il semble donc que le Massif armoricain ait été entièrement émergé et il faut arriver au Cénomanién pour trouver la trace

d'une nouvelle transgression, très étendue et dont les témoins débordent largement ceux du Jurassique (ce qui ne prouve d'ailleurs pas qu'elle ait dépassé partout l'ancienne extension jurassique, en raison de l'érosion qui a dû se produire pendant la longue période d'émergence intermédiaire). En tout cas, depuis Morannes, sur la Sarthe, jusqu'auprès de Thouars, la ceinture jurassique du Bassin de Paris se trouve interrompue par cette transgression des sables et grès cénomaniens, prolongation de ceux du Maine et du Perche (Pl. III).

La pénétration dans l'Ouest du Bassin de Paris d'une faune cénomaniennne aquitaine a permis depuis longtemps de conclure que la partie méridionale du Massif armoricain a été traversée par un chenal ayant joué au Crétacé supérieur le même rôle que le détroit du Poitou de l'époque jurassique, mais qui s'étendait approximativement sur l'emplacement de la vallée inférieure de la Loire actuelle. Ce chenal isolait donc alors la majeure partie du Massif vendéen des régions armoricaines plus septentrionales, en le rattachant au contraire au Massif Central. La preuve directe de cette traversée cénomaniennne est fournie : par les restes d'une ancienne couverture de cet âge, rencontrés dans la région de Savenay, au nord de l'embouchure de la Loire, qui ont été précédemment signalés au pied du Sillon de Bretagne ; par plusieurs affleurements importants dans le Nord de la Vendée et en particulier au sud de Challans, et en outre par la découverte, à la surface des terrains anciens, en diverses localités, de fossiles silicifiés du Cénomaniennne, résidus d'une décalcification de dépôts plus étendus. D'autre part, à la même époque, l'ennoyage du Cotentin a été aussi de nouveau occupé par la mer, qui y a laissé des grès verts à Orbitolines.

Les couches crayeuses des étages crétacés supérieurs, si elles se sont encore étendues plus ou moins largement sur le Massif armoricain, comme on est fondé à le supposer par comparaison avec le Massif ardennais, n'ont pas résisté à une dissolution ultérieure. Il est difficile d'émettre autre chose qu'une hypothèse au sujet de leur extension originelle. Toutefois, la découverte de silex de la craie sur les terrains anciens à l'extrémité du Cotentin vers Flamanville, à très grande distance de la zone d'affleurement actuelle de la craie, permet de préjuger de l'importance considérable qu'a pu atteindre la destruction de l'ancienne couverture crétacée à la surface du massif continental. M. L. Dangeard a d'ailleurs démontré, par l'examen de nombreux sondages du fond de la Manche occidentale, que l'emplacement de celle-ci a été occupé par les mers du Crétacé supérieur sur toute la longueur de la Bretagne.

En outre, on peut noter que, dans la dépression du Cotentin déjà citée, se rencontrent, à Fresville, des calcaires à *Baculites*, du Sénonien terminal, et que, d'autre part, auprès de Pornic, des sables sénoniens à Bryozoaires et Spongiaires se trouvent directement transgressifs sur les terrains anciens.

*
* *

Une question ayant donné lieu à de nombreuses discussions a été celle de l'âge de certains grès d'origine continentale ou lacustre, ne renfermant guère que des restes végétaux (*grès à Sabalites*), qui se rencontrent en de nombreux points du SE du Massif armoricain, en particulier aux environs de Laval et du détroit du Poitou et jusqu'à l'île de Noirmoufier. L'âge de ces grès a été considéré tantôt comme Sénonien (par Welsch, dans le Poitou), tantôt comme

Eocène, jusqu'au Barlonien, l'absence de corrélations avec des couches marines bien datées ne permettant pas d'avoir des données précises. Cependant on a récemment observé qu'au sud de Quimper (dépression de Toulven) des formations semblables renferment des formes marines éocènes ; mais on ne saurait évidemment affirmer qu'une formation de cette nature soit partout contemporaine.

En outre, il existe des traces certaines d'invasions marines répétées au cours de l'ère tertiaire en diverses parties du Massif armoricain.

Cela a été le cas au Lutétien : d'une part, encore dans la dépression du Cotentin (calcaire grossier de Valognes) ; d'autre part, en Bretagne, où se rencontrent seulement des lambeaux discontinus. Il semble que la pénétration de la mer s'y soit faite par Saint-Nazaire, ayant donné une baie assez large à l'ouest de Savenay et un bras étroit se dirigeant, par Saint-Gildas et Campbon, jusqu'à Saffray. Ces dépôts présentent des faciès franchement marins de sables, grès et calcaires, comprenant tout le Lutétien. En outre, les îles de l'embouchure de la Loire sont formées de Lutétien horizontal jusqu'à la cote -20, et celui-ci a dû aussi recouvrir l'île de Noirmoutier et empiéter assez largement sur le rivage actuel voisin, en particulier jusqu'au marais de Challans, au milieu duquel il affleure en divers flots, exploités pour son calcaire.

A l'Eocène supérieur appartiennent probablement des calcaires laguno-lacustres à Paludines et Potamides existant à Gourbesville, dans la dépression du Cotentin, ainsi que des argiles à Mélanies avec les mêmes Potamides à Landéan (Ille-et-Vilaine), traduisant au moins la proximité d'une invasion franchement marine.

Pendant l'Oligocène, une nouvelle invasion s'est produite suivant une dépression transversale de la Bretagne, ayant donné naissance au calcaire grossier de Rennes, directement transgressif sur les schistes briovériens et à faune tongrienne (*Natica crassatina* et *angustata*, *Cytherea incrassata*, *Cerithium plicatum* et *trochleare*, avec abondance d'un foraminifère dit *Archiacina armorica*), qui est couronné par des bancs de grès. Ce calcaire

se retrouve d'ailleurs à Saffré, sur l'Eocène, et en diverses localités de la Loire-Inférieure sur le socle primaire. Au-dessus, viennent des calcaires et argiles laguno-fluviatiles à *Potamides Lamarcki*, *Cyclostoma antiquum*, *Hydrobia Dubuissoni*, passant à des meulière à Saffré. Il faut noter que la faune de ce bassin se rapproche plutôt de celle de l'Aquitaine que de celle du Bassin de Paris.

Par contre, dans le Cotentin, aux environs de Nehou, se trouvent des argiles renfermant une variété de *Cerithium plicatum* qui existe dans le Sannoisien parisien.

Au Miocène, s'est de nouveau produite, à l'Helvétien, la pénétration de la mer des *faluns de Touraine* sur les Côtes-du-Nord et l'Ille-et-Vilaine (où les dépôts de cet âge se montrent discontinus et à des altitudes variables, ne dépassant pas toutefois 95 m., avec une épaisseur maximum de 8 m.), puis sur le Sud de la Mayenne et le Nord-Est de la Loire-Inférieure (Erbray). Ce bras de mer atlantique se prolongeait d'ailleurs dans la dépression du Cotentin (près de Picauville et de Carentan), toujours avec la même faune. On peut encore noter que des fossiles du même âge ont été trouvés dans des sables rouges et graviers avec argiles de la forêt de Gavre (Loire-Inférieure), ce qui peut faire peut-être penser qu'une partie des sables rougeâtres très répandus en Bretagne et jusqu'à Laval sur les terrains anciens pourraient être des témoins de faluns miocènes décalcifiés.

Au Miocène supérieur, il semble, par contre, que la mer des *faluns de l'Anjou*, en retrait marqué par rapport à la précédente, n'occupait plus que la région de la Basse-Loire.

Au Pliocène, les pénétrations marines ont été beaucoup plus restreintes et n'ont guère dépassé le littoral atlantique. La plaine de Vendée a été partiellement recouverte par une mer ayant déposé des sables à *Potamides Basteroti* et dont le littoral était marqué par des perforations de *Pholades* à l'altitude de 36 m. Il faut toutefois noter que, contrairement à l'âge pliocène de cette formation admis par Vasseur, Dollfus a indiqué que la faune de ces sables serait encore du Miocène supérieur et que, par suite, ils se rapporteraient aux faluns de l'Anjou.

En tout cas, il convient certainement d'attribuer au Pliocène inférieur les *argiles de Redon*, à *Nassa prismatica* et *mutabilis*, exploitées encore en diverses autres localités de la Loire-Inférieure et du Morbihan (Saint-Jean-la-Poterie), surmon-

tées par des sables rougeâtres et graviers sans fossiles, semblables à ceux qui sont répandus en de nombreuses localités.

D'autre part, la dépression du Cotentin a été aussi occupée par un golfe, dépendant de la Manche, où s'est déposé le *conglomérat de Gourbesville* à *Terebratula grandis* (renfermant des ossements d'*Haliherium* et de *Dinotherium*, mais remaniés, qui l'avaient fait rapporter au Miocène), surmonté par des sables et marnes à *Nassa prismatica*, *Chenopus pes-pelecani*, *Ranella marginata*.

En ce qui concerne l'histoire du Massif armoricain au Pléistocène, nous pouvons indiquer que, pour M. Barrois, beaucoup de golfes et de chenaux entre les îles du littoral atlantique seraient d'anciennes vallées continentales envahies par la mer à cette époque.

En résumé, il résulte donc, de l'énumération de ces nombreuses occupations marines, que le socle ancien a subi d'assez fréquentes déformations postérieures au plissement hercynien. En particulier, si la vallée longitudinale de l'Aulne, dans la partie occidentale de la Bretagne, est en relation avec la tectonique hercynienne, puisqu'elle draine le synclinorium carbonifère de Châteaulin, par contre la dépression transversale de la Vilaine est due à l'une de ces déformations ultérieures et correspond à l'ennoyage oligocène du calcaire grossier de Rennes.

Nous verrons, d'autre part, qu'en dehors du Massif armoricain, mais à peu de distance de lui, les dislocations du bord occidental du Bassin de Paris ont ramené en saillie un fragment de socle ancien au travers de sa couverture jurassique dans la *forêt de Perseigne*, entre Alençon et Mamers.

LE MASSIF CENTRAL

L'important massif de terrains anciens situé au cœur de la France est souvent désigné, au point de vue géographique, sous le nom de *Plateau Central*. Ce terme est d'ailleurs assez impropre, car, en réalité, c'est une sorte de grande île montagneuse bordée de toutes parts par des dépressions et assez fortement entamée par de profondes vallées. Ce massif atteint un très important relief dans les Cévennes par rapport à la vallée du Rhône qui coule à leur pied ; par contre, sur une bonne partie de son pourtour, du côté du Bassin parisien comme vers l'Aquitaine, il se raccorde d'une façon presque insensible aux régions de collines, puis de plaines qui l'environnent au nord comme au sud-ouest. Ses limites seraient assez imprécises au point de vue purement topographique dans ces deux directions, et elles ne peuvent résulter réellement que de considérations géologiques, de même que pour le Massif armoricain.

Le Bassin parisien et celui de l'Aquitaine, qui le bordent, étant constitués par des terrains secondaires et tertiaires sensiblement horizontaux, le Massif Central correspond, comme les massifs hercyniens précédents, au relèvement d'un socle principalement formé de *schistes cristallins* ou *très métamorphiques*, fortement plissés et traversés par de très importantes *masses granitiques*. En quelques régions seulement, principalement situées à l'est de la Loire, depuis le Morvan jusqu'à la hauteur de Lyon, se rencontrent *des terrains primaires d'âge défini*, ne débutant d'ailleurs qu'au Dévonien supérieur et surtout constitués par du Dinanlien. En outre, il existe, surtout encore dans l'Est du massif, mais cependant aussi en d'autres points jusqu'en son bord sud, un

certain nombre de *bassins houillers stéphaniens* correspondant à *des synclinaux hercyniens* et dans quelques-uns desquels le remplissage s'est achevé par de l'Autunien (Pl. IV).

Il n'existe guère de témoins d'une *couverture secondaire* au-dessus du socle paléozoïque hercynien qu'entre la Loire et la Saône, dans le *Morvan*, le *Charollais* et le *Beaujolais*. D'autre part, des *dépôts lagunaires oligocènes* se rencontrent en de nombreux points de son intérieur ; mais surtout ils constituent le fond de deux larges et profonds couloirs, la *Limagne* et la *plaine du Forez*, encadrés entre des reliefs abrupts du socle ancien et formant deux fossés sensiblement méridiens, parcourus respectivement par l'Allier et la Loire, qui viennent confluer dans la large plaine du *Bourbonnais*.

En outre, dans la partie centrale du massif (*chaîne des Puys, Mont-Dore, Cantal*), ainsi que dans le *Velay* et en certains points des Cévennes, se rencontre une couverture parasite de *roches volcaniques* récentes, ne datant que des époques récentes de l'ère tertiaire et dont les dernières sont même sorties de volcans dont les cônes et les coulées sont presque aussi fraîchement conservés que s'il s'agissait de volcans à peine éteints ; d'ailleurs l'homme a certainement vu les derniers en éruption.

Si l'on fait abstraction, à la fois, des deux profonds couloirs affaissés de la Limagne et du Forez et des épanchements volcaniques surajoutés, ainsi que des vallées qui l'entaillent souvent profondément, la forme générale du socle primaire est celle d'une *ancienne pénéplaine* ayant été relevée à des altitudes progressivement croissantes depuis le Limousin septentrional (Montagne de Blond, 505 m.), le Plateau de Millevaches (978 m.), les Monts de la Margeride (1.554 m.), jusqu'au Mont Lozère (1.702 m.). De

même, entre les deux couloirs de l'Allier et de la Loire, la croupe intermédiaire s'élève graduellement depuis les Monts de la Madelaine (1.163 m.) jusqu'à ceux du Forez (1.640 m.). De même encore, les altitudes s'élèvent graduellement, au sud du Morvan, entre les vallées de la Loire et de la Saône, puis du Rhône, toujours jusqu'au Mont Lozère, point culminant du socle ancien (le sommet du Mézenc s'élève à 1.754 mètres, mais c'est un piton volcanique de phonolite superposé aux terrains anciens).

Si cependant on entre dans le détail des altitudes actuelles de l'ancienne pénéplaine constituant le socle primaire, on constate qu'en plus des importantes dénivellations qui bordent les deux grands couloirs oligocènes affaissés, les différences d'altitude des divers autres témoins oligocènes déposés sur ce socle mettent en évidence de nombreuses autres dénivellations par un grand nombre de fractures, lesquelles ont été corrélatives des poussées exercées lors de la formation des Alpes sur le Massif Central qui en constituait l'avant-pays. Le relèvement général vers les Cévennes est évidemment aussi dû à la même cause que cette fracturation, qui en constitue des accidents locaux. J'ai déjà indiqué, d'autre part, à la fin de l'Introduction, que les phénomènes volcaniques sont eux-mêmes corrélatifs des phases orogéniques entre lesquelles se partage la formation des Alpes, qui a donc joué un rôle très important dans la structure définitive du Massif Central.

A) LES TERRAINS PRIMAIRES ANTÉ-HERCINIENS DU MASSIF CENTRAL.

Suivant une ancienne conception longtemps restée classique, les schistes cristallins (gneiss et mica-schistes), qui occupent des surfaces considérables,

seraient archéens et les phyllades moins métamorphiques correspondraient à l'Algonkien. Le Massif Central aurait été émergé ensuite, pendant les longues durées du Cambrien, du Silurien et du Dévonien inférieur et moyen. Des invasions marines très localisées se seraient produites au Frasnien (seulement connu sur les deux rives de la Loire à Diou et Gilly) et se seraient étendues et poursuivies jusqu'à la fin du Dinantien, mais toujours suivant des aires restreintes. Après les premiers plissements hercyniens, d'âge postérieur au Dinantien (on ne connaît pas de Westphalien dans le Massif Central), se seraient produits les bassins synclinaux houillers d'âge Stéphanien (et Autunien pour quelques-uns), eux-mêmes affectés par la dernière phase hercynienne, post-autunienne.

Mais cette conception, qui avait le mérite d'une grande simplicité, s'est trouvée fort compromise par les études de M. Albert Michel-Lévy sur la région s'étendant du Morvan au Lyonnais, entre la Loire et la Saône, études desquelles il résulte que le Dévonien supérieur et le Dinantien n'y peuvent plus être considérés comme simplement déposés en transgression sur un socle de schistes cristallins et granites très anciens, dont ils seraient indépendants. En effet, ces terrains dévoniens et dinantiens se montrent métamorphisés par les masses granitiques du voisinage, qui sont donc liées à la phase hercynienne, et on peut même parfois suivre la prolongation des bandes calcaires dévoniennes dans ces granites par des modifications endomorphiques y produisant de véritables niveaux dioritiques.

D'autre part, dans certains massifs gneissiques de la même région, le même auteur a pu démontrer que ces schistes cristallins résultent du métamorphisme d'anciennes couches sédimentaires, parmi lesquelles peuvent encore se caractériser certains niveaux appar-

tenant aux mêmes étages Dévonien supérieur et Dinantien. De la sorte, lorsque ceux-ci se montrent sous leurs caractères normaux, ils peuvent être considérés comme ayant échappé à ce métamorphisme général hercynien, et non comme s'étant déposés de façon indépendante sur un socle cristallin ancien. Toutefois, si l'on peut conclure de ces observations fort importantes que le Massif Central a été une aire de métamorphisme général hercynien intense (1), il ne s'ensuit pas que l'âge des schistes cristallins du Massif Central soit nécessairement le même en toutes ses régions et il est vraisemblable que, comme pour le Massif armoricain, l'histoire antérieure a été assez complexe. Certains auteurs continuent à attribuer un âge très ancien aux gneiss et micaschistes ; d'autres, en admettant l'existence en certaines régions d'une série cristalline hercynienne, pensent qu'il existe aussi des noyaux de schistes cristallins plus anciens ; mais la distinction en serait évidemment très délicate et cette question reste discutée.

Il en est de même pour l'âge des énormes masses granitiques, pour lesquelles on ne saurait plus toutefois parler d'un « granite fondamental » antérieur aux premiers schistes cristallins. Les recherches récentes faites en de nombreuses régions du Massif Central par divers auteurs (MM. L. de Launay, Demay, Raguin, Yang Kieh) tendent cependant à démontrer que les granites à mica noir (*granites* proprement dits) sont généralement antérieurs aux dislocations hercyniennes post-dinantienne, mais que, par contre, les granites à muscovite (*granulites*) seraient plutôt contemporains de ces dislocations (« syntectoniques ») ou même postérieurs à celles-ci (« post-tectoniques »).

(1) Cette conclusion ne peut être étendue à son annexe méridionale la Montagne-Noire, dont nous verrons plus loin que les conditions ont été très différentes.

D'autre part, les schistes cristallins normaux, à mica noir, sont très souvent accompagnés dans le Massif Central d'*amphibolites* qui ont été généralement considérées, à la suite des observations de M. Mouret, comme jalonnant d'anciens bancs calcaires intercalés dans les schistes et devenus cristallins par le métamorphisme général. Toutefois, les recherches récentes de M. Yang Kieh viennent de démontrer que, si cette conception est valable dans un grand nombre de cas, il en est d'autres où il s'agit d'anciens *magmas dioritiques* ayant subi le même sort que les anciens magmas granitiques qui ont donné naissance à des orthogneiss.

Enfin, les études récentes des divers auteurs cités ont mis en évidence l'importance considérable, dans les massifs granitiques et gneissiques du Massif Central, de *phénomènes dynamiques d'écrasement* ayant produit à leurs dépens des *mylonites*, dans lesquelles on peut suivre tous les degrés de transformation, depuis des types où la composition minéralogique initiale est encore très reconnaissable jusqu'à d'autres où la roche primitive a été transformée en une véritable bouillie entièrement laminée, de laquelle la composition initiale a complètement disparu.

Après ces indications générales, il est intéressant de résumer les données actuellement acquises sur la structure du socle hercynien dans les diverses parties du Massif Central, quoiqu'elles soient encore parfois discutées entre les différents auteurs et qu'elles puissent être considérées comme un peu provisoires.

1^o Région occidentale du Massif Central.

Le *Limousin* constitue le prolongement évident de la Vendée, au delà de l'ensellement correspondant à l'ancien détroit jurassique du Poitou. La zone plissée

suivie depuis la Cornouaille et le Morbihan dans le Sud du Massif armoricain, avec ses bandes alternantes de gneiss et de granites, se prolonge par les gneiss et micaschistes de la *chaîne de la Marche*, au sud du plateau d'Aigurande, et par une longue et étroite bande de granulites avec nombreuses zones mylonitiques, de direction devenue W-E et tendant à s'incurver vers le NE à la vallée du Cher, c'est-à-dire montrant un passage graduel de la direction armoricaine à la direction varisque, qui prédomine dans tout l'Est du Massif Central. D'autre part, vers La Souterraine, on voit bifurquer d'avec la précédente une autre zone riche en granulites qui, prenant une direction sensiblement N-S, s'étale dans le Nord du Limousin (*massif de la Haute-Vienne*).

Dans cette bifurcation s'intercale le grand massif granitique du *plateau de Guéret*, qui se prolonge au SE par le soubassement des régions volcaniques d'*Auvergne*, jusque dans la *Margeride* et le *Forez*. Ces régions sont constituées par d'énormes massifs granitiques, de type profond, et par des gneiss s'adaptant aux contours de ces massifs par des tracés très sinueux et avec un passage insensible du granite au gneiss. Cette région est dénommée par M. Raguin *zone médiane* ou d'*Auvergne*. Elle est délimitée à l'ouest par la longue *zone broyée d'Argentat*, signalée tout d'abord par M. Mouret, qui la sépare du Limousin et qui se poursuit avec une direction SSE jusqu'à la rencontre d'une autre ligne de dislocation, jalonnée par une série d'affleurements rectilignes de Houiller, qui est depuis longtemps connue sous le nom de « *Grand Sillon houiller* ». Il faut d'ailleurs remarquer que, si la dislocation d'Argentat présente une direction armoricaine tournant vers le sud, le Sillon houiller s'amorce au voisinage de Moulins par le Bassin de Noyant, de direction au contraire varisque, et qu'il s'incurve en-

suite vers le SSW. Somme toute, tandis que la bande granitique de la Marche montre *un raccordement graduel des deux directions armoricaine et varisque par une incurvation continue* et une direction intermédiaire W-E (de même que pour le front de la chaîne hercynienne et le bassin houiller franco-belge), les deux zones de dislocations d'Argentat et du Sillon houiller montrent au contraire *un raccordement des deux mêmes directions par déviation de chacune d'elles vers le sud et rencontre à angle aigu.*

D'ailleurs, la région triangulaire ainsi délimitée montre d'autres lignes de dislocations, constituant avec la chaîne de la Marche et la zone d'Argentat une *virgation armoricaine* et venant se terminer à la rencontre du Sillon houiller. La plus septentrionale de ces deux lignes (*dislocation de Chambon-sur-Voueize*) est jalonnée par une série de lambeaux disloqués de tufs éruptifs dinantiens, de direction WNW - ESE (1) ; la seconde, dirigée NW - SE, jalonnée par le bassin houiller d'Ahun (Stéphanien), est la *zone mylonitique d'Aubusson et Ahun.*

Pour M. Raguin, le massif granitique de Guéret, antérieur au plissement hercynien, a constitué un môle rigide ayant fait bifurquer le faisceau armoricain, avec chevauchement du Limousin sur ce massif le long de la dislocation d'Argentat. La tectonique hercynienne serait ainsi post-granitique, ayant effacé, pour M. Raguin, une tectonique antérieure ; les granulites à muscovite qui accompagnent les zones de dislocation seraient, au contraire, syntectoniques.

En tout cas, on ne rencontre plus, à l'est du sillon houiller, que des *directions varisques*, compliquées de *dislocations corrélatives du plissement alpin*, que nous envisagerons plus loin.

(1) Ces témoins dinantiens peuvent être considérés comme la prolongation du Synclinal d'Ancenis.

2° Région nord-est du Massif Central (Morvan et Synclinal de la Loire).

La portion orientale du Massif Central comprise entre les vallées de la Loire et de la Saône présente un intérêt primordial pour la connaissance du socle anté-hercynien, en raison de la présence de terrains paléozoïques bien datés en certaines de ses parties et aussi des phénomènes de métamorphisme qui en ont, en outre, profondément modifié les caractères. J'ai déjà rappelé que l'on ne possède aucune donnée sur les terrains antérieurs au Frasnien, et encore celui-ci n'est-il connu, avec des caractères authentiques, qu'au coude que fait la Loire aux deux localités en regard de Diou et Gilly.

Avant d'examiner avec plus de précision les caractères des terrains primaires reconnaissables à partir du Frasnien, nous devons d'abord examiner les grandes lignes de leur répartition géographique.

Le Dévonien supérieur et le Dinantien, antérieurs au plissement hercynien principal du Massif Central, se présentent en quelques grands faisceaux, d'allure générale géosynclinale et de direction varisque SW-NE (Pl. IV) :

1° Le faisceau du *Morvan*, constitué par cinq synclinaux secondaires, est d'ailleurs la seule région où le Frasnien et le Famennien aient été reconnus fossilifères.

2° Au bord du Houiller (Stéphanien) de la bande de Bert et Blanzly se trouvent quelques affleurements dévoniens sans grande importance.

3° L'important faisceau du *Beaujolais* ou de la *Loire* se subdivise en quatre synclinaux secondaires, qui ne renferment d'ailleurs guère que du Dinantien, avec

un grand développement de tufs éruptifs intercalés, et un peu de Famennien ; il traverse la dépression du Forez et se poursuit ainsi jusqu'à Cusset par plusieurs témoins isolés au travers des Monts de la Madeleine. Au delà de la Limagne, un certain nombre de témoins de tufs éruptifs semblables jalonnent sa prolongation probable vers le Bassin d'Ancenis (en particulier ceux qui sont conservés dans la zone de dislocation de Chambon-sur-Voueize, précédemment citée dans la région occidentale).

Le Frasnien ne se montre fossilifère, comme nous le savons, qu'à Diou et Gilly, où il est constitué par des calcaires à Brachiopodes et Polypiers nombreux, d'un caractère néritique et même récifal. Partout ailleurs, il est représenté par des calcaires marmorisés ; puis il se poursuit au milieu des granites par des granites dioritiques, des diorites et diabases, des cornes vertes. Sous ce faciès métamorphique ou cristallin, le Frasnien paraît présenter une grande extension dans le Morvan et le Nord du Massif Central ; il semble qu'on puisse aussi lui attribuer la diorite d'Aydat, au SW de Clermont-Ferrand, qui constitue un accident basique dans le granite. D'autre part, il serait représenté dans le Lyonnais par des cipolins et surtout des gnoiss à amphibole et grenat.

Le Famennien fossilifère présente une plus grande extension que l'étage précédent, vers Bourbon-Lancy. Il s'y trouve formé de schistes d'un faciès analogue à celui que nous avons rencontré dans le Massif armoricain, contenant une faune à Goniatites, Clyménées et Cypridines, avec des Trilobites, Brachiopodes, Gastéropodes et quelques Lamellibranches. Ces schistes couvrent de larges surfaces et leur épaisseur paraît considérable ; ils renferment, à leur partie supérieure, des intercalations de coulées et tufs d'albitophyres (ou trachytes albitiques).

Dans les autres parties du Morvan, le Beaujolais et le Lyonnais, il est représenté par des schistes en général métamorphisés, succédant aux niveaux dioritiques et inférieurs aux grès et poudingues dinantiens.

Des mouvements hercyniens préliminaires se sont d'ailleurs

produits après le dépôt de ces sédiments, d'un caractère probablement bathyal et analogue au faciès rhénan, de même que nous l'avons vu pour le Massif armoricain, en provoquant des exondations.

Le Tournaisien débute, en effet, dans le Morvan et aux environs de Tarare, par des grès à plantes avec poudingues contenant des galets de quartzites, de schistes silicifiés, de calcaires métamorphiques et d'albitophyres, c'est-à-dire de roches du Dévonien supérieur plus ou moins métamorphisé, mais sans gneiss. Ces poudingues de base ont d'ailleurs été eux-mêmes métamorphisés par le granite (par exemple dans le Morvan, où les galets de calcaire frasnien ont donné naissance à des amphiboles). Les niveaux gréseux et schisteux intercalés dans ces poudingues sont en proportion variable suivant les régions. Ensuite viennent des schistes gréseux assez épais, à faune marine nettement tournaisienne, avec prédominance de Bryozoaires, Crinoïdes, Brachiopodes, Gastropodes et Lamellibranches abondants, ceux-ci indiquant un faciès néritique formé en eau très peu profonde.

Dans le Lyonnais, le magma granitique est monté, suivant les anticlinaux en préparation, au travers des couches tournaisiennes, en ellipses et traînées alignées SW-NE., dessinant l'allure des plis hercyniens qui se sont probablement accentués à la fin du Tournaisien. D'autre part, la zone profonde du géosynclinal où sont nés les gneiss très abondants de la région lyonnaise s'est alors transformée en une aire surélevée, dont le bord NW, aux environs de Tarare, a été le siège d'épanchements d'orthophyres (trachytes anciens).

Des épanchements analogues ayant donné des rhyolites, avec tufs et brèches, se sont produits à la même époque dans le Morvan.

Au Viséen, la mer semble s'être retirée assez rapidement de la partie méridionale du Morvan, subsistant dans un chenal W-E. au nord de Château-Chinon et surtout dans la Loire et l'Allier, où elle paraît même s'être approfondie quelque peu. Dans ces diverses régions se trouvent d'abord des schistes et grès arkosiens, avec lentilles discontinues de calcaire, constituant une véritable boue à Foraminifères (*Endothyra*) avec une faune riche en Crinoïdes, Brachiopodes, Gastéropodes et Lamellibranches, indiquant un faciès encore néritique, mais assez calcaire (ce qui ne se rencontre pas au Tournaisien).

Pendant le Viséen supérieur, nous assistons à des exondations dues à la continuation des mouvements orogéniques préliminaires et à l'achèvement progressif du remplissage du géosynclinal avant sa surrection définitive. Cela se traduit par le dépôt d'arkoses et poudingues à gros éléments, riches en galets de gneiss et même de roches granitiques, puis d'une épaisseur considérable de schistes et poudingues avec lits d'anhracite, riches en végétaux (*Culm*), qui se sont accumulés sur de vastes étendues dans le synclinal de la Loire et dans celui du Nord du Morvan. Ils y sont entremêlés de *grandes épaisseurs de tufs éruptifs*, en relation étroite avec des épanchements de *microgranulites (dacites)*, faisant place, au sommet du Viséen, à des *rhyolites pétrosiliceux*. Cette activité éruptive considérable de la fin du Viséen était la suite de l'ascension du magma granitique, tandis que les éruptions du Famennien et du Tournaisien avaient eu des caractères chimiques très différents (fumerolle persodique au lieu de celle mégapotassique des éruptions viséennes).

Il est important, d'autre part, de noter que, si le Tournaisien a été souvent métamorphisé par le granite, le Viséen a échappé en partie à ce métamorphisme, du moins dans le Morvan et aux environs de Tarare, tandis qu'il a été encore atteint auprès de Beaujeu et dans le Mâconnais. Ces constatations montrent l'ampleur du métamorphisme général dans ces régions ; mais il présente encore un degré plus intense au sud du faisceau de la Loire, dans la *zone des Monts du Lyonnais*, où ne se rencontrent plus que des schistes cristallins, mais dans lesquels M. Albert Michel-Lévy pense retrouver encore des formations contemporaines des précédentes en suivant la progression de ce métamorphisme évidemment géosynclinal.

3° La zone métamorphique des Monts du Lyonnais.

Cette zone présente, d'après les travaux de M. Albert Michel-Lévy, le maximum d'intensité du métamorphisme géosynclinal, et nous allons l'examiner encore avec quelque détail, d'autant qu'elle fournit un exemple d'une aire actuellement anticlinale correspondant au fond d'un ancien géosynclinal.

A) Aux *environs de Tarare*, des gneiss amphiboliques et micaschistes à mica blanc passent latéralement à des schistes noirs, des arkoses et des tufs porphyritiques, détritiques et bien stratifiés, rappelant beaucoup ceux du Famennien du Morvan. D'autre part, la montagne au nord de Tarare est entièrement constituée par de puissants épandements orthophyriques rappelant ceux du Tournaisien des environs de Saint-Honoré. En une autre localité, des arkoses et poudingues métamorphisés, avec galets de calcaire transformés en cornes amphiboliques, sont semblables aux poudingues du Mont Beuvray, dans le Morvan.

Aussi M. Albert Michel-Lévy a-t-il conclu que toutes ces roches métamorphiques, d'ailleurs très disloquées, des environs de Tarare, doivent provenir de Dévonien supérieur et Dinantien. Les gneiss et micaschistes, zonés de roches amphiboliques et formant avec celles-ci *une série continue*, représenteraient ainsi au moins le Dévonien.

B) Plus au sud, vient une région encore plus métamorphique, formée de gneiss granulitiques et micaschistes à mica blanc, où des schistes amphiboliques et chloriteux très cristallins passent progressivement à des cornes feldspathiques et amphiboliques, puis à de véritables roches sédimentaires dont quelques lambeaux sont à peine ou pas métamorphiques. Au Mont Pellerat et au Mont Arjoux, les cornes feldspathiques et amphiboliques flottent sur du granite devenu lui-même amphibolique par endomorphisme, ce qui témoigne d'une région primitivement calcaire (M. Albert Michel-Lévy y a d'ailleurs trouvé un affleurement de calcaire conservé). Ces cornes sont aussi accompagnées de diorites et gabbros, qui se poursuivent dans la *zone des chloritoschistes de la Brévenne*, qui fait suite à la précédente au SE.

C) Un contact marqué par des roches dioritiques et des schistes amphiboliques nous amène ensuite à l'importante *région gneissique de l'Yzeron*, qui se présente comme une grande voûte anticlinale et où la large cristallinité paraît voisine du stade de refusion granitique. On y a distingué deux séries pétrographiques, l'une de gneiss à cordiérite et sillimanite, l'autre de gneiss granulitiques, se succédant obliquement par rapport à la direction générale hercynienne; mais il existe un aligne-

ment de gneiss amphibolique présentant cette direction SW-NE et qui, à cheval sur la limite de ces deux formations, s'intercale dans toutes deux, démontrant qu'il s'agit là d'une simple différence de composition minéralogique n'ayant pas de valeur stratigraphique.

Pour M. Albert Michel-Lévy, malgré sa structure anticlinale actuelle due au plissement hercynien, cette zone de gneiss de l'Yseron représente une région ayant subi au préalable un *enfoncement géosynclinal maximum*, alors que la région située plus au nord, jusqu'aux environs de Tarare, témoigne d'un métamorphisme décroissant jusqu'au synclinal de la Loire.

Sur la bordure SE de la zone précédente, vient une large bande de gneiss fins feuilletés, alternant avec des micaschistes à mica noir, des traînées de gneiss à grenat, cordiérite et sillimanite, des bandes de leptynites grenatifères et une zone de roches amphiboliques et pyroxéniques (*zone de Riverie*), au milieu desquelles se montrent quelques gisements de cipolins. Ces roches, semblables à celles de la zone au nord de celle de l'Yseron, doivent manifestement leur formation à d'anciens niveaux sédimentaires plus ou moins riches en calcaires et en dolomies, et elles témoignent déjà, d'autre part, d'un *enfoncement géosynclinal moins profond que pour la zone précédente*. Elles se poursuivent jusqu'au bord du bassin houiller de Saint-Etienne, au delà duquel se rencontrent d'importantes complications tectoniques (nappes cévenoles) dans le socle hercynien sur lequel s'est déposé le Houiller de Saint-Etienne.

4° La région cévenole au sud du Bassin houiller de Saint-Etienne ou Cévennes septentrionales.

Des observations déjà un peu anciennes de P. Terrier et G. Friedel avaient montré que la région du Mont Pilat doit être constituée par plusieurs nappes superposées, qui se poursuivent dans le substratum du Bassin houiller de Saint-Etienne. Mais la disposition de ces nappes n'a été précisée que très récem-

ment par M. Demay (fig. 10). Celui-ci a reconnu que dans le massif du Mont Pilat des gneiss œillés se répè-

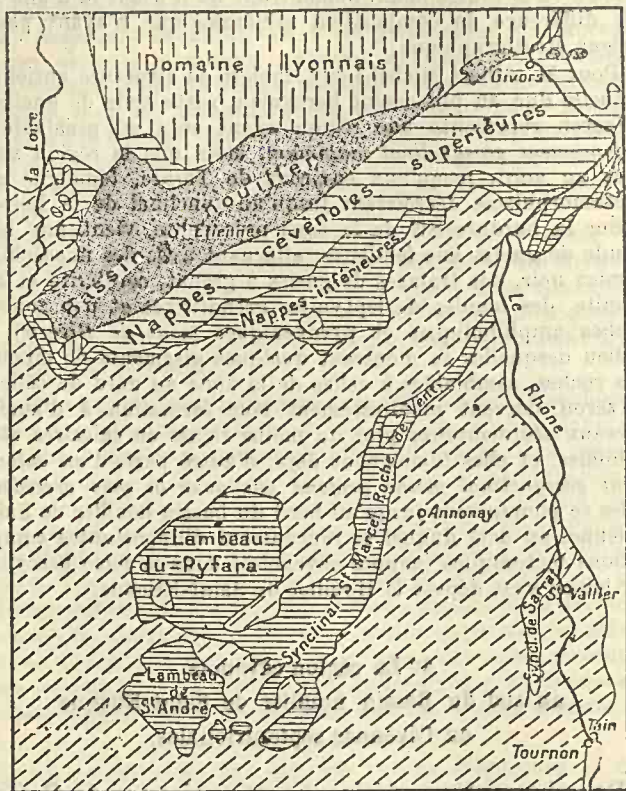


FIG. 10. — Les nappes cévenoles de la région de Saint-Etienne et du Vivarais (d'après A. Demay).

tent en plusieurs séries presque horizontales, continues sur de grandes étendues, et que, d'autre part,

ces roches ont subi des actions mécaniques provoquées par les chevauchements et qui s'exagèrent auprès des surfaces de charriage, où de la mylonite franche s'associe parfois au gneiss ocellé. En outre, postérieurement au charriage, il s'est produit une intrusion post-tectonique de granulites et un métamorphisme granulitique des schistes cristallins, lesquels proviennent d'un métamorphisme général antérieur au plissement. En tout cas, tous ces phénomènes, tant tectoniques qu'intrusifs, sont nettement *antérieurs au Stéphalien*, dont les dépôts reposent en discordance sur ces terrains métamorphiques.

M. Demay a indiqué, dans un important mémoire, que le massif du Mont Pilat montrerait, au-dessus d'un substratum de granite et de gneiss autochtones, quatre nappes cristallophylliennes. D'autre part, l'étude des chaînes cévenoles du *Vivarais*, plus au sud, lui a permis de reconnaître la continuité de ces mêmes nappes cévenoles conservées en témoins flottants sur le substratum autochtone ; en particulier, elles sont pincées dans un long synclinal varisque (synclinal de Saint-Marcel — Roche de Vent), qui traverse au nord la vallée du Rhône de façon à confluer, auprès de Vienne, avec les nappes du Mont Pilat, par suite d'un enfouissement vers le NE de l'anticlinal intermédiaire du substratum. Il faut d'ailleurs noter que la direction varisque de cet anticlinal est franchement orientée SSW-NNE, ainsi d'ailleurs que celle d'un synclinal de gneiss et micaschistes autochtones (synclinal de Sarras) qui traverse le Rhône vers Saint-Vallier ; la direction de ce dernier s'infléchit même encore davantage vers le sud, en sorte que, dans sa moitié méridionale, il est franchement N-S.

Au nord du Mont Pilat, sur le pourtour occidental du Bassin houiller de Saint-Etienne, les nappes cévenoles s'amincissent ou se confondent avant de disparaître par enracinement en s'enfonçant au nord sous la zone du Lyonnais, en sorte qu'elles résultent d'un *charriage dirigé vers le sud-est*. La nappe supérieure du massif du Mont Pilat subsisterait seule jusqu'à la rencontre des terrains tertiaires du Forez.

En outre, sur les micaschistes de cette nappe supérieure, il

existe, à l'angle SW du bassin houiller, un lambeau granulitique charrié (lambeau de la Gampille), dont la situation flottante a été reconnue depuis longtemps et qui trouve un correspondant à Vienne, sur la rive gauche du Rhône, dans le prolongement du synclinal de Saint-Marcel. M. Demay a admis que ces deux lambeaux charriés proviendraient du chevauchement du bord même de la zone du Lyonnais, sous lequel s'enracinent les nappes du Pilat; cette zone est affectée de plis aigus, déversés aussi vers le SE, c'est-à-dire dans la même direction que ces nappes cévenoles.

Il faut ajouter que, plus récemment, M. Demay a pensé qu'en réalité il n'y aurait pas autant de nappes distinctes qu'il l'a d'abord admis, mais un seul grand complexe charrié affecté par des décollements. On ne saurait d'ailleurs, en une question aussi délicate que la valeur réelle de distinctions pétrographiques dans des schistes cristallins, retenir que le fait général.

5° Les Cévennes méridionales et le Rouergue.

Les Cévennes méridionales (Cévennes proprement dites) sont caractérisées par un grand développement de schistes sériciteux et micaschistes, moins métamorphiques que les schistes cristallins rencontrés plus au nord et se poursuivant dans le Rouergue, au sud du granite de Rodez. Leur plongement général se fait vers le SE ou le S près de leur contact avec les gneiss et granites de la zone cévenole septentrionale; mais ce contact ne se fait pas par une simple superposition régulière. Dans la région au nord et à l'ouest de Largentière, près de leur enfouissement sous la couverture de Permien et de Trias, le contact en question se produit avec intercalation de plusieurs écailles, étudiées par MM. Demay et H. Longchambon, qui traduisent un certain déplacement tangentiel vers le sud, mais assez faible. D'ailleurs tout cet ensemble méridional montre, plus au sud, la trace de semblables poussées tangentielles, ayant produit une

structure isoclinale ou même un chevauchement des gneiss sur les micaschistes et schistes sériciteux dans la région d'Alès. Ce régime comprendrait aussi la nappe des environs du Vigan, anciennement signalée par J. Bergeron et amenant les schistes sériciteux en superposition sur des terrains primaires d'âge cambrien ou plus récent.

D'autre part, il est intéressant d'observer que la direction des plis hercyniens, que nous avons vue devenir S-E à la hauteur de Tournon, a repris son orientation varisque normale SW-NE ; elle tourne ensuite, vers Largentière, à une direction WSW-ENE, puis W-E et même se relève à l'WNW. M. Demay admet d'ailleurs que cette bande méridionale remonte ensuite vers le NW, de façon à pénétrer dans la « zone centrale » de M. Raguin, qui ne serait pas, comme le pense celui-ci, un fragment rigide d'une tectonique plus ancienne. Il se ferait ainsi, dans le Sud du Massif Central, un raccordement graduel de la direction varisque à la direction armoricaine, tout au plus avec quelques ondulations en plan, tandis que pour M. Raguin la direction varisque se prolongerait vers les Pyrénées hercyniennes.

Ces divergences d'opinion traduisent bien la difficulté des observations dans les régions de schistes cristallins, et elles montrent, en tout cas, que la structure du socle métamorphique du Massif Central ne peut être encore considérée comme définitivement élucidée.

6° La Montagne-Noire.

Cette annexe tout à fait méridionale du Massif Central se trouve au sud du Rouergue et, d'autre part, l'ennoyage de terrains secondaires du « golfe des Causses » la sépare des Cévennes méridionales, en l'iso-

lant sur la carte géologique à la façon d'une sorte de presqu'île dont l'isthme est en partie recouvert, lui aussi, vers Rodez, par des témoins de terrains secondaires. Elle se différencie par un rôle du métamorphisme général bien moins considérable que dans les autres parties du Massif Central, même dans le Rouergue et les Cévennes méridionales. La série complète des terrains primaires, depuis le Cambrien jusqu'au Dinantien, s'y rencontre bien caractérisée par des fossiles avec toutes les zones classiques. Le Cambrien même, quoique pouvant cependant passer latéralement à des schistes gneissiques par l'intermédiaire de schistes à séricite, surtout dans la partie nord qui confine au Rouergue, mais faisant suite, en d'autres parties, à un axe gneissique sur lequel il repose en transgression, y montre ses trois divisions paléontologiques déterminables. Il est d'ailleurs intéressant de rappeler que c'est dans la Montagne-Noire qu'a été faite la première découverte, en France, de la faune, dite alors « *primordiale* », des schistes à Paradoxides par J. Bergeron.

Cette différence fondamentale peut d'ailleurs recevoir deux explications. Si l'on admet que les terrains antérieurs au Dévonien supérieur ne se sont pas déposés dans les autres régions du Massif Central, la Montagne-Noire fait alors partie d'un « géosynclinal méditerranéen ». Par contre, si l'on pense que, plus au nord, l'absence actuelle de ces terrains antérieurs est due à un métamorphisme général ayant atteint son degré maximum dans le Lyonnais, la Montagne-Noire aurait été située au bord méridional du géosynclinal et n'aurait subi qu'un enfoncement minimum, ce qui est d'ailleurs assez d'accord avec les faciès qu'y montrent les terrains primaires.

Le Cambrien est particulièrement intéressant à signaler, en

raison de la rareté des régions où il est bien caractérisé. Il comprend :

1° Le *Géorgien*, débutant dans les Monts de Lacaune par des poudingues de base et arkoses grossières, avec tufs et coulées volcaniques, en transgression sur un socle métamorphique, est principalement détritique dans sa partie inférieure, puis devient calcaire dans ses niveaux supérieurs, où il renferme de nombreuses tiges d'Enérines et des restes d'*Archæocyathus* et *Coscinocyathus*. M. Thoral y a récemment signalé aussi de nombreux restes de Trilobites.

2° L'*Acadien* est constitué par des schistes peu épais, de couleur rouge, jaune ou verte, se chargeant de calcaire à leur partie inférieure et y passant à de vrais calcschistes renfermant des amandes calcaires ; il est bien caractérisé par sa faune de Trilobites (*Paradoxides*, *Conocoryphe*, *Agnostus*, etc...).

3° Le *Potsdamien* est représenté par des schistes, phyllades et grès, souvent à sérinite, atteignant plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et ne montrant guère que des traces mécaniques (ripplemarks, pistes, empreintes de méduses) traduisant un dépôt sous une épaisseur d'eau insignifiante dans une région de subsidence. M. Thoral y a toutefois découvert une faune de Cystidés et Trilobites.

Le *Silurien* (*Ordovicien* et *Gothlandien*) est bien développé et présente des faciès tout à fait analogues à ceux du Massif armoricain, qu'il est inutile d'énumérer ici. Il en est de même pour le *Dévonien*, d'abord gréseux, puis calcaire à partir du *Coblentzien* et se terminant par des *griottes* à Clyménées et *Goniatites* ; il semble ne pas avoir recouvert l'axe cristallin, d'après M. Thoral. Le *Dinantien* débute, en certains points, par des *lydiennes* à nodules phosphatés, en concordance avec les *griottes* et qui semblent cependant correspondre seulement à la base du *Viséen* ; puis viennent des schistes avec quelques intercalations gréseuses à *Lepidodendron Veltheimianum* et ensuite des calcaires viséens à *Productus*, *Spirifer*, *Gastropodes* et *Lamellibranches*.

Tous ces terrains sont encore fortement plissés (J. Bergeron y a même signalé des charriages) et recouverts en discordance par le *Stéphanien* et l'*Autunien*, concordants entre eux.

7° Résumé de la structure et âge des granites.

En résumé, il résulte de ce qui précède que, si l'on suit le bord oriental du Massif Central, on traverse successivement, dans les grandes lignes, des régions dont le socle hercynien présente des caractères bien différents. Dans une première zone, s'étendant du Morvan au faisceau synclinal de la Loire, les terrains paléozoïques anté-hercyniens (1) sont assez souvent représentés par les étages supérieurs (Dévonien supérieur et Dinantien) ; mais, d'autre part, ils peuvent aussi être englobés dans les terrains métamorphiques. Il est possible que ceux-ci représentent aussi des étages inférieurs, dévoniens et siluro-cambriens, mais on ne saurait l'affirmer avec certitude. Au point de vue tectonique, c'est une zone de plis réguliers, continus et habituellement sans direction de déversement caractérisée.

Avec la zone disloquée des écaillés des environs de Tarare, qui s'enfoncent sous le bord de la précédente, commence une région où le métamorphisme général a été beaucoup plus intense. Celui-ci présente son maximum dans la zone du Lyonnais, qui montre une transformation complète ayant atteint les terrains anté-hercyniens les plus élevés. Cette zone, qui se présente au premier abord comme une aire anticlinale, mais affectée de plis isoclinaux aigus déversés vers le SE, correspondrait donc à une région d'enfoncement géosynclinal maximum.

La zone cévenole septentrionale, qui lui fait suite au sud du Bassin houiller de Saint-Etienne, présente la continuation d'un type profond de métamorphisme

(1) J'emploie ce terme pour désigner la série qui se termine par le Dinantien quoique des mouvements préliminaires se rattachant à la phase hercynienne aient pu se produire déjà entre le Dévonien et le Dinantien, puis pendant ce dernier.

général, les granites y passant insensiblement aux schistes cristallins et aucun terrain paléozoïque n'étant reconnaissable. Au point de vue tectonique, elle est caractérisée par son recouvrement par une grande nappe cristalline plus ou moins complexe, issue du nord du Bassin houiller de Saint-Etienne et conservée en témoins synclinaux, de direction varisque, à la surface du socle autochtone.

Le régime des poussées vers le SE se poursuit jusque dans la Montagne-Noire, traduit par des écaillés ou même des nappes plus importantes. Mais le métamorphisme décroît progressivement vers le sud, n'ayant plus guère donné que des micaschistes et schistes à sérécite dans les Cévennes méridionales et le Rouergue, toutefois sans y laisser apparaître de terrains anté-hercyniens non métamorphiques ; puis il est réduit au minimum dans la Montagne-Noire, où les terrains primaires sont conservés et fossilifères depuis la base du Cambrien.

*
**

D'autre part, en ce qui concerne l'âge des granites du Massif Central, il semble actuellement admis, d'une façon générale, que les grandes masses de granites à mica noir (*granites*, au sens habituel de la nomenclature française) sont antérieures au plissement hercynien principal, post-dinantien. Les études de M. Albert Michel-Lévy, dans les régions orientales où sont présents les terrains dévoniens et dinantiens, lui ont permis de préciser que les montées granitiques du Beaujolais et du Mâconnais ont dû se faire principalement à la fin du Viséen et qu'elles ont été vraisemblablement corrélatives des éruptions de dacites et rhyolites épanchées à la fin du Viséen (peut-être poursuivies pendant le Westphalien), qui couronnent

les sommets du Beaujolais. Ces venues volcaniques se sont produites par des fractures orientées NW-SE, c'est-à-dire transversalement aux plis hercyniens, et elles correspondent vraisemblablement à une rémission des forces tangentielles.

Quant aux *granites à mica blanc (granulites)* de cette région, M. Albert Michel-Lévy les a considérés comme n'étant pas des roches indépendantes et comme constituant soit une forme périphérique des granites, soit des filons corrélatifs de la gneissification. Mais MM. Demay et Raguin, dans les régions occidentale et sud-orientale du Massif Central, admettent que leurs venues ont été indépendantes de celles des granites et postérieures à celles-ci, ayant été soit syn-tectoniques (pour M. Raguin), soit post-tectoniques (d'après M. Demay) dans leurs relations avec le grand plissement ayant suivi le Dinantien.

B) LES BASSINS HOILLERS (STÉPHANIENS ET AUTUNIENS).

Ces bassins se sont produits, comme nous le savons déjà, dans la chaîne hercynienne surgie après le Dinantien, mais dont les plissements, voire même les nappes qui se rencontrent dans le soubassement de celui de Saint-Etienne, ont dû se poursuivre pendant le Westphalien. Ils se partagent en plusieurs groupes :

A) La plupart et les plus importants de ces bassins se trouvent dans la partie orientale du Massif Central et correspondent nettement à des *synclinaux de direction varisque*, qui ont constitué des fossés de subsidence ayant joué un rôle analogue à celui de *petits géosynclinaux*, bien que remplis de *sédiments d'eau douce*, car ils se sont affaissés en accumulant de

grandes épaisseurs de ces sédiments. Ces bassins sont les suivants, du nord au sud :

1° *Sincey*, dans le Nord du Morvan, de direction W - E, très rectiligne et qui, d'après M. Bonnet, serait recouvert en ses deux bords par des terrains du socle ancien ;

2° *Decize, Epinac, Autun* (avec de l'Autunien et du Saxonien) ;

3° *Bert, Blanzey, Le Creusot* (avec de l'Autunien et du Saxonien) ;

4° *Sainte-Foy et Largentière* ;

5° *Saint-Etienne*.

Ces divers bassins ne sont d'ailleurs pas rigoureusement contemporains, certains d'entre eux ayant pu commencer plus ou moins tôt pendant le Stéphanien et se terminer aussi à des époques différentes.

B) En outre, d'autres petits bassins se montrent çà et là dans l'intérieur du Massif Central, avec des directions moins nettes (par exemple ceux de *Brassac* et de *Langeac*), et d'autres dans la partie occidentale (*Commentry, Bourgneuf, Aun, Argentat*) ayant alors une direction armoricaine et dont le raccord avec les précédents est assez hypothétique.

C) Certains petits bassins, alignés suivant le « *Sillon houiller* » et très écrasés, forment une trainée discontinue suivant une direction rectiligne, partant des environs de *Bourbon-l'Archambault* pour aboutir à *Asprières* et *Decazeville*. Cette trainée de bassins houillers a donné lieu à des interprétations très diverses. Auguste Michel-Lévy les considérait comme jalonnant le rebroussement de la direction varisque à la direction armoricaine pour chacune des bandes synclinales existant plus à l'est. L'opinion actuelle en fait plutôt le remplissage d'un *chenal houiller* com-

plètement écrasé et n'étant conservé qu'en certains points.

D) Une autre traînée de bassins houillers se trouve tout au sud du Massif Central (en général avec de l'Aunisien), comprenant ceux du *Gard* (*Bessèges* et la *Grand'Combe*), ceux de l'*Aveyron* et du *Tarn* (*Decazeville*, *Carmaux*, etc.) et se poursuivant jusqu'aux environs de *Brive*. Cette traînée aurait une forme arquée, raccordant ainsi les directions varisque et armoricaine, sans rebroussement, ce qui d'ailleurs se concilie mal avec la direction varisque que semble avoir le Sillon houiller.

L'allure des couches de houille dans le Massif Central est en général beaucoup moins régulière que dans le bassin franco-belge et elles s'y rencontrent dans des dépôts détritiques généralement plus grossiers. Si leur origine est très généralement lacustre, cependant des dépôts de caractère lagunaire se montrent dans le *Bassin houiller du Gard*, probablement en rapport avec le voisinage d'un bras de mer ayant subsisté dans la région axiale du géosynclinal hercynien des Pyrénées (où des couches marines renferment des végétaux houillers dans la vallée d'Aure et au Plan-des-Etangs, au pied du Néthou). Souvent ces couches se réunissent sans toit bien défini, ainsi que le montre, par exemple, la « Grande Couche » de Commeny, et elles sont analogues aux dépôts d'un delta torrentiel lacustre, dont les conditions de formation ont été reproduites expérimentalement par Fayol.

La flore stéphanienne est caractérisée par l'abondance des *Pecopteris*, *Cordaites* et *Calamodendron*, mais avec décroissance rapide des *Lepidodendrons* et *Sigillaires*. L'étude détaillée des flores rencontrées dans les divers bassins a permis d'établir des subdivisions dans le Stéphanien et de fixer comme il suit les âges respectifs du remplissage de ces bassins.

Zone des Calamodendrées.	Saint-Etienne Grand Combe	Deczeville	Montchanin, Sainte-Foy, Largentière, Commentry, Champa-gnac.
Zone des Filicacées.			Decize, Bourgneuf, Ahun, Ar-gentat.
Zone des Cordaïtées.		Saint-Chamond, Blanzly, La Cha-pelle-sous-Dun, Saint-Eloy, Brassac, Langeac.	
Zone des Cévennes (stérile).			
Zone de Rive-de-Gier (à <i>Pecopteris arborescens</i>).		Rive-de-Gier.	

L'Autunien contient surtout des *schistes bitumineux* (avec *boghead* au sommet). Dans sa flore se trouvent en abondance des Conifères (*Walchia*, etc.), mais encore avec des Fougères (*Callipteris conferta*). Il se subdivise de la façon suivante dans le Bassin d'Autun : 1° à sa base, les *couches d'Igornay* (environ 400 m.) renfermant une flore encore stéphannienne, mais accompagnée de *Walchia* ; 2° les *couches de Muse* (300 à 350 m.) ; 3° les *couches de Millery* (500 m.), renfermant la zone du boghead.

Les schistes bitumineux se trouvent aussi dans le Bassin de l'Aumance, à l'ouest de l'Allier, ainsi que dans la région de Lodève.

Les bassins autuniens ont été plutôt lagunaires, c'est-à-dire en communication plus ou moins directe avec la mer, laquelle tendait à reprendre possession du domaine hercynien, en sorte qu'il s'est produit une continuation de l'ennoyage au Saxonien. En particulier, l'ennoyage du *Sud du Massif Central* est très caractérisé depuis la région de Lodève jusqu'au *Bassin de Brive*, jalonné dans l'intervalle par le Permien de la Grésigne.

D'autre part, ces fossés ont encore fonctionné

comme de *petits géosynclinaux* et leur affaissement est très caractérisé, de même qu'il l'avait été déjà au Stéphanien, pendant lequel le Bassin de Saint-Etienne avait engouffré une épaisseur de plusieurs milliers de mètres de sédiments (l'étage stérile des Cévennes ayant déjà, à lui seul, environ 1.000 m.).

Ce caractère de subsidence est très net pour le *Bassin d'Autun*, où l'Autunien a une grande épaisseur (certains forages ont encore rencontré les schistes bitumineux à 800 mètres de profondeur), ainsi que dans celui du *Creusot*, où l'Autunien a 900 mètres d'épaisseur à Charmoy (au SE du Creusot), alors qu'il n'a que quelques mètres seulement au bord du bassin. De même, le Permien rouge de *Lodève* (Saxonien) a une très grande épaisseur.

Dislocations hercyniennes d'âge permien.

Les dépôts précédents ont été ensuite plissés, en tout cas antérieurement au Trias ; mais la tectonique des bassins houillers et autuniens semble en général assez peu compliquée (fig. 11) (1). Donc *cette deuxième phase hercynienne a été beaucoup moins intense que la phase anté-stéphanienne*. Cependant, des roches broyées jalonnent la bordure SE des lambeaux stéphanien dans la vallée de la Brévenne (Largentière, Sainte-Foy, etc.), d'après M. Albert Michel-Lévy.

En outre, se sont reproduites de *nouvelles fractures orientées NW-SE*, donc encore normales aux plis varisques, comme celles de la fin du Viséen, ayant livré passage, à l'époque du *Permien inférieur*, à des *éruptions de porphyrites micacées et amphiboliques*,

(1) Le *Bassin houiller du Gard* fait exception, mais il a subi le contre-coup des poussées pyrénéo-alpines qui sont venues écraser ce bassin au Tertiaire en y développant de véritables charriages.

qui se rencontrent en coulées à la base du Permien d'Autun et en nombreux filons traversant le Stéphaniens dans la vallée du Gier. Ces roches ont les mêmes caractères magmatiques que les microgranulites du Viséen et que les granites, dont elles doivent dériver.

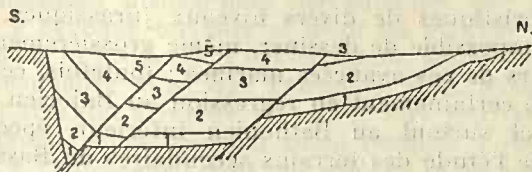


FIG. 11. — Coupe schématique du bassin houiller de Saint-Etienne (d'après Gruner).

- 1, brèche de base; 2, assise stérile (faisceau houiller de Rive-de Gier). 3, Etage inférieur de Saint-Etienne. 4, Etage moyen, 5, Etage supérieur (ou du Bois d'Aveize).

Ensuite, entre le Permien et le Lias moyen, se sont produites des venues hydrothermales siliceuses, ayant produit du quartz, avec *barytine*, *galène* et *mispickel*. Dans le *Beaujolais*, elles sont sorties par *des fractures encore orientées NW-SE* et s'y sont surtout produites au Trias. Dans le *Morvan*, des phénomènes de silicification analogues ont atteint les calcaires hetangiens et jusqu'à ceux du Sinémurien.

C) LE MASSIF CENTRAL AUX TEMPS SECONDAIRES ET TERTIAIRES.

Il s'est certainement produit des transgressions importantes des mers secondaires sur le Massif Central, en dehors des témoins conservés de la couverture de Trias et de Jurassique qui se rencontrent discordants au-dessus du socle primaire sur le bord du

Morvan, dans le Beaujolais, le Charollais et le Lyonnais, ainsi que dans la région des Causses et sur le Rouergue, au sud du Massif Central, isolant presque complètement la Montagne-Noire. C'est ce que montre, en particulier, l'existence en de nombreux points, à la surface des terrains anciens, de *chailles*, silex caractéristiques de divers niveaux jurassiques. Mais il est impossible de dessiner, même grossièrement, les contours de ces avancées marines ; toutefois, celles-ci ont été certainement en régression au Bajocien supérieur et surtout au Bathonien inférieur, époque à laquelle l'étude des terrains secondaires du Bassin de Paris et de l'Aquitaine indique que le Massif Central était entouré d'une ceinture de lagunes où se sont formés des dépôts saumâtres, montrant même parfois des discordances locales. Il en résulte qu'à cette époque le Massif Central a dû subir un exhaussement, d'ailleurs temporaire, car dès le Bathonien supérieur les faciès lagunaires ou même lacustres disparaissent dans les dépôts rencontrés en bordure du massif ou sur le « détroit des Causses ».

La couverture triasico-jurassique du Beaujolais et du Charollais a d'ailleurs été ultérieurement ondulée, contre contre-coup des poussées alpines. Comme l'a établi Auguste Michel-Lévy, ses couches forment des voûtes à grand rayon de courbure et à clefs effondrées, affectées en outre, ainsi que leur substratum paléozoïque, de cassures et de décrochements transversaux à la direction varisque des plis hercyniens. J'ai déjà indiqué que certaines au moins de ces cassures s'étaient produites consécutivement aux derniers plissements hercyniens et qu'elles ont été le siège d'émissions siliceuses pendant le Trias et même jusqu'à l'Hettangien et au Sinémurien. Mais les ondulations du Jurassique sont évidemment plus récentes et il est extrêmement probable, sinon certain, qu'elles

sont dues à une répercussion des poussées alpines au Tertiaire et que, de même, les rejets successifs suivant ces fractures doivent résulter, pour une bonne part, d'une remise en mouvement de ces dernières.

D'ailleurs, en d'autres régions du Massif Central, les anciennes dislocations hercyniennes ont pu re-jouer à l'époque tertiaire et avoir eu un rôle important dans la production des accidents définitifs. On a pu reconnaître ainsi que l'ancienne zone de dislocation d'Argentat a rejoué, au moins vers son extrémité méridionale ; que l'ancien sillon houiller a été réoccupé à l'Oligocène, dont les dépôts atteignent une centaine de mètres d'épaisseur dans le Bassin d'Asprières, tandis que, d'autre part, il est relayé presque exactement, en son extrémité sud, par la *faille de Villefranche-du-Rouergue*, important accident d'âge tertiaire qui fait buter la série jurassique du Quercy et le dôme permo-triasique de la Grésigne contre les granites et schistes métamorphiques du Rouergue. On a reconnu aussi, par une seconde minéralisation dans certains filons métallifères hercyniens, que ceux-ci s'étaient rouverts à l'époque tertiaire.

De même, la partie occidentale du Massif Central est souvent bordée, du côté de l'Aquitaine, par des failles intéressant à la fois le socle ancien et sa bordure secondaire, de direction nettement armoricaine, qui se sont manifestement greffées sur d'anciens plis hercyniens. Nous constaterons plus loin que de tels accidents, plis ou failles, résultant d'une répercussion du plissement ancien, se retrouvent en pleine zone de terrains jurassiques et crétacés dans le Nord de l'Aquitaine et que, d'autre part, ils semblent y être manifestement le contre-coup des plissements pyrénéens, d'un âge tertiaire antérieur à celui des plis des Alpes.

Le socle ancien du Massif Central a donc été sou-

mis à des efforts de surrection et à des gauchissements, à des époques assez diverses, et il est naturel que sa structure antérieure ait plus ou moins influé sur la disposition des déformations et dislocations récentes. La limite de la région cévenole vers le fossé rhodanien, qui suit à peu près la direction varisque, a été caractérisée par Haug comme une faille de surrection du socle ancien par rapport à sa bordure ; d'ailleurs la surrection des Cévennes à une époque tertiaire assez récente est mise en évidence par l'encaissement profond des méandres des vallées.

Cependant, certaines grandes dislocations tertiaires du Massif Central ont été, semble-t-il, indépendantes de celles d'âge hercynien. Ce serait le cas pour celles qui encadrent et accidentent la Limagne et la plaine du Forez, ainsi que pour la prolongation des premières au nord du Bourbonnais, dans les *failles du Sancerrois*, dans celles du *Nivernais*, qui encadrent les petits horsts primaires de Decize et de Saint-Saulge, et dans celles qui bordent à l'W le *Morvan*.

La disposition actuelle des témoins conservés des dépôts oligocènes est d'ailleurs très instructive. Ces témoins, aujourd'hui isolés à des altitudes très variées et qui avaient été autrefois considérés comme formés dans des lacs isolés à des niveaux différents (opinion évidemment insoutenable en raison de leur nature lagunaire et non lacustre), mettent en évidence les *surélévations inégales de vousoirs ayant joué d'une façon indépendante*.

Une grande partie du Massif Central avait été évidemment aplanie par l'érosion jusqu'au niveau des mers oligocènes, car les lagunes de cette époque semblent s'être largement étalées à sa surface, du Bassin de Paris vers l'Aquitaine et la région rhodanienne. On observe toutefois de grandes différences d'épaisseur pour leurs dépôts, généralement en rap-

port avec leur situation ultérieure. Relativement peu épais sur les voussoirs actuellement en saillie, ils se montrent au contraire très puissants dans celles des régions oligocènes qui se comportent comme des fossés affaissés. Ce contraste est très net pour la *Limagne*, dont les dépôts oligocènes ont une épaisseur de plus de 1.000 mètres, constatée par les sondages de Macholles et Mirabel, près de Riom, et de Beaulieu à l'est de Clermont ; dans ce dernier, le socle cristallin a été rencontré à la base de l'Oligocène à une profondeur de 1.153 mètres. Par contre, dans des voussoirs moins affaissés en bordure de la *Limagne*, vers Champeix, l'épaisseur de ces dépôts est déjà moindre.

La *Limagne* (et de même, probablement, la plaine du Forez), antérieurement aux dislocations qui ont dénivélé ses dépôts, s'est donc comportée lors de la sédimentation oligocène comme une *fosse de subsidence*, analogue aux fosses houillères et permienes. Ses dépôts se sont évidemment formés sous des épaisseurs d'eau très faibles, et l'affaissement contemporain de la sédimentation y est indiscutable.

Parmi les terrains tertiaires du Massif Central, les couches les plus anciennes connues, de nature continentale, sont les *arkoses de Brives* (près du Puy), à nombreuses empreintes végétales correspondant à des formes du calcaire grossier supérieur de Paris et de l'Auver sien de la Sarthe.

Les formations oligocènes, continentales et lagunaires, sont beaucoup plus étendues que ces *arkoses* éocènes et leur constitution de détail est très variable suivant les localités. Elles se montrent composées d'*arkoses*, de grès à végétaux, de marnes à Cypris, de calcaires à Limnées, d'autres calcaires avec nombreux tubes de larves de Phryganes, de couches à Diatomées, etc... En outre, des gisements de restes de Vertébrés s'y rencontrent à plusieurs niveaux en *Limagne*. On les a subdivisées en leurs deux étages habituels :

1° Le *Sannoisien* est constitué par les *arkoses de la Limagne*, reposant sur le socle cristallin, avec des intercalations de

calcaires marneux à Striatelles auprès d'Issoire. Plus au sud, elles passent à des argiles sableuses rouges, supportant des marnes et calcaires à *Cerithium margaritaceum*, *Potamides submargaritaceus* et *Potam. rhodanicus* (indiquant une communication avec les lagunes de la vallée du Rhône).

Dans le *Velay*, il comprend des argiles et marnes sans fossiles, puis des marnes avec bancs de gypse à *Nystia Duchasteli*, *Bythinies*, *Cypris* (abondants), renfermant aussi *Palæotherium magnum* et *crassum*. Puis, vient le calcaire de Ronzon, avec une abondance de Vertébrés (Poissons, Crocodiliens, Oiseaux, Mammifères) et une très riche flore, de caractère subtropical.

2° Le Stampien montre une extension très grande des lagunes vers le nord en Limagne et dans le Bassin d'Ébreuil, en communication avec le Bassin de Paris, où une intercalation de calcaire à *Potamides* se montre au milieu des sables de Fontainebleau, auprès de Nemours. Ces dépôts sont très épais en Limagne, où les marnes à *Cypris faba* qui les constituent ont été traversées sur plus de 700 m. à Macholles.

Après l'Aquitainien, représenté en beaucoup de localités par des calcaires d'eau douce à *Helix Ramondi* (celui de Saint-Gérand-le-Puy, dans l'Allier, est très riche en Vertébrés), on ne rencontre plus que les sables de Gergovie, à *Melanopsis*, Planorbis et Linnées, que l'on rapporte au Burdigalien.

On attribue au Pontien, mais sans preuve paléontologique, des alluvions à galets de quartz qui se rencontrent en de nombreuses localités, constituant souvent la base des formations volcaniques, dont il va être question plus loin. Au milieu de celles-ci, on observe d'ailleurs fréquemment des intercalations de couches d'eau douce, lacustres ou fluviales, d'un caractère toujours local, consistant, suivant le cas, en cinérites avec plantes, couches à Diatomées, calcaires d'eau douce, etc., dont le détail nous entraînerait trop loin, et que la présence de débris de Vertébrés fait ranger dans le Pliocène.

D'autre part, il est important de signaler qu'en de nombreuses régions montagneuses du Massif Central, les formations glaciaires pléistocènes montrent un grand développement.

D) LES DISLOCATIONS ET LES ÉRUPTIONS RÉCENTES
DU MASSIF CENTRAL.

Si les dépôts oligocènes se montrent actuellement dénivelés, témoignant du jeu de voussoirs séparés par des fractures, l'âge de ces dénivellations est généralement impossible à préciser d'une façon directe, en raison de l'absence de couches plus récentes et d'âge bien daté qui, soit aussi affectées par la fracturation, soit au contraire postérieures à celle-ci, pourraient fournir des indications à cet égard. Dans quelques cas seulement, on a pu constater avec quelque certitude (La Bourboule, Perrier) que certaines fractures ont dénivelé des couches fluviatiles rapportées à un Pliocène assez récent ; il ne s'ensuit d'ailleurs pas que la dénivellation soit partout contemporaine. Il est même probable que, liée indiscutablement à une répercussion des poussées alpines sur le Massif Central qui servait d'avant-pays ou de butoir aux Alpes en cours de formation, la fracturation se soit produite en plusieurs temps, corrélativement aux diverses phases tectoniques entre lesquelles se partage la formation des Alpes françaises.

Cette question est d'ailleurs étroitement liée aussi à celle des âges attribués par les travaux classiques de Fouqué, Michel-Lévy, P. Termier, M. Boule, Ph. Glangeaud, etc., aux éruptions du Massif Central pendant les dernières périodes de son histoire. Or, il existe une concordance remarquable, à cet égard, avec les phases orogéniques des Alpes. C'est ainsi que, comme nous le verrons, une phase orogénique très importante de celles-ci s'est produite immédiatement avant le Miocène supérieur (Pontien) et une autre a suivi le Pontien. Or, on attribue au Pontien le début des éruptions dans le *Mont-Dore*, le *Cantal*, les *Coi-*

rons, et, d'autre part, les éruptions se sont encore intensifiées au Pliocène; dans certaines régions (*Velay*), elles paraissent n'avoir commencé qu'à cette époque.

Il semble donc que les éruptions du Massif Central aient suivi de près les phases de compression de ce massif par les poussées alpines, traduites par un plissement des Alpes. Cela s'expliquerait facilement par la décompression qui a dû suivre les phases pendant lesquelles les forces tangentielles s'étaient trouvées satisfaites par la production de plissements. Grâce à cette décompression, les fissures produites dans le massif lors de la phase de compression, mais restées closes tant que durait celle-ci, ont pu jouer et les dénivellations de leurs deux lèvres se produire; en même temps, ces fissures pouvant alors s'ouvrir, la sortie des produits volcaniques a pu être contemporaine de la décompression.

Quoi qu'il en soit de cette explication, il paraît vraisemblable que la dislocation du Massif Central a dû se produire principalement au Miocène supérieur et au Pliocène, s'atténuant graduellement à mesure que le plissement alpin allait en s'éteignant par des mouvements dont les derniers datent au moins de la fin du Pliocène.

D'autre part, il est possible que la phase anté-aquitaine, à laquelle se rapportent l'achèvement de la tectonique des Pyrénées et le début de celle des Alpes, ait eu dans le Massif Central une répercussion traduite par les éruptions qui paraissent nécessaires pour expliquer la formation de certaines pépérites de la Limagne.

Au sujet de la portée réelle de ces mouvements, il est encore une observation qu'on peut faire. S'il n'est pas douteux que, dans la Limagne et probablement dans la plaine du Forez, il y ait eu un affaissement

contemporain de la sédimentation, il faut remarquer, d'autre part, que les derniers dépôts oligocènes, nécessairement formés au niveau de la mer, sont actuellement plus élevés que celui-ci. Dans ces conditions, le fossé de la Limagne étant indéniablement affaissé par rapport aux voussoirs qui l'encadrent, il faut nécessairement admettre : ou bien qu'il s'est *affaissé après un bombement général préalable* qui l'avait affecté en même temps que toute la région avoisinante, ou bien que, pendant le mouvement général de surrection dû aux poussées alpines, *ce fossé s'est simplement moins surélevé* que les voussoirs qui l'encadrent. S'il est difficile de faire un choix entre ces deux solutions, la seconde me paraît toutefois aussi vraisemblable que la première. Elles ont même pu contribuer toutes deux à l'état actuel des choses, où des rejets en sens inverse font saillir de petits voussoirs cristallins au milieu du fossé de la Limagne et finalement produisent une bifurcation de celui-ci vers le sud en deux branches de longueur très inégale.

Laissant de côté ce point de vue, qui n'a guère qu'une portée théorique, nous devons maintenant examiner sommairement la répartition géographique des éruptions du Massif Central (1).

1° Zone volcanique occidentale.

Les plus importants massifs volcaniques d'Auvergne (Mont-Dore et Cantal) appartiennent à une première bande qui se suit, avec une direction sensiblement parallèle au front des Alpes françaises, depuis la Chaîne des Puys (et même quelques petits

(1) Le lecteur pourra trouver des détails plus complets sur ces éruptions, en particulier des coupes des divers massifs volcaniques, dans l'ouvrage suivant : F. Rinne, *La Science des Roches*, 3^e édition française, par Léon Bertrand, 1928.

pointements balsatiques isolés plus au nord) jusqu'à l'Aubrac et qui ensuite se prolonge d'une façon discontinue jusqu'au bord de la Méditerranée, à Agde.

Chaîne des Puys. — Cette chaîne, composée de *volcans isolés et très récents*, d'âge pléistocène, est en relation évidente avec la fracturation qui a dénivélé les dépôts oligocènes de la Limagne et leur socle cristallin. Il est d'ailleurs intéressant de constater que la Chaîne des Puys, avec ses 80 volcans environ, ne s'est formée ni dans le fossé comblé par les sédiments oligocènes, épais et très plastiques, ni même sur la faille bordière où ces couches viennent buter contre le socle granito-gneissique surélevé (seul le volcan de Gravenoire, près de Clermont, se montre dans cette situation). Elle se trouve, au contraire, sur le voussoir cristallin rigide surélevé à l'ouest de la Limagne, qui a d'ailleurs été fragmenté par une série de failles secondaires, bien visibles à l'ouest de Champpeix, jusque vers Saint-Nectaire et Murols, grâce à la présence de témoins dénivelés de couches oligocènes, déjà moins épaisses, ainsi que nous l'avons vu, que celles qui se sont déposées dans le fossé lui-même. Il est vraisemblable que des fractures analogues se prolongent dans le soubassement des Puys, mais elles sont cachées par les produits issus de ces volcans, dont les coulées sont descendues dans les vallées pléistocènes, les unes s'écoulant vers la Limagne et l'Allier en entamant le bord surélevé du socle cristallin, tandis que d'autres descendaient à l'ouest vers la dépression de la Sioule (fig. 12).

L'âge pléistocène des éruptions des Puys résulte non seulement des relations de leurs coulées avec les alluvions quaternaires des vallées où elles ont coulé (tantôt au fond de l'ancien thalweg et au-dessous des alluvions pour les plus anciennes, tantôt recouvrant

ces alluvions pour les plus récentes), mais aussi de l'état de conservation parfait des cônes volcaniques. Ceux-ci présentent les deux types fondamentaux corrélatifs de la composition chimique des laves. La plupart sont des *cônes à cratères*, desquels sont sorties des roches basiques ou neutres (basaltes, labradorites, andésites) ; tels sont les puys de la Nugère, de Côme,



FIG. 12. — Coupe schématique de la chaîne des Puys, au nord du Puy-de-Dôme (d'après Ph. Glangeaud).

β, granite; ζγ', schistes cristallins; ol, Oligocène de la Limagne; τ, trachyte (volcan sans cratère); α, andésite; λ, labradorite; β, basalte, provenant de volcans à cratère dont les coulées sont descendues les unes vers la Limagne, les autres vers la Sioule.

de Louchadière, du Pariou, du Petit Puy-de-Dôme (ou Nid de la Poule), de la Vache, de Lassolas, etc. Ces volcans ont donné des coulées très fluides, ayant pu parfois suivre le fond des vallées sur une grande longueur (par exemple, la longue coulée issue du volcan du Tartaret, près de Murols).

Un plus petit nombre sont des *cônes massifs, sans cratère*, correspondant à des trachytes, plus acides, qui se sont épanchés en masses épaisses, très visqueuses lors de leur sortie, accumulées autour de l'orifice de la cheminée, ainsi que c'est le cas pour le Puy-de-Dôme, le Clerzou et le Sarcouy (ou Chaudron).

Région de la Sioule. — Des éruptions se sont aussi produites dans la région de la Sioule, sur l'emplacement de dépressions lacustres oligocènes situées à l'ouest du vousoir surélevé qui porte la Chaîne des Puys. Il s'y était formé, d'après les études de Ph. Glangeaud, une vingtaine de volcans, installés sur des fractures hercyniennes ayant rejoint au Miocène supérieur, desquelles sont sorties des masses importantes de laves, parmi lesquelles prédominent les basaltes. En raison de leur ancienneté relative et de l'érosion ultérieure, ces basaltes ne constituent d'ailleurs plus que des plateaux et pitons isolés, et le nom de « *Petite chaîne des Puys* », qui a été donné à cette traînée de produits volcaniques beaucoup plus anciens que les volcans très récents de la Chaîne des Puys, semble donc assez peu heureux en raison de la comparaison inexacte qu'elle peut évoquer.

Limagne. — La Limagne, outre les coulées descendues des volcans pléistocènes de la Chaîne des Puys en suivant les vallées qui s'écoulent à l'Allier, montre un assez grand nombre de basaltes dans des conditions comparables à ceux de la région de la Sioule. Ce sont des restes d'anciens épanchements basaltiques qui couronnent des plateaux plus ou moins élevés au-dessus de la plaine et dont les plus importants se montrent au pied du vousoir qui porte la Chaîne des Puys (Côtes de Clermont, Chanturgue, Plateau de Gergovie). Certains de ces témoins basaltiques sont affectés par de petites failles et ils sont antérieurs, par conséquent, à l'achèvement de la dénivellation de la Limagne. En tout cas, ils sont tous au moins d'âge pliocène, étant évidemment antérieurs au creusement des vallées pléistocènes.

Certains de ces lambeaux ont été considérés par Ph. Glangeaud comme provenant de coulées qui se-

raient sorties, soit au Miocène, soit au Pliocène, de bouches situées dans la Limagne, à la limite de deux voussoirs inégalement effondrés. D'autre part, l'un d'eux, débutant sur le socle cristallin surélevé, couronne ensuite les terrains oligocènes de la Limagne sur la Montagne de la Serre, longue arête séparant deux vallées au fond desquelles se sont encaissées deux coulées pléistocènes provenant de volcans de la Chaîne des Puys ; il se rattache manifestement au basalte des plateaux du Pliocène supérieur qui forme la couverture du Massif du Mont-Dore et qui, sur le bord septentrional de celui-ci, a été localement recouvert par les produits épanchés des puys les plus méridionaux, ainsi que nous allons l'indiquer plus loin.

En outre, la Limagne renferme, dans les terrains oligocènes eux-mêmes, d'autres produits volcaniques ayant donné lieu à de nombreuses discussions, les *pépérites*. Ce sont des roches singulières, constituées par un mélange d'éléments volcaniques (fragments de basalte, scories, cendres) et d'éléments sédimentaires (marnes et calcaires) plus ou moins cuits et transformés. Certains auteurs les ont considérées comme des *tufs basaltiques* ayant accompagné une venue oligocène de basalte, car certaines pépérites paraissent nettement interstratifiées au milieu des couches oligocènes. Toutefois il semble que, le plus souvent, ce soient des formations d'origine filonienne et intrusive, formées postérieurement au dépôt des couches qui les renferment, par une pénétration mécanique des éléments volcaniques dans celles-ci, surtout au voisinage de cheminées de volcans récents, miocènes, pliocènes ou même pléistocènes.

On sait d'ailleurs que la Limagne montre encore des traces de l'ancienne activité volcanique, par les dégagements d'acide carbonique, par la présence de sources thermo-minérales riches en CO^2 et bicarbo-

nates (Bassin de Vichy) et aussi par une valeur anormale du degré géothermique (1° par 14 mètres seulement environ dans certains sondages).

Mont-Dore. — Les plus méridionaux des puys, au lieu de se superposer directement au socle granito-gneissique, sont isolés à la surface d'un plateau basaltique très étendu, plongeant doucement au nord et qui appartient déjà au *Massif du Mont-Dore*, dont il constitue le dernier épanchement et autour duquel il forme une vaste auréole, entamée et souvent même traversée par l'érosion des vallées pléistocènes ; ce « basalte des plateaux » est d'âge Pliocène supérieur. Au-dessous surgissent des roches volcaniques très variées, constituant un grand édifice montagneux déjà profondément disséqué par l'érosion de la vallée de la Dordogne, qui y prend naissance au pied du Sancy, et dont la forme est exclusivement due à l'érosion comme celle d'un massif montagneux quelconque.

Cet édifice, toujours superposé au socle granito-gneissique, est constitué, pour sa partie inférieure, par des cinérites trachytiques, qui résultent de l'accumulation de projections datant vraisemblablement du Miocène supérieur et dans lesquelles sont intercalées des coulées de rhyolites (Ravin de Lusclade, près de La Bourboule), trachytes et phonolites. Au-dessus vient une série de tufs et conglomérats trachytiques et andésitiques, d'âge pliocène, où s'intercalent des coulées d'andésites, labradorites et basaltes. Ensuite se sont produites d'importantes coulées de trachytes (Sancy, Capucin, etc.) et d'andésites, puis se sont extrusés les pitons phonolitiques classiques de la Roche Tuilière et de la Sanadoire. Enfin se sont formées les puissantes coulées de basalte limburgique des plateaux, par lesquelles se sont terminées

les éruptions au Pliocène supérieur et dont de multiples témoins se rencontrent, isolés par l'érosion, sur tout le pourtour du Massif du Mont-Dore.

En résumé, depuis le Miocène supérieur jusqu'à la fin du Pliocène, se sont accumulés dans ce massif, provenant d'ailleurs de plusieurs centres éruptifs, des produits volcaniques extrêmement variés, depuis les roches les plus acides (rhyolites) jusqu'aux basaltes les plus basiques (basalte des plateaux).

Cézallier. — La région du Cézallier, intermédiaire entre le Massif du Mont-Dore et celui du Cantal par sa situation géographique, constitue aussi une jonction de ces deux massifs volcaniques par sa couverture de basalte de plateaux, directement superposée au socle cristallin, qui se rattache sans discontinuité à chacun d'eux, et au-dessus de laquelle se montrent quelques cratères récents (tel celui du lac Pavin).

Cantal. — Le massif volcanique du Cantal est le plus important parmi nos régions éruptives d'Auvergne et il présente des caractères très analogues à ceux du Mont-Dore, mais sur une échelle plus grande. Très profondément entamé par une série de vallées pléistocènes qui divergent dans des directions radiales de sa partie centrale, ce grand édifice conique s'est encore achevé, comme le Mont-Dore, par d'énormes épanchements de basalte des plateaux au Pliocène supérieur. Mais, si cette ancienne couverture se montre encore continue dans le secteur sud-est, en constituant les grands plateaux doucement inclinés à l'extérieur (*planèzes*) qui s'étendent du Plomb du Cantal vers Saint-Flour et au delà, elle ne se montre plus qu'en quelques témoins sur les crêtes étroites qui séparent les vallées très profondes et rayonnantes de son secteur occidental et septentrional (Cère, Jor-

danne, etc.), profondément creusées dans les formations volcaniques antérieures au basalte des plateaux. Cette dissymétrie s'explique facilement par la différence considérable d'altitude des vallées qui drainent ses deux versants et qui se rendent à l'Atlantique par des chemins extrêmement inégaux, les unes directement par la Dordogne, tandis que l'Alagnon, au contraire, y aboutit par le long détour de la Loire.

On peut constater en plusieurs points, soit auprès d'Aurillac, soit vers Murat, la superposition des formations volcaniques du Cantal à des *dépôts oligocènes* reposant sur le socle cristallin et préservés de l'érosion par cette épaisse couverture. Au Miocène supérieur, les éruptions ont commencé par d'assez nombreux petits volcans disséminés, qui ont émis des laves variées, surtout acides (trachytes et phonolites) à la partie centrale et, par contre, basiques (basaltes) vers la périphérie. Mais le maximum d'activité volcanique s'est produit au Pliocène, concentré en plusieurs centres éruptifs jumeaux, assez voisins les uns des autres, desquels sortirent des laves, des coulées boueuses, des nuées ardentes et des projections qui s'entremêlaient en s'accumulant pour donner un grand édifice d'apparence relativement simple. La grande masse du volcan est ainsi formée par une *brèche andésitique*, de composition moyenne un peu plus basique que les cinérites et tufs trachytiques qui constituent la masse principale du Mont-Dore, aux couleurs variées, formée par un assemblage confus de blocs de lave cimentés par des scories, des cendres et des boues. Son épaisseur atteint près de 1.000 mètres et il s'y intercale souvent : des coulées compactes d'andésite, de labradorite, de basalte ; ou bien des lits de cinérites riches en empreintes de plantes, qui témoignent de périodes de repos relatif de l'activité volcanique, pendant lesquelles les flancs du grand

volcan pouvaient se couvrir de forêts ; ou encore des couches d'eau douce à Diatomées, existant en particulier sur le flanc nord du Cantal vers Riom-ès-Montagne. D'ailleurs, ces brèches sont essentiellement ignées dans le centre, alors qu'à la périphérie il existe plutôt un conglomérat très hétérogène, à ciment cinéritique et peu cohérent.

Sur les flancs de ce grand complexe andésitique se dressèrent ensuite de nombreux volcans secondaires, les uns sous forme de dômes trachytiques, phonolitiques (Puy Griou) ou andésitiques (Puy Mary), les autres à cratères. Enfin, les éruptions se terminèrent au Pliocène supérieur par les énormes émissions du basalte des plateaux, qui semblent être sorties principalement du grand centre éruptif du Plomb du Cantal.

Aubrac et traînée volcanique méridionale. — Ces sorties de basalte des plateaux se sont aussi poursuivies au SE du Cantal, sur une grande surface, dans l'Aubrac. D'autre part, la zone éruptive que nous venons de suivre depuis la Chaîne des Puys se trouve encore jalonnée plus au sud, mais d'une façon très discontinue, par divers témoins isolés dans l'Aveyron : en particulier dans les gorges du Tarn, près de Millau, se trouve le petit volcan très curieux des *Eglazines*. Nous retrouvons ensuite une traînée assez importante de témoins de basalte des plateaux, toujours d'âge pliocène supérieur, dans l'Hérault, à l'ouest de Lodève, et des produits volcaniques se rencontrent jusqu'à la colline d'Agde.

En résumé, cette grande zone éruptive occidentale a été vulcanisée à partir du Miocène supérieur dans le Mont-Dore et le Cantal ; les éruptions les plus étendues ont été celles qui ont donné naissance au basalte des plateaux, épanché sur de larges surfaces au Plio-

cène supérieur, à la façon des laves hawaïennes et de celles de l'Islande, réunissant alors le Mont-Dore et le Cantal par le Cézallier, s'étalant largement au SE du Cantal dans l'Aubrac, et ayant eu encore un important développement dans l'Hérault. Les éruptions pléistocènes, au contraire, s'étaient déplacées au nord du Mont-Dore dans la Chaîne des Puys.

2° Zone volcanique orientale.

Cette zone, moins importante que la précédente, débute au nord par de petits pointements basaltiques isolés et très locaux à l'ouest de Montbrison (1) et, par la région du Velay, elle se poursuit jusqu'à la vallée du Rhône en face de Montélimar, par le plateau des Coirons.

Région du Velay. — Cette région volcanique importante, située à l'est de la zone principale, se trouve de part et d'autre de la haute vallée de la Loire à la hauteur du Puy.

En premier lieu, elle comprend, entre les vallées de l'Allier et de la Loire, un très important témoin de basalte des plateaux reposant directement sur le socle cristallin et s'étalant dans la chaîne du *Devès*, sur une longueur d'environ 70 kilomètres, produit par une véritable inondation basaltique du type hawaïen et extrêmement uniforme, avec quelques rares cratères comme le lac d'Issarlès.

La *région du Puy* présente, par contre, à l'est de la vallée de la Loire, une plus grande variété, à la fois dans la nature et dans les âges des éruptions. Dans la ville même du Puy, les deux rochers Corneille et Saint-Michel, bien connus, présentent deux types dif-

(1) Un autre petit pointement basaltique a été reconnu plus au nord, au voisinage de la Clayette (Saône-et-Loire).

férents de brèches à éléments basaltiques. Le premier est une brèche stratifiée faisant partie d'une formation étendue, dont un témoin plus important se trouve non loin du Puy, portant le château de Polignac ; les produits de projection, remaniés et stratifiés par l'eau, alternent avec des graviers à *Mastodon arvernensis*, d'âge pliocène supérieur. Par contre, le Rocher Saint-Michel, qui se dresse verticalement comme un véritable monolithe, est constitué par des blocs projetés cimentés par de la lave et constitue évidemment un « neck » ou le remplissage d'une ancienne cheminée, ensuite décapé par l'érosion des produits plus meubles du cône environnant.

Postérieurement à ces éruptions basaltiques, contemporaines du basalte des plateaux, d'autres se sont produites, dont les coulées sont descendues sur les pentes et jusque dans le fond des vallées pléistocènes, ce qui est le cas, à côté du Puy, du *volcan de la Denise*, dont une coulée donne les classiques orgues d'Espaly au bord de la vallée de la Borne.

A l'est du Puy, se trouvent les massifs du *Mégal* et du *Mézenc*, avec leurs multiples pitons phonolitiques, qui surmontent d'ailleurs une série d'éruptions antérieures. Celles-ci ont débuté dans le Mézenc, au-dessus du soubassement cristallin, par des éruptions miocènes consistant, suivant les points, en trachytes ou en basaltes ; puis se sont superposées des coulées d'andésites, labradorites et basaltes du Pliocène inférieur, surmontées par l'éruption de phonolite, datant du Pliocène moyen, ainsi que des filons basaltiques.

Les pitons phonolitiques, qui donnent un caractère très spécial au paysage, se poursuivent plus au sud, sur la crête cévenole qui domine la vallée du Rhône et qui porte le Mézenc, jusqu'au delà du Gerbier-de-Jonc, dont la forme régulièrement conique est aussi caractéristique.

Coirons. — Sur les pentes dominant la vallée du Rhône, des produits volcaniques de nature basaltique forment le plateau incliné des *Coirons*, superposé aux couches secondaires de la bordure du Massif Central et descendant jusqu'à la vallée du Rhône, en face de Montélimar. Ses éruptions ont encore débuté au Miocène supérieur, pour se continuer au Pliocène.

Vivaraïs. — Enfin des coulées de basaltes pléistocènes sont descendues dans plusieurs vallées du Vivaraïs, en particulier aux environs de Vals, où les sources minérales riches en acide carbonique témoignent, comme celles du Bassin de Vichy, de Couzan, Saint-Galmier, etc., des restes d'une ancienne activité fumerollienne, très atténuée aujourd'hui.

LES VOSGES

La chaîne des Vosges, qui longe le bord occidental de la plaine alsacienne, au-dessus de laquelle elle surgit brusquement, et qui, au contraire, s'abaisse doucement du côté de l'ouest, vers les collines de Lorraine et le Bassin parisien, montrant ainsi un profil transversal très dissymétrique, se divise nettement, aussi bien au point de vue orographique que par sa constitution géologique, en deux parties bien distinctes.

Les *Hautes Vosges*, qui surgissent brusquement au nord de la trouée de Belfort par le Ballon d'Alsace, conservent des altitudes comparables jusqu'au Donon; leur versant occidental constitue les bassins supérieurs de la Moselle, puis de la Meurthe. Au point de vue géologique, c'est un massif hercynien, constitué par des terrains primaires plissés, montrant une pré-

dominance très grande de schistes cristallins et de granites ; des témoins, d'abord isolés à leur surface et discordants, d'une couverture permo-triasique font place, vers l'ouest, par un ennoyage du socle ancien et de sa couverture, à une large zone triasique qui constitue déjà la région géologique de *Lorraine*, bordure orientale du Bassin de Paris (Pl. V).

Un peu au nord du Donon, sur la crête même des Vosges, les terrains primaires disparaissent aussi sous la couverture des grès triasiques qui forment, à partir de là, la prolongation de cette crête, dont l'altitude diminue d'ailleurs assez rapidement ; on entre alors dans les *Basses Vosges*, drainées vers l'ouest par la Sarre. La zone d'affleurement des grès triasiques se rétrécit d'ailleurs, pour une raison que nous indiquerons plus loin, et l'altitude de la crête diminue en même temps, jusqu'à la *dépression de Saverne*, au delà de laquelle la zone des grès triasiques s'élève et s'élargit de nouveau, pour s'étaler ensuite dans la *Hardt*, massif montagneux du Palatinat, sans laisser toutefois apparaître de nouveau le substratum de terrains primaires, sauf un peu de Permien supérieur vers le bas des vallées descendant au Rhin, au pied de ce massif. Tout à fait au nord du Palatinat, une large bande de grès permien se dégage, de nouveau, de cette couverture triasique et, tout en laissant apparaître vers l'ouest le Houiller de la Sarre, elle vient s'appuyer contre le bord du massif dévonien rhénan, fermant ainsi la bordure du Bassin de Paris. D'ailleurs, depuis la disparition du socle hercynien auprès du Donon on se trouve dans cette bordure et l'on peut, au point de vue géologique, restreindre le terme de *Vosges* au massif hercynien des Hautes Vosges.

Ce massif semble être la prolongation plus ou moins directe du Morvan ; entre eux, au travers des

terrains secondaires de la zone externe du Jura, le petit *massif de la Serre, auprès de Dôle*, montre, encadré entre deux dislocations, un affleurement permo-triasique reposant sur un substratum granito-gneissique.

D'autre part, le Massif vosgien a évidemment constitué, antérieurement à la formation du fossé alsacien, occupé par des dépôts oligocènes et analogue à la Limagne, un même ensemble hercynien avec la *Forêt-Noire*, qui lui fait pendant de l'autre côté de la plaine d'Alsace. Les deux massifs montagneux ainsi séparés ne montrent d'ailleurs un relief important que lorsqu'on les voit de la plaine du Rhin. Nous savons déjà que les Vosges (altitude maxima, 1.426 m.), s'abaissent progressivement vers l'ouest et le nord-ouest pour se relier à la Lorraine ; de même, les terrains primaires plissés de la *Forêt-Noire* s'enfoncent vers l'est sous les couches triasiques et jurassiques de la Souabe, qui plongent en sens inverse de celles du Bassin de Paris. L'ensemble constitue, si l'on fait abstraction du fossé rhénan, une sorte de grand dôme à noyau hercynien.

Vers le sud, le Massif vosgien est beaucoup plus nettement délimité que du côté lorrain par la *dépression de Belfort*, qui le sépare du Jura et qui correspond à une zone de terrains secondaires très disloqués. Cette zone se prolonge au pied même des Vosges du côté de la plaine du Rhin, constituant une sorte de long gradin, d'ailleurs assez discontinu, intermédiaire entre les Vosges et la plaine alsacienne (*zone sous-vosgienne*), qui est la seule région d'Alsace où se trouvent des calcaires, fournis par des lambeaux jurassiques dénivelés, témoins d'une ancienne couverture du socle hercynien affaissée, recouverts par de l'Oligocène, également dénivelé par rapport aux dépôts de même âge enfouis dans le fossé.

Le noyau de terrains primaires, plissés suivant la direction varisque, montre une très grande prédominance de schistes cristallins et de granites, avec quelques bandes de schistes beaucoup moins métamorphiques (schistes de Villé et de Steige). Des terrains primaires d'âge reconnaissable ne se rencontrent qu'au nord et au sud de ce grand massif cristallin, comprenant seulement du Dévonien et du Dinantien, comme dans l'Est du Massif Central. Ils se trouvent en deux régions : au nord, aux environs de Schirmeck et de Saint-Dié, dans les vallées de la Bruche et du Rabodeau ; au sud, au voisinage de Belfort et de Thann, où les terrains dévono-dinantien constituent, en particulier, un grand synclinal (*synclinal de Thann*) se présentant en plan avec une direction en S très atténué, dans le Massif des Ballons.

En outre, quelques petits bassins houillers, accompagnés de Permien, se rencontrent sensiblement dans les mêmes régions, le tout étant recouvert en discordance par les grès triasiques, généralement concordants avec ceux du Permien supérieur lorsque ceux-ci se rencontrent au-dessous d'eux, mais beaucoup plus transgressifs sur le massif hercynien.

1° LES TERRAINS ANTÉ-HERCINIENS.

Ces terrains primaires, dont je viens de donner une esquisse très sommaire, ont donné lieu à des discussions tout à fait analogues à celles qui se sont produites au sujet des mêmes terrains dans le Massif Central, et il importe d'entrer dans quelques précisions à leur égard. Ils ont été principalement étudiés d'abord par Ch. Vélain et M. Albert Michel-Lévy, puis plus récemment par M. Jung.

Pour ce dernier, la série anté-dévonienne est cons-

tifiée par des formations qui ont été maintes fois plissées et métamorphosées avant d'être englobées, comme un matériel ancien, dans les Vosges hercyniennes. Il admet, en effet, qu'il n'existe pas de passage latéral entre les gneiss et les terrains dévonodiniens et que des galets de gneiss se trouvent, en outre, dans les conglomérats de ces terrains.

Les gneiss sont surtout développés dans les Vosges Centrales, où ils forment des massifs allongés dans le sens du plissement. On peut y distinguer trois massifs principaux : 1° celui de Sainte-Marie-aux-Mines, s'étendant du col du Bonhomme à la plaine du Rhin ; 2° celui d'Urbeis, le plus important, formant un arc concentrique au précédent jusqu'à Gérardmer ; 3° celui de Remiremont, qui se poursuit jusqu'à Bruyères, et, en outre, quelques autres plus restreints. Parmi ces gneiss, qui correspondent à la série profonde que Grubenmann a dénommée « catagneiss », ceux à biotite sont les plus fréquents, avec intercalations de gneiss à sillimanite, à cordiérite, à grenats, à amphibole, ainsi que d'amphibolites et de cipolins. Ils sont parfois intimement associés au granite en un même complexe. Des *micaschistes* et roches connexes ne se montrent qu'en bandes étroites et très étirées, ou même mylonitisées, immédiatement au nord du gneiss d'Urbeis ; ils correspondent à un métamorphisme de moyenne profondeur (« méso-gneiss » de Grubenmann).

La série dite des *schistes de Villé* est formée de schistes sériciteux gris, très finement plissés et n'ayant subi qu'un métamorphisme général très léger (« épigneiss »). M. Jung les considère comme *camabriens* par analogie avec des schistes semblables de Thuringe. Quant aux *schistes de Steige*, qui forment une unique bande entre Saales et Andlau, ce sont des schistes tendres, rouges ou violacés, très fissiles, de

type ardoisier, qui rappellent aussi beaucoup les schistes *cambriens* de Thuringe et de l'Ardenne.

La série dévono-dinantienne, indépendante de la précédente pour M. Jung, comprend les terrains suivants :

1° Le Dévonien est réparti en deux régions : l'une au nord, dans les vallées de la Bruche et du Rabodeau ; l'autre dans la région de Belfort, où il forme des collines schisteuses surgissant en flots au travers de la couverture permienne et secondaire, au sud du grand synclinal dinantien.

Dans la vallée de la Bruche, où il forme une longue traînée coupant en biais le massif granitique du Champ-du-Feu, il est presque uniquement formé de *roches volcaniques* (coulées et tufs d'andésites ou de dacites, le plus souvent métamorphisés par le granite), auxquelles s'associent des schistes, arkoses rouges et conglomérats, ayant fourni des fossiles de l'Eifélien (*Calceola sandalina*) et du Givétien. Dans la vallée du Rabodeau, près de Senones, il est encore essentiellement volcanique, mais n'a fourni aucun fossile. Par contre, dans la région plus méridionale de Belfort, le Dévonien est essentiellement schisteux et il est considéré par M. Jung comme d'âge Famennien, tandis que M. Albert Michel-Lévy l'a attribué au Dévonien moyen.

2° Le Dinantien ne se rencontre que dans le grand synclinal de Thann, dans le Sud des Vosges, représenté par ses deux étages habituels.

Le Tournaisien, qui forme la majeure partie du massif primaire des Ballons, où il constitue les deux flancs du grand synclinal à axe viséen, est surtout schisteux et gréseux, parfois aussi en grande partie volcanique (andésites et trachytes albitiques, avec

des roches intrusives : diabases, diorites et gabbros) ; il a été traversé obliquement par le massif granitique du Ballon d'Alsace. Ses schistes noirs ne renferment que des Radiolaires et des restes de végétaux, généralement indéterminables.

Quant au Viséen, qui forme un large faisceau synclinal s'étendant en arc de cercle des environs de Luxeuil à Guebwiller, par Plancher-les-Mines, Massevaux et Thann, il diffère du Tournaisien par l'importance qu'y prennent les conglomérats, corrélatifs de mouvements d'émergence pré-hercyniens. Il se divise d'ailleurs en une série inférieure marine et une supérieure continentale, toutes deux fossilifères.

Les roches volcaniques vosgiennes sont surtout abondantes dans le Viséen, comprenant des andési-labradorites, des trachytes plus ou moins albitiques (porphyres bruns) et des rhyolites amphiboliques noires.

D'autre part, en ce qui concerne les granites des Vosges, tous ceux dont l'âge a pu être déterminé sont *hercyniens* d'après M. Jung (1), ayant métamorphosé le Dévonien et le Tournaisien, mais non le Viséen. Il en existe plusieurs massifs, de composition et de texture différentes ; mais il est impossible actuellement de dire s'ils proviennent d'un même magma par différenciation ou bien s'ils sont dus à des intrusions successives et indépendantes. Par exemple, au Champ-du-Feu et à Andlau se trouvent des granites à biotite et d'autres à amphibole (Hohwald, Senones), semblables à ceux des Ballons d'Alsace et de Servance. Par contre, le granite des

(1) M. Jung indique toutefois qu'un conglomérat du Dévonien moyen de la vallée de la Bruche, métamorphosé par le granite hercynien du Champ-du-Feu, renferme des galets d'un granite antérieur, qui serait anté-dévonien, mais qui ne paraît pas avoir été identifié avec le granite de l'un des massifs connus.

Vosges Centrales ou des Crêtes, le plus important de tous, est un granite porphyroïde à grands cristaux blancs d'orthose dans une pâte assez foncée à oligoclase, biotite et un peu d'amphibole ; cette dernière devient abondante dans deux bandes, formées par un granite porphyroïde à amphibole. En outre, il existe en divers points des granites à deux micas et des granites à muscovite (granulites), mais d'importance secondaire par rapport aux précédents.

Enfin, il se rencontre des *péridotites*, généralement transformées en serpentine, en très petits filons ou filons-couches, dont les plus nombreuses sont intercalées dans les gneiss et quelques-unes dans le Dinantien du Massif des Ballons (mais qui seraient alors en « klippes » intercalées tectoniquement et non injectées dans le Culm).

* * *

A la suite de cet exposé, emprunté à M. Jung, on peut observer que, peut-être, la notion que les schistes cristallins des Vosges correspondraient à un « matériel ancien » repris dans les plissements hercyniens serait trop général et ne s'appliquerait pas à tous ces schistes cristallins. En effet, si la grande majorité des granites vosgiens sont hercyniens et si, d'autre part, la délimitation des granites et des gneiss, souvent associés en un même complexe, est alors imprécise, comme l'indique M. Jung, on en pourrait peut-être déduire que certains gneiss sont le résultat du métamorphisme général hercynien. Il est intéressant, à cet égard, de remarquer qu'à une époque où le rôle du métamorphisme général n'était cependant pas mis en évidence, Elie de Beaumont a pensé que le gneiss des Vosges résulterait du métamorphisme des terrains dévono-dinantien. D'autre part, une semblable opinion peut découler aussi des études de M. Albert Michel-Lévy et Ch. Vélain sur les terrains anté-houillers du synclinal de Thann, où se rencontrent les mêmes faits que dans le Morvan.

Bien qu'un lambeau de gneiss « voisine avec le Dévon-Dinantien sans en être séparé par un accident tectonique de quelque importance » et qu'en un autre point on trouve des gneiss très granitisés « à quelques centaines de mètres de grauwackes qui ne le sont pas du tout », sans que M. Jung ait pu reconnaître ce qui existe dans l'intervalle, il ne paraît pas absolument certain qu'il ne puisse exister de passage entre les deux états des schistes en question. D'ailleurs, certains gneiss peuvent être anciens, sans qu'ils le soient nécessairement tous. De même que dans le Massif Central, la question de l'âge des schistes cristallins ne semble pas encore définitivement résolue et peut-être même y aura-t-il lieu de faire une part à des gneiss anciens et une à d'autres d'âge hercynien.

La conception de M. Jung l'a conduit à admettre que les Vosges, comme le Morvan, appartiennent à un « géanticlinal de l'Europe moyenne », compris entre un « géosynclinal ardennais et rhénan », au nord, et un « géosynclinal méditerranéen » au sud, lequel comprend la Montagne-Noire, où le Dévonien est complet. La valeur de cette hypothèse est évidemment liée à l'âge réel des schistes cristallins.

En ce qui regarde la série des *éruptions vosgiennes*, M. Albert Michel-Lévy la considère comme tout à fait analogue à celle des éruptions du Massif Central. Dans le Dévonien, avant le Famennien, se montrent des roches pyroxéniques (diorites, diabases, gabbros, porphyrites) provenant peut-être, en partie, de la digestion d'anciennes couches calcaires par le magma granitique. Au Famennien et au Dinantien, se sont épanchées des coulées d'ortho-albitophyres (trachytes albitiques de M. Jung) et de porphyrites oligoclasiques, accompagnées de tufs, constituant des roches sodiques. Enfin, les coulées d'orthophyres (trachytes) avec tufs, brèches et conglomérats éruptifs, produites au Viséen, sont des roches potassiques, dérivant des granites.

2° LES PLISSEMENTS HERCYNINIENS POST-DINANTIENS.

La direction générale des plis et dislocations qui intéressent la série dévono-dinantienne, tout en oscillant autour de la direction varisque normale, pré-

sente, comme je l'ai déjà indiqué, deux inflexions en sens contraire lui donnant, en plan, la forme d'un S aplati.

De même que dans le Massif Central, de nombreuses zones mylonitiques existent dans les schistes cristallins et les granites, leur puissance excluant d'ailleurs, pour M. Jung, l'hypothèse de simples plis-failles locaux. Le plongement des surfaces de chevauchement se fait vers le sud, sous un angle de 60 à 70°, et M. Jung a émis l'idée que cette structure serait celle d'un pays de *racines de nappes*, s'étant étendues vers le NW et qui ont disparu par érosion (cette direction étant inverse de celle du chevauchement des nappes cévenoles à partir du Lyonnais). En outre, ces accidents hercyniens présentent une série de surélévations et d'ennoyages, expliqués par des ondulations transversales par M. Jung.

Quant à la prolongation de ces plis hercyniens de part et d'autre du Massif vosgien, il est déjà impossible d'établir avec certitude, au travers de la plaine d'Alsace, leur raccord avec ceux de la Forêt-Noire. En sens inverse, du côté de l'ouest, on a admis primitivement que la région dévonienne de Saint-Dié et Schirmeck serait la prolongation de celle du Morvan et que le synclinal de Thann prolonge celui de Blanzky-Bert. Mais cette assimilation est rendue actuellement un peu douteuse par la remontée vers l'ouest de l'extrémité occidentale du synclinal de Thann.

3° LA SÉRIE PERMO-HOUILLÈRE.

Les dépôts postérieurs au plissement hercynien qui a suivi le Dinantien se rencontrent dans trois bassins indépendants :

1° *Le bassin de Saint-Dié et Villé*, où le Stéphanien n'existe en grande partie qu'à l'état de lambeaux

encastrés entre des failles et se montre concordant avec le Permien qui, très épais au centre du bassin, diminue progressivement de puissance vers les bords de celui-ci, où l'on ne rencontre que ses termes supérieurs transgressifs ;

2° *Le bassin de Sainte-Hippolyte*, où le Houiller a été presque entièrement enlevé par érosion, sauf des lambeaux de Westphalien reposant sur le granite, faillés et plissés, qui ont été recouverts en discordance par le grès bigarré, le Permien étant absent ou réduit à quelques mètres de grès rouges concordants avec la base du Trias ;

3° *Le bassin de Ronchamp*, où le Stéphanien est complet et surmonté en concordance par le Permien, tandis que le Trias est discordant sur eux.

Le Westphalien est formé de conglomérats à stratification entrecroisée, arkoses charbonneuses (autrefois exploitées) et schistes, à flore westphalienne.

Le Stéphanien présente un faciès houiller continental analogue au précédent, constitué aussi par des conglomérats, des arkoses grossières et des schistes à végétaux, parfois productifs (200 m. de puissance à Ronchamp). Ses couches tout à fait supérieures dans le Bassin de Villé contiennent, à la fin, des couches de houille et des intercalations de calcaires siliceux à Ostracodes et de dolomie, constituant une zone de passage au Permien.

Le Permien inférieur (Autunien) est formé, dans la région de Villé, par des arkoses et schistes violacés à *Callipteris conferta*, tandis que dans la région sud (Val d'Ajol et Ronchamp) il est constitué par des matériaux volcaniques (argilolites, tufs bariolés et coulées de porphyres).

Ces dépôts houillers et autuniens ont été vraisemblablement intéressés par la phase hercynienne du

Permien, qui a mis fin à l'histoire des fossés houillers du Massif Central et à celle de la Sarre.

4° L'HISTOIRE POST-HERCYNIENNE DES VOSGES.

Des dépôts grossièrement détritiques et encore continentaux, formés d'arkoses rouges grossières passant, vers le bord des bassins, à des conglomérats, correspondent aux étages supérieurs du Permien (Saxonien et Thuringien) ; ils sont encore à peu près localisés dans les bassins précédents, quoique déjà transgressifs sur les bords du bassin de Saint-Dié et Villé, comme nous l'avons vu précédemment. Vers le sommet de cette série détritique grossière, témoignant de la destruction en cours des reliefs hercyniens, on observe quelques intercalations de dolomies, qui doivent correspondre à l'avancée extrême du faciès thuringien du Permien supérieur, lequel est d'ailleurs bien caractérisé dans les affleurements permieniens qui se rencontrent à la base des grès triasiques de la Hardt.

D'autre part, cette époque a été marquée par une *activité volcanique générale*, bien plus étendue qu'au Permien inférieur, qui a donné encore des rhyolites en de nombreux points (vallée de la Bruche, Val d'Ajol, Ronchamp) et au contraire des roches basiques (mélaphyres ou basaltes) auprès de Senones.

La transgression amorcée au Permien supérieur sur le socle hercynien s'est ensuite progressivement accentuée au Trias, les dépôts de cet âge débordant graduellement ceux du Permien et venant reposer directement sur les terrains anciens. Pendant la première partie du Trias inférieur (*grès vosgien*), la transgression n'était pas encore très forte ; il s'y est formé une puissante série de grès grossiers, avec intercalations de conglomérats à éléments parfois très

gros des roches anciennes détruites par l'érosion (au Donon, le grès vosgien atteint une épaisseur d'environ 500 mètres et ses poudingues contiennent certains galets atteignant 20 à 25 kilogrammes). La puissance de cette formation est très variable ; d'autre part, la disposition lenticulaire des poudingues et la stratification souvent entrecroisée des couches gréseuses donnent à ces dépôts le caractère d'une formation alluviale, plutôt que celui d'une véritable formation marine. Les gros galets ont d'ailleurs une origine très locale et il devait probablement subsister des reliefs non détruits.

Par contre, lors du dépôt du grès *bigarré* proprement dit, les conditions étaient devenues bien plus uniformes et franchement marines, tout en indiquant une profondeur d'eau très faible. A la base se montrent encore quelques lits de *petits* galets dans des grès massifs et compacts ; puis viennent des grès très fins et fissiles, parfois riches en empreintes végétales, composés de fins grains de quartz, de nombreuses paillettes micacées détritiques et d'un fond argileux plus ou moins abondant, indiquant à la fois une trituration plus complète des débris des roches anciennes qui ont fourni ces éléments et des conditions de dépôt devenues relativement tranquilles.

Il est probable qu'à la fin du Trias inférieur il ne devait plus guère subsister de terres émergées au milieu d'une mer très peu profonde recouvrant la majeure partie, au moins, de l'emplacement des Vosges et de la Forêt-Noire, qui ne constituaient alors qu'un même massif. Il semble bien qu'en tout cas la submersion a dû être complète au Trias moyen, quoique, de même que pour les couches triasiques supérieures et les couches jurassiques suivantes, qui ont pu recouvrir l'emplacement des Vosges hercyniennes, il n'en subsiste aucun témoin au-dessus de celles-ci.

Certains géologues allemands ont autrefois émis l'opinion que les mers secondaires reliant le Bassin de Paris à la Souabe auraient recouvert les Vosges et la Forêt-Noire sans discontinuité jusque vers la fin du Jurassique, en se fondant sur le fait que sur la rive droite du Rhin en amont de Fribourg-en-Brigau, dans le fossé effondré, il existe un témoin jurassique contenant du Callovien, de l'Oxfordien et de l'Argovien, se reliant aux mêmes étages des environs de Bâle et du Jura argovien. En outre, dans les lambeaux dénivelés de la zone sous-vosgienne, les couches jurassiques (jusqu'au Bathonien) présentent le faciès souabe et sont plus argileuses que celles du Bassin de Paris.

Mais cette opinion a été depuis longtemps combattue par Albert de Lapparent, qui a admis qu'il s'est produit des alternatives d'immersions et d'émersions. Si la submersion peut avoir été complète au Trias moyen et même encore au Trias supérieur, malgré son faciès keupérien lagunaire, l'existence de couches à insectes dans le Rhétien inférieur aux Schämbelen, dans le Jura argovien, lui a servi d'argument pour admettre qu'il existait une émergence plus ou moins complète des Vosges et de la Forêt-Noire à cette époque, ces insectes n'ayant pu vivre sur une terre plus méridionale, car dans cette direction se trouvait le géosynclinal alpin. Par contre, A. de Lapparent a admis que de nouveau s'était produite une immersion à peu près complète à partir de l'Hettangien et que, probablement encore avec quelques oscillations, cet état de choses a dû durer jusqu'au Bathonien, dont les dépôts sont encore marneux en Alsace comme en Souabe, alors qu'ils se présentent en Lorraine sous le faciès de la Grande Oolite.

Quant aux étages plus récents du Jurassique, comprenant du Callovien à l'Argovien, qui se trouvent

au voisinage de Fribourg, A. de Lapparent a émis l'hypothèse qu'ils se sont déposés dans une dépression se reliant à la région du Jura argovien, qui a pu préparer l'affaissement et l'ennoyage du fossé rhénan à l'Oligocène. On ne connaît en tout cas aucun indice d'une submersion, même partielle, des Vosges après le Bathonien, même au Crétacé (malgré la transgression très générale du Crétacé supérieur sur la plupart des massifs hercyniens qui encadrent le Bassin de Paris), ni au Tertiaire inférieur.

D'ailleurs si, à l'Oligocène, on retrouve les traces d'une nouvelle époque de sédimentation dans le fossé rhénan de la plaine alsacienne, analogue à la Limagne, qui a séparé définitivement les Vosges de la Forêt-Noire, et s'il en existe aussi des témoins dans les lambeaux sous-vosgiens, partiellement dénivelés, on n'a aucun indice que ses dépôts se soient étendus, d'une façon notable, sur le Massif vosgien proprement dit. L'histoire de celui-ci ne comporte ensuite que des mouvements de surrection néogènes, corrélatifs des phases alpines de plissement, qui l'ont fortement dénivelé par rapport au fossé alsacien et se sont répercutés, dans le massif même et jusqu'en sa bordure occidentale, par une série de cassures ayant amené un morcellement et des dénivellations locales, dont certaines sont encore actuellement le siège de dégagements hydrothermaux (par exemple, à Plombières). M. Jung a observé qu'à l'inverse des dislocations hercyniennes, ces cassures, d'âge alpin, ne sont pas accompagnées de mylonites ; mais la distinction peut en être délicate dans les terrains cristallins.

D'autre part, en raison du relief ainsi acquis à la fin du Néogène, le Massif vosgien a été, au Pléistocène, le théâtre de *phénomènes glaciaires* dont on retrouve les traces, dans ses grandes vallées, par des dépôts morainiques et une série de lacs post-glaciaires.

B. — LES BASSINS SECONDAIRES ET TERTIAIRES ET LES CHAINES RÉCENTES

I. — LE FOSSÉ ALSACIEN

Au bord sud des Vosges, dans la région de Belfort, la ceinture des grès triasiques et des niveaux plus récents du Trias, puis des couches jurassiques, devient extrêmement étroite avant les premiers plis du Jura, présentant une direction générale SW-NE, qui est à la fois celle des plis hercyniens varisques et celle des plis voisins des terrains secondaires du Jura. Les couches secondaires qui la constituent sont dénivelées par rapport au noyau vosgien par de longues failles, formant un faisceau qui, tournant ensuite au NNE, puis au N, va délimiter les Vosges de la plaine de la Haute-Alsace.

Au pied de la grande falaise des Vosges hercyniennes, se rencontrent des lambeaux discontinus de terrains secondaires, renfermant jusqu'au Bathonien inclus et disposés en gradins successifs, qui témoignent d'un affaissement de l'Alsace par rapport aux Vosges. Au sommet de quelques-uns de ces lambeaux jurassiques, on rencontre aussi des témoins de couches oligocènes qui, d'abord plus ou moins inclinées, deviennent à peu près horizontales vers le bas de la falaise, avant de s'enfouir dans le sous-sol de

la plaine alsacienne. Ces témoins en paliers superposés sont intéressés par les failles, lesquelles sont donc d'âge postérieur à l'Oligocène et évidemment en relation génétique avec la formation du Jura et des Alpes. Elles se sont produites d'une façon analogue aux dislocations de la Limagne dans le Massif Central, toutefois avec une direction à peu près normale à celle du bord alpin voisin, au lieu de lui être sensiblement parallèle.

Lorsqu'on examine d'ailleurs la situation du bord méridional du Massif vosgien et de celui de la Forêt-Noire, on voit que, probablement par une inégalité d'action des poussées alpines sur l'avant-pays, il s'est produit un véritable décrochement entre les deux massifs, celui des Vosges étant notablement déplacé au nord par rapport à la Forêt-Noire, ce qui explique la difficulté, indiquée précédemment, de raccorder les plis hercyniens des deux massifs au travers de la plaine d'Alsace. Il faut aussi rappeler que l'existence d'un ennoyage antérieur, à l'époque callovo-argovienne, dont il a été question plus haut, a pu jouer un rôle précurseur dans la production du nouvel ennoyage oligocène, qui a précédé lui-même la fracturation.

Les recherches récentes faites dans la Haute-Alsace ont d'ailleurs montré que le fossé rhénan s'y complique de dislocations secondaires (fig. 13) qui le font bifurquer vers sa terminaison méridionale, en un fossé de *Dannemarie*, prolongement direct du grand fossé principal, qui est limité à l'ouest par la Côte de Bourogne et dont l'axe passe par Delle, et un fossé de *Sierentz*, plus oriental, qui se dirige au SE vers Bâle. Ces deux fossés sont séparés par un voussoir d'Oligocène moins affaissé, se terminant vers le nord à Mulhouse, qui a été dénommé *horst de Mulhouse*.

En suivant le pied des Vosges vers le nord, la zone,

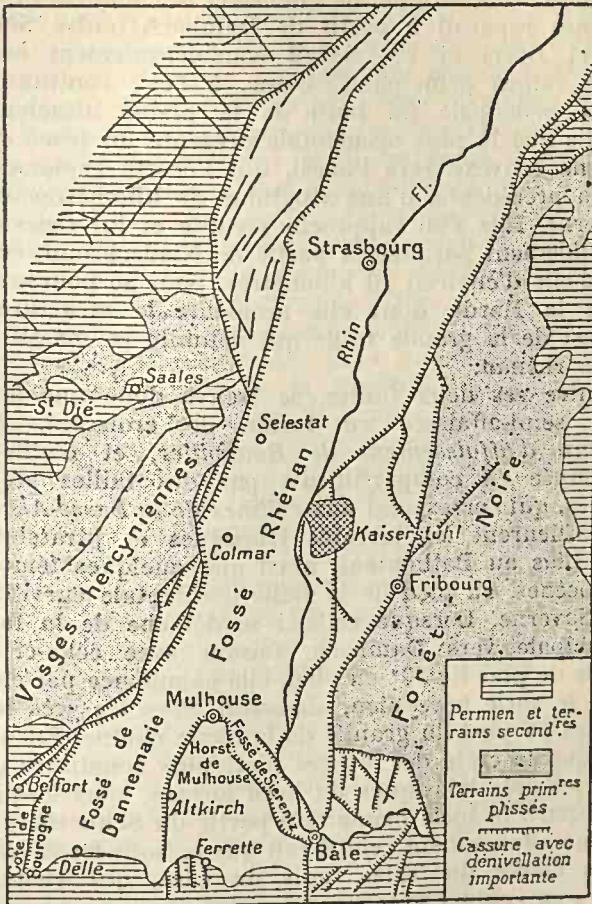


FIG. 13. — Le bassin oligocène alsacien (d'après J. Jung).

jusqu'à discontinue, de lambeaux secondaires et oligocènes reparait à partir de Dambach (entre Sélestat et Barr) et s'y élargit considérablement entre deux failles principales. L'une, à l'est, continue la faille principale du bord de la plaine alsacienne, tandis que la plus occidentale présente un tracé curviligne convexe vers l'ouest, qui l'écarte rapidement de la précédente, d'une vingtaine de kilomètres vers Saverne. Elle s'en rapproche ensuite et lui redevient sensiblement parallèle à partir de Niederbronn, écartée d'elle d'environ 10 kilomètres, pour se poursuivre dans la Hardt, dont elle accidente la structure à l'ouest de la grande faille qui délimite ce massif du fossé rhénan.

Entre ces deux failles, se trouve donc une large aire semi-affaissée en forme de croissant, dite *champ d'affaissement de Bouxviller*, et d'ailleurs découpée en compartiments par des failles secondaires, qui correspond aux *collines de la Basse-Alsace*, où affleurent les terrains triasiques et jurassiques (du Lias au Bathonien), ainsi que quelques témoins oligocènes, au pied de la faille occidentale curviligne de Saverne. Lorsque celle-ci se détache de la faille principale vers Dambach, faisant avec celle-ci un angle de plus de 30° en plan, elle commence par entamer le socle hercynien, abaissant alors les grès triasiques au pied du granite de la haute chaîne. Ensuite, lorsque la crête des Vosges n'est plus constituée que par les grès triasiques du bord lorrain, sous lesquels a disparu le socle primaire à partir du Schneeberg, le même affaissement relatif fait que ce sont les niveaux plus élevés du Trias, puis du Lias, qui viennent alors en contact avec les grès triasiques.

D'autre part, ceux-ci étant régulièrement plongeants vers l'ouest, l'avancée de la faille dans cette direction réduit la largeur de leur affleurement et, en

même temps, abaisse l'intersection de ces grès par la failles principales se sont rapprochées et sont redevenues parallèles, les témoins jurassiques ont disparu, et elles n'intéressent plus que les dépôts triasiques, et à une altitude minima pour leur traversée, ce qui est l'origine de la *dépression de Saverne*.

A partir des environs de Niederbronn, où les deux failles principales se sont rapprochées et sont redevenues parallèles, les témoins jurassiques ont disparu, et elles n'intéressent plus que les dépôts triasiques, puis, un peu plus loin encore, les couches permienes qui reparaissent à la base du Trias.

On doit noter que, sur le bord opposé du fossé rhénan, se montrent des faits analogues. Le fossé rhénan est séparé de la Forêt-Noire, depuis Bâle jusque vers Lahr, par un gradin intermédiaire où affleurent les couches jurassiques plus récentes que le Bathonien dont il a été question plus haut, puis le Trias, à mesure qu'on se dirige vers le nord, au pied de la faille passant par Fribourg qui délimite le socle hercynien de la Forêt-Noire. D'autre part, l'angle sud-ouest de ce socle est entaillé par une faille à tracé brisé, qui mord largement sur le massif granito-gneissique et au pied de laquelle se montrent le Permien et le Trias dans l'*aire affaissée du Dinkelberg* (Pl. V et fig. 13).

Il me faut rappeler que l'intérieur du massif hercynien des Vosges n'a pas échappé à une répercussion de ces dislocations et qu'il y existe des failles qui ont affecté les terrains de la couverture du socle ancien, ainsi que celui-ci naturellement.

LES DÉPÔTS OLIGOCÈNES DU FOSSÉ ALSACIEN.

Ces dépôts présentent un intérêt particulier, en raison de la rencontre des couches pétrolifères ex-

plottées aux environs de Pechelbronn, au nord de Strasbourg et près de Soultz, d'une part, et des couches potassifères des environs de Mulhouse, d'autre part. S'il existe quelques dépôts d'eau douce datant de la fin de l'Eocène dans la région méridionale, produits dans un ancien « lac sundgovien », la grande masse de ces dépôts, formés dans un couloir prolongeant au sud le Bassin de Mayence et qui a atteint la région occupée par les premiers chaînons du Jura entre Montbéliard et Bâle, est exclusivement d'âge oligocène, de même que le remplissage de la Limagne. On y peut encore distinguer les deux étages classiques de cette série.

1° Le Sannoisien présente d'importantes variations de faciès suivant les différentes parties du bassin, surtout dans le Sud, où le horst de Mulhouse s'intercale entre le fossé de Danne-marie, prolongation directe du fossé rhénan de l'aval, et le fossé de Sierentz. Les nombreux forages exécutés pour la recherche du pétrole et celle du sel potassique (mélange de KCl et de NaCl, dit sylvinite) ont fourni à cet égard des indications précises. Suivant M. Jung, on peut résumer ainsi ces variations de faciès :

Aux environs de Pechelbronn, le Sannoisien présente une épaisseur de 850 m. ; il repose sur du Jurassique par une zone dolomitique, surmontée par des couches rouges et ensuite par les *couches de Pechelbronn*, puissant complexe formé par des alternances indéfiniment répétées de couches marneuses et de lits sableux imprégnés de pétrole ou d'asphalte. Les marnes renferment quelquefois des Foraminifères marins, mais en général leur faune est exclusivement formée, comme à Pechelbronn, de Mollusques d'eau douce. Les couches pétrolifères sont recouvertes, à Lobsann, par un calcaire lacustre, imprégné d'asphalte, contenant des empreintes végétales, avec Mollusques d'eau douce et terrestres et des restes de Mammifères ne laissant aucun doute sur l'âge sannoisien de cette faune.

Dans la région potassique au nord de Mulhouse, le Sannoisien est constitué, à sa base, par des marnes vertes reposant sur

le Jurassique, suivies de marnes dolomitiques avec couches d'anhydrite, leur ensemble ayant 160 m. de puissance. Puis vient une puissante série, de 900 m. d'épaisseur, de marnes feuilletées, renfermant de nombreuses couches de sel (atteignant jusqu'à 11 m. d'épaisseur) et deux couches de sylvinite (de 1 m. 50 à 5 m.). Une zone fossilifère s'intercale au milieu de cette série, renfermant une faune d'eau saumâtre avec nombreuses empreintes végétales; cette série, essentiellement lagunaire, se termine par des marnes bariolées avec bancs calcaires, dolomitiques, gréseux et couches d'anhydrite, de gypse et de sel, renfermant des Ostracodes, des Limnées et des Charas.

Dans le fossé de Dannemarie, on trouve une succession analogue; mais les marnes vertes de la base y sont remplacées par des marnes à gypse et, d'autre part, l'épaisseur totale du Sannoisien se réduit à 350 m. au lieu de celle de plus de 1.000 m. existant dans le bassin potassique.

Sur le horst de Mulhouse, la série est fortement réduite, comprenant à sa base un calcaire à *Melania Lauræ*, dont le substratum est d'ailleurs inconnu, surmonté, après une lacune, par des marnes en plaquettes tout à fait analogues à celles de la série potassifère, mais d'épaisseur beaucoup moindre, n'atteignant pas 50 m.

D'autre part, sur le palier de Sentheim, à demi dénivélé au pied des Vosges, le Sannoisien est représenté par une puissante série de conglomérats rouges littoraux, avec une intercalation de marnes feuilletées, ayant au total une épaisseur de 650 m. L'étude de ces conglomérats a d'ailleurs conduit à des résultats intéressants, en démontrant qu'il a dû se produire à l'Oligocène une dénudation progressive des Vosges. En effet, les plus anciens ne contiennent d'abord que des galets de Jurassique, puis ceux-ci se mélangent de Trias et ensuite on trouve des galets de schistes cristallins dans les conglomérats supérieurs, qu'on a d'abord rapportés au Stampien.

2° Le Stampien montre, au contraire, une constitution beaucoup plus uniforme dans toutes les parties du bassin (il manque sur le palier de Sentheim), en même temps que des faciès marins. Toutefois, tandis que dans le Sundgau sa base est constituée par des sables marins fossilifères analogues à ceux du bassin de Mayence et renfermant la même faune que les

sables d'Etrenchy et de Jeurre auprès d'Etampes, cette base est constituée, dans les sondages faits dans le fossé alsacien, par des marnes riches en Foraminifères. Celles-ci sont surmontées par des schistes à Poissons, puis la série se termine par des marnes à Cyrènes. Les épaisseurs traversées par les forages ont été de 500 m. environ à Pechelbronn et de 350 m. environ dans le bassin potassique et le fossé de Dannemarie ; sur le horst de Mulhouse, le sommet de cette série a été enlevé, en sorte que son épaisseur primitive y est inconnue.

En certains points de l'Alsace, on connaît, au-dessus de la série oligocène, un Aquitanien d'eau douce à *Helix Ramondi*. L'histoire de la sédimentation laguno-marine s'y termine donc avec l'Oligocène, de même que dans le Massif Central.

La dénivellation du substratum, correspondant à l'enfoncement du fond du fossé pendant la sédimentation, a donc été considérable, puisque la totalité des dépôts oligocènes ainsi accumulés par subsidence peut atteindre et même dépasser 1.500 mètres. Quant à la dénivellation totale de ce substratum, elle est beaucoup plus considérable, en raison du jeu de cassures postérieures. On peut d'ailleurs, à ce sujet, se poser la même question que pour la Limagne, à savoir s'il s'est seulement produit, sur l'emplacement de l'ancien fossé de subsidence, un effondrement postérieur à un bombement général de toute la région, ou bien si, en réalité, le fossé n'a participé que partiellement à la surrection des deux massifs jumeaux des Vosges et de la Forêt-Noire. En ce qui concerne le fossé alsacien, la première interprétation peut se justifier par le fait que le Pléistocène de la plaine d'Alsace dépasse parfois 200 mètres d'épaisseur pour les alluvions anciennes, ce qui indique peut-être une continuation de l'affaissement sur l'emplacement du fossé alsacien.

**

Nous devons ajouter, pour terminer, en franchissant quelque peu le Rhin, que la ressemblance du fossé alsacien avec la Limagne se complète par l'existence du petit *massif volcanique du Kaiserstuhl*, qui se dresse au milieu de la plaine rhénane. Les éruptions y comprennent successivement des téphrites accompagnées de tufs et conglomérats, des phonolites et leucophonolites (c'est-à-dire des roches alcalines relativement acides), puis une série très basique de limburgites et néphélinites.

L'âge de ces éruptions a été très discuté ; elles paraissent à peu près contemporaines de celles de phonolites et basaltes à mélilite de l'Höhgau, au nord de Schaffhouse, accompagnés de tufs de projection reposant sur le Sarmatien et renfermant des intercalations de couches à *Helix sylvana*, qui contiennent la flore d'œningen (Pontien). Elles seraient ainsi contemporaines des premières éruptions du Cantal, du Mont-Dore et même de la Limagne.

D'autre part, quelques cheminées volcaniques ont été observées sur le versant occidental des Vosges, à Essey-la-Côte, en une région où un réseau de fractures, évidemment corrélatives de celles du fossé rhénan, ramène de la profondeur des fragments de socle cristallin au travers de la couverture triasique. Enfin nous savons déjà que diverses sources thermales du bord occidental des Vosges, telles celles de Plombières, se rencontrent dans des conditions analogues ; elles semblent pouvoir être aussi considérées comme une manifestation très atténuée de la même activité interne.

II. — LE BASSIN DE PARIS

Avec les couches triasiques de Lorraine, qui plongent doucement et régulièrement vers l'ouest et sous lesquelles s'ennoie le massif hercynien des Vosges, nous pénétrons dans la bordure orientale du Bassin de Paris, au sens géologique (Pl. I et V).

La constitution géologique du Bassin de Paris est tout à fait classique ; elle a fait l'objet d'une très importante coordination due à M. Paul Lemoine, ayant paru en 1911 et depuis laquelle seuls des faits nouveaux d'importance secondaire ont été reconnus. D'autre part, l'histoire de la sédimentation aux temps secondaires et tertiaires a été exposée dans ses grandes lignes, presque avec autant de développement que je pourrais le faire en ce volume, dans mon petit ouvrage antérieur : *Les anciennes Mers de la France et leurs dépôts*. Je crois donc inutile de revenir ici sur cette question et je me bornerai, avant d'exposer les grandes lignes de sa structure, à rappeler l'encadrement de ce bassin par les divers fragments de l'ancienne chaîne hercynienne dont je viens, dans les pages précédentes, d'indiquer sommairement la constitution géologique et sur lesquels certaines des mers successives qui ont occupé cet ennoyage ont pu déborder, plus ou moins largement, lors des époques de transgression.

1° L'ENCADREMENT DU BASSIN DE PARIS.

Cet encadrement est bien défini à l'ouest par le Massif armoricain, au sud par le Massif Central, à

l'est par le Massif vosgien et au nord-est par les Massifs rhénaux, puis ardennais. Cependant, au sud-ouest, le Bassin de Paris a communiqué avec celui de l'Aquitaine depuis le Lias jusqu'à la fin du Jurassique, par-dessus un ennoyage de la zone hercynienne constituant le *seuil du Poitou* entre les aires plus élevées de la Vendée et du Limousin. Ensuite, après une interruption pendant le Crétacé inférieur, cette communication s'était rétablie en un emplacement différent par un nouvel ennoyage que nous avons défini au travers du Massif armoricain, correspondant approximativement à l'emplacement de la vallée inférieure actuelle de la Loire.

Rappelons aussi qu'à l'époque oligocène, le Massif Central était assez aplani, tout au moins en certaines de ses parties, pour que des couloirs plus ou moins étendus aient été le siège d'une sédimentation lagunaire prolongeant d'une part les dépôts du Bassin de Paris et, d'autre part, se rattachant à ceux de l'Aquitaine et du Bassin rhodanien. Certains de ces couloirs, telle la Limagne, ont même pu, par un affaissement simultané, engouffrer des épaisseurs de sédiments incomparablement supérieures à celles que montrent les dépôts contemporains du Bassin de Paris.

Je rappellerai encore qu'à l'époque miocène, un ennoyage assez étendu s'est produit dans le Massif armoricain et a permis à la mer de l'Helvétien de pénétrer jusqu'au delà de Blois dans le Bassin de Paris (duquel la mer nummulitique avait disparu depuis la fin du Stampien pour faire place à un régime lacustre et fluvial), en un golfe qui, plus réduit au Miocène supérieur, a été l'ébauche de la vallée inférieure de la Loire actuelle (1). Celle-ci a cap-

(1) *Les anciennes Mers de la France et leurs dépôts*, fig. 25, p. 181.

turé ainsi les vallées descendant du Massif Central (y compris celles qui pouvaient drainer les couloirs oligocènes de la Limagne et du Forez), dont les cours devaient, à l'époque des sables de la Sologne, se poursuivre vers le nord dans la direction de la basse Seine, dont le bassin s'est trouvé ainsi très appauvri.

Au nord-est du Morvan (d'ailleurs lui-même probablement recouvert en grande partie) et avant que les Vosges aient été émergées, le Bassin de Paris s'ouvrait largement du côté du sud-est et de l'est vers le géosynclinal alpin et le bassin souabe. Après l'émergence des Vosges, il a subsisté, entre elles et le Massif Central, sur l'emplacement du seuil actuel de Langres, un large *détroit de la Côte-d'Or*, par lequel s'est poursuivie la communication du Bassin de Paris avec la région jurassienne et le géosynclinal alpin, jusqu'à la fin du Jurassique, époque à laquelle cette communication a été interrompue très temporairement, pour se rétablir pendant le Crétacé. Nous savons aussi que probablement, dès l'Oolitique inférieur et surtout au Bathonien, une surélévation du socle vosgien, tout en continuant à permettre une communication du Bassin de Paris vers l'est, au moins par les environs de Saverne, avec la région souabe, constituait toutefois un seuil auquel s'arrêtait le faciès oolitique du Bassin de Paris et au delà duquel, dans les collines de la Basse-Alsace, commence immédiatement le faciès souabe, beaucoup plus argileux. Cette communication a été rompue dès le Callovien, le Bassin de Paris se fermant ainsi vers l'est, suivant une ligne de rivage qui a été suivie par la ceinture des récifs coralliens après l'Oxfordien.

Enfin, tandis que le massif hercynien ardennais semble avoir constitué, en son bord méridional, le rivage du Bassin de Paris pendant le Trias et le Jurassique, un ennoyage du socle hercynien entre

l'Ardenne et le massif dévonien rhénan a dû être traversé pendant le Trias, comme cela a été indiqué plus haut. Mais il n'a plus constitué ensuite qu'un *golfe du Luxembourg*, simple dépendance du Bassin de Paris.

Après la terminaison du Massif ardennais vers l'ouest, l'encadrement du Bassin de Paris est moins bien défini. Si, en effet, le pli frontal de la chaîne hercynienne auquel s'est superposée la ride de l'Artois semble bien avoir été suivi de près par les rivages des étages jurassiques (avec une submersion du Boulonnais à partir du Bathonien comme nous l'avons vu) et encore jusqu'à l'Albien, la transgression débutant au Cénomaniens et présentant son maximum à l'époque du dépôt de la craie blanche a largement franchi cette ride, recouvrant la Flandre et une partie de la Belgique.

Après la régression très générale du Danien et un retour encore très limité au Montien, cet axe de l'Artois a été, de nouveau, recouvert par la mer thanétienne qui a apporté jusqu'à Bracheux une faune froide. Le Bassin de Paris, très réduit à l'époque éocène et n'ayant plus de communication avec la région rhodanienne ni avec l'Aquitaine, n'était d'ailleurs, au Thanétien, qu'un golfe se rattachant par la Belgique aux mers septentrionales. Cette communication avec la région belge par-dessus la ride de l'Artois s'est poursuivie jusqu'au Lutétien, accompagnée à partir de l'Yprésien par l'ouverture d'un chenal vers l'Atlantique sur la Manche occidentale (1). Par conséquent, si l'on envisage les mers du Crétacé supérieur et de la première partie de l'Eocène, le Bassin de Paris devrait comprendre aussi la région des Flandres. Il semble toutefois plus logique de le limi-

(1) *Les anciennes Mers de la France et leurs dépôts*, fig. 21, p. 165.

ter à la *ride de l'Artois et du Boulonnais*, tant au point de vue structural que par le fait que cette ride correspond approximativement au rivage des mers jurassiques et de la première partie du Crétacé.

Par contre, le Bassin de Paris, entendu comme unité géologique, doit aussi englober une petite partie de l'extrême Sud de l'Angleterre. En effet, le seuil de l'Artois et du Boulonnais se prolonge, au delà du Pas-de-Calais, par le long bombement du *Weald*, dont l'axe est constitué par du Crétacé tout à fait inférieur, bordé de part et d'autre par les couches plus élevées du Crétacé jusqu'à la craie blanche. Il s'y superpose d'ailleurs encore à la ride frontale de la chaîne hercynienne, laquelle reparait au jour plus à l'ouest, dans les *Mendip Hills*, après un ennoyage suivi d'un relèvement des couches secondaires. L'histoire géologique de l'Angleterre montre que, par-dessus un seuil post-hercynien, la communication du bassin anglo-parisien avec un bassin anglais plus septentrional, s'étendant sur tout l'Est de l'Angleterre, s'est faite aux temps secondaires, parfois d'une façon assez étroite par l'ensellement en question, tandis qu'à d'autres époques elle existait beaucoup plus largement au-dessus de cette ride, comme au-dessus de l'axe de l'Artois. Il faut remarquer toutefois qu'à l'époque éocène, le bombement du *Weald*, surgi à la fin du Crétacé, paraît avoir séparé le bassin méridional du Hampshire de celui de Londres, situé au nord de ce bombement, en raison de différences sensibles dans la composition du Nummulitique de ces deux bassins.

La délimitation, ainsi conçue, du Bassin de Paris par l'emplacement de la ride frontale hercynienne, depuis l'extrémité de l'Ardenne, nous conduit ainsi jusqu'au bord du canal de Bristol. Mais sa prolongation s'y trouve limitée vers l'ouest par un nouveau massif hercynien dont le bord prolonge, au travers de la

Manche, celui du Massif armoricain ; c'est le massif hercynien qui s'étend dans le Devonshire et la partie occidentale du Somerset et qui se termine au sud-ouest par la presqu'île de Cornouaille (Pl. I).

Je rappellerai enfin qu'à l'ère tertiaire, si l'ennoyage atlantique qui, dès l'Yprésien, a séparé ce massif hercynien du Massif armoricain a été le précurseur de la Manche occidentale, comme l'a montré l'examen des échantillons du fond de cette dernière, étudiés par M. L. Dangeard, par contre l'ouverture du Pas-de-Calais et l'ennoyage de la Manche orientale par la mer ne se sont produits que tardivement, au cours du Pléistocène.

2° LA STRUCTURE DU BASSIN DE PARIS.

Après avoir ainsi rappelé la délimitation du Bassin de Paris dans le domaine hercynien et ses relations avec les aires de sédimentation contemporaines qui l'enfourent, nous pouvons maintenant examiner sommairement sa structure.

En premier lieu, il est important de constater que celle-ci est fortement dissymétrique, comme le montre le grand développement du Trias sur son bord oriental, en Lorraine et dans le Luxembourg, alors qu'il manque entièrement sur son bord occidental, à l'exception des conglomérats littoraux qui le représentent au bord du Cotentin, avec un faciès d'ailleurs entièrement différent de celui du Trias lorrain ; sur son bord méridional, en bordure du Massif Central, le Trias, encore développé vers le Morvan, disparaît ensuite rapidement vers l'ouest. La transgression cénomaniennne au delà de la bordure jurassique dans le chenal de la Basse-Loire et sur l'axe de l'Artois a

aussi troublé la régularité de la « cuvette » (voir p. 15) qu'on s'imagine trop souvent symétrique.

Les déformations et dislocations subies par les couches secondaires et tertiaires du Bassin de Paris ont été peu importantes ; elles se sont produites par la répercussion des mouvements alpins et, d'autre part, elles ont souvent la signification d'accidents hercyniens posthumes. C'est ce que nous avons déjà indiqué pour la ride de l'Artois, superposée au pli frontal hercynien, ainsi que pour les ondulations des couches triasiques et liasiques de Lorraine, qui ont servi de guide pour la recherche de la prolongation des anticlinaux hercyniens du bassin houiller lorrain, qui peuvent ramener le Houiller à une profondeur accessible au-dessous de cette couverture.

Dans le centre du bassin, les couches ne sont en général que très légèrement ondulées, à l'exception de certains accidents plus accusés et même rompus en donnant naissance à des failles. En général, ces ondulations ou failles ont, dans le centre et l'ouest du bassin, une direction armoricaine ou, tout au moins, très voisine de celle-ci.

C'est le cas, en particulier, pour l'accident le plus apparent sur une carte géologique, celui du *Pays de Bray*, demi-dôme allongé des couches crétacées, à noyau de Jurassique supérieur apparent, dont le bord nord-est est très aminci et vertical, se traduisant même par une véritable faille entre le Crétacé et le Nummulitique sur son prolongement au SE. Il est à noter que le sondage de Ferrières-en-Bray, qui a atteint le substratum paléozoïque, a montré que l'épaisseur des divers étages jurassiques (environ 1.200 mètres, d'après M. P. Pruvost) y est plus grande, en cette localité située vers la région centrale du bassin, que celle qu'on peut leur reconnaître dans les affleurements en bordure de celui-ci, ce qui témoigne,

à un degré déjà notable, du phénomène d'enfoncement contemporain de la sédimentation, dénommé *subsidence*, pour cette aire d'ennoyage (1).

Un autre accident, parallèle au précédent, est la *faille de la Seine*, qui, très accentuée à Rouen (quartier de Saint-Sever), où elle met en contact le Kimeridgien et la craie blanche sénonienne, se prolonge au SE vers la région de Versailles, où se montre, à peu près dans son prolongement, une ondulation bien marquée des couches (*dôme de la Mauldre*) ; une autre faille parallèle passe par Bolbec et Lillebonne.

Des directions semblables se rencontrent pour une série de failles situées auprès de Chartres, au sud de Châteaudun, au voisinage de Vendôme, et jusqu'auprès de Loudun, où les couches secondaires sont intéressées par une faille prolongeant un accident armoricain qui borde au sud le synclinal carbonifère d'Ancenis. Plus au sud encore, un faisceau de failles traverse les couches jurassiques et tertiaires (d'eau douce) du « détroit du Poitou » avec la direction armoricaine, certaines d'entre elles se prolongeant d'ailleurs dans le socle hercynien, aussi bien en Vendée que du côté du Limousin. C'est aussi à ce même régime qu'appartiennent d'ailleurs les deux failles qui encadrent le fossé contenant le Houiller et le Jurassique de Vouvant et de Chantonay, dont il a été antérieurement question, et pour lequel est manifeste le caractère hercynien posthume des dislocations qui ont rejoué au Tertiaire. Nous retrouverons

(1) Par contre, au-dessous de l'Hettangien, une épaisseur de 22 mètres seulement de marnes rouges panachées de vert, avec un mince banc de 0 m. 50, à leur base, d'un calcaire cristallin et grès à petits graviers de quartz, doit représenter le Permo-Trias au-dessus des micaschistes dans lesquels a été arrêté le forage, à 1.172 m. 70 de profondeur.

plus loin le même régime dans le Nord de l'Aquitaine.

Sur la bordure du Massif armoricain, les axes jurassiques du *Merlerault* et de plusieurs anticlinaux parallèles, plus ou moins rompus et faillés, ont plutôt une tendance à s'orienter du SW au NE, ce qui semble traduire la présence, dans le substratum hercynien, de plis ayant encore la direction du Léon. Ce régime se poursuit à travers le Perche jusqu'à Vendôme, coupant presque orthogonalement les accidents de direction armoricaine. La carte géologique de France figure une de ces failles sur environ 100 kilomètres de long depuis Pontvallain, au SW, jusqu'au delà de Nogent-le-Rotrou, au NE.

Il faut d'ailleurs noter que Marcel Bertrand a autrefois émis l'opinion que les faibles plis des couches secondaires et tertiaires, dans une grande partie du Bassin de Paris, constitueraient un *réseau orthogonal* ; il ne paraît toutefois pas, en réalité, qu'il y ait de correspondance régulière des élévations et des abaissements des axes des ondulations, de direction générale armoricaine, en passant de l'un de ces plis aux voisins.

Dans le Nord de la Lorraine et le Luxembourg, il existe, par contre, un faisceau de failles (Pl. II et V) orientées SW-NE, qui paraissent être en corrélation avec la direction varisque des plis du substratum hercynien. De même, les couches jurassiques du plateau de Langres et de l'ancien « détroit de la Côte d'Or » sont affectées par une série de failles qui se greffent sur celles du bord du Morvan et montrent une direction nettement varisque. L'une des principales prolonge celle qui marque, dans le Massif Central, le bord nord du synclinal permio-houiller du Creusot et elle se poursuit, au travers des couches secondaires, vers Dijon (Pl. IV), accompagnée d'un régime de failles analogues. Le seuil de Langres, qui limite le Bassin

de la Seine et le sépare de celui de la Saône, a d'ailleurs été mis en saillie assez brusque du côté de ce dernier, par une dénivellation rapide produite par ce régime de failles, alors que, du côté du nord, le plongement des couches secondaires s'y fait lentement et régulièrement, ainsi que c'est le cas normal pour la bordure du Bassin de Paris. Ces failles du seuil de Langres vont d'ailleurs se greffer sur la surélévation des Vosges et s'associer à celles qui accidentent le bord sud-ouest de ce massif (Pl. VI).

En ce qui concerne l'âge des mouvements dans le Nord du Bassin de Paris, on a pu reconnaître que le dôme du Bray avait déjà subi des oscillations pendant l'Eocène. Toutefois, ces mouvements se sont surtout accentués au Miocène et ils ont continué au Pliocène ; en effet, nous savons déjà que les sables marins diestiens (Pliocène inférieur) ont été portés à plus de 100 mètres d'altitude dans le Nord et sur le Boulonnais, avant le dépôt du Pliocène supérieur d'Anvers. Ces mouvements ont même continué à la période historique, ainsi qu'on peut le constater en divers points du rivage de la Mer du Nord et de la Manche orientale.

D'autre part, l'axe du Bray n'a été traversé par l'Oise qu'au Pliocène ; antérieurement, les vallées de l'Oise et de l'Aisne devaient se réunir à la Somme, dont la large vallée inférieure paraît bien, dès le premier abord, hors de proportion avec son bassin supérieur actuel.

Dans le Sud du Bassin de Paris, il existe un système de failles (Pl. I et IV) entièrement indépendant des précédents. Ce sont des failles de direction N-S, qui accidentent le *Sancerrois*, le *Nivernais* et le *bord occidental du Morvan* ; par le jeu de ces failles, les terrains primaires sont mis en saillie au travers des terrains secondaires de leur couverture dans les

deux petits « horsts » de Saint-Saulge et de Decize. Il est évident que ces failles sont la prolongation directe, au delà du Bourbonnais, des dislocations d'âge alpin du Massif Central, soit dans sa couverture de terrains secondaires et tertiaires, soit en mettant en contact celle-ci et le socle ancien. On a d'ailleurs pu démontrer directement qu'elles sont aussi postérieures à l'Oligocène.

Ce sont ces failles du Sancerrois et du Nivernais qui orientent la vallée actuelle de la Loire en amont de Gien ; si elle présente ensuite, vers Orléans, une brusque déviation à l'WSW, nous savons déjà que celle-ci est manifestement due à une capture provoquée par l'ancien golfe helvétique atlantique qui a déposé les faluns dont on retrouve des témoins jusqu'au voisinage de Blois et dont on ne connaît d'ailleurs pas la limite de l'extension originelle. Cette capture de la Loire supérieure, accompagnée évidemment de l'interruption par ce golfe des cours d'eau plus occidentaux descendant du Massif Central, n'a ainsi laissé subsister dans le bassin actuel de la Seine qu'une partie seulement de l'ancien bassin parisien qui existait encore lors du lac de Beauce et même de la formation des sables de la Sologne, dont on trouve des témoins jusque vers l'embouchure de la Seine par les anciens « sables éruptifs » conservés dans des poches de la surface de la craie.

III. — LE SUD-OUEST DE LA FRANCE (Aquitaine et Pyrénées).

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA RÉGION DU SUD-OUEST.

L'*Aquitaine*, située au sud des massifs hercyniens de la Vendée et du Massif Central, diffère essentiellement du Bassin de Paris par le fait qu'au lieu d'être encadrée comme celui-ci par une ceinture de massifs n'ayant que peu rejoué depuis la fin de l'ère primaire, elle est bordée au sud par la chaîne des Pyrénées, d'âge principalement tertiaire. Le plissement pyrénéen s'est graduellement éteint en s'éloignant de la partie axiale de la chaîne et il n'existe pas de limite tranchée entre la *région aquitaine*, où les terrains secondaires et tertiaires sont restés sensiblement horizontaux, et une *zone sous-pyrénéenne*, dans laquelle commencent à se montrer des plissements d'importance graduellement croissante dans ces terrains et qui constitue la zone la plus externe des *Pyrénées* (1), où les accidents tectoniques prennent ensuite une importance plus considérable et où les terrains primaires plissés reviennent au jour sur de grandes surfaces.

(1) Cette zone, analogue à la zone subalpine pour les Alpes, pourrait être dénommée *zone subpyrénéenne*. Si j'ai préféré employer le terme de zone sous-pyrénéenne, c'est par raison d'euphonie et aussi pour éviter la confusion possible avec la zone sud-pyrénéenne ; mais il doit être bien entendu qu'elle constitue la zone la plus externe des *Pyrénées* et non une zone indépendante de celles-ci.

Cependant, dans le Nord de l'Aquitaine, si les couches tertiaires et celles du Crétacé supérieur (il n'y existe pas de Crétacé inférieur) présentent une allure à peu près horizontale, seulement troublée localement par quelques rides dont il sera question plus



FIG. 14. — Carte schématique des plissements du Crétacé du Nord de l'Aquitaine (d'après Ph. Glangeaud).

loin, les dépôts du Jurassique et du Trias y montrent, jusqu'au bord du Massif Central, des ondulations plus marquées, passant souvent à des failles importantes. Tous ces accidents structuraux du Nord de l'Aquitaine ont d'ailleurs la direction armoricaine (fig. 14) et Ph. Glangeaud a montré depuis longtemps que leur amplitude est en général d'autant plus grande

que les terrains intéressés sont plus anciens. Il en a conclu que ces accidents, plis ou failles, sont superposés à des dislocations hercyniennes du substratum de la série secondaire et que, d'autre part, ils ont pu rejouer en s'accroissant à différentes reprises. Au point de vue stratigraphique, le Nord de l'Aquitaine correspondait, pendant le Trias et le Jurassique, à une extension de l'ancien fossé stéphanopérien qui longeait le bord sud-ouest du Massif Central depuis le bassin houiller du Gard jusqu'à Brive. Cet ennoyage nord-aquitain se rattachait d'ailleurs au géosynclinal dauphinois par la région des Causses.

Plus au sud, on ne connaît pas de Jurassique et guère de Trias avant le bord des Pyrénées, jusqu'à une zone nord-pyrénéenne passant au sud du massif primaire des Corbières ou de Moulhomet, lequel paraît être resté, jusqu'au début du Nummulitique, réuni à la Montagne-Noire et émergé avec elle. Or, de très importantes différences de composition entre le Jurassique du Nord de l'Aquitaine et celui de la zone nord-pyrénéenne m'ont conduit depuis longtemps à admettre qu'une prolongation de ce massif émergé a dû se poursuivre vers le nord-ouest, tout au travers de l'Aquitaine, séparant pendant le Trias et le Jurassique un fossé nord-aquitain et un autre nord-pyrénéen (1). Il faut d'ailleurs observer que le Crétacé inférieur, présent le long des Pyrénées, où il se termine même par des dépôts albiens d'une épaisseur considérable et d'un faciès flysch qui témoignent d'une sédimentation dans une fosse de subsidence, manque au contraire entièrement dans le Nord de l'Aquitaine (2).

J'ai aussi été conduit à la même hypothèse par une autre raison, d'ordre tectonique. Les rides graduelle-

(1) *Les anciennes Mers de la France et leurs dépôts*, fig. 16, p. 147.

(2) *Id.*, fig. 17, p. 153.

ment décroissantes des terrains secondaires de la région sous-pyrénéenne finissent par s'atténuer entièrement avant le cours inférieur de la Garonne, tandis que les plis et failles parallèles du Nord de l'Aquitaine montrent de nouveau une assez grande intensité. Il m'a paru logique d'admettre l'existence d'une zone stable intermédiaire, correspondant à un socle rigide caché à faible profondeur sous les formations transgressives du Crétacé supérieur et du Nummulitique (1).

En effet, à la suite d'une première phase de plissement des Pyrénées consécutive à la sédimentation subsidente de l'Albien, la mer du Crétacé supérieur a été rejetée surtout dans un avant-fossé longeant le bord de cette ébauche de la chaîne pyrénéenne et dans lequel s'est faite une épaisse sédimentation de flysch correspondant au Crétacé supérieur. De cet *avant-fossé sous-pyrénéen* est, en outre, partie sur l'Aquitaine une transgression débutant au Cénomanienn et qui, avec des faciès très néritiques, s'est étendue jusqu'au Massif Central et à la Vendée et a même traversé le Massif armoricain par la région de la Basse-Loire, comme nous le savons déjà. Un même fossé sous-pyrénéen s'est perpétué au Nummulitique, servant encore de départ à une extension, sur l'Aquitaine, de dépôts alternants, les uns de nature encore marine, mais très néritique, d'autres lagunaires ou même lacustres. On peut donc dire que le *Bassin de l'Aquitaine, tel qu'il se présente actuellement, limité au nord par les massifs hercyniens de la Vendée et du Massif Central et au sud par la chaîne pyrénéenne, date seulement du Crétacé supérieur et Nummulitique.*

Au Néogène, et même déjà dès le début de l'Oligo-

(1) *Les ancêtres Mers de la France et leurs dépôts*, fig. 19, p. 161.

cène, ainsi que nous le verrons, ce bassin était seulement un *golfe atlantique*, fermé du côté de l'est, qui a continué à se combler par des dépôts lagunomarine ou d'eau douce et surtout, vers le sud, par d'énormes formations détritiques provenant de la destruction de la chaîne pyrénéenne.

Ce rapide exposé suffit à montrer que l'histoire du Bassin de l'Aquitaine, bien que celui-ci se présente au premier abord avec une apparence assez symétrique sur une carte géologique, a été bien plus complexe que celle du Bassin de Paris. Il va nous conduire à étudier successivement le Nord de l'Aquitaine, puis sa partie sous-pyrénéenne dont l'histoire est liée à celle des Pyrénées.

A. — L'AQUITAINE

1° LE FOSSÉ NORD-AQUITAIN AU TRIAS ET AU JURASSIQUE.

Cette région étant moins classique que le Bassin de Paris, je crois utile de résumer d'abord les faits principaux de sa stratigraphie, résultant, pour une bonne part, des études de Ph. Glangeaud, qui témoignent de l'individualité du fossé nord-aquitain jusqu'à la fin du Jurassique, lorsqu'on compare cette série stratigraphique à celle des dépôts contemporains dans la zone nord-pyrénéenne, qui sera indiquée plus loin.

Le Trias est constitué par des grès faisant suite aux schistes et grès rouges permien du Bassin de Brive ; on a d'ailleurs pu démontrer qu'à Brive ce faciès gréseux s'est continué jusqu'au Rhétien.

Au Rhétien, le fossé nord-aquitain s'avance jusqu'au sud de la Vendée, déposant des grès comme à Brive ; plus à l'est,

sa communication avec le géosynclinal alpin se traduit par le fait que, dans le Rouergue et près de Figeac, le Rhétien cesse d'être gréseux et est représenté par un faciès d'argiles vertes supportant des calcaires en plaquettes dans le « détroit des Causses », où son faciès se rapproche de celui qui existe dans les régions rhodaniennes.

A l'Hettangien et au Sinémurien, l'invasion marine du fossé nord-aquitain s'est accentuée et le faciès calcaire s'y est généralisé, quoique encore très néritique ; d'autre part, sa communication avec le Bassin de Paris avait commencé à s'établir par le seuil du Poitou.

Le Lias moyen marque une continuation de la transgression et le détroit du Poitou était alors largement ouvert ; d'autre part, la mer s'est largement avancée sur la Vendée, comme le montre la présence du Lias moyen à la base du lambeau jurassique conservé au-dessus du Houiller dans le fossé affaissé de Vouvant et Chantonay. Les dépôts de cet âge sont franchement marins, constitués par des calcaires marneux et des marnes riches en Ammonites, mais sans *Phylloceras* ni *Lytoceras*.

Au Toarcien, la transgression s'est encore accentuée, car aux environs de Thouars des grès de cet âge sont transgressifs sur les schistes cristallins. En général les dépôts toarciens, conservés en des affleurements déjà assez distants de leurs rivages, présentent un faciès très uniforme de marnes avec *Phylloceras* et *Lytoceras*. Toutefois, ils montrent de grandes variations d'épaisseur suivant la longueur du fossé nord-aquitain, beaucoup plus puissants en se rapprochant de la région des Causses et du géosynclinal dauphinois ; cette variation d'épaisseur est d'ailleurs commune aux autres étages du Lias. C'est ainsi que le Lias du Nord-Ouest du bassin aquitain ne présente qu'une épaisseur totale de 10 à 30 m. (sur 300 à 500 m. pour l'ensemble du Jurassique) et est relativement pauvre en Ammonites, tandis que dans le Quercy et le Sarladais le Lias comprend 500 m. de marnes à Céphalopodes (sur 1.500 m. pour la totalité du Jurassique), ce qui se rapproche beaucoup des conditions du géosynclinal dauphinois, dans lequel le Lias présente à Digne une épaisseur de 650 m. On peut donc dire qu'à l'époque liasique le fossé nord-aquitain présentait un caractère géosynclinal dans sa portion orientale.

La transgression paraît s'être encore accrue à l'Aalénien et au Bajocien inférieur, époques pendant lesquelles le détroit des Causses était très largement ouvert vers le géosynclinal alpin.

Par contre, au Bajocien supérieur, on assiste à une régression qui atteignit son maximum au Bathonien inférieur, corrélativement à un exhaussement du Massif Central, autour duquel on observe une ceinture de dépôts saumâtres, aussi bien du côté du Bassin de Paris que de celui de l'Aquitaine, même avec des discordances locales. C'est ainsi que, dans la partie de l'Aquitaine qui est voisine de l'ancien détroit des Causses, ces étages ne sont plus représentés que par des dépôts lagunaires et même lacustres, faisant suite à la puissante série précédente de marnes riches en Ammonites. Toutefois, des dépôts marneux à Ammonites se continuaient au voisinage du détroit du Poitou, en connexion avec le bassin de Paris.

Dès le Bathonien supérieur, les faciès lacustres et lagunaires avaient disparu et les dépôts étaient redevenus exclusivement marins dans la région voisine des Causses, mais avec des faciès sub-coralliens de calcaires oolitiques ou crayeux, à Nérinées et Rhynchonelles, tandis que des marnes et calcaires marneux à Ammonites continuaient à se déposer au voisinage du Poitou et de la Vendée.

La même répartition générale des faciès s'est continuée pendant le Callovien et l'Oxfordien. Mais, au Lusitanien, de véritables récifs coralliens, avec leur cortège habituel de calcaires oolitiques ou sublithographiques, s'établirent dans la partie orientale, ayant reculé graduellement au SE pendant les trois étages Argovien, Rauracien et Séquanien. Il faut noter toutefois que dans la région de Séverac recommençaient des dépôts de calcaires marneux et marnes, se rattachant au faciès du géosynclinal dauphinois.

Au Kimeridgien, la région de la Charente-Inférieure fut à son tour envahie par l'activité corallienne, alors que jusque-là les abords du détroit du Poitou et le Sud de la Vendée avaient continué à recevoir des marnes et calcaires marneux à Céphalopodes.

Le Portlandien, qui ne se montre qu'entre Saint-Jeand'Angély et Angoulême, renferme dès sa base des intercalations locales de couches lagunaires au milieu des calcaires marins;

puis, au Portlandien supérieur, le faciès lagunaire s'est généralisé, analogue au Parbeckien du bassin anglo-parisien, avant l'émersion totale du fossé nord-aquitain, dont l'histoire sédimentaire se termine ici.

2° LE NORD DE L'AQUITAINE AU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ET AU NUMMULITIQUE.

Outre l'émersion de la région au cours ou à la fin du Portlandien, il se produisit un plissement d'importance modérée, modelé sur les anciens accidents hercyniens. Il peut exister une certaine incertitude au sujet de l'époque de ce plissement, car les premières couches crétacées superposées au Jurassique sont cénomaniennes, en sorte qu'il existe un large intervalle entre l'achèvement de la sédimentation jurassique et le retour de la mer après le plissement. On ne peut guère penser toutefois que celui-ci a été immédiatement consécutif à l'émersion, car parmi les bombements que présentaient les couches jurassiques lors du retour de la mer au Cénomaniens, certains d'entre eux n'ont pas été recouverts de prime abord et ne l'ont même été qu'au Turonien. Ce fait serait peu compatible avec un plissement de légère importance, dont les reliefs auraient subsisté tout au travers de la période crétacée anté-cénomanienne. Il est bien plus vraisemblable qu'il s'agit donc, dans le Nord de l'Aquitaine, d'un ridement contemporain de la première phase orogénique post-hercynienne des Pyrénées, phase étroitement délimitée, car elle est comprise entre la fin du dépôt du flysch albien et le début du Cénomaniens. Quoi qu'il en soit, l'emplacement de l'ancien fossé nord-aquitain a été le siège d'un léger *plissement anté-cénomaniens, de direction armoricaine*, qui semble bien s'être moulé sur la tectonique hercynienne antérieure.

Le Cénomancien, transgressif sur les terrains jurassiques, sans en avoir toutefois encore recouvert tous les principaux bombements, débute par une base encore lagunaire et localisée dans certains synclinaux seulement, qui renferme des lignites à l'île d'Aix et, parfois, du gypse et du sel. En certaines localités, d'ailleurs, le Cénomancien est entièrement formé de dépôts saumâtres ; mais en général il se continue par des grès marins à Orbitolines et Oursins, qui se sont étendus par l'ennoyage de la Basse-Loire en continuité avec les sables du Mans à Orbitolines, suivis par des calcaires à Caprines (avec Radiolites au sommet) présentant en leur milieu des argiles à Ostracés (*O. columba*, etc...). On sait que ces Ostracés et ces Rudistes se retrouvent aussi dans le Cénomancien supérieur du Mans, témoignant de la communication de l'Ouest du Bassin de Paris avec l'Aquitaine, mais que les Rudistes en particulier y ont mal prospéré, trouvant évidemment dans le Bassin de Paris des conditions de température moins favorables à leur développement que dans l'Aquitaine.

Au Turonien, la transgression s'est continuée et, dès le début, elle a submergé entièrement tous les anticlinaux de Jurassique qui avaient pu rester en saillie dans la mer céno-manienne. C'est ainsi que l'étage inférieur (Ligérien) est très uniformément formé de calcaires et marnes à Ostracés, Inocérames et Ammonites, sans Rudistes (sauf des Sphærulites au sommet dans la Charente-Inférieure). Par contre, à l'étage supérieur (Angoumien) s'est produite une régression, amenant le dépôt de calcaires à Hippurites (calcaires d'Angoulême et de Chancelade, près de Périgueux), tandis que dans le SE de la Dordogne se formaient des dépôts littoraux et très détritiques de grès, sables et lignites.

Au Sénonien, une nouvelle transgression a provoqué la formation d'une épaisseur considérable de grès et calcaires sableux riches en Ostracés, Echinides et Ammonites, avec seulement quelques intercalations de calcaire à Hippurites dans le Santonien. D'ailleurs, une tendance à l'émersion se manifestait au Maestrichtien par le développement de calcaires à Rudistes, et avant la fin du Crétacé la régression avait été complète dans tout le Nord de l'Aquitaine.

Cette région n'a, de nouveau, reçu à l'époque Num-

multitque que des sédiments provenant d'une transgression venue du fossé sous-pyrénéen et encore, le plus souvent, on n'y rencontre, au nord de la Garonne, que des dépôts de bordure, calcaires lacustres alternant avec des couches détritiques résultant de la destruction des reliefs qui entouraient le bassin.

Par contre, en ce qui concerne l'Éocène, si l'on se dirige plus au sud, *le sondage des Abatilles, à Arcachon*, qui est descendu jusqu'au Lutétien, a traversé *une série nummulitique entièrement formée de calcaires marins*. Mais auprès de Bordeaux, où le Lutétien est transgressif comme à Royan (le calcaire lutétien y repose par un conglomérat de base sur le Maëstrichtien), il existe déjà, au-dessus de lui, des alternances de grès dans des calcaires. Parmi ceux-ci, nous citerons le calcaire de Blaye, du Lutétien supérieur, suivi par des marnes auversiennes marines, puis par un calcaire saumâtre ou lacustre à *Limnea longiscata* (calcaire de Plassac) ; un retour de calcaire marin se montre au Ludien (calcaire de Saint-Estèphe).

A l'Oligocène, on rencontre de même, dans le Bordelais, des alternances de couches marines et lagunaires, constituant un passage au faciès de calcaires lacustres qui va se généraliser dans presque toute l'Aquitaine, alternant seulement avec un grand développement de mollasses provenant de la destruction des reliefs pyrénéens en voie de surrection progressive. La partie supérieure de l'Oligocène montre finalement une complète régression marine dans tout le Bordelais, contre-coup de la dernière phase tectonique importante des Pyrénées, qui doit se placer avant l'Aquitainien.

Du côté du Massif Central, qui était alors parcouru par d'importantes lagunes, l'Aquitaine se rattachait à ces lagunes oligocènes par le *Bassin d'Asprières*, qui se prolongeait par celui de l'ancien Sillon houiller,

réouvert du moins en partie. La série oligocène s'y termine, ainsi d'ailleurs que dans tout le fond du bassin aquitain vers le Lot et le Tarn, par des niveaux de calcaires lacustres à Helix, Limnées, Cyclostomes, etc... et à *Anthracotherium magnum* (calcaires de Briatexte et de Cordes dans le Tarn, de Cieurac et Lalbenque dans le Lot). Ces calcaires surmontent, dans le Bassin d'Asprières, une puissante série détritique d'argiles rouges sableuses, identiques à celles de la base de l'Oligocène dans les lagunes du Massif Central. En outre, un faciès côtier se rencontre en bordure du dôme à noyau permien de la Grésigne, situé vers la terminaison méridionale de la grande faille de Villefranche-de-Rouergue.

D'autre part, dans les couches laguno-lacustres stampiennes du Bassin de l'Agout, aux environs de Castres et jusqu'à Réalmont, sur le bord du massif de la Montagne-Noire, on voit apparaître une particularité nouvelle, à savoir la présence de couches de *poudingues à galets pyrénéens*, constituant la terminaison des poudingues de Palassou qui s'intercalaient depuis le milieu du Lutétien dans les formations du bord des Pyrénées, signalée par G. Vasseur.

Cette avancée des galets pyrénéens à l'Oligocène supérieur le long du bord occidental de la Montagne-Noire est due à un fait nouveau. Le fossé sous-pyrénéen, que nous reconnaitrons depuis le Crétacé supérieur en bordure des Pyrénées et qui se prolongeait par les Corbières jusqu'en Provence, s'est, en effet, comblé à partir de la fin de l'Eocène dans la région de Carcassonne et de Castelnaudary par des dépôts comprenant d'abord le gypse du Mas-Saintes-Puelles, équivalent du gypse parisien (qui passe latéralement aux calcaires lacustres de Cuq et de Vielmur, dans le Castrais et l'Albigeois, à Planorbes, Limnées, Cyclostomes et *Palæotherium*), puis la mollasse de Blan et

le calcaire lacustre du Mas-Saintes-Puelles et de Villeneuve-la-Comptal, à nombreux Mollusques d'eau douce et terrestres, contenant toute la faune de Vertébrés de la masse supérieure du gypse parisien. Les mollasses oligocènes des environs du Mas-Saintes-Puelles, avec pistes et traces de gouttes de pluie, ont achevé la fin de ce comblement de l'ancien détroit de Castelnaudary, qui séparait depuis le début de l'Éocène la Montagne-Noire des Corbières ; elles correspondent, dans le Castrais, au calcaire lacustre de Lautrec.

Le Bassin de l'Aquitaine était alors définitivement fermé vers l'est et il ne constituait plus qu'un *golfe atlantique* ; les galets pyrénéens ont pu alors, cheminant le long de son rivage à l'Oligocène supérieur, atteindre ainsi le bord occidental de la Montagne-Noire.

Formations sidérolitiques du Nord de l'Aquitaine. — D'autre part, une grande partie des plateaux calcaires du Nord de l'Aquitaine, que ces calcaires soient d'âge jurassique ou bien qu'ils appartiennent au Crétacé supérieur, se montrent recouverts, en de nombreuses localités, par une formation assez complexe, pouvant reposer indifféremment sur les divers termes du Jurassique ou du Crétacé, laquelle est constituée par des sables plus ou moins grossiers et des argiles plus ou moins chargées de grains de quartz et de rognons ou simples pisolites de limonite, parfois aussi renfermant des couches de silex et des meulières.

Une bonne partie de cette formation, dite *Sidérolitique*, doit dater de l'époque à laquelle l'Aquitaine était occupée par le golfe lagunaire dont je viens de rappeler l'histoire, c'est-à-dire être d'âge principalement oligocène, mais aussi en partie éocène. Cette formation comprend d'ailleurs tantôt des produits de la

décalcification sur place des calcaires sous-jacents, émergés au bord de la lagune aquitaine, tantôt des dépôts provenant des produits de la *destruction des roches cristallines du Massif Central*, entraînés dans la lagune ou sur les plateaux intermédiaires de terrains secondaires par le ruissellement et par les cours d'eau de l'époque. Leur composition est, on le conçoit facilement, très variable suivant les localités ; en particulier les argiles très kaolinitiques et réfractaires, qui y sont recherchées en de multiples localités dans la Dordogne et les Charentes, se montrent souvent en gisements irréguliers dans les sables encaissants.

Dans la formation sidérolitique se sont produites aussi des *phosphorites* par un régime karstique, principalement dans d'anciennes grottes creusées dans le calcaire sous-jacent ; le phosphate de chaux provient, en partie, du remaniement de celui qui existait à l'état disséminé dans le calcaire qui a été dissous au voisinage et, pour une autre part, des nombreux ossements de Vertébrés ayant vécu dans ces grottes ou qui y ont été entraînés par les eaux, ces ossements ayant été empâtés par la phosphorite. La faune des phosphorites du Quercy a été rendue classique par les travaux de Filhol ; leurs gisements sont d'ailleurs épuisés.

On observe, en tout cas, que cette formation s'est arrêtée au Stampien, car les calcaires lacustres du Stampien supérieur la recouvrent en certains points. Ce changement de régime semble être en relation avec l'achèvement des plissements pyrénéens, ayant modifié le relief et le régime hydrographique du bassin aquitain, dont la disposition s'est tout à fait précisée à partir du Miocène, dans un cadre formé de reliefs récents (Pyrénées) ou rajeunis (Massif Central) et avec une moindre étendue que précédemment.

3° LA STRUCTURE DU NORD DE L'AQUITAINE.

Les accidents structuraux du Nord de l'Aquitaine, étudiés d'abord par Ph. Glangeaud, présentent, comme nous le savons déjà, la direction armoricaine et les plus septentrionaux d'entre eux peuvent même se prolonger à l'intérieur des massifs hercyniens voisins (fig. 14). C'est le cas, en particulier, de plusieurs failles parallèles qui traversent le détroit du Poitou en passant des terrains anciens de la Vendée à ceux du Limousin. Ces failles ont affecté des calcaires lacustres lutétiens, mais sont en général antérieures au Sidérolitique ; elles sont donc d'âge anté-oligocène et corrélatives du plissement pyrénéen. Pourtant certaines d'entre elles peuvent avoir rejoué plus tardivement, dénivellant les dépôts pliocènes.

Plus au sud, se trouve l'*anticlinal de Montalembert*, qui se transforme souvent en une faille et que Ph. Glangeaud a considéré comme la limite entre le détroit du Poitou et l'Aquitaine. Au sud de cet anticlinal, un certain nombre de failles parallèles intéressent le Lias, puis l'Oolitique ; leur rejet est variable, mais se fait surtout au nord, tandis que les couches plongent au sud. Ces failles, toujours postérieures aux calcaires lacustres et marnes du Lutétien et antérieures au Sidérolitique, semblent résulter généralement de la rupture de plis trop brusques, souvent avec préexistence d'une dislocation hercynienne de même nature dans le substratum primaire.

Un des principaux et des plus instructifs accidents de la structure de la région nord-aquitaine est le *pli de Mareuil-Meyssac*, qui se suit sur 180 kilomètres de long (fig. 14).

Tout d'abord, sur un trajet de plus de 40 km. à partir du sud d'Angoulême, le Crétacé supérieur montre un anticlinal à flanc NE presque vertical, qui aboutit au *dôme de Mareuil* où

se montre, sous le Turonien et le Cénomanién, le Kimeridaién bien plus plissé que sa couverture discordante (fig. 15). Plus loin, après une partie monoclinale, reparait un anticlinal, mais alors avec son flanc SW très redressé, qui se continue vers le bassin de Brive par une faille de 100 km. de long, dont la lèvre sud est affaissée et le rejet graduellement croissant, d'abord entre des couches crétacées, puis faisant buter du Jurassique contre le Crétacé et ensuite amenant au même niveau du Permien, surmontant le Houiller de Brive, et du Bathonien. En un point même, le Bajocien vient buter contre les schistes métamorphiques du Massif Central. La dénivellation arrive ainsi

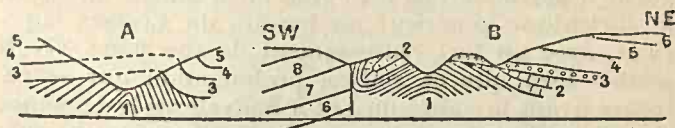


FIG. 15. — Coupes au travers de dômes de Jurassique perçant sous le Crétacé supérieur dans le Nord de l'Aquitaine (d'après Ph. Glangeaud).

(A, dôme de Mareuil, B, dôme de Saint-Cyprien).

- 1, Virgulien ; 2, Portlandien ; 3, Cénomanién ; 4, Ligérien ;
5, Angoumien inférieur ; 6, Angoumien supérieur ; 7, Coniacien ; 8, Santonien.

à atteindre progressivement 500 m. environ ; d'autre part, on constate successivement, le long de cet accident, une discordance entre l'Autunien et le Trias, une autre entre le Jurassique et le Crétacé supérieur, et enfin une dernière avant l'Oligocène. Cela montre bien que cet accident structural, d'ailleurs superposé, au sud de Brive, à un pli hercynien qui limitait au sud le bassin permien, a joué lors de toutes les phases de déformation et de dislocation de l'Aquitaine, en particulier des périodes de plissement pyrénéen.

Ensuite vient l'anticlinal de Périgueux, qui se suit sur environ 200 kilomètres et montre en son milieu le dôme de la La Tour-Blanche, à noyau de Portlandien ; de part et d'autre, il se transforme en une faille amenant le Portlandien et le Kimeridgien en contact

avec le Crétacé supérieur redressé à 70°. D'autre part, à son extrémité SE se trouve le *dôme de Saint-Cyprien*, dont le noyau jurassique se montre sur plus de 40 kilomètres de long et se rattache, vers le SE, au Jurassique largement étalé du Quercy ; son axe a été rompu sur 30 kilomètres de long, avec abaissement du flanc SW, et le Jurassique y montre, en outre, de nombreux petits plis secondaires au-dessous du Cénomaniens discordant (fig. 15, B).

Un autre pli parallèle se suit sur une grande longueur à partir de l'île d'Oléron, où il amène en saillie le Jurassique supérieur au travers du Crétacé supérieur, avec un fort redressement de son flanc NE. Il semble bien que ce soit sa prolongation qui se retrouve avant la vallée du Lot à Sauveterre-la-Lemance et à Saint-Front, où un noyau de Kimeridgien, surmonté directement par le Turonien, perce au travers du Coniacien. Ensuite, à la vallée du Lot, se rencontre le *dôme de Fumel*, à noyau jurassique portant encore des témoins de Turonien en son sommet, ce qui montre bien que cette ride n'avait pas été recouverte par la transgression cénomaniennne. Le Jurassique de ce dôme se rattache encore à celui du Quercy, où Thévenin a aussi signalé quelques anticlinaux, dômes et failles correspondant aux mouvements pyrénéens.

L'importance des mouvements pyrénéens dans le Nord de l'Aquitaine est donc évidente, aussi bien lors de la phase anté-cénomaniennne qu'au cours d'une seconde phase ayant fait rejouer ces accidents avant l'Oligocène.

Un autre accident structural important du bord oriental de l'Aquitaine est le *dôme de la Grésigne*, situé à l'ouest de la terminaison sud de la faille de Villefranche (Pl. IV) ; son noyau de Permien, bordé de Trias et de Jurassique à l'ouest et au sud, est orienté SW - NE et montre un renversement local en son bord

oriental. Ce bombement très accusé est entouré d'une brèche littorale de la base du Stampien, probablement à peu près contemporaine de sa surrection.

D'autre part, des plis datant de la fin du Miocène se sont encore produits dans le Quercy, en donnant des accidents principalement orientés SSW-NNE et accentuant quelques-uns de ceux d'âge oligocène ; ils semblent pouvoir être attribués à *une faible répercussion des mouvements alpins*, au delà du socle ancien du Rouergue, de même que la *faille de Villefranche*, qui fait buter les terrains secondaires contre ce socle. Toutefois, cette faille, qui représente presque exactement le prolongement de l'ancien « Sillon houiller » du Massif Central rajeuni à l'Oligocène, peut vraisemblablement avoir eu déjà une ébauche oligocène et s'être définitivement produite, dans son état actuel, lors des dislocations alpines miocènes du Massif Central, en même temps que certaines dislocations affectant le bassin oligocène d'Asprières.

4° L'AQUITAINE A L'ÉPOQUE NÉOGÈNE.

A l'Aquitanién, il s'est produit une réoccupation marine vers l'Océan, encadrée par des dépôts calcaires lacustres dans l'Agenais et surtout des mollasses argilo-sableuses dans la région toulousaine et l'Armagnac, jusque dans les premières collines du pied des Pyrénées, où ces formations détritiques, provenant de l'érosion des roches pyrénéennes, reposent en discordance, à peine légèrement relevées, sur les couches sous-pyrénéennes, dont le plissement s'était achevé avant l'Aquitanién. Cet état de choses s'est ensuite perpétué pendant les étages suivants du Miocène. D'ailleurs les dépôts marins du voisinage de l'Océan ne sont guère visibles qu'en un petit nombre

de localités isolées, en raison de la couverture du sable des Landes qui les cache généralement.

C'est ainsi que, dans le Bordelais, l'Aquitanien est constitué par des alternances de marnes et de faluns à faune marine [faluns de Larriey, Saint-Avit, Bazas, Mérignac (niveau inférieur)], mais pouvant déjà alterner avec les calcaires lacustres qui existent seuls dans l'Agenais. Par contre, dans le sondage des Abatilles, à Arcachon, localité plus proche de l'Océan, le Miocène tout entier est représenté par des sables et grès marins. Plus au sud, sur l'emplacement de l'ancien fossé sous-pyrénéen, on trouve des couches à grandes Lépidocyclines, c'est-à-dire à Foraminifères franchement marins, près de Dax (à Saint-Geours et Abesse) et de Peyrehorade (à Peyrère), témoignant de la persistance d'un « golfe aturien » dont l'origine était bien plus ancienne.

Le Burdigalien marin présente encore un faciès très uniforme de faluns ou sables coquilliers (Léognan, Saucats, etc...), et il en a été de même à l'Helvétien, auquel semble correspondre le maximum d'extension de la mer miocène et appartiennent les faluns de Salles et Saint-Paul-de-Dax, à *Cardita Jouanneti* et *Scutella subrotundata*. Il faut même noter qu'un faciès tortonien, relativement plus profond, à *Pleurotomes*, *Ancilla glandiformis*, *Aturia zigzag*, se rencontre dans le Sud des Landes, c'est-à-dire toujours dans la région de la fosse aturienne.

Lorsqu'on se dirige plus à l'est, se montrent des intercalations de formations lacustres et sub-continetales, qui arrivent à exister seules à partir de l'Armagnac, où se rencontrent des mollasses avec intercalations de calcaires lacustres à Unios, Mélanies et Helix. Dans ces calcaires, on a rencontré deux niveaux à Vertébrés, dont la faune est bien connue, à Sansan et Simorre. Le premier renferme *Propithecus antiquus*, *Mastodon angustidens* et *tapiroides*, *Amphicyon major*, *Rhinoceros sansaniensis*, *Dicrocerus elegans*, etc., et se rapporte à l'Helvétien inférieur. Le second, à *Mastodon tapiroides* et *simorrensis*, *Dinotherium giganteum*, *Rhinoceros brachypus*, etc., est d'un niveau helvétien plus élevé.

Dans des mollasses du Miocène supérieur, on a rencontré *Dryopithecus Fontani* à Valentine près de Saint-Gaudens, et

une faune à *Dinotherium*, *Hipparion*, *Tapirus priscus*, à Orignac.

Des formations plus récentes se rencontrent encore dans l'Aquitaine, mais non marines ; s'il est probable qu'au Pliocène la mer ait encore pénétré sur une certaine étendue, c'est exclusivement dans la région aujourd'hui couverte par le sable des Landes qui s'étend jusqu'à l'embouchure de l'Adour.

Il est intéressant de constater que sur le prolongement de la *fosse aturienne*, accident structural déjà ancien et dans lequel nous venons de constater l'existence d'un faciès tortonien, c'est-à-dire profond, lors du dernier étage miocène connu, se trouve actuellement la *fosse du Cap-Breton*. Cette profonde dépression, linéaire et très étroite, perpendiculaire au rivage actuel et qui amène des fonds de plus de 1.000 m. à proximité de celui-ci, au milieu de la côte remarquablement plate du golfe de Gascogne, a été expliquée de diverses façons. Dans mon ouvrage sur les anciennes Mers de la France, j'ai déjà émis l'hypothèse que cette fosse serait un héritage des temps géologiques et qu'elle résulterait de la permanence, jusqu'à l'époque actuelle, de la fosse qui a existé, à partir de l'ébauche anté-cénomaniennne des Pyrénées, dans la partie occidentale de l'avant-fossé sous-pyrénéen.

Si nous ne connaissons pas en Aquitaine de dépôts marins du Pliocène, il existe toutefois d'importantes formations détritiques qui doivent se rapporter à cette époque et qui résultent, en grande partie, de la destruction des Pyrénées occidentales, dont le relief avait été rajeuni par une surrection dont témoigne le relèvement des mollasses miocènes qui s'appuient en discordance sur les terrains pyrénéens au pied de la chaîne.

C'est le cas, en particulier, de la *formation du Lannemezan*, qui s'est étendue sur une superficie considérable au-dessus des mollasses de l'Armagnac, sous la forme d'un gigantesque cône de déjection très surbaissé, présentant son sommet au débouché de la partie pyrénéenne de la vallée de la Neste, laquelle prend ensuite, jusqu'à son confluent avec la Garonne à Mont-réjeau, une direction perpendiculaire à la précédente et laté-

rale par rapport à ce cône. Les dépôts du Lannemezan s'étendent ensuite, suivant des directions rayonnantes, sur les croupes séparant les vallées divergentes de la région du Gers, qui entament le substratum miocène et qui se sont creusées suivant les génératrices de ce cône. Plus à l'ouest, d'autres cônes analogues se rencontrent encore ; en particulier, l'un d'eux a son sommet vers le débouché du Gave de Pau à sa sortie des Pyrénées, à Lourdes, et est encadré entre le cours inférieur du Gave de Pau, dirigé au NW vers Pau et Orthez, et le cours de l'Adour en aval de Tarbes jusque vers Riscle.

L'importance de ces formations témoigne de l'intensité considérable de l'érosion des Pyrénées encore au Pliocène ; cet âge a été établi pour la formation du Lannemezan par M. Boule, par sa superposition aux couches du Miocène supérieur, à faune d'Orignac, et son ravinement ultérieur par des alluvions du Pléistocène ancien contenant la faune chaude à *Rhinoceros Mercki*, *Hyæna striata*, etc... D'autre part, en ce qui concerne la nature de cette formation, on peut observer qu'au débouché de la Neste en amont de Lannemezan, elle renferme de nombreux blocs de grande taille, peu ou pas roulés. Il s'agit très probablement d'un vaste complexe fluvio-glaciaire, antérieur aux glaciations pléistocènes qui correspondent aux terrasses successives de la Garonne, laquelle a d'ailleurs contourné le grand cône du Lannemezan jusqu'à Toulouse.

Postérieurement à cette formation s'est produite celle, également très étendue et plus proche du rivage atlantique, du *sable des Landes*, qui couvre de très grandes superficies, cachant presque entièrement de son manteau toutes les formations géologiques antérieures. Si, auprès de Soulac, on la voit reposer sur des argiles à *Elephas meridionalis* et appartenir là entièrement au Pléistocène, il n'est nullement certain qu'elle ne soit pas, en réalité, plus complexe (ainsi qu'on peut le constater aux environs de Bayonne) et que sa base ne puisse, en bien des points, correspondre au Pliocène.

Dans le *Nord de l'Aquitaine*, où n'existaient évidemment pas des reliefs comparables à ceux des Pyrénées,

nées (d'ailleurs rajeunis par une surrection post-miocène), on ne trouve pas de formations détritiques d'une importance semblable. Cependant, auprès de Nontron et de Montbron, on rencontre des argiles ou des sables à galets de quartz, parfois micacés, renfermant des feuilles de Conifères, qui reposent sur le Sidérolitique et qui ont fourni, près de Ruffec, des dents de *Mastodon arvernensis*. Ces formations de plateaux, d'âge pliocène en ces localités, ne sont d'ailleurs peut-être pas synchroniques en tous les points ; en tout cas, elles sont antérieures au creusement des vallées pléistocènes.

Si l'on considère la disposition générale des vallées pour l'ensemble de l'Aquitaine, il est intéressant de constater la régularité de leur convergence vers la région de Bordeaux, abstraction faite, pour la Garonne, de son tracé de Montréjeau à Toulouse, où elle a été manifestement déviée par le cône du Lannemezan. D'autre part, l'existence de très nombreux méandres encaissés à la traversée des terrains jurassiques et créfacés par la Vézère, la Dordogne, le Lot et le Tarn témoigne d'un relèvement assez récent de la bordure du Bassin de l'Aquitaine, évidemment corrélatif de la surrection alpine du Massif Central que nous avons déjà reconnue.

B. — LES PYRÉNÉES

En première approximation, la chaîne des Pyrénées présente une large *zone axiale de terrains primaires* s'étendant sur la majeure partie de sa longueur, ainsi que divers massifs primaires de moindre importance et parfois très réduits (*massifs nord-pyrénéens*), disposés en avant de la zone axiale et séparés, soit de celle-ci, soit entre eux, par des bandes de couches se-

condaires parfois très étroites, voire même entièrement laminées en certains points. Sauf quelques exceptions, c'est surtout en avant de cette zone nord-pyrénéenne que se rencontrent, dans la région sous-pyrénéenne (1), les couches crélacées supérieures et nummulitiques, encore disloquées ou fortement plissées au voisinage immédiat de la zone nord-pyrénéenne, mais dont l'allure devient ensuite de plus en plus régulière en s'éloignant de la chaîne. Ensuite, ces couches disparaissent sous les formations discordantes, à peine relevées au bord de cette dernière, des terrains néogènes de l'Aquitaine débutant par l'Aquitanién, que nous avons déjà décrits, et qui, essentiellement détritiques (mollasses), sont formées par les produits de la destruction des Pyrénées, entremêlés çà et là de dépôts calcaires d'eau douce, ayant pris naissance dans des lacs de bordure de la grande lagune aquitaine.

Toutefois, cette première esquisse doit être complétée, pour la partie orientale, par l'apparition, dans la zone sous-pyrénéenne, du massif primaire isolé formant l'ossature des Corbières occidentales (*Massif de Mouthoumet*) qui surgit au-dessous du Crétacé supérieur et du Nummulitique (2). D'autre part, les terrains néogènes aquitains manquent, comme nous le savons déjà, dans la région orientale du pied des Pyrénées, à partir du méridien de Toulouse approximativement, le golfe de l'Aquitaine ayant été borné dans cette direction par le comblement et la fermeture de l'ancien détroit nummulitique qui avait séparé les Corbières septentrionales de la Montagne-Noire.

En outre, en quelques points de la partie française

(1) Voir la note infrapaginale de la p. 179.

(2) Ce substratum primaire reparaît aussi plus au nord, sur une faible étendue, dans la Montagne d'Alaric, qui constitue un témoin de sa continuité avec la Montagne-Noire sous une couverture formée seulement de Nummulitique, ainsi qu'au bord méridional de la Montagne-Noire.

des Pyrénées se montrent des formations secondaires et tertiaires qui appartiennent à une autre zone, constituant la couverture méridionale de la zone primaire axiale (*zone sud-pyrénéenne*), largement développée au contraire sur le versant espagnol.

Avant d'exposer sommairement les caractères tectoniques des diverses zones que je viens de définir dans les grandes lignes et qui ressortent de l'examen de la carte géologique (Pl. VIII), il est nécessaire que j'indique tout d'abord les caractères stratigraphiques des différents terrains qui s'y rencontrent et l'histoire de leur formation.

LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DES TERRAINS PYRÉNÉENS

1° LES TERRAINS PRIMAIRES.

A. — Massif de Mouthoumet.

Les terrains primaires de ce massif présentent de grandes analogies avec ceux du Sud de la Montagne-Noire, par l'absence de massifs granitiques et de métamorphisme, lesquels se retrouvent au contraire bien développés dans les massifs pyrénéens. Toutefois on ne connaît pas, dans le Massif de Mouthoumet, les termes inférieurs cambriens de la série primaire qui sont bien représentés dans la Montagne-Noire.

Le Silurien y est essentiellement schisteux ; en ce qui concerne l'Ordovicien, on n'y connaît d'ailleurs que sa partie supérieure, renfermant quelques intercalations de grès et de calcaires ; le Gothlandien se montre sous son faciès classique de schistes graphiteux à *Monograptus*, avec bancs calcaires à *Cardiola interrupta*. Le Dévonien, en grande partie calcaire et

dolomitique, s'y termine souvent par des griottes amygdalaires à Goniatites, surmontés par des lydiennes à nodules noirs de phosphate de chaux qui constituent la base du Dinantien (1), formé par un épais complexe de schistes avec bancs de grès et de conglomérats.

Tous ces terrains ont été plissés après le dépôt du Dinantien. Postérieurement à ce plissement hercynien se sont produits les deux petits *bassins houillers de Durban et de Tuchan*, dont le remplissage est constitué par du *Stéphanien inférieur*, entièrement discordant sur les terrains antérieurs et indépendant du Dinantien, car ces bassins se rencontrent sur de l'Ordovicien. Nous verrons plus loin que, par contre, dans les Pyrénées, des intercalations de couches de poudingues avec végétaux westphaliens ou même stéphaniens peuvent se rencontrer dans une série carbonifère continue et sans discordance avec le Dinantien, le plissement hercynien post-dinantien ne s'y traduisant que par des intercalations de galets provenant de régions émergées en bordure du géosynclinal, comme le Massif de Mouthoumet.

B. — Pyrénées (zone axiale et massifs nord-pyrénéens).

En général, la série primaire y est constituée par une succession de dépôts très épais et bien plus uniformément schisteux que dans les autres régions primaires françaises, avec peu de niveaux gréseux et des intercalations calcaires surtout dans le Dévonien. D'autre part, leur succession se montre concordante jusqu'au Carbonifère et en continuité vers la base avec les schistes cristallins.

La base de cette série paléozoïque est formée, en

(1) Il est probable que, comme dans la Montagne-Noire et les Pyrénées et malgré leur parfaite continuité apparente avec le Dévonien, ces couches doivent être attribuées seulement au Viséen.

effet, par des schistes métamorphiques présentant tous les types successifs du métamorphisme général : gneiss, micaschistes, puis schistes sériciteux et schistes satinés passant insensiblement aux schistes ardoisiers ordoviciens, qui constituent le premier terme ayant pu être daté avec quelque précision.

En effet, les calcaires qui ont été considérés par Depéret comme cambriens dans les Albères, par simple analogie pétrographique avec la Montagne-Noire, ainsi que des schistes noirs qui les accompagnent, doivent en réalité correspondre en général respectivement à des calcaires dévoniens et des schistes carburés gothlandiens, étant donné qu'ils se présentent, au milieu des schistes ordoviciens, pincés en bandes synclinales et non anticlinales, ainsi que M. Mengel et moi l'avons reconnu.

En fait, dans ce grand complexe, il n'y a pas de distinction stratigraphique réellement possible avant l'Ordovicien, mais seulement une succession de faciès pétrographiques de plus en plus métamorphiques lorsqu'on descend au-dessous de l'Ordovicien reconnaissable. Même, dans le Massif du Canigou et sa prolongation au nord-ouest, au nord de la vallée de la Têt, les schistes cristallins renferment certaines intercalations de calcaires cipolins qui paraissent correspondre à des calcaires dévoniens pincés dans des synclinaux gothlandiens. Il semble donc que, dans la partie orientale de la chaîne, le métamorphisme général ait pu localement monter plus haut que dans les Pyrénées Centrales et Occidentales, où il ne dépasse pas l'Ordovicien. En ce qui concerne celui-ci, on ne connaît encore guère que sa partie supérieure qui soit assez souvent fossilifère, renfermant surtout *Orthis Actoniæ*.

L'Ordovicien est uniformément constitué, en général, par des schistes ardoisiers dans les Pyrénées Centrales (régions de

l'Ariège et de la Haute-Garonne), parfois avec un niveau de schistes noirs très satinés vers la base. Mais plus à l'ouest, de même que dans la partie orientale, il s'y montre des intercalations de quartzites, surtout vers le sommet de la série, et même des poudingues dans les Pyrénées Orientales, suivant M. Mengel.

Le Gothlandien présente partout le faciès très uniforme et bathyal de « schistes carburés », graphiteux, très noirs et tendres, à Graptolites, avec lentilles de calcaires noirs à Orthocères et *Cardiola interrupta*. Ce niveau, que l'on voit souvent très reconnaissable à distance, serpentant dans les montagnes pyrénéennes en raison des plissements qui ont affecté la série primaire, a été comparé autrefois par Leymerie, d'une façon très pittoresque, à un coup de crayon donné par la nature pour souligner ces plissements. Ces schistes, souvent accompagnés de sources ferrugineuses (provenant de l'oxydation des pyrites) et de dépôts efflorescents de soufre et d'alun, se décolorent parfois entièrement en devenant tout à fait blancs, par l'oxydation de la matière carbonneuse, dans certaines régions où ils ont été très écrasés.

Le Dévonien se distingue, comme à l'ordinaire, des autres divisions des terrains primaires par une grande prédominance du faciès calcaire, qui envahit presque toute sa hauteur dans les Pyrénées Orientales. Par contre, il est presque entièrement formé de calcschistes dans la Haute-Ariège (Luzenac, Vicdessos), quoique toujours avec des bancs calcaires massifs. En moyenne, la composition du Dévonien est la suivante : le Dévonien inférieur est formé de calcschistes ; le Dévonien moyen, de calcaires roussâtres massifs à Polypiers et souvent de dolomies, et le Dévonien supérieur de calcaires durs de teinte claire, grise ou rosée, se terminant souvent par des marbres griottes rouges, avec accidents verts, à Goniates, constitués par un fond schisteux englobant des nodules calcaires.

Le Dinantien débute fréquemment par des lydiennes avec nodules noirs de phosphate de chaux très siliceux et mélangé de matière carbonneuse (« phosphates noirs »), qui, de même que dans la Montagne-Noire, ont fourni des Orthocères et des cônes de *Lepidodendron* (*Lepidostrobus*), dont l'âge paraît, d'après les études récentes de M. l'Abbé Delépine, être Viséen et non

Tournaisien, quoique ces couches soient en parfaite concordance avec les griottes du Dévonien terminal (1). Dans les Hautes Pyrénées, la sédimentation a débuté, sans discontinuité, par des calcaires griotteux, de teinte gris clair, dont la faune est carbonifère et non plus dévonienne, d'après Bresson. En tout cas, la grande masse de ce complexe très épais est constituée par des schistes foncés très riches en paillettes détritiques de micas, avec des intercalations de bancs calcaires noirs, à *Productus cora*, *semireticulatus* et *giganteus*, *Phillipsia*, etc... La limite supérieure de ces schistes est, dans bien des cas, d'un âge assez imprécis.

Il faut, en tout cas, observer que les schistes de Mondette (au sud de Saint-Girons), d'ailleurs situés à une hauteur assez faible au-dessus de la base des schistes carbonifères, qui avaient été attribués au Permien inférieur par E. Hang, d'après une faune découverte par Caralp, ont été récemment reconnus comme encore dinantiens par M. l'Abbé Délépine ; ils sont caractérisés par *Goniatites subcircularis* et doivent être attribués au Viséen supérieur. En outre, dans les Pyrénées basques, au-dessus de cette faune de Mondette, le même auteur en a reconnu une autre, d'âge nettement Namurien, c'est-à-dire appartenant déjà au Westphalien (ou plutôt au Moscovien, puisqu'il s'agit de couches marines), et il existe encore au-dessus une assez grande épaisseur de calcaires évidemment marins.

Vers Fontanes, dans la haute vallée de l'Aude, les schistes carbonifères renferment des alternances de bancs de poudingues formés de nombreux galets de quartz dans le même fond schisteux, voire même simplement des galets très disséminés dans le schiste. Ces poudingues n'ont évidemment aucun caractère d'une formation littorale, mais témoignent des mouvements hercyniens ayant eu lieu à peu de distance vers le nord, ainsi que nous l'avons vu pour le Massif de Mouthoumet, émergé à la fin du Dinantien. Un grand développement de poudingues s'intercale aussi dans le Carbonifère de la vallée d'Aure, entre Arreau et Sarrancolin.

(1) Il importe d'observer qu'en l'absence de traces manifestes d'émersion (érosion suivie d'une discordance, ou altération superficielle des couches sous-jacentes), une lacune stratigraphique peut être le résultat simplement d'une absence de sédimentation, ayant pu se produire par diverses causes (éloignement des rivages, courants marins empêchant la sédimentation comme dans la Manche actuelle, etc.).

Mais, d'autre part, il importe d'indiquer que, soit dans cette région, soit encore au Plan-des-Etangs, au pied du massif de la Maladetta, on a signalé des couches à végétaux du Westphalien supérieur ou du Stéphalien s'intercalant dans ce complexe carbonifère, qui n'est donc pas limité au Dinantien, et qu'en outre, au Pic d'Ibantelly, au pied sud de la Montagne de la Rhune, dans les Basses-Pyrénées, les schistes carbonifères sont surmontés, en parfaite concordance, par un Houiller à *Pecopteris*, *Dictyopteris*, *Annularia*, *Asterophyllites*, *Sigillaria*, etc., se terminant par un complexe argilo-gréseux de couleur grisâtre ou verdâtre (1).

Il est donc permis de penser que la *sédimentation marine dans les Pyrénées a subsisté plus tardivement que dans les autres régions hercyniennes de France*, tout en présentant des indices de la proximité de terres émergées après le Dinantien par la première phase hercynienne habituelle. Le *principal plissement* (2) y daterait soit de la fin du Carbonifère, soit du début du Permien, c'est-à-dire d'une phase tardive, ce qui est une différence fondamentale avec l'avant-massif de Mouthoumet, qui n'a été d'ailleurs englobé dans l'édifice pyrénéen qu'au début du Tertiaire.

Une autre différence importante avec ce massif réside dans le très grand développement des *granites pyrénéens*. Ceux-ci ont souvent pénétré jusque dans le Carbonifère, entourés d'auréoles métamorphiques très développées. Ils se présentent, le plus souvent (Pl. VIII), sous la forme de massifs isolés et sensiblement elliptiques, allongés suivant la direction générale des ter-

(1) Il faut d'ailleurs rappeler que sur le prolongement des Pyrénées dans les Asturies, il existe du Carbonifère moyen et supérieur en concordance avec le Dinantien, constitués d'abord par du Moscovien marin, puis par des dépôts houillers renfermant le Westphalien supérieur et le Stéphalien, d'après M. Barrois.

(2) M. Mengel a admis l'existence de mouvements locaux, constituant une répercussion des plissements calédoniens, mais dont l'importance paraît toutefois avoir été assez faible.

rains primaires encaissants, c'est-à-dire dans des conditions analogues à celles des granites du Nord du Massif armoricain. Même, dans la région orientale, une grande masse granitique s'étendant de l'ouest à l'est, depuis la chaîne entre l'Ariège et l'Aude (région de Quérigut) jusqu'à la Têt aux confins du Roussillon, a conservé en son intérieur le dessin des plis hercyniens (présentant d'ailleurs là un rebroussement très net) par la présence d'enclaves de calcaires dévoniens non digérés et montrant en quelques points des griottes encore très reconnaissables. Ce granite est donc certainement *post-tectonique*, ce qui le date au moins de l'extrême fin du Primaire, sinon même d'un âge plus tardif (peut-être en relation avec l'important métamorphisme qui a affecté les couches secondaires).

Les phénomènes d'endomorphisme sont très nets dans ces massifs granitiques, lorsqu'ils ont digéré des calcaires et surtout des dolomies du Dévonien ; c'est ainsi qu'y ont pris naissance localement, sur l'emplacement de ces couches, les *péridotites* et roches connexes du massif du Laurenti étudiées par M. Lacroix, dans le massif granitique de Quérigut, ainsi que les enclaves de *talc* des massifs du Saint-Barthélemy, du Laurenti, des environs de Reynès, etc.

D'autre part, il semble bien qu'il faille rattacher à des phénomènes éruptifs post-hercyniens les *éruptions permienes* qui se sont produites en divers points des Pyrénées (massif de la Rhune ; Pic du Midi d'Ossau ; vallée supérieure du Rébenty, affluent de l'Aude, vers Niort, etc.) et même, très probablement, la venue plus tardive des *ophites*, en général interstratifiées ou intrusives dans le Keuper en grands laccolites, mais aussi quelquefois (environs de Saint-Girons) en véritables coulées et prenant alors une structure microlitique signalée par M. Lacroix, ainsi que l'éruption mélaphyrique de Segalas, entre Castel-

nau-Durban et la Bastide-de-Sérou, qui a donné une cinérite à blocs à la base du Rhélien.

Par contre, les roches filoniennes qui percent le Crétacé supérieur dans les Pyrénées Occidentales seraient liées au plissement anté-cénomaniien.

2° LES TERRAINS SECONDAIRES DE LA ZONE NORD-PYRÉNÉENNE.

En certaines parties du bord septentrional de la zone primaire axiale et de la bordure des massifs primaires nord-pyrénéens, mais d'une façon non constante, la couverture post-hercynienne débute par des grès et poudingues rouges, bien développés en particulier dans le massif de la Rhune, devenant blancs et micacés vers le haut. Cette formation détritique comprend certainement le Trias inférieur, mais il est très probable que, du moins en certains points, elle englobe aussi le Permien supérieur ; dans l'impossibilité de distinguer avec certitude ce qui revient aux deux séries, il convient de lui attribuer le nom de *Permo-Trias*.

En certaines localités, soit des Pyrénées Orientales [Amélieles-Bains (1)], soit des Basses-Pyrénées, on rencontre des calcaires et carneules présentant le faciès du *Muschelkalk*. Mais, en général, le *Permo-Trias* est directement surmonté par le faciès du *Keuper*. Celui-ci est constitué par des marnes et argiles bariolées, gypsifères et salifères en beaucoup de points du bord des Pyrénées, depuis les environs de Bayonne jusqu'à la région au sud du Massif de Mouthoumet, en passant par des localités dont les noms sont bien typiques (Salies-du-Béarn, Salies-du-Salat, etc.). Il faut d'ailleurs ajouter qu'en l'absence de *Muschelkalk*, la distinction pétrographique entre grès triasique et *Keuper* ne repose sur aucune base paléontolo-

(1) Le Trias d'Amélieles-Bains se trouve dans un synclinal isolé et qui, en réalité, doit plutôt se rattacher à la *série sud-pyrénéenne*.

gique. Je rappellerai, d'autre part, l'association constante des *ophites* au Keuper.

Le Rhétien est représenté, en certains points, par des calcaires en plaquettes alternant avec des délits marneux et quelques cargneules, renfermant la faune caractéristique à *Avicula contorta*, avec quelques Poissons. A l'Hettangien correspondent des dolomies et cargneules, suivies de calcaires souvent rubanés, de teinte grise ou rosée, qui appartiennent au Sinémurien. Puis vient, au-dessus de ce Lias calcaire, un Lias marneux, fossilifère en beaucoup de points et renfermant en général des espèces du Lias moyen, plus rarement des formes du Toarcien. Au-dessus se rencontre un complexe de dolomies noires, donnant au choc du marteau une odeur qui les a fait qualifier de « dolomies fétides », alternant en certains points avec des bancs calcaires, que l'on attribue au Bajocien et peut-être au Bathonien, et qui terminent le plus souvent le Jurassique dans la zone nord-pyrénéenne. Toutefois, en certaines parties des Basses-Pyrénées il existe au-dessus de ces dolomies un retour d'un faciès marneux, dans lequel on a rencontré des fossiles de niveaux stratigraphiques plus élevés, jusqu'à l'Oxfordien. D'autre part, dans le Pays de Fenouillet, M. Jacques de Lapparent admet qu'après les dolomies du Jurassique moyen, la sédimentation s'est continuée par des calcaires sublithographiques représentant le Jurassique supérieur et le Néocomien, en continuité l'un avec l'autre comme dans la région rhodanienne, dont on s'approche.

En tout cas, cette série jurassique, très différente de celle que nous avons trouvée dans le Nord de l'Aquitaine, paraît bien s'être terminée, en général, avant la fin du Jurassique. D'autre part, lorsque la sédimentation a repris ultérieurement pendant le Crétacé inférieur (en général seulement à l'Aptien) et bien qu'habituellement il n'y ait pas de discordance entre les deux séries, il s'intercale localement à la base de ce Crétacé, à l'ouest et à l'est de Foix, une formation de *bauxite* avec pisolites ferrugineux, accompagnée de *lignites* à la cluse de Péréille, qui témoigne évidemment d'une longue émergence continentale intermédiaire. Dans le Pays de Fenouillet même, où la sédimentation jurassique se serait continuée jusqu'au Néocomien d'après M. J. de Lapparent, on retrouve des *bauxites* corrodant ce Néocomien et recouvertes par l'Aptien. Par conséquent, on

trouverait partout la trace d'une émergence antérieure au dépôt de l'Aptien.

Celui-ci montre, à sa base, des calcaires sub-récifaux à *Toucasia*, surmontés de marnes noires à Orbitolines et Ostracés (*Exogyra aquila*). C'est à ce même niveau qu'auprès de Lourdes, dans les ardoises de Lugagnan, jusqu'alors considérées comme d'âge primaire, Carez a trouvé autrefois une Ammonite (*Hoplites Deshayesi*), caractéristique de l'Aptien supérieur. L'Aptien montre d'ailleurs des variations assez notables de composition lorsqu'on suit le bord de la chaîne de l'ouest à l'est. En particulier, il existe un développement de plus en plus considérable du faciès urgonien (Urigo-Aptien à *Toucasia*) vers l'est. Dans l'Ariège et à la vallée de l'Aude, au-dessus des couches de lignite et de bauxite, une première masse urgonienne est surmontée par une assez faible épaisseur de marnes à *Orbitolina subconca-convexa* et *Exogyra aquila*, suivies par un second niveau urgo-aptien analogue à la grande masse inférieure. Dans les Corbières Orientales, à la montagne de la Clape, les calcaires urgoniens, très épais, ne sont plus qu'à peine subdivisés par une intercalation de marnes, constituant ainsi une transition au faciès urgonien si développé dans la vallée du Rhône.

Avec l'Albien commence un faciès de « flysch » très épais, constitué par des marnes noires schisteuses, souvent un peu micacées et gréseuses, contenant parfois encore des intercalations de bancs calcaires, analogues à ceux de l'Urigo-aptien, mais de faune un peu différente. Vers l'est, le faciès devient exclusivement vaseux et, par son épaisseur considérable, atteignant au moins 1.000 m., présente un caractère géosynclinal, bien que néritique. Vers Narbonne, des grès calcaires prennent un certain développement dans cette série.

Métamorphisme des couches secondaires nord-pyrénéennes. — Dans certaines régions de la zone nord-pyrénéenne, les calcaires et dolomies du Lias inférieur, du Jurassique et de l'Urigo-aptien sont transformés en types marmoréens, souvent remplis de cristaux de dipyre (*couseranite*), et les marnes du Lias et du Crétacé, jusqu'à celles de l'Albien, ont donné

des roches dures, parfois de véritables cornéennes, chargées de nombreux silicates de métamorphisme. J'ai attribué ces transformations, ainsi que Michel Longchambon, qui les a étudiées en détail, à un processus de *métamorphisme général* lié à la condition géosynclinale ayant existé à l'Albien. Mais cette interprétation a été combattue par M. Jacob, qui y voit seulement le résultat d'un *métamorphisme dynamique*, tenant à l'écrasement du synclinal dans lequel se rencontrent les couches secondaires métamorphiques. Or, ce processus purement mécanique ne peut évidemment suffire à expliquer l'apport de soude nécessaire à la genèse du dipyre dans les calcaires, qui a été attribué par Michel Longchambon à la traversée du Trias salifère par les vapeurs fume-rolliennes métamorphisantes.

Dans certains cas aussi, Michel Longchambon a admis avec moi que ce métamorphisme a même pu, en divers points, aux dépens des dolomies jurassiques, par un processus analogue aux « colonnes filtrantes » invoquées par P. Termier pour la genèse des roches vertes des schistes lustrés alpins, donner naissance *in situ* à certains magmas basiques et magnésiens qui, sans aucune montée visible au travers des terrains primaires sous-jacents et localisés dans ces dolomies, ont produit des *lherzolites*, roches très différentes des ophites sur l'âge triasique desquelles ne peut subsister de doute, à la suite des observations de Pierre Viennot. Si cette genèse des *lherzolites* a été contestée et peut-être ne serait pas générale, il est certain, en tout cas, que *le métamorphisme des couches secondaires existe sur des superficies considérables en l'absence de toute lherzolite* et ne peut alors être considéré comme dû à leur contact ; il correspond à un phénomène beaucoup plus général que l'existence de ces roches basiques.

3° LE PLISSEMENT ANTÉ-CÉNOMANIEN DES PYRÉNÉES.

Après la sédimentation géosynclinale de l'Albien et le métamorphisme général dont il vient d'être question, il s'est produit *une phase orogénique importante*, dont le détail est encore incomplètement précisé, ayant donné une ébauche générale de la chaîne pyrénéenne, car le Cénomaniens se montre très souvent discordant sur les couches antérieures déjà assez fortement plissées. Même, comme le montre la série sédimentaire sud-pyrénéenne qui s'étend jusqu'aux Eaux-Chaudes et à Gavarnie, ou bien encore dans le petit synclinal d'Amélie-les-Bains, ce sont seulement des couches à Hippurites plus récentes que le Cénomaniens qui, jusque sur l'axe de la chaîne, reposent directement sur les terrains primaires ou bien par l'interposition de Trias, sans couches intermédiaires.

4° LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ET LE NUMMULITIQUE DU FOSSÉ SOUS-PYRÉNÉEN.

Au nord de la chaîne qui venait de surgir s'est constitué, à dater du Cénomaniens, un *avant-fossé sous-pyrénéen*, rejeté au nord de la zone nord-pyrénéenne et duquel est partie la transgression vers le nord qui a couvert l'Aquitaine au Crétacé supérieur et au Nummulitique. En même temps, commençait à se détruire la chaîne nouvellement formée et pouvait aussi se produire une transgression vers sa région axiale, ayant peut-être pu arriver à la recouvrir temporairement en jonction avec celle venue du sud.

Le Cénomaniens, surtout développé dans une bande qui sera définie plus loin au point de vue structural sous le nom de *zone pré-pyrénéenne* et qui constitue la portion la plus interne de la zone sous-pyrénéenne, montre un faciès de « flysch » avec

des conglomérats et des intercalations assez peu abondantes de calcaires à Caprines, ou encore, vers l'Océan, le faciès du « calcaire de Bidache » à lits de silex. Au bord sud du Massif du Mouthoumet, où il est transgressif, il se présente sous un faciès gréseux au-dessus d'un conglomérat de base ; dans les Corbières, le Cénomanién supérieur est souvent saumâtre.

Au Turonien, le faciès flysch se poursuivait dans la partie occidentale du fossé ; par contre, au sud du Massif de Mouthoumet, près de Rennes-les-Bains, le Turonien est surtout constitué par des calcaires à Hippurites, avec lits gréseux intermédiaires.

Le Sénonien, dans toute la partie occidentale, est représenté par des marnes et calcaires marneux à Ammonites et Echinides, devenant riches en Ostracés dans les collines des *Petites Pyrénées*, situées aux environs de Boussens, de part et d'autre de la Garonne. Il devient ensuite de plus en plus détritique vers l'est, formé de marnes entremêlées de grès et psammites dans l'Ariège et de calcaires à Hippurites vers Rennes-les-Bains, à la Montagne des Cornes ; dans les Corbières plus orientales, l'élément argileux finit par disparaître et il n'existe plus que des grès et psammites.

Ces variations longitudinales de faciès s'étaient d'ailleurs accentuées lors du dépôt de la partie supérieure du Sénonien, au Maestrichtien. Celui-ci continue, dans le Pays basque, à être constitué par des marnes et calcaires marneux à Ammonites et nombreux Echinides, tandis que dans les Petites Pyrénées, des calcaires marneux à Orbitoïdes passent rapidement, à l'est de la Garonne, au « calcaire nankin » à Oursins (*Hemipneustes*), chargé de nombreux grains sableux de quartz, et qu'à la traversée de l'Ariège au nord de Foix, il n'existe plus qu'un grès jaune contenant de nombreux débris végétaux. A la traversée de l'Aude et à Rennes-les-Bains, le grès d'Alet, très grossier, est transgressif vers le nord sur le massif de Mouthoumet.

Le Maestrichtien supérieur devient même déjà saumâtre à l'ouest de la Garonne, où il est constitué par les marnes d'Auzas, à *Cyrena garumnica*, avec Huîtres et encore quelques Rudistes. A l'est de la Garonne, il se transforme en un « faciès garumnien » d'argiles bigarrées avec bancs sableux et ligniteux, qui se poursuit dans les Corbières Occidentales par des marnes

et argiles rouges, avec grès et poudingues. D'ailleurs, dans les Corbières Orientales, tout le Maestrichtien a pris ce faciès d'eau douce, qui se poursuit dans l'Hérault par les grès à Rep-tiles de Saint-Chinian, transgressifs sur le Primaire de la Montagne-Noire.

Le Danien est encore marin dans la région occidentale de l'Adour, seule région de France où il existe ; il y est représenté par les calcaires jaunes et roses de Bidart à *Nautilus danicus* et nombreux Oursins. Mais il devient entièrement lacustre dès les Petites Pyrénées, où il est formé par un calcaire sublithographique à Physes (*Garumnien moyen*), contemporain du calcaire de Rognac en Provence.

Au Montien, on retrouve de nouveau, dans les Corbières et l'Ariège, des argiles rouges constituant le « *Garumnien supérieur* », correspondant en Provence aux argiles de Vitrolles, qui ont fourni des débris de Dinosauriens. Mais déjà au Mas d'Azil, sur l'Arize, on observe un retour de marnes grises marines à *Echinanthus* et *Operculina Heberti* (formes déjà éocènes), toutefois surmontées par des couches à *Micraster tercensis*, indiquant une récurrence de formes crétacées. Les faciès marins avaient donc déjà gagné dans la direction de l'est, et par conséquent le Danien correspond à un maximum de régression des faciès marins vers l'ouest dans le fossé sous-pyrénéen, mais sans qu'il y ait eu d'interruption de la sédimentation dans celui-ci à la limite du Crétacé et du Tertiaire, ce qui est une exception unique en France.

Une accentuation de ce déplacement des faciès du Montien s'est d'ailleurs produite à l'Eocène inférieur ou Suessonien. On observe toujours dans les Basses-Pyrénées des faciès marins, avec une certaine transgressivité du Sparnacien sur le Thanétien, d'après M. H. Douvillé, et d'autre part l'Yprésien à *Nummulites planulatus* est connu dans un sondage des Landes et jusqu'à Royan, ce qui indique une transgression importante vers le nord en Aquitaine. Mais, en même temps, les faciès marins se sont étendus progressivement vers l'est le long des Pyrénées.

Il s'y est d'abord déposé des calcaires à Miliolites, passant toutefois encore, dans les Corbières, à des calcaires lacustres à *Physa prisca*, avec intercalations d'argiles rouges, qui correspondent donc à une prolongation du « faciès garumnien » et

qui se retrouvent d'ailleurs en transgression sur le socle primaire au bord sud de la Montagne-Noire, vers Montoliou. L'aire de sédimentation du fossé sous-pyrénéen s'était, en effet, déplacée à cette époque, passant maintenant au nord du Massif de Mouthoumet, qui était séparé de la Montagne-Noire pour la première fois par l'ouverture de ce *détroit de Carcassonne*, tandis qu'inversement il était maintenant incorporé définitivement au domaine pyrénéen.

Ensuite se sont déposés des marnes et calcaires à *Operculina ammonica*, Alvéolines, Crassatelles, *Ostrea uncifera*, *Nummulites Leymeriei* et *atacicus*, c'est-à-dire des dépôts franchement nummulitiques, correspondant au Suessonien supérieur, qui se sont plus étendus que le niveau précédent. Le maximum d'extension du faciès nummulitique marin correspond d'ailleurs au Lutétien inférieur, qui se rencontre jusque dans les Corbières et sur le versant sud de la Montagne-Noire, avec une riche faune lutétienne.

Mais, dès le Lutétien moyen, on commence à observer un changement complet de régime dans des marnes et calcaires d'eau douce, intercalés de bancs de poudingue (bien visibles, par exemple, à Crampagna, à la traversée de l'Ariège), qui témoignent d'une nouvelle surrection de la chaîne pyrénéenne par une phase de plissement débutant donc au Lutétien moyen. C'est là le début de la formation du « poudingue de Palassou », qui s'est poursuivie en de multiples alternances au milieu d'un régime de grès et mollasses, avec intercalations de calcaires d'eau douce (ayant fourni des débris de *Palæotherium* à Varilhes, dans la vallée de l'Ariège), durant la fin de l'Eocène et encore à l'Oligocène. J'ai d'ailleurs indiqué précédemment que le comblement de la partie orientale du fossé sous-pyrénéen, ayant produit la fermeture définitive du détroit de Carcassonne, s'est fait par des dépôts de gypse et de calcaire d'eau douce contemporains du gypse de Paris, puis d'une mollasse oligocène.

Vers l'ouest au contraire, si la formation du poudingue de Palassou s'observe jusqu'aux environs de Pau, on constate une persistance des faciès marins aux environs de Bayonne et Biarritz, avec une transgression du Lutétien moyen (calcaire à grandes Nummulites de Peyrabanque), suivie d'un approfondissement de la mer au Lutétien supérieur et à l'Auversien,

lors du dépôt des calcaires marneux de la Gourèpe à Huîtres du genre *Pycnodonta* et Eponges siliceuses. Au Priabonien, les marnes bleues de la Côte des Basques, puissantes d'environ 600 à 700 m., qui terminent l'Eocène à Biarritz, montrent même un faciès bathyal qui s'est étendu à toute la région aturienne, car on trouve des marnes à Pentacrines et Brachiopodes auprès de Dax et dans la Chalosse.

Mais ensuite, dès le début de l'Oligocène, on observe un changement radical dans le caractère de la sédimentation à Biarritz, correspondant au dépôt des grès grossiers du Port-Vieux et de l'Atalaye, à petites Nummulites (*N. Bouillei*, *vascus*, *intermedius*), *Euspatagus ornatus*, etc., indiquant un faciès très détritique, qui semble bien correspondre à une phase orogénique pyrénéenne produite dans le voisinage, à la limite de l'Eocène et de l'Oligocène. L'Oligocène se termine à Biarritz par les couches de la Chambre d'Amour et du Phare, probablement déjà stampiennes et peut-être d'un caractère un peu plus profond que les grès précédents, en raison de la présence d'Ostracés du genre *Pycnodonta*.

Aux environs de Dax, les faluns de Gaas, à *Natica crassatina*, montrent un faciès très différent de celui de Biarritz, mais elles renferment les mêmes Nummulites. A Saint-Sever, existent des calcaires et marnes à *Nummulites intermedius*, *Natica crassatina*, etc..., et d'autre part, dans le forage des Abatilles, à Arcachon, l'Oligocène est représenté par des calcaires marins néritiques.

Pendant que se déposaient ces couches marines dans la partie occidentale du fossé sous-pyrénéen (*fosse aturienne*), sa portion plus orientale jusqu'à l'ancien détroit comblé de Carcassonne continuait à recevoir des alternances de mollasses, de bancs de poudingue et de calcaires d'eau douce jusqu'au Stampien, époque à laquelle nous savons déjà que les derniers poudingues à galets pyrénéens ont pu arriver jusque dans le Castrais, au bord occidental de la Montagne-Noire.

Ce fait stratigraphique est d'ailleurs en accord avec l'observation d'ordre tectonique d'après laquelle, dans la région de Salies-du-Salat et de Betchat et plus à l'est vers la vallée de l'Arize, les poudingues de Palassou ont été recouverts par les chevauchements

lès plus extérieurs des Pyrénées et ont participé aux plis renversés des Petites Pyrénées, ainsi qu'avec la discordance générale de l'Aquitaniens au bord de la chaîne, pour permettre de dater de la fin de l'Oligocène l'achèvement de la grande phase orogénique des Pyrénées.

Les dépôts suivants, qui ont achevé de combler le Bassin aquitain à partir de l'Aquitaniens, sont, en effet, entièrement discordants sur tous les terrains antérieurs et sur les dislocations de la bordure pyrénéenne. Ils n'ont plus subi ultérieurement qu'un léger relèvement au bord de la chaîne, témoignant d'une phase tardive de surrection de celle-ci, mais sans plissement appréciable, qui a simplement rajeuni son relief et, par suite, entretenu son érosion et la puissante sédimentation détritique dont nous avons indiqué l'existence à son pied et même jusqu'à une distance assez grande dans l'Aquitaine. Il me faut cependant rappeler que la sédimentation marine au Néogène s'est encore continuée, au moins pendant le Miocène, dans la région aturienne qui constituait toujours une zone en cours d'approfondissement, ainsi qu'il a été indiqué plus haut (p. 196).

5° LA COUVERTURE SUD-PYRÉNÉENNE.

La couverture des terrains primaires de la zone axiale ne se rencontre qu'en un petit nombre de points à son intérieur et elle se développe principalement en sa bordure méridionale, sur le territoire espagnol. Elle présente une constitution entièrement différente de la série secondaire que nous venons de décrire au nord de la zone axiale ; je ne puis indiquer ici cette constitution que d'une façon extrêmement sommaire.

Sauf en un petit nombre de points où elle com-

prend à sa base des grès permotriasiques ou une série triasique plus complète (par exemple dans le petit bassin synclinal d'Amélie-les-Bains), cette couverture débute, immédiatement au-dessus des terrains primaires et en complète discordance sur eux, par des *calcaires à Hippurites* reposant tantôt sur les terrains primaires par un conglomérat formé d'éléments de ces couches sous-jacentes, tantôt même parfois directement, les Hippurites ayant été même rencontrées fixées *en place* sur le soubassement granitique, associées à des huîtres et autres fossiles. L'âge précis de ces calcaires, différents des couches contemporaines dans la zone septentrionale, est assez mal déterminé, pouvant appartenir en partie au Turonien, mais comprenant certainement du Sénonien.

Au-dessus d'eux, dans la région du cirque de Gavarnie (fig. 19), vient un très puissant complexe, d'ailleurs fortement replié, d'une épaisseur voisine d'environ 1.000 mètres, de schistes et grès à Fucoïdes, représentant un faciès flysch, terminés par des marnes et calcaires marneux à Ostracés, Echinides et Orbitoïdes, semblables à ceux du Maestrichtien des Petites Pyrénées occidentales. Ce complexe, qui forme toute la crête frontière entre le Gabiétou et le Pic Blanc, est directement surmonté, sur le versant espagnol, par le calcaire nummulitique du Mont-Perdu, qui ne débute d'ailleurs qu'avec le Lutétien moyen, c'est-à-dire après une lacune stratigraphique assez étendue.

LA TECTONIQUE PYRÉNÉENNE

Au-dessous de l'épais manteau de terrains néogènes de l'Aquitaine, on peut commencer à observer en quelques points, un peu au sud de la vallée de la

Garonne, des ondulations des couches secondaires, d'abord très faibles et n'ayant affecté qu'une région relativement rigide, en raison de l'existence probable du socle ancien à faible profondeur, ainsi que j'en ai fait plus haut l'hypothèse, car ces ondulations sont beaucoup moins marquées que celles que l'on rencontre dans le Nord de l'Aquitaine, bien qu'appartenant évidemment au même groupe de déformations. Ensuite apparaissent, sous la couverture discordante de terrains détritiques, des accidents structuraux de plus en plus marqués à mesure qu'on s'approche de la chaîne, dans la *zone sous-pyrénéenne*. Celle-ci, de structure encore relativement simple, montre principalement des couches du Crétacé supérieur et du Nummulitique, sous lesquelles apparaît, vers l'est, le socle primaire de Moulhoumet dans les Corbières Occidentales. Puis vient une zone particulière, en certaines parties du bord pyrénéen tout au moins, qui montre une certaine individualité tectonique et qui, principalement caractérisée par le développement du Cénomanién, a été dénommée par Carez *zone céno-maniénne*, tandis que je l'ai désignée, au point de vue tectonique, par le nom de *zone pré-pyrénéenne*.

Ensuite, on atteint la *zone nord-pyrénéenne*, contenant un grand nombre de *massifs primaires isolés*, de toute taille (certains étant même de simples lames discontinues), entourés et séparés les uns des autres, ainsi que de la zone primaire axiale, par d'étroites bandes de terrains secondaires, souvent très laminées et disloquées, dont la série stratigraphique ne dépasse normalement pas l'Albien, ainsi que nous le savons. La structure de cette zone est particulièrement compliquée et elle a donné lieu à de nombreuses discussions, non encore closes, qui seront sommairement résumées plus loin.

Depuis la Méditerranée jusqu'au delà de la vallée

supérieure du Gave d'Aspe vers l'ouest, s'étend ensuite la *zone primaire axiale*, très important massif hercynien dont la constitution géologique a été indiquée plus haut et dont la tectonique traduit : d'une part, un plissement hercynien montrant une prédominance du déversement de ses plis vers le sud ; d'autre part, la formation d'importants chevauchements dans cette direction, dont certains ont affecté la couverture discordante *sud-pyrénéenne* (les Eaux-Chaudes, Gavarnie) et sont donc manifestement d'âge tertiaire. En son extrémité occidentale, la zone primaire axiale s'enfouit sous cette couverture sud-pyrénéenne ; mais les relations tectoniques de celle-ci et de la série secondaire nord-pyrénéenne, alors en contact, sont encore mal élucidées, en raison des très importantes complications structurales existant dans le Sud du Pays Basque. Il importe d'ailleurs d'observer, à cet égard, que le bord nord de la zone axiale se montre séparé de la zone nord-pyrénéenne adjacente par un contact anormal.

A. LA ZONE SOUS-PYRÉNÉENNE.

Si l'on suit une ligne presque méridienne au travers de l'Ouest de l'Aquitaine, on rencontre déjà dans la Gironde, de Villagrains à Landiras, un anticlinal très surbaissé de Maestrichtien et Santonien, montrant des pendages de 5° , au travers de la couverture horizontale de Miocène. Plus au sud, dans les Landes, au NE de Mont-de-Marsan, le Crétacé forme un anticlinal plus marqué à Roquefort et à Créon, avec des pendages de 10° environ. Au sud de Saint-Sever, l'anticlinal d'Audignon, à noyau de calcaire aptien, est déjà rompu sur son flanc nord. Ensuite viennent, dans la région de Dax, des accidents beaucoup plus

marqués, avec des noyaux de Trias accompagné d'ophite ; celui de Tercis à Mimbaste a même ramené de la profondeur, avec le Trias, un peu de Silurien auprès de cette dernière localité. Le Trias sort largement aussi à Bastenne et Gaujacq, à peu près dans le prolongement de l'accident précédent. On le voit, de nouveau, percer plus au sud, au travers du flysch du Crétacé supérieur aux environs de Salies-de-Béarn. Enfin, au SW d'Orthez s'allonge du NW au SE le grand anticlinal de Sainte-Suzanne, dont le noyau de calcaire aptien est très développé.

La prolongation des accidents sous-pyrénéens plus à l'est reste d'abord cachée sous un épais manteau de Miocène et de la puissante formation pliocène du Lan-nemezán. Les premiers affleurements au travers de ce manteau commencent seulement, grâce à l'érosion de plusieurs vallées, à apparaître au voisinage de Mon-léon-Magnoac, puis de Gensac et Blajan, ensuite aux abords de Montmaurin et Lespugne. Mais bientôt surgissent largement les terrains anté-miocènes constituant les chaînons des *Petites Pyrénées*, traversées par la Garonne vers son confluent avec le Salat à Boussens. Les plis qu'on y rencontre sont déjà très accusés, car on se trouve là assez près de la chaîne. A l'ouest de la Garonne se montrent deux longs brachyantoclinaux parallèles : celui de Saint-Martory au sud et celui d'Aurignac, moins décapé par l'érosion, au nord. A l'est de la vallée, ces deux plis sont relayés par un seul brachyantoclinal, celui de Plagne, qui montre déjà un déversement vers le nord très marqué du Crétacé supérieur et du Nummulitique en son flanc septentrional et qui est suivi, au sud, par le large synclinal nummulitique de Cassagne et Fabas. Vers Salies-du-Salat et Betchat, le bord méridional de ce synclinal est fortement renversé au nord sous un chevauchement de Trias correspondant à l'axe d'un

grand pli couché jalonnant le bord de la zone pré-pyrénéenne ou cénomanienne (fig. 16).

Cette disposition se poursuit vers l'est très nettement jusqu'à la vallée de l'Arize, où le Nummulitique du synclinal de Cassagne se prolonge jusqu'au Mas d'Azil et, vers Camarade, est encore chevauché par

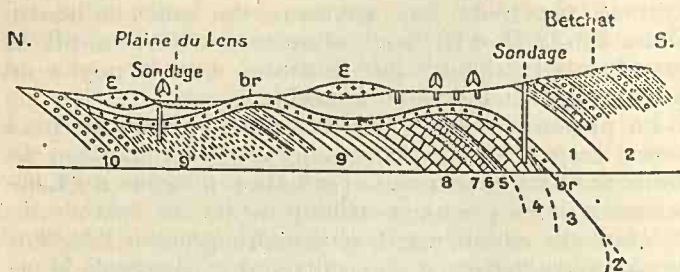


FIG. 16. — Coupe du chevauchement du Trias au nord de Betchat, sur le Crétacé supérieur et le Nummulitique renversés.

- 1, Trias avec gypse (∞) et ophite (s); 2, Cénomaniens, formé de schiste et couches de brèches de roches paléozoïques; 3, marnes sénoniennes; 4, calcaire nankin (Maestrichtien); 5, marnes d'Auzas (Maestrichtien supérieur); 6, calcaire danien; 7, Garumnien supérieur (Montien); 8, calcaire à Miliolites; 9, marnes nummulitiques; 9', marnes sableuses et grès de Furnes; 10, poudingue de Palassou; br, brèche tectonique de la base du chevauchement, renfermant des blocs de toutes tailles de roches paléozoïques diverses (granulites, schistes métamorphiques, etc.).

une avancée du Cénomaniens très marquée. D'autre part, le Nummulitique du flanc nord de l'anticlinal de Plagne se prolonge, sans aucune discontinuité, par la Montagne du Plantaurel, traversé par la vallée de l'Ariège à Saint-Jean-de-Verges et se poursuivant avec une parfaite régularité jusqu'au delà du nord de Lavelanet, où il forme le flanc nord de la très belle voûte anticlinale de Dreuilhe, qui est traversée

par la vallée du Touyre et se suit plus à l'est jusqu'au col de Babourade. Cet anticlinal, qui est donc la prolongation évidente de celui de Plagne, est bordé au sud, vers Lavelanet, par le synclinal nummulitique de Raissac, lequel est suivi au S par un anticlinal fortement plongeant à l'est (anticlinal de Péreille) qui disparaît avant la vallée du Touyre. Sur le long trajet entre le Mas d'Azil et Raissac, le synclinal nummulitique de Baulou et Loubières, à l'ouest de l'Ariège, semble bien jalonner la continuité primitive de celui de Cassagne-Fabas et de celui de Raissac, tandis que la voûte plongeante de Péreille doit correspondre, dans la région des Petites-Pyrénées, au pli rompu et chevauchant qui marque le bord frontal de la zone cénomaniennne ou pré-pyrénéenne.

Plus à l'est, l'anticlinal de Dreuilhe se poursuit jusqu'au delà de la vallée de l'Aude, où il est affecté d'un certain nombre de cassures, dont les plus importantes sont orientées SW-NE, ainsi que cela se produit d'ailleurs en un certain nombre de points des Corbières Occidentales, avant de devenir la direction normale des accidents tectoniques dans les Corbières Orientales. Puis, au-dessous du Crétacé supérieur transgressif apparaît directement le socle primaire un peu au nord de Rennes-les-Bains. Ces terrains primaires, qui constituent une grande digitation du Massif de Mouthoumet, forment le noyau d'un anticlinal dissymétrique, dont le bord nord est marqué par un étirement ou même une disparition des couches de base de la couverture, redressées à la verticale ou même légèrement renversées au nord.

Une autre digitation des terrains primaires du Massif de Mouthoumet, plus septentrionale et également dissymétrique, s'ennoie de même sous la couverture de Crétacé supérieur et de Nummulitique à la traversée de l'Aude vers Alet ; mais l'allure anti-

clinale de sa couverture, encore affectée de cassures SW-NE, vers la traversée de l'Aude, semble s'atténuer rapidement vers l'ouest au milieu du Nummulitique.

D'autre part, une petite digitation anticlinale, plus méridionale que les précédentes, ne montre le soubassement primaire que sur une faible surface au milieu d'une couverture déjà plus complète à sa base, car elle admet du Trias salifère, du Jurassique, de l'Urgo-Aptien et du Cénomaniens au-dessous des couches plus élevées du Crétacé supérieur par lesquelles débute la couverture dans les anticlinaux précédents. En tout cas, *le Massif de Mouthoumet appartient évidemment à la zone sous-pyrénéenne* et il surgit simplement par une surélévation simultanée des axes des anticlinaux les plus méridionaux de cette zone, premiers plis pyrénéens en cette région orientale.

B. LA ZONE CÉNOMANIENNE OU PRÉ-PYRÉNÉENNE.

Dans ses publications, L. Carez a depuis longtemps mis en évidence l'individualité tectonique de cette zone, séparée par des contacts anormaux aussi bien de la zone sous-pyrénéenne que de celle qui vient au sud, c'est-à-dire de la zone nord-pyrénéenne. Elle se présente d'ailleurs, entre ces deux zones, avec des caractères mixtes, traduisant un état de dislocation déjà bien plus marqué que celui de la zone sous-pyrénéenne et plus voisin de celui de la zone nord-pyrénéenne, comme le montre la nature du contact anormal qui la délimite de la première, lequel se présente comme un chevauchement assez important vers le nord en tous les points où sa véritable nature peut être reconnue avec certitude. Par contre, au point de vue stratigraphique, cette zone doit plutôt se rattacher à

la zone sous-pyrénéenne en raison de l'indépendance habituelle du Cénomanién et des terrains secondaires nord-pyrénéens, car il s'y montre souvent directement transgressif sur les terrains primaires et régulièrement surmonté par les couches plus récentes du Crétacé supérieur sous-pyrénéen.

L'individualité tectonique de cette zone est particulièrement nette entre les vallées de l'Ariège et du Salat, où d'autre part se montre la superposition directe du Cénomanién au socle ancien. Non seulement on y observe d'assez importants affleurements de terrains primaires variés ou de roches granitiques perçant au travers du Cénomanién et ayant participé à son chevauchement frontal vers le nord qui le sépare nettement de la zone sous-pyrénéenne ; mais aussi le Cénomanién renferme de nombreux bancs de conglomérats essentiellement formés d'éléments de ces roches primaires (fig. 16).

A l'ouest de la vallée du Salat, la zone cénomaniénne est le plus souvent cachée, jusqu'au voisinage du Gave de Pau, par l'épaisse formation néogène détritique aquitaine, et elle ne se montre que d'une façon discontinue sur cette longue distance. A partir du Gave de Pau et jusqu'à l'Atlantique, recommence une large zone crétacée, où se développe un puissant complexe de flysch, dans lequel le Cénomanién est suivi par les étages plus récents du Crétacé supérieur. La distinction tectonique entre les zones sous-pyrénéenne et pré-pyrénéenne y devient pratiquement impossible ; d'autre part, dans cette portion la plus occidentale de la chaîne pyrénéenne se rencontre une complication structurale tenant à une inversion dans le sens habituel des déplacements tangentiels superficiels, sur laquelle j'ai attiré l'attention depuis longtemps et qui a été signalée aussi par Pierre Viennot. J'ai expliqué cette disposition par une « contre-

poussée » au sud, due à un resserrement profond de cette portion de la chaîne, dans laquelle a disparu la zone primaire axiale.

A l'est de la vallée de l'Ariège, la zone cénomaniennne s'étrangle considérablement et même elle arrive à disparaître entre la zone sous-pyrénéenne et la zone nord-pyrénéenne. Plus loin vers l'est, dans la région de Quillan, son rôle tectonique se lie de plus en plus à celui de la zone nord-pyrénéenne, dont elle devient difficilement séparable, d'autant que le Cénomanienn y fait suite à l'Albien et aux terrains secondaires nord-pyrénéens.

C. LA ZONE NORD-PYRÉNÉENNE.

La structure de cette zone a donné lieu à beaucoup de controverses et a été interprétée de façons très diverses. Ainsi que je l'ai indiqué plus haut, elle renferme, au milieu des couches secondaires, un assez grand nombre de massifs de terrains primaires plissés lors de la phase hercynienne, d'importance assez inégale. Parmi les plus importants, je citerai, en allant de l'ouest à l'est (1) : 1° le massif de *la Rhune* et celui du *Labourd* dans le pays basque, puis le petit massif d'*Igouze* un peu plus à l'est ; 2° celui de *la Barousse*, en majeure partie compris entre les vallées de la Neste et de la Garonne ; 3° le massif de *Milhas et d'Aspet*, puis celui de *Castillon*, entre la Garonne et le Salat ; 4° celui de l'*Arize* et celui des *Trois-Seigneurs*, disposés l'un en arrière de l'autre entre les vallées du Salat et de l'Ariège ; 5° celui du *Saint-Barthélemy* (fig. 17), à l'est de la vallée de l'Ariège et

(1) Ainsi que je l'ai indiqué précédemment, le Massif de Moutoumet, qui apparaît indiscutablement dans l'axe de plis sous-pyrénéens, appartient à la zone sous-pyrénéenne et non à celle dont il est ici question.

d'ailleurs longé par celle-ci à peu de distance au sud entre Ax-les-Thermes et Tarascon ; 6° un petit massif s'étendant de Galinagues à Bessède, par *Rodome* et *Aunat*, entre les vallées du Rébenty et de l'Aude ; 7° le petit massif de *Salvezines*, traversé par la Boulzane, se prolongeant par le long massif de l'*Agly*, drainé par cette vallée entre Saint-Paul-de-Fenouillet et Estagel.

En outre, il existe d'autres affleurements de terrains primaires de moindre importance, parfois réduits à de simples lames discontinues et de peu d'étendue, s'intercalant au milieu des couches secondaires, lesquelles comprennent essentiellement, comme on le sait déjà, la série stratigraphique s'étendant du Permotrias à l'Albien. De plus, il existe une traînée discontinue d'affleurements de Cénomaniens et de Crétacé supérieur, isolés et à contour fermé, qui s'alignent : auprès d'Arbas, puis entre Oust et Massat, et enfin au voisinage de Rabat, auprès de Tarascon-sur-Ariège. Ces terrains crétacés post-albiens s'étendent ensuite, à l'est de la vallée de l'Ariège, entre le massif du Saint-Barthélemy au sud et le chaînon du Pech de Foix (1) au nord, en une large bande venant se terminer en pointe vers Belesta, en juxtaposition avec le Nummulitique sous-pyrénéen qui fait suite à ce Crétacé supérieur, toutefois avec étirement du Garumnien intermédiaire sur une assez grande longueur.

D'autre part, il importe d'indiquer que cette zone nord-pyrénéenne, si complexe et dont une description, même très sommaire, ne pourrait trouver place ici,

(1) Contrairement à une opinion récemment émise, ce petit chaînon nord-pyrénéen du Pech de Foix, qui constitue le front de la zone nord-pyrénéenne à l'est de la vallée de l'Ariège, se termine à Péreille et ne peut être considéré comme se prolongeant par l'un des plis sous-pyrénéens de la couverture du Massif de Mouthoumet, noyau des Corbières Occidentales. La zone nord-pyrénéenne se prolonge par les Corbières Orientales seules.

est séparée de la zone primaire axiale par une surface de contact anormal sur toute sa longueur. Les complications de sa structure avaient été autrefois expliquées par Magnan comme dues à des failles, parfois extrêmement rapprochées les unes des autres et qui auraient produit des dénivellations très importantes dans certains cas. C'est encore par une explication analogue que, tout en admettant l'existence de certains plis et même de chevauchements locaux, L. Carez

N.

S.



FIG. 17. — Coupe du massif du Saint-Barthélemy et du bord nord de la zone primaire axiale des Pyrénées de l'Ariège, dans l'hypothèse d'un enracinement sur place.

ζ, schistes cristallins et granite ; sx, schistes satinés ; s², schistes ardoisiers ordoviciens ; s³, schistes carburés (graphiteux) du Gothlandien ; d, Dévonien (calcschistes et calcaires) ; h, schistes carbonifères ; t, Trias ; Jc, calcaires jura-crétacés ; c², Cénomaniens ; c³, Sénonien.

a interprété les grands accidents séparant les diverses zones tectoniques, tandis que J. Roussel voyait surtout une série de rides parallèles et continues s'étendant d'une extrémité à l'autre de la chaîne, rides dont les emplacements et même les directions ont d'ailleurs été indiqués par lui de façon différente, en certaines parties de la chaîne, au cours de publications successives.

Après avoir initialement considéré les massifs de terrains primaires ainsi isolés au milieu de terrains secondaires en avant de la zone primaire axiale (fig. 17) comme étant enracinés *in situ*, et en présence des difficultés que j'ai rencontrées pour expliquer ainsi de

nombreux faits de détail, j'ai ensuite abouti à une conception différente de la tectonique de la zone nord-pyrénéenne, dans laquelle j'ai fait intervenir un rôle important de mouvements tangentiels dirigés vers le nord, avec des contre-poussées vers le sud très accentuées dans la partie occidentale de la chaîne. J'ai ainsi admis que, si la couverture de terrains secon-

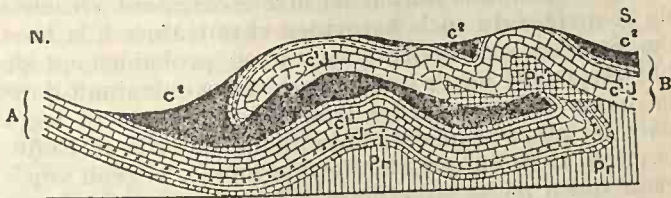


FIG. 18. — Schéma de la formation d'une nappe nord-pyrénéenne, dans l'hypothèse de déplacements tangentiels importants vers le nord (Léon Bertrand, 1907).

Pr, socle primaire hercynien ; Pr', paquet de terrains primaires arrachés à la surface du socle hercynien et entraînés à la base des terrains secondaires charriés : t, l, j, c¹, c², Trias, Lias, Jurassique, calcaires urgo-aptiens, schistes albiens, autochtones (A) et charriés (B).

daire est généralement absente de la surface du socle primaire suivant toute la largeur du bord septentrional de la zone axiale, elle n'y a pas été enlevée par érosion, mais qu'elle se serait décollée suivant la surface de discordance et de transgression post-hercynienne et qu'elle aurait été entraînée en avant de sa situation initiale (fig. 18). Elle se serait ainsi repliée de façon à donner, au-dessus des terrains secondaires formant la bordure de la zone axiale (série autochtone A, mais pouvant être elle-même un peu chevauchante au nord), un grand pli couché (série B) pouvant être localement surmonté ou accidenté d'un repli supérieur analogue (série C).

Au bord même de la zone primaire axiale, la série secondaire en place A serait repliée en un synclinal auquel devait faire suite initialement le front du repli de la série B, décollée et transportée, dont elle constituerait pour ainsi dire la racine. D'autre part, au cours du décollement de la couverture secondaire en question et par adhérence avec celle-ci, des « copeaux » de terrains primaires auront pu être localement arrachés de la surface du socle hercynien et entraînés à la base des couches secondaires ; en raison probablement de l'hétérogénéité locale que leur présence entraînait dans la masse décollée, on les trouve habituellement logés dans les plis secondaires anticlinaux de celle-ci. Enfin, le grand repli en question (et, de même, le repli supérieur qui a pu se superposer à lui) a pu prendre une disposition plongeante vers le nord, par surélévation (contemporaine ou ultérieure) du bord de la zone axiale. Cette origine serait, en résumé, très voisine de celle des « plis de couverture » produits par un dysharmonisme entre la couverture d'un socle ancien et ce socle lui-même, lors de leur réaction commune à une phase plus récente de plissement, si cette couverture présente une épaisseur suffisante et une constitution assez plastique pour avoir pu jouer d'une façon indépendante de son substratum. Il est d'ailleurs inutile de développer ici les différentes modalités de détail pouvant expliquer l'apparition des divers massifs primaires en question.

Une interprétation toute différente a été récemment exposée d'une façon sommaire par M. Jacob et développée, en ce qui concerne le versant nord des Pyrénées centrales et orientales, par M. Casteras. Suivant cette conception, la structure de toute la zone nord-pyrénéenne, y compris les relations de celle-ci avec la zone primaire axiale, résulterait d'un morcellement du socle hercynien en « blocs », ayant joué les uns par

rapport aux autres suivant des dislocations subverticales et auxquels le revêtement de terrains secondaires nord-pyrénéens est resté intimement lié. Ce morcellement serait, par conséquent, postérieur au dépôt de ce revêtement et daterait, au plus tôt, de la phase anté-cénomaniennne de la tectonique pyrénéenne, sinon de celle du Lutétien. En tout cas, cette tectonique résulterait essentiellement du jeu de ces dislocations du socle ancien et de leur répercussion sur la couverture de terrains secondaires, qui n'aurait ainsi eu qu'un rôle purement passif.

Mais des témoins de cette couverture situés de part et d'autre de la grande dislocation qui sépare le bord de la zone axiale et le bord contigu de la zone nord-pyrénéenne, ayant ainsi dû être primitivement en continuité très proche, reposent sur des terrains primaires d'âges très différents : sur les couches primaires les plus récentes au bord de la zone axiale et au contraire sur les plus anciennes au bord méridional de la zone nord-pyrénéenne. Si l'on adopte la conception de mouvements subverticaux suivant cette ligne de dislocation, il en résulterait évidemment que le morcellement du socle existait déjà lors du dépôt de la couverture secondaire discordante, c'est-à-dire qu'il serait *hercynien*, sous réserve des effets des mouvements ultérieurs, anté-cénomaniens et nummulitiques, qui auraient fait rejouer les dislocations antérieures. Mais cette conséquence n'a pas été envisagée par M. Casteras.

Par contre, la différence d'âge très importante des terrains primaires situés de part et d'autre du contact anormal en question s'explique très facilement si l'on admet, comme je l'ai fait, un déplacement tangentiel ayant amené, en superposition au bord de la zone axiale, un paquet de terrains primaires entraîné avec sa couverture et provenant d'une portion du socle primaire située plus en arrière sur la zone axiale (ou bien, si les massifs primaires nord-pyrénéens sont réellement enracinés, un important chevauchement vers le sud).

De multiples faits de détail témoignent d'ailleurs d'une *action importante de déplacements tangentiels*, dans la zone nord-pyrénéenne comme dans la zone cénomaniennne, dont il a été

précédemment question et qui, au point de vue tectonique, se rattache plutôt à la zone nord-pyrénéenne. D'autre part, le fait que les massifs primaires situés en avant de la zone axiale peuvent, à l'occasion, se terminer en s'enfouissant anticlinalement sous leur couverture secondaire n'est nullement la preuve qu'ils soient réellement enracinés *in situ*; la même disposition se rencontrera évidemment s'il s'agit d'un repli secondaire anticlinal d'une nappé de couches secondaires ayant entraîné des terrains primaires à sa base.

D'ailleurs, même si l'on arrive à démontrer d'une façon indiscutable que les grands massifs primaires de la zone nord-pyrénéenne doivent être considérés comme enracinés sur place, beaucoup d'accidents de cette zone semblent difficilement explicables par un simple jeu suivant des cassures sub-verticales. Des lames très minces et discontinues de terrains primaires s'y rencontrent parfois en apparence régulièrement interstratifiées entre des couches secondaires qui, en dehors des points où existent ces intercalations, peuvent paraître se suivre stratigraphiquement d'une façon absolument régulière (par exemple entre des calcaires urgo-aptiens et des schistes albiens). Il est pourtant évident que, même en dehors de ces intercalations, la superposition de ces couches est alors anormale. Une telle disposition, qui s'explique facilement par des lames entraînées dans un chevauchement, semble, par contre, difficilement conciliable avec un jeu de failles, ou bien de « percements » venus de la profondeur et qui n'auraient successivement laissé subsister, en cours de route, que juste une lame de schiste primaire ou de granite venant s'intercaler, d'une façon quasi-stratigraphique en apparence, entre des couches crétacées régulièrement superposées.

Il semble donc bien que de multiples arguments militent en faveur d'un rôle important de déplacements tangentiels dans la zone nord-pyrénéenne, s'étant exercés suivant des modalités encore discutables, contrairement à la nouvelle conception de la structure de cette zone. Ces phénomènes se rattacheraient à un dysharmonisme de la couverture de terrains secondaires par rapport à leur substratum hercynien, sauf

exceptions locales où des fragments plus ou moins étendus du socle ont pu être entraînés de la surface de celui-ci, solidairement avec leur revêtement secondaire, ce qui est l'essence même de l'hypothèse qui a été récemment combattue.

D. LA ZONE PRIMAIRE AXIALE ET SA COUVERTURE SUD-PYRÉNÉENNE.

J'ai depuis longtemps insisté sur la différence de style tectonique existant entre la zone nord-pyrénéenne et la zone axiale. En ce qui concerne cette dernière et son bord méridional, les couches secondaires et nummulitiques de sa couverture présentent, ainsi que nous le savons déjà, une série toute différente de celle des terrains secondaires nord-pyrénéens. Ces derniers sont absents de la série sud-pyrénéenne, à l'exception parfois d'une faible épaisseur de Permo-Trias, qui manque même le plus souvent, au-dessous du Crétacé supérieur transgressif et discordant, lequel débute habituellement seulement par des calcaires à Hippurites, turoniens ou sénoniens. Les conditions étaient donc entièrement différentes de celles de la zone nord-pyrénéenne, à l'égard de la phase tectonique anté-cénomaniennne principalement. Si celle-ci, postérieure au dépôt de la série secondaire nord-pyrénéenne se terminant par la puissante masse des schistes albiens, a pu jouer un rôle extrêmement important dans la production de la tectonique « de couverture » de la zone nord-pyrénéenne, rôle qui n'a toutefois pas été jusqu'à présent précisé d'une façon suffisamment exacte, par contre cette phase n'a rencontré, plus au sud, qu'une couverture très réduite et n'ayant pu réagir de façon indépendante de son substratum hercynien. Il a dû en résulter une tectonique propre à ce socle, qui a im-

primé ensuite son style à sa couverture lors des phases ultérieures, d'âge nummulitique.

En effet, les *chevauchements imbriqués au sud* qui affectent la couverture en question et dont les principaux sont celui des Eaux-Chaudes et celui de Gavarnie-Troumouze, sont profondément enracinés dans les terrains primaires et, dans la production de ces écaïlles, ces derniers ont joué certainement un rôle

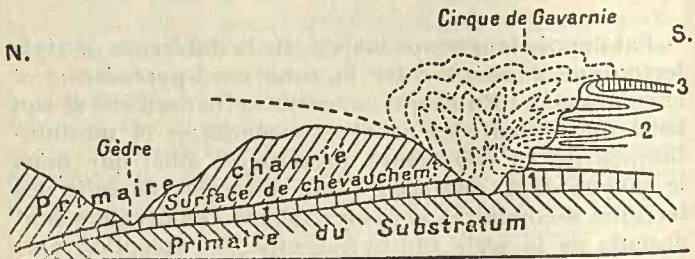


FIG. 19. — Coupe schématique du chevauchement sud-pyrénéen de Gavarnie.

- 1, calcaire à Hippurites, en général directement superposé au Primaire du substratum, mais parfois avec un peu de grès permo-triasique à sa base ; 2, Flysch du Crétacé terminal, accumulé en avant du front de la masse charriée en multiples replis, très visibles dans la paroi du cirque de Gavarnie ; 3. Calcaire lutétien du Mont Perdu.

très actif, me paraissant même nécessaire. D'autre part, dans ces terrains primaires les mouvements plus récents paraissent avoir surtout accentué les anciens plis hercyniens, jusqu'à les transformer en plis-failles, lorsque la direction de ces plis anciens était voisine de celle qui devait normalement résulter des mouvements récents. Somme toute, cette conception, que je développais en 1907, est bien voisine de celle actuelle des « chaînes de fond », où la couverture n'a joué qu'un rôle passif en s'adaptant aux mouvements du

socle ancien. Toutefois, dans la zone primaire axiale des Pyrénées, les mouvements ainsi produits ont été essentiellement des *déplacements tangentiels* dans les accidents classiques des chevauchements des Eaux-Chaudes et de Gavarnie (fig. 19).

Un accident analogue, mais ne se montrant que dans le socle primaire, traverse la haute vallée de l'Ariège à Mérens et se prolonge vers l'est au moins jusqu'au Capcir, sinon plus loin dans la direction de Prades ; le chevauchement, bien que beaucoup moins accusé que dans les deux cas précédents, s'y fait encore vers le sud. Il semble d'ailleurs bien que, sauf au bord septentrional de la zone axiale, les plis hercyniens de celle-ci présentent un sens habituel de déversement vers le sud.

La structure du petit *Bassin d'Amélie-les-Bains*, où se rencontre le Trias, suivi de Rhétien, mais directement recouverts par le Crétacé supérieur à Hippurites, montre une disposition différente. Les plis secondaires de ce bassin, intéressant les couches qui viennent d'être indiquées, y sont orientés sensiblement WNW-ESE, comme les plis hercyniens des terrains primaires du voisinage ; mais une ligne de contact anormal orientée tout différemment, de l'WSW à l'ENE, limite brusquement au S et coupe en biseau les couches secondaires, correspondant à un *chevauchement vers le nord* des terrains primaires sur les couches secondaires. On rencontre donc là une surface de chevauchement entièrement indépendante, par sa direction, de la structure hercynienne du socle et différente du régime des chevauchements au sud qui se développent de plus en plus vers la partie occidentale française (1) de la chaîne pyrénéenne.

(1) Je ne puis naturellement indiquer ici, même très sommairement, les controverses auxquelles donne lieu actuellement la tectonique du versant espagnol entre divers auteurs.

E. Prolongation de la chaîne pyrénéenne vers l'est.

Cette direction nouvelle des accidents dus à la tectonique nummulitique (puisqu'ils sont postérieurs au Crétacé supérieur), qui apparaît dans la partie Est de la zone primaire axiale, est d'ailleurs en accord avec une déviation très marquée de la chaîne pyrénéenne, qui allait rejoindre, ainsi que nous le verrons plus loin, la région provençale, en contournant à l'est le massif sous-pyrénéen de Mouthoumet, par les *Corbières Orientales*. Celles-ci constituent la prolongation directe de la zone nord-pyrénéenne, avec le même régime de chevauchements dans des couches secondaires se terminant toujours avec l'Albien, chevauchements dirigés maintenant vers le NW ou même l'ouest, c'est-à-dire vers l'avant-pays constitué par le Massif de Mouthoumet et par la prolongation souterraine du même socle primaire vers la Montagne-Noire.

M. L. Barrabé a montré l'importance de ces chevauchements au nord-est du Massif de Mouthoumet, dans la chaîne de Fontfroide et jusqu'auprès de Narbonne; d'autre part, de semblables accidents se rencontrent au sud de Saint-Chinian, formant des imbrications de la bordure secondaire contre le massif ancien de la Montagne-Noire et intéressant même les terrains primaires eux-mêmes sur leur bordure, au nord de Fouzillon et de Gabian (Pl. IV). De semblables accidents frontaux se poursuivent vers le NE le long de la Montagne de la Seranne et jusqu'au Bassin houiller d'Alès, même encore au delà, témoignant toujours du fait que la Montagne-Noire et les Cévennes Méridionales, à la suite du Massif de Mouthoumet, ont constitué l'avant-pays de la prolongation orientale de la chaîne pyrénéenne, déviée ainsi suivant une direction SW-NE et venant buter et s'écraser là contre un massif ré-

sistant. C'est là l'inverse de ce qui a eu lieu dans la zone sous-pyrénéenne vers l'Aquitaine, où le plissement s'est au contraire graduellement éteint, tout en étant vraisemblablement orienté par l'existence d'un socle assez profond sous les terrains créacés supérieurs et nummulitiques de la partie centrale de l'Aquitaine, comme j'en ai fait l'hypothèse précédemment.

Il est d'ailleurs intéressant de rechercher si cette nouvelle direction tectonique des phases orogéniques récentes ne correspond pas à une disposition antérieure. Manifestement, la nouvelle direction SW-NE est approximativement la *direction hercynienne varisque*, qui domine dans tout l'Est du sous-sol français. Or, si les plis hercyniens montrent toujours dans la partie tout à fait orientale des Pyrénées, comme sur toute la longueur de la chaîne, une direction générale armoricaine, s'infléchissant même fortement au SE dans le chaînon terminal des Albères, il n'en est pas de même dans le Massif de Mouthoumet, où au contraire se rencontre nettement une direction varisque pour les plis des couches primaires. D'autre part, j'ai indiqué depuis longtemps que dans la haute vallée de l'Aiguette, affluent de l'Aude au sud d'Axat, des anomalies varisques, mises en évidence nettement par des bandes de calcaire dévonien ayant résisté à la digestion d'une grande masse de granite post-hercynien dont il a été question plus haut (p. 209), viennent troubler localement la direction généralement armoricaine des plis hercyniens. C'est d'ailleurs là, à ma connaissance, la terminaison du faisceau varisque. En tout cas, on peut s'expliquer facilement ainsi la brusque déviation vers le NE de la chaîne pyrénéenne par la répercussion de la direction varisque du plissement hercynien, qui va maintenant dominer dans les régions du Sud-Est.

Le détail du raccordement des Corbières Orientales

et des chaînons provençaux est d'ailleurs masqué malheureusement par le développement des dépôts néogènes qui, depuis le Roussillon jusqu'à la vallée du Rhône, se sont largement étendus au travers de cette continuité, ainsi que je l'ai indiqué sommairement dans mon petit ouvrage sur les anciennes Mers de la France (fig. 25, p. 181).

IV. — LE SUD-EST DE LA FRANCE

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA RÉGION DU SUD-EST.

Le Sud-Est de la France présente des complications de structure beaucoup plus grandes que les régions précédemment décrites, traduites par les orientations les plus variées pour les lignes directrices, qui forment au premier abord un véritable chaos, surtout dans les Alpes-Maritimes, où leur tracé est resté pendant longtemps à peu près indéchiffrable. Une explication ne peut en être tentée que par la distinction de *deux systèmes tectoniques*, d'orientation générale différente et d'âges nettement distincts, bien que tous deux datent principalement de l'ère tertiaire ; bien individualisés en d'autres régions voisines, ils ont superposé leurs effets dans la région très compliquée des Alpes-Maritimes (fig. 20) et en ses abords.

Ces deux systèmes tectoniques, très apparents au simple examen de la carte géologique (Pl. VII), sont les suivants :

1° Un *système provençal* (ou, plus exactement, *pyrénéo-provençal*) longeant le littoral méditerranéen, dont les lignes tectoniques ont une direction générale WSW-ENE et qui comprend des déversements et chevauchements habituels vers le NW ;

2° Un *système alpin*, plus récent, dont les lignes directrices arquées, arrivant des Alpes Suisses avec une direction NE-SW, tournent graduellement au

S, puis à une direction générale NNW-SSE dans la région delphino-provençale, avec une tendance générale aux chevauchements vers l'extérieur de cet arc alpin.

Dans ces deux systèmes de plissements surgissent des *massifs hercyniens* : celui des Maures et celui de

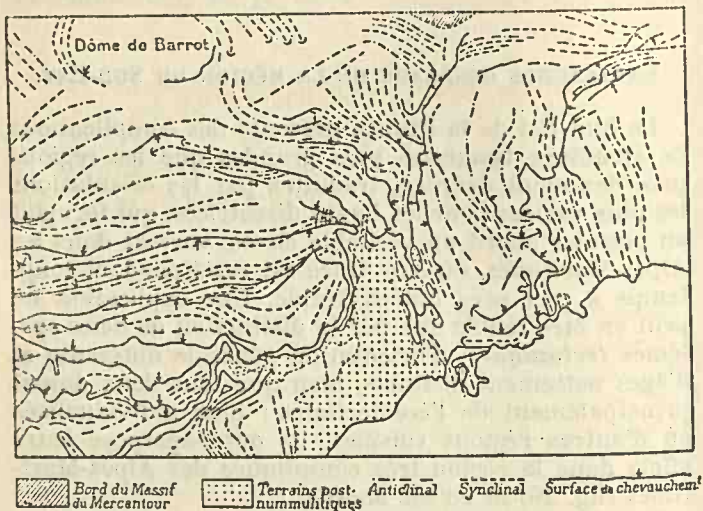


FIG. 20. — Esquisse des lignes tectoniques dans le Sud des Alpes-Maritimes.

Tanneron dans la zone provençale ; ceux des Aiguilles-Rouges, du Mont-Blanc, de Belledonne, des Grandes-Rousses et du Pelvoux dans les Alpes de Savoie et du Dauphiné ; puis le massif du Mercantour, au nord des Alpes-Maritimes, nettement séparé des précédents et d'une direction générale différente.

Avant d'examiner la structure qui résulte de l'existence de ces deux systèmes de plissements, il me faut

d'abord préciser l'âge des phases tectoniques qui leur ont donné naissance, ce qui me conduit, en premier lieu, à rappeler les principaux faits de la stratigraphie des régions du Sud-Est, du moins jusqu'à la zone alpine externe qui englobe la trainée des massifs hercyniens, réservant pour des pages ultérieures les zones alpines plus internes.

LA SÉRIE SÉDIMENTAIRE DANS LES RÉGIONS PROVENÇALE ET RHODANIENNE ET DANS LA ZONE ALPINE EXTERNE

1° LA SÉRIE ANTÉ-CÉNOMANIENNE.

Nous ne pouvons remonter, dans l'histoire des périodes géologiques anciennes, au delà du plissement hercynien. Les terrains antérieurs à la discordance du Houiller ne se présentent, en effet, dans les divers massifs hercyniens de la première zone alpine comme dans ceux de la zone provençale, qu'à l'état de *schistes cristallins* ou, tout au moins, suffisamment métamorphiques pour qu'il soit vain d'y chercher d'autres distinctions que celles d'ordre pétrographique. L'âge réel de ces terrains reste inconnu, ainsi que celui des granites qui les accompagnent, et l'on ne peut faire à leur égard que des hypothèses analogues à celles que nous avons citées précédemment à propos du Massif Central et des Vosges.

Une première phase, anté-houillère, du plissement hercynien (dénommée parfois « phase ségalaunienne », en Savoie) est marquée par la discordance, sur ces terrains métamorphiques, des couches houillères (Westphalien supérieur et Stéphanien) pincées en synclinaux

dans la plupart des massifs en question et constituant quelques témoins jusque sur celui du Mercantour. Une seconde phase hercynienne (dite « allobrogiennne » en Savoie) a plissé ces couches houillères et a été suivie par le dépôt discordant de Permien à faciès « verrucano » de grès et schistes rouges, analogues à ceux de Lodève. Ces couches permienues présentent une épaisseur considérable dans le Nord des Alpes-Maritimes, avec une certaine transgressivité des schistes rouges sur les grès arkosiens situés à leur base en bordure du Massif du Mercantour. Il existe une épaisseur de plus de 1.000 mètres de schistes rouges très homogènes dans le magnifique « dôme de Barrot », situé entre les vallées supérieures de la Tinée et du Var et traversé, par celui-ci et par le Cians, dans des gorges imposantes. Mais on ne retrouve plus ce Permien, au sud, qu'en bordure du Massif des Maures (dépression de Cuers) et entre celui-ci et le Massif de Tanneron, dans l'Estérel, où il est accompagné par de nombreuses éruptions de porphyres rouges et pyromérides intercalées. Il a dû subsister une région émergée intermédiaire, comme le montre l'absence du Permien dès le bord nord du Massif de Tanneron. On ne possède aucune donnée pour la région rhodanienne sur l'extension du Permien.

Le Trias est souvent transgressif sur les massifs hercyniens alpins, de même que sur le bord oriental du Massif Central. Des fossiles de la Lettenkohle (sommet du Muschelkalk) ont été rencontrés dans l'Ardèche encore dans les grès triasiques, sans que du Muschelkalk s'intercale donc entre ceux-ci et le Keuper. Par contre, dans les Alpes-Maritimes et la Provence, le Trias se présente sous le faciès classique extra-alpin ou germanique, avec du Muschelkalk typique, toutefois avec une différence importante tenant à la réduction des argiles bariolées dans le

Keuper et au développement inverse de dolomies carbonées ou *cargneules*, d'ailleurs accompagnées de masses puissantes de gypse.

Le Trias inférieur est constitué d'abord par des quartzites, avec des conglomérats de galets de quartz blancs à leur base ou même intercalés dans leur masse, qui forment une corniche très apparente au-dessus des schistes rouges permien ; puis viennent des grès bigarrés, fins et très feuilletés, peu épais.

Le Trias moyen est représenté par des dolomies inférieures, parfois avec gypse, puis par les calcaires typiques du Muschelkalk, avec leur faune caractéristique en quelques localités (*Ceratites nodosus*, *Terebratules*, *Encrines*, etc...). Il renferme toutefois des Dactyloporelles sur la frontière italienne, au Col du Fer, sur l'axe du Massif du Mercantour, marquant ainsi un passage au faciès alpin.

Le Trias supérieur comprend des cargneules jaunes, avec un grand développement de gypse en de nombreuses localités des Alpes-Maritimes et jusque dans la ville même de Nice. L'épaisseur du Trias est beaucoup plus réduite au bord des massifs cristallins dauphinois.

Au-dessus du Trias se montre l'épaisse série du Jurassique et du Crétacé, qui constitue la presque totalité des terrains géologiques affleurant dans les régions subalpine et delphino-provençale (Pl. VII). Elle y présente d'ailleurs, suivant ces régions, de très intéressantes variations de faciès, qui vont être sommairement résumées ainsi qu'il suit.

Le Rhétien est formé de marnes verdâtres alternant avec des plaquettes calcaires à *Avicula contorta*. Des lits charbonneux s'y rencontrent en de nombreuses localités des Alpes-Maritimes à sa base, indiquant la proximité de terres émergées ; il se montre d'ailleurs en régression par rapport au Trias supérieur dans le Nord des Alpes-Maritimes, sur le bord du Massif du Mercantour. Toutefois il accompagne en général fidèlement le Trias supérieur dans les régions provençales, uni avec l'Hettangien en un complexe d'Infralias.

L'Hettangien est représenté par des dolomies grisâtres

à division prismatique très caractéristique, pouvant s'accompagner de cargneules, dans le Sud des Alpes-Maritimes et dans les régions provençales proprement dites.

Au Lias correspond une différenciation très nette du géosynclinal dauphinois et des régions provençales, ces dernières étant souvent dépourvues de Lias ou celui-ci étant réduit à ses termes supérieurs. Le faciès dauphinois, bien développé dans les régions rhodaniennes et que nous savons se poursuivre jusqu'aux Causses, où il se montre encore avec une épaisseur et un faciès comparables, se prolonge dans le Nord-Ouest des Alpes-Maritimes, mais il se termine là ; il est constitué par des calcaires à *Gryphæa arcuata*, suivis d'une grande épaisseur de calcaires marneux, à *Cancellophycus*. Le faciès briançonnais de la « brèche du Télégraphe » se rencontre toutefois déjà, çà et là, dans la Haute Tinée, au voisinage du Massif du Mercantour.

Au Dogger (Bajocien et Bathonien) s'est continué le faciès calcaréo-vaseux très épais et riche en Ammonites (dont de nombreux *Phylloceras*) jusque dans le Nord-Ouest des Alpes-Maritimes. Mais il montre déjà une grande réduction d'épaisseur et un faciès franchement calcaire, même avec des brèches et des lacunes, c'est-à-dire des affinités briançonnaises, au voisinage de la partie occidentale du Massif du Mercantour, dans la vallée supérieure de la Tinée (1). Vers le sud, il passe aussi à un faciès calcaire moins épais dans la chaîne du Mont Vial, mais formant alors transition au faciès provençal très néritique de calcaires à silex, dolomies, calcaires zoogènes, qui se rencontrent plus au sud, directement superposés à l'Hettangien. La terminaison du géosynclinal dauphinois est donc nettement encadrée dans les Alpes-Maritimes par la jonction de faciès néritiques.

Cette distribution des faciès s'est poursuivie jusqu'à la fin du Jurassique. Si, en effet, le faciès dauphinois est encore représenté dans le Nord-Ouest des Alpes-Maritimes par une énorme épaisseur de marnes noires argileuses, du Callovien et surtout de l'Oxfordien, ayant plus de 600 m. de puissance et suivies par des calcaires noirs du Jurassique supérieur (Malm)

(1) Cependant, à la source même de la Tinée, de même qu'au Col du Pas de la Cavale et dans le vallon supérieur du Lauzanier, le Jurassique et le Crétacé inférieur ont encore un faciès dauphinois,

formant une haute corniche au-dessus d'elles, l'épaisseur de ces marnes est déjà considérablement réduite au bord sud du dôme à noyau permien de Barrot. Dans le chaînon du Gourdan et du Vial, au sud du Var moyen, on passe graduellement au faciès *provençal*, développé dans tout le Sud et l'Est des Alpes-Maritimes, jusqu'à l'extrémité orientale du Massif du Mercantour et essentiellement formé de calcaires, souvent zoogènes, et de dolomies, de teinte très claire et même blancs au sommet ; les sédiments argileux n'y jouent qu'un rôle insignifiant, sauf un peu à l'Argovien. En outre, sur l'axe même du dôme à noyau permien de Barrot, des calcaires clairs à Polypiers du Jurassique supérieur y indiquent que ce grand dôme, sur le rôle duquel je reviendrai plus loin, était déjà en voie de surrection à la fin du Jurassique.

En ces deux régions, bien que de faciès différents, de même que dans toute la région rhodanienne, aux derniers dépôts jurassiques succèdent régulièrement les premiers du Crétacé. Le Crétacé inférieur, du Néocomien à l'Albien, est encore représenté dans toute la région subalpine par une puissante série marno-calcaire de teinte foncée et à Ammonites, se terminant par d'épaisses marnes noires rappelant celles de l'Oxfordien ; ce faciès de la « *fosse vocontienne* » se poursuit aussi dans le Nord-Ouest des Alpes-Maritimes, jusqu'à la vallée de la Vésubie vers l'est et à la Montagne du Cheiron au sud. Mais on constate, dans le Sud et l'Est des Alpes-Maritimes, une extrême diminution de l'épaisseur du Crétacé inférieur, souvent réduit à quelques mètres seulement de couches glauconieuses à débris de Bélemnites, avec des lacunes stratigraphiques, ou même sa disparition complète entre le Jurassique supérieur et le Cénomaniien, mais sans discordance, au voisinage de Vence.

Il faut ajouter que le faciès de bordure urgonien, qui s'étend depuis le Jura, par la Savoie, la Chartreuse, le Vercors, l'Ar-dèche, le Gard, les Bouches-du-Rhône, et jusque dans une partie du département du Var, n'a pas atteint les Alpes-Maritimes.

2° LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DU GÉOSYNCLINAL ALPIN.

Au début du Cénomaniien, la phase orogénique qui a produit l'ébauche des Pyrénées s'est traduite dans

le Sud-Est par l'émergence d'un « isthme durancien » s'appuyant sur les Maures et ayant amené la séparation, plus ou moins complète, de deux régions qui ont eu une sédimentation tout à fait différente pendant le Crétacé supérieur. Dans le *géosynclinal alpin*, qui n'occupait plus toute la largeur du géosynclinal dauphinois antérieur, mais qui, à l'inverse, s'est prolongé plus loin, jusqu'à Nice et dans tout l'Est des Alpes-Maritimes, le Crétacé supérieur est constitué par une très grande épaisseur de dépôts marins, principalement argilo-marneux (Cénomaniens très marneux, Turonien plus calcaire et Sénonien de nouveau plus argileux). Cette sédimentation géosynclinale s'est d'ailleurs *arrêtée avant le Danién par une première phase de surrection et d'ébauche des plissements alpins* (dans le Devoluy, ces plissements préliminaires se sont même produits avant le Sénonien). Dans le Sud-Ouest des Alpes-Maritimes, le Crétacé supérieur existe bien encore, mais constitué par des marno-calcaires de teinte plus claire, parmi lesquels le Cénomaniens, abondant en Ostracés (*Exogyra columba*), est surtout développé et souvent même existe seul.

3° LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ET L'EOCÈNE EN PROVENCE ET DANS LA RÉGION RHODANIENNE.

Dans les régions plus occidentales de la Provence, à l'ouest de l'ancien isthme durancien, on ne rencontre plus qu'un faciès tout à fait différent, et souvent le Crétacé supérieur ne montre que ses termes les plus élevés, reposant même directement sur les calcaires et dolomies jurassiques, avec intercalation fréquente de *bauxite* à la base. A cette époque, le régime du fossé sous-pyrénéen a atteint la Provence et se prolongeait dans un *fossé rhodanien* longeant le bord

oriental du Massif Central. Le Crétacé supérieur y est constitué par des dépôts souvent très détritiques, renfermant à divers niveaux des calcaires à Rudistes (Caprines, puis Hippurites), des couches lagunaires à mollusques saumâtres et des dépôts de *lignites*, qui s'échelonnent dans le Cénomanién, le Turonien et le Sénonien du Gard, de Vaucluse et des Bouches-du-Rhône, où ils constituent surtout l'important gisement du *Bassin de Fuveau*.

Ces formations se terminent par des dépôts nettement continentaux, prolongeant le *faciès garumnién* du bord des Pyrénées, qui comprennent d'abord le calcaire de Rognac, à mollusques terrestres, puis les argiles rutilantes de Vitrolles, à ossements de Dinosauriens. Ces couches sont directement superposées au Jurassique dans le centre et le Nord-Ouest du département du Var (au nord et à l'est de Brignoles, vers Salernes et Aups), où elles montrent fréquemment à leur base une importante couche de bauxite, tandis qu'au sud-ouest de Brignoles, la série crétacée débute par un calcaire à Hippurites, à la base duquel se rencontre alors la bauxite. Conformément à ce qui a eu lieu dans le fossé sous-pyrénéen et à l'inverse de ce qui se produisit pour le géosynclinal alpin, où les premières couches nummulitiques sont marines et d'âge lutétien, la sédimentation n'a pas subi d'interruption dans la région rhodano-provençale entre le Crétacé terminal et le début du Tertiaire, mais toujours avec continuation d'un faciès continental ou garumnién.

L'Eocène inférieur se présente, en effet, à l'état d'argiles et sables rutilants qui, bien développés dans les Bouches-du-Rhône et le Var, s'étendent jusque dans le Sud-Ouest des Alpes-Maritimes, dans la région voisine de Vence. Cette formation est bien développée aussi dans le fossé rhodanien, sur la bordure orientale

du Massif Central, où les sables et argiles bigarrés proviennent de la destruction des roches cristallines de ce massif et aussi de celles des massifs hercyniens de la première zone alpine (Pelvoux, Belledonne). Ils se sont étendus aussi, en effet, sur les chaînons subalpins depuis la Provence jusqu'en Savoie et en Suisse; des lambeaux se rencontrent très développés dans la vallée de la Durance, dans le Bassin d'Apt, sur le flanc est du Ventoux et dans la Drôme; certains témoins très petits sont pincés jusque dans les plis du Vercors, de la Chartreuse et de la Savoie, ne formant plus que des sortes de poches dans le calcaire urgonien (on y a trouvé une mâchoire d'un *Lophiodon* du Sparnacien).

Ensuite se sont formés des calcaires lacustres d'âge lutétien, à *Planorbis pseudorotundatus* et *Bulimus Hopci*, puis à *Planorbis pseudoammonius* et *Limnea Michelini*, qui sont conservés en lambeaux discontinus dans les Bouches-du-Rhône, le Gard, Vaucluse, la Drôme et jusqu'au Mont d'Or lyonnais (Lissieu); souvent meuliérisés, ils sont connus aussi dans le Sud-Ouest des Alpes-Maritimes, auprès de Vence, et dans le Sud-Est des Basses-Alpes, vers Castellane, ainsi que dans les environs de Montpellier (tandis que les calcaires lutétiens marins sous-pyrénéens arrivent à l'ouest de Bédarieux).

Dans toute la région rhodano-provençale, une première phase tertiaire de plissement s'est produite entre le dépôt de ces calcaires et celui de la formation dite « groupe d'Aix », discordante jusque sur les terrains secondaires ravinés et qui débute d'ailleurs avec une faune encore lutétienne, démontrant que ce plissement pyrénéo-provençal s'est produit pendant le Lutétien, de même que la première phase orogénique tertiaire des Pyrénées. Les dépôts lagunaires du groupe d'Aix, avec gypse et lignites, se sont poursuivis pendant tout

l'Oligocène, dans une série de bassins ayant dû communiquer entre eux (Alès, Apt, Manosque, Forcalquier, Crest, le Royans, la Bresse), toutefois en montrant des différences locales dans leurs dépôts.

Pendant ce temps, certains plis provençaux antérieurement formés ont dû se réaccentuer, car des conglomérats locaux s'intercalent en leur voisinage à la base et à divers niveaux du groupe d'Aix. Ces mouvements ont été corrélatifs de ceux que nous verrons plus loin s'être exercés avec beaucoup plus d'intensité avant l'Oligocène dans les Alpes-Maritimes et aussi en Basse-Provence, comme en témoignent les poudingues sannoisiens formant la base de l'Oligocène du Bassin de Bandol, transgressifs sur le Jurassique.

Ensuite s'est produite la *phase terminale du plissement provençal, à la fin de l'Oligocène*, qui est marquée par l'indépendance de l'Aquitainien par rapport aux terrains antérieurs dans la région provençale et qui est donc contemporaine de l'achèvement du plissement dans les Pyrénées. D'autre part, à la même époque s'est produite une *phase de plissement tertiaire importante dans les Alpes*, mais suivie pour celles-ci d'autres phases ultérieures plus importantes, comme nous le montrera l'histoire de la région rhodanienne pendant le Néogène.

4° LES ALPES-MARITIMES ET LA PREMIÈRE ZONE ALPINE AU NUMMULITIQUE.

La région des Alpes-Maritimes est particulièrement intéressante au double point de vue tectonique et stratigraphique, en raison de la superposition des effets des mouvements tertiaires des deux systèmes provençal et alpin. J'ai déjà indiqué qu'à la fin du Sénonien il s'est produit une régression totale de la mer du

géosynclinal alpin, accompagnée de plis préliminaires qui ont donné une ébauche du plissement alpin ultérieur. Un retour progressif de la mer nummulitique, parti de la région piémontaise, s'y est produit, de même que dans une bonne partie de la zone alpine externe, à partir du milieu du Lutétien, c'est-à-dire à l'époque à laquelle, au contraire, se produisait une première phase tertiaire du plissement provençal.

Il s'est d'abord déposé, dans l'Est des Alpes-Maritimes, un calcaire à *Nummulites perforatus*, fréquemment un peu gréseux, massif et formant corniche, reposant souvent par un poudingue de base très grossier, soit en général sur du Sénonien plus ou moins complet dans les parties axiales de synclinaux et alors en concordance apparente assez parfaite, soit en transgression sur des terrains plus anciens jusqu'aux calcaires jurassiques formant l'axe d'anticlinaux érodés. Ce calcaire peut d'ailleurs se transformer en grès à *Nummulites* à proximité du Massif du Mercantour. L'âge de ce calcaire, formant la base de la série nummulitique transgressive, a d'ailleurs été considéré par J. Boussac comme variable suivant les points et pouvant monter du Lutétien dans l'Auversien en s'éloignant du géosynclinal piémontais, par exemple à Puget-Théniers. Il peut devenir plus récent encore et gagner le Priabonien plus à l'ouest, dans la direction de Castellane, ne renfermant plus alors que de petites *Nummulites* du groupe de *N. striatus*, puis même se prolonger par des grès d'âge latorffien (Oligocène inférieur) au voisinage de Castellane. Dans le Nord-Ouest des Alpes-Maritimes, au nord du grand dôme à noyau permien de Barrot, le Nummulitique ne débute aussi que par des calcaires priaboniens à petites *Nummulites*, transgressifs, accompagnés de brèches et d'un conglomérat de base.

A Puget-Théniers, au-dessus du calcaire auversien, vient une série marno-calcaire renfermant une faune abondante de Lamellibranches, Gastropodes, Polypiers libres, etc., qui constitue la base d'une puissante série de marnes bleues à *Serpula spirulæa*, du Priabonien, dont l'aspect rappelle beaucoup celui des marnes bleues de la Côte des Basques à Biarritz ; épaisse de plusieurs centaines de mètres dans l'Est des Alpes-Maritimes, elle se

réduit dans l'Ouest. En certains points, soit en son sommet, soit en son milieu, cette série peut se charger d'éléments détritiques très fins et, se feuilletant, passer à un faciès de flysch argileux.

Ces deux faciès si différents du Priabonien sont également surmontés par un même épais complexe arénacé, témoignant d'un changement radical dans la composition des sédiments. Ceux-ci deviennent presque exclusivement siliceux, provenant avec évidence de la destruction de roches cristallines (granites ou schistes cristallins), et sont souvent chargés d'éléments très grossiers, voire de galets et blocs volumineux de ces roches cristallines. Ce complexe montre des faciès assez variables, suivant les synclinaux dans lesquels il a été conservé. Ce sont : tantôt des *grès d'Annot*, grossiers et massifs, renfermant souvent des galets et blocs de grande taille de roches cristallines ; tantôt des alternances de gros bancs de ces grès et d'un *flysch gréseux*, constitué par des bancs peu épais de grès fins séparés par des lits schisteux formés d'éléments très fins et en partie argileux tantôt une masse homogène de ce flysch gréseux ; tantôt des grès homogènes, très tendres, à peine cimentés et à éléments bien calibrés (*grès de Menton*) ; tantôt même seulement des *sables siliceux* très blancs, comme dans le synclinal de Puget-Théniers et dans celui de Saint-Antonin, au sud du précédent, où ils s'accompagnent de grosses masses de *conglomérats*.

Le contact de cette puissante formation, qui peut atteindre plus de 500 m. dans certains synclinaux, avec les marnes priaboniennes inférieures est généralement brutal, même avec des ravinements ; toutefois, en certains points où la série arénacée est à l'état de flysch gréseux, le passage peut se faire par des alternances ; j'ai d'ailleurs indiqué que le Priabonien peut parfois passer latéralement à un flysch très fin et encore fortement argileux. L'âge de cette série, après avoir été unanimement rapporté à l'Oligocène, en raison du changement total de régime par rapport aux marnes bleues du Priabonien, rappelant exactement ce qui se passe à Biarritz, à l'autre extrémité de la zone pyrénéo-provençale, a été récemment contesté et certains auteurs veulent actuellement l'attribuer encore au Priabonien.

Le fait qu'en certains fonds de synclinaux la sédimentation a été continue et qu'il peut y exister un passage graduel ou des

alternances entre les marnes priaboniennes et le flysch gréseux, rendant alors difficile la fixation d'une limite précise entre les deux séries, ne saurait évidemment être un argument sérieux en faveur de cette nouvelle opinion, à l'encontre de la délimitation très nette qui existe en d'autres points (1).

Des arguments paléontologiques ont, d'autre part, été apportés à l'appui de cette attribution de la série détritique en question au Priabonien ; mais ils sont, à mon avis, très peu décisifs. Le géologue italien S. Franchi s'est fondé sur la présence, dans la série arénacée, d'une zone renfermant des pistes dites *Helminthoidea labyrinthica*, auxquelles il a attribué un âge caractéristique éocène ; mais la valeur stratigraphique précise de telles traces semble bien douteuse. D'autre part, MM. Lugeon et Moret se fondent sur la présence d'une *Ortho-phragmina*, considérée par eux comme d'âge exclusivement éocène, dans les « grès de Taveyannaz », qui existent dans une région alpine bien plus septentrionale et dont le parallélisme exact avec les grès d'Annot n'est peut-être pas entièrement démontré. D'ailleurs, le serait-il, on peut objecter qu'il a été constaté que les Ortho-phragmines ont continué à vivre en certaines régions du globe pendant l'Oligocène et que, par suite, on ne saurait affirmer que l'une d'elles n'a pu dépasser l'Eocène dans les Alpes. Des exemples récents doivent inciter à une certaine prudence à l'égard des localisations stratigraphiques trop étroites attribuées à certains fossiles, surtout d'un groupe inférieur tel qu'un Foraminifère.

D'ailleurs, le fait que les couches de base du Nummulitique sont reconnues, d'après leur faune, comme d'âge Oligocène inférieur auprès de Castellane, ainsi qu'il est indiqué plus haut, va évidemment à l'encontre de l'interprétation d'après laquelle le Nummulitique ne dépasserait pas le Priabonien dans la zone alpine externe.

Si j'ai cru nécessaire d'insister sur cette question,

(1) La même question se retrouve d'ailleurs en géologie dans toutes les séries continues, sans que pour cela on doive réunir en un même étage tout un ensemble de couches concordantes, a fortiori lorsqu'il existe un changement total de faciès, pouvant correspondre à un relèvement et une érosion des bords du synclinal dans la région centrale duquel la sédimentation a été continue.

qui peut sembler un peu secondaire et théorique, c'est surtout parce que le changement considérable du régime de la sédimentation, tout à fait semblable à celui qui s'est produit à la limite de l'Eocène et de l'Oligocène à Biarritz, vers l'extrémité occidentale de la chaîne pyrénéo-provençale, semble bien correspondre encore, dans le Sud des Alpes-Maritimes, à une importante phase tectonique. J'indiquerai plus loin que des nappes ou de grands plis couchés provençaux semblent s'y être avancés sur un substratum nummulitique se terminant par les marnes bleues, tandis que la série gréseuse ne se rencontre que dans des synclinaux situés en avant de leur front. Il me paraît plus naturel, en l'absence d'arguments vraiment décisifs, d'admettre que cette phase importante de la tectonique pyrénéo-provençale se place aussi dans les Alpes-Maritimes à la fin de l'Eocène, plutôt qu'au milieu d'un étage Priabonien qui serait, à mon avis, exagérément hypertrophié.

En tout cas, le changement de faciès marqué par le début de la série gréseuse témoigne évidemment, par la provenance de ses matériaux, d'une surrection contemporaine du massif cristallin du Mercantour, au nord, et de ceux des Maures et de Tanneron, au sud. D'autre part, en remontant le long des Alpes vers le nord dans la zone alpine delphino-savoisienne, il se retrouve partout au milieu de la série nummulitique, laquelle débute toujours, en général, par le Lutétien transgressif. Ce changement de sédimentation résulte nécessairement encore d'une surrection et de l'érosion des massifs cristallins qui ont fourni les matériaux des dépôts arénacés ; il doit donc traduire l'existence d'une phase préliminaire de surrection alpine, contemporaine de la phase principale de la tectonique provençale, au milieu de la période nummulitique.

5° LE NÉOGÈNE RHODANIEN ET SUBALPIN.

L'Aquitanién marin, dont on connaît les dépôts à Carry, près de Marseille, et au voisinage de Montpellier, s'est avancé jusque dans le Comtat en un golfe qui a traversé la chaîne pyrénéo-provençale, précurseur du grand *fossé extra-alpin* qui se poursuivait au Miocène jusqu'en Roumanie et dans lequel se sont déposées les mollasses miocènes. En Suisse, on trouve seulement une mollasse d'eau douce aquitaniennne, indiquant le début de la destruction des premiers reliefs alpins.

Le Burdigalien est représenté par plusieurs termes : d'abord une mollasse sableuse, formée dans un golfe encore fermé vers le nord à la hauteur de la vallée de la Drôme ; puis une mollasse marneuse et enfin la mollasse calcaire de Saint-Paul-Trois-Châteaux, déposée dans un bassin déjà beaucoup plus étendu, car il s'est largement avancé vers l'est dans la direction de Digne et il a débordé sur l'emplacement des chaînons subalpins extérieurs de la Drôme, de l'Isère et de Savoie, ainsi que des chaînons les plus orientaux du Jura jusqu'en Suisse. Mais il n'a pas submergé le « plateau de Crémieu », c'est-à-dire la région de Jurasique tabulaire située à l'ouest du cours du Rhône entre Saint-Genix et Lagnieu, qui a été contournée par les plis du Jura méridional et qui, géologiquement, doit être considérée comme un fragment de l'avant-pays alpin se rattachant encore au Massif Central.

A l'Helvétien ou Vindobonien, la transgression précédente s'est accentuée encore, ayant alors recouvert ce plateau de Crémieu et débordé jusque sur les terrains anciens du Massif Central entre Valence et Lyon, en y déposant une masse puissante de sables et grès à faciès très détritique. Toutefois, dans la vallée de la Durance et en Provence les niveaux supérieurs pré-

sentent le faciès marno-calcaire de la mollasse de Cacuron, surmonté localement par le faciès *tortonien* des marnes à Pleurotomes de Cabrières d'Aygues, déposées dans un véritable fossé bathyal.

Ce dépôt, qui témoigne d'un approfondissement local du fossé extra-alpin, a d'ailleurs été suivi d'une *phase orogénique très importante des Alpes* et d'un soulèvement de la région rhodanienne, transformée en une lagune saumâtre. Aussi le Pont en y est-il constitué par des dépôts d'abord saumâtres, puis d'eau douce, consistant surtout en des cailloutis torrentiels, d'autant plus développés qu'on se rapproche davantage des chaînes subalpines. Ch. Depéret, qui a beaucoup étudié les dépôts néogènes du bassin rhodanien, a indiqué que les dépôts pontiens jalonnaient la vallée d'un pré-Rhône de cette époque, situé bien plus à l'est que le Rhône actuel, ainsi peut-être que des vallées affluentes descendant des Alpes en cours de surrection. C'est une telle origine qu'on doit, semble-t-il, attribuer, tout au moins en majeure partie, à l'énorme masse des *poudingues de Riez* (ou de *Valensole*), qui couvrent une large surface triangulaire sur la carte géologique, à l'est de la Durance depuis Sisteron jusqu'au Verdon, et qui constitueraient les dépôts d'un gigantesque *delta torrentiel de l'époque pontienne*, témoignant ainsi de l'ampleur formidable de l'érosion qui s'est exercée durant cette période sur les Alpes qui venaient de surgir par la *phase de plissement anté-pontienne, la plus importante probablement de la tectonique alpine* (1).

Mais une *nouvelle phase alpine de plissement* a suivi le dépôt du Pontien. En effet, toutes les couches

(1) Nous avons d'ailleurs vu précédemment que les éruptions du Massif Central ont commencé, dans les plus importants centres volcaniques de ce massif, à la suite de cette phase orogénique alpine, pendant le Miocène supérieur.

miocènes, jusqu'aux poudingues pontiens inclusivement, ont été énergiquement plissées dans les chaînons orientaux du Jura et dans les chaînons subalpins de la Chartreuse, du Vercors, du Dévoluy, ainsi que dans les chaînons provençaux du Ventoux, de la Montagne de Lure, du Léberon, des Alpines, etc. ; sur le flanc sud du Léberon, près de Manosque, les cailloutis pontiens sont parfois redressés verticalement.

Si cette phase post-pontienne et antépliocène s'est traduite par des plissements et chevauchements très importants dans la région subalpine, par contre les couches miocènes sont restées presque rigoureusement horizontales dans le voisinage immédiat du Rhône. La dépression rhodanienne avait été progressivement rejetée vers l'ouest au bord du Massif Central par ces phases alpines successives, et de grands ravinements postérieurs au Pontien se sont produits dans toutes les formations précédentes, sur l'emplacement approximatif du Rhône actuel et de ses grands affluents, dont le tracé paraît donc dater du début du Pliocène.

D'ailleurs, au Pliocène inférieur (Plaisancien), il s'est produit une nouvelle invasion marine, très étroite, suivant un golfe qui a remonté la vallée du Rhône ainsi esquissée jusqu'à Givors et qui a pénétré dans les vallées inférieures de la plupart de ses affluents, aussi bien de ceux qui descendaient des Alpes que de ceux qui se creusaient dans le versant oriental du Massif Central.

A la même époque, un énorme « lac bressan » s'est établi sur la Bresse et les régions supérieures de la vallée de la Saône, entre la chaîne du Jura et les régions voisines du Massif Central.

Au Pliocène supérieur, par suite d'une nouvelle sur-
rection de la région subalpine, la mer abandonna le golfe plaisancien de la vallée du Rhône pour se localiser sur les côtes du Languedoc et de Provence. Cette

surrection est marquée par le relèvement des dépôts plaisanciens à Nyons jusqu'à l'altitude de 350 mètres, tandis qu'ils se rencontrent à 100 mètres à peine dans la vallée du Rhône au voisinage.

Il ne s'est plus produit ensuite, dans celle-ci, que des phénomènes de remblaiement, avec alternatives de creusement, jusqu'à l'époque actuelle, en relation avec les phases glaciaires alpines ; mais je ne puis entrer ici dans la description des moraines et terrasses alluviales qui en résultent, très développées dans le Bas-Dauphiné, jusqu'à la rive droite du Rhône vers Lyon, et sur les Dombes, ni dans l'exposé des discussions auxquelles elles ont donné lieu.

6° LE NÉOGÈNE DES ALPES-MARITIMES.

Dans la partie méridionale des Alpes-Maritimes, on observe aussi la trace des plissements alpins, plus récents que la tectonique provençale, grâce à l'existence de dépôts néogènes en cette région, principalement entre les vallées du Loup et du Var.

Une *mollasse à Pectens et Scutelles*, d'âge Burdigalien, très développée entre Tourrette-sur-Loup et la vallée inférieure du Var, est nettement discordante sur des plis couchés pyrénéo-provençaux, qui étaient déjà très fortement érodés avant son dépôt, suivi par celui des *marnes de Vence*, très argileuses, d'âge Helvétien.

D'autre part, entre Tourrette-sur-Loup et Vence, on voit commencer à s'intercaler dans la mollasse burdigalienne des éléments volcaniques remaniés par les eaux marines et qui, plus au sud, principalement dans la région comprise entre Villeneuve-Loubet et Biot, ont donné naissance à une énorme masse de *conglomérats et tufs cinéritiques andésitiques*, sans coulées ni centre éruptif visible ; ces tufs sont bien stratifiés en leur périphérie, où ils passent latérale-

ment à des formations sableuses, qui semblent aussi burdigaliennes, et, en tout cas, ils sont recouverts en discordance par le Pliocène. L'édifice volcanique qui a émis cette masse considérable de projections de toutes tailles, depuis des blocs très volumineux jusqu'à des cendres fines, devait se trouver dans une région aujourd'hui occupée par la Méditerranée ; d'ailleurs, une formation semblable à la précédente se trouve plus à l'est, sur le rivage même, au Cap d'Ail, près de Monaco.

Il faut ajouter que d'autres éruptions, très localisées et mal datées, se sont produites en Provence à des époques peut-être voisines, ayant donné naissance aux basaltes de Rougiers, d'Evenos et des environs de Cogolin. D'autre part, le *porphyre bleu des Romains* (ou *estérellite*), très exploité entre Saint-Raphaël et Agay, est le résultat, d'après les études de Michel-Lévy, d'intrusions laccolitiques d'âge tertiaire non précisé, mais peut-être voisin aussi de celui des épanchements volcaniques précédents.

Nous verrons plus loin que les couches miocènes dont il vient d'être question ont été encore plissées antérieurement à la formation d'une série de conglomérats continentaux, bien développés sur la rive droite du Var inférieur, qui tantôt reposent sur ces couches miocènes en discordance, tantôt sont plaqués contre les calcaires jurassiques, dont les fragments, anguleux ou parfois un peu roulés, ont été cimentés en donnant une roche compacte ressemblant, au premier abord, au Jurassique lui-même. Cette formation, dite *brèche de Carros*, est vraisemblablement d'âge pontien. En tout cas, lors de sa production, la vallée inférieure du Var était déjà creusée au moins jusqu'à son niveau actuel, au travers des accidents tectoniques très importants de sa rive droite, que nous envisagerons plus loin. En effet, la

brèche de Carros est plaquée dans ce versant contre des couches d'âges les plus divers et même jusque sur deux petits témoins fossilifères de mollasse à Pectens situés au pied de ce versant.

On sait d'ailleurs qu'au Pontien la régression marine a été telle qu'on ne connaît pas de dépôts marins du Miocène supérieur sur le bord nord de la Méditerranée occidentale. En Provence, dans le Languedoc, ainsi qu'en Espagne et en Italie, le Miocène supérieur paraît seulement représenté par des *formations continentales* : limons rouges et cailloutis fluviatiles à *Hipparion gracile*. Ch. Depéret a même admis qu'à cette époque la Corse était rattachée au continent provençal.

Au Pliocène inférieur ou Plaisancien, si une nouvelle et encore assez importante transgression marine a pénétré partout dans les basses vallées des côtes méditerranéennes d'Espagne, du Roussillon, du Languedoc, remontant loin dans la vallée du Rhône, il n'en est plus de même sur les côtes de Provence. Depuis le delta du Rhône jusqu'à Fréjus, le long du littoral des environs de Marseille, de Toulon et des Maures, on ne trouve plus de Pliocène marin sur 170 kilomètres de côte (1). Par contre, les dépôts ma-

(1) La côte occidentale de la Corse est d'ailleurs aussi dépourvue de toute trace de Pliocène marin, tandis qu'il s'en rencontre un peu sur la côte orientale, auprès de l'Étang de Diane, et que l'île de Pianosa, entre la Corse et l'île d'Elbe, est constituée en grande partie par un plateau de Pliocène marin à faciès littoral.

D'autre part, il existe des différences importantes entre la faune des Mollusques pliocènes de la vallée du Rhône et du Roussillon et celle des environs de Biot et de Cannes, sur le littoral des Alpes-Maritimes. Cette dernière est très riche et identique à celle des gisements italiens, tandis que les types italiens francs sont, d'après Depéret, rares dans le golfe rhodanien, où existent beaucoup d'espèces spéciales ou de formes représentatives. Aussi cet auteur a-t-il admis qu'au Pliocène il devait exister une presqu'île partant de la côte provençale et des Maures et qui s'étendait jusqu'en Corse, tandis que des raisons paléontologiques l'ont conduit à penser que cette communi-

rins de cet âge recommencent depuis la vallée de l'Argens jusqu'à Gênes dans toutes les dépressions du littoral, avant de s'étaler d'une façon continue à partir de l'embouchure de l'Arno, dans les plaines basses de Toscane, d'Ombrie et du Bassin du Tibre.

Les argiles plaisanciennes marines, très développées au voisinage du rivage actuel à l'ouest de l'embouchure du Var (*argiles de Biot*) et qui se montrent aussi à Nice au-dessous de la couverture des poudingues plus récents, ont envahi la vallée creusée au Pontien et se sont déposées jusqu'à Saint-Martin-du-Var, dans la basse vallée du Var, au fond de ce golfe.

Ensuite s'est formée, dans celui-ci, une puissante accumulation de poudingues, parfois montrant à leur base des sables d'âge vraisemblablement Astien ou Pliocène moyen. L'énorme masse des poudingues du Pliocène supérieur, déposés en couches inclinées et montrant de multiples ravinements, a comblé le golfe précédent par un processus de *delta torrentiel* et a été dénommée depuis longtemps « *delta pliocène du Var* ». Mais la surface de cette formation, qui était évidemment située initialement au niveau de la mer dans ce grand estuaire comblé, a été ensuite relevée vers l'intérieur, atteignant au voisinage de Levens une altitude d'environ 600 mètres ; elle s'abaisse graduellement vers le rivage actuel pour s'y terminer vers l'altitude de 180 mètres, tranchée par l'érosion pléistocène. Celle-ci a d'ailleurs entamé les dépôts en question non seulement par la grande vallée du Var actuel, mais aussi par une série d'autres vallées, les

cation continentale était rompue au Pléistocène, certaines formes de Vertébrés trouvés en Corse (*Lagomys corsicanus*, *Cervus Cazioli*) appartenant à des groupes pliocènes qui ont disparu du continent au Pléistocène et qui auraient persisté en Corse en raison de l'isolement insulaire. Celui-ci, d'autre part, expliquerait l'absence de l'*Ursus spelæus* dans le massif corso-sarde.

unes venant aboutir au Var, les autres descendant directement à la mer.

Un semblable relèvement pléistocène se retrouve aussi, plus à l'est, pour les poudingues pliocènes de Roquebrune, analogues à ceux du Var, mais dont les éléments sont d'origine plus locale et proviennent d'un bassin moins étendu, dont ils sont aujourd'hui séparés par la très profonde érosion pléistocène de la vallée de Gorbio. L'intensité des phénomènes d'érosion récents a été d'ailleurs exceptionnellement grande dans les Alpes-Maritimes, en raison de la proximité d'altitudes voisines de 3.000 mètres et de la mer.

Plusieurs oscillations du rivage peuvent y être reconnues au cours du Pléistocène, marquées par l'existence de *plages soulevées* à diverses altitudes. Des phases négatives très importantes ont pu aussi s'intercaler dans l'histoire du littoral au cours et même à la fin du Pléistocène. Une telle phase négative au cours du Pléistocène a été mise en évidence, en particulier, par les études de M. Boule sur les grottes de Grimaldi ou des Baoussé Roussé, auprès de Menton. D'autre part, d'après des sondages récemment exécutés sur mes indications dans les basses vallées du Var, de la Brague et de la Siagne, les alluvions de la basse plaine, correspondant au début de l'époque actuelle, y descendent jusqu'à 60 mètres environ au-dessous du niveau de la mer ; il semble d'ailleurs qu'il s'agisse plutôt de mouvements récents du continent que d'un changement isostatique du niveau de la Méditerranée.

A. — LA STRUCTURE DE LA RÉGION PROVENÇALE

La région provençale renferme deux massifs cristallins, séparés par une large bande de Permien correspondant à la basse vallée de l'Argens et se prolongeant à l'est par l'*Estérel*, où le Permien s'accompagne de nombreux épanchements porphyriques fortement mis en saillie par l'érosion. Au sud de cette zone synclinale, vient le *Massif des Maures*, qui, en réalité, ne constitue qu'une portion d'une zone cristalline en grande partie cachée sous les eaux de la Méditerranée et, vraisemblablement, devant être considérée comme la prolongation de la zone primaire axiale des Pyrénées. Le second massif cristallin, bien moins étendu que le précédent, se trouve à l'ouest de Cannes et est dénommé *Massif de Tanneron* ; il s'enfouit au nord et à l'est sous les terrains secondaires du Sud-Ouest des Alpes-Maritimes, et se rattache à eux tectoniquement, comme nous le verrons plus loin.

1° LE MASSIF DES MAURES.

Ce massif est constitué par des gneiss et des mica-schistes dans ses parties septentrionale et orientale, avec une zone de phyllades dans le sud-ouest ; en outre, il renferme un petit bassin stéphanien, de direction presque méridienne, situé à l'ouest du Plan-

de-la-Tour, présentant une allure synclinale très dissymétrique ; son bord ouest plonge régulièrement à 45°, tandis que son bord oriental est redressé et même renversé en certains points. Le massif ancien est délimité par une bordure de schistes rouges permien qui s'étend depuis les environs de Toulon vers Cuers et Les Arcs, en constituant la *dépression permienne de Cuers*, très étranglée auprès de Carnoules et se poursuivant à l'est par le *synclinal du Bas Argens*, lequel se continue, comme il a été dit, par l'Estérel au sud du Massif de Tanneron. Auprès de Toulon, dans cette bande permienne s'ouvre le *synclinal du Mont-des-Oiseaux*, dans lequel sont conservés du Trias et du Jurassique.

La tectonique assez complexe du massif ancien porte la trace de *deux phases de dislocations*, très différentes d'âge et de direction, l'une *hercynienne*, l'autre *pyrénéo-provençale*. La seconde a déformé et disloqué la structure résultant de la première, qu'on peut essayer de reconstituer en tenant compte de ces dislocations ultérieures.

A la *tectonique pyrénéenne* sont dues plusieurs lignes de dislocation, de direction presque W-E, qui témoignent habituellement, surtout dans le Nord du massif, d'un chevauchement vers le nord, mais parfois en sens inverse. Ces dislocations ont découpé le massif en plusieurs compartiments, considérés par M. Demay comme des « écailles », qui ont joué l'un par rapport à l'autre suivant leur direction elle-même, de façon à avoir produit des rejets transversaux ou décrochements dans la tectonique hercynienne. Ces lignes de dislocation sont bien marquées, dans l'Ouest du massif, par des synclinaux écrasés de Permien pincés dans les phyllades aux environs de Pierrefeu et de Collobrières. Deux de ces grandes dislocations viennent converger vers l'est au golfe de Saint-Tro-

pez (Pl. VII). D'autre part, le bord septentrional du massif cristallin paraît chevaucher légèrement sur sa bordure permienne en certains points.

Au delà de la terminaison du Massif des Maures vers le SW dans la région de Toulon, plusieurs lambeaux de phyllades, dont l'un constitue la presqu'île du Cap Sicié, reposent sur le Permien et le Trias, qui apparaissent au-dessous d'eux dans la « fenêtre de Saint-Mandrier », en continuité avec le Mont-des-Oiseaux. Cette *nappe du Cap Sicié* paraît avoir sa racine plus au sud, à la presqu'île de Giens et aux îles de Porquerolles, de Port-Cros et du Levant.

La *tectonique hercynienne*, telle qu'on a pu essayer de la reconstituer en tenant compte des dislocations pyrénéennes, présente au contraire une direction structurale sensiblement méridienne, comme le *bassin houiller du Plan-de-la-Tour* ; cette direction se retrouve encore au nord du synclinal permien du Bas-Argens, pour le *bassin houiller du Reyran*, qui est pincé dans la partie occidentale du massif cristallin de Tanneron (Pl. VII).

La structure du massif ancien des Maures comprendrait, de l'W à l'E : 1° un grand axe gneissique anticlinal (gneiss de Bormes) perçant les micaschistes et couché vers l'est ; 2° une zone de mylonites, de direction sub-méridienne (zone de Grimaud), fortement rejetée au passage du golfe de Saint-Tropez par les dislocations pyrénéennes ; 3° la zone gneissique de Saint-Tropez et Sainte-Maxime, comprenant aussi le massif granitique du Plan-de-la-Tour. D'après M. Demay, la zone broyée correspond à un chevauchement de la masse occidentale sur celle de l'Est, la surface de chevauchement ayant d'ailleurs pu être redressée à la verticale. Il admet aussi que cette tectonique hercynienne serait surtout d'âge *anté-stéphanien*, mais que certains accidents ont pu jouer après le Stéphanien,

comme le montre la disposition du synclinal houiller à l'ouest du Plan-de-la-Tour, qui traduit d'ailleurs des poussées vers l'ouest, c'est-à-dire de direction inverse à celle des mouvements antérieurs.

2° LA RÉGION PROVENÇALE AU NORD DES MAURES ET DANS LE SUD-OUEST DES ALPES-MARITIMES.

Malgré de nombreuses études et de vives discussions, la structure de cette région est encore incomplètement élucidée ; aussi me bornerai-je surtout à un exposé sommaire des interprétations successivement émises.

Dès 1890, Marcel Bertrand y reconnut les premiers recouvrements, aux environs du Beausset ; il pensait toutefois alors à des chevauchements locaux pour l'explication des divers massifs de terrains jurassiques de la Basse-Provence (tel le Massif d'Allauch), séparés par de curieuses bandes triasiques. Mais, par contre, M. E. Fournier expliquait ces particularités par des plis sinueux et des déversements périphériques du bord de ces massifs, indépendants les uns des autres, ayant produit une structure « en champignons ». Après des discussions passionnées, Marcel Bertrand émit en 1899 l'hypothèse grandiose, mais trop générale, d'une *grande nappe provençale unique*, très ondulée et même plissée secondairement, puis fragmentée par l'érosion en donnant les divers massifs aujourd'hui isolés.

D'autre part, Ph. Zürcher, qui avait antérieurement décrit dans la région de Barjols, Salernes et Aups deux systèmes de plis autochtones déversés en regard les uns des autres, ayant ensuite reconnu, avec Marcel Bertrand, que les phyllades du Cap Sicié forment un chapeau au-dessus du Trias, se rallia à la grande

nappe provençale et admit que ces phyllades auraient été charriés à la base de celle-ci.

Mais W. Kilian, en 1908, émit l'opinion qu'il existe plusieurs nappes provençales, les unes enracinées (nappes à racines externes), les autres supérieures aux précédentes et dépourvues de connexion avec des racines connues (nappes à racines internes), sans plus préciser. E. Haug et moi, en 1912, admettions que, dans le Nord-Ouest du département du Var, une série triasique et jurassique très découpée par l'érosion (nappe des Bessillons) flotte sur un substratum apparaissant dans ses déchirures et se terminant par du Garumnien, avec bauxite à sa base, reposant sur du Jurassique autochtone ; nous pensions que l'érosion qui a découpé cette nappe aux environs de Salernes expliquait l'apparence de chevauchements en sens inverse décrits par Zürcher.

D'ailleurs, celui-ci, guidé par cette interprétation, reconnaissait que des grès et argiles rouges situés au-dessous du Muschelkalk à Terrubi, au NE de Brignoles, qu'il a autrefois indiqués comme d'âge triasique inférieur sur la carte géologique, doivent en réalité être attribués au Garumnien et jalonnent la continuité de celui-ci au-dessous de la nappe des Bessillons au nord d'une grande fenêtre perçant celle-ci autour du Val. Cette nouvelle attribution conduisit Zürcher, dans l'espoir de rencontrer la bauxite à la base de ce Garumnien, à faire exécuter dans celui-ci, à Terrubi, un sondage qui fut arrêté à plus de 200 mètres de profondeur sans avoir atteint la base du Garumnien, mais qui vérifia, en tout cas, l'existence de la fenêtre de Garumnien de Terrubi au travers du Muschelkalk de la série des Bessillons.

D'autre part, E. Haug, dans ses belles études sur la région de la Sainte-Baume, distingua une série autochtone formant de grands bombements et cons-

tituée par du Jurassique, du Crétacé supérieur et du Garumnien, sur lequel repose, par l'intermédiaire d'une série secondaire renversée qui forme en particulier la crête de la Sainte-Baume, une grande nappe de terrains secondaires, en ordre de superposition normal, mais où des décollements ont produit une certaine indépendance des trois séries : Trias-Hettangien, Jurassique, Urgonien (auxquelles il a attribué le terme de nappes, qui leur paraît peu applicable). En tout cas, Haug reconnaissait que cette série charriée de la Sainte-Baume est une unité distincte de la nappe des Bessillons, plus méridionale et poussée sur celle-ci.

En même temps, mes recherches s'étaient trouvées dirigées en vue d'une revision de la feuille géologique de Nice, en collaboration avec M. A. Lanquine, pour la partie sud-ouest des Alpes-Maritimes. En 1913, nous indiquions que les hauts plateaux calcaires situés au nord d'une ligne d'escarpements dominant Grasse et Vence, qui s'étagent ensuite successivement jusqu'à la Montagne du Cheiron, présenteraient une structure répondant à la conception antérieurement émise par Kilian. La profonde entaille faite par la vallée du Loup au travers de la partie de cette région située au sud de la Montagne du Cheiron, et surtout la coupe transversale complète et capitale fournie par le versant droit de la vallée inférieure du Var, montrent avec évidence le rôle fondamental qu'ont eu les mouvements tangentiels en cette région.

La région au nord de Grasse. — Au voisinage de Grasse, on observe un empilement de plis provençaux enracinés au sud, très fortement couchés et même un peu plongeants vers le nord ; traduits d'abord par des alternances de Trias et d'Infralias vers leurs racines, ils comprennent ensuite des terrains secondaires plus élevés et forment une série de

répétitions dans la constitution des hauts plateaux qui dominant Grasse (fig. 21). En outre, ces *duplicatures provençales* s'enfoncent vers le nord sous deux séries analogues superposées, généralement plus épaisses et

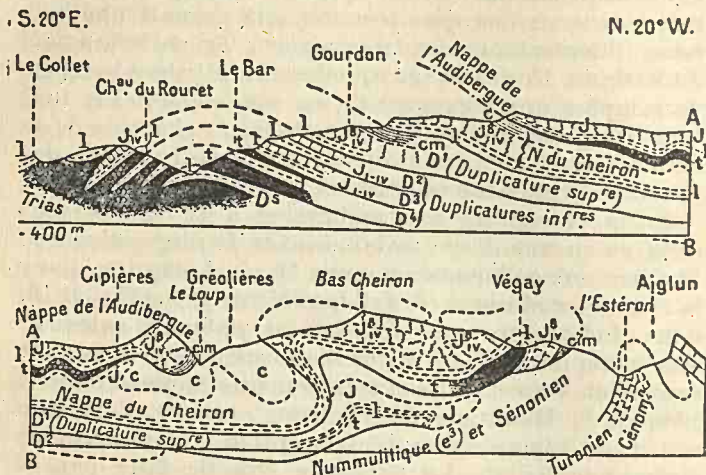


FIG. 21. — Coupe des unités pyrénéo-provençales à l'est de Grasse (d'après MM. Léon Bertrand et A. Lanquinc, 1923).

t, Trias ; 1, Rhétien et Hettangien ; J_{I-IV} calcaires de l'Oolitique inférieur ; J_{IV}^8 série jurassique complète ; cim, Crétacé inférieur et moyen ; cm, Crétacé moyen ; c, Crétacé complet.

plus complètes, que M. Lanquinc et moi avons considérées comme deux nappes supérieures aux duplicatures ; mais, à l'inverse de celles-ci, elles seraient sans connexion visible avec leur région d'origine, que nous avons pensé s'être trouvée plus au sud. La plus basse formerait, en son bord nord, la *Montagne du Cheiron*, sur le flanc nord de laquelle se montre, à

Végay, une très belle charnière anticlinale tournée vers le nord ; vers la vallée du Var, où elle est plus profondément entamée par l'érosion, elle se subdivise en deux digitations frontales. D'autre part, les calcaires jurassiques du Cheiron, dans toute la moitié orientale de ce chaînon, sont séparés par un contact anormal continu (1) des terrains crétacés de la région de l'Estéron situés à leur pied et qui, le plus souvent, y sont représentés par les termes les plus élevés du Crétacé et non par le Crétacé inférieur. La série la plus élevée, dont la charnière frontale se montre au sud de la Montagne du Cheiron, en particulier à Ci-pières, en retrait par rapport à celle de la précédente, forme en particulier la *Montagne de l'Audibergue*.

La profonde coupe fournie par la rive droite du Var est d'un extrême intérêt. Au-dessous de la série jurassique de l'Audibergue, complète et *presque horizontale*, la nappe du Cheiron (qui ne prend son complet développement qu'en avant du front de la précédente) se montre là réduite à ses termes inférieurs ; au-dessous d'elle, plusieurs duplicatures s'étendent plus ou moins loin vers le nord. Un fait capital est l'existence, au-dessous de ce complexe d'empilements subhorizontaux, d'un *substratum constitué par les marnes et calcaires nummulitiques*, fossilifères et visibles en un si grand nombre de points, malgré les placages de Brèche de Carros, que leur continuité sous toute la largeur des masses chevauchantes en question ne peut être douteuse.

Nous verrons plus loin que ces chevauchements provençaux se retrouvent à l'est de la vallée du Var, alors très fortement repris et englobés dans le plissement proprement alpin. Mais les répercussions

(1) Dans une étude très détaillée, M. Boutakoff a admis que ce contact anormal se poursuit à l'W jusqu'en son extrémité occidentale.

alpines se sont également exercées sur la région plus proprement provençale située à l'ouest du Var et même encore beaucoup plus à l'ouest, jusque dans le Nord du département du Var. Mais, tandis qu'en certains points elles se traduisent par des accidents structuraux indépendants, de direction nettement alpine et orientés NW-SE, en d'autres parties du domaine provençal ce sont, au contraire, les lignes directrices antérieures qui ont orienté les accidents alpins postérieurs. D'anciens plis ou chevauchements provençaux ont alors pu rejouer (parfois avec un certain déplacement relatif suivant leur direction WSW-ENE) et même il s'est produit des plis ou des chevauchements alpins dirigés vers le sud, en sens inverse des accidents provençaux.

L'âge de telles répercussions ne peut d'ailleurs être précisé que dans le cas où il existe une couverture miocène, discordante sur l'ancienne tectonique provençale et affectée par elles. C'est ce que montre, en particulier, le Miocène de Tourrette-sur-Loup, Vence et Saint-Jeannet et ainsi peut s'expliquer la présence de mollasse miocène au pied du Nummulitique sur la rive droite du Var, au-dessous de Carros, dans le prolongement de cette même bande miocène. Ces replis alpins, orientés WSW-ENE, suivant la direction provençale, sont antérieurs à la Brèche de Carros, discordante sur eux.

*
**

M. Lanquine et moi avons primitivement considéré, tous deux, les séries superposées du Cheiron et de l'Audibergue comme d'origine méridionale, correspondant ainsi à la conception des « nappes à racines internes » de W. Kilian, les duplicatures étant des « nappes à racines externes ». D'autre part, à la suite de leurs études communes au SE de Castellane, W. Kilian et M. Lan-

quine ont indiqué que la nappe du Cheiron s'y prolonge découpée en de nombreux fragments par les dislocations alpines, et ils en situaient la « racine interne » au bord nord du Massif des Maures, correspondant à un chevauchement de celui-ci sur la zone permienne de l'Argens. Plus tard, dans un grand mémoire posthume, Haug a indiqué que la racine de la nappe du Cheiron correspond probablement, en ce qui concerne les terrains anciens, à l'une des dislocations pyrénéo-provençales du Massif des Maures qui aboutissent au golfe de Saint-Tropez. L'une ou l'autre de ces conceptions concordait d'ailleurs avec la notion que l'origine des nappes du Cheiron et de l'Audibergue serait cachée sous la mer au sud d'Antibes, à laquelle M. Lanquine et moi étions arrivés par la considération des faciès du Crétacé. Tout cet ensemble se montrait donc bien cohérent.

Mais, récemment, M. Lanquine, abandonnant ses opinions antérieures, a admis que les deux séries jurassiques du Cheiron et de l'Audibergue sont autochtones, s'enracinant à leur extrémité occidentale. Même on a émis l'opinion que la nappe du Cheiron, dont celle de l'Audibergue ne serait qu'un repli, s'enracine en toute la longueur de son bord septentrional et aurait, de la sorte, progressé vers le sud. Cette conception, certainement beaucoup trop simple en tout cas, se heurte à un certain nombre d'objections que je crois capitales, mais que je ne saurais développer ici. Je signalerai seulement la différence peu vraisemblable d'origine qui en résulterait entre les duplicatures, qui sont certainement enracinées au sud, et les nappes supérieures, qui auraient ainsi chevauché en sens inverse, sans compter que, lorsqu'on l'analyse en détail, *le front nord du Cheiron ne présente aucun caractère d'enracinement*, comme je l'ai indiqué précédemment, tout au moins en toute sa moitié orientale.

Les duplicatures provençales et le Massif de Tanneron. — Revenons maintenant au voisinage de Grasse, afin d'examiner la situation des duplicatures à l'égard du massif cristallin de Tanneron. Leur enracinement est très net vers Châteauneuf et à la traversée de la vallée du Loup, bien marqué par des bandes étroites et serrées de Rhétien et d'Hettangien s'intercalant au milieu de gypse et cargneules du Keuper (fig. 21). Par suite d'un repliement anticlinal de toutes ces duplicatures vers Le Bar, les racines peuvent être localement redressées à la verticale, sinon même légèrement renversées au sud. Par contre, au nord de ce repliement les duplicatures s'étalent ensuite horizontalement, même légèrement plongeantes au nord, au-dessous du complexe des deux séries du Cheiron et de l'Audibergue. Elles se prolongent ainsi régulièrement vers l'ouest dans les plateaux qui dominent Grasse et s'étendent vers Saint-Vallier, Cabris et Saint-Cézaire. Mais leurs racines s'en écartent progressivement au SW, ne constituant plus que des replis d'une série principalement constituée par le Keuper et l'Infralias, qui s'étale ensuite jusqu'à la mer, formant la bordure orientale du Massif de Tanneron. En se rapprochant de celui-ci, le Muschelkalk apparaît au pied de Grasse, puis se montrent les grès triasiques et le massif cristallin apparaît à son tour, grâce à la surélévation d'axe de l'anticlinal que nous avons vu affecter les duplicatures auprès du Bar et qui, quoique de direction provençale, doit être d'âge alpin comme les plis affectant la mollasse miocène à partir de Tourrette-sur-Loup, dont il a été question plus haut.

Les duplicatures sont donc des replis de la couverture secondaire du Massif de Tanneron. Il s'est d'ailleurs produit un dysharmonisme entre le Keuper, qui, avec les termes plus récents de cette couverture, a pris une part très importante à la constitution de ces

replis, et le Muschelkalk plus rigide, qui ne se montre qu'exceptionnellement dans les duplicatures et ne forme guère qu'une voûte assez régulière entourant le noyau cristallin dans l'anticlinal commun à celui-ci et aux duplicatures. D'autre part, dans l'axe de cet anticlinal, au fond de la vallée du Loup et au-dessous du Trias qui prolonge directement la couverture du Massif de Tanneron, on voit surgir encore une voûte d'Hettangien, ce qui permet de présumer que ce massif lui-même a pu subir un chevauchement en son bord septentrional. D'ailleurs les terrains cristallins forment, à Cannes, dans le bord méridional du même massif, une écaille gneissique ayant chevauché au nord.

La région de terrains secondaires située au SE de l'enracinement des duplicatures s'étend ensuite jusqu'au littoral entre Cannes et l'embouchure du Var, avec un régime subtabulaire. Le Jurassique s'y montre parfois presque entièrement dolomitisé, se terminant toutefois par les calcaires blancs habituels du Tithonique, surmontés seulement par du Cénomaniens, puis par les sables bariolés de l'Eocène inférieur et les calcaires et marnes bleues nummulitiques (sans aucun témoin de la série gréseuse supérieure). Les couches suprajurassiques sont disposées suivant des synclinaux sensiblement orientés N-S. Le plus important s'enfouit auprès de Vence sous la mollasse burdigalienne, transgressive et discordante au-dessus de lui ; il est donc nécessairement anté-burdigalien. D'autres synclinaux parallèles, appartenant évidemment au même faisceau et contenant la formation andésitique, ont rejoué avant le dépôt du Pliocène, discordant sur celle-ci ; ils sont vraisemblablement contemporains des plis qui affectent le Miocène de Vence et qui sont antérieurs à la Brèche de Carros.

*
**

La partie centrale et septentrionale du département du Var est actuellement celle dont la structure est la moins élucidée, dans le détail ; mais de nombreuses recherches en cours permettront, à bref délai, d'apporter des précisions.

Une étude récente de M. Bellair a démontré que les duplicatures de la région de Grasse se prolongent encore assez loin vers Fayence et Bargemon ; elles constituent toujours des replis provençaux de la couverture secondaire du massif cristallin de Tanneron, ayant chevauché au nord, mais ensuite fortement déformés par les accidents alpins ultérieurs. Ces derniers semblent d'ailleurs avoir joué un rôle très important en beaucoup de points du département du Var, compliquant et déformant la tectonique provençale par des plis ou chevauchements orientés NW-SE et déversés au SW, alors que les lignes directrices de la structure provençale sont orientées sensiblement de l'W à l'E et correspondent à des chevauchements dirigés vers le nord.

En tout cas, l'existence d'une *nappe des Bessillons*, inférieure à celle de la Sainte-Baume, est indiscutable ; mais sa partie conservée ne dépasse pas la ligne Barjols-Salernes-Lorgues-Trans-La Motte. La grande fenêtre du Val, qui la traverse au nord de Brignoles, vient se terminer au Cannet-du-Luc. Au nord de cette nappe existent encore des chevauchements provençaux moins importants, plus ou moins masqués par les déformations alpines et dont un exposé m'entraînerait ici beaucoup trop loin.

Je me bornerai à indiquer, d'autre part, que l'étude du bord septentrional de la « dépression permienne » située au nord du Massif des Maures démontre l'exis-

tence de suppressions locales de couches, bien constatées par M. Lutaud et par moi, vers la base de la série triasique. Celle-ci s'étend largement plus au nord, en y présentant de nombreux plis secondaires, qui ont nécessairement réduit sa largeur initiale, tandis que sur le Permien il n'existe pas de témoins du Trias qui l'a certainement recouvert. Cette absence paraît difficilement explicable par le simple jeu de l'érosion, et je crois qu'il n'est pas trop hardi de faire l'hypothèse que, lors des mouvements provençaux, le Trias en question a été entraîné tangentiellement au nord de sa situation initiale, en se décollant de son substratum permien et s'ondulant fortement en avant de celui-ci.

3° LES AVANT-PLIS PROVENÇAUX.

Dans l'Ouest des Alpes-Maritimes, au nord du Cheiron, la grande *aire synclinale de l'Estéron* est encore nettement provençale, aussi bien par sa direction générale que par les orientations particulières des plis secondaires qui l'accidentent. Ceux-ci, bien qu'ayant pu rejouer lors du plissement alpin, doivent être considérés comme des *avant-plis provençaux*. En particulier, le front de la nappe du Cheiron est longé par un « pli en retour » qui, d'après une hypothèse un peu hardie de M. Boutakoff, aurait même pu « rejaillir » largement au sud sur celle-ci.

L'aire synclinale de l'Estéron montre une série de brachyanticlinaux de calcaire jurassique perçant au travers du Crétacé et, inversement, plusieurs synclinaux nummulitiques, parmi lesquels la grande *cuvette synclinale de Saint-Antonin*, toujours de direction provençale. Celle-ci se retrouve dans l'*anticlinal du Gourdan*, couché au nord sur le *synclinal nummulitique de Puget-Théniers*, appartenant à l'*aire synclinale du Var*

moyen, de structure beaucoup plus simple que celle de l'Estéron. Après un autre synclinal parallèle qui le suit au nord-ouest (*synclinal d'Agnere*), vient un anticlinal (dont l'axe passe à côté du hameau d'Enriez) qui, s'ouvrant au NE en s'appuyant sur le grand dôme permien de Barrot, *termine le régime des directions provençales, bien caractérisé dans le bassin du Var moyen, et le sépare de celui des directions alpines, venant du NW, qui se rencontre dans le bassin du Var supérieur*. On doit d'ailleurs remarquer que cette limite tectonique a été précédemment *celle des faciès nummulitiques* à l'époque priabonienne.

Les plis en question ont certainement joué après le dépôt de la série nummulitique arénacée ; mais cela n'empêche qu'ils aient pu s'esquisser par un plissement provençal, après le dépôt des marnes bleues et antérieurement à celui de la série gréseuse. En effet, *la concordance de deux séries dans le fond d'un synclinal n'est nullement incompatible avec une ébauche du plissement après le dépôt de la première*. C'est ainsi que, dans les mêmes synclinaux, il existe une concordance apparente entre la base du Lutétien et les couches terminales du Crétacé, malgré la phase de plissement produite vers la fin du Crétacé et la longue période d'émersion intermédiaire, pendant laquelle une partie des couches sénoniennes ont pu disparaître ; parfois même ce sont les calcaires turoniens qui supportent le Nummulitique, encore en concordance apparente. Même une continuité de sédimentation dans la région axiale d'un synclinal est compatible avec un relèvement de ses bords et une discordance de la série supérieure sur ceux-ci.

Les avant-plis provençaux, ayant donc plus ou moins rejoué lors du plissement alpin, doivent évidemment se poursuivre plus à l'ouest, dans la région plus pro-

prement provençale ; bien des complications structurales existant dans le Sud des Basses-Alpes et le Nord du Var qui ne sont pas encore élucidées et qui font actuellement l'objet de discussions pourront trouver leur explication dans la superposition des effets des deux phases de plissement. En tout cas, si l'on remonte le long de la région rhodanienne, on constate qu'il y existe d'assez nombreux plis pyrénéo-provençaux.

Après les avant-plis des Corbières septentrionales, dont certains ont été imbriqués et écrasés contre la Montagne-Noire, et les dislocations tertiaires du Bassin houiller d'Alès, on retrouve la prolongation des plis pyrénéens à l'est de la vallée du Rhône dans les *Alpes*, le *Léberon*, le *Ventoux*, la *Montagne de Lure*, puis dans les plis anté-aquitaniens de la *région de Digne*, que E. Haug a montrés depuis longtemps s'enfouir sous des chevauchements alpins de direction toute différente. Les répercussions alpines sur les anciens plis provençaux s'étant produites par des poussées tendant à développer des plis transversaux à la direction axiale des plis antérieurs, suivant laquelle ceux-ci présentaient le maximum de rigidité, elles se sont souvent traduites par une fracturation transversale de ces anciens plis. C'est, du moins, à mon avis, l'interprétation qu'il convient de donner aux multiples fractures qui accidentent la Montagne de Lure et suivant lesquelles ont pu se produire secondairement des dénivellations, qu'on a pu considérer comme résultant d'un phénomène tout différent.

Quelques plis de direction encore provençale se rencontrent plus au nord, dans les *Baronnies*, où quelques accidents à axe triasique, d'abord considérés par Terrier et M. L. Joleaud comme des témoins d'une grande nappe venue des Alpes (« nappe de Suzette »), dans le massif de Gigondas, sur les deux rives de l'Eygues

au NE de Nyons et sur la vallée du Buech au NW de Sisteron, ont été ensuite reconnus comme d'origine locale.

Enfin, le *Diois*, région bosselée de dômes et de cuvettes synclinales, dont les uns sont orientés W-E et d'autres, plus au nord, au contraire N-S, constitue une région de transition, où le régime pyrénéo-provençal fait définitivement place à celui des *plis subalpins*, que nous allons examiner maintenant.

B. — LES CHAINONS SUBALPINS ET LE JURA

Les chaînons calcaires subalpins, surtout formés par les calcaires rigides du Jurassique supérieur et de l'Urgonien, séparés par des synclinaux occupés par les couches très marneuses du Crétacé supérieur, se dirigent d'abord vers le nord à partir de la région du Diois, au sud de laquelle dominent les directions provençales dans les avant-chaînons des Alpes. Puis ils tournent au NE avant même la vallée de l'Isère, parallèlement à la direction générale des Alpes et aussi au bord de l'avant-pays alpin. En effet, si l'on se place au point de vue structural, ce bord ne suit pas la limite orientale apparente du Massif Central, laquelle n'empiète qu'en quelques points sur la rive gauche du Rhône, entre Tournon et Saint-Vallier, puis au sud de Vienne. Il faut, à l'est de Lyon, adjoindre au massif résistant situé en avant des Alpes le large *plateau de Crémieu*, formé de Jurassique resté sensiblement horizontal et qui, caché vers l'ouest sous le vaste complexe glaciaire alpin du Bas-Dauphiné, repose évidemment sur un socle hercynien rigide. Ce socle affleure d'ailleurs sur une faible étendue vers Chamagnieu, à près de 30 kilomètres à l'est de Lyon, et la prolongation souterraine du bassin houiller de Saint-Etienne y a été jalonnée jusqu'au près de Lagnieu par de nombreux sondages, sur 50 kilomètres environ (Pl. IV). Somme toute, la limite de l'avant-pays alpin sur la rive gauche du Rhône

semble constituer, jusque vers le coude brusque de sa vallée supérieure à Saint-Genix, le prolongement de la faille qui limite les Cévennes cristallines depuis les environs de Bessèges jusqu'à Privas et La Voulte-sur-Rhône (1).

Après la traversée de l'Isère, en effet, les chaînons subalpins sont séparés par le long synclinal mollassique de Voreppe (faillé postérieurement à l'Helvétien) en deux faisceaux qui ont une destinée différente en leur prolongation vers le nord. Les chaînons correspondant aux plis plus externes que ce synclinal se dévient à la hauteur de Chambéry vers le nord, puis vers le NW, en contournant le môle du plateau de Crémieu et donnant les plis du *Bugey* et du *Jura méridional* ; au contraire, les plis plus internes continuent régulièrement leur trajet vers le NE, en suivant les Alpes, dont ils constituent les plis les plus externes en *Savoie*. Les deux systèmes de plis résultant de cette bifurcation des chaînons subalpins du Dauphiné sont, plus loin, séparés par la *région mollassique de Suisse* (Pl. VI-VII).

LE JURA FRANC-COMTOIS.

Le Jura franc-comtois, qui présente une forme arquée, bien que de direction générale varisque, est encadré successivement par les massifs anciens résis-

(1) Il faut noter, à cet égard, que E. Haug a montré depuis longtemps que cette « faille de bordure » n'a aucunement le caractère d'une faille d'affaissement. Parfois très oblique et même presque horizontale, elle donne plutôt l'impression d'une transgression du Trias, du Lias et du Jurassique moyen coupés en biseau ; mais ces terrains n'ont là aucun caractère littoral et ils montrent même, jusqu'au contact avec les terrains anciens, le faciès bathyal dauphinois. Haug a admis que c'est une faille de surrection du Massif Central, antérieure au basalte des Coirons ; mais on pourrait penser aussi qu'il existe là, comme dans la région d'Alès, un chevauchement du bord de la zone subalpine sur le bord du Massif Central.

tants du Nord du Massif Central, puis des Vosges. Il a été divisé par M. E. Fournier en plusieurs zones tectoniques longitudinales, qui seraient alternativement plissées ou formées de couches restées sensiblement horizontales et disloquées par des failles ; toutefois, cette distinction paraît assez subtile à la limite, dans le détail. Ces zones sont les suivantes, de l'Est à l'Ouest :

1° *La zone de la Haute-Chaine*, affectée de nombreux plis parallèles, est principalement constituée par une épaisse série de Jurassique supérieur renfermant des chapelets de brachysynclinaux à noyau de Crétacé, parfois aussi de mollasse miocène (Pl. VI). Les flancs de ces brachysynclinaux sont quelquefois déversés en regard l'un de l'autre, traduisant un excès de compression tangentielle.

Cette zone se poursuit d'ailleurs à peu près seule vers le sud dans le Jura méridional en contournant le môle de Crémieu, tandis que les zones suivantes disparaissent obliquement au bord de l'ancien grand lac pliocène bressan.

2° *La zone des Hauts-Plateaux* est fondamentalement constituée par du Jurassique supérieur et moyen, avec des failles d'importance variable. En réalité, celle de Mouthier, dont la nature est bien visible grâce à la profonde érosion de la Loue, est une *faille de chevauchement* très nette traduisant une poussée tangentielle vers l'extérieur du Jura, et il doit en être de même pour d'autres. Cette région est parcourue par un réseau hydrographique souterrain compliqué, comme on l'a reconnu pour la source de la Loue, qui reçoit des déperditions du Doubs en aval de Pontarlier.

3° *La zone plissée du Vignoble* est accidentée de brachyanthyclinaux de Jurassique moyen, de Lias et de Trias, disposés en chapelets séparés par des bandes

synclinales faillées de Jurassique supérieur. Cette zone se rétrécit d'ailleurs du sud vers le nord, présentant 5 rangées de brachyanticlinaux dans la région de Salins, 2 seulement à Besançon, puis une seule, et elle finit par disparaître entre les deux zones qui l'encadrent.

4° *La zone occidentale des plateaux* longe la vallée du Doubs depuis Montbéliard vers le sud-ouest.

5° *La zone des avant-monts du Jura* est constituée par des brachyanticlinaux tous déversés vers le NW, quelquefois avec une telle intensité que les couches renversées y deviennent voisines de l'horizontale. C'est dans cette zone qu'apparaît, au NE de Dôle, le petit *massif de la Serre*, où le socle cristallin se montre au-dessous d'une couverture de Permien et Trias.

6° Enfin, jusqu'à la bordure du Bassin de Paris, se montre une *zone des bassins d'effondrement*, qui comprend une série de synclinaux crétacés, souvent enfouis par des failles dans le Jurassique. Un plateau intermédiaire faillé les sépare d'ailleurs en deux groupes : ceux de la vallée de l'Ognon, qui sont encore presque tous renversés vers le NW, et ceux de la vallée de la Saône, qui sont au contraire sensiblement droits.

M. Fournier a interprété ces alternances de zones plissées et d'autres où les couches sont restées plus tranquilles, quoique faillées, comme une conséquence du plissement hercynien, qui aurait produit une série d'aires anticlinales et synclinales de direction variable, les secondes étant destinées à devenir ultérieurement de petits géosynclinaux. Lors des mouvements orogéniques tertiaires, datant peut-être en partie de la fin de l'Éocène (plissement pyrénéen), ces zones se seraient seules plissées, tandis que celles qui sont superposées aux aires anticlinales n'auraient subi

que des fractures et auraient produit les zones de plateaux. Les témoins de mollasse helvétique pincés dans quelques synclinaux de la zone de la haute chaîne, ainsi que la découverte récente, par M. Piroulet, d'un lambeau pincé près de Salins contenant un fragment de tuf d'âge sarmatien, traduisent, en tout cas, une répercussion du plissement alpin miocène principal, postérieur au Vindobonien.

Le Jura constitue donc, au point de vue structural, une aire de transition entre le régime alpin proprement dit et les régions extra-alpines, de même qu'au point de vue stratigraphique son emplacement a participé à des conditions intermédiaires entre celles du géosynclinal subalpin et celles du Bassin de Paris.

En ce qui concerne la répercussion des plissements alpins sur le Jura, il est intéressant d'indiquer que M. Buxtorf a émis l'opinion que le *Jura bâlois* serait une nappe de décollement plissée et que H. Schardt a exposé une même conception pour le Jura méridional, car seules les couches triasiques à partir du groupe de l'anhydrite et les couches secondaires plus récentes s'y montrent dans les plis et, par suite, auraient pris part au décollement, tandis que les grès triasiques n'y ont pas participé. Les couches jurassiques très plissées de la Haute-Chaine occupant une largeur extrêmement réduite par rapport à leur étendue originelle, on pourrait admettre ainsi que l'ancienne couverture des grès triasiques, depuis l'extérieur des massifs hercyniens alpins suisses, aurait été repoussée en avant par le front des nappes alpines, antérieurement au dépôt de la mollasse de la plaine suisse, et qu'ensuite se serait produite une phase plus tardive ayant pincé dans quelques synclinaux les témoins de mollasse helvétique qui s'y rencontrent.

C. — LA ZONE EXTERNE DES ALPES FRANÇAISES

Les Alpes françaises ont été, depuis longtemps, divisées en plusieurs zones successives, d'abord définies par Charles Lory dans les régions dauphinoises. Il a distingué là, tout d'abord, en partant de l'extérieur de l'arc alpin, une *zone subalpine* et une « *première zone alpine* » renfermant les massifs cristallins. Ces deux zones sont séparées, au voisinage de Grenoble, par la large plaine du Grésivaudan ; mais elles appartiennent en réalité à un même grand ensemble tectonique, le creusement par érosion d'une dépression dans les terrains jurassiques à faciès dauphinois créant seul une démarcation. A l'intérieur de la chaîne, on distingue plusieurs autres zones successives, que nous envisagerons plus loin après avoir examiné la zone externe.

1° RÉGION DELPHINO-SAVOISIENNE.

A) *La zone subalpine*, dont j'ai indiqué plus haut les caractères structuraux fondamentaux (chainons formés surtout de calcaires du Jurassique supérieur et de l'Urgonien ; synclinaux occupés par du Crétacé supérieur et parfois de la mollasse miocène) et dont j'ai rappelé aussi antérieurement les caractères stratigraphiques généraux (faciès dauphinois), présente en général un chevauchement de ses plis vers l'ouest. Cependant il semblerait exister une exception pour

les plis situés au bord oriental du Vercors ; mais on l'a expliquée, d'autre part, par l'existence de têtes anticlinales de plis plongeants venus de l'est, qui seraient séparées de la racine de ces plis.

Le bord interne de ces chaînes calcaires ou « *bord subalpin* » est jalonné par une zone continue de dépressions s'étendant depuis le Col d'Anterne jusqu'au Col Bayard, près de Gap, et correspondant successivement aux vallées de l'Arly, de l'Isère (Grésivaudan) et du Drac, creusées dans les masses puissantes et très tendres des schistes noirs oxfordiens, des marno-calcaires du Jurassique moyen et du Lias schisteux, présentant le faciès géosynclinal dauphinois le plus typique. Mais la puissante érosion qui a produit cette ligne de dépressions plus ou moins continues n'a pas rigoureusement suivi les directions tectoniques, et *cette limite géographique est, en réalité, oblique à la direction des plis pour le Grésivaudan*, en raison d'un abaissement d'axes de ceux-ci. Elle ne se prolonge d'ailleurs pas au delà de Gap dans les régions delphino-provençales, qui s'étendent jusqu'aux Alpes-Maritimes.

B) *La zone cristalline delphino-savoisienne* est une zone très plissée, où l'ablation locale et complète de l'épaisse couverture à faciès dauphinois a fait apparaître les *massifs cristallins*, en raison d'une surélévation locale des faisceaux de plis. Celle-ci a permis à l'érosion de dénuder les terrains anciens (schistes cristallins et Houiller) au-dessous de la couverture discordante, débutant par du « *verrucano* » permien et du Trias, très réduits sur ces massifs savoisiens et dauphinois, tandis qu'ils sont notablement plus épais en bordure du Massif du Mercantour.

Il se montre ainsi deux rangées principales de massifs cristallins, séparés par un long synclinal complexe plus profond que les autres, ce qui y a causé la conser-

vation continue de la couverture secondaire, se suivant depuis Martigny par Chamonix et le Bourg-d'Oisans. Les faisceaux anticlinaux ainsi séparés sont, en réalité, complexes et comprennent des plis alternativement anticlinaux et synclinaux ; sur leur trajet, des aires de surélévation simultanée de ces plis ont permis à l'érosion de décaper largement le soubassement hercynien et, inversement, dans des portions relativement déprimées, l'érosion a respecté partiellement les terrains secondaires. Aux extrémités des massifs cristallins, les terrains anciens se terminent par suite en digitations anticlinales, entre lesquelles les couches secondaires de la couverture constituent des digitations synclinales, dans le prolongement desquelles des témoins synclinaux de la couverture peuvent encore se rencontrer isolés au milieu des terrains anciens.

La rangée externe comprend, du NE au SW, les principaux massifs hercyniens suivants : Aiguilles-Rouges et Prarion, Beaufort, Belledonne, La Mure. La rangée interne est jalonnée par les massifs du Mont-Blanc, du Rocheray, des Grandes-Rousses et, un peu en retrait, se montre celui du Pelvoux, à la torsion des Alpes vers le sud-est.

L'étude de ces massifs anciens delphino-savoisiens montre d'ailleurs qu'antérieurement à la tectonique alpine, qui leur a donné leur disposition définitive, ils avaient déjà subi les effets des deux phases hercyniennes que nous avons reconnues dans les autres régions françaises. Cela résulte de la présence de synclinaux houillers pincés dans le socle cristallin granito-gneissique, où d'ailleurs les granites ont été souvent très dynamométamorphisés et transformés en protogine, dans les massifs du Mont-Blanc et du Pelvoux en particulier. Le Houiller, discordant sur les terrains cristallins, y comprend le Westphalien supérieur et le Stéphanien concordants. Par conséquent,

une première phase de plissement (dénommée « *séga-launienne* » par M. Lugeon, en Savoie) est antérieure à ce Houiller et très vraisemblablement contemporaine de la phase très générale post-dinantienne. D'autre part, la seconde phase, dite *allobrogiennne* en Savoie, est postérieure au plissement de ce Houiller lui-même et antérieure au début du dépôt de la couverture discordante des massifs primaires ; elle est évidemment équivalente de celle qui s'est produite après le remplissage des synclinaux stéphano-autuniens du Massif Central et après le dépôt du complexe westphalo-autunien de la Sarre.

On peut observer que ces synclinaux ont approximativement la même direction varisque SSW-NNE que ceux du Plan-de-la-Tour et du Reyran dans les massifs des Maures et de Tanneron. Mais, d'autre part, si l'allongement des massifs hercyniens delphino-savoisiens, correspondant à la direction des plissements alpins qu'ils ont ultérieurement subis, est très approximativement parallèle à cette direction varisque, nous verrons plus loin qu'il n'en est plus de même pour le *massif cristallin du Mercantour*, qui surgit dans la zone delphino-provençale avec une direction quasi perpendiculaire.

Les plis alpins de la région delphino-savoisienne sont très accentués et généralement déversés régulièrement à l'extérieur de la chaîne. On avait autrefois admis que le Massif du Mont-Blanc présenterait une disposition en éventail ; mais à son extrémité sud, où les terrains cristallins s'ennoient sous les couches secondaires, on ne trouve aucune trace d'éventail et, au contraire, tous les plis y sont uniformément et fortement couchés à l'ouest, ainsi que cela a été établi depuis longtemps par Et. Ritter dans sa coupe classique du Mont-Joly, récemment précisée par M. Paréjas (fig. 22). D'ailleurs, l'étude directe du massif

cristallin a démontré qu'il n'existe pas d'éventail et que si l'on avait cru en trouver l'apparence sur le versant oriental à Courmayeur, cela était dû à un renversement local (ou « emboutissage » suivant le style d'Argand) des racines des plis par excès de compression en profondeur, ce fait devenant d'ailleurs général dans toute la région en arrière, où il se retrouve pour les zones alpines plus internes.

La structure des *Hautes-Chaînes calcaires de Savoie*, prolongation des chaînes subalpines en avant des mas-

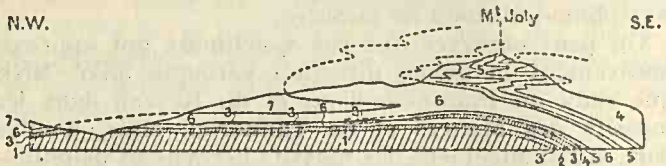


FIG. 22. — Coupe du massif du Mont-Joly
(d'après M. E. Paréjas, 1925).

- 1, Schistes cristallins ; 2, Houiller ; 3, Permien et Trias ;
4, Lias inférieur ; 5, Lias moyen ; 6, Toarcien ; 7, Aalénien.

sifs cristallins de cette région, montre que la coupe du Mont-Joly n'est pas exceptionnelle et qu'elle est, en réalité, normale pour la région, mais mieux conservée là qu'ailleurs, en raison d'un ennoyage des terrains secondaires entre les terminaisons des deux massifs hercyniens des Aiguilles-Rouges et de Belle-donne. En avant de celui des Aiguilles-Rouges, un régime de plis couchés au NW, à noyaux de Jurasique et parfois de Trias enveloppés par le Crétacé (surtout inférieur) et par le Nummulitique, résulte évidemment du repliement, avec un certain décollement, de la couverture secondaire et nummulitique des massifs des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc.

Ces accidents structuraux, que je ne puis énumérer en détail, se prolongent plus à l'est par ceux qu'ont reconnus les géologues suisses, en particulier dans la région intermédiaire entre la terminaison des massifs des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc et la réapparition du socle hercynien dans ceux de l'Aar et du Gothard. Ils y ont distingué plusieurs *nappes helvétiques* (dont la plus basse, celle de Morcles, dite « parautochtone », n'est qu'un repli de la couverture secondaire du Massif de l'Aar) et une nappe supérieure ou *ultra-helvétique*, dont l'origine, inconnue d'une façon précise, tout en provenant encore de la couverture des massifs hercyniens en question, doit probablement se trouver à l'arrière de ceux-ci, avant les zones les plus internes dont il sera question plus loin. Ces nappes sont intéressantes pour le sol français, car elles donnent l'explication de l'origine géologique de la région très spéciale du *Chablais*, qui tranche entièrement sur les régions avoisinantes et qui constitue un *massif exotique* en avant de la zone delphino-savoisienne (*Préalpes*).

LES PRÉALPES.

Cette région particulière est constituée par des témoins superposés de nappes issues de régions plus internes que la zone dauphinoise, séparées de leurs racines et ayant donc subi un cheminement important; elles se rencontrent en Haute-Savoie vers le bord de la chaîne, dans les *Préalpes du Chablais*, situées au nord des vallées de l'Arve et du Giffre et s'étendant jusqu'au Lac Léman. Ce massif exotique a d'ailleurs une prolongation plus étendue de l'autre côté du Rhône, dans les *Préalpes Romandes*.

Il existe un contraste absolu entre la constitution

géologique des deux versants de la vallée du Giffre entre Samoëns et Taninges, puis de celle de l'Arve depuis l'aval de Cluses jusqu'au delà de Bonneville. Tandis qu'en amont de Samoëns le régime subalpin des Hautes Chaînes calcaires de Savoie traverse la vallée du Giffre et se poursuit au NE jusqu'à la vallée du Rhône et au delà en Suisse, au contraire il s'arrête brusquement au Giffre, puis à l'Arve, dans les portions de leur cours que je viens d'indiquer. Au Nummulitique et aux autres terrains subalpins font brusquement suite des terrains montrant à la fois une autre allure tectonique et une succession stratigraphique différente de terrains secondaires. Ceux-ci débutent par une bande continue de Trias, laquelle s'appuie depuis le Val d'Illiez, en Suisse, sur le flysch nummulitique qui enveloppe tous les replis des terrains secondaires des Hautes Chaînes calcaires de Savoie. D'autre part, de multiples témoins du même Trias reposent sur le flysch entre les vallées de l'Arve et du Giffre. Il n'y a donc aucun doute que le Massif du Chablais, limité au SE par le Val d'Illiez, puis au sud par les vallées du Giffre et de l'Arve depuis le voisinage de Samoëns jusqu'au delà de Bonneville (en y englobant le petit massif du Môle), repose sur le même flysch sub-autochtone. Du côté du NW, après le petit chaînon annexe des Voirons, d'épais dépôts pléistocènes alluvio-glaciaires, superposés à la molasse miocène, s'étendent jusqu'au Lac Léman et bordent celui-ci sur la majeure partie de sa rive française. Par contre, à partir de Meillerie et jusque vers Saint-Maurice, de part et d'autre de l'extrémité du lac et de la plaine du Rhône en amont, s'établit la continuité entre le Massif du Chablais et celui des Préalpes Romandes (ou Fribourgeoises) (Pl. VI-VII).

On distingue dans ces édifices exotiques, dont M. Lu-geon a, le premier, reconnu la signification, plusieurs

unités tectoniques superposées (fig. 23), montrant d'ailleurs des caractères stratigraphiques bien distincts.

1° Une série inférieure n'apparaît qu'aux deux bords, interne et externe, de ces massifs, étant cachée au-dessous d'eux par les unités supérieures ; elle comprend ainsi, à la fois, les deux zones dites *Préalpes internes* et *Préalpes externes*, constituées par une série de lames discontinues de terrains secondaires divers, emballées dans du flysch nummulitique et correspondant à la série des nappes helvétiques supérieures et ultrahelvétique, dépourvues de connexion avec leur région d'origine. Le caractère des lames jurassiques montre que les unes



FIG. 23. — Schéma de la structure des Préalpes du Chablais (d'après M. Lugeon).

appartiennent encore à la première zone alpine et d'autres à celle qui vient immédiatement en arrière (bord externe de la zone du Briançonnais).

Cette série n'existe d'une façon continue qu'entre les vallées de l'Aar et du Rhône, dans les Préalpes romandes. Dans le Chablais, les *Préalpes internes* sont représentées par quelques lames de terrains secondaires dans le flysch du Val d'Illiez, et les *Préalpes externes* par des lames analogues pointant au travers du flysch des Voirons. D'autre part, dans la coupe transversale fournie par les rives droites du Giffre et de l'Arve, cette série paraît entièrement laminée au-dessous de la suivante, qui y repose directement sur le flysch.

2° La nappe suivante, s'étendant au contraire sur toute la largeur du Chablais, est celle des *Préalpes médianes*, qui montre un régime de plissements très réguliers et d'un type presque

jurassien. La série des terrains qui s'y rencontrent comprend : du Trias gypseux et dolomitique ; du Rhétien, formé de schistes argileux avec lits calcaires ; du Lias, d'abord calcaire, puis schisteux ; du Jurassique moyen, formé de marnes et calcaires à *Cancellophycus* (type vaseux) avec des couches à *Mytilus* ; du Jurassique supérieur, à l'état de calcaire blanc compact sub-coralligène ; du Néocomien à faciès alpin ; des couches rouges, avec très nombreux Foraminifères, du Crétacé supérieur, puis du Flysch nummulitique avec Mollasse rouge.

La région d'origine de cette nappe a été extrêmement discutée. On a souvent voulu la rechercher jusqu'au bord interne de la zone piémontaise ; mais, avec Haug, on peut penser plutôt qu'elle doit se trouver dans la zone du Briançonnais.

3° La nappe supérieure, dite *de la Brèche*, qui couronne le Chablais, présente une composition entièrement différente. Elle est essentiellement caractérisée par un grand développement de brèches dans la série jurassique supérieure au Lias. Elle comprend, à sa base, des grès micacés et schistes noirs houillers, renfermant une flore du Westphalien supérieur, surmontés par du Permien, à l'état de grès et schistes rouges (verrucano) ; puis vient le Trias inférieur, formé de quartzites, surmonté par des cargneules et calcaires dolomitiques triasiques, par du Rhétien, par du Lias inférieur calcaire (seulement quelques lambeaux), puis par des schistes liasiques commençant à renfermer quelques lits de brèches. Les brèches se développent ensuite considérablement au-dessus, s'étendant sur toute la série jurassique et subdivisées par une intercalation de schistes ardoisiers en une brèche inférieure et une brèche supérieure, avec de nombreux bancs de calcaires compacts, qui est surmontée directement par le flysch nummulitique.

Avant qu'on eût reconnu la situation charriée de cette énorme masse de brèche, celle-ci avait été expliquée par la destruction d'une « chaîne vindélicienne », qui aurait été située en avant des Alpes et qui serait cachée au-dessous de la Plaine Suisse. Toutefois, si le caractère charrié de cette nappe et de celle des Préalpes médianes, située au-dessous d'elle, a été admis unanimement à la suite de M. Lugeon, leur région d'origine a été très discutée ; on est allé jusqu'à admettre qu'elles proviendraient toutes deux d'au delà de la zone du Piémont, c'est-à-dire qu'elles auraient franchi toute la largeur

des Alpes. Mais il ne semble plus guère subsister de doute sur une origine beaucoup moins lointaine, dans la zone briançonnaise, c'est-à-dire en deçà de la zone du Piémont.

Dans les Préalpes Romandes, la nappe de la Brèche est surmontée par une autre plus élevée et d'origine plus interne, dite *nappe rhétique* ; mais, dans le Chablais, quelques roches spéciales pincées dans le flysch des Gets peuvent seules être considérées comme représentant cette nappe, sans importance pratique en ce qui concerne notre sol.

Une partie des nappes précédentes se rencontrent aussi dans des témoins de moindre importance situés plus au sud que le Chablais. L'un de ceux-ci, dit « *massif des Annes* », se trouve à l'ouest du hameau de ce nom, à la tête des vallées du Foron du Reposoir et du Borne ; l'autre (*montagne de Sulens*) se trouve au sud de la vallée du Fier, entre Manigod et Faverges.

Ces deux derniers témoins de nappes superposées sont indiscutablement isolés au-dessus du Nummulitique autochtone d'un grand synclinal subalpin (*synclinal du Reposoir*), qui s'étend du NE au SW depuis la vallée de l'Arve vers Cluses jusqu'au delà de Faverges. Etant constitués, en leur sommet, par du Lias reposant sur du Rhétien et du Trias, ils ont été reconnus depuis longtemps comme des lambeaux de recouvrement. Dans ces témoins des nappes préalpines, la série est d'ailleurs moins complète que dans le Chablais et ne renferme pas de représentant de la nappe de la Brèche. Seules s'y rencontrent la nappe des Préalpes médianes et les lames de terrains secondaires emballées dans le flysch qui correspondent aux nappes inférieures (d'ailleurs plus développées à Sulens qu'aux Annes).

3° LA ZONE DELPHINO-PROVENÇALE.

Avec la terminaison des massifs cristallins dauphinois et la brusque incurvation des Alpes au sud-est, on arrive à la région dénommée par Haug « zone delphino-provençale », qui nous conduit jusqu'aux Alpes-Maritimes. Cette région est caractérisée par un très grand développement du Nummulitique et du Crétacé supérieur du géosynclinal alpin. Cependant, si le Crétacé supérieur se poursuit jusqu'à Nice, le Crétacé inférieur, très développé sous le faciès calcaréo-vaseux dans les Basses-Alpes et encore dans le Nord-Ouest des Alpes-Maritimes, se réduit extrêmement avant d'arriver au littoral. Le Jurassique dauphinois, noir et très argileux, y est, d'autre part, remplacé par des calcaires clairs, provençaux. Au-dessous d'un Trias souvent très épais, le Permien est puissamment développé dans le Nord-Ouest des Alpes-Maritimes, formant en particulier le noyau du grand dôme de la cime du Barrot, mais sans atteindre l'extrémité du massif cristallin du Mercantour ; par contre, il se poursuit le long de sa bordure méridionale, jusqu'au delà de sa terminaison orientale, dans la vallée supérieure de la Roya.

Comme les précédents massifs hercyniens, le Massif du Mercantour naît, en son extrémité occidentale, par une surélévation simultanée des axes d'un faisceau de plis alpins, alors dirigés NW-SE et marqués par des synclinaux de Trias pincés dans les schistes cristallins. Plusieurs synclinaux triasiques, plus distants de l'axe du massif cristallin, marquent l'enracinement de grands plis couchés au SW, qui, séparés de leurs racines par la profonde vallée de la Tinée, se superposent dans le *massif du Mont Mounier* (fig. 24). Comme ceux du Mont-Joly, ils semblent résulter du passage, au-dessus d'eux, de nappes plus

élevées (nappes de l'Ubaye), dont il sera question plus loin avec la zone du Briançonnais dont elles sont issues. Des témoins de ces nappes se rencontrent jusqu'au delà du Lac d'Allos et de la haute vallée du Verdon, et elles ont dû submerger la moitié occidentale du Massif du Mercantour ; mais leur avancée a dû être limitée vers le sud par le dôme à noyau permien de la Cime de Barrot.

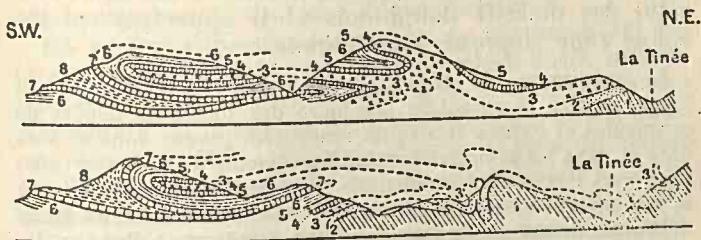


FIG. 24. — Coupes des plis couchés de la chaîne du Mont Mounier (d'après MM. Léon Bertrand et P. Comte).

- 1, schistes cristallins du massif du Mercantour ; 2, grès triasiques ; 3, cargneules, calcaires et gypses triasiques ; 4, calcaire liasique ; 5, calcaires marneux bajociens et bathoniens ; 6, marnes noires callovo-oxfordiennes ; 7, calcaire du Jurassique supérieur ; 8, calcaires marneux du Crétacé inférieur.

Le dôme en question se montre entouré, sur une bonne partie de son pourtour et d'une façon très curieuse, par une ceinture de plis périphériques et concentriques qui viennent, vers la vallée de la Tinée auprès de Saint-Sauveur, s'écraser contre ceux du bord du massif cristallin, déversés en sens contraire ; par contre, en son bord SE ce dôme est limité par une faille de surrection.

Quant au *massif cristallin du Mercantour*, celui-ci a subi des oscillations au cours des périodes géolo-

giques antérieures au plissement alpin, et il a souvent constitué une aire émergée, au bord de laquelle se sont produites des transgressions et des régressions. Je rappellerai qu'en son voisinage dans la vallée supérieure de la Tinée, il existe des faciès de bordure des couches secondaires, qui les différencient du faciès franchement dauphinois encore admirablement caractérisé dans la vallée supérieure du Var. Ce massif a donc joué un rôle très différent, à cet égard, de celui des massifs dauphinois et il appartient plutôt à une zone isopique géantyclinale.

Le maximum de transgression semble correspondre au Trias, malgré le caractère lagunaire des puissants dépôts de cargneules et gypses triasiques rencontrés jusque dans sa bordure et dans les premiers synclinaux témoins de sa couverture ; mais vers l'extrémité occidentale du massif, au Col du Fer, on le voit présenter, dans le plus axial de ces synclinaux, un faciès déjà alpin de calcaire à *Dactyloporelles*, témoignant d'une analogie évidente avec le Briançonnais. Des indices de bombements contemporains immédiatement dénudés se montrent déjà dans le Trias supérieur lui-même de la vallée de la Tinée, près de Saint-Sauveur. Des émergences du massif se traduisent aussi en son voisinage : dans le Rhétien, par des couches de lignites ; dans le Lias et le Jurassique moyen, par des brèches et des lacunes ; puis encore dans l'Oxfordien, par le remplacement du faciès des marnes noires par un faciès calcaire beaucoup moins épais à Brachiopodes. Lorsqu'on dépasse la vallée de la Vésubie, le Jurassique devient clair, peu épais, et rappelle à la fois les faciès provençal et briançonnais ; même le Tithonique coralligène a été signalé par S. Franchi comme directement transgressif sur l'extrémité orientale du massif cristallin (à la Rocca del Abisso). Mais ce changement de faciès est déjà préparé, dès le dôme de Barrot (1), par la réduction considérable d'épaisseur des marnes jurassiques au sud de celui-ci.

(1) Je rappellerai aussi que le dôme de Barrot montre lui-même un indice de surrection au Jurassique supérieur, représenté par des calcaires blancs coralligènes au milieu d'une ceinture de Malm de couleur sombre.

Somme toute, le Massif du Mercantour présente des caractères qui le différencient très nettement des massifs cristallins précédents, car pour ceux-ci la couverture conserve le faciès dauphinois au-dessus d'eux et jusqu'en leur bord interne ; ces caractères permettent de l'attribuer à une zone *intra-dauphinoise*, sinon *sub-briançonnaise*. D'autre part, jusqu'au début du Priabonien il a constitué, vraisemblablement réuni au dôme de Barrot, le rivage des mers nummulitiques qui occupaient le Sud des Alpes-Maritimes.

En ce qui concerne la tectonique alpine, il est intéressant de rappeler que jusque dans l'aire anticlinale du Var supérieur on trouve la prolongation des plis venant de la région dauphinoise, mais ayant alors une direction NW-SE, qui, dans la région de Digne, étudiée par E. Haug, se transforment en écaillés imbriquées chevauchant au SW contre l'obstacle résistant au plissement alpin que constituaient les avant-plis provençaux anté-aquitaniens, orientés transversalement. Mais les plis alpins du Var supérieur s'arrêtent avant le dôme de Barrot et aussi avant l'anticlinal provençal d'Enriez, dirigé au SW, qui se greffe sur ce dôme et qui constitue le dernier des avant-plis provençaux, dont il a été question précédemment (p. 276).

A partir de là, le plissement alpin s'est effectué dans le régime provençal antérieur, parfois faisant rejouer les anciens plis provençaux, le plus souvent développant de nouveaux plis de direction nettement alpine, tantôt encore donnant des accidents structuraux qui épousent successivement les deux directions par un trajet très sinueux.

Un exemple du premier cas est fourni par la partie occidentale du grand synclinal provençal du Var moyen, au sud du dôme de Barrot ; ses couches ont été manifestement plissées après le dépôt des sables de Puget-Théniers, qui se montrent dans sa partie axiale ; mais j'ai indiqué déjà les raisons qui

me font penser que ce synclinal avait été esquissé lors d'un plissement provençal antérieur au dépôt de ces sables. D'autre part, en l'absence de tout terrain tertiaire postérieur à ceux-ci, s'il est extrêmement probable que le resserrement du synclinal a été immédiatement consécutif à leur dépôt, c'est-à-dire anté-aquitainien, on ne saurait affirmer qu'il ne s'est pas produit par une phase alpine ultérieure, comme celles que l'on constate dans le Sud-Ouest des Alpes-Maritimes lorsqu'il s'y rencontre des couches miocènes et pliocènes. Cette indécision peut s'appliquer aussi aux autres plis provençaux plus méridionaux de la région de l'Estéron ou aux répercussions alpines reconnaissables sur les nappes et duplicatures provençales, de même qu'à toutes les déformations et dislocations de la partie franchement alpine des Alpes-Maritimes.

Le régime proprement alpin débute à l'ouest par le *chevauchement du Mont Vial*, qui, quoique naissant brusquement au col Saint-Raphaël, au sud de Puget-Théniers, par un anticlinal s'intercalant dans le faisceau provençal et relayant celui du Gourdan, tourne presque immédiatement à l'ESE, puis au SE et même au S, avec chevauchement au SW, puis à l'W, conformément au style alpin. En avant de lui, il s'est encore produit quelques autres dislocations parallèles dans le système provençal de l'Estéron (les Concias), ainsi qu'un écrasement du front de la nappe du Cheiron vers le confluent de l'Estéron et du Var. Ce chevauchement du Vial traverse d'ailleurs le Var très obliquement en aval du confluent de la Vésubie, en produisant un rejet très marqué des accidents provençaux, de telle sorte que la colline portant le village de La Roquette, sur la rive gauche, montre encore les prolongements de deux plis frontaux provençaux, mais rejetés au sud par rapport à leur situation sur la rive droite du Var. L'énorme masse des poudingues de l'ancien « delta pliocène du Var » cache ensuite la prolongation du chevauchement en question.

Toute la région à l'est du chevauchement du Mont

Vial, puis du cours inférieur du Var, fait indiscutablement partie du système proprement alpin, au point de vue tectonique, bien que les calcaires jurassiques puissent y avoir un faciès provençal. Cela n'empêche cependant qu'on y retrouve des traces de l'ancien plissement provençal, mais extrêmement déformées en général (sauf toutefois dans la partie française du bassin de la Roya, comme nous le verrons plus loin), tandis qu'à l'ouest c'est le régime des directions provençales qui domine de beaucoup par rapport aux dislocations de direction alpine.

Par le chevauchement du Mont Vial débute d'ailleurs tout un faisceau d'accidents analogues, naissant successivement vers l'est dans la partie orientale du grand synclinal du Var moyen et qui, prenant de plus en plus la direction alpine dès leur origine (ce qui leur donne en plan une disposition en éventail), tournent ainsi tous vers la direction N-S (fig. 20); en même temps, ils s'imbriquent en un faisceau de chevauchements vers l'ouest, au travers duquel s'est creusé le profond cañon de la *Vésubie inférieure*. Même, lorsqu'on examine l'axe nummulitique lui-même du grand synclinal, on constate qu'à l'est de la vallée de la Tinée, il tourne lui aussi vers le sud, dans le grand massif de grès et flysch du Tournaiet, mais sans traverser la vallée de la Vésubie.

Le *cours moyen de la Vésubie* correspond, en effet, à un très curieux accident structural que j'ai décrit depuis longtemps déjà. Il correspond à un *axe triasique*, d'orientation sub-méridienne, dont le rôle tectonique est extrêmement intéressant. Ce Trias gypseux débute au sud par l'axe régulier d'un anticlinal faillé de direction NW-SE, qui fait partie du faisceau précédent et qui traverse la Vésubie avec cette direction. Mais cet axe triasique conflue avec un autre qui, séparé de lui par la terminaison du grand synclinal

nummulitique du Tournaiet, se dirige vers le nord, avec une orientation toute différente, sous forme d'une longue hernie, très étroite et sensiblement rectiligne, bordée de part et d'autre par une cassure qui met ce Trias en contact avec des terrains très variés : avec le flysch oligocène du Tournaiet, sur son bord occidental, et avec des niveaux divers du Jurassique et du Crétacé, d'ailleurs assez plissés, sur son bord oriental. En certains points, on peut même constater que ce Trias, éjecté de la profondeur, chevauche en ses deux bords sur les terrains plus récents qui l'encadrent.

Vers le nord, ce Trias s'étale en se réunissant, d'une part à l'ouest de Roquebillière (1), d'autre part à l'est de Belvédère et de La Bollène, à des axes triasiques appartenant à des plis transversaux à sa direction et qui, d'un côté comme de l'autre, longent le Massif du Mercantour en se dirigeant à l'ouest vers Saint-Martin-Vésubie et Valdeblore, et à l'est jusqu'à l'extrémité du massif dans le bassin supérieur de la Roya. Si dans l'axe de la hernie triasique se montre, à Belvédère, un anticlinal de Muschelkalk orienté N-S, un autre, à Roquebillière, marque l'axe de l'un des plis transversaux. L'anticlinal triasique subméri-dien s'ouvre ensuite vers le nord, et le Permien y apparaît à son tour, bordant de part et d'autre une avancée du massif cristallin. *L'anticlinal triasique de la Vésubie moyenne se greffe donc, comme une sorte d'éperon, sur le bord S du Massif du Mercantour, tandis que celui-ci s'allonge encore plus loin à l'est.* Les plus transverses qui longent son bord, de même que de plus distants (les synclinaux nummulitiques du

(1) Je dois rappeler que cette localité a été rendue tristement célèbre par une catastrophe assez récente, due aux phénomènes de dissolution du gypse triasique et aussi, semble-t-il, à une certaine instabilité sismique de la hernie triasique en question.

Tournairef et de l'Aution, par exemple), s'infléchissent toutefois vers le sud en approchant de l'éperon triasique, constituant avec lui une sorte de gerbe ou *virgation* très ouverte au nord et resserrée au sud, dont la hernie triasique de la Vésubie moyenne occupe l'axe (fig. 20). Vers le sud, elle se prolonge par le seul *anticlinal du Férion*, chevauchant tantôt vers l'ouest, tantôt à l'est, qui se termine par un plongement péri-clinal régulier au Mont-Macaron, avant la vallée du Paillon où il est complètement ennoyé.

Malgré son allongement vers l'est, *le massif cristallin du Mercantour s'intercale donc, à la façon d'un noyau amygdaloïde, dans l'épanouissement de ce faisceau*, par une disposition toute différente de sa terminaison au nord-ouest, identique au type habituel des extrémités des massifs delphino-savoisiens. On peut d'ailleurs rapprocher cette différence de disposition tectonique du fait que les faciès du Jurassique et du Crétacé inférieur sont devenus là très différents des faciès dauphinois, qui existent même encore à l'extrémité nord-ouest du massif cristallin, vers les sources de la Tinée et au Pas de la Cavale. Nous savons, d'autre part, que le Massif du Mercantour, par son histoire stratigraphique, se comporte comme *intra-dauphinois*, sinon *sub-briançonnais*, plutôt que comme strictement analogue aux massifs delphino-savoisiens.

D'autre part, les plis des terrains secondaires et tertiaires qui longent le Massif du Mercantour dans la vallée de la Vésubie supérieure et ceux qui, après la rencontre du Trias de la Vésubie moyenne, se poursuivent à l'E jusque dans la vallée supérieure de la Roya, au delà de Fontan, présentent *une direction générale provençale et non alpine*. En outre, ils sont généralement *déversés au nord, c'est-à-dire vers le massif cristallin* contre lequel ils s'appliquent ; même, dans la

vallée de la Roya, où ils ont été étudiés en détail par M. A. Rivière, ils donnent naissance à une série de *chevauchements imbriqués vers le NNW*, c'est-à-dire à un régime tectonique nettement provençal et non alpin, se moulant sur le bord méridional du massif cristallin. Il est important de rappeler ici que ce bord méridional a constitué l'ancien rivage de la mer nummulitique ; il était donc naturel qu'il servît d'*avant-pays à la chaîne pyrénéo-provençale* et de butoir pour ses premiers plis, ensuite repris dans le plissement alpin.

Au voisinage de l'axe de surrection de la Vésubie moyenne, transversal à la direction des plis provençaux, le plissement alpin les a fracturés en les déviant vers la direction N-S. Plus au sud, l'influence alpine est aussi prédominante dans la direction des plis du Sud-Est des Alpes-Maritimes, comme le montrent les allongements de la grande cuvette nummulitique de Coaraze et Contes, de celle de Peira-Cava et de l'Aution (qui d'ailleurs vient d'abord du NE, où elle s'intercale dans le faisceau provençal des accidents de la Roya, ce qui répète, mais en sens inverse, la torsion de la cuvette du Tournairet à l'ouest de la Vésubie moyenne), des cuvettes de Braus, des environs de Sospel et de Menton, ainsi que des anticlinaux intermédiaires à noyaux de calcaires jurassiques de faciès provençal, généralement déversés vers l'ouest. Au delà de la frontière italienne, les cuvettes synclinales nummulitiques de Pienna et de Vintimille présentent encore la même direction NNW-SSE et aboutissent à la Méditerranée, comme les plis de la région de Menton, avec une orientation très uniforme qui ne montre *aucun indice d'une déviation permettant d'en rechercher la prolongation vers le massif ligure* et qui, par contre, rend tout naturel leur raccordement avec la Corse.

On peut noter, par contre, que, dans le Nord, les plis et chevauchements nettement provençaux de la haute vallée de la Roya s'y poursuivent jusqu'à la frontière italienne avec une direction sensiblement W-E ; je rappellerai, à ce sujet, une hypothèse que j'ai émise antérieurement, d'après laquelle ces plis provençaux pourraient peut-être se prolonger dans la tectonique de l'Apennin, au delà de la grande cuvette de San-Remo, après le croisement du système provençal par le plissement alpin.

Il est intéressant encore de signaler, dans la partie orientale des Alpes-Maritimes, un accident qui paraît assez analogue à celui de la Vésubie moyenne et qui est d'ailleurs à peu près parallèle à celui-ci. Une hernie triasique, surgissant aussi par une fracture, réunit une grande masse triasique formant l'axe d'un pli de la Roya en amont de Breil, de direction *provençale*, avec une autre grande masse résultant, auprès de Sospel, de la confluence des axes triasiques de plusieurs plis de direction nettement *alpine*.

D'autre part, si les plis alpins aboutissent à la Méditerranée normalement au rivage dans la région de Menton, il n'en est plus de même auprès de Nice, principalement entre Beaulieu et Monaco. Les bandes jurassiques qui dessinent les lignes de relief y sont, au contraire, parallèles au rivage dans le « faisceau du Littoral », empruntant ainsi d'anciennes directions provençales et, d'autre part, renfermant des témoins des nappes provençales à l'est de la vallée inférieure du Var. Il en est d'ailleurs de même dans les chaînons de direction alpine qui sont les plus voisins de cette vallée au nord de Nice, où l'on peut reconnaître la prolongation probable de la nappe du Cheiron, mais incorporée à des plis alpins en même temps que son substratum autochtone.

Par exemple, un anticlinal à noyau de Sénonien autochtone, déversé vers l'ouest, peut se suivre depuis Aspremont au nord dans la direction de Nice, perçant au travers de cette nappe de calcaires jurassiques et la séparant en deux parties : 1° un long témoin occidental qui chevauche à l'ouest sur le Sénonien et le Nummulitique et qui se termine au sud au-dessus de Gairaut, faubourg de Nice, par du Jurassique broyé flottant en l'air sur le Sénonien et se prolongeant par de petits témoins isolés à la surface de celui-ci ; 2° un autre témoin plus oriental, qui constitue le massif du Mont Chauve et qui est d'ailleurs percé en son milieu d'une petite fenêtre de Sénonien dans les lacets de la route montant au fort. La distinction des témoins de cette nappe peut d'ailleurs se suivre plus au nord, jusqu'à une avancée de Trias recouvrant le Jurassique et le Crétacé autochtones et affectés de plis N-S, autour de Saint-Blaise, lequel correspond à la base de la nappe provençale en question. Par contre, à Falicon et Saint-André, un noyau anticlinal de Jurassique autochtone, déversé à l'ouest, perce au travers du Crétacé supérieur qui forme le substratum de la nappe, au-dessous du témoin du Mont Chauve ; par suite d'un amincissement du Crétacé sur le flanc est de cet anticlinal, pouvant même disparaître localement, le Jurassique charrié peut arriver à reposer directement sur le Jurassique autochtone vers Saint-André.

D'autres témoins de cette nappe et d'une autre supérieure se retrouvent plus près du littoral, dans la région de Nice, Villefranche et Beaulieu, mais toujours fortement déformés par les mouvements alpins ; ceux-ci y ont d'ailleurs surtout fait rejouer les accidents dus à la tectonique provençale antérieure, mais en produisant des chevauchements locaux en sens inverse, vers le sud.

L'influence directrice de la tectonique provençale à l'égard des mouvements plus récents est aussi manifeste pour plusieurs plis qui, pour une partie au moins de leur trajet, se sont superposés à d'anciens avant-plis provençaux. C'est ainsi que plusieurs anticlinaux autochtones naissent successivement, au sud de la vallée du Paillon, avec une direction d'abord

nettement provençale vers l'ouest ; puis on les voit tourner brusquement, dans leur partie orientale, en prenant la direction alpine. Il ne semble guère douteux que ces plis, d'âge alpin, se sont adaptés, sur une partie de leur trajet, à d'anciens plis provençaux, mais en pouvant les avoir fait chevaucher en sens inverse de leur chevauchement ou simple déversement primitif ; on peut ainsi s'expliquer facilement le cisaillement, vers le bas, d'un noyau anticlinal de calcaire jurassique qui porte le village de Peillon. Dans certains cas, le chevauchement alpin vers le sud a pu prendre la part prépondérante dans la structure actuelle : tel est le cas du grand chevauchement du Mont-Agel, qui constitue l'un des traits principaux de la tectonique de la région littorale. Celle-ci présente de nombreuses complications structurales, que je ne saurais exposer ici, même sommairement, mais qui seraient inexplicables sans la reconnaissance d'une phase de plissement provençale, antérieure au plissement alpin et d'une direction entièrement différente.

D. — LES ZONES ALPINES INTERNES

Les zones alpines situées en arrière de la zone externe vont nous présenter des dislocations alpines beaucoup plus intenses que celle-ci ; mais, par contre, elles ont échappé aux complications structurales qui, dans la partie méridionale de cette dernière, au voisinage immédiat de la Méditerranée, résultent de la superposition de la tectonique alpine à une tectonique pyrénéo-provençale antérieure, en sorte que leur disposition générale est beaucoup plus régulière. La superficie occupée sur le sol français par ces zones internes est d'ailleurs incomparablement moindre que celle des régions subalpines et cristallines de la zone externe qui se suivent depuis la Savoie jusqu'à la Méditerranée. En effet, franchissant la frontière italienne au sud du Massif du Mont-Blanc pour pénétrer en France dans la Tarentaise, elles abandonnent ensuite le sol français pour rentrer en Italie, en ne dépassant pas au sud le bassin supérieur de l'Ubaye. D'autre part, par suite de leur disposition arquée, les zones de plus en plus internes que nous allons y distinguer n'occuperont que des surfaces de plus en plus réduites en deçà de notre frontière.

Si les grandes lignes de la constitution géologique et de la structure de ces zones paraissent solidement établies aujourd'hui, les parallélismes de détail et les subdivisions des grandes unités tectoniques ne semblent pas encore fixés partout d'une façon définitive,

malgré les nombreuses études de Marcel Bertrand, Termier, Haug, Kilian, Lugeon, Argand, Gignoux et d'autres plus jeunes géologues. Dans ces conditions, je dois me borner à l'exposé des grandes unités et de leurs subdivisions principales, en donnant parfois, à titre d'exemple, un résumé sommaire des interprétations successives d'une même région.

1° LA ZONE DU BRIANÇONNAIS.

D'après la conception actuellement classique (mais sujette à révision d'après de récentes observations de MM. Gignoux, Moret et Schneegans), on distingue une première sous-zone tectonique externe, séparée par un chevauchement important de la première zone alpine avec ses massifs cristallins dauphinois et ses terrains secondaires à faciès dauphinois, et sur laquelle chevauche, d'autre part, la zone du Briançonnais proprement dite, plus interne. C'est la *sous-zone* (érigée par Haug en une zone indépendante) dite des *Aiguilles d'Arves* ou encore *nappe de l'Embrunais*.

Cette zone se suit depuis la Tarentaise, par la Maurienne et les Aiguilles d'Arves, jusqu'en arrière du Massif du Pelvoux, où elle est réduite à un kilomètre à peine de largeur entre le Lautaret et Vallouise ; puis elle disparaît par un complet laminage entre le Massif du Pelvoux et la zone du Briançonnais proprement dite. Elle est essentiellement caractérisée par le fait que, constituée principalement par du Nummulitique débutant au Lutétien, il existe souvent dans ce complexe éocène une formation particulière constituée par des calcaires à Globigérines en minces plaquettes, que l'on a désignée par le nom de *flysch calcaire* et qui est différente du flysch gréseux habituel. Ce Nummulitique est souvent accompagné à sa

base, d'une façon plus ou moins discontinue, par des terrains secondaires dont les caractères sont déjà nettement distincts de ceux des couches contemporaines de faciès dauphinois et, au contraire, se rattachent aux faciès des mêmes terrains dans le Briançonnais.

Le grand développement de ce Nummulitique dans cette zone (il peut aussi se rencontrer dans celle du Briançonnais proprement dite, mais en moindre proportion, tandis qu'y dominent les couches secondaires et même le Houiller) a fait initialement désigner cette bande sous le nom de *zone du flysch*, avant même qu'ait été reconnu son caractère charrié. C'est qu'en effet cette zone, un peu interrompue derrière le Massif du Pelvoux, reparaitrait ensuite pour s'étaler largement dans l'*Embrunais* et l'*Ubaye*, et de nouveau s'étrangler vers l'extrémité du Massif du Mercantour, qu'elle paraît longer en une bande étroite sur son flanc septentrional

Or, au premier abord, cette région où s'étalent le flysch et les grès nummulitiques semblait simplement correspondre à une partie déprimée de la première zone alpine entre les massifs surélevés du Pelvoux et du Mercantour, cet ensellement transversal ayant permis la conservation du Nummulitique commun à la couverture des deux massifs cristallins en question, considérés comme de signification équivalente. Cette apparence était d'autant plus naturelle que, dans les deux profondes vallées transversales de la Durance et de l'Ubaye, au-dessous du Nummulitique se montre un substratum de Jurassique dauphinois, en particulier formé par les épaisses marnes noires schisteuses callovo-oxfordiennes.

Cependant cette régularité apparente était troublée par le fait que, sur le pays nummulitique gréso-schisteux très monotone, se montrent quelques montagnes calcaires très particulières, dont l'aspect avait depuis

longtemps frappé les géologues (Chabrières, le Morgon, les Séolanes, le Chapeau de Gendarme, le Mourre-Haut, etc.). Ces calcaires avaient été reconnus comme en général d'âge secondaire, parfois aussi à grandes Nummulites, et on les avait considérés anciennement soit comme des îles ayant subsisté dans la mer nummulitique (Ch. Lory), soit comme des massifs délimités par des failles verticales et ayant ainsi surgi au travers du Nummulitique environnant (Goret). En 1892, Haug et Kilian émirent l'opinion qu'il s'agissait de *lambeaux de recouvrement* posés sur le Nummulitique ; parmi ces masses de calcaires jurassiques ou triasiques complètement isolées et en saillie à la surface du Nummulitique, les unes ne sont que de véritables blocs et d'autres sont même formées de couches en superposition renversée (à la Grande Séolane par exemple). D'autre part, les plus avancées vers l'ouest peuvent arriver à reposer directement sur le soubassement secondaire du flysch de l'Embrunais et de l'Ubaye, et alors le contraste est absolu entre le faciès dauphinois du substratum et celui des lambeaux en question, tout à fait semblable à celui des mêmes couches dans le Briançonnais. En outre, Haug et Kilian avaient pu observer dans ces lambeaux quelques charnières anticlinales couchées vers le sud-ouest.

Ces constatations et d'autres analogues faites par moi aux confins de l'Ubaye et des Alpes-Maritimes ne paraissent pouvoir laisser aucun doute sur le fait que ces témoins de couches secondaires et de calcaires à grandes Nummulites soient de provenance briançonnaise et charriés sur le flysch et les grès de l'Embrunais.

Mais, d'autre part, Haug et Kilian furent conduits à penser que ce Nummulitique lui-même est charrié sur la première zone alpine. Cette hypothèse décou-

lait de constatations diverses : le Nummulitique de l'Embrunais ne présente pas de conglomérat de base, alors qu'il devrait en exister dans le cas d'une simple transgression, et, en outre, sa base montre souvent des froissements intenses et même des miroirs de glissement ; d'autre part, entre le Jurassique dauphinois du soubassement et le Nummulitique, il s'intercale çà et là des lames de gypse triasique (d'abord considérées comme du Callovien) accompagnées de cargneules et même de quartzites, ou bien des lames de Jurassique supérieur. La preuve directe de ce charriage du Nummulitique de l'Embrunais fut d'ailleurs donnée, en un point, par la distinction faite dans son substratum, par Jean Boussac, de Nummulitique autochtone faisant partie de la couverture du Massif du Pelvoux et constitué, comme dans le Nord-Ouest des Alpes-Maritimes, par du Priabonien à petites Nummulites, transgressif et débutant par un conglomérat de base très polygénique et formé pour une bonne part de roches du Pelvoux, surmonté par le complexe des grès d'Annot et du flysch gréseux, auquel se trouvait superposé le flysch de l'Embrunais.

D'autre part, j'ai pu reconnaître une semblable superposition dans le Nord-Ouest des Alpes-Maritimes, le flysch de l'Ubaye y étant superposé au grès d'Annot autochtone et admettant, d'autre part, aussi des grès semblables au-dessus de lui, avec une série de lambeaux de calcaires triasiques ou jurassiques à faciès briançonnais jalonnant la surface de charriage de cette *nappe de l'Ubaye*.

Les études plus récentes et très minutieuses de M^{me} Gubler-Wahl ont démontré que les témoins de la nappe de l'Ubaye, de provenance indiscutablement briançonnaise, s'étendent au sud-ouest jusqu'au sud du Lac d'Allos dans le massif séparant les hautes vallées du Var et du Verdon, et même jusqu'à Col-

mars dans le massif de l'Autapie, sur la rive droite du Verdon. D'autre part, M^{me} Gubler a conclu que les masses calcaires briançonnaises qui, les premières, ont attiré l'attention sur le charriage dans cette région ne constituent pas des témoins d'une nappe supérieure et que, disloquées et entraînées avec le Nummulitique charrié, elles font partie de la nappe de l'Ubaye.

Il n'est pas douteux que cette nappe, qui n'a pas dû dépasser le dôme de Barrot au sud, a submergé toute la partie occidentale du Massif du Mercantour, au-dessus des plis couchés de la Tinée et du Mounier enracinés au bord externe de ce massif; ceux-ci constituent manifestement, avec cette nappe, un complexe analogue à celui que nous avons précédemment constaté pour les Préalpes et les témoins plus méridionaux des Annes et de Sulens, par rapport aux plis couchés enracinés du Mont-Joly, par-dessus lesquels ont passé les nappes superposées des Préalpes. En ce qui concerne la racine de la nappe de l'Ubaye, M. Schneegans a reconnu tout récemment qu'elle longe de très près le bord nord-est du Massif du Mercantour, ce qui est tout naturel étant donné la signification que j'ai attribuée plus haut à ce massif, nettement différent des massifs dauphinois.

*
**

Il est intéressant maintenant de revenir au nord de l'Embrunais et de chercher à préciser la signification de la zone tectonique à laquelle appartient la *nappe de l'Ubaye* ou de *l'Embrunais*. J'ai indiqué plus haut qu'elle s'interrompt au bord interne du Massif du Pelvoux et qu'après une certaine discontinuité, reprend plus loin la *nappe des Aiguilles d'Arves*, dénommée par Haug et dont la constitution au nord

de la vallée de l'Isère a été étudiée en grand détail par M. Schœller, qui l'a considérée, ainsi que Haug, comme la prolongation exacte de la nappe de l'Embrunais. Or, une suggestion récente de M. Schneegans, qui semble confirmée par les faits ensuite découverts par MM. Gignoux, Moret et lui dans la vallée de la Durance à L'Argentière (où ils ont retrouvé une fenêtre de marnes noires callovo-oxfordiennes de faciès dauphinois), peut permettre de supposer qu'en réalité la prolongation de la zone des Aiguilles d'Arves se ferait vers le sud, en profondeur et très laminée, *au-dessous de la nappe de l'Embrunais et de l'Ubaye*. Celle-ci serait alors une subdivision du complexe briançonnais supérieure à la précédente, qu'elle aurait relayée en la recouvrant, suivant un système de *festons* (analogues aux « vagues de bitume » de Suess), qu'admettent MM. Gignoux et Moret (1).

En arrière de la nappe des Aiguilles d'Arves, on trouve d'ailleurs dans le Briançonnais plusieurs autres nappes superposées, dont la plus basse serait celle qui s'est largement avancée sur l'Embrunais et l'Ubaye, ainsi que sur la partie occidentale du Massif du Mercantour.

La disposition générale apparente de la zone du Briançonnais (fig. 25) est, par suite du reploiement commun de ces nappes, celle d'une grande aire anticlinale en *éventail composé*, c'est-à-dire présentant des déversements dans les deux sens, de part et d'autre d'un long affleurement anticlinal de *grès houillers*, longtemps considéré comme *l'axe houiller* des Alpes. Ces déversements sont très marqués vers

(1) Un exemple de grande échelle serait fourni par le débordement des nappes alpines par les nappes austro-alpines dans les Alpes Orientales, tandis que ces dernières semblent bien n'avoir pas submergé les Alpes Occidentales.

l'ouest à l'extérieur de cet « axe houiller », moins importants vers l'est de l'autre côté de cet anticlinal. Mais la continuité avec les nappes des Alpes Suisses, beaucoup plus disséquées par l'érosion, et les renseignements complémentaires fournis par le percement du tunnel du Simplon démontrent avec évidence que c'est là seulement une structure superficielle et que la zone du Briançonnais est bien formée d'un empilement de nappes replissées, au-dessous duquel il est

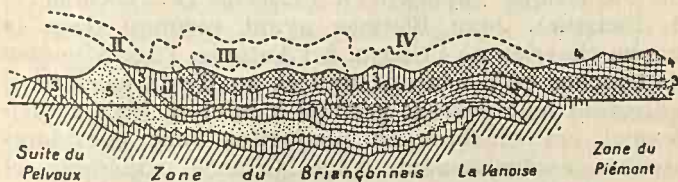


FIG. 25. — Coupe schématique au travers de la zone du Briançonnais (d'après Pierre Termier).

- 1, Schistes cristallins anté-houillers et granites ; 2, Houiller ;
- 3, Terrains secondaires (excepté les schistes lustrés ;
- 4, Schistes lustrés ; 5. Nummulitique (flysch).
- II, III, Nappes briançonnaises supérieures à la zone du flysch ; IV, Nappe des schistes lustrés.

Nota. — La nappe du Grand Saint-Bernard n'a pas été distinguée dans ce schéma ancien, au-dessus de III.

difficile de préciser l'enfoncement du substratum. On sépare d'ailleurs souvent, actuellement, la nappe supérieure en une unité distincte, sous le nom de *nappe du Grand Saint-Bernard* (ou de la Vanoise).

La série stratigraphique de la zone du Briançonnais est liée à l'existence d'un *géanticlinal briançonnais* depuis le début du Secondaire, entre les deux géosynclinaux dauphinois et piémontais, et elle présente des lacunes et des intercalations de brèches. Au-dessus des grès à anthracite du Houiller, le Trias y est formé de quartzites, puis de calcaires à Diplopores ; le Lias ne s'y montre que rarement, tandis

que le Jurassique moyen (Dogger) y est plus fréquent, avec des couches à *Mytilus* ; le Jurassique supérieur est représenté par le marbre rouge bréchoïde de Guillestre. Au-dessus, se rencontrent des « marbres en plaquettes » versicolores, dont l'âge a été très discuté. Tantôt ils ont été considérés comme des couches de passage entre le Jurassique et le Crétacé (Haug et Kilian), tantôt au contraire comme représentant une série compréhensive pouvant s'étendre du Jurassique supérieur à l'Eocène (P. Termier et J. Boussac). Jean Boussac ayant reconnu dans la nappe charriée de l'Ubaye, à l'Autapie, l'âge sénonien de couches qu'il avait assimilées au flysch calcaire, il admettait leur passage graduel à celui-ci. Mais actuellement ces marbres en plaquettes sont considérés comme exclusivement d'âge Crétacé supérieur et transgressifs sur les formations antérieures. Le Nummulitique renferme, dans le Sud du Briançonnais, les calcaires à grandes Nummulites retrouvés dans les lambeaux de l'Ubaye et ensuite le flysch calcaire, qui est souvent directement superposé aux marbres en plaquettes, toutefois avec interposition d'une brèche de base.

Je ne saurais entrer ici dans le détail des nappes ou « écailles » superposées, où les terrains constituants présentent des différences de faciès permettant de les distinguer, par exemple en ce qui concerne le développement du Houiller dans l'une d'elles, la « 3^e écaille » de Termier (fig. 25, III). La nappe supérieure présente la particularité d'être formée par un paquet, replié sur lui-même, de schistes métamorphiques et de conglomérats à galets cristallins, reposant sur la nappe précédente avec interposition d'une lame étirée et discontinue de terrains divers à faciès briançonnais (Houiller, Permien, Trias, Jurassique supérieur). C'est là le début des faciès méta-

morphiques qui vont ensuite se développer fortement dans la zone suivante (zone du Piémont ou des schistes lustrés).

Lorsqu'on définit tectoniquement la zone du Briançonnais, sa nappe supérieure (*nappe du Grand Saint-Bernard* d'Argand) reparait d'ailleurs en une grande fenêtre au-dessous de celle des schistes lustrés dans la *Vanoise*, où P. Termier a indiqué que le Permo-Houiller passe latéralement à des schistes cristallins (*gneiss permo-houillers de la Vanoise*). Un fait analogue se rencontre au Col Longet et, au sommet de la vallée de l'Ubaye, pour la *zone des schistes graphiteux* d'Argand. Il est probable que, si l'on pouvait suivre cette nappe briançonnaise sous sa couverture tectonique piémontaise, le métamorphisme s'y montrerait de plus en plus accentué vers l'est, formant transition aux faciès de la zone suivante. Il faut d'ailleurs observer qu'il n'y a pas nécessairement une correspondance rigoureuse entre les zones de faciès ou isopiques et les zones tectoniques, ainsi qu'on l'avait pensé autrefois, et qu'une telle corrélation des caractères stratigraphiques et tectoniques, sur laquelle on a voulu trop souvent fonder la distinction des zones ou des accidents structuraux, ou qu'inversement on a opposée à cette distinction, ne peut être qu'approximative. En particulier, la nappe du Grand Saint-Bernard est de plus en plus envahie par le métamorphisme en se dirigeant vers le Tessin, et même W. Kilian et P. Termier ont admis que, si l'on avait pu penser que la zone des Aiguilles d'Arves semble disparaître vers le NE, ce serait par un processus analogue de métamorphisme qui en masque les caractères. En fait, la *continuité tectonique seule doit entrer en ligne de compte dans la distinction des zones structurales* (1).

(1) C'est ainsi, par exemple, que si la continuité tectonique de la

2° LA ZONE DU PIÉMONT (Haug)
OU NAPPE DU MONT-ROSE (Argand).

Cette dernière unité des Alpes françaises, qui n'occupe d'ailleurs que de faibles étendues en deçà de la frontière italienne, principalement dans le Queyras et la vallée tout à fait supérieure de l'Ubaye, est fondamentalement formée de *schistes lustrés*, mica-schistes très calcaires accompagnés de roches vertes (*serpentes*) qu'on voit souvent associées à des calcaires magnésiens en donnant des marbres serpenteux, exploités en amont de Maurin dans la haute vallée de l'Ubaye, par exemple (*Les anciennes Mers de la France*, p. 49). Ces schistes lustrés sont séparés, en certaines régions de cette zone, par du Trias cristallin encore reconnaissable, des gneiss permo-houillers et même de gneiss anciens, le tout formant un énorme complexe entièrement concordant, en relation évidente avec la persistance de conditions géosynclinales dans le *géosynclinal piémontais* depuis l'ère primaire jusqu'au Nummulitique. M. Blanchet a, en effet, dans une récente étude des montagnes d'Escreins, auprès de la vallée supérieure de l'Ubaye, constaté un passage latéral graduel, quoique rapide, entre les schistes lustrés et l'ensemble des terrains briançonnais, ce qui paraît clore les discussions sur l'âge des schistes lustrés, tantôt considérés comme limités à l'ère secondaire, tantôt comme constituant une série compréhensive montant jusqu'au Nummulitique.

Sur le territoire français, on observe très généralement que les multiples replis secondaires isoclinaux qui affectent cette série sont *déversés vers l'est*, c'est-

Provence et des Pyrénées ne peut être mise en doute, les séries stratigraphiques arrivent à y être très différentes d'une extrémité à l'autre de la chaîne pyrénéo-provençale.

à-dire du côté italien, en sens inverse du sens normal du déversement général des accidents des Alpes ; c'est d'ailleurs cette disposition, existant depuis « l'axe houiller » dont il a été précédemment question dans la zone du Briançonnais, qui avait donné naissance à l'ancienne conception de la structure en éventail des Alpes. Aussi, quoiqu'il n'y ait aucun doute que le complexe de la zone du Piémont constitue une grande nappe (fig. 25, IV) qui s'est avancée vers l'ouest au-dessus de la série briançonnaise, laquelle peut apparaître en fenêtres sous forme de dômes au travers du complexe piémontais (par exemple dans la Vanoise), le contact des deux séries au front de la partie conservée de la nappe des schistes lustrés peut se trouver inversé par ce déversement anormal, les terrains briançonnais paraissant alors surmonter les schistes lustrés.

Ce déversement anormal, d'abord expliqué par W. Kilian par une décompression et une poussée au vide résultant de l'effondrement des zones internes des Alpes sous la plaine du Pô, est considéré par MM. Lugeon et Argand comme dû à une surcompression profonde ou « emboutissage » des nappes, qui ont ainsi reflué sur leurs racines. D'autre part, abstraction faite de ces plissements isoclinaux, la structure générale de la zone du Piémont est dominée par l'existence de grandes voûtes (1) ou « carapaces », résultant de bombements affectant le complexe des nappes alpines (*massifs d'Ambin* et du *Grand Paradis*, puis plus loin celui du *Mont-Rose*). Ils ramènent au jour les gneiss permo-houillers constituant le substratum des schistes lustrés (Pl. VII), de même que dans

(1) Celles-ci avaient été, à une certaine époque, considérées par Marcel Bertrand comme des « massifs amygdaloïdes » contournés par les plis au milieu desquels ils s'intercaleraient à la façon de noyaux résistants.

la Vanoise apparaît la nappe du Grand Saint-Bernard. Sur le sol français, ne se montre aucun témoin de la nappe plus élevée, dite de la Dent-Blanche, située à cheval sur la frontière de Suisse et d'Italie.

E. — LA CORSE

La Corse se divise essentiellement en deux grandes régions :

1° *La Corse occidentale et méridionale* est constituée fondamentalement par un grand massif granito-gneissique, comprenant à la fois des granites à mica noir et des granulites, avec quelques affleurements de schistes moins métamorphiques et de couches paléozoïques identifiables ; elle ne montre qu'en de rares points des témoins d'une couverture allant du Permien au Nummulitique, ainsi qu'un grand développement de rhyolites permo-carbonifères dans le Nord-Ouest de l'île, qui constituent en particulier le massif du Mont Cinto. Cette *Corse cristalline* est bornée par une limite sensiblement rectiligne, orientée NNW-SSE, qui traverse l'île en écharpe en partant du littoral à 8 kilomètres à l'est de l'île Rousse, passant à Corte et rejoignant le littoral oriental vers l'embouchure du Solenzara, à peu près sur la même latitude qu'Ajaccio.

2° *La Corse orientale*, ou plus exactement *nord-orientale*, située à l'est de cette limite et s'étendant au nord jusqu'au Cap Corse, présente une constitution géologique beaucoup plus complexe, avec une grande prédominance de *schistes lustrés*, accompagnés de serpentines et autres roches vertes, par rapport à des témoins de terrains sédimentaires d'âges très divers et souvent dans des situations tectoniques assez anormales, qui ont donné lieu à de nombreuses inter-

prétations. On voit cependant reparaitre des roches cristallines granito-gneissiques, sortant des schistes lustrés, à l'ouest du golfe de Saint-Florent, où elles forment la *chaîne du Tenda*, de direction N-S, qui se termine vers le sud au confluent du Golo et de ceux de ses affluents qui viennent converger avec lui à Ponte-Leccia ; un petit affleurement gneissique se retrouve aussi vers l'extrémité du Cap Corse.

En outre, des affleurements de *terrains miocènes*, discordants sur tous les précédents, se rencontrent en divers points voisins du littoral : 1° au fond du golfe de Saint-Florent ; 2° sur la côte orientale, en un grand affleurement d'environ 25 kilomètres de long et 10 kilomètres de large, depuis le phare d'Alistro jusqu'à l'étang d'Urbino ; 3° vers l'extrémité méridionale de la Corse, suivant une bande légèrement synclinale, qui, partant du golfe de Ste-Manza au NE, est limitée au SE par le chaînon granulitique de la Pointe Capicciolo et de la Pointe de Semolari et s'étale graduellement par un abaissement de son axe amenant à l'affleurement des dépôts miocènes de plus en plus récents autour de Bonifacio, où ce synclinal est coupé par la mer en falaise verticale.

D'ailleurs, sur la presque totalité du littoral corse, il n'existe aucune plaine littorale et la montagne s'abaisse directement à la mer. Sur la côte orientale seule, des dépôts pléistocènes et récents sont développés vers les embouchures des fleuves descendant du versant oriental et constituent des plaines basses, souvent parsemées de très grands étangs séparés de la mer par un cordon littoral, comme sur notre côte du golfe du Lion, témoignant d'un alluvionnement incomplet à l'abri de ce cordon (1).

(1) Au sujet des relations de la Corse et du continent aux époques les plus récentes de la géologie, voir la note infra paginale de la p. 259.

*
**

La structure et les relations tectoniques de la Corse ont donné lieu à des interprétations successives très diverses, qui vont être résumées sommairement.

La Corse cristalline a été pendant longtemps considérée comme extra-alpine, de même que la Sardaigne. Puis, en 1907, P. Termier a admis que la Corse est un des éléments de la chaîne alpine, les granites et gneiss de l'Ouest correspondant à ceux du Mercantour, du Pelvoux et du Mont Blanc, et les terrains plus orientaux étant équivalents de ceux de la zone du flysch.

En 1908, M. Maury signalait que les schistes lustrés sont nettement charriés de l'est vers l'ouest et qu'il y aurait dans la zone orientale une série métamorphique inférieure, formée de micaschistes permo-carbonifères, paraissant en place sur la bordure cristalline, et une autre supérieure, constituée par les schistes lustrés avec roches vertes, d'âge mézozoïque et nettement charriés vers l'W. En cette même année, Deprat a admis qu'une nappe formée d'éléments complexes (protogine, schistes métamorphiques, Trias, Jurassique) aurait refoulé, en les écrasant, les synclinaux nummulitiques contre le puissant massif cristallin de l'Ouest formant butoir ; les granites de la chaîne du Tenda formeraient un vaste lambeau laminé, faisant partie de la nappe des schistes lustrés, dont la racine serait au large vers l'est à une distance inconnue, mais sans qu'on puisse la chercher jusque dans l'Apennin.

Vers la même date encore, P. Termier et M. Maury insistèrent sur la présence, à la base de la grande nappe, d'une lame de granite alcalin écrasé, antérieurement qualifié de «protogine» par M. Nentien dans sa carte géologique de la Corse au 1.320.000, publiée en 1896. Cette lame, constituant un véritable terrain géologique, pourrait atteindre parfois une puissance de plusieurs centaines de mètres ou même d'un millier de mètres.

D'autre part, P. Termier coordonnait, en 1909, ces vues avec celles qui résultaient pour lui de la structure de l'île d'Elbe et de ses relations avec l'Apennin. Il admit alors que la Corse orientale serait formée : 1° d'une nappe profonde de schistes lustrés et roches vertes, présentant en grand une structure anticlinale

et admettant pour substratum, dans le nord, le granite du massif du Tenda ; 2° d'une nappe supérieure, reposant sur la lame de protogine et très découpée par l'érosion, comprenant des lambeaux de Houiller, Permien, Trias, Rhétien et Lias, puis d'un Eocène riche en roches vertes, ces terrains étant de faciès quasi briançonnais. Cette seconde nappe pourrait d'ailleurs être dédoublée aux environs de Corte, où existent deux lames superposées de granite écrasé séparées par de l'Eocène. D'autre part, au bord oriental de la grande région cristalline, les schistes lustrés s'enfonceraient sous le granite (entre Castirla et Castiglione) et le granite écrasé formant la base de la nappe supérieure se relierait au granite normal de la haute chaîne corse, d'où la conclusion que *cette nappe serait charriée de l'W vers l'E*. Cette opinion fut également partagée alors par son collaborateur M. Maury, contrairement à sa première interprétation. Cependant, si P. Termier inclinait à penser que le grand massif cristallin de Corse est « un pays transporté, « d'un mouvement d'ensemble, sur une région de schistes lustrés « et de granites alcalins », M. Maury admettait plutôt que la Corse granitique est une *région de racines* pour les nappes à faciès briançonnais, *poussées en tout cas vers l'est* sur les schistes lustrés.

En 1917, Hollande admit, au contraire, que les deux nappes de la Corse orientale avaient été *charriées de l'est vers l'ouest* et, dans un mémoire posthume (terminé en 1920, mais imprimé seulement en 1922), il indiquait que la « formation de la Corse « orientale est due au charriage de deux nappes détachées « de la région de l'archipel toscan ». Il est d'ailleurs inutile d'indiquer les arguments qu'il donnait à l'appui de son opinion, car, en 1928, P. Termier et M. Maury, à la suite d'une excursion faite en compagnie de plusieurs géologues étrangers spécialistes de la géologie des Alpes et de l'Apennin, inversaient le sens du déplacement des nappes de la Corse orientale qu'ils avaient indiqué en 1909 et revenaient donc, comme phénomène principal, à *un charriage vers l'ouest*. D'autre part, à la suite de la découverte de radiolarites qui avait été faite au cours de cette excursion, les unes dans la série des calcschistes micacés très métamorphiques avec roches vertes, constituant les schistes lustrés typiques, d'autres accompagnant des calcaires et argiles non métamorphiques, considérés comme de type apen-

nin, P. Termier et M. Maury arrivaient à la conclusion qu'il existerait en Corse au moins 5 unités distinctes :

1° *La Corse granitique, hercynienne et autochtone*, se rattachant à la Sardaigne et ayant probablement très peu bougé par rapport aux nappes alpines, comprenant, avec les granites et gneiss, des « roches brunes », résultant du métamorphisme granitique d'une série sédimentaire, et un autre faciès de terrains primaires surtout formé d'arkoses, le tout ayant été percé par la protogine, dont le laminage est très inégal et dont l'épaisseur atteindrait « parfois 8, 10, ou même 24 km. en un point » ;

2° *La couverture discordante sur ce fond hercynien*, composée de Permien, de Trias d'aspect général briançonnais, de Rhétien, de Lias (calcaires et brèches), de Jurassique supérieur de faciès tithonique, de Nummulitique (calcaire lutétien à grandes Nummulites, puis flysch gréso-schisteux avec conglomérats et schistes à Fucoïdes). Cette couverture, parfois en place sur son substratum cristallin, serait d'autres fois franchement décollée de celui-ci et d'allure extrêmement troublée, presque toujours avec une lame de protogine à sa base. Au nord de Corte, elle aurait été refoulée vers l'E sur la nappe suivante, ce rejaillissement ayant atteint environ 30 km. vers le parallèle de Bastia ;

3° *La nappe des schistes lustrés*, avec substratum de protogine, qui aurait produit, dans son avancée sur la couverture sédimentaire de la Corse profonde, le rejaillissement de celle-ci en arrière qui vient d'être indiqué ;

4° Au-dessus de cette nappe, les radiolarites, avec roches vertes (ophiolites) correspondraient à une nappe plus élevée, d'abord indiquée comme encore pennine, puis rangée par eux dans un complexe *austro-alpin inférieur* avec la suivante ;

5° Celle-ci ne résulterait que de l'existence d'un rocher de calcaire près du Col de San Colombano, dont l'aspect serait analogue à celui du Falknis en Suisse.

La chaîne du Tenda et le promontoire du Cap Corse seraient deux larges voûtes entre lesquelles le golfe de Saint-Florent correspondrait à un synclinal de nappes. L'âge de ces charriages serait probablement postérieur au Priabonien et, par analogie avec la région de Savone, antérieur au Stampien ; mais celui du plissement ou de l'ondulation des nappes serait postérieur au

Pontien, comme on peut le constater pour la voûte du Tenda.

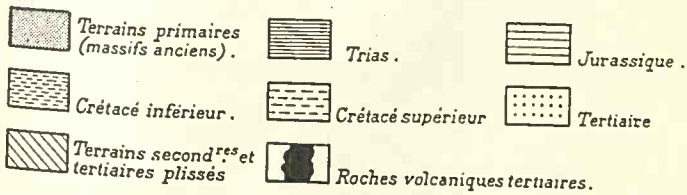
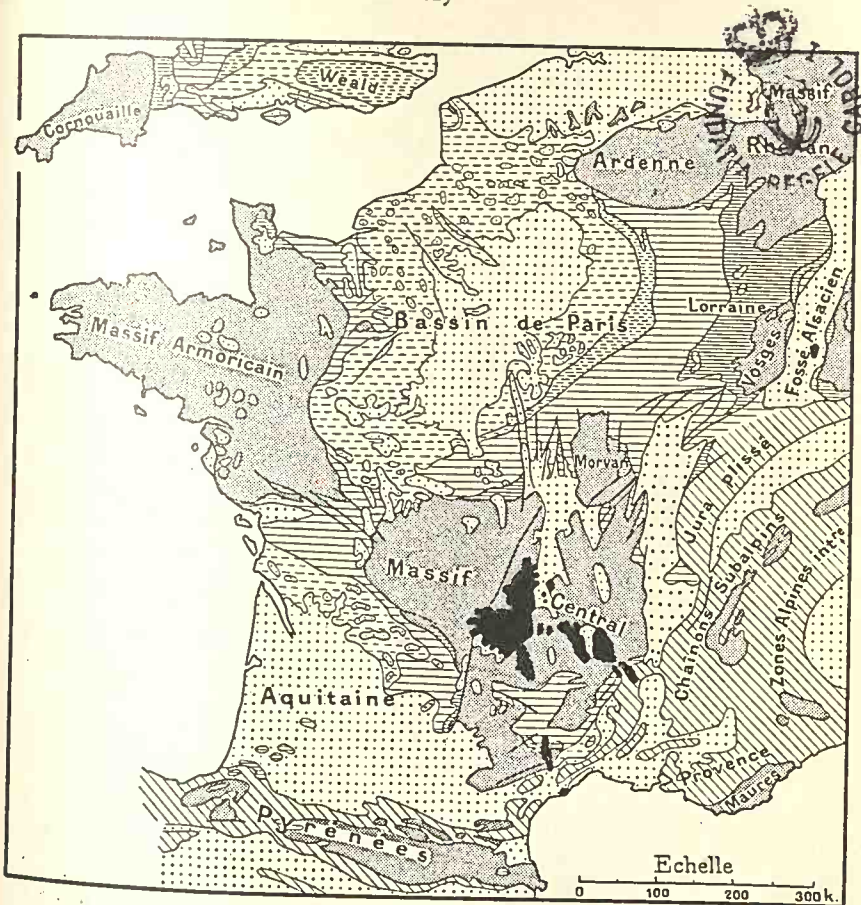
Il faut d'ailleurs indiquer qu'après la mort de P. Termier, en 1931, M. Maury, dans un mémoire sur les nappes de la région du Col de San Colombano (à l'est de Belgodère), après avoir indiqué que la nappe (4°) à radiolarites et roches vertes (ophiolites) présente des faciès semblables à ceux qui se rencontrent dans les Alpes Apuanes en Toscane, arrivait cependant à admettre, étant donné que des radiolarites se rencontrent en France sur le bord externe de la zone des schistes lustrés, qu'on « peut donc conclure aussi, en l'absence de faits probants, « que la série ophiolitique de San Colombano pourrait provenir « de la région externe des schistes lustrés et son origine serait « beaucoup moins à l'Est qu'on ne l'admet jusqu'à présent ». Quant à la nappe (5°), établie sur *un unique rocher calcaire*, M. Maury abandonnait aussi son assimilation austro-alpine.

En fait, à la suite d'une excursion récente de la Société géologique en Corse, par un accord général, les membres présents ont été d'avis qu'il n'existe pas de témoins de nappes austro-alpines et que la structure doit être interprétée comme il suit. Sous la nappe des schistes lustrés, unité tectonique la plus élevée de la région, s'enfonce une zone de terrains briançonnais, comprenant même certains terrains singuliers de cette zone et où la zone du flysch est elle-même représentée, constituant un vaste synclinal de nappe dans lequel sont logées les nappes de San Colombano, plus internes, mais encore issues du bord externe de la nappe des schistes lustrés. Quant à la bordure orientale de la zone cristalline, elle semble présenter une fragmentation en écailles, due à la poussée de ces nappes indiscutablement venues de l'est, et les faciès des terrains post-hercyniens y sont sub-briançonnais, ce qui fait de ce massif l'équivalent de celui du Mercantour et non des massifs hercyniens dauphinois.

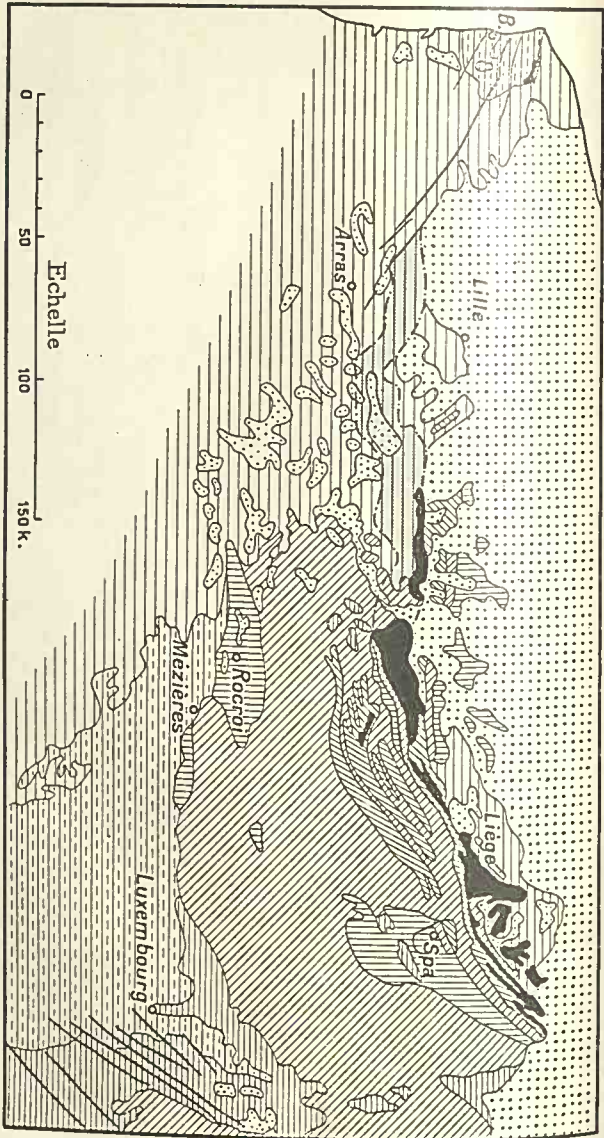
En résumé, la structure de la Corse ne paraît plus montrer d'anomalies et elle se présente comme la prolongation directe des Alpes-Maritimes.

*
**

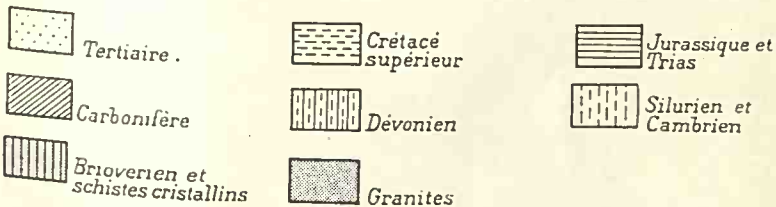
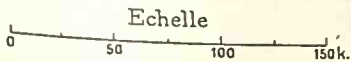
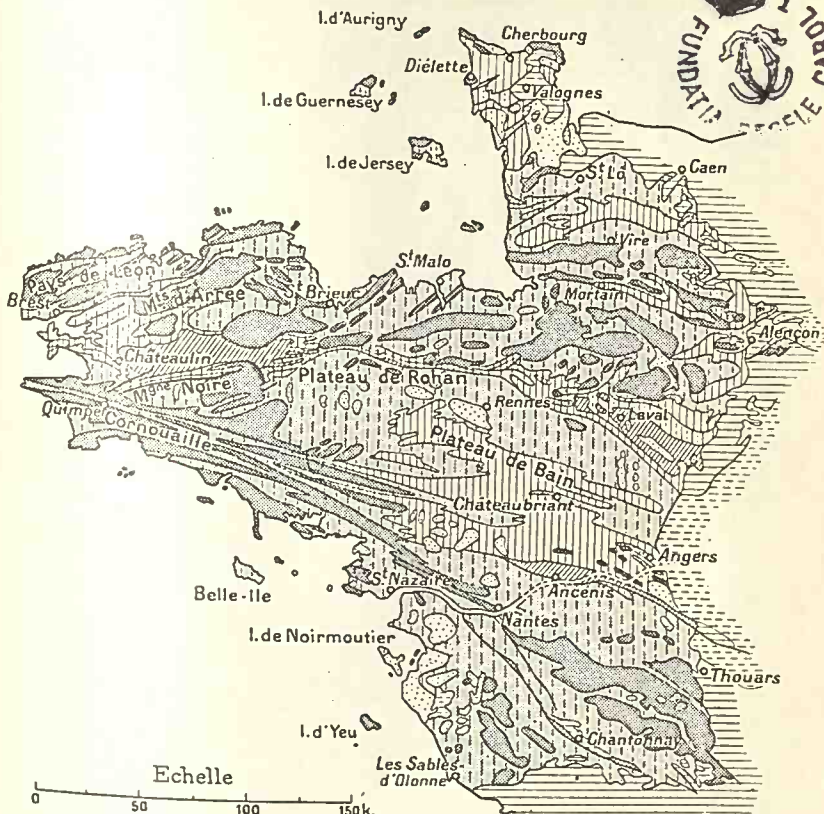
Il m'a paru intéressant de résumer les interprétations successives auxquelles a donné lieu la tectonique de la Corse, même de la part de mêmes auteurs, car cet historique, ne s'étendant pourtant que sur un petit nombre d'années, donne un exemple très instructif des difficultés que rencontrent souvent les géologues dans l'explication des complications structurales d'une région. Au cours de cet ouvrage, nous avons d'ailleurs rencontré, au sujet de divers problèmes de la Géologie du sol français, de nombreuses divergences d'opinions, dont le lecteur ne devra donc pas trop s'étonner. Je me suis efforcé de les exposer aussi objectivement et impartialement que je l'ai pu, dans le but de fournir une base aussi précise que possible à des essais d'une synthèse qu'en bien des points j'estimerais encore prématurée, autrement qu'au titre d'hypothèse et en vue de provoquer des vérifications et de nouvelles recherches.



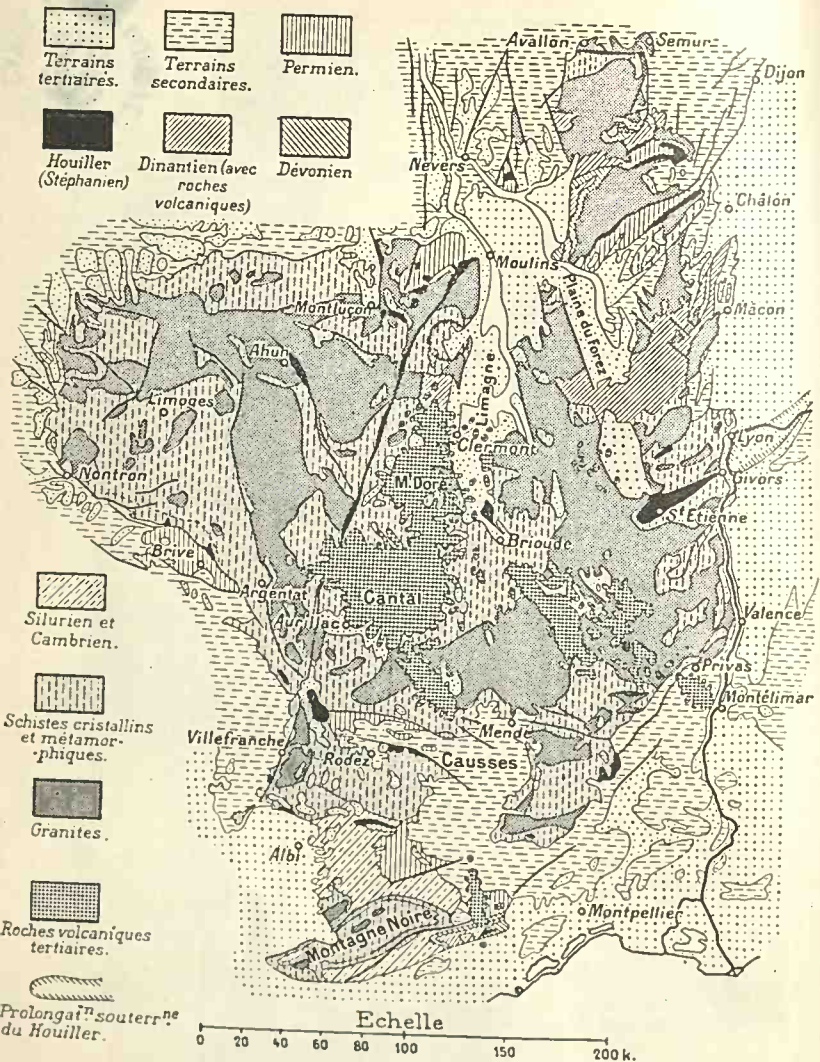
PL. I. — ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE.



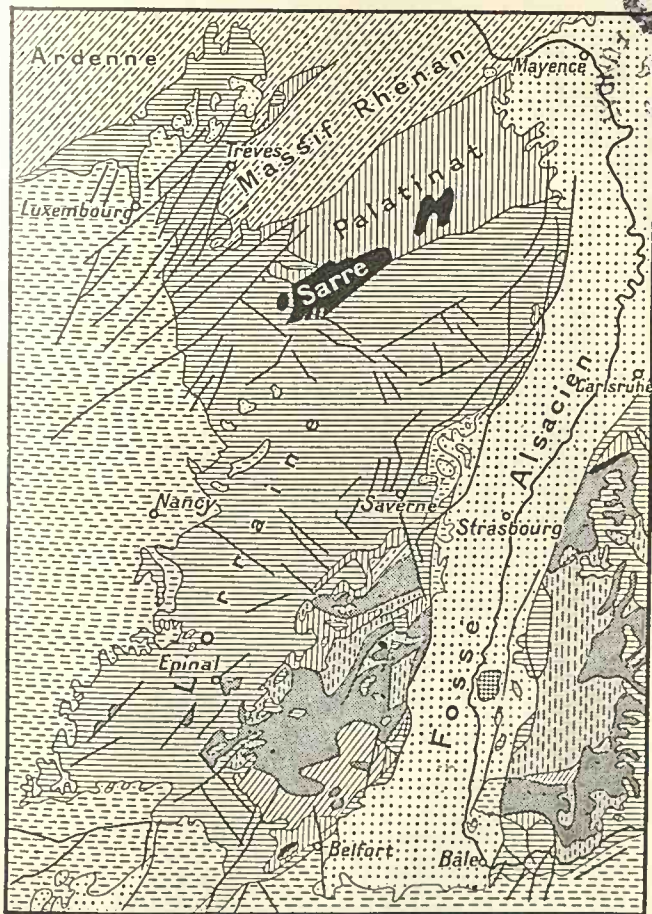
Pl. II. — CARTE GÉOLOGIQUE DU HOUILLONNAIS, DU BASSIN HOUILLER DU NORD ET DE L'ARDENNE.



Pl. III. — CARTE GÉOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN.




PL. IV. — CARTE GÉOLOGIQUE DU MASSIF CENTRAL.

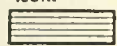


Echelle
0 20 40 60 80 100k.

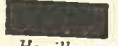

Roches volcan.
du Kaiserstuhl.


Terrains
tertiaires.


Jurassique.

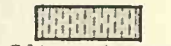

Trias.


Permien


Houiller

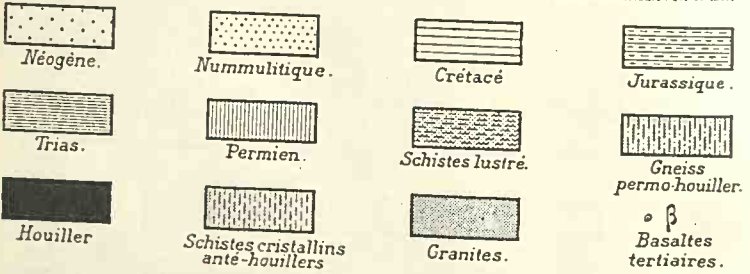
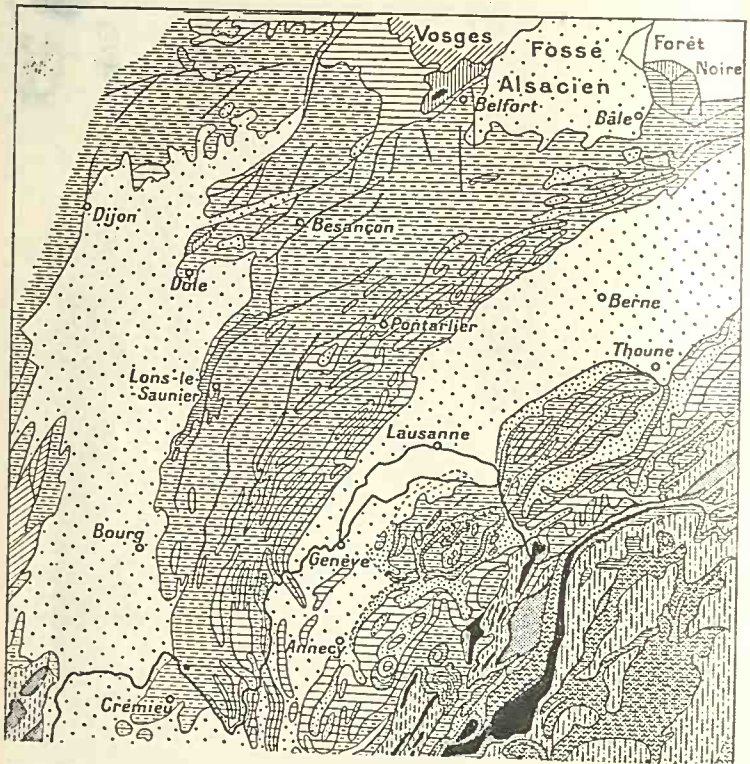

Dinantien.


Dévonien.


Schistes métamor-
phiques et cristall^s


Granites.

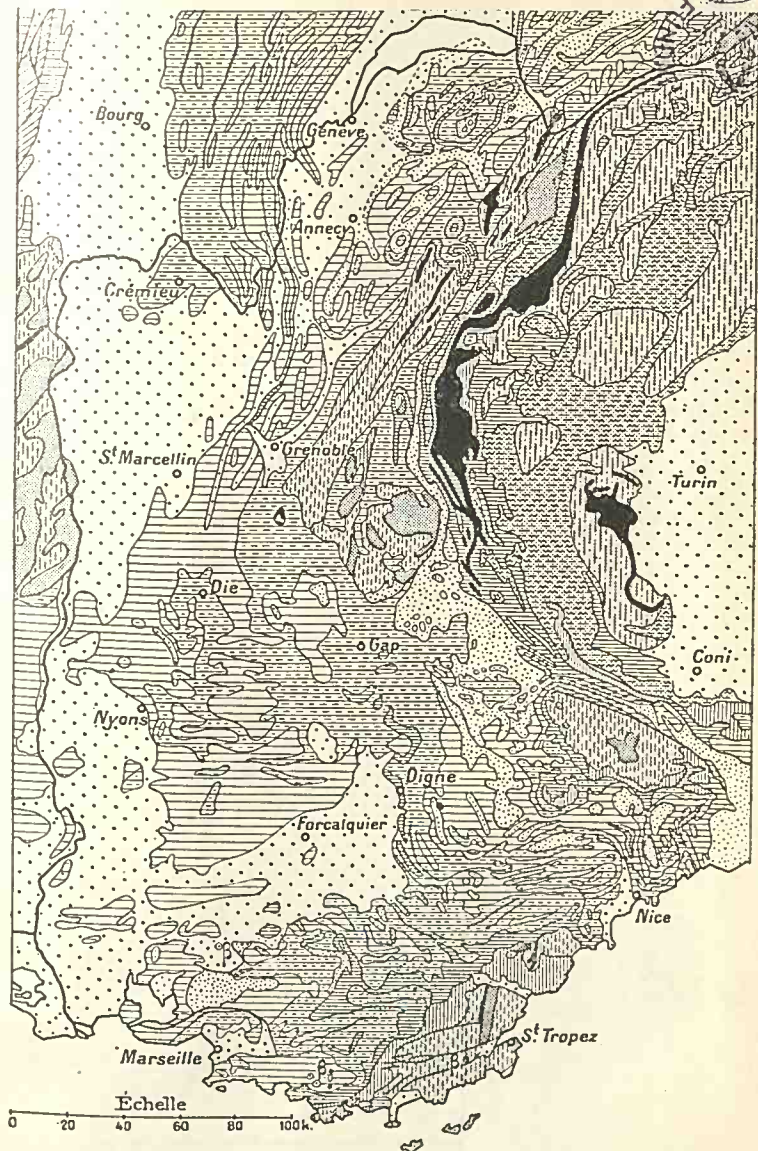
PL. V. — CARTE GÉOLOGIQUE DES VOSGES ET DE LA BORDURE ORIENTALE
DU BASSIN DE PARIS.



Pl. VI. — CARTE GÉOLOGIQUE DU JURA ET DE LA PARTIE AVOISINANTE DES ALPES.

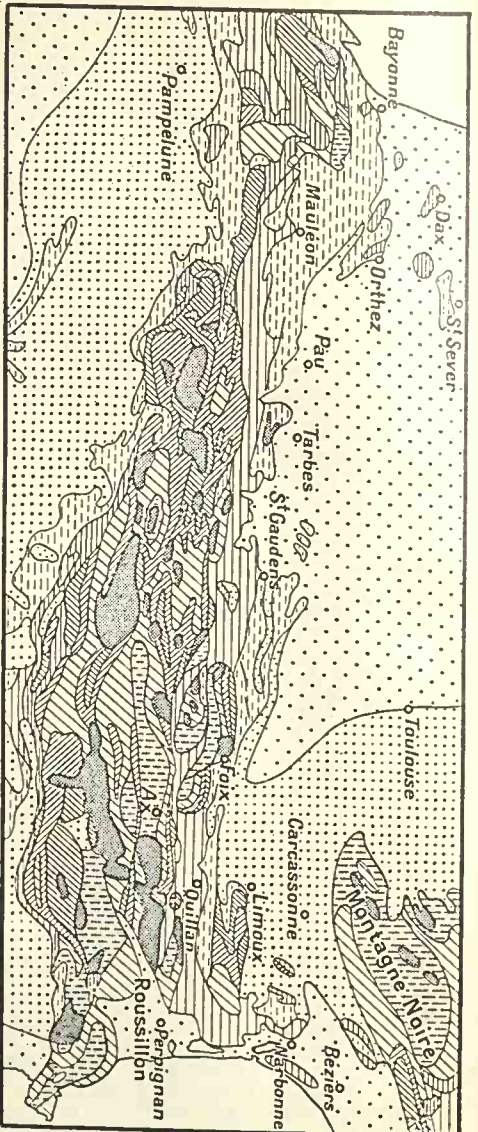


I. TORRE













PL. VII. — CARTE GÉOLOGIQUE DES ALPES FRANCO-ITALIENNES.

(Même légende que pour la planche VI.)



Echelle
 0 20 40 60 80 100 150 200 k.

- | | | | | | | | | | |
|---|--------------|---|---------------|---|--------------------|--|-----------------------------|---|-------------------|
|  | Neogène. |  | Nummulitique. |  | Crétacé supérieur. |  | Crétacé inf. et Jurassique. |  | Trias et Permien. |
|  | Carbonifère. |  | Dévonien. |  | Silurien. |  | Schistes méa-morphiques. |  | Granites. |

PL. VIII. — CARTE GÉOLOGIQUE DES PYRÉNÉES.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Introduction.....	7
Distinction des unités structurales.....	10
A. — Les massifs anciens.	
Le Boulonnais et l'axe de l'Artois.....	23
Le Bassin houiller du Pas-de-Calais et du Nord.....	28
Stratigraphie du terrain houiller, 29. — Structure du bassin, 33.	
Le Massif ardennais.....	41
Esquisse sommaire, 41. — Les terrains primaires de l'Ardenne, 43. — Le plissement hercynien, 49. — Histoire post-hercynienne du massif, 52.	
La région houillère de la Sarre et de Lorraine.....	56
Le Houiller de la Sarre, 57. — Tectonique du Houiller de la Sarre et de Lorraine, 60.	
Le Massif armoricain.....	66
Esquisse sommaire, 66. — Le socle anté-cambrien et la structure des grandes divisions du Massif, 70. — La couverture paléozoïque du socle, 79. — Eruptions et intrusions d'âge primaire, 89. — Histoire post-hercynienne du massif, 91.	
Le Massif Central.....	98
Esquisse sommaire, 98. — Les terrains primaires anté-hercyniens, 100. — Les bassins houillers, 120. — Le Massif Central aux temps secondaires et tertiaires, 125. Les dislocations et éruptions récentes, 131.	

Les Vosges	144
Esquisse sommaire, 144 — Les terrains anté-hercyniens, 147. — Les plissements hercyniens, 152. — La série permio-houillère, 153. — Histoire post-hercynienne, 155.	
B. — Les bassins secondaires et tertiaires et les chaînes récentes.	
Le fossé alsacien.....	159
Exposé général, 159. — L'Oligocène du fossé alsacien, 163.	
Le Bassin de Paris	168
L'encadrement du bassin, 168. — La structure du bassin, 173.	
Le Sud-Ouest de la France.....	179
Caractères généraux de la région du Sud-Ouest, 179.	
L'Aquitaine	183
Le fossé nord-aquitain au Trias et au Jurassique, 183. — Le Nord de l'Aquitaine au Crétacé supérieur et au Nummulitique, 186. — Structure du Nord de l'Aquitaine, 192. — L'Aquitaine à l'époque néogène, 195.	
Les Pyrénées.....	199
<i>La série stratigraphique des terrains pyrénéens.....</i>	<i>201</i>
Terrains primaires, 201. — Terrains secondaires de la zone nord-pyrénéenne, 208. — Le plissement antécénomaniens, 212. — Le Crétacé supérieur et le Nummulitique du fossé sous-pyrénéen, 212. — La couverture sud-pyrénéenne, 217.	
<i>La tectonique pyrénéenne</i>	<i>218</i>
Zone sous-pyrénéenne, 220. — Zone cénomaniens ou pré-pyrénéenne, 224. — Zone nord-pyrénéenne, 226. — Zone primaire axiale et couverture sud-pyrénéenne, 233. — Prolongation de la chaîne pyrénéenne vers l'est, 236.	
Le Sud-Est de la France.....	239
Caractères généraux de la région du Sud-Est, 239.	
<i>La série sédimentaire dans les régions provençale et rhodanienne et la zone alpine externe</i>	<i>241</i>
Série antécénomaniens, 241. — Crétacé supérieur du	

géosynclinal alpin, 245. — Crétacé supérieur et Eocène en Provence et dans la région rhodanienne, 246. — Les Alpes-Maritimes et la première zone alpine au Nummulitique, 249. — Le Néogène rhodanien et subalpin, 254. — Le Néogène des Alpes-Maritimes, 257.

La structure de la région provençale..... 262
 Massif des Maures, 262. — Région provençale au nord des Maures et dans le Sud-Ouest des Alpes-Maritimes, 265. — Les avant-plis provençaux, 275.

Les chaînons subalpins et le Jura..... 279
 Le Jura franc-comtois, 280.

La zone externe des Alpes françaises 284
 Région delphino-savoisienne, 284. — Les Préalpes, 289. — Zone delphino-provençale, 294.

Les zones alpines internes en France..... 306
 Zone du Briarçonnais, 307. — Zone du Piémont, 316.

La Corse..... 319

TABLE DES ILLUSTRATIONS

A. Planches.

PLANCHE	I. — Esquisse géologique de la France.....	327
	II. — Carte géologique du Boulonnais, du bassin houiller du Nord et de l'Ardenne.....	328
	III. — Carte géologique du Massif armoricain.....	329
	IV. — — du Massif Central.....	330
	V. — — des Vosges et de la bordure orientale du Bassin de Paris.....	331
	VI. — — du Jura et de la partie avoisinante des Alpes.....	332
	VII. — — des Alpes franco-italiennes...	333
	VIII. — — des Pyrénées.....	334

B. — *Figures dans le texte.*

FIG. 1. — Coupe schématique du bassin houiller d'Hardinghem, d'après Olyr.....	25
2. — Coupe du bassin houiller du Nord, d'après Gosselet...	36
3. — Coupe théorique du bassin houiller suivant le méridien de Denain, d'après Marcel Bertrand, 1898.....	37
4. — Coupe théorique du bassin houiller à l'ouest de la Compagnie d'Anzin, d'après M. Charles Barrois, 1898.	38
5. — Coupe de la fenêtre de Theux, d'après M. Fourmaux.	40
6. — Coupe générale transversale de la Lorraine entre Longwy et Niederbronn, d'après M. P. Pruvost.....	61
7. — Coupes du Houiller de la Sarre et de Lorraine, d'après M. P. Pruvost.....	63
8. — Coupe transversale de l'extrémité orientale des Coëvrons, d'après Œhlert.....	80
9. — Coupes transversales des deux bords du bassin de Laval, d'après Œhlert.....	87
10. — Les nappes cévenoles de la région de Saint-Etienne et du Vivarais, d'après M. A. Demay	112
11. — Coupe schématique du Houiller de Saint-Etienne, d'après Gruner.	125
12. — Coupe schématique de la chaîne des Puys, au nord du Puy-de-Dôme, d'après Ph. Glangeaud.....	135
13. — Le bassin oligocène alsacien, d'après M. J. Jung....	161
14. — Carte schématique des plissements du Crétacé du Nord de l'Aquitaine, d'après Ph. Glangeaud.....	180
15. — Coupes de dômes du Jurassique dans le Nord de l'Aquitaine, d'après Ph. Glangeaud.....	193
16. — Coupe du chevauchement du Trias au nord de Betchat.	222
17. — Coupe du massif du Saint-Barthélémy et du bord de la zone primaire axiale des Pyrénées.....	228
18. — Schéma de la formation d'une nappe nord-pyrénéenne	229
19. — Coupe schématique du chevauchement sud-pyrénéen de Gavarnie.....	234
20. — Esquisse des lignes tectoniques dans le Sud des Alpes-Maritimes.....	240

21. — Coupe des unités pyrénéo-provençales à l'est de Grasse, d'après MM. Léon Bertrand et A. Lanquine, 1923.... 268
22. — Coupe du massif du Mont-Joly, d'après M. E. Paréjas, 1925..... 288
23. — Schéma de la structure des Préalpes du Chablais, d'après M. Lugeon..... 291
24. — Coupes des plis couchés de la chaîne du Mont Mounier, d'après MM. Léon Bertrand et P. Comte..... 295
25. — Coupe schématique au travers de la zone du Briançonnais, d'après Pierre Termier..... 313



VERIFICAT
2007

VERIFICAT
1987

VERIFICAT
2017

1193. — Impr. Jouve et Cie 15, rue Racine, Paris. — 5-1935
