



HAL
open science

L'évolution géomorphologique du Massif Central français : essai sur la genèse d'un relief.

Alain Le Griel

► **To cite this version:**

Alain Le Griel. L'évolution géomorphologique du Massif Central français : essai sur la genèse d'un relief. : Pages de Tome I-140-272. Alain Le Griel, pp.132, 1991. hal-00849974

HAL Id: hal-00849974

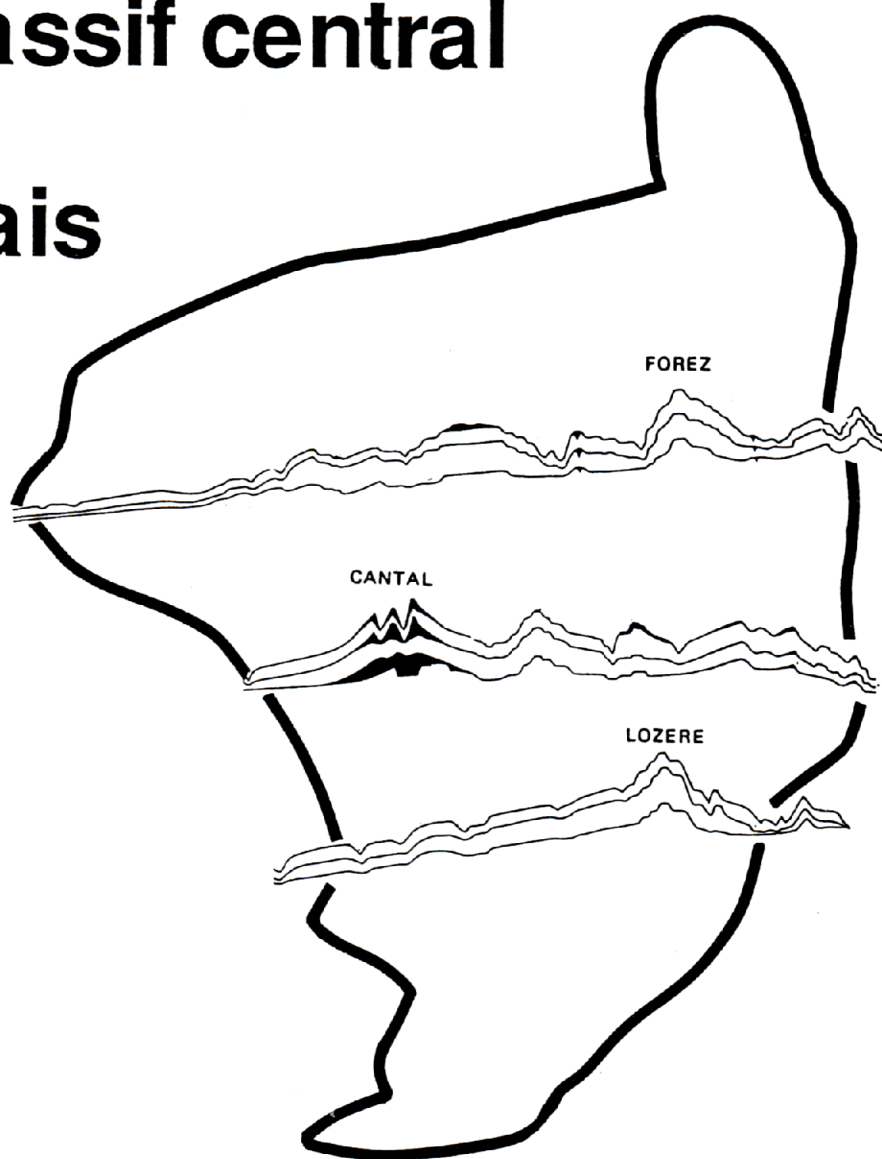
<https://hal.science/hal-00849974>

Submitted on 2 Aug 2013

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

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

l'évolution géomorphologique du massif central français



essai sur la genèse d'un relief

tome I

ALAIN LE GRIEL

- CHAPITRE 3 -

LE SUD

Cette partie correspond au reste du Massif Central. Il est bien entendu inutile de revenir sur ses limites, puisque ce sont les mêmes que celles données pour le Centre-Est, au contact duquel il se trouve. Il est tout au plus nécessaire de rappeler que la vallée du Lot constitue une coupure de première grandeur à l'intérieur du Massif Central, dans la mesure où elle délimite à peu près le phénomène des "Causses". Du point de vue de l'importance structurale, la vallée du Lot mérite d'ailleurs d'être comparée au "Sillon Houiller" ; en effet, si, à partir de là, on rencontre toujours dans les grandes orientations du relief des composantes "armoricaines" ou "varisques", la direction Ouest-Est devient prépondérante. On retrouve néanmoins dans le Sud l'organisation du Centre-Est en grandes unités méridiennes ; le fait est surtout dû à la présence des "Causses" situés dans le prolongement méridional de la Grande Limagne, mais aussi dans l'axe des dépressions de la Loire supérieure, de Bas-en-Basset au Puy.

Des trois parties du Massif Central, le Sud est la moins homogène. D'abord à cause de la présence des plateaux calcaires qui constituent, au milieu du socle, une sorte d'énorme anomalie ; ensuite, et presque autant, en raison de l'incroyable morcellement des terrains cristallins et métamorphiques : on a affaire à une véritable marqueterie de reliefs séparés par des zones déprimées, avec, pour unique lien entre eux, une nette tendance à l'allongement ouest-est.

Le réseau hydrographique s'organise, comme dans le reste du Massif Central, en fonction de la topographie ; il se plie à sa complexité de détail, à l'exception de quelques rares mais spectaculaires exceptions. Amorcée avec le Taurion et l'Alagnon, l'inadaptation à la structure trouve sa plus belle expression dans le cas de l'Orb. La physionomie d'ensemble du tracé des rivières est dans le Sud, plus proche de la dissymétrie du Centre-Est que du dispositif rayonnant du Limousin ; toutefois, le déséquilibre en est moins accusé : deux versants coexistent, même si un court versant méditerranéen, drainé par un grand nombre de cours d'eau mal hiérarchisés, s'oppose à un long versant atlantique, partagé entre les quatre vastes bassins du Lot, de l'Aveyron, du Tarn et de l'Agout.

Le Sud du Massif Central partage avec le Centre-Est un autre caractère : celui de n'avoir plus jamais été l'objet d'une étude d'ensemble après le travail que lui a consacré H. BAULIG [1928]. Les recherches ponctuelles dont il a été l'objet sont encore moins nombreuses que dans le Centre-Est, malgré un regain d'attention, dans la dernière décennie, qui s'est manifesté par la préparation de plusieurs thèses consacrées, en totalité ou en partie, à certaines de ses régions.

Avant d'aborder l'analyse de cette partie du Massif Central, il est utile de faire quelques remarques sur la place que je lui ai réservée. L'absence de double description, à petite puis à moyenne échelle, comme pour le Limousin ou le Centre-Est, pourrait faire croire au lecteur à un manque d'intérêt pour ce domaine ; or, c'est loin d'être la vérité puisque c'est sur les flancs du Lozère que je me suis posé pour la première fois le problème de la nature exacte des reliefs qui accidentent le socle, et que j'ai conçu le projet de ces recherches. Deux raisons expliquent en réalité la brièveté de mes propos. D'abord Régine SIMON-COINÇON, qui

a eu l'extrême gentillesse de me faire visiter le Rouergue, son terrain d'étude, ne souhaitait pas, avec logique, me voir entrer dans plus de détail. Pour ne pas déséquilibrer mon développement, il m'a paru opportun d'étendre cette réserve à tout le Sud ; je l'ai fait avec d'autant moins d'hésitations qu'une seconde raison m'y poussait. En effet il est quasiment inutile d'entreprendre ici, une étude à double échelle : nulle part ailleurs dans le Massif Central les problèmes ne se posent, à quelques rares exceptions près, en termes aussi clairs.

* * *

- A -

DESCRIPTION

* * *

Il n'y a pas de difficulté à diviser le Sud du Massif Central en régions homogènes. Les "Causses" permettent une délimitation commode. Ils isolent, à l'Est et à l'Ouest, des secteurs où les terrains cristallophylliens, traversés par de rares venues granitiques, sous-tendent une topographie heurtée, en total contraste avec les lourds horizons développés sur les calcaires secondaires.

On ne saurait, cependant, se contenter de décrire l'intérieur du Sud, il serait inconcevable de ne pas lier son étude à celle des régions périphériques, en particulier de ses bordures languedociennes. Il n'existe d'ailleurs plus d'opposition lithologique constante entre les bassins environnants et le Massif Central proprement dit, puisque les terrains sédimentaires y pénètrent parfois largement.

1 - L'INTERIEUR :

a - L'OUEST (fig. 41) :

Si l'on ne tient pas compte de l'ensemble monts de Faugères-Montagne Noire, isolé par la profonde entaille drainée dans des sens opposés par l'Orb, le Jaur et le Thoré, le Sud-Ouest comprend deux systèmes de plateaux dissymétriques culminant au Sud-Est et s'abaissant au Nord-Ouest, vers les gouttières du Lot et du Tarn ; il est ainsi formé par une succession de compartiments déprimés ou élevés (fig. 41).

Les plateaux compris entre le Lot et l'Aveyron appartiennent plutôt, avec leur position basse, à la première catégorie. Leurs altitudes maximales dépassent exceptionnellement les 700 mètres, tandis que les causses du "golfe" structural de Rodez possèdent, à l'Est, des cotes à plus de 800 mètres, comme les hauteurs de Montsalvy au Nord du Lot, ou la dorsale de Rieupeyroux au Sud de l'Aveyron.

L'organisation de cette région est simple : deux plateaux inclinés de façon semblable vers le Lot encadrent, au Nord et au Sud, une zone moins élevée, largement incisée par un abondant réseau hydrographique.

Les plateaux présentent beaucoup de points communs. Ils sont taillés dans des matériaux très proches : des roches métamorphiques entrecoupées de puissantes venues batholitiques, les unes et les autres étant nivelées dans un même plan parsemé de lambeaux de terrains secondaires marins et tertiaires continentaux. Leur surface est en pente vers le Nord-Ouest, ce que souligne bien l'extraordinaire dissymétrie du réseau hydrographique secondaire, avec un drainage systématique vers le Lot et des affluents de rive droite de l'Aveyron inexistant en dehors de l'Alzou à l'extrême Sud-Ouest. Relativement massifs, ces plateaux sont, enfin, affectés par les mêmes accidents : ils sont dominés dans leur partie la plus haute, au Sud-Est, par des reliefs de quelques dizaines de mètres de haut -la crête des Fargues, au Sud de Lunel, pour le plateau septentrional, le dôme de Buenne, à l'Est de Rignac, pour le plateau méridional-. Ces hauteurs offrent la particularité, un peu à l'image du massif de Toulx-Sainte-Croix, dans les monts de la Marche, d'être jalonnées à leur pied par des placages de sédiments secondaires ou tertiaires.

Entre les plateaux s'intercale, depuis l'extrémité du Causse du Comtal jusqu'au Lot, une portion de terrain où les interfluves dépassent rarement 500 mètres et même 400 mètres autour de Decazeville. Elle correspond très exactement à des affleurements de couches du Stéphanien et du Permien, dans lesquels des cours d'eau nombreux ont façonné tout un système de vallées au fond évasé, très différentes de celles creusées dans le socle.

Les gorges de l'Aveyron longent, sur leur rive gauche, des reliefs accusés, à l'origine d'une première zone haute. Comme la région précédente, elle n'est pas homogène ; on y reconnaît deux parties distinctes.

A l'Est, dressé au-dessus des Causses, un bloc de hautes terres constitue un des points culminants du Sud-Ouest du Massif Central. Il se présente sous la forme de deux reliefs allongés, les Palanges, dirigés N 110 E, et le Lévézou, dirigé N 30 E. Perpendiculaires l'un par rapport à l'autre, ils dessinent une tête de flèche pointée vers l'Orient, et enserment à l'Ouest le plateau du haut Viaur, sorte de vaste quadrilatère incliné vers le Nord-Ouest, qui est la direction suivie par les principales rivières. On retrouve à plus forte altitude -le bassin-versant supérieur du Viaur est entre 800 et 1 000 mètres, les Palanges culminent à 1 155 mètres et le Lévézou à 1 128- une disposition qui rappelle étrangement celle des plateaux d'entre Lot et Aveyron. La ressemblance est d'autant plus frappante, qu'aux convergences topographiques -pente, accidents de terrains au-dessus d'un plateau- s'ajoutent des similitudes géologiques : des restes de Trias et de Lias inférieur recouvrent encore le plateau du Viaur jusqu'au pied des Palanges et du Lévézou. On rencontre par ailleurs, dans le petit fossé de Flavin-les-Bastries, des sédiments détritiques tout à fait comparables à ceux de Compolibat ou de la région de Campuac, situés au Nord de l'Aveyron.

A l'Ouest, la zone haute change complètement d'aspect : la nouvelle section est aussi longue et étroite que la précédente était courte et large. Le plateau du haut Viaur se termine vers 800 mètres d'altitude, au niveau du brusque coude en direction du Sud réalisé par le Viaur. La "dorsale" de Rieupeyrroux se rattache à lui en ce point. Ne dépassant pas 750 mètres, elle forme à cette extrémité un bref ensellement qui ne s'élève que de quelques dizaines de mètres au-dessus des plateaux de l'Aveyron et du Viaur moyen. Elle prend ensuite un peu d'altitude absolue -800 mètres à Baraqueville et à Rieupeyrroux- et surtout de l'altitude relative, elle domine alors de cent cinquante à deux cents mètres les plateaux environnants. Malgré l'importance de la dénivellation, elle n'est jamais limitée par de véritables talus ; l'espace plat sommital, qui ne dépasse pas quelques centaines de mètres, passe progressivement à deux versants dissymétriques. Le versant septentrional est le plus court : il s'étend sur 5 à 7 kilomètres. Sa pente, très faible au début, s'accélère brusquement au-dessus de l'Aveyron, et ne s'achève qu'en rive droite ! Le cours d'eau a donc incisé sa vallée sur la terminaison actuelle de la pente. Ce versant est disséqué par de courtes vallées en gorges ; il n'y existe pas d'accident de relief notable, en dehors du bel alvéole de la Bastide-l'Evêque. Sur le versant sud, au contraire, la complexité est plus grande : il n'a pas la massivité du précédent. Son profil est marqué par l'opposition entre des interfluves, formant une série d'éperons rattachés à la dorsale, et de larges berceaux profondément disséqués par les rivières. Cet ensemble heurté ne s'achève pas partout sur la vallée du Viaur : il se termine, dans sa partie centrale, sur le "bassin" de Naucelle, curieuse dépression qui, tapissée par des lambeaux de sédiments tertiaires, se trouve aujourd'hui perchée au-dessus du Viaur et de son affluent le Lézert. Pour en revenir à l'axe culminant de la dorsale, deux dernières remarques méritent d'être faites. D'abord son tracé d'ensemble, très légèrement orienté de l'Ouest - Nord-Ouest à l'Est - Sud-Est, est affecté, dans le détail, par de nombreux changements de direction, et prend tour à tour des orientations alternativement "varisques" et "armoricaines". On doit, enfin, signaler la présence de plusieurs placages de grès appartenant à la base du Secondaire sur le versant nord et sur la dorsale même, à l'exception des points les plus élevés.

Au Sud de la dorsale de Rieupeyrroux, entre Viaur et Tarn, s'étendent d'autres plateaux nivelant aussi des terrains métamorphiques. Ils offrent l'originalité d'être franchement inclinés vers l'Ouest. Ils plongent sous les sédiments tertiaires de l'Albigeois qui les recouvrent par une couche de plus en plus épaisse.

A l'extrême Est, la partie la plus haute dépasse 900 mètres ; elle est séparée du plateau du haut Viaur, par le couloir d'Alrance. Les altitudes s'abaissent ensuite très vite. La pente est alors double ; elle se fait à la fois, avec une valeur à peu près égale -soit trois cents mètres en six ou sept kilomètres-, vers le Nord-Ouest et le Sud-Est. A l'Ouest d'une ligne passant par Requista et S^{te}-Juliette-sur-Viaur, la décroissance des altitudes est beaucoup plus lente. Le socle s'abaisse encore d'environ cent cinquante mètres, avant d'être recouvert par les premiers sédiments. La surface de ces plateaux, tout en étant le plus souvent régulière, n'est pas exempte d'accidents. Si l'on excepte la cuvette de Naucelle, on y rencontre surtout des bosses.

Une échine discontinue se dresse en rive gauche du Viaur ; elle est composée de plusieurs reliefs situés dans le prolongement les uns des autres. Ce sont, de l'Est - Nord-Est à l'Ouest - Sud-Ouest, les hauteurs de Rullac-S^t-Cirq -661 mètres-, du puech du Rouet -626 mètres-, les collines groupées de La Capelle-Pinet -590 mètres-, de Crespin -583 mètres-, du puy de Bar -580 mètres-, des Fournials -567 mètres- et, plus à l'Ouest, de Ségur -510 mètres-. Ce sont aussi, alignés du Nord-Ouest au Sud-Est par rapport aux collines de Lacapelle-Pinet, d'une part le bombement de Flauzins -622 mètres-, qui est recoupé par le Viaur, après que la rivière ait bifurqué vers le Nord-Ouest sans tenir compte de la pente dominante actuelle des plateaux en direction du bassin de Carmaux, d'autre part, l'éperon de hautes terres allongé du Nord-Est au Sud-Ouest, à l'Est de Valence d'Albigeois -594 mètres-. En dépit d'une vague ressemblance liée au tracé -une extension d'Est en Ouest avec un recoupement de directions "varisques" et "armoricaines"-, on ne peut pas voir dans ces reliefs une réplique à échelle plus modeste de la dorsale de Rieupeyrroux ; il leur manque en effet un caractère essentiel : constituer une ligne de partage des eaux.

Bien qu'il n'ait pas, il s'en faut de beaucoup, la même importance, il convient de mentionner aussi, parmi les accidents de ces plateaux, le puy Saint-Georges -507 mètres- au Nord-Est d'Albi. Il s'agit d'un

cône assez régulier, qui s'élève à l'endroit précis où le socle accentue son plongement sous le sédimentaire, ce qui explique, entre autres, qu'il domine plus nettement les interfluves occidentaux -commandement de 120 à 130 mètres- que ceux établis à l'Est -50 à 70 mètres de commandement-.

Le Tarn constitue une limite nette, à partir de laquelle deux phénomènes s'affirment.

Le premier, correspond à la réapparition d'une pente principale en direction du Nord-Ouest. Tous les plateaux s'élèvent rapidement vers le Sud-Est ; situés aux environs de 500 mètres d'altitude, sur les rives du Tarn, les interfluves montent à plus de 1 000 mètres, au Nord de Lacaune. On a par conséquent affaire à une nouvelle zone haute, en regard de l'espace compris entre le Tarn et le Viaur.

Le second fait remarquable est l'existence, à l'Est des plateaux développés sur des terrains métamorphiques, d'une vaste zone déprimée. Celle-ci correspond, à peu près, à l'aire d'affleurement de sédiments permien. Il n'y a plus, à proprement parler, de plateau dans ce secteur ; les larges interfluves nivelant les schistes cèdent, ici, la place à une multitude de versants encadrant des croupes étroites. On retrouve pourtant une continuité dans les altitudes d'une échine à l'autre, elles se tiennent vers 650 mètres au Sud et s'abaissent jusque vers 500 mètres à la confluence Tarn-Dourdou ; il existe donc une pente semblable à celle des plateaux. Toutefois, une véritable dépression s'ouvre au centre du système, un peu au Nord de Camarès. C'est la plus vaste et la plus nette des dépressions du Sud-Ouest du Massif Central. Sa forme en amande, ses rebords, aux profils plus ou moins affirmés et au commandement variant entre quelques dizaines de mètres et 200 mètres, son plancher heurté, son absence totale d'unité de drainage en sont les traits les plus marquants. Le contact entre les plateaux métamorphiques et la zone déprimée ne s'opère pas par un talus net. La décroissance des altitudes se réalise par l'intermédiaire d'une série de marches d'escalier. Difficiles à suivre lorsqu'elles sont établies dans les sédiments permien en raison de la forte dissection, on les reconnaît plus facilement dans les schistes, au Sud, où la topographie s'abaisse par palier, depuis les 1 071 mètres du Montrode, jusqu'à moins de 700 mètres au-dessus de Belmont-sur-Rance, et au Nord, dans la région de St-Sernin-sur-Rance. On retrouve ainsi, pour la première fois dans le Sud du Massif Central, le problème posé par l'origine des replats.

Avant d'abandonner ce secteur, il est nécessaire de revenir sur les plateaux métamorphiques occidentaux. Leur surface n'est pas parfaitement homogène. Le cours du Dadou, qui décrit un large coude pointé vers le Nord, délimite deux parties différentes. La plus basse et la plus régulière s'étend en rive droite où des interfluves, encore recouverts par une mince couverture de terrains sédimentaires, s'inclinent aussi bien vers le Nord-Ouest et la cuvette albigeoise, que vers le Sud-Ouest et le bassin de Réalmont, un réseau hydrographique en éventail soulignant la double pente. A l'intérieur de la boucle du Dadou, le plateau de Montredon-Labessonnié forme une seconde partie, avec une topographie moins plane et des altitudes plus fortes. La section du Dadou, orientée vers le Sud-Ouest, présente une nette dissymétrie d'une rive à l'autre : la rive gauche domine d'une centaine de mètres la rive droite. La chose s'explique par la présence de reliefs rigoureusement parallèles au tracé de la rivière. En arrière de cet alignement, au-delà d'un très léger ensellement, les interfluves poursuivent une lente ascension. On retrouve une disposition similaire du réseau hydrographique secondaire, qui diverge de façon rayonnante, à partir de la limite nord du bassin-versant du Gijou. Celui-ci, avec un tracé presque parallèle, joue le même rôle que le Dadou : c'est une limite topographique, mais, à l'inverse du Dadou, il marque plutôt un arrêt, momentanément il est vrai, dans la progression des altitudes. Prolongé par l'Agout dans lequel il se jette, il correspond surtout à la fin du relief de plateau. A partir de là, le Sud-Ouest du Massif Central, qui avait beaucoup de ressemblances avec le Limousin, va acquérir des traits caractéristiques du Centre-Est.

Le Sidobre montre bien l'amorce du phénomène : correspondant à un batholite granitique, il s'élève au-dessus du Castrais par un escalier de replats. Allongés du Sud-Est au Nord-Ouest, parallèlement au cours suivi par le Thoré dans le bassin de Castres, ces replats sont aussi inclinés vers le Nord-Ouest. Cependant, les talus n'ont pas le caractère anguleux qui est le leur un peu partout dans le Massif Central : ils sont enveloppés par un épais manteau d'arènes. Celui-ci permet de distinguer le modelé du Sidobre occidental par rapport au modelé du Sidobre central, dont les interfluves sont délivrés du manteau d'altérites mais parsemés de chaos rocheux. Là, de part et d'autre de l'Agout, un petit plateau s'esquisse ; il s'interrompt rapidement à l'Est.

Débutant au Sud par le sillon de la Durenque, se poursuivant par la petite dépression de Brassac, perpendiculaire à l'Agout, s'élargissant dans le bassin supérieur du Gijou, avant de se terminer par le couloir de Lacaune, une zone en creux, hachée par de nombreuses hauteurs, sépare le Sidobre des monts de Lacaune.

Les monts de Lacaune ont, comme le Sidobre, une forme en amande. Délimités par l'axe déprimé qui vient d'être mentionné et les vallées du Vèbre, au Sud-Est, et de l'Agout, au Sud, ils ont, avec une vingtaine de kilomètres de long et dix kilomètres de largeur maximale, une taille de peu supérieure à celle du Sidobre. Leur altitude est, néanmoins, beaucoup plus forte. Il s'agit d'un bloc basculé vers le Sud-Ouest, où les interfluves atteignent tout juste 800 mètres, tandis que les points culminants, au Nord-Est, dépassent 1 200 mètres. L'ensemble est découpé par des linéaments d'orientation NE-SW, que suivent en relais des tronçons de rivières. Les interfluves offrent rarement d'importants espaces plats sommitaux ; leurs flancs sont, en revanche,

accidentés par de très nombreux replats, pour lesquels il est, comme de coutume dans le Massif Central, impossible de retrouver une hiérarchisation d'un bassin-versant à l'autre.

Au Sud d'une ligne Durenque-Agout-Vèbre, on retrouve un paysage aussi montagneux, quoique plus massif. L'unité de la région, qui s'allonge sur près de 60 kilomètres de longueur pour une dizaine de kilomètres de largeur seulement, se fait autour de l'Agout supérieur. Nulle part dans le Massif Central, la dissymétrie des pentes n'est plus accusée.

- Le "versant" septentrional constitue un véritable plateau, doublement incliné du Sud-Est -1 100 mètres- au Nord-Ouest -700 à 800 mètres-, et de l'Est - Nord-Est -1 200 mètres- à l'Ouest - Sud-Ouest, où il plonge sous la dépression de Mazamet. Il est à noter que la partie orientale de cet ensemble se subdivise en blocs indépendants les uns des autres : monts du Somail au Sud-Ouest de l'Agout, lourd et vaste plateau de l'Espinouse, de l'autre côté de l'Agout, enfin la petite mais massive table du Caroux, à l'extrême Est.

- Le versant méridional se résume en un abrupt dont le commandement est proche de 1 000 mètres. D'une impressionnante raideur au-dessus de L'Orb, en limite du Caroux, il présente plus à l'Ouest de courts replats dans sa partie inférieure.

- L'extrémité orientale, au-dessus des cours supérieurs de l'Orb et du Dourdou, est la plus complexe ; elle offre deux visages. Au Sud, dans le cours supérieur de l'Orb, le relief, très disséqué, se résout en une multitude de versants ; talwegs et interfluves se limitent à de simples lignes. Il est malgré tout possible de voir que les interfluves s'abaissent par de courts paliers sur la région de Bédarieux. Au Nord, dans le bassin du Dourdou, les interfluves, plus massifs, occupent une place prépondérante. Ils sont, là aussi, dénivelés les uns par rapport aux autres, mais dans une fourchette plus étroite : 1 100 à 400 mètres dans le bassin de l'Orb, 1 100 à 700 mètres dans celui du Dourdou. On constate, d'autre part, que les dénivellations ne se font pas toujours dans le même sens : le relief est rythmé par la présence de hauteurs orientées NE-SW, le Merdelou -1 110 mètres- étant la plus importante.

Au Sud de la profonde coupure drainée en sens opposé par le Thoré et le Jaur, puis par l'Orb moyen, le Massif Central dresse, au-dessus du couloir de l'Aude et du Bas-Languedoc, un dernier relief. Malgré des appellations diverses -Montagne Noire, monts du Minervois, monts de Faugères- et l'interruption occasionnée par la "cluse" de l'Orb, on a affaire à une seule et même unité, qui possède par rapport aux autres régions du Sud-Ouest deux particularités topographiques.

- D'une part, sa dissymétrie la plus évidente oppose un versant court et raide, sur le sillon Thoré-Jaur-Orb, à un versant en forte pente, mais toujours plus long, sur le Languedoc.

- D'autre part, ses points les plus hauts étant à l'Ouest, sa pente sommitale se fait en direction de l'Est.

L'originalité de la Montagne Noire tient aussi à l'omniprésence des replats. Leur développement est spectaculaire sur le flanc sud, à l'exception du secteur de la percée de l'Orb, où ils s'estompent localement. L'importance du phénomène retient l'attention du géomorphologue, et l'amène à entrer dans les détails. Deux domaines apparaissent de part et d'autre de l'Orb.

- A l'Ouest, on ne reconnaît pas d'organisation particulière dans la distribution des replats. La règle est la discontinuité dans le tracé : il est exceptionnel de suivre un replat pendant plus de dix kilomètres ; en général, on peut les reconnaître sur trois à cinq kilomètres, parfois moins ; ils disparaissent ensuite, relayés par un niveau plus haut ou plus bas. C'est aussi la discontinuité dans les altitudes : un même replat est rarement horizontal, la plupart possèdent une pente très nette ; par ailleurs, l'écart altimétrique qui les sépare n'est pas constant. Leur largeur varie enfin dans de fortes proportions : ils sont larges, et pénètrent le long des axes de drainage dans la Montagne Noire, par exemple le long de l'Alzeau et de la Dure, ailleurs ils se réduisent, le plus souvent, à une étroite banquette.

- A l'Est de l'Orb, les replats qui jalonnent les flancs des monts de Faugères n'ont pas la même physionomie. Il existe tout d'abord une dissymétrie d'un versant à l'autre : le versant nord s'abaisse directement sur l'Orb, sans rupture de pente ; il prolonge la situation rencontrée à proximité de la "cluse". Quant au versant méridional, il est marqué par un système de trois replats assez bien hiérarchisés. Le plus haut, vers 350 mètres, n'est dominé que par les reliefs sommitaux, il les interrompt même le long de la Peyne. Un second lui succède, généralement situé autour de la cote 300, un peu plus bas à l'Ouest du Mont Cèze, où il est dégradé en collines. Un dernier niveau, enfin, débute vers 260-250 mètres, avec pour particularité, une inclinaison sensible en direction du Bas-Languedoc sédimentaire, qu'il atteint vers 200 mètres. C'est l'un des rares endroits du Massif Central, où une portion d'espace allongé transversalement aux cours d'eau, présente un début d'organisation. On doit pourtant remarquer plusieurs faits : ces niveaux ne sont pas tous continus ; le plus haut s'interrompt par exemple entre Caussiniojouls et Faugères. Ils ne semblent pas liés aux principales artères du réseau hydrographique ; leurs contours restent plus ou moins géométriques, ils connaissent de brusques élargissements, suivis d'étranglements tout aussi prononcés. Leurs limites, fixées à un endroit sur des contacts pétrographiques, les recoupent plus loin. Les altitudes auxquelles ils correspondent n'ont pas de signification régionale. Au total, ces différents caractères forment un mélange hétéroclite, qui rend malaisée une tentative d'explication. La seule chose certaine à leur sujet, est qu'ils sont antérieurs à l'épanchement des basaltes de la région de Carlanças, puisque replats et talus sont recouverts par la lave.

b - LES CAUSSES :

Les géomorphologues ont souvent insisté sur l'originalité des Causses, domaine à part dans le Massif Central ; du point de vue qui nous intéresse ici, cette affirmation est à nuancer. Si l'individualité structurale des Causses est évidente, les grandes lignes de sa topographie restent classiques. Une fois écartées les différences de modelé dues à la lithologie, les Causses présentent des formes lourdes et massives qui possèdent avec les plateaux cristallins périphériques un caractère commun essentiel : la forte altitude. Cette région a fait corps avec le reste du Massif Central au Tertiaire et au Quaternaire ; son étude est par conséquent essentielle pour comprendre l'évolution géomorphologique de l'ensemble. Elle l'est d'autant plus qu'elle joint à une simplicité topographique, qui n'est pas cependant synonyme de monotonie, la possibilité, trop rare dans le Massif Central, d'une étude précise de la tectonique grâce à la nature sédimentaire de son substratum.

Les entablements des Causses offrent de rares et amples accidents topographiques. Un aplanissement, tronquant toute une série de déformations plus ou moins importantes, failles ou bombements, se reconnaît aisément à leur surface, malgré les gauchissements qui l'ont affecté après son façonnement et l'incision du réseau hydrographique. Les plateaux caussenards s'abaissent aujourd'hui selon l'axe suivi par le Tarn, c'est-à-dire du Nord-Est au Sud-Ouest : s'élevant à plus de 1 200 mètres à l'Est du causse Méjan, ils sont établis vers 800 mètres à l'extrémité NW du Larzac, au-dessus de Millau. Il est à noter que la pente actuelle du plan d'érosion sommital est inverse de celle qui existait au moment de son élaboration puisqu'il biseaute, dans sa partie la moins élevée, les couches les plus anciennes, les terrains les plus récents étant représentés sur les hauteurs orientales.

Tous les Causses ne sont pas organisés en fonction de cette pente. La pointe lancée en direction de Rodez lui échappe ; le causse de Sévérac et celui du Comtal possèdent une inclinaison vers le Nord-Ouest et le Lot. Au contraire, le Sud-Est du Larzac est drainé par la Vis et s'abaisse du côté de la Méditerranée ; c'est le seul secteur à ne pas faire partie du bassin-versant atlantique.

Les pentes variables suivies par le réseau hydrographique sont les héritières directes des déformations subies par l'aplanissement fondamental. Les cours d'eau "allogènes" nés sur les hauteurs périphériques, en l'occurrence les Cévennes, se sont adaptés aux grandes lignes des mouvements du sol : le Tarn coulé ainsi dans une gouttière, tandis que la Jonte, la Dourbie ou la Vis se répartissent en éventail autour de l'extrémité sud-ouest des hautes Cévennes. Avec la surrection d'ensemble du Massif Central, ces rivières ont creusé de profondes vallées, au modelé en cañon caractéristique. Les principales divisions des Causses correspondent très logiquement aux portions qu'elles isolent. Pourtant, en dehors de leur âge lié à la grande phase de soulèvement, les vallées, malgré leur ampleur, ne posent aucun problème géomorphologique ; c'est pourquoi leur étude est moins intéressante que celle des plateaux.

Il est inutile de détailler ici les nombreuses buttes d'origine structurale qui parsèment la surface des plateaux, seules seront signalées les formes topographiques d'importance régionale. Elles sont toutes liées à des accidents tectoniques, ce qui n'implique pas toujours, naturellement, un lien direct des unes aux autres.

- La plus remarquable des irrégularités dérangeant l'uniformité des Causses, est le talus qui dénivelle en deux paliers le causse de Sévérac. Haut en moyenne d'une centaine de mètres, il suit une longue faille parallèle à celle des Palanges, qui, nous l'avons vu, sert de limite méridionale au "détroit" de Rodez. Son commandement augmente jusqu'à atteindre plus de deux cent cinquante mètres, lorsqu'il domine directement la véritable petite dépression drainée par l'Aveyron, en aval de Sévérac-le-Château.

- Un phénomène du même type, bien que moins spectaculaire, concerne la bordure orientale des causses Méjan et Sauveterre, où les altitudes s'accroissent brusquement à partir d'une ligne allant de Sauveterre à la Parade, en passant par St^e-Enimie et St-Chély-du-Tarn. Un talus de quelques dizaines à plus d'une centaine de mètres de haut, matérialise l'essentiel de la surélévation. Là encore, il suit le tracé d'une faille dont le rejeu récent peut être envisagé.

- L'extrémité septentrionale du causse de Blandas, annexe du Larzac, se relève, quant à elle, au-dessus de la profonde entaille drainée par l'Arre en limite du socle, et s'affaisse à l'Est, par paliers, en direction de la petite vallée de la Glèpe. Au Sud de Montdardier, en revanche, la partie orientale du causse se soulève à nouveau en un étroit éperon dominant, à l'Ouest, par un talus rectiligne la région de Rogues, et à l'Est les gorges de la Vis. Malgré l'échelle plus modeste des phénomènes, on retrouve une nouvelle fois les mêmes données structurales : des failles suivent de près les dénivellations topographiques. Toutefois, elles ne semblent pas pouvoir jouer partout un rôle déterminant dans l'explication des talus actuels. Seule la puissante flexure qui affecte les calcaires kimméridgiens peut, par exemple, rendre compte du versant sud du Tour d'Arre, au Nord-Ouest de Blandas.

- Le causse du Larzac, le plus vaste de tous, présente lui aussi des irrégularités liées à la tectonique : il est divisé en plusieurs portions par une série d'accidents transversaux d'orientations "pyréenne" à "varisque". Commandées par de grandes fractures qui se doublent localement de véritables champs de failles secondaires et de déformations anticlinales ou synclinales, les formes se distribuent toujours de semblable façon : elles s'amorcent à l'Ouest, par de larges échancrures ouvertes dans la bordure -vallées du Cernon, de la Sorgue, de l'Orb et de la Brèze-, tandis que des reliefs plus ou moins accentués, leur font suite à l'intérieur du causse -hauteurs de l'Hospitalet, de la

Couvertirade, de St-Michel et de la Vacquerie-. Le plus remarquable des accidents est celui qui marque la terminaison méridionale du Larzac. Au-delà de la crête allant de la Vacquerie -805 mètres- au rocher de la Tude -895 mètres-, on rencontre un axe bas, jalonné par la "plaine" du Coulet, la "combe" des Natges et les gorges de la Vis inférieure ; là, les altitudes s'abaissent de 650 mètres, au Sud-Ouest, à 450 mètres, au Nord-Est, au niveau du couloir largement incisé par la Vis. Ce couloir isole un dernier et spectaculaire bourrelet montagneux qui forme la véritable limite du causse. De la pointe de St^{te}-Baudille -848 mètres- à la Séranne -942 mètres-, c'est un mur de 300 à 500 mètres de hauteur qui se dresse au-dessus de la "plaine" de Lacan et du Causse-de-la-Selle. A elle seule, la différence d'altitude prouve l'appartenance de ces plateaux calcaires au domaine des "Hautes Garrigues", et non plus à celui des Causses.

Avec la morphologie de la Séranne, nous venons de quitter l'analyse de la surface des plateaux, pour aborder celle, tout aussi intéressante, des bordures. Nous envisagerons, pour l'instant, uniquement les problèmes posés par les rapports entre le socle et les séries sédimentaires.

Au Nord, à l'Est et à l'Ouest, les Causses entrent en contact avec les terrains primaires qui plongent plus ou moins rapidement sous eux. Du fait du manque de résistance des couches secondaires inférieures, en particulier du Lias, riche en niveaux marneux, donc moins résistant que le socle ou les calcaires jurassiques, une zone en creux jalonne la bordure des Causses, conformément au schéma classique de la dépression périphérique. Toutefois, dans ce cas, c'est le sédimentaire qui est au centre du dispositif et se trouve ceinturé, et non l'inverse. Par ailleurs, sur le plan de la topographie, les "dépressions périphériques" des Causses ne ressemblent pas à leurs homologues des marges massifs anciens-bassins sédimentaires : il n'y a pratiquement jamais de véritables dépressions, mais seulement des formes en creux beaucoup plus étroites. Il existe, en réalité, des nuances importantes suivant les conditions structurales. On peut en distinguer deux types : le type "simple vallée", où le contact est suivi par une ligne de talweg, type que l'on rencontre au Nord et à l'Est, et le type par "zone déprimée complexe", qui correspond à la bordure occidentale. L'explication de la différence entre ces deux types est simple, elle est due à la façon dont les couches sédimentaires entrent en contact avec le socle : le premier type est lié à un contact par failles à fort rejet ou à de violentes flexures, le second, à un plongement plus régulier des terrains primaires.

Au Nord, la vallée du Lot délimite les Causses entre le Bleymard et Estaing. Bien qu'il existe, en dehors des petits causses de Montbel et de Marvejols, de nombreux affleurements de terrains secondaires en rive droite du Lot, on constate que la rivière marque effectivement, au Sud, la fin des vastes entablements calcaires et le début, au Nord, des plateaux cristallins.

Du point de vue morphologique, cette partie de la vallée du Lot est composée de plusieurs tronçons ; on peut en compter cinq principaux :

- Du Bleymard à Mende, le Lot coule au fond d'une vallée dissymétrique. Dominée directement par la Montagne du Goulet en rive droite, elle suit en rive gauche, un étroit plateau taillé dans les roches sédimentaires. Il s'agit d'une avancée en direction de l'Est de couches secondaires, qui ont été conservées en raison de leur situation déprimée entre les horsts du Lozère et de Margeride.

- A partir de Mende et jusqu'à St-Laurent-d'Olt, la topographie est plus simple : le sillon creusé par le Lot s'élargit, uniformément dominé par des plateaux de surface régulière situés entre 1 000 et 900 mètres. Un fond plat se développe là où le lit du fleuve est établi dans les couches tendres, argiles du Lias ou du Permien. Les seules complications sont apportées par l'existence, un peu partout sur les versants, de replats structuraux dus aux contrastes de dureté entre les couches.

- Entre St-Laurent et St-Côme-d'Olt, la vallée s'étrangle à nouveau. Cette impression est renforcée dans le paysage par la présence, à l'arrière-plan, de la retombée méridionale de l'Aubrac qui domine, avec son escalier de replats fossilisés par le basalte, l'extrémité sud-est du plateau de la Viadène. Du côté des Causses, l'évolution du relief n'est pas moins complexe : la très curieuse dépression perchée, que la Serre draine en direction de l'Aveyron, se trouve dominée à la fois par les interfluves dans lesquels le Lot s'encaisse, et par le talus bordier du causse de Sévérac.

- De St-Côme à Estaing, s'ouvre une nouvelle section large. Les versants de la vallée sont toujours marqués par le phénomène d'emboîtement de niveaux. Le plateau de la Viadène, au Nord, situé vers 800 mètres, et le causse du Comtal, au Sud, dont le plan principal s'étend à 600 mètres, cent à deux cents mètres au-dessous de lourdes buttes structurales, encadrent un secteur déprimé, large de quatre à cinq kilomètres, dans lequel les altitudes dépassent rarement 500 mètres. Le Lot s'écoule au centre de ce compartiment. Il y a creusé une ample vallée d'une centaine de mètres de profondeur, mais son fond plat atténue l'impression de relief en creux.

- Au-delà d'Estaing, le Lot ne se trouve plus sur la limite septentrionale des Causses. Il faut pourtant évoquer ce dernier tronçon qui, tout en tranchant avec le précédent, permet de mieux comprendre la complexité. Il est constitué par une gorge étroite et profonde de plus de 300 mètres, dont il n'existe pas d'équivalent à l'amont. Une telle entaille s'explique par la traversée du plateau de Campuac ; établi à un peu moins de 700 mètres, il domine le compartiment déprimé d'Espalion par un talus qui se place dans le prolongement exact de la crête des Fargues, évoquée avec l'Ouest cristallin et métamorphique. On constate en conséquence que la vallée du Lot, à l'image des vallées des autres grands cours d'eau du Massif Central, associe des sections de morphologie diverse. Si elle ne traverse pas,

comme la Loire ou l'Allier, une succession de seuils et de dépressions, elle draine néanmoins des secteurs étranglés et d'autres plus larges. La question fondamentale posée par ces variations dans la taille de la vallée, concerne bien entendu leur origine. Le plateau de Campuac étant jalonné par des restes de couches secondaires, que l'on retrouve plusieurs centaines de mètres en contrebas sur les rives du Lot, à hauteur d'Espalion, la présence de dénivellations tectoniques entre les compartiments est certaine. Il resterait toutefois à écarter l'éventualité d'un simple évidement par érosion différentielle des secteurs déprimés, avant de conclure à une intervention directe de la tectonique dans la mise en place du relief.

Le problème ne se pose pas à l'Est, où la discontinuité entre les Causses et le socle est assurée par une série d'étroits sillons qui correspondent le plus souvent à des vallées de ligne de faille. Drainés successivement par le Tarnon, la Jonte, le Béluzon, le Tézézel, la Dourbie, la Virenque, l'Arre et la Glèpe, ces fragments de vallées présentent tous les mêmes caractéristiques.

- Une grande profondeur : elle est en général supérieure à plusieurs centaines de mètres, à l'exception des sections d'amont, lorsque deux cours d'eau aboutissent à un col, comme ceux du Perjuret entre Tarnon et Jonte, ou de la Pierre-Plantée entre Béluzon et Tézézel.

- Une dissymétrie accusée entre les versants : une corniche abrupte du côté des Causses s'oppose à un versant moins raide, mais plus accidenté, notamment par des replats armés souvent par des placages de Lias inférieur calcaire ou de Trias gréseux, du côté des Cévennes.

A l'Ouest, si la topographie reste simple à décrire, sa genèse est, en revanche, plus délicate à interpréter.

Le cas de la zone déprimée de Sévérac, mentionné dans le cadre de l'étude de la surface des Causses, aurait pu être traité avec la marge occidentale, dans la mesure où elle s'inscrit en contrebas des Palanges et de la partie la plus élevée du causse de Sévérac. Cependant, l'Aveyron ne s'est pas établi sur le contact même, il draine franchement les terrains sédimentaires. En fait, la bordure méridionale du "détroit" de Rodez doit être considérée comme l'un des rares endroits où le contact se traduit par un talus, avec domination directe des plateaux calcaires par le socle.

Au pied du Lévézou, la situation est déjà différente. La profonde déchirure suivie par la Muze rappelle les vallées des confins cévenols ; pourtant, certains traits du paysage changent. D'une part, il n'y a pas de dissymétrie dans les versants aussi marquée qu'à l'Est. D'autre part, on rencontre une donnée nouvelle, partout présente à l'Ouest : la surface du causse Rouge, dont l'altitude varie entre 700 et 800 mètres, plonge à la fois vers le Sud et l'Est, où elle s'inscrit très nettement au-dessous de l'aplanissement supérieur, représenté à l'Ouest du Tarn, par la majestueuse butte du puech d'Andan.

La bordure occidentale du causse du Larzac et de ses dépendances, le petit causse de Guilhaumard, offrent le même phénomène d'étagement. Un vaste avant-causse, large en moyenne d'une douzaine de kilomètres, précède les hauts plateaux. Disséqué par un réseau hydrographique d'une densité exceptionnelle, l'avant-causse possède, malgré tout, des interfluves suffisamment massifs pour former une surface aussi facile à suivre que celle des Grands Causses. Elle se relève d'Est en Ouest et du Sud au Nord. Elle démarre au pied d'un talus de commandement uniforme -environ deux cents mètres- vers 550 mètres, à proximité du Tarn, 650 mètres au-dessous du causse Guilhaumard. Parsemée de buttes dans la région de Roquefort, elle s'élève rapidement en direction de l'Ouest, puis plafonne entre 700 mètres au Nord, et 800 mètres au Sud. La limite occidentale de l'avant-causse est assurée par un talus de hauteur variable et de tracé parfois festonné. Très affirmé au-dessus de la dépression de Camarès, il s'interrompt dans la région de Montagnol, et réapparaît plus au Sud, avant de se fondre dans le versant de rive gauche de l'Orb. Là où il est le plus accusé, ce talus, armé par le Lias inférieur ou le Trias, domine les collines de la zone déprimée du Dourdou, taillée dans les argiles consolidées et les grès du Permien.

Cette morphologie est en apparence aisée à expliquer : talus et interfluves résulteraient de l'exercice de l'érosion dans un matériel de résistance contrastée. La surface de l'avant-causse paraît ainsi correspondre au toit des calcaires dolomitiques de l'Hettangien, débarrassée des niveaux marneux du Lias moyen et supérieur. Ce n'est cependant exact qu'à l'Est, là où le plateau incliné suit le pendage des couches. La partie occidentale de l'avant-causse, plus élevée et subhorizontale, recoupe en biseau les couches du Lias inférieur et du Trias ; il s'agit donc d'un plan d'érosion situé à une altitude inférieure à celui qui nivelle les grands causses.

Il est naturellement indispensable d'effectuer un rapprochement entre les situations observées de part et d'autre de la zone déprimée du Dourdou : à l'Ouest, côté Ségalas -voir page 145-, comme à l'Est, côté Causses, des fragments de surface d'érosion s'abaissent vers le Dourdou. Un tel constat permet de reconnaître, dans la position déprimée actuelle des terrains permien, d'autres causes que la simple érosion différentielle.

La terminaison méridionale du Larzac, malgré son relief beaucoup plus heurté et la présence du plateau volcanique de l'Escandorgue, offre des problèmes géomorphologiques similaires (fig. 41 et 42). Prolongeant la surface des grands causses, un long éperon, couronné à plus de 800 mètres par le basalte, sépare les vallées de l'Orb et de la Lergue ; il domine de très nombreux replats, dans lesquels on peut reconnaître la poursuite du phénomène d'avant-Causse et des dépressions, en définitive assez similaires à celle de Camarès : les cuvettes de Bédarieux et de Lodève.

A l'Ouest, nous avons vu que les interfluves plats mais très disséqués, situés en rive gauche de l'Orb, continuaient l'avant-causse occidentale. Ils sont pratiquement partout établis dans les niveaux de dolomies ou de calcaires de l'Hettangien. Il importe, cependant, de noter des variations dans l'altitude des interfluves : ils dépassent les 700 mètres au Nord, et s'abaissent à peu près au même rythme que les basaltes de l'Escandorgue, pour atteindre 600 mètres au-dessus de la cuvette de Bédarieux. L'évolution n'est pourtant pas toujours régulière, puisque des cotes plus faibles, comprises entre 500 et 530 mètres, entourent Lunas, curieux point de convergence du réseau hydrographique. Etranglée entre l'escalier de replats du Caroux à l'Ouest, le bombement des monts de Faugères au Sud, l'impressionnant talus de Valquières, en limite de l'avant-causse, et le plus modeste plateau basaltique du Carlenças à l'Est, la région de Bédarieux est accidentée par une série de collines de formes diverses. Elle est d'un intérêt morphologique considérable. D'une part, sa position structurale déprimée apparaît clairement ; elle s'explique par la présence au Nord et au Sud, de failles dont le rejeu tertiaire ne fait aucun doute. D'autre part, il est possible d'y constater que le plancher du fossé était, avant d'être défoncé par l'érosion, un aplanissement recoupant les couches du Trias à l'Eocène moyen -voir page 502-.

A l'Est de l'Escandorgue, le paysage s'organise de semblable façon ; il est toutefois plus aéré. Sous la surface du Larzac qui tranche des calcaires du Jurassique moyen, la haute vallée de la Lergue présente de longs et étroits replats armés par l'Hettangien. Ceux-ci se trouvent à une altitude inférieure à celle de leurs homologues occidentaux. Ils disparaissent, à l'aval de Lodève, où ils sont relayés par d'autres niveaux structuraux, de moins en moins élevés et développés cette fois dans les grès triasiques ou le basalte. L'ensemble de ces replats dessine un vaste amphithéâtre dominant la cuvette drainée par la Lergue et le Salagou ; ils y pénètrent même, sous forme d'un grand nombre de buttes, qui correspondent à autant de lambeaux de coulées fragmentés par une érosion rapide dans les terrains peu résistants du Permien. Le manque de cohésion du substratum, joint au niveau de base atteint par la Lergue -la confluence avec l'Hérault se trouve au-dessous de la cote 50-, permettent de comprendre le développement exceptionnel, au pied des buttes, de véritables glacis, inscrits entre 100 et 150 mètres, ce qui constitue l'altitude la plus basse enregistrée à l'intérieur du Massif Central. Au Sud, la cuvette est fermée par un alignement de longues échines aux pentes plus ou moins dissymétriques. Elles représentent, au Sud-Ouest, la terminaison extrême-orientale des "avant-monts", reconnaissables à la poursuite du système de nappes de charriage primaires présent depuis la Montagne Noire ; cet ensemble est doublé, au Nord, par des reliefs structuraux taillés dans la couverture secondaire autochtone mais fortement tectonisée.

A l'image du rebord occidental du Larzac et de la dépression permienne qui le précède, la région pose, avant tout, le problème de la part exacte prise par la tectonique et l'érosion différentielle dans la mise en place de la topographie actuelle. On a la preuve certaine que l'une et l'autre sont intervenues. La tectonique est, à coup sûr, responsable des écarts d'altitude enregistrés entre le Larzac -plus de 700 mètres-, les collines des cuvettes ou les avant-monts -4 à 500 mètres-, et les parties les plus élevées des plaines littorales -200 mètres-. Il est toutefois non moins évident que le relief porte largement l'empreinte de l'érosion, à tel point, qu'il est aujourd'hui bien difficile de préciser l'ampleur exacte, voire simplement le style des déformations à l'origine des dénivellations -voir page 503-.

c - L'EST :

Large d'une trentaine de kilomètres et s'allongeant du Nord-Est au Sud-Ouest sur cent kilomètres, cette partie est, malgré l'extrême vigueur des pentes -on se trouve souvent face à un paysage de montagne, où les dénivellations dépassent parfois le millier de mètres-, d'une grande homogénéité sur le plan du relief. C'est, à la fois, la région du Massif Central où le socle a été porté le plus haut et celle où il tombe de la façon la plus abrupte sur les régions sédimentaires périphériques. Les hommes ont d'ailleurs bien senti cette unité, puisqu'ils ont pris coutume de regrouper l'ensemble du Sud-Est du Massif Central sous une dénomination commune : les "Cévennes". Le terme, emprunté aux dialectes régionaux, est en lui-même banal : il désigne n'importe quelle pente raide recouverte d'un sol mince. Employé au départ pour désigner le bassin du Gard, dans lequel la nature schisteuse du substratum explique, avec l'ampleur de l'incision du réseau hydrographique, l'omniprésence de ce type de versant, l'utilisation du terme s'est peu à peu étendue à toute la région.

Déterminer les limites des Cévennes ne pose aucun problème du côté des Causses, ainsi qu'au contact du Centre-Est, où elles s'arrêtent à la ligne de partage des eaux entre la Méditerranée et l'Atlantique ; curieusement, il est plus délicat d'en fixer la terminaison du côté du Languedoc. Il est parfois bien difficile de les distinguer dans la topographie de leur bordure sédimentaire, dont certains éléments s'intègrent à elles. La principale source de difficulté vient, ici, de l'absence de talus nets ou, plutôt, de l'absence d'interfluves larges permettant aux talus d'apparaître, car une analyse attentive de l'altitude des longues échines cévenoles montre que celles-ci s'abaissent, à l'Est, en paliers séparés par de brutales ruptures de pente.

On peut diviser les Cévennes en deux parties : d'un côté les reliefs les plus élevés, où se rencontrent les rares espaces plats de cette région, et qui rappellent beaucoup les zones sommitales de la Montagne Noire et des monts de Lacaune ; de l'autre, la retombée sur le Languedoc, formidablement disséquée par le réseau hydrographique et découpée en serres qui n'ont pas d'équivalents dans le reste du Massif Central. L'unité entre ces deux régions est assurée par l'allongement des interfluves et des talwegs d'Ouest en Est, mais cela ne suffit pas à effacer les nuances morphologiques qui les séparent.

Les hautes Cévennes peuvent être définies comme le secteur situé à plus de 800 mètres d'altitude, ce qui correspond à la fois à une limite morphologique -interfluves d'une massivité plus grande- et bioclimatique -passage de la châtaigneraie à la hêtraie-. Elles occupent environ les deux tiers de l'espace cévenol et peuvent être subdivisées à leur tour en trois sous-parties.

La plus septentrionale est décalée vers l'Est par rapport aux deux autres. Elle est plus étroite et possède la particularité de se rattacher, à l'amont, aux plateaux de l'Allier : le serre de la Croix-de-Bauzon se rattache ainsi par le bloc des Valadou, et le Tanargue par celui de la forêt des Chambons. Ces deux blocs ont, l'un et l'autre, une forme triangulaire avec le sommet principal tourné vers l'Est ; ils ont des altitudes légèrement supérieures aux serres dont ils constituent l'amorce, et présentent surtout, malgré une pente accusée en direction de l'intérieur du Massif Central, un drainage vers la Méditerranée.

Le vaste plateau dans lequel la Borne et le Chassezac ont creusé des gorges spectaculaires doit être examiné ici, bien qu'il assure la transition avec l'ensemble suivant. C'est la base "hypertrophiée" du serre du Chaylar, mais, par sa lourde surface inclinée vers le Sud, il annonce le Lozère avec lequel il possède une indiscutable parenté structurale. Ses interfluves, d'une impressionnante planéité, sont taillés sous de minces placages de grès triasiques dans le même granite décalé vers le Nord par l'accident de Villefort.

La deuxième sous-partie débute réellement au Sud de la dépression suivie par le Lot, du côté de l'Atlantique, et de l'Altier, du côté de la Méditerranée. Elle s'organise autour de deux reliefs remarquables, le Lozère et le Bougès.

- Le Lozère, porte le point le plus haut du Massif Central cristallin. C'est un axe montagneux doublement dissymétrique : il voit son altitude s'élever lentement et régulièrement d'Ouest -1 400 mètres- en Est -1 680 mètres-, alors qu'il domine, par l'un des plus formidables versants du Massif Central, la région de Concoules et la Cèze supérieure -un millier de mètres de dénivellation-. L'autre dissymétrie est moins accusée : le flanc sud est un peu plus long et de pente plus faible que le flanc nord. Toutefois, l'un comme l'autre sont interrompus par une cascade de replats de taille et d'altitude très variables ; seule l'orientation N 115 E à N 125 E, légèrement de biais par rapport à la direction générale du Lozère -N 105 E-, est commune. Les replats inférieurs à proximité du Tarn, du Lot ou de l'Altier sont recouverts par des lambeaux de terrains secondaires.

- Au Sud du couloir du Tarn, la montagne du Bougès correspond à un changement de style morphologique. Elle se rapproche des Cévennes classiques en perdant de sa massivité : c'est une longue et mince échine orientée franchement Ouest-Est. Elle conserve un caractère identique avec le Lozère : la dissymétrie ; mais des modifications apparaissent : la dissymétrie ouest-est s'estompe énormément, avec des altitudes voisines aux extrémités -934 mètres à la montagne de Lempézou, au-dessus de Florac, 914 mètres au Pic de la Tourette, à l'Est- et une culmination médiane -1 421 mètres- ; la dissymétrie nord-sud, au contraire, s'exagère : le Bougès domine par un court versant abrupt le plateau du Tarn, tandis que son flanc méridional s'abaisse lentement sur la vallée de la Minente, disséqué en une série d'interfluves secondaires perpendiculaires à l'axe principal.

Au Sud du Bougès, un vaste enlèvement interrompt les hautes Cévennes. Etablie curieusement au droit même de la bordure orientale du causse Méjan, secteur le plus élevé des Causses qui, de ce fait, dominant le socle, cette zone coïncide avec le bassin supérieur des Gardons ; c'est le coeur des Cévennes. A l'Ouest, au pied de la corniche limitrophe du Méjan et en rive droite du Tarnon, on rencontre les seuls interfluves plats de la région : la "cham" de l'Hospitalet et le petit plateau de Barre-des-Cévennes. L'un et l'autre sont inclinés vers le Nord-Ouest et drainés vers l'Atlantique. Ce dernier caractère n'est pas original, puisqu'une bonne partie du Lozère et du Bougès appartient au même bassin-versant ; il est malgré tout d'une grande importance car c'est à lui, par l'intermédiaire du niveau de base élevé du Tarn, que la topographie doit d'avoir échappé à une puissante dissection. Sur le versant méditerranéen en effet, un substratum schisteux, très semblable à celui qui sous-tend les environs de Barre, a été défoncé par l'érosion des cours d'eau. Les interfluves qui séparent les Gardons, constituent le prototype du "serre" cévenol. Ils se limitent à des crêtes si étroites, qu'il ne semble rien rester du plan initial sur lequel les rivières se sont installées ; l'altitude actuelle des interfluves, elle-même, paraît résulter du recoupement des versants bien au-dessous du niveau primitif. Il s'agit pourtant là d'une illusion : contrairement à ce que l'on devrait constater, si tel était bien le cas, ces interfluves ne voient pas toujours leur altitude décroître vers l'aval, qui plus est cette décroissance, lorsqu'elle se produit effectivement, est très irrégulière. Ces deux remarques sont faciles à illustrer : la montagne de la Vieille Morte, au Nord de St-Jean-du-Gard, ramène par exemple momentanément les altitudes au-dessus de 900 mètres, et cela à quelques kilomètres du Languedoc sédimentaire, quant aux interfluves orientés NW-SE qui séparent les Gardons de St-Jean, St-Croix, St-Martin et St-Germain, ils s'abaissent par palier vers l'aval, mais la plupart des paliers présentent une pente vers le Nord-Ouest identique à celle qui affecte la cham de l'Hospitalet, ce qui signifie que ces paliers s'inclinent... en direction de l'amont !

Après un nouveau décalage vers l'Ouest, on retrouve, à l'extrémité méridionale des hautes Cévennes, un dernier système de reliefs allongés dans le sens latitudinal. Par rapport à l'ensemble Lozère-Bougès, plusieurs changements se produisent. Il n'y a pas deux, mais trois, alignements : l'Aigoual, le Suquet et le Lingas. Si les versants nord et sud sont toujours dissymétriques, c'est, à partir de là, le versant sud qui devient le plus raide ; les variations d'orientation se font en sens inverse de ce qu'elles étaient au Nord : le Suquet et le Lingas prennent une direction varisque de plus en plus accusée ; ces reliefs ont, enfin, une taille légèrement inférieure aux précédents, ils sont en général plus courts, moins larges et moins élevés que leurs homologues septentrionaux.

Le massif de l'Aigoual est le plus important par l'altitude -1 565 mètres-. Il s'allonge d'Ouest en Est sur une vingtaine de kilomètres entre les cols de Montjardin et de l'Espinassas. Sa principale originalité tient à son long versant nord. Celui-ci s'étend sur plus de cinq kilomètres de distance, et contribue à donner à l'Aigoual une silhouette moins effilée que celle des autres reliefs. On doit remarquer, à propos de ce versant, que la diminution des altitudes ne se fait pas régulièrement vers le Nord-Ouest et le causse Méjan : la forêt de Tabillou forme un net ressaut, une sorte de chevron dominant la retombée septentrionale de l'Aigoual. Le versant méridional est constitué de deux sections d'ampleur très variable : à l'Ouest, son commandement ne dépasse pas trois cents mètres au-dessus du ruisseau du Bonheur, devenu le Bramabiau, après sa perte dans le petit causse de Camprieu et sa résurgence ; à l'Est, au-delà du col de Serrereyde, il est d'environ un millier de mètres dans la haute vallée de l'Hérault.

Le Suquet, est le plus modeste de ces reliefs. C'est une simple arête dissymétrique coincée entre le causse de Camprieu ou le causse Bégon, au Nord-Ouest, et la vallée de la Dourbie qui coule au Sud-Est, au pied de son versant raide. Son unique autre particularité notable est l'affirmation d'une pente ouest-est. Le Suquet s'élève peu à peu jusqu'à sa terminaison orientale : il atteint 1 400 mètres à proximité du col de Serrereyde, où il vient rejoindre l'Aigoual.

De l'autre côté de la Dourbie, la montagne du Lingas forme un dernier haut relief. Bien délimité par la Dourbie au Nord-Ouest, l'Arre au Sud, l'Hérault à l'Est, il s'agit d'une sorte de "petit Lozère méridional", car on retrouve ici une certaine massivité des interfluves. Il serait pourtant exagéré de dire qu'elle est partout évidente ; le versant méditerranéen est, là comme ailleurs, violemment disséqué. La comparaison avec le Lozère s'impose surtout en raison de la double dissymétrie et de la présence de replats. L'opposition entre les versants nord et sud est moins prononcée dans la partie occidentale ; elle passe au second plan devant l'opposition entre la lente montée vers l'Est du Lingas et sa retombée brutale sur le talweg de l'Hérault : le pic de Barette possède un versant oriental de mille mètres de dénivellation pour une pente de 45°. Toutes ces données correspondent à leurs homologues pour le massif du Lozère. Ce n'est pas tout à fait le cas pour les replats : on ne rencontre pas, dans le Lingas, les niveaux lourds et continus qui accidentent les flancs du Lozère ; l'ensemble sommital est plutôt formé par un dédale de courts replats dénivelés les uns par rapport aux autres. Il n'empêche que le Lingas est, avec le Lozère, le seul relief des Cévennes à être vraiment marqué par ce phénomène.

L'entaille de l'Hérault ne constitue pas la fin des hautes Cévennes, en rive gauche, la montagne du Liron, doublée au Sud par celle de la Fage, sépare avec netteté son bassin de celui du Gard. Il n'y a rien là, cependant, de comparable aux grands alignements latitudinaux ; le Liron rappelle la Montagne de la Vieille Morte, c'est une sorte de serre au tracé hésitant et digité. A son extrémité sud, la Montagne de la Fage tranche complètement par sa physionomie plus lourde ; elle domine par un talus raide les sources du Vidourle et s'abaisse, par une pente moins forte, en direction de la dépression de Ganges.

L'appellation "basses Cévennes", désigne la retombée de la montagne sur le Languedoc ; l'espace ainsi dénommé varie d'un secteur à l'autre, en taille et en morphologie, dans de fortes proportions.

Elles occupent une vaste superficie dans le bassin de la haute Ardèche, où elles correspondent à un système de pseudo-serres aux sommets assez émoussés et aux altitudes comprises entre 500 et 650 mètres.

Elles sont un peu moins étendues entre Largentièrre et Bessèges, au pied du Tanargue et du Lozère. Elles se limitent à un véritable plateau fortement incliné à l'Est. Recouvert dans sa partie la plus basse par les niveaux résistants de la base de la série secondaire, celui-ci est séparé des "Gras" jurassiques par une étroite zone déprimée établie dans les terrains marneux du Lias supérieur et du Jurassique inférieur. Le relief de détail de ce plateau est complexe. On constate, tout d'abord, des irrégularités dans le tracé en plan. Il est affecté par plusieurs décrochements, dont le plus spectaculaire se réalise d'une rive à l'autre du Chassezac : à l'Ouest du village des Vans, le "serre de la Barre", annexe culminant à plus de 900 mètres du massif de Bonnevaux, se place dans le prolongement du plateau. Celui-ci se trouve rejeté vers l'Est, où il fait suite au gras du bois de Paolive, dominé par un talus de 150 mètres de haut. Le même phénomène se répète vers Bessèges, immédiatement au Nord de la Cèze, toutefois, les contrastes altitudinaux n'y sont pas aussi importants.

En profil, on enregistre de pareille façon des accidents notables. Le contact avec les hautes Cévennes s'accompagne d'une rapide prise d'altitude des interfluves ; ce qui est facile à observer, notamment dans la région de St-André-Lachamp. Mais il existe aussi des dénivellations accusées au sein des basses Cévennes : de Chassiers, au Nord de Largentièrre, jusqu'à Payzac, un véritable talus coupe le plateau en deux marches d'escalier. On peut d'ores et déjà remarquer que ce talus suit une forte flexure qui soulève brusquement le socle et sa couverture de sédiments triasiques.

Un troisième et dernier secteur correspond, enfin, au bassin du Gard. Des altitudes inférieures à 700 mètres se rencontrent, au niveau des interfluves, très en avant à l'intérieur de la montagne. Les basses Cévennes occupent donc une grande surface ; il est cependant bien difficile de les délimiter en dehors du critère altimétrique, car la topographie est partout semblable : de longs versants rectilignes interdisant aux talwegs et aux interfluves de se développer. En définitive, les nuances sont plus grandes à l'intérieur des basses Cévennes qu'entre hautes et basses Cévennes. Ces légères différences concernent le modelé : les schistes ont donné des

formes plus escarpées que les terrains sédimentaires primaires ou secondaires de bordure, à la fois en raison de leur comportement propre vis-à-vis de l'érosion et de l'altitude supérieure où ils se trouvent.

2 - LES BORDURES :

Le Sud du Massif Central est entouré par trois types de bordures sédimentaires ; celles-ci ne se calquent pas sur les trois régions distinguées à l'intérieur du Massif.

a - ENTRE LE LOT ET L'AVEYRON :

Les bas plateaux du Rouergue passent d'une façon presque directe à ceux du Quercy, qui s'étendent seulement quelques dizaines de mètres en contrebas. Le contact s'opère le long de la faille de Villefranche. Sur l'essentiel de son tracé le socle domine, par un talus parfaitement aligné sur la cassure et haut d'une petite centaine de mètres, le plan régulier qui tranche les couches secondaires.

La situation observée au Nord du Lot -voir page 37- se poursuit ici, sans changement notable : le Causse de Limogne rappelle par plusieurs traits celui de Gramat. Il forme un entablement massif ; sa surface manque de régularité uniquement lorsqu'elle recoupe des niveaux moins cohérents. Il passe comme lui, à l'Ouest, à un paysage de collines laniérées, typiques de la molasse aquitaine.

En dehors de la double pente -d'une part vers le Nord-Ouest et le Lot, d'autre part vers le Sud-Ouest et l'Aveyron-, on ne reconnaît pas d'accidents topographiques importants ; ceux-ci se cantonnent à la zone de contact, et sont tous d'origine structurale. Les petits fossés tertiaires d'Asprières et de Varen, en partie évidés de leurs sédiments, s'intercalent entre le Causse et le socle. Au Sud de Villefranche-de-Rouergue, le "dôme" de Villeveyre porte localement les terrains sédimentaires au-dessus du socle, mais le phénomène est atténué par la profonde entaille de l'Aveyron qui sépare les premiers des seconds. Avec ses affleurements au coeur du bombement de terrains sédimentaires primaires qui soulignent une inversion tectonique, le "dôme" de Villeveyre est, à une échelle plus modeste, une réplique du "dôme" de la Grésigne. Bien que situé au Sud-Ouest de la confluence Vieur-Aveyron, celui-ci marque la fin du type étudié dans ce paragraphe. Sa position dominante vis-à-vis du socle est renforcée par la faible altitude des plateaux du Vieur, si l'on ne tient pas compte des reliefs qui s'élèvent au-dessus d'eux. En définitive, les "dômes" de Villeveyre et de la Grésigne, prolongent en terrains sédimentaires les données topographiques du socle : des plateaux, dont la lourde surface est plus ou moins déformée, sont ponctués par quelques rares accidents. On retrouve, par conséquent, au Nord de l'Aveyron, la principale caractéristique dégagée pour les marges du Limousin ou en Nivernais : les problèmes géomorphologiques du Massif Central s'apparentent à ceux qui affectent les terrains sédimentaires, ces derniers étant liés à de nettes déformations tectoniques : bombements, fossés ou plongement des couches. Au Sud de l'Aveyron et de la forêt de la Grésigne, d'autres caractéristiques s'affirment.

b - DE L'AVEYRON A L'HERAULT :

La rupture est totale, ici, entre le socle, disloqué et soulevé à haute altitude, et sa bordure sédimentaire. Le sous-sol ne correspond plus aux couches carbonatées secondaires qui, entraînées par le même mouvement de bascule que le socle, se sont affaissées et ont été recouvertes d'une épaisse couverture de matériaux détritiques tertiaires. Ces terrains n'ont pas opposé à l'érosion une résistance semblable à celle des niveaux secondaires. Les grandes artères hydrographiques y ont découpé de larges couloirs qui interrompent un "océan" de collines, aux sommets plus ou moins plats et aux versants plus ou moins escarpés, suivant la nature exacte de leur substratum. La différence est sensible entre les entablements de la région de Cordes et les basses collines digitées de l'Albigeois.

Une analyse rapide des altitudes atteintes par les plus hauts interfluves montre une diminution assez régulière, vers l'Ouest et l'aval, des grands cours d'eau ; toutefois ceci n'est vrai qu'à une certaine distance du socle qui est ceinturé par un chapelet de dépressions coalescentes : Albigeois, Réalmontais, Castrais et Revélois. Des groupes de collines ferment l'horizon à l'Ouest : elles dominent ces dépressions par un talus raide, d'autant plus continu et facile à suivre que l'on va vers le Sud, et s'inclinent lentement et régulièrement, comme nous venons de le préciser, en direction du Toulousain. L'origine d'un tel relief -dépressions périphériques et collines dissymétriques- n'est pas difficile à expliquer : il résulte du travail de l'érosion différentielle dans des matériaux de cohérence diverse. Les faciès de bordure, riches en sable, en argile, voire en bloc, n'ont pas été consolidés par les carbonates qui se sont déposés plus loin dans le bassin de sédimentation ; c'est à leurs dépens qu'ont été évidées les zones déprimées, les bancs calcaires de l'aval, inclinés par le soulèvement récent du Massif Central, ayant permis l'évolution en cuesta du talus intermédiaire.

Sur le versant méridional de la Montagne Noire, la topographie offre deux changements : d'une part la bordure sédimentaire se rétrécit à une bande de quelques kilomètres de largeur, en gros le couloir de l'Aude, au Sud duquel la montagne d'Alaric annonce les Pyrénées ; d'autre part, l'organisation simple de la retombée occidentale en trois compartiments , socle-dépression-collines, se complique un peu, en raison de l'implication de couches tertiaires dans le puissant soulèvement qui a affecté le socle. Les calcaires marins de

l'Eocène inférieur arment les plus bas replats de la Montagne Noire et des monts du Minervois ; l'érosion différentielle a eu du mal à s'y exprimer, étant donné le manque d'épaisseur des couches tendres et l'importance du pendage, tant et si bien qu'elle a limité ses effets au modelé dissymétrique des vallons établis sur des contacts de couches. L'importance de ces bas replats dans la compréhension de la morphologie du flanc méridional de la Montagne Noire est extrême, car ils prolongent, avec les mêmes caractéristiques -taille, orientation, tracé-, les replats dont il a déjà été fait mention, ceux qui sont inscrits plus haut sur le versant, dans les terrains métamorphiques ou les épaisses séries sédimentaires des nappes varisques. Dans la mesure où leur origine peut être démontrée, ils témoignent des conditions dans lesquelles la topographie actuelle s'est élaborée. Deux faits sont à leur propos faciles à mettre en évidence.

- La série sédimentaire qui les sous-tend a été biseauté par l'érosion ; elle ne correspond plus que très localement, par suite de retouches récentes, à des plans structuraux.

- Les courts replats, comme les talus qui jalonnent l'aplanissement fondamental, sont très exactement moulés sur une série de paliers et de flexures déformant l'ensemble des couches.

Le rôle de la tectonique est donc dans ce secteur difficile à contester ; il est moins bien établi dans le couloir de l'Aude. Les collines dissymétriques avec un versant raide tourné face à la Montagne Noire, qui dominent les terrasses alluviales de l'Aude et de ses affluents de rive gauche, font penser à des cuestas classiques. Cependant, il n'est pas certain qu'elles répondent toutes à cette définition. De part et d'autre de la Cesse, une tectonique cassante pourrait bien expliquer quelques-unes d'entre elles.

A partir de la Cesse et jusqu'à l'Hérault, le paysage se modifie à nouveau. Si à proximité du littoral, la partie la plus basse poursuit, avec ses buttes armées par des roches plus résistantes et dressées au-dessus de vastes systèmes alluviaux, le relief qui vient d'être décrit sur les rives de l'Aude, un piémont de morphologie complexe s'intercale entre elle et le socle. Ce piémont, large d'une dizaine de kilomètres en Saint-Chinianais, s'amincit progressivement vers l'Est, et disparaît au Nord de Pézenas. Composé de bas plateaux, il représente l'amorce de la situation qui va devenir la règle au-delà de l'Hérault, c'est-à-dire l'existence d'un piédestal en contrebas du Massif Central ; toutefois, en raison de la petite taille des unités du Biterrois, on ne peut pas vraiment comparer les phénomènes.

Je décrirai rapidement, à titre d'exemple de la complexité topographique de ce secteur, la région de St-Chinian. Elle est formée par trois niveaux étagés.

- Le plus haut et le plus vaste d'entre eux débute au pied des monts de Pardailhan, au Nord-Est d'Assignan, vers 300 mètres d'altitude. Il est formé par les plans sommitaux d'une série de collines allongées, séparées les unes des autres par de minces couloirs. Cet ensemble est affecté par une double pente, vers le Sud et surtout vers l'Est où les interfluves dépassent à peine 250 mètres. Sur le plan géologique, il correspond à une structure très tourmentée : chaque colline est un pli faillé, une "écaille", formé aux dépens de couches appartenant au Trias, au Lias, au Crétacé supérieur, ou à l'Eocène. Aucun de ces accidents ne joue de rôle direct dans le relief : ils ont été nivelés par un aplanissement qui a été à son tour gauchi -puisqu'il s'incline dans plusieurs directions-, avant que l'encaissement du réseau hydrographique crée une véritable topographie "appalachienne" par déblaiement des couches tendres affleurant dans les synclinaux ou au cœur des anticlinaux.

- Au Sud-Est, on passe après la large et remarquablement continue dépression de Cébazan, ouverte dans les marnes du Campanien, à un second niveau bien développé autour de Fontcaude, où il se trouve à deux cents mètres d'altitude. Beaucoup plus massif que le précédent, ce niveau est presque horizontal, il recoupe en biseau des structures synclinales faillées qui comprennent une série concordante allant de la base du Maestrichtien à l'Yprésien. Il s'agit donc aussi d'une surface d'érosion sur laquelle apparaît, çà et là, un mince voile de dépôts miocènes.

- Légèrement au-dessous du plateau de Fontcaude, un nouvel ensemble d'interfluves culmine entre 180 et 150 mètres, avec une légère pente en direction de l'Orb. Ce niveau est bien représenté de part et d'autre du fleuve, autour de Causses-et-Veyran, et au Nord de Cazouls-lès-Béziers. Son extension spatiale ne se fait pas, là encore, au hasard ; elle coïncide toujours avec des données structurales. En l'occurrence, la topographie tranche de larges synclinaux bourrés de dépôts éocènes et, en rive droite de l'Orb, un anticlinorium où affleurent des sédiments jurassiques et liasiens dérangés par une multitude de petites failles et des venues diapiriques de Trias gypseux. Détail important, on retrouve des restes de molasses miocènes au Sud de l'Orb, en surface de ce bas niveau.

- Un dernier compartiment s'amorce au-dessous de 150 mètres avec l'accident tectonique qui provoque la disparition en profondeur du substratum anténéogène. On ne peut plus parler de "niveau", dans la mesure où il n'y a plus ni plateau ni collines. Il s'agit d'une succession de longs glacis concaves, s'appuyant sur le haut du talus lié à l'accident limitrophe de la plaine languedocienne et s'inclinant suivant la direction du drainage.

Un problème essentiel à résoudre serait, bien entendu, de déterminer avec exactitude les relations qu'entretiennent les niveaux du St-Chinianais avec ceux décrits sur la retombée méridionale des monts de Faugères -voir page 145-.

c - DE L'HERAULT A L'ARDECHE :

Cette section, longue de 120 kilomètres et large en moyenne d'une trentaine, marque le retour des grands plateaux. A très petite échelle, elle est simple à décrire en peu de mots : de lourdes étendues planes,

taillées dans les calcaires du Jurassique supérieur ou du Crétacé inférieur et faiblement étagées les unes par rapport aux autres, s'interrompent au-dessus de minces dépressions ou au pied d'étroits reliefs. Dans le détail, l'imbrication de ces différentes unités défie une présentation rapide. Les raisons de ce fait tiennent à la position de carrefour très remarquable dans laquelle se trouve la région : en plus de la direction "varisque", propre à la bordure, les orientations "pyrénéennes" et "alpines" y jouent un rôle important. Le canevas structural permet de diviser l'ensemble en trois parties : de part et d'autre d'un enlèvement central -correspondant aux cours du Vidourle et du Gard, aux fossés qu'ils drainent et aux basses Garrigues qui les entourent avec des altitudes jamais supérieures à 300 mètres-, les plateaux sédimentaires se relèvent dans les Gras de l'Ardèche, au Nord, et les hautes Garrigues de l'Hérault, au Sud.

Ces dernières accompagnent la retombée des Causses, qu'elles débordent cependant vers l'Est. En contrebas de la montagne de la Séranne, qui limite avec netteté le causse du Larzac, l'Hérault a creusé des gorges au milieu de plateaux bosselés. Si le fleuve emprunte bien le plus bas et le plus régulier d'entre eux, le plateau du Causse-de-la-Selle, le moins étonnant n'est pas de voir se diriger à l'inverse de la pente topographique ! Dans cette contrée, le relief est très nettement rythmé : des alignements de dépressions et de hauteurs se succèdent, les secondes se détachant bien des premières dans le paysage par leur couverture forestière. De la même façon que le bassin de Ganges, ouvert au pied de la montagne de la Fage, s'aligne sur le couloir entaillé par les gorges de la Vis, le Taurac prolonge la montagne de la Séranne, tandis que le fossé de Montoulieu continue vers le Nord-Est la zone basse du Causse-de-la-Selle.

Amorcées de la sorte, les alternances d'axes élevés et déprimés se poursuivent jusqu'aux plaines littorales, les unités gagnant en largeur ce qu'elles perdent en altitude. De la montagne de la Célette au Mont Haut, on retrouve une nouvelle série de hauteurs situées entre 400 et 500 mètres. Elles dominent au Sud-Est, depuis Viols-le-Fort jusqu'à Saint-Hippolyte, un chapelet de dépressions dont les pièces maîtresses sont, avec des altitudes ne dépassant pas 200 mètres, les bassins de St-Martin-de-Londres et de Pompignan ; communiquant au pied de l'arête du bois Monnier par l'étroit col de Ferrières-les-Verreries, ils sont séparés par la cuvette perchée du causse de Pompignan.

L'axe suivant est à nouveau en position élevée ; sa particularité est d'être le plus long de tous, et d'être composé d'éléments divers en altitude, en taille et en orientation.

Ce dernier trait est évident à son extrémité occidentale, où il suit sur une vingtaine de kilomètres une direction presque méridienne. Il débute au-dessus de l'étang de Thau, par le bloc dissymétrique du puech Madame, qui atteint déjà 200 mètres. Puis, après le relais de la montagne de la Mourre -300 mètres-, il s'élargit brusquement dans le causse d'Aumelas, plateau lui aussi incliné vers l'Ouest et accidenté par de nombreux petits reliefs.

Avec les hauteurs boisées qui entourent Argelliers, on assiste à un curieux phénomène : d'une part la topographie de détail garde les mêmes caractères, une série de blocs dissymétriques à talus tournés vers l'Est s'allongent suivant des directions Nord-Sud -bois de la Rouvière- à Nord-Nord Ouest - Sud-Sud Est -bois de Asse- et sont séparés par des dépressions en forme d'entonnoir ; d'autre part, la topographie d'ensemble, à savoir l'association des unités précédentes, s'organise du Sud-Ouest au Nord-Est, parallèlement aux axes déjà décrits. Il convient de noter, à ce propos, que les altitudes culminantes des blocs s'abaissent, d'Ouest en Est -367 mètres pour l'Arboussas, 266 mètres au mont Bouras-, en sens inverse de la pente de chaque revers ; un rétrécissement de la largeur des plateaux s'opère en même temps dans cette direction.

Le contraste est brutal avec le relief du Pic Saint-Loup. Il interrompt, du fait de son orientation Ouest-Est, le dispositif qui vient d'être décrit, et correspond à une puissante élévation des altitudes, puisqu'il possède le point culminant des Garrigues du Sud-Ouest -658 mètres- et une crête longue d'environ cinq kilomètres au-dessus de la cote 400. Ses deux flancs ne sont pas symétriques : son versant méridional est escarpé, mais colonisé par la végétation, alors que son flanc nord est formé par une corniche calcaire qui surplombe, à l'Ouest, le bassin de St-Martin-de-Londres et, à l'Est, la combe du Terrieu. De l'autre côté de cette unité se dresse la montagne d'Horthus. En première approximation on pourrait la considérer comme le pendant du Saint-Loup, avec lequel elle formerait un seul anticlinal éventré par l'érosion. En réalité, ce n'est pas le cas ; signe de la complexité structurale extrême de la région, les deux crêts ne sont pas armés par les mêmes calcaires. Le Saint-Loup est taillé dans les calcaires kimméridgiens, l'Horthus dans les calcaires bérriasiens plus récents ; le premier doit être défini comme un crêt de flanc inverse ; le second, dans sa partie sud, comme un simple mais monumental "chevron", la combe du Terrieu étant une combe monoclinale de flanc.

La montagne d'Horthus n'est finalement que l'extrémité orientale du causse de Pompignan, dont la surface se relève fortement en direction de l'Est. Partout de ce côté, les calcaires du causse dominant, par un long talus concave de deux cents mètres de commandement, une succession de dépressions communiquant plus ou moins bien entre elles : celles de Valflaunès, de Lauret et de Claret. Réduit à une simple ligne de crête sur une bonne dizaine de kilomètres, l'axe haut retrouve une certaine épaisseur dans le lourd bombement de la forêt de Coutach, peu avant sa disparition. C'est un ultime bloc dissymétrique organisé en fonction du schéma général : il monte peu à peu vers l'Est, et s'achève par un talus de 300 à 400 mètres de commandement qui sert de rebord occidental à la dépression de Quissac suivie par le Vidourle. On atteint, ici, la limite orientale des hautes Garrigues.

Au Sud-Est de cet axe, on ne rencontre plus de reliefs continus. Seuls deux accidents de terrain notables affectent la campagne montpelliéraine et l'enchevêtrement de basses collines laniérées qui la caractérisent. Ils s'élèvent aux deux bouts de l'espace considéré. Ils ont pour caractères communs une altitude d'environ 300 mètres, une direction voisine d'une ligne N 30 E, et le fait de n'être pas composés d'une seule pièce. Si, au Sud-Ouest, la montagne de la Gardiole est formée par seulement deux buttes, aux sommets plats et aux flancs jalonnés de courts replats, au Nord-Est, la topographie est beaucoup plus complexe : le petit plateau du bois de Paris, dont la surface très heurtée n'est pas sans rappeler celle du causse d'Aumelas, est accompagné par un semis de hauteurs de formes diverses, dominées par le puech de Mourgues et la Suque.

Les considérations précédentes ne concernaient pas, à une exception près -la région du Pic Saint-Loup et de la montagne d'Horthus-, la structure des hautes Garrigues. Le lecteur pourrait s'en étonner dans la mesure où une place lui avait été réservée dans les autres paragraphes. L'explication du fait est simple : la complexité de la structure est telle dans ce secteur qu'un exposé, même sommaire, aurait considérablement alourdi, pour ne pas dire obscurci, la présentation des données topographiques. Elle aurait été, par ailleurs, en partie inutile, car les grandes lignes du relief sont loin d'être concernées par tous les détails.

Les hautes Garrigues de l'Hérault et du Vidourle voient affleurer des sédiments secondaires, du Jurassique et du Crétacé inférieur, parmi lesquels les calcaires dominent. L'espace qu'elles occupent a été affecté dès la fin du Crétacé et au Paléogène par une phase tectonique plissante et/ou cassante d'une ampleur considérable. Les synclinaux et les fossés, où des matériaux de cet âge se sont accumulés, en témoignent. Ils sont de plus en plus nombreux et larges en allant vers le Sud. Ils forment ainsi, au Nord de Montpellier, une impressionnante série de bassins orientés Nord-Nord Est - Sud-Sud Ouest, tous réunis par leur extrémité méridionale en une longue écharpe dirigée Ouest-Sud Ouest - Est-Nord Est.

Il est clair cependant que quelques-unes de ces structures ne jouent plus aucun rôle dans le relief. C'est le cas, par exemple, de l'"anticlinal de Montpellier". Au Nord-Est de la ville, il est aujourd'hui dominé par le rebord sud de la grande structure synclinale paléogène qui a été évoquée. C'est aussi en partie le cas de l'"anticlinal de Cazevieille", dont le Pic Saint-Loup représente le flanc inverse. Haché par les failles, le cœur du pli a été nivelé, et il est évident à bien considérer les volumes actuels qu'ils n'ont plus qu'un lointain rapport avec les reliefs structuraux primitifs.

On peut même aller plus loin, et reconnaître une certaine disharmonie entre les déformations paléogènes et celles qui commandent aujourd'hui la distribution du relief ; ce qui amène à envisager l'existence d'une phase tectonique postérieure à celle qui s'est produite au début du Tertiaire. Il est facile de multiplier les observations allant dans ce sens. Plusieurs blocs dissymétriques de la région d'Argelliers -Arboussas, bois de la Rouvière- sont armés par des calcaires lutétiens, déposés à l'origine dans des fossés ; or ils se trouvent aujourd'hui au-dessus des hauteurs orientales du secteur -bois de Asse, mont Bouras- établies dans le Jurassique. Les uns et les autres, ont été visiblement biseautés par l'érosion, avant d'être à nouveau dérangés par la tectonique. En l'occurrence, ils ont été basculés d'Ouest en Est, en sens contraire du mouvement paléogène ayant affecté chaque fossé dont les couches les plus récentes sont toujours à l'Ouest. L'exemple le plus spectaculaire d'inversion des pentes d'une période à l'autre reste, bien entendu, l'affaissement de la région littorale : l'"anticlinal de la Gardiole" voit affleurer les couches jurassiques les plus anciennes, pourtant c'est lui qui est aujourd'hui le plus bas dans la topographie.

On retrouve donc des circonstances désormais connues, puisque déjà rencontrées un peu partout dans le Massif Central ou sur ses bordures : des phases tectoniques de puissance et de modalité différentes ont eu des conséquences opposées sur le relief : la première, malgré sa vigueur, a vu la plupart de ses effets pratiquement "gommés" par l'érosion, tandis que la seconde, délicate à situer dans les temps géologiques, est responsable d'une partie des actuelles variations d'altitude.

Le principal problème concerne, là comme ailleurs, la part prise éventuellement par l'érosion dans l'apparition des formes. Plusieurs dépressions et les talus qui les bordent, sont dus à l'érosion différentielle : les couloirs en forme d'entonnoir séparant les hauteurs d'Argelliers ont ainsi été ouverts dans les couches argilo-sableuses du Lutétien et du Stampien. Le bassin de S^t-Martin-de-Londres a été déblayé de la partie supérieure de l'accumulation paléogène ; il n'est pas possible, toutefois, d'attribuer à l'érosion tout le creux topographique auquel il correspond.

Finalement, le débat le plus intéressant ne concerne pas l'érosion différentielle dont le travail est manifeste ; il porte plutôt sur le rôle qu'ont pu jouer des niveaux d'érosion dans la genèse des plateaux étagés ou des replats jalonnant les flancs des grands accidents de terrain.

De la même façon que les reliefs l'emportent dans les hautes Garrigues, ce sont les dépressions qui occupent une place prépondérante dans l'ensemblement central. Les fossés d'Alès et de Sommières, réunis par les couloirs du Gard et du Vidourle, aèrent la topographie, malgré la fréquence des collines, voire des buttes qui les encomrent, comme à l'Est de Quissac ou autour de Vézénobres. Seules deux régions méritent ici réellement l'appellation de "reliefs" : le mince et long éperon du bois de Lens qui, avec sa direction N 30 E, paraît constituer un écho à la montagne de la Gardiole ou au bois de Paris, et surtout le vaste bombement de la Garrigue nîmoise.

Le premier est constitué par d'étroits niveaux étagés, situés de part et d'autre d'une ligne de crête qui se tient avec une grande constance entre 275 et 280 mètres. Deux replats sont visibles sur la retombée occidentale : l'un vers 250 mètres, l'autre, plus irrégulier, vers 200 mètres. Ce dernier fait pendant à un large replat oriental situé aussi à 200 mètres d'altitude, mais avec une grande régularité. Le bois de Lens se présente structuralement comme un crêt : il est armé par les calcaires du Crétacé inférieur qui plongent vers l'Est, en limite orientale de l'"anticlinal de Lédignan", dont le coeur marneux, depuis longtemps débarrassé de sa couverture calcaire, est aujourd'hui excavé par l'érosion. S'appuyant respectivement sur les calcaires à faciès urgonien du Barrémien et sur les différents calcaires de l'Hauterivien, la crête sommitale et les replats occidentaux constituent autant de niveaux substructuraux ; ils s'opposent au replat oriental, dont la surface tranche les calcaires urgoniens et la série éocène. Le relief du bois de Lens pose donc le problème des rapports entre le fragment d'aplanissement oriental et les formes dues à la lithologie qui le domine ; s'agit-il d'un très vieux relief résiduel qui se serait maintenu au-dessus d'une surface d'érosion, ou bien l'aplanissement conservé à l'Est a-t-il été déformé à l'Ouest par la tectonique avant d'être détruit par l'érosion différentielle ?

Sur ce point le témoignage de la Garrigue nîmoise est, sinon déterminant, du moins précieux. Le terme de "bombement" pour désigner le relief qu'elle dessine est justifié, dans la mesure où, sauf au Sud-Est du côté de la "Costière", et au Sud-Ouest, en limite de la dépression de Vaunage qui l'éventre, elle ne se termine pas par des talus. Ses altitudes s'abaissent en direction du Nord-Ouest et du Sud-Est à partir d'un axe central culminant à un peu plus de 200 mètres d'altitude, mais le bombement est dissymétrique : le versant NW s'incline lentement et régulièrement, au contraire le versant SE s'affaisse, brutalement et par courts paliers établis entre 190 et 80 mètres, sur la "Costière".

La Garrigue nîmoise correspond à un vaste anticlinorium dont les replis, souvent faillés, sont orientés Ouest-Est. Cet anticlinorium a, comme les autres structures régionales, connu une longue évolution. Il s'est créé très tôt dans le cadre des premiers mouvements pyrénéens à la charnière entre le Secondaire et le Tertiaire. Son élévation d'axe vers le Sud, selon la disposition déjà reconnue dans la région de Montpellier, montre qu'il s'est formé à une époque où la pente topographique régionale était l'inverse de l'actuelle. D'autre part, la présence des couches rutilantes de l'Eocène inférieur sur les marnes du Valanginien, à l'Est de Sommières, et sur les calcaires du Barrémien supérieur, au Nord-Est de Saint-Mamert, prouve que non seulement le plissement, mais encore le nivellement par l'érosion de l'anticlinorium, étaient achevés très tôt dans le Paléogène. La plupart des limites de l'anticlinorium sont, en revanche, héritées de phases tectoniques postérieures. La forme prise par la retombée nord-ouest résulte de l'épisode qui a vu se créer le fossé de St-Mamert, dont le gros du remplissage date de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène ; quant au talus en bordure de la "Costière", il doit son existence au grand accident de Nîmes qui a fonctionné pendant tout le Néogène.

Les problèmes morphologiques posés par la Garrigue nîmoise sont, en apparence au moins, plus simples que ceux du bois de Lens. Parce que les parties les plus hautes du bombement ont pu participer au même aplanissement que le replat reconnu à l'Est du bois de Lens ou le sommet des collines du fossé de St-Mamert, les unes et les autres étant situées vers 200 mètres d'altitude, on doit envisager une exhumation par l'érosion différentielle de la carapace de calcaires crétacés à la suite d'un déblaiement de couches tertiaires peu cohérentes. Le tracé du Gard, qui recoupe la terminaison septentrionale de l'anticlinorium, s'expliquerait alors par surimposition. Une telle solution, très vraisemblable pour la région de St-Mamert, n'est cependant pas la seule. On pourrait aussi supposer que le plongement actuel des couches secondaires sous le Tertiaire est dû, en partie, à des mouvements du sol postérieurs au Paléogène, comme c'est à coup sûr le cas du côté de la "Costière". Les déformations, qui affectent les terrains miocènes dans tous les bassins au Nord de la Garrigue nîmoise, tendent à en accréditer l'hypothèse.

Les remarques qui viennent d'être formulées sont capitales pour bien cerner les questions auxquelles le géomorphologue doit répondre à propos des bassins qui s'ouvrent dans l'ensellement central : sont-ils entièrement dus à l'érosion différentielle ou les structures en creux auxquelles ils correspondent ont-elles joué postérieurement à l'Oligocène, principale époque de leur mise en place ? La présence de deux grandes artères du réseau hydrographique, le Gard et le Vidourle, dans l'axe des deux fossés parallèles à la pente, à l'écart des anticlinaux de Lédignan-bois de Lens et de la Garrigue nîmoise, permet d'entrevoir une solution en faveur de laquelle on rencontre ailleurs d'autres arguments.

Au Nord de l'ensellement du Gard, de vastes plateaux sédimentaires s'interposent entre le Massif Central et les plaines du Rhône. Bien que n'étant pas privée d'accidents topographiques en bosse ou en creux, cette région est plus régulière que celles qui viennent d'être décrites. Elle se distingue aussi par l'influence de plus en plus grande prise par les directions méridiennes ; on passe ainsi, peu à peu, aux aspects caractéristiques de la bordure rhodanienne du Nord-Est -voir chapitre précédent-. En fait ce sont les mêmes plateaux qui s'achèvent à la confluence de l'Ouvèze et du Rhône, et, sans l'énorme masse du Coiron, les alentours de Privas et de Chomérac devraient être étudiés maintenant.

Le principal problème de délimitation du secteur ne se pose pas à l'Est, où les plaines du Bas-Rhône sont toujours dominées par des talus de tracé souvent hésitant, mais de fort commandement ; il se pose, à l'Ouest, du côté du Massif Central. Nous avons vu en effet qu'un certain nombre d'assises sédimentaires étaient engagées dans les basses Cévennes. Ceci a pour conséquence de rendre parfois incertaine la séparation entre les deux ensembles : par bien des aspects, le plateau massif qui domine Lablachère pourrait faire l'objet d'une

analyse dans le cadre des bordures, surtout si l'on considère les différences morphologiques qui l'opposent aux serres cévenols classiques. Pourtant, un caractère topographique important justifie à lui seul son rattachement aux basses Cévennes et suffit à le distinguer des plateaux de bordure : sa forte pente. La limite occidentale de la région étudiée ici correspond donc à une rupture de pente au niveau des interfluves : les plateaux des Gras possèdent une déclivité très modérée. Toutefois, comme nous l'avons vu, ce critère de distinction n'est pas le seul : en dehors de la section comprise entre le Chassezac et la Cèze, une dépression vient séparer les plateaux fortement inclinés de ceux qui ne le sont pas.

Au Nord du Chassezac, cette dépression débute par un étroit sillon qui s'élargit brusquement dans la région d'Aubenas. Elle est ouverte dans les terrains marneux du Lias supérieur ou du Jurassique inférieur. Les marnes affleurent immédiatement à l'Est d'une série de failles accompagnées de fortes flexures, qui marquent aussi l'endroit à partir duquel les pentes topographiques changent de valeur.

Au Sud de la Cèze, les basses Cévennes et la Garrigue de Lussan sont beaucoup plus nettement séparées : entre elles s'interpose le fossé d'Alès. Là encore les collines escarpées des basses Cévennes sont armées par des couches sédimentaires ; on y retrouve même des terrains semblables à ceux qui forment la Garrigue de Lussan, mais ils sont, sur ce côté du fossé, beaucoup plus dérangés par la tectonique.

Long de 50 kilomètres, large de 5, le fossé d'Alès appartient pour son tiers méridional à l'ensellement du Gard, et pour ses deux tiers septentrionaux à la région étudiée ici. Si l'on considère que les basses Cévennes se situent entre 350 et 550 mètres et la Garrigue de Lussan vers 300-350 mètres à son extrémité occidentale, le fossé d'Alès, qui ne possède pas de points cotés au-dessus de 260 mètres, représente une indiscutable zone déprimée ; celle-ci ressort d'autant mieux, qu'elle est encadrée par quelques hauts reliefs -revers du Guidon du Bouquet au Sud-Est, versant abrupt de la montagne de Cruzière-, et que son altitude moyenne ne dépasse pas 150 mètres. Comme c'est le cas pour la plupart des limagnes, son fond n'est pas plat. Il est accidenté, à l'Est d'Alès, par un groupe de collines dont seules les plus hautes, entre 240 et 260 mètres, ont un sommet plat. Toutes correspondent à des panneaux de calcaires urgoniens isolés au milieu des terrains paléogènes. D'autres hauteurs se présentent au Nord de Salindres, toujours avec une altitude culminante de 260 mètres. Leur situation est particulière, puisqu'elles sont soudées à la limite occidentale du fossé, formée à cet endroit par une mince échine dominant d'un côté le fossé d'Alès et, de l'autre, le couloir suivi par la route départementale de St-Ambroix à Alès. La structure explique cette topographie : les couches sédimentaires crétacées sont vigoureusement redressées : le couloir s'inscrit dans les marnes du Valanginien ; l'échine est armée par les calcaires de l'Hauterivien et du Barrémien, elle constitue un véritable *hog's back*, dont le sommet remonte vers 300 mètres, si l'on ne tient pas compte du rocher du Castelas -397 mètres- qui s'élève, remarquons-le au passage, exactement dans l'axe de la montagne de Rouvergue, l'un des plus hauts serres sous-cévenols. Au Nord du rocher et jusqu'à St-Ambroix, précisément dans le secteur des collines, les calcaires n'affleurent plus sur le haut de l'échine, qui n'a pourtant pas perdu d'altitude ; ce sont des terrains oligocènes qui sont présents, avec un faciès conglomératique caractéristique. En direction du fossé, on voit la surface des conglomérats, disséquée par de larges vallons, s'abaisser au niveau des interfluves d'une quarantaine de mètres avant de se stabiliser vers 260 mètres. Ce n'est qu'un peu plus loin, à l'intérieur du fossé, qu'une diminution de l'altitude des interfluves intervient ; celle-ci coïncide avec un amenuisement de la granulométrie des conglomérats. Les conséquences à tirer de ces données sont claires : il est difficile d'admettre que la correspondance dans l'altitude de collines au substratum varié puisse être le fait du hasard. Joint à d'autres observations réalisées sur la bordure orientale, où l'on retrouve aussi un plan d'érosion tranchant entre 250 et 280 mètres plusieurs couches différentes, un tel constat conduit à reconnaître dans la topographie en creux du fossé d'Alès deux raisons : d'une part, l'érosion différentielle qui est responsable, entre le Gardon et la Cèze, de l'ensemble du relief inférieur à 260 mètres, d'autre part, la tectonique qui a déprimé un plan d'érosion réunissant roches secondaires et tertiaires de 100 à 300 mètres par rapport aux basses Cévennes et d'environ la moitié moins par rapport à la Garrigue de Lussan.

La dépression d'Alès correspond à une structure en creux. Nous avons vu, cependant, qu'elle est entourée de reliefs qui se prolongent plus au Nord, et avec lesquels on doit l'associer dans une présentation régionale, car les uns et les autres possèdent des caractères semblables : une orientation sud-ouest - nord-est, une dissymétrie accusée entre les flancs de chaque structure.

Le Guidon du Bouquet -629 mètres- est le moins long de ces reliefs mais aussi l'un des plus hauts. On peut le définir comme un crêt taillé dans les calcaires urgoniens. Il correspond au quart sud-ouest d'un vaste dôme anticlinal au centre duquel affleure aujourd'hui le Valanginien -trois kilomètres à l'Ouest de Lussan-. Tout à fait comme pour le Pic Saint-Loup, il existe une distorsion entre le nivellement presque parfait de cette structure sur les trois quarts de son étendue, et la position dominante actuelle du Guidon du Bouquet. Pour mieux comprendre ce paradoxe, il n'est pas inutile de préciser qu'un champ de faille est établi au pied du versant aujourd'hui redressé.

La terminaison septentrionale du fossé d'Alès et la dépression de Vallon-Pont-d'Arc qui lui succède, en rive gauche de l'Ardèche, sont dominées, à l'Ouest, par une série de reliefs discontinus allant de la montagne d'Uzège -451 mètres- au Serre de Rimbaud -381 mètres-, en passant par la montagne de la Serre -412 mètres-, le puy Lacher -473 mètres-, la montagne de Cruzière -542 mètres-, tous trois formant les points les plus élevés d'un même alignement, et de l'autre côté de l'Ardèche, le sommet de Sigaud -328 mètres- et le "Grand Travers" -337 mètres-. Sauf à l'extrême Nord -"Grand Travers", Serre de Rimbaud-, où ils sont constitués par des calcaires hauteriviens ployés en un anticlinal à flanc double déjeté vers l'Ouest, les autres reliefs présentent une

structure comparable à celle du Guidon du Bouquet : ce sont les flancs normaux de plis faillés s'élevant vers l'Est ; ils s'appuient cependant sur des roches résistantes diverses : calcaires du Jurassique supérieur, de l'Hauterivien et du Barrémien.

A l'Est, c'est avec une énergie beaucoup plus forte que les couches se redressent pour former un relief. Timidement amorcé au Sud de l'Ardèche, dans le bois de Saleyron, le phénomène prend toute son ampleur en rive gauche, avec le Serre de Piapala -433 mètres-, le Serre du Barrès -667 mètres- et la Dent de Rez -719 mètres-. Les données topographiques et structurales sont à nouveau ici très proches de celles observées au Guidon du Bouquet. Les points hauts coïncident avec un crêt armé par des calcaires de faciès urgonien ; ils jalonnent le flanc occidental faillé de l'anticlinal de Saint-Remèze, dont toute la partie orientale est encore nivelée par un aplanissement. La seule nuance notable tient aux irrégularités qui accidentent la retombée de la dalle urgonienne sur Vallon-Pont-d'Arc : celle-ci est hachée par des replats liés, sans discussion possible, à des accidents cassants.

Dans le prolongement du bassin d'Alès, les couches secondaires se relèvent avec rapidité, tout en conservant une disposition synclinale parfaitement soulignée par la forme ovale du bassin-versant de l'Ibie. On reconnaît toujours dans ce secteur une dissymétrie ouest-est. Le versant oriental du synclinal, porte lentement et régulièrement les calcaires de l'Hauterivien supérieur au-dessus de la dépression de Valvignières, taillée dans les marnes de l'Hauterivien inférieur sur l'emplacement de l'axe anticlinal. Le long talus de la montagne de Berg est donc un crêt de val perché, puisque le fond du "val" de l'Ibie est à 350 mètres d'altitude, tandis que la "combe" de Valvignières se tient vers 200 mètres. Du côté du Massif Central, le mouvement des couches est plus rapide mais aussi moins ample. Dans un premier temps, le synclinal est bordé par la suite de l'anticlinal déjeté du "Grand Travers" qui, affecté par des failles, tend à s'estomper vers le Nord, puis à disparaître ; l'ensemble des couches remonte alors en direction du socle et des Cévennes, de façon presque monoclinale. En dépit du manque de dissymétrie entre ses versants, la montagne du Terme Noir, au-dessus de l'Auzon et du village de S^t-Germain, doit être considérée comme le pendant de la montagne de Berg. Sa forme plus hésitante est due à la facilité du travail de l'érosion dans les couches de l'Hauterivien, rendues moins résistantes par la multiplication des niveaux marneux à l'approche de la zone de sédimentation littorale et par un pendage plus faible. L'identité des données structurales et topographiques, tout autour du val de l'Ibie et des crêts externes qui l'entourent, est d'ailleurs démontrée par la poursuite, au pied des reliefs, de la dépression ouverte dans les marnes de l'Hauterivien inférieur. Le petit col de S^t-Jean-le-Centenier, qui réunit par leur extrémité septentrionale la dépression de Valvignières à celle drainée successivement par la Claduèche et l'Auzon, atteint 310 mètres, soit une altitude inférieure aux points cotés relevés sur les interfluves qui dominent les gorges de l'Ibie, et dont la valeur -350 mètres- a déjà été donnée.

Les plateaux de l'Ardèche et de la Cèze sont coupés en deux secteurs de taille inégale par la ligne d'accidents topographiques qui vient d'être décrite. Entre les basses Cévennes et la zone heurtée intermédiaire, s'allonge le mince ruban des Gras jurassiques ; au-delà de l'alignement, on a affaire aux horizons plus larges des Gras crétacés. Les uns et les autres se distinguent par la massivité exceptionnelle de leurs interfluves. On se trouve en présence de vastes surfaces planes ou modérément inclinées. Toutefois, même si l'on ne prend pas en considération les nombreuses et parfois spectaculaires irrégularités du modelé karstique, il serait faux de dire que l'on n'y rencontre pas d'importants accidents topographiques.

Ils sont moins nombreux dans les Gras jurassiques, peu étendus, il est vrai, puisque leur largeur dépasse rarement cinq kilomètres, alors qu'ils s'allongent sur une quarantaine de kilomètres. Presque partout situés entre 250 mètres et 260 mètres d'altitude, affectés d'une très légère pente vers le Sud-Est, ils sont jalonnés par deux formes remarquables.

- Au Nord, au-dessus de l'étroite dépression marneuse qui les sépare des basses Cévennes, ils se terminent par une série de minces buttes, dont le commandement par rapport à leur surface est d'environ soixante mètres. C'est un peu la répétition du phénomène observé en limite septentrionale du causse de Blandas -voir page 146- : là aussi, il y a correspondance entre les reliefs et de fortes flexures qui relèvent les couches jurassiques. Il est à remarquer, enfin, que la présence des buttes coïncide avec une lente, puis de plus en plus rapide ascension de la surface des Gras en direction du Coiron et du col de l'Escrinet ; cette remontée est symétrique de celle observée dans le bassin de l'Ouvèze.

- Au Sud, deux larges dépressions, celles de Beaulieu et de S^t-André-de-Cruzières, interrompent le plateau. Toutes deux correspondent à des creux structuraux où ont été conservés des terrains du Crétacé inférieur. Parce qu'elles sont encore tapissées par des marnes appartenant à l'épaisse série du Valanginien, on serait tenté d'admettre que leur position déprimée est tout entière due à l'érosion différentielle. La présence en rive droite du Chassezac, dans la dépression de Beaulieu, d'alluvions siliceuses du type de celles qui jalonnent habituellement la surface des plateaux calcaires, contraint cependant à la prudence.

Les irrégularités du relief sont plus nombreuses dans les "Gras" crétacés, mais elles s'organisent exactement comme dans les Gras jurassiques : des creux les parsèment au Sud, tandis que des bosses les accidentent au Nord.

- La continuité des plateaux crétacés est troublée, à leur extrémité méridionale, par l'apparition de bassins -Connaux, S^t-Laurent-la-Vernède, Uzès- dont la forme ovale presque parfaite indique sans ambiguïté les rapports qu'ils entretiennent avec une tectonique plissée, orientée suivant la latitude. Et si quelques petites dépressions, comme celle de Bagnols-sur-Cèze, montrent, avec leur

direction méridienne, la situation de cette région à un carrefour structural, le problème morphologique majeur posé par ces accidents demeure celui de la part respective de la tectonique et de l'érosion différentielle dans leur genèse. Malheureusement, la présence en leur sein de matériaux détritiques peu résistants, appartenant à toutes les générations du Tertiaire, y compris au Pliocène, ne facilite pas la résolution du problème, car elle laisse le champ libre à n'importe quelle solution.

- Au Nord, les lourds plateaux qui entourent les gorges de l'Ardèche, sont formés par une série de blocs dissymétriques. Ainsi le bloc du bois du Laoul s'achève, au Sud et à l'Est, par un talus dont le commandement varie entre 80 mètres, au-dessus de Bidon, et plus de 200 mètres, au-dessus de Bourg-Saint-Andéol, alors qu'il s'incline au Nord-Ouest jusqu'au pied de la Dent-de-Rez. Le compartiment du bois de Ronze lui succède. Entaillé par l'Ardèche, il offre une disposition semblable : il s'élève peu à peu vers le Sud, où il domine par un talus haut d'une bonne centaine de mètres la région de l'Aven d'Ornac ; à l'Est, il s'abaisse en revanche en paliers sur la confluence Ardèche-Rhône. Sauf autour de St-Remèze, les interfluves de ce secteur voient affleurer les couches du Barrémien et du Bédoulien, sous le faciès caractéristique des calcaires blancs urgoniens. Ces terrains dépassant trois cents mètres de puissance, on pourrait ne pas s'étonner de la présence dans un même faciès de dénivellations topographiques qui atteignent, quant à elles, seulement 200 mètres ; ce serait ne pas tenir compte, d'une part, de la nature très homogène de ces calcaires, incompatible avec toute intervention de l'érosion différentielle, d'autre part, de la présence certaine d'une surface d'érosion tranchant ces niveaux, puisque entre St-Remèze et la basse Ardèche, sur moins de dix kilomètres de distance, la topographie recoupe de bas en haut l'Urgonien. On est, de ce fait, amené une fois de plus à expliquer le relief à partir de mouvements tectoniques déformant un aplanissement régional. L'absence de grandes failles et la morphologie des talus plaident en faveur de l'existence de violentes flexures.

Si l'on considère les Gras jurassiques et crétacés, en faisant abstraction des obstacles qui les séparent, un caractère topographique ne peut manquer de retenir l'attention : malgré leur situation interne, les Gras jurassiques ont une altitude inférieure -260 mètres- à celle des Gras crétacés -300 à 400 mètres-. En raison de la position en amont des Gras jurassiques, il est bien entendu impossible de mettre ce phénomène sur le compte d'une vague d'érosion nivelant les terrains sur le niveau de base actuel. Deux hypothèses, toujours les mêmes, restent en concurrence : la tectonique et l'érosion différentielle. En passant en revue les interprétations géomorphologiques qui ont été proposées, nous allons voir que c'est surtout cette dernière, sous forme d'érosion karstique, qui a recueilli le plus souvent l'adhésion des chercheurs.

* * *

- B -

LES INTERPRETATIONS

* * *

Le Sud du Massif Central et ses bordures sédimentaires ont fait l'objet de recherches très dispersées dans l'espace et dans le temps. Ceci explique en partie les importantes divergences que l'on peut noter entre les diverses interprétations qui ont tour à tour été proposées.

Les bordures sédimentaires ont plus attiré l'attention des géomorphologues que l'intérieur du Massif. Ainsi, tandis que les plateaux languedociens étaient étudiés à plusieurs reprises pour certaines de leurs régions ou pour certains thèmes, les Cévennes restaient à l'écart des recherches.

Une fois de plus, le travail de Henri BAULIG constituera, dans cette revue des interprétations, la première des références par l'antériorité, mais aussi, serait-on tenté de dire, par l'importance. Aucun autre auteur après lui n'a entrepris une analyse à l'échelle de l'ensemble de la région. Il faut d'ailleurs remarquer au passage, que le Sud est la seule des trois grandes parties du découpage choisi ici, qu'il ait étudiée de façon exhaustive. En effet, si H. BAULIG ne s'est pas intéressé aux bordures du Limousin, et s'il a "amputé" le Centre-Est de toute son extrémité septentrionale des monts de la Madeleine au Morvan, il a analysé le Sud dans son intégralité, réservant même une attention toute particulière à sa bordure sédimentaire orientale, sujet de la plus longue partie de tout l'ouvrage.

1 - HENRI BAULIG [1928] :

C'est à travers les pages qu'il a consacrées au Sud du Massif, que l'on cerne le mieux les principales idées de H. BAULIG sur l'évolution du "Plateau central". Il est aisé d'en mettre trois en avant.

- La formidable puissance morphogénétique de l'érosion serait responsable des grands traits du relief, la structure intervenant uniquement pour guider son travail.

- Le caractère différentiel de l'érosion, capable de réaliser des cycles d'aplanissement beaucoup plus vite dans les terrains sédimentaires que dans le socle, expliquerait l'âge toujours très récent des surfaces établies sur les premiers.

- Les mouvements du sol se seraient surtout produits à l'occasion de deux phases plus ou moins courtes et violentes : l'une à la charnière du Secondaire et du Tertiaire -il parle de "mouvements pyrénéens"-, et l'autre à la fin du Paléogène, à l'Aquitainien pour être précis -il parle de "mouvements alpins"-. Après cette phase, les déformations cassantes auraient cessé, sauf "sur le pourtour de la Méditerranée".

H. BAULIG n'a pas reconnu l'individualité de l'espace évoqué dans ce chapitre. Il a réparti l'étude des régions méridionales à travers trois parties différentes. Deux leur sont entièrement consacrées : d'une part celle traitant des massifs cristallins orientaux -du Lozère au Lingas-, des Causses et des Ségalas, d'autre part, celle décrivant la bordure sédimentaire méditerranéenne. Une troisième partie le concerne seulement d'une manière partielle, puisque les Cévennes schisteuses ont été jointes au talus oriental. Bien qu'un tel découpage gêne un peu le lecteur désirant avoir une vision globale, il est possible de retrouver à travers le texte de H. BAULIG un certain nombre d'événements majeurs, communs à tous les secteurs méridionaux.

- Après une histoire primaire très complexe, ayant vu aussi bien la constitution des curieuses nappes de charriages sédimentaires de la Montagne Noire que la formation de vastes bassins permien, la partie méridionale du Massif Central aurait été pénéplanée et se serait fondue dans l'immense surface post-hercynienne.

- Au Secondaire, l'originalité de la contrée se serait affirmée par rapport au reste du Massif, avec une nette tendance à l'immersion face aux transgressions marines, de vigoureux mouvements négatifs du sous-sol expliquant, par ailleurs, l'ampleur de la sédimentation sur l'emplacement des Causses.

- Au Tertiaire, le Sud aurait tout d'abord vu se façonner, à la suite des mouvements pyrénéens, la "surface éogène". A ce propos, H. BAULIG a apporté, dans le cadre des pages qu'il a consacrées à la Montagne Noire, de très intéressantes et importantes précisions. Considérant le versant méridional de ce relief, il a écrit : "la surface nivelée des terrains anciens plonge sous des sédiments qui appartiennent à la base de l'Eocène et même au sommet du Crétacé. Il existe donc là un témoin d'une surface antérieure à la surface éogène, ou plutôt à un état ancien de cette surface" [pp. 295-296], ajoutant

plus loin [pp. 299-300] qu'elle aurait continué "d'évoluer par reprise et retouches multiples au gré des mouvements lents du sol... jusqu'à ce que les grandes dislocations aquitaniennes en rajeunissant le relief, vinssent inaugurer une phase d'érosion nouvelle". En proposant ce type d'évolution, H. BAULIG a introduit, sans lui donner sans doute toute la place qu'elle méritait puisqu'elle sera ignorée par ses contemporains avant d'être en quelque sorte redécouverte par C. KLEIN, trente ans plus tard, la notion d'évolution acyclique. C'est en effet dans ces pages, que l'auteur du "Plateau Central" oppose avec le plus de netteté deux types de morphogenèse : l'une, provoquée par des mouvements lents et contrôlée par l'érosion, qui serait parvenue à maintenir une topographie d'aplanissement à la suite de regradations successives, l'autre, provoquée par des mouvements plus amples ou plus rapides du sol ou du niveau de base marin, qui aurait été seule susceptible d'engendrer les reprises d'érosion polycycliques.

H. BAULIG a reconnu la "surface éogène" un peu partout en terrain cristallin. Si dans de nombreux secteurs son rôle géomorphologique serait très difficile à distinguer de celui de la surface post-hercynienne qu'elle aurait réaménagée, on la retrouverait, bien individualisée, sur les parties les plus hautes des reliefs cristallins, où elle aurait été protégée par la résistance du substratum à l'érosion néogène. Ainsi le sommet du Lozère, celui de l'Aigoual, tout comme les hauts plateaux des Ségalas lui appartiendraient. Il n'existerait à cette règle qu'une seule exception : les monts de Lacaune formeraient, à l'image de la "Montagne" limousine, un monadnock épargné par elle.

La position actuelle de la "surface éogène" résulterait de fortes déformations cassantes qui ont été situées à l'Aquitaniens par H. BAULIG. Il est nécessaire d'insister sur ce point capital de son interprétation, car il s'agissait pour lui de déterminer l'âge de la phase initiale de soulèvement du Massif Central au-dessus de ses bordures sédimentaires. Dans la mesure où, à aucun moment de l'analyse des autres régions, il n'avait émis de certitude sur une étape qu'il jugeait simplement antérieure au début des grands épanchements volcaniques ponto-pliocènes, il m'est apparu indispensable de connaître les raisons de cette surprenante et brutale assurance. J'ai recherché avec attention, dans les deux cent cinquante pages consacrées au Sud, le cheminement de sa pensée sur ce sujet. Dans le chapitre sur "les massifs anciens du bord oriental", il a parlé, évoquant d'une façon générale l'évolution de la région, de "dislocations alpines" qui affecteraient la surface éogène. Sans en préciser les raisons, il a suggéré l'hypothèse d'un âge aquitaniens placé entre parenthèses et accompagné d'un point d'interrogation [p. 240]. Quelques pages plus loin, à propos du Lozère, il a, malheureusement en l'absence de toute justification, placé les mouvements responsables des dénivellations de la surface sommitale à l'Aquitaniens [p. 247]. Dans le chapitre sur les Causses, c'est par référence aux "dernières grandes dislocations probablement aquitaniennes" présentes dans les terrains secondaires qu'il a daté du Miocène "la pénéplaine des Causses" "car elle les nivelle" [p. 264]. On constate donc que, paradoxalement, il s'est appuyé sur l'âge supposé de la tectonique pour dater la surface d'érosion des Causses, tout en reculant par rapport à l'opinion précédemment émise, puisqu'il a accompagné ici sa datation d'une légère réserve. Enfin il a admis, dans son chapitre sur les Ségalas, qu'il existait des talus étant "selon toute apparence des restes non oblitérés de failles tertiaires" [p. 282]. Mais malgré "l'amplitude modeste" et "le caractère rectiligne" de ces talus, il a proposé d'y voir les conséquences topographiques d'"une phase tectonique alpine", plaçant l'adjectif aquitaniens à nouveau accompagné d'un point d'interrogation entre parenthèses. On comprendra facilement qu'en fonction de la fraîcheur des talus délimitant par exemple le Lévézou, H. BAULIG ait montré une certaine hésitation à les faire remonter à l'Aquitaniens. Pourtant, en dépit de son retour à un style interrogatif, il a une nouvelle fois désigné la charnière entre le Paléogène et le Néogène, comme principale époque des mouvements différentiels alpins. Un semblable degré de certitude joint à une aussi grande précision -l'Aquitaniens représentant une durée limitée dans l'échelle stratigraphique- nécessitait pour le moins une explication longue et argumentée ; or H. BAULIG n'en a fourni aucune !

En réalité, il est patent que si H. BAULIG n'a pas apporté de preuves à ses affirmations c'est parce qu'il n'en possédait pas, sinon tout porte à croire que le célèbre géomorphologue n'aurait pas hésité à les citer. Le problème revient, par conséquent, à chercher, non dans la matérialité des faits de terrain mais dans la logique interne de son interprétation, les raisons qui ont conduit H. BAULIG à adopter cette position. Le choix d'un âge aquitaniens s'est imposé naturellement, car il était nécessaire, pour ne pas dire indispensable, à la crédibilité de son schéma de l'évolution néogène...

Persuadé, pour le Sud comme pour les autres parties du Massif Central, de la concordance des profils fluviaux, il a reconstitué de la manière suivante leur évolution après la grande phase de mouvements différentiels qu'il a tout naturellement fait succéder à la période d'aplanissement paléogène.

- Dans un premier temps, au Miocène, l'érosion fluviale aurait travaillé de façon quasi exclusive dans les terrains sédimentaires tendres : ainsi se serait créée la pénéplaine des Causses. Parvenue à l'aval à un aplanissement, elle serait restée à l'amont, dans la partie la plus élevée des Causses, à l'état de maturité avancée. L'essentiel de son travail de façonnement se serait placé entre les déformations ayant affecté la "surface éogène" et la période de forte incision ayant précédé l'épanchement des laves pliocènes de l'Escandorgue ; tant et si bien, qu'il est apparu légitime à H. BAULIG de "la ranger dans la série des surfaces d'érosion pontiennes dont elle constitue un des termes les plus anciens" [p. 269].

- Corrélativement à cet épisode d'érosion à l'intérieur du Massif Central, d'importantes accumulations se seraient déposées dans la mer miocène. Contemporaine de déformations tectoniques parfois accusées, mais toujours extérieures au Massif Central -région des synclinaux du Gard inférieur- la sédimentation miocène aurait recouvert "une topographie subaérienne qui après pénéplanation, venait de subir un rajeunissement général avec dégagement des différences structurales" [p. 460]. C'est

sur le plan de la surface d'accumulation, et suivant le rythme de régression de la mer miocène, que le réseau hydrographique du Bas-Languedoc se serait peu à peu réorganisé, suivant une disposition nouvelle, indépendante des déformations héritées des phases tectoniques "pyrénéenne" et "alpine".

- A la limite du Miocène et du Pliocène, un bref et violent épisode de creusement, "jamais égalé à beaucoup près depuis lors" [p. 474], se serait produit par suite d'un abaissement du niveau général des mers d'une formidable ampleur. La régression, qualifiée de "prépliocène", aurait presque immédiatement, à l'échelle des temps géologiques, fait place à un mouvement eustatique positif. La mer pliocène aurait alors recouvert le Languedoc, jusqu'à une "altitude de 280 mètres et probablement même de 380 mètres" [pp. 474 et 486]. Malgré l'absence de traces de rivage ou de dépôts pliocènes à des cotes aussi élevées, H. BAULIG a été amené à admettre le fait pour "des raisons morphologiques". Etant donné qu'il avait reconnu l'existence de niveaux d'érosion étagés, situés respectivement à 380, 280 et 180 mètres, non seulement dans la région languedocienne mais encore "dans des régions diverses et éloignées, méditerranéennes et atlantiques", il en a déduit que seules des variations des rivages marins, par principe universelles, pouvaient en rendre compte. Chacun des niveaux se serait établi sur un plan de stationnement de la mer pliocène, au cours de la régression longue et saccadée qui aurait suivi la transgression initiale. Les plans d'érosion, façonnés très rapidement dans des calcaires pourtant durs, l'auraient été avec le concours de l'érosion karstique, seule capable d'expliquer la perfection des aplanissements [pp. 447-448]. Il lui a enfin paru légitime de dater toute la série des surfaces étagées du Pliocène dans la mesure où elles se plaçaient en contrebas de la surface des Coirons, recouverte par des laves miocènes supérieures, et ceci dans le cadre d'une évolution concordante, en dehors de mouvements tectoniques différentiels notables.

L'abondance des développements consacrés à l'évolution géomorphologique néogène de la bordure languedocienne montre la place essentielle que H. BAULIG entendait donner à cette partie de ses idées. Il y voyait, à n'en pas douter, une confirmation du schéma esquissé dans le socle pour rendre compte de l'évolution du profil en long des rivières, donc la démonstration du rôle fondamental joué par l'eustatisme. Est-il besoin de faire longuement remarquer que, nulle part plus que dans le Sud du Massif Central et à sa périphérie, les théories développées sur ce point par H. BAULIG se sont autant trouvées en porte à faux avec les acquis postérieurs de la géologie ou de la géomorphologie ? On sait ce qu'il advint du fixisme plio-quadernaire, mis à mal dans cette région par G. DENIZOT [1946] et, à partir de là, de la théorie eustatique d'évolution du réseau hydrographique. Il est au demeurant nécessaire de rappeler que H. BAULIG a lui-même bien vu un certain nombre de facteurs propres à remettre en cause les principes de base de sa théorie. Il les a évoqués avec lucidité, et honnêteté... avant d'"oublier" de les prendre en compte dans ses déductions finales. Deux de ces facteurs méritent d'être mentionnés.

- Le premier concerne les mouvements du sol plio-quadernaires. H. BAULIG n'a pas toujours nié l'existence de déformations. Avant de conclure, dans la partie consacrée au Languedoc, à l'existence de plusieurs escaliers de niveaux cycliques péri-méditerranéens -Roussillon, Sahel d'Alger, Cyrénaïque- d'âge pliocène, situés à des altitudes concordantes, preuve de l'intervention de l'eustatisme, il avait admis que "dans les régions méditerranéennes -il cite alors les Alpes, le Roussillon et le Sahel d'Alger- les mouvements du sol ont continué pendant le Pliocène inférieur et même après" [p. 479].

- Le second facteur a trait à l'âge des surfaces d'érosion et à l'intensité de la morphogénèse pliocène. La lecture de plusieurs passages de son texte, notamment celui consacré à la réalisation des niveaux étagés cycliques [pp. 432 à 451], impose l'idée d'une formidable efficacité des vagues d'érosion pliocène, capables d'entailler sur plusieurs dizaines de mètres des terrains aussi résistants que l'Urgonien ou le Tithonique. Il existe cependant un écart sensible entre une telle interprétation et l'opinion exprimée directement par H. BAULIG à propos de la surface de base de la transgression miocène, très proche à l'évidence des interfluves languedociens actuels à en juger par l'abondance des lambeaux miocènes qui les jalonnent. Evoquant les couches de calcaires résistants, il a reconnu la difficulté de dater les interfluves qu'elles sous-tendent en fonction de leur "prédestination à fournir des surfaces fossiles" [p. 461]. "Il se peut, a-t-il ajouté, que leur surface réapparaisse actuellement au jour pour la deuxième ou troisième fois", débarrassée des couvertures meubles -Crétacé inférieur, Oligocène, Miocène- qui avaient pu la fossiliser. H. BAULIG a donc envisagé, naturellement sans se servir du terme qu'utilisera plus tard A. CHOLLEY, le caractère "polygénique" de certaines topographies languedociennes. Or cette remarque m'apparaît incompatible avec les conclusions beaucoup plus tranchées sur l'âge des surfaces auxquelles il a abouti par ailleurs.

Malgré la fermeté de sa pensée et la clarté de son style, le travail de H. BAULIG laisse ainsi apparaître, dans les pages réservées aux régions méridionales, plusieurs contradictions gênantes. Celles-ci s'ajoutent au défaut majeur rencontré ici, comme dans les autres chapitres : le manque de détails ! H. BAULIG avait choisi à l'époque de réaliser une étude à petite échelle ; en fonction de l'énormité de la tâche à accomplir, souvent une oeuvre de pionnier, il lui était vraisemblablement difficile d'opérer d'une autre manière. En tout état de cause, il aurait dû entrevoir les limites imposées à son raisonnement ou à ses conclusions par cet aspect de sa démarche, ce qu'il n'a pas fait. Faute d'avoir réalisé des analyses de détail, il lui était par exemple impossible de cerner avec la précision voulue les relations existant entre deux plans d'érosion étagés, et à plus forte raison de déterminer leur âge. Il était surtout condamné à laisser dans le "flou" des données d'une extrême importance comme l'épaisseur, la nature, l'âge et les modalités de dépôt des couvertures sédimentaires. Le rôle qu'il leur a conféré du début à la fin de sa thèse, chaque fois qu'un problème géomorphologique délicat se posait, apparaît ainsi totalement injustifié.

On ne peut pas entreprendre de réflexion approfondie sur les idées avancées par H. BAULIG, sans s'arrêter sur ce point. Déjà utilisée dans son chapitre sur le Limousin et dans ceux sur le Centre ou l'Est, l'hypothèse d'une couverture sédimentaire permettant de lever les contradictions entre les données de terrain et les solutions en faveur desquelles il s'est déclaré, est devenue omniprésente dans ses raisonnements sur les régions méridionales.

- Il a d'abord supposé, pour ne pas figer depuis le début du Miocène l'évolution géomorphologique des massifs cristallins de la bordure orientale, et notamment du Lozère, le dégagement par les cours d'eau d'une importante tranche de terrains secondaires. Cette érosion aurait été responsable de la lente disparition dans le paysage de la "surface éogène", établie en biseau sur les sédiments, et de l'exhumation sur de vastes secteurs de la "surface post-hercynienne".

- Il a, ensuite, suggéré l'existence d'un épais manteau de matériaux sidérolithiques qui aurait recouvert les Grands Causses [p. 266] et les causses du Quercy [p. 285]. L'élimination par le cycle miocène d'une telle couverture lui a permis de résoudre le problème de la présence des mêmes formations corrélatives sur les topographies des Ségalias cristallines et des causses aquitaines, dénivelées les unes par rapport aux autres et aplanies par l'érosion, d'après lui, à des époques différentes.

- Il a eu, enfin, par trois fois, recours à ce procédé dans le Languedoc où il a pour commencer évoqué l'existence d'une couverture crétacée, dont l'épaisseur aurait atteint l'actuelle cote 600, afin d'envisager la concordance des profils en long du réseau hydrographique cévenol [p. 406] ; puis il a justifié l'inadaptation générale des rivières languedociennes à la structure par leur installation, à la fin du Miocène, sur un remblaiement molassique, avant de lier en partie les dernières étapes de l'évolution morphologique à l'accumulation pliocène et à son élimination.

H. BAULIG a élevé au niveau d'un principe le recours à un facteur géomorphologique dont le rôle doit être considéré comme exceptionnel en dehors des piémonts des grandes chaînes récentes. Il en a fait une sorte de "Deus ex machina" qu'il a utilisé toutes les fois où son analyse l'amenait à envisager, en seconde hypothèse, des mouvements du sol néogènes. C'est le principal moyen par lequel il a pu asseoir ses conceptions fixistes et se persuader de la réalité de sa théorie eustatique.

2 - A. MEYNIER [1931] :

Publiée très peu de temps après celle de H. BAULIG, la thèse de A. MEYNIER, intitulée "A travers le Massif Central : Ségalias, Lévézou, Châtaigneraie", se présente sous la forme d'une étude de géographie régionale classique dans laquelle ont été analysés les caractères du milieu physique comme les aspects humains. Bien que la géomorphologie y ait été seulement matière à un court chapitre, le travail de A. MEYNIER mérite d'être examiné ici car, tout en étant contemporain de celui de H. BAULIG et inspiré par les mêmes théories, il exprime un point de vue sensiblement différent.

A. MEYNIER a reconnu sur son terrain d'étude trois surfaces d'aplanissement. En plus des surfaces post-hercynienne et éogène déjà signalées par H. BAULIG, il a supposé l'existence d'un "niveau intermédiaire" [pp. 26 à 33]. Celui-ci s'est imposé à son attention d'une façon graphique : ayant réalisé une série de coupes géologiques, il lui est apparu que des reliefs établis au-dessus de la surface éogène et en contrebas des plateaux jalonnés par des restes de terrains triasiques ne pouvaient être attribués à aucun des deux niveaux extrêmes ; il a donc estimé logique de les regrouper en un cycle d'érosion intermédiaire. En l'absence de dépôts corrélatifs susceptibles de donner des éléments de datation, A. MEYNIER s'est livré à un raisonnement pour tenter d'en établir l'âge : s'appuyant sur le fait que d'importants mouvements se seraient produits entre l'achèvement de la surface post-hercynienne et l'amorce du "niveau intermédiaire" [p. 31], il a pensé y reconnaître les effets des premières déformations pyrénéennes qui, dès la fin du Secondaire, auraient été très puissantes dans la région. En conséquence le "niveau intermédiaire" a été qualifié de "post-sénonien".

La démarche suivie par A. MEYNIER est très classique. Elle rappellerait un peu, au premier abord, celle employée par A. PERPILLOU en Limousin. Il convient de noter cependant son habileté beaucoup plus grande : A. MEYNIER a basé son analyse du relief non sur une simple lecture des cotes d'altitudes mais sur des relations géométriques dans l'espace. Cette analyse serait convaincante si elle avait été accompagnée de la démonstration de l'existence d'un style tectonique particulier, excluant toute déformation autre que des mouvements à grand rayon de courbure. En dehors d'une telle démonstration, elle a perdu beaucoup de son intérêt.

Ce n'est donc pas par les conclusions auxquelles il est parvenu, conformes dans leurs grandes lignes au schéma polycyclique, que le travail de A. MEYNIER se doit de retenir l'attention ; c'est au contraire par les remarques critiques vis-à-vis de l'interprétation de H. BAULIG qu'il contient.

A. MEYNIER et H. BAULIG n'ont pas conçu de la même façon l'extension de la surface éogène. H. BAULIG voyait dans les "argiles à gravier sidérolithiques" des matériaux tantôt en place -sur roches cristallines-, tantôt remaniés -sur roches sédimentaires- ; il expliquait par des reprises d'érosion dans la masse des dépôts éogènes ou des terrains secondaires, les talus dénivelant le Rouergue et sa bordure. Tel n'a pas été l'avis de A. MEYNIER [pp. 24-25] : pour lui des ondulations et des dislocations auraient affecté la surface éogène et seraient directement responsables des dénivellations actuelles, peu modifiées par l'incision du réseau hydrographique. Ainsi le talus situé sur la faille de Villefranche serait dû à un rejeu "récent" [p. 24], sans plus de

précision sur son âge. On notera au passage que les définitions d'escarpement de faille données par A. MEYNIER à certains talus sont non seulement incompatibles avec tout le schéma évolutif proposé par H. BAULIG, mais encore... avec le sien propre puisqu'elles impliquent un style tectonique cassant à l'opposé de celui exigé par une morphogenèse polycyclique !

A. MEYNIER a exprimé sur l'installation du réseau hydrographique un avis parfois différent de celui de H. BAULIG et l'on est surpris de voir comment il est parvenu à prendre en défaut, sur un sujet dont H. BAULIG s'était fait pourtant une spécialité, un aussi habile théoricien. L'une de ses critiques les plus pertinentes a concerné le phénomène de surimposition générale des rivières sur la couverture sédimentaire qui permettait à H. BAULIG de résoudre le problème de l'inadaptation d'ensemble des cours d'eau à la structure. Analysant, après H. BAULIG [1928, P. 288], le tracé de l'Aveyron le long de la faille de Villefranche-de-Rouergue, il a remarqué qu'il paraissait impossible d'y voir un phénomène de surimposition puisque la rivière décrit un coude pour précisément suivre la faille, avant de conclure avec logique : "l'absence complète d'adaptation souffrirait l'hypothèse de la surimposition, une adaptation partielle ne la supporte pas" [p. 48]. Il a, de cette manière, indiqué plusieurs exemples d'adaptation partielle ou totale du cours des rivières aux accidents structuraux.

D'une façon générale, A. MEYNIER n'a pas cru à la réalité des couvertures sédimentaires auxquelles H. BAULIG a eu systématiquement recours. Il a d'ailleurs observé à propos du Viaur, que si l'on devait prolonger vers l'aval les cycles les plus anciens de son profil en long "c'est 300 ou 400 mètres de couches qu'il faudrait supposer emportées" [p. 42]. Pour être exact, il est nécessaire de préciser qu'il n'a pu se dispenser d'y faire appel qu'au prix d'une énorme "hérésie" : il a, en effet, conservé une explication polycyclique de la région et une évolution concordante des profils en long des rivières [pp. 37 à 41 et tableau 1] tout en croyant à l'âge "assez récent" de l'installation du réseau hydrographique [p. 42] et au rôle joué dans la marche des vagues d'érosion régressives par la présence d'inégalités dans le gauchissement [pp. 43-44] !

Au total, A. MEYNIER a indiscutablement commis de notables erreurs par rapport aux théories admises à l'époque; le schéma qu'il a suggéré ne possède pas de cohésion. Pourtant il constitue, selon moi, un progrès appréciable car toutes les objections qu'il a formulées envers l'interprétation pourtant plus rationnelle de H. BAULIG me semblent recevables. C'est en n'allant pas jusqu'au bout de la logique de ses observations et en restant dans le cadre de l'évolution fixée par H. BAULIG que A. MEYNIER a enfermé ses propres conclusions dans l'illogisme.

La question à laquelle les remarques précédentes conduisent est simple : comment A. MEYNIER, prisonnier des contradictions internes de son raisonnement, est-il, malgré tout, parvenu à prendre en défaut certaines des conclusions de l'auteur du "Plateau Central" ? La réponse à cette question est d'importance ; dans la mesure où elle pourrait éclairer certaines données de base de la problématique géomorphologique, elle mérite qu'on s'y attarde.

Tout en apportant une adhésion trop facile aux idées reçues de son époque, A. MEYNIER a su, selon moi, utiliser ses qualités propres, notamment un indiscutable talent de géographe qui l'a conduit à une réflexion sur la façon d'analyser l'espace. Quelques-unes des pages qu'il a écrites en apportent la démonstration. Bien qu'il ait sacrifié aux méthodes habituelles de la recherche des cycles d'érosion, A. MEYNIER n'a pourtant pas manqué d'en montrer les limites par le biais des échelles d'étude. Opposant la monotonie d'ensemble des Ségalias à leur incroyable complexité de détail, il a écrit à propos de l'approche du terrain à grande échelle "ce qui gêne ce n'est pas l'absence d'éléments d'analyse, c'est au contraire leur surabondance... Le nombre des ruptures de pente, des replats ou des simili-replats, tant au flanc des vallées que sur le versant des éminences, est tel qu'il est impossible, à première vue, de vouloir essayer de les raccorder ou de les classer" [p. 7]. Il a donc conseillé de ne pas se "laisser happer par les détails en perdant de vue l'ensemble" ; mais a-t-il ajouté si le chercheur "se met à négliger le détail pour ne voir que de grands ensembles, il a vite fait d'échafauder de superbes théories morphogénétiques auxquelles on ploiera plus ou moins les faits jusqu'au jour où un détail contradictoire trop frappant les jettera d'un coup par terre" [pp. 7 et 8]. C'est pour ces raisons qu'il a choisi finalement d'opter pour une démarche "vue d'ensemble-hypothèse-observation de détail" qui consiste à mettre à l'épreuve du détail les conceptions élaborées au niveau des grands ensembles [p. 8].

Je situerai personnellement ici la différence fondamentale séparant les travaux de H. BAULIG et de A. MEYNIER. Le premier a tenté une synthèse brillante englobant des observations faites sur un territoire très vaste, mais réalisées à petite échelle et rarement vérifiées sur le plan local ; le second a entrepris une étude régionale beaucoup plus modeste. Pourtant grâce au jeu des échelles "vue d'ensemble-observation de détail", le second a pu mettre en évidence des faits incompatibles avec la synthèse du premier. On doit regretter qu'il n'ait pas su -ou osé ?- en tirer toutes les conséquences.

3 - P. MARRES [1935] :

Je serai beaucoup plus bref sur la thèse complémentaire que P. MARRES a consacrée à l'étude physique des Grands Causses [1935]. Elle forme, avec sa thèse principale qui est une étude humaine du même territoire, un travail très classique de géographie régionale. Basée sur les méthodes employées par toute une génération de géographes, elle n'offre pas, au moins pour le chapitre portant sur le relief [pp. 13 à 94], un intérêt

comparable à celui suscité par les écrits de A. MEYNIER. En effet si l'un et l'autre se sont pour l'essentiel contentés de décrire le relief sans s'appesantir sur les causes de l'évolution géomorphologique, P. MARRES n'a pas, comme A. MEYNIER, réfléchi sur les problèmes liés à cette observation. Un bon tiers de son analyse ne concerne d'ailleurs pas les principales formes, mais simplement le modelé propre aux terrains calcaires. Pour le reste il s'est intéressé aux gorges [pp. 88 à 94], à ce qu'il a appelé les "vallons", qui correspondent aux dépressions taillées le plus souvent en limite des Causses dans les couches marneuses du Lias [pp. 68 à 88], et aux plateaux [pp. 24 à 42]. C'est au sujet de la surface de ceux-ci qu'il a développé les remarques les plus originales. Après avoir rappelé la thèse de H. BAULIG suivant laquelle les interfluves des Causses appartiendraient à un cycle miocène parvenu au stade de pénéplaine au Sud-Ouest et resté à l'état de "relief mûr" au Nord-Est, il a proposé une nouvelle interprétation sans pour autant remettre franchement en cause celle de H. BAULIG.

Il existerait dans les Causses de très nombreuses "surfaces d'érosion tertiaires bien nivelées s'étageant à 1 180-1 200 m, 1 080-1 100 m, 1 020-1 040 m, 920 m, 860-880 m, 820 m, 740-750 m, 700 m et 600 m" [p. 31]. Il a regroupé cette cascade de niveaux en trois ensembles : les hauts niveaux établis à plus de 1 000 mètres, les niveaux moyens entre 800 et 1 000 mètres, et les niveaux inférieurs de 600 à 800 mètres. Il a enfin admis une origine différente selon les niveaux : certains, les plus importants par l'espace occupé, auraient été façonnés par les cours d'eau -1 020-1 040 m, 920 m-, d'autres par l'érosion karstique -en particulier les plus hauts niveaux-, quelques-uns pouvant résulter de déformations ou de gauchissement de niveaux plus anciens [p. 41].

On ne peut manquer de souligner les faiblesses d'une telle interprétation. Elle illustre, par son décalage avec l'opinion de H. BAULIG, le rôle de l'échelle dans l'approche géomorphologique. P. MARRES a voulu prendre en compte un maximum de détails ; du coup il est tombé dans le piège signalé par A. MEYNIER pour des études locales : son schéma est devenu incompatible avec une vision d'ensemble, la seule qui permette d'entrevoir une explication de l'agencement des formes. Celles qu'il a avancées sont contradictoires. Ses surfaces d'érosion sont composées par des mosaïques de plans situés sur le terrain dans des positions variées, là un sommet de butte structurale, là un fond de poljé ou de "vallée aveugle" ; ces plans possèdent entre eux un unique point commun : l'altitude. Avec tous les partisans de la théorie polycyclique, P. MARRES a cru y reconnaître un élément fondamental d'unité par l'intermédiaire du niveau de base des rivières. Mais en évoquant avec raison l'érosion karstique comme agent efficace de la morphogenèse à la surface des Causses, il a introduit un facteur d'évolution en partie indépendant du travail des cours d'eau et par conséquent déjà capable de ruiner toute sa lecture de la topographie.

4 - H. ENJALBERT [1952 b, 1972] :

Il a été le premier chercheur à rompre carrément avec l'interprétation polycyclique des reliefs du Massif Central à l'occasion de son article sur "les plateaux et les gorges du Vauze" [1952 b] qui a déjà été évoqué à propos de ses idées sur l'évolution géomorphologique du Bassin Aquitain -Chapitre 1, page 42-. Il nous faut revenir en détail sur l'opinion exprimée dans ces pages car elle tranche sur celle des auteurs précédents. Utilisant les mêmes faits de terrain que A. MEYNIER, il n'a pas hésité à suivre la logique simple qu'ils indiquaient.

H. ENJALBERT a reconnu dans les plateaux du Rouergue une "surface polygénique dont l'élaboration a été plusieurs fois reprise de la fin du Primaire à nos jours" [p. 267]. Mais il s'est refusé à attribuer dans la genèse des formes une semblable importance à des vestiges peu étendus -lambeaux de surfaces infra-liasique ou infra-stampienne- et à un modelé néogène omniprésent, c'est pourquoi il a considéré que "le relief des plateaux du Vauze et pour une assez large part celui des monadnocks et des dorsales qui les dominent, peut être défini dans son ensemble comme un relief post-miocène" [p. 268]. Dans une première étape de l'histoire tertiaire supérieure "la pénéplaine éogène aurait été déformée et cassée" [p. 266] par une poussée tectonique burdigalienne, responsable de la brutale régression en direction du Sud des molasses aquitaines. L'absence de matériaux en provenance du Massif Central dans ces dépôts résulterait, malgré les mouvements du sol, d'un calme morphogénique imposé au socle pour des raisons bioclimatiques. C'est, par recoupement avec ses autres idées, ce que l'on doit supposer ; en fait il n'a nulle part précisé l'évolution au cours de la deuxième partie du Miocène, tandis qu'il insistait sur les événements postérieurs. En liaison avec les grandes nappes détritiques pliocènes du Bassin Aquitain et des Ségalias -il a longuement évoqué les "Cailloutis siliceux du Vauze" datés par une dent d'*Elephas antiquus* de l'extrême fin du Pliocène ou du Quaternaire ancien [pp. 268-269]-, un nouveau cycle d'érosion se serait déroulé à la fin du Tertiaire dans des conditions morphoclimatiques particulières : "une érosion torrentielle violente opérant sur des sols mal protégés par la végétation" en raison d'une ambiance climatique "semi-aride" [p. 268] aurait regradé en glacis les anciens aplanissements paléogènes, déformés par la tectonique, et façonné le paysage actuel des interfluves. L'essentiel du relief serait donc extrêmement récent puisque le "cycle des vallées" n'aurait débuté qu'ensuite avec le retour de l'humidité, condition nécessaire pour permettre à l'érosion linéaire de l'emporter à nouveau sur l'érosion aréolaire. Cette idée pour le moins originale suffisait à démarquer les vues sur l'organisation du réseau hydrographique de H. ENJALBERT par rapport à celles de ses prédécesseurs ; son analyse ne s'est pourtant pas bornée à une unique singularité.

H. ENJALBERT a tout d'abord le premier affirmé le caractère monogénique des vallées du Rouergue. "On chercherait en vain sur les versants des gorges du Ségala méridional les traces d'un stade d'arrêt du creusement ou d'une reprise d'érosion" [p. 272].

Il s'est surtout intéressé à l'installation des rivières et à leur tracé [p. 275 à 289]. Remarquant les nombreuses anomalies de parcours présentes sur les plateaux du Viaur, à savoir le passage des artères hydrographiques à travers les reliefs qui accidentent les plateaux, il s'est refusé à adopter la solution pratique de la surimposition sur une couverture sédimentaire. Sa position à ce sujet est très voisine de celle de A. MEYNIER. "Cette nappe disparue aurait dû avoir 150 à 200 mètres d'épaisseur"... or "les causses de Cordes ne gardent aucune trace d'un tel dépôt au-dessus des calcaires stampiens, il n'y en a pas non plus au Nord de l'Aveyron sur les causses de Montbazens-Rignac", où il fallait bien pourtant qu'elle se poursuive [p. 276] !

Plutôt que de traiter la question de l'organisation d'ensemble des cours d'eau, fidèle à une démarche inductive, il a préféré prendre une série d'exemples. Tous l'ont mené à la même conclusion : le réseau hydrographique se serait réorganisé, lors du retour à un climat plus humide, au début du Quaternaire, par capture et déversement. Les rivières, drainant les dépressions périphériques du massif ancien et bénéficiant des pentes les plus fortes, auraient capturé les organismes qui alimentaient des cuvettes endoréiques perchées [pp. 280 à 284].

Une telle explication est difficilement acceptable. Elle suppose un écoulement endoréique jusqu'à une date très récente, l'aube du Quaternaire, dans une contrée qui aurait déjà acquis les fortes pentes topographiques actuelles. Cela implique un climat d'une aridité extrême, incompatible avec les données connues sur la faune et la flore de cette époque. D'autre part, elle ne justifie pas, élément pourtant essentiel à la compréhension des événements, la formation des "couloirs" traversant les reliefs et suivis par les "déversements". H. ENJALBERT s'est contenté d'indiquer, à leur propos, qu'ils appartenaient "à la topographie antérieure au cycle des vallées" [p. 281]. Pour conclure, on est étonné de la complexité de l'explication suggérée par H. ENJALBERT, surtout quand l'on sait qu'il a admis l'existence de mouvements postérieurs à l'installation du Viaur dans le bombement de Flauzins, et par conséquent l'antécédence partielle du cours d'eau par rapport au soulèvement du relief. Il suffirait d'envisager, ce qui au demeurant apparaît logique, un âge plus ancien de la réorganisation du drainage pour résoudre les problèmes posés par l'inadaptation. H. ENJALBERT n'a vraisemblablement pas choisi cette solution, car elle était de nature à remettre en question tout le reste de son interprétation, l'âge des formes comme les relations entre le climat et la dynamique des cours d'eau.

H. ENJALBERT a eu l'occasion, vingt ans plus tard, de revenir sur l'évolution géomorphologique du Massif Central méridional, et de préciser certaines de ses idées dans un article consacré aux "dépressions d'évidement" [1972]. Axé en apparence sur des problèmes de modelé, cet article aborde bel et bien en réalité le relief : les dépressions étudiées - vastes cuvettes du Lodévois, bassin de Camarès, dépression de la Serre perchée au-dessus des gorges du Lot- sont des formes plurikilométriques qui ont toutes été signalées dans la description topographique proposée plus haut.

En accord avec ses conceptions habituelles, H. ENJALBERT a soutenu, dans cette mise au point, l'idée d'une origine "hydro-éolienne" des dépressions, parce que "la seule érosion fluviale normale ne peut suffire à tout expliquer" [p. 373] ; mais, plus intéressant pour le sujet débattu ici, il y a aussi développé d'importantes considérations sur la chronologie ou les modalités de l'évolution topographique. Partisan déclaré d'un rajeunissement considérable de toutes les formes de terrain, ses observations l'ont conduit à envisager un âge quaternaire et même plus précisément "mindélien" pour le creusement des cuvettes. D'autre part, dans les paragraphes introductifs [pp. 355-356], il a modifié, assez sensiblement par rapport à son article sur les plateaux du Viaur, sa position sur le rôle morphologique joué par les mouvements du sol. Il a reconnu, à côté des systèmes morphoclimatiques, la part qu'il convenait d'accorder aux "poussées pyrénéennes et alpines récentes", responsables non seulement de la mise en place directe des reliefs, mais encore du travail postérieur de l'érosion par l'intermédiaire de la fracturation des roches. "Faute de rappeler cette tectogenèse récente, on s'exposerait à ne rien comprendre au dispositif basculé des anciennes surfaces et au modelé évidé des dépressions" [p. 355]. Bien qu'il n'ait pas donné un calendrier des grandes étapes de la surrection du Massif Central, il apparaît très clairement à le lire, que "des réajustements tectoniques importants" se seraient produits jusqu'à l'aube du Quaternaire. Cette activité orogénique aurait eu "pour effet d'établir un nouveau système de pentes" et expliquerait le caractère très jeune des tracés hydrographiques ; à tel point qu'il n'a pas hésité à voir, dans l'absence de constructions alluviales villafranchiennes au débouché des grands cours d'eau du Sud-Ouest - Lot, Aveyron, Viaur- sur le Bassin Aquitain, la preuve de leur organisation postérieure [p. 355].

5 - G. BERTRAND [1960] :

G. BERTRAND a publié en 1960, un article chronologiquement situé entre les deux travaux de H. ENJALBERT dont il vient d'être question, et qui avait pour objet l'étude des principaux traits morphologiques du plateau de Montredon-Labessonnié, c'est-à-dire de la partie la plus méridionale des Ségalas.

G. BERTRAND s'est d'abord interrogé sur l'origine de la "surface ondulée" inclinée d'Est en Ouest, de 700 à 350 m d'altitude, qui constitue l'élément quasi unique du paysage. Il y a bien sûr reconnu un aplanissement recoupant les séries métamorphiques, mais il s'est trouvé confronté au problème de son âge, face aux avis divergents de H. BAULIG, pour qui les interfluves appartiendraient à la "surface éogène", et de H. ENJALBERT, qui les a datés du Plio-villafranchien autour du Vaur. La couverture d'argile rouge à gravier, présente sur le plateau, lui est apparue être le meilleur repère chronologique. Après avoir décrit le sédiment et précisé ses rapports avec les formations détritiques actuelles des pédiplains intertropicales, il a constaté son passage dans le bassin de Castres sous les couches éocènes, et conclu par conséquent à l'appartenance des plateaux du Montredonnais à "la grande surface éogène" [p. 281], se rangeant en apparence du côté de H. BAULIG. On doit, en effet, émettre de sérieuses réserves sur l'identité des deux interprétations, si l'on exclut la question de l'âge. G. BERTRAND a envisagé une évolution morphologique proche de celle admise par H. ENJALBERT dans le plus récent de ses articles. Il a expliqué que si les plateaux du Dadou n'avaient pratiquement pas évolué depuis le Paléogène, et avaient conservé, perché au-dessus des vallées, un aussi mince revêtement d'argiles à gravier, c'est parce qu'ils étaient demeurés en position déprimée jusqu'à une date très récente, "un gauchissement d'ensemble les ayant portés aux altitudes actuelles, c'est-à-dire à plusieurs centaines de mètres au-dessus du niveau qu'ils devaient occuper au Tertiaire" [p. 282]. Ces "déformations souples liées à l'élasticité relative" du substratum schisteux seraient à l'origine de l'incision du réseau hydrographique ; les grandes rivières auraient ainsi un tracé "toujours conséquent à la pente générale de la surface" et seraient adaptées au style tectonique [p. 283]. Comme H. ENJALBERT, G. BERTRAND a insisté sur l'extrême jeunesse des vallées qu'il qualifie d'"inachevées" en raison de la raideur des pentes et de l'absence de replats ; "ce qui, note-t-il au passage, interdit toute reconstitution cyclique" [p. 285].

Après la surface des plateaux et les vallées, un troisième composant du paysage a retenu son attention : les hautes croupes situées en rive gauche du Dadou, qui formeraient, suivant son expression, une véritable "muraille". Il leur a conféré la définition de buttes structurales résiduelles, en raison de la nature particulière de leur substratum formé par d'énormes filons de quartz, et a estimé qu'on pouvait aussi y reconnaître des "inselbergs posés sur la pédiplaine éogène" [p. 292]. Pourtant, dans la mesure où le Dadou longe les affleurements de quartz, tandis que ses nombreux affluents de rive gauche viennent le rejoindre à travers la "muraille" qu'ils dissèquent, G. BERTRAND a dû également y voir une zone de faiblesse morphologique, aboutissant au curieux paradoxe d'"inselbergs" très anciens axés sur une ligne de faiblesse. En réalité, il ne me semble pas que l'on puisse accepter l'ensemble de ces conclusions : l'analyse proposée ne prend pas en compte avec suffisamment d'attention toutes les données de la topographie, il ne m'apparaît pas possible de conserver la définition d'"inselbergs éogènes" pour les buttes quartzitiques du Dadou. Nous avons vu, dans la partie descriptive, que le Dadou suit, le long de son tracé en courbe, le pied d'une véritable marche d'escalier, armée en cet endroit par les filons de quartz. C'est toute la rive gauche, y compris les terrains situés au-delà des premières collines, qui domine les plateaux recouverts d'argile à gravier de rive droite. Il n'y a donc pas, ici, de reliefs résiduels au-dessus de la topographie fondamentale d'aplanissement. Seule l'érosion récente des cours d'eau affluents du Dadou, parfaitement adaptés aux pentes dans ce secteur, a donné l'illusion, en creusant une série de petits seuils en arrière de la "muraille quartzéuse", de sa position dominante par rapport... à l'amont !

6 - G. KIEFFER [1962] :

Dans le chapitre précédent, les hypothèses sur l'évolution géomorphologique néogène du Massif Central suggérées à G. KIEFFER par l'étude des coulées volcaniques ont déjà été examinées. A cette occasion, plusieurs allusions à l'exemple de l'Escandorgue et du Lodévois avaient été faites et intégrées à son schéma général. Il convient maintenant d'y revenir plus en détail, afin d'établir l'originalité de la morphogenèse du Sud des Causses selon G. KIEFFER.

Fidèle aux données acquises en Auvergne, il a daté du "Pontien" la grande surface nivelant les calcaires secondaires, avis qu'il partage avec H. BAULIG. Toutefois, l'accord entre les deux chercheurs n'est pas allé au-delà : d'une part, on a vu comment G. KIEFFER a largement étendu dans le Centre-Est du Massif Central la "surface pontienne" aux régions cristallines, ce que HENRI BAULIG s'est toujours refusé à faire ; d'autre part, ils ont proposé des schémas inconciliables des événements ayant affecté la bordure méridionale du Larzac. Tandis que l'auteur du "Plateau Central" reconnaissait, dans l'étagement des formes, l'oeuvre conjointe de l'érosion cyclique et des variations de niveaux marins, G. KIEFFER y a vu l'oeuvre de l'érosion différentielle dans l'un des plus formidables escarpements de faille du Massif Central. Intervenant très peu de temps après l'arrêt de la pédimentation "pontienne", un mouvement différentiel cassant d'une ampleur proche de 500 mètres aurait assuré la surrection des Causses et donc de l'ensemble du Massif Central par rapport au Bas-Languedoc [pp. 54 à 58]. Un recul du talus, plus ou moins rapide en fonction de la nature des roches, se serait produit sous l'effet de l'érosion régressive des cours d'eau installés sur l'escarpement. La Lergue, favorisée tant par la réduction vers l'Est de l'obstacle des avant-monts que par la médiocre résistance des couches du Secondaire inférieur et du Permien, aurait pu façonner très rapidement une vallée large et profonde, longue d'une vingtaine de kilomètres. Elle aurait, grâce à ces conditions, élargi son bassin en capturant de nombreuses rivières, y compris l'Orb supérieur avant que celui-ci ne soit à nouveau détourné à hauteur du col de la Merquièrre par les épanchements de basalte. Les argiles permienues auraient été ainsi dégagées de leur couverture de terrains secondaires au fur et à mesure du recul du talus, ce travail se déroulant pendant l'essentiel du Pliocène. A la fin de la période, en raison d'un contexte morphoclimatique plus sec, propice à l'érosion aréolaire, un aplanissement se serait rapidement réalisé dans le Permien ; c'est lui que les plus anciennes coulées, probablement "villafranchiennes",

auraient fossilisé au Sud de Lodève. Par sa pente en direction de l'Est, la topographie de glacis fini-pliocènes pourrait être distinguée sans difficulté des fragments de "surface pontienne", effondrés au pied du bloc des Causses. En effet, malgré des altitudes aujourd'hui voisines de celles des glacis -350 à 300 m-, ces gradins tectoniques auraient conservé une inclinaison vers le Sud [pp. 152 à 156]. Toutes les laves "villafranchiennes" ne recouvriraient pas des interfluves plats ; les plus récentes se seraient écoulées dans un système de vallées jeunes, entaillant d'une soixantaine de mètres les niveaux d'érosion "plio-villafranchiens" [pp. 161 à 163].

L'opinion exprimée par G. KIEFFER sur l'évolution géomorphologique du Lodévois diffère donc sensiblement de celle proposée pour les régions plus septentrionales. Ici l'importance du travail de l'érosion dans l'escarpement bordier, entre sa mise en place et les émissions de basalte, l'a conduit à reculer au maximum l'âge de la tectonique. Il l'a placé à la charnière du Miocène et du Pliocène et n'a pas envisagé de rejeu postérieur au "Villafranchien", puisqu'il n'a pas reconnu de coulée faillée ou basculée. Il est curieux de noter que G. KIEFFER, partisan isolé mais convaincu du mobilisme plio-quadernaire des hauts bassins de la Loire et de l'Allier, se soit trouvé dans le Sud plutôt en retrait sur l'opinion des autres chercheurs.

7 - E. COULET [1978] :

Après de nombreux articles, dont plusieurs consacrés à certaines parties du Massif Central -Margeride [1952], Grands Causses [1962], basses Cévennes [1966]-, E. COULET a publié en 1978 une thèse de doctorat d'Etat, soutenue trois années auparavant et intitulée "Morphologie des plaines et garrigues du Languedoc méditerranéen". On lui doit par conséquent une synthèse très récente et complète sur la bordure sud-orientale du Massif Central. L'analyse détaillée de ce travail, qui a pris largement en considération les acquis des monographies locales réalisées après la thèse de H. BAULIG, évitera d'alourdir le présent exposé en passant en revue l'ensemble des recherches dont le Languedoc a été l'objet, car cette région a, un peu comme le Limousin, énormément intéressé les géomorphologues. Il est au moins nécessaire de citer les noms de P. GEORGE [entre autres 1936, 1938 et 1943], M. DREYFUSS [1944], R. DUGRAND [1963] et B. VIELZEUF [1965].

La thèse de E. COULET est composée de deux parties distinctes.

- Dans la première [pp. 32 à 643], il a traité à petite échelle des grands problèmes géomorphologiques du Languedoc en utilisant les données structurales.

- La seconde constitue une longue étude régionale [pp. 644 à 1721] où ont été passés en revue, non seulement les principales formes, mais encore le modelé de détail, E. COULET s'étant particulièrement intéressé à la géomorphologie karstique.

Une centaine de pages enfin résume les conclusions auxquelles l'ensemble de l'analyse a conduit l'auteur et éclaire définitivement le lecteur sur l'opinion de E. COULET. Celle-ci est un mélange d'idées classiques et nouvelles. D'un côté, en s'appuyant sur le renouvellement considérable des données structurales au cours des deux dernières décennies, E. COULET a adopté un point de vue résolument mobiliste, en total contraste avec les vues de H. BAULIG. Mais d'autre part, il a conservé, sur le plan géomorphologique, l'essentiel des conceptions classiques, la plus importante d'entre elles consistant à expliquer les reliefs étagés par des niveaux d'érosion emboîtés les uns dans les autres. Nous allons voir que l'amalgame d'idées aussi diverses ne s'est pas fait sans créer de paradoxes.

E. COULET a admis que "le compartimentage extrême" de son terrain d'étude résultait des données structurales par le biais de "forces tectoniques d'intensité élevée" et de contrastes lithologiques accusés à l'origine d'une active érosion différentielle [p. 1726]. C'est ainsi qu'il avoue, presque gêné, avoir dû "faire de longs emprunts à une recherche purement géologique" et n'avoir pas pu "privilégier les thèmes de la morphologie climatique par rapport à ceux de la morphologie structurale" [p. 1727].

Amorcée par une instabilité à grand rayon de courbure, bien visible par ses conséquences sur la sédimentation secondaire -calcaires sur les hauts fonds, marnes dans les creux-, la tectonique pyrénéo-alpine se serait manifestée avec violence dès la fin du Crétacé. Un premier canevas structural aurait été mis en place lors d'une phase de déformations qualifiée de "pyrénéo-provençale" : les plis, simples mais énergiques -pli de Montpellier, synclinal de Villeveyrac- qui le composaient, auraient joué pendant une bonne partie de l'Éocène. Au Bartonien, le Bas-Languedoc aurait connu une crise paroxysmale, marquée par l'apparition d'ondulations dissymétriques, de structures chevauchantes, de décrochements obliques ou de phénomènes diapiriques [pp. 1745 à 1749]. Malgré leur ampleur, les mouvements éocènes n'auraient pas eu de notables conséquences topographiques, car un aplanissement général serait parvenu à niveler les formes structurales. Une "plaine d'érosion tropicale, ni surface de dégradation karstique, ni pure pédiplaine", aurait été réalisée "dans une ambiance climatique où... la mobilité de la silice et du fer trahissait des périodes humides, coupées de récurrences plus arides autorisant l'évacuation et l'étalement de cailloutis mal façonnés" [p. 1758].

E. COULET a daté l'achèvement de cette surface d'érosion du Sannoisien : les matériaux de grand transport, déposés à ce moment-là dans les zones subsidentes, montreraient clairement, par leur origine lointaine, la destruction de la plupart des reliefs ayant appartenu à la chaîne pyrénéo-provençale.

La "surface sannoisienne" aurait été déformée à l'Oligocène moyen et supérieur par une seconde vague de mouvements tectoniques, bien distincte de la précédente par son style en distension et non plus en

compression. Des failles nouvelles et les accidents anciens auraient rejoué de façon "normale", tandis qu'un renversement des pentes se serait amorcé avec un relèvement, "dès l'Oligocène élevé", de la bordure cévenole du Massif Central et un effondrement de l'axe de la chaîne pyrénéo-provençale [p. 1749]. Un nouvel aplanissement aurait alors commencé à se façonner à partir du niveau de base déprimé des fossés. Une véritable pédimentation se serait produite sous le climat aride de l'Oligocène : les escarpements de faille auraient reculé parallèlement à eux-mêmes, en réduisant peu à peu les reliefs, et en alimentant à leur pied des dépôts corrélatifs grossiers.

Au Néogène, avec la poursuite des mouvements distensifs, responsables entre autres de la formation du golfe du Lion, l'évolution amorcée à l'Oligocène se serait poursuivie. Tandis que les hauteurs portant des lambeaux de la "surface sannoisienne" se trouvaient de plus en plus immunisées, en raison de la réduction de leur taille, donc de leur impluvium [p. 1761], de larges portions de la topographie fondamentale se seraient trouvées, à un moment ou à un autre au Miocène, sous le niveau de base marin et auraient été recouvertes d'un voile de molasse. Une partie de l'espace fossilisé serait demeurée en position basse, et n'aurait été exhumée qu'à une date récente. Les régions sublittorales, tout l'Est montpelliérain notamment, appartiendraient à ce type. Plus près du Massif Central, un soulèvement vigoureux aurait porté la surface fondamentale et sa couverture molassique au-dessus du niveau de base pontien. Là, comme pour les plateaux non touchés par la transgression miocène, les interfluves auraient été plus ou moins regradés, la topographie fondamentale continuant à évoluer jusqu'à la fin du Miocène [pp. 1763 à 1765].

E. COULET a insisté sur plusieurs aspects pris par la morphogénèse en Bas-Languedoc.

- Son étude l'a tout d'abord amené à concevoir une théorie particulière pour "la formation des surfaces d'aplanissement en pays méditerranéen et sur roche calcaire". Pour lui, le nivellement d'épaisses tranches de calcaires durs ne pourrait s'expliquer que par la combinaison de systèmes morphoclimatiques faisant alterner une altération dans un cadre biostasique et un déblaiement en contexte rhexistasique. En effet, on ne comprendrait pas, sans une telle succession d'événements, comment d'importantes quantités de calcaire auraient pu disparaître sous climat sec, ou comment la topographie anarchique de dépressions fermées créée par des conditions climatiques plus humides aurait cédé la place à un aplanissement régulier [p. 1766].

- Il s'est, d'autre part, posé le problème de la polygénie des surfaces d'érosion, par l'intermédiaire de ce qu'il a baptisé les "emplois" [pp. 259-264 et 1765]. L'aplanissement fondamental oligo-miocène serait ainsi localement formé par des fragments de la "surface sannoisienne" ou de la "surface crétacée de la bauxite". Cette opinion l'a conduit à s'opposer à la thèse défendue par la géologue C. CORNET qui, à travers de très nombreuses publications consacrées à la Provence [1965] ou au Languedoc [1972-1973], a affirmé l'existence d'une "surface d'arasion" pontienne". On peut remarquer au passage que C. CORNET a adopté un point de vue assez proche de celui de J. GRAS : l'un et l'autre, ont vu dans le relief actuel l'oeuvre d'une crise tectonique s'exerçant aux dépens d'un aplanissement presque parfait, ayant lui-même fait disparaître les conséquences topographiques d'une violente série de mouvements de peu antérieurs à son élaboration. L'identité entre les interprétations est totale, à condition bien entendu d'opérer une translation dans l'espace : Midi méditerranéen au lieu de Sud du Bassin Parisien, et surtout dans le temps : "aplanissement pontien" à la place de la "surface aquitaniennne".

- Liée à ces observations sur le rôle plutôt modeste de l'érosion fini-miocène, la réflexion de E. COULET a aussi porté sur la puissance de la néotectonique. Si l'on adoptait le schéma proposé par C. CORNET, a-t-il observé, cela signifierait que tous les reliefs ont été formés par une tectonique "post-pontienne", c'est-à-dire pendant la durée du Pliocène et du Quaternaire [p. 252]. Or il lui a semblé plus prudent d'admettre que le commandement des hauteurs avait été obtenu par l'addition de rejeux successifs à "l'Oligocène élevé, au Pontien et au Villafranchien". Il a d'ailleurs vu une confirmation de cette idée dans les déformations, en définitive assez faibles, que l'on observe dans la molasse. Pourtant, E. COULET doit être incontestablement classé parmi les chercheurs favorables au mobilisme plio-quaternaire. Il a abordé avec clarté le problème de la néotectonique et bien situé sa position dans le chapitre qu'il a consacré au Quaternaire [pp. 620 à 643].

Les mouvements plio-pléistocènes ont eu pour lui des effets à l'échelle de toute la région ; le principal d'entre eux a été la vague d'érosion linéaire qui s'est produite depuis la fin du Tertiaire. "Au moins autant, a-t-il écrit, que les oscillations climatiques et sûrement bien davantage que les variations du niveau marin, dont les effets n'ont pu se faire sentir très loin à l'intérieur des terres, la crise diastrophique qui nous occupe justifie la forte glyptogénèse et les profonds changements survenus à cette époque charnière dans les paysages. Parmi les vastes surfaces d'aplanissement, étagées, peu régulières, en partie déformées et semées de reliefs résiduels qui s'imposeraient à la fin du Tertiaire se développent désormais, par étapes, les incisions verticales des vallées ; ainsi le compartimentage structural si caractéristique du Bas-Languedoc, un moment dissimulé par l'extension des aplanissements se trouve remis en valeur. Les vallées s'épanouissent et confluent dans des bassins marneux qui s'excavent ; elles affectent l'allure de canyons en sciant les massifs de Garrigues" [pp. 623-624].

Il a reconnu dans les dépôts "villafranchiens" des matériaux déplacés non seulement par une crise climatique, mais encore par une crise tectonique, car "les calibres des éléments mobilisés supposent des pentes assez fortes et récemment créées, si l'on se réfère aux caractères granulométriques de la sédimentation dans la période précédente" [p. 624].

Enfin, en accord avec les travaux de M. GOTTIS, E. COULET a admis l'existence de lien entre défluviation quaternaire et tectonique le long de l'Aude, du Vidourle et de la Mosson [pp. 280-281, 626-627]. Toutefois, il est nécessaire d'ajouter qu'il s'est interrogé sur le rythme apparemment moindre des déformations au Pléistocène, évoquant "les incertitudes qui subsisteraient sur les rythmes de l'activité diastrophique après le Villafranchien ancien" [p. 628]. Il a néanmoins conclu à la réalité de mouvements dont la diminution d'intensité ne serait qu'apparente en fonction du temps.

La thèse de E. COULET représente, en première lecture, un renouvellement complet de la géomorphologie languedocienne par rapport aux hypothèses émises par H. BAULIG. Avec sa conception mobiliste, elle prolonge vers l'Est les conclusions tirées par H. ENJALBERT et G. BERTRAND. Elle pose pourtant, à la réflexion, un problème de taille : comment son auteur a-t-il pu conserver une lecture classique de la topographie, avec deux "cycles" d'érosion étagés l'un au-dessus de l'autre et omniprésents dans le paysage, tout en insistant sur le rôle d'une tectonique différentielle presque ininterrompue depuis les premières déformations pyrénéennes. Certes, on ne saurait affirmer l'incompatibilité des deux démarches, puisque E. COULET n'a pas supposé une morphogénèse de type polycyclique, mais plutôt une évolution semblable à celle décrite par J. C. FLAGEOLLET en Limousin ou P. MANDIER en Vivarais, avec une association de formes "mortes" : les hauteurs portant des lambeaux de surface ancienne et ayant été réduites par l'extension d'un aplanissement plus récent ; c'est-à-dire ce que j'ai proposé d'appeler "polygénisme vertical". L'adoption d'un tel schéma n'est pas allée cependant sans créer de fortes ambiguïtés.

Celles-ci tiennent, pour commencer, aux rapports qui unissent les deux niveaux d'érosion identifiés par E. COULET. Utilisant un argument semblable à celui employé par J. PELLETIER ou P. MANDIER sur la bordure orientale du Massif Central -voir Chapitre 2, pages 116 et 118-, il a admis la présence de deux surfaces étagées en raison du talus lobé par des "embayments" qui les sépare fréquemment [pp. 203 et 1 756]. Cependant, il a reconnu dans le même paragraphe, que ce talus "coïncidait très souvent avec un accident tectonique". C'est ainsi qu'il semble avoir été amené à considérer les reliefs portant des restes de la "surface sannoisienne", comme des "monadnocks tectoniques" pour reprendre l'expression employée par son élève G. FABRE, dans sa thèse d'Etat sur les karsts du Languedoc oriental [1981, p. 70]. Il est inutile de souligner longuement les contradictions propres à l'expression, un monadnock ne pouvant être par définition que l'oeuvre de l'érosion ; il est plus intéressant en revanche, d'analyser les contradictions contenues par l'évolution envisagée. Dans la mesure où la plupart des talus séparant les deux niveaux correspondent effectivement à des déformations structurales, avec tout au plus un simple recul local des formes mises en place par la tectonique, il paraît difficile, d'une part, de définir les hauteurs comme des reliefs résiduels, d'autre part, de voir un lien entre les retouches modestes apportées par l'érosion aux reliefs et les abondants matériaux oligocènes accumulés dans les fossés. A ce propos, il est dommage que E. COULET n'ait pas essayé d'établir, comme P. MANDIER l'a fait pour l'escarpe orientale du Massif Central, un rapport entre volumes enlevés et volumes déposés, car cette tentative l'aurait sans doute amené à reconsidérer sa position.

Les rapports spatiaux et volumétriques entre les surfaces d'une part, les morsures d'érosion et les dépôts d'autre part, ne sont pas les seuls à poser de sérieux problèmes dans le cadre choisi par E. COULET ; la reconstitution dynamique qu'il a suggérée ne paraît pas toujours en accord avec l'âge et les modalités de la morphogénèse auxquels il a cru.

Nous avons vu que pour E. COULET, l'essentiel des événements ayant abouti à l'élaboration de la surface fondamentale se seraient produits à l'Oligocène, sous un climat aride favorable à la "pédimentation" : les dépôts corrélatifs avec leurs caractères "torrentiels" auraient été alors typiques d'un recul des versants parallèlement à eux-mêmes, ce qui expliquerait la bonne conservation de la "haute surface sannoisienne" sur les interfluves. En dépit des réserves que l'on pourrait faire valoir sur certains points de ce schéma, il reste cohérent ; ce n'est pas le cas de celui envisagé pour la période miocène. E. COULET a admis "le développement de sols évolués" sous forêt "d'une façon fréquente, sinon continue, au long des temps néogènes" [p. 222], on est donc amené à se demander pourquoi le travail d'altération qui aurait permis l'extension ou le perfectionnement de la "surface fondamentale", qualifiée d'oligo-miocène, ne se serait pas aussi exercé sur les compartiments élevés de la topographie. La question s'impose d'autant plus que la "terra rossa", indice d'altération biotastique, est présente en abondance d'après E. COULET sur le "haut niveau" et l'est nettement moins sur le "niveau fondamental" qui aurait été en grande partie protégé par la molasse [pp. 222-223]. On en arrive ainsi au paradoxe d'un âge paléogène moyen pour des interfluves demeurés exposés à une érosion aréolaire active pendant tout le Néogène !

Il resterait enfin à éclaircir, dans l'interprétation de E. COULET, les relations qu'il a envisagées entre le réseau hydrographique et les niveaux étagés. Si, en toute logique, il est très rare en Languedoc de voir les "reliefs résiduels", portant la "haute surface" de E. COULET, incisés par des cours d'eau importants [p. 218], les exceptions -Ardèche au bois de Saleyron, Hérault dans la percée du Taurac- sont malgré tout spectaculaires et étonnantes : elles impliquent, entre autres, que les portions de tracé concernées datent du... début de l'Oligocène ! Le contraste serait ainsi total avec les organismes mineurs. Les massifs sont aujourd'hui entourés par de véritables "gorges de raccordement" [p. 231] au profil en long si redressé qu'elles sont apparues à E. COULET très récentes. Un énorme hiatus séparerait l'organisation des principales artères du réseau hydrographique installé forcément sur les pentes nouvelles apparues à l'Oligocène et le creusement des vallées

disséquant les hauteurs ; pour des raisons bien mystérieuses, celles-ci ne seraient pas les héritières des talwegs oligocènes ou miocènes dont il ne subsisterait aucune trace.

Les observations précédentes signifient que l'on dispose de plusieurs arguments pour mettre en doute l'existence en Languedoc de deux niveaux étagés créés par l'érosion à des époques différentes. A l'inverse, l'unique critère avancé par E. COULET pour établir la réalité d'une "haute surface", à savoir une "position hiérarchique dominante, dont la constance serait impressionnante" [p. 214], se révèle insuffisant. Il n'aurait de valeur que dans le cadre d'une tectonique à grand rayon de courbure et en l'absence de mouvements cassants susceptibles d'avoir dénivélé des panneaux de taille diverse ; or, E. COULET a reconnu lui-même que le nivellement de "l'Ardèche aux Pyrénées de nombreuses failles en distension oligocènes" impliquerait des rejeux postérieurs pour les accidents marqués dans la topographie, avant de conclure : "il faut tenir pour à peu près certain que tous nos éléments de surface haute ont été surélevés au Néogène" [p. 237]. Dans ces conditions, on doit s'interroger sur les motifs qui l'ont conduit à ne pas adopter une interprétation plus simple où la hiérarchisation des formes serait à mettre au compte des mouvements du sol. J'en vois personnellement deux : le poids de la tradition géomorphologique et une certaine méfiance pour la seule interprétation ayant été dans ce sens, celle de C. CORNET pour qui le commandement des reliefs a été entièrement acquis, comme cela a déjà été précisé, après le Pontien. Sur ce plan le travail de E. COULET s'inscrit tout à fait dans la ligne du principal courant de pensée actuel.

8 - R. ETIENNE [1976] :

Par l'espace étudié comme par les questions posées, le travail publié en 1976 par R. ETIENNE et intitulé "les enseignements géomorphologiques de l'altération des roches sur les plateaux du Bas-Languedoc et leur bordure montagnaise" se trouve au centre des problèmes débattus ici ; il offre par ailleurs l'intérêt d'avoir été rédigé par l'un des rares chercheurs, avec H. BAULIG, qui ait travaillé sur les régions méridionales tout en possédant une connaissance directe des données propres aux secteurs internes du Massif Central.

Nous aborderons successivement les deux grands thèmes autour desquels ce travail a été élaboré : celui de l'âge et de la nature des plateaux calcaires du Languedoc oriental, puis, celui des étapes du soulèvement du socle au-dessus du Bas-Languedoc occidental. Une étude séparée est d'autant plus justifiée que les conclusions auxquelles R. ETIENNE est parvenu dans chaque cas, en sont diamétralement opposées, les unes étant classiques et les autres "d'avant-garde".

En ce qui concerne le premier thème, R. ETIENNE a accepté l'idée de H. BAULIG d'après laquelle le piémont du Massif Central aurait été façonné par l'érosion karstique dans la seconde moitié du Néogène. Les arguments qu'il a fait valoir à l'appui de cette interprétation, ont été les suivants.

- La coïncidence remarquable entre les "surfaces des Garrigues" et l'extension des couches de calcaire, alors que les aplanissements seraient "arrêtés" aussi bien par le socle granitique ou métamorphique que par "les volumes marneux de la montagne de Berg" [p. 25].
- La morphologie caractéristique de "polje" affectant la "grande dépression du Gras jurassique de l'Ardèche moyenne" ou le Causse de la Selle [p. 25], l'une et l'autre représentant des témoins inachevés du travail de l'érosion karstique mené dans d'autres endroits jusqu'à un stade plus avancé.
- L'impossibilité d'expliquer par une autre hypothèse l'apparition de si puissantes morsures d'érosion, étagées sur près de deux cents mètres de dénivellation -il parle non pas de la "surface" mais des "surfaces des Garrigues" [p. 24]-, dans la courte durée du Pliocène.
- L'âge pliocène de toute l'évolution morphologique lui paraissant enfin démontré par la situation topographique des aplanissements "en contrebas de la nappe basaltique pontienne du Coiron... sans l'intervention d'aucune faille ou flexure" [p. 26].

Il est inutile d'insister sur la très grande similitude des arguments employés par R. ETIENNE par rapport à ceux de H. BAULIG. Il a suivi l'auteur du "Plateau Central" dans son schéma d'évolution fixiste de la bordure sédimentaire, sinon dans le principe au moins dans les faits, puisqu'il a reconnu l'oeuvre de l'érosion dans l'étagement des niveaux et qu'il a insisté à plusieurs reprises sur la faiblesse des déformations tectoniques des "surfaces des Garrigues" en regard de celles visibles sur des aplanissements plus anciens [pp. 18, 26 et 76]. Ce dernier point lui est même apparu comme une donnée essentielle conduisant à rejeter l'âge oligocène proposé par E. COULET pour sa "surface fondamentale", équivalente selon R. ETIENNE des "surfaces des Garrigues". "Est-il possible d'admettre, a-t-il écrit, que les surfaces pré-miocènes qui sont gauchies à de rares exceptions, le soient bien davantage que la surface de plateaux si celle-ci est plus ancienne ? " [p. 26]. L'argument avait déjà servi à H. BAULIG [1928], puis à P. GEORGE [1943], pour distinguer la surface actuelle des plateaux languedociens des surfaces antérieures et leur conférer un âge pliocène. Acceptable à une époque où l'on s'intéressait peu aux modalités des mouvements du sol et où on les concevait d'une façon stéréotypée, une pareille remarque étonne sous la plume d'un chercheur qui s'est posé dans d'autres publications [R. ETIENNE, 1970 et 1979] le problème des différents aspects pris par la tectonique ; il va en effet de soi qu'elle n'est plus recevable, car les synclinaux de l'Uzègeois, dans lesquels la base de la molasse présente de forts pendages, ont très bien pu fonctionner à l'occasion d'une phase de distension en l'absence de rejeu des zones anticlinales

intermédiaires. Au-delà de cette première objection, le lecteur ne sera sans doute pas étonné de me voir ajouter qu'aucun des points de l'argumentation de R. ETIENNE ne me semble pouvoir être retenu.

- Il n'est tout d'abord pas possible d'affirmer que les aplanissements languedociens sont liés à la nature calcaire de leur substratum, puisqu'ils sont parfois dominés par des reliefs eux-mêmes armés par les mêmes couches carbonatées.

- Nulle part on ne rencontre de formes de polje caractéristiques. En tous cas ni les Gras jurassiques de l'Ardèche, ni la Causse de la Selle, avec leur morphologie heurtée et leur pente transversale ne s'en approchent réellement.

- On doit enfin contester les rapports que R. ETIENNE, après H. BAULIG, a établi entre la surface infra-basaltique du Coiron et les plateaux calcaires du Languedoc. J'insisterai particulièrement sur ce point important en rapport direct avec la question posée, dans la partie descriptive, au sujet de la situation déprimée des "Gras" jurassiques ardéchois.

Toute la démonstration de R. ETIENNE s'est appuyée sur la position du Gras de Lavilledieu, situé légèrement au-dessus de la cote 300, environ deux cents mètres en contrebas des alluvions de Mirabel, recouvertes par le basalte vers 530 m. Pour lui, la dénivellation serait à mettre sur le compte d'une puissante phase d'érosion karstique, postérieure à l'épanchement des laves "pontiennes" et développée dans les calcaires du Jurassique supérieur. Or ce n'est pas ce qui m'apparaît lorsque j'analyse les données topographiques et structurales de la bordure méridionale du Coiron (fig. 43).

La coupe de la figure 43 montre, dans sa partie centrale, que la situation du Gras de Lavilledieu ne saurait s'expliquer par un travail de l'érosion dans les couches jurassiques, puisque le talus séparant les plateaux basaltique et calcaire correspond du haut en bas aux terrains marneux du Crétacé. La chute brutale des altitudes entre Mirabel et l'Auzon est due sans aucun doute à l'érosion différentielle, en l'occurrence au déblaiement des niveaux marneux de faible résistance. Toutefois, une observation plus attentive du terrain laisse supposer que l'actuelle position basse du Gras de Lavilledieu pourrait ne pas résulter de cette simple évolution. La figure 43 révèle en effet, sur le flanc sud du Coiron, des conditions structurales très semblables à celles que l'on rencontre au Nord dans le bassin de l'Ouvèze -voir Chapitre 2, page 129 et fig. 40 C- : les couches secondaires et la surface d'érosion qui les biseaute sous le basalte ont été déformées dans l'axe du Coiron en un bombement d'une quinzaine de kilomètres de largeur pour une élévation supérieure par endroit à 400 m. Le record de déformation est précisément atteint sur le versant ardéchois où la base des laves fossilisatrices se trouve à 900 mètres au Sud du col de l'Escrinet et à 500 mètres au-dessus du ruisseau de Louyre (partie droite de la figure 43), tandis que la surface d'érosion, en dehors de la protection du basalte, pourrait se rencontrer sur le rocher de Jastre vers 360 mètres.

Le principal problème géomorphologique du secteur, est de savoir si le plateau des Gras a, en totalité ou en partie, été incorporé dans le plan de la surface d'érosion antécoironnique. Le mouvement amorcé sous les laves, le tracé de l'Ardèche parfaitement adapté au creux topographique dessiné par les Gras, le biseautage superficiel connu par les couches du Jurassique supérieur, sont autant d'arguments qui amènent à conclure en faveur de l'hypothèse. Le dernier des faits cités pourrait évidemment être aussi porté au crédit de l'interprétation défendue par R. ETIENNE, dans la mesure où il confirme le passage d'un aplanissement sur la partie la plus élevée des Gras. Cependant ce serait oublier, d'un côté que l'on ne possède nulle part ailleurs, dans le Massif Central -Causses- ou à sa périphérie, les preuves d'une retouche sensible d'âge pliocène réalisée dans des séries calcaires, de l'autre que cet épisode n'aurait pu se dérouler en l'absence de mouvements du sol qu'après un important travail de déblaiement des terrains crétacés nécessitant des conditions morphogénétiques très éloignées de l'érosion karstique. Dans le cas où la surface des Gras n'aurait jamais été incorporée à la topographie d'érosion infracironnique, il conviendrait de toute façon, avant d'envisager l'hypothèse d'un aplanissement pliocène, d'examiner avec attention une autre éventualité : le biseautage des couches immédiatement après leur dépôt, à la fin du Jurassique ou au début du Crétacé. La concordance entre les terrains jurassiques et crétacés à l'Est des Gras n'interdit pas une telle éventualité en raison de la proximité à ce moment-là de la flexure côtière, puisqu'on ne trouve aucune trace de Crétacé plus à l'Ouest.

Proche de l'interprétation de H. BAULIG pour le Languedoc oriental calcaire, R. ETIENNE a développé un point de vue très différent de l'auteur du "Plateau Central" à propos du soulèvement de la Montagne Noire et des Causses au-dessus des plaines littorales : il s'est dans cette région aligné sur la thèse mobiliste adoptée par le géologue P. DEMANGEON, à la suite d'une étude des sédiments tertiaires du Bas-Languedoc. Mais R. ETIENNE ne s'est pas contenté d'utiliser dans son raisonnement les observations de P. DEMANGEON ; il les a prolongées en mettant au point une méthode originale, basée sur l'analyse granulométrique et minéralogique des "terra rossa" présentes sur les piémonts calcaires. Il a été ainsi amené à élaborer un schéma de soulèvement de la bordure méridionale du Massif Central en deux phases distinctes dans le temps et dans l'espace.

- Lors d'une première étape, correspondant à "la période pré-pliocène" [p. 70], un front montagneux se serait mis en place depuis l'Espinouse jusqu'au Vivarais en passant par le Larzac et les Cévennes. L'hypothèse serait accréditée par l'importance du recul de l'abrupt du Larzac avant sa fossilisation par les laves "villafranchiennes" de l'Escandorgue [G. KIEFFER, 1962] et par les apports directs en minéraux lourds de l'Espinouse dans les terrains pliocènes du Bas-Languedoc, avant que ces apports ne soient canalisés par l'Orb à la suite de la surrection des "avant-monts" [P. DEMANGEON, 1959]. Les terrains mio-pliocènes de la région d'Argeliers, au Sud-Est de S^t-Chinian, présenteraient d'autre part de violentes déformations contemporaines de la première phase de soulèvement du socle.

- La surrection de la bordure se serait achevée à la limite du Pliocène et du "Villafranchien", par la mise en place des "avant-monts", de la Montagne Noire aux monts de Fauçères.

Après avoir rappelé que pour P. DEMANGEON, à l'inverse de H. BAULIG, la Montagne Noire n'existait pas en tant que relief, ni à l'Oligocène supérieur, ni au Miocène, faute de matériaux détritiques issus de ses flancs dans les secteurs de sédimentation périphériques, R. ETIENNE a justifié de son côté un soulèvement récent, en montrant que la réapparition des cortèges minéraux en provenance du socle, présents en abondance dans les grès éocènes, se produisait seulement dans des formations corrélatives alluviales du type haute terrasse quaternaire [pp. 39 à 52].

A l'autre bout du système des "avant-monts", il a utilisé la même méthode basée sur l'analyse sédimentologique. Il a pour commencer apporté des preuves sérieuses de l'arrivée de la transgression "helvétienne" au moins jusqu'à l'actuelle zone axiale des monts de Pardailhan en mettant en évidence, dans la "terra rossa" du plateau de la Bouisse, en rive gauche de l'Orb, l'existence de minéraux lourds alpins [p. 61]. Joignant ensuite ses observations à celles de P. DEMANGEON, il a établi tout un raisonnement à partir du contenu pétrographique et minéralogique des différentes générations de sédiments du piémont. Des venues directes de l'Espinouse et du Caroux ayant traversé l'obstacle aujourd'hui infranchissable des "avant-monts" seraient prouvées par la composition du matériel mio-pliocène de Cessenon [p. 56], de Murviel-les-Béziers [p. 57] et de Montplo-le-Haut [p. 58]. Elles auraient cessé et auraient été remplacées par des roches ou minéraux caractéristiques des "avant-monts", signe de leur surrection, dans les nappes d'épandages de Laurens et de Montplo attribuées au "Villafranchien" [pp. 64 à 68]. Selon son hypothèse, le soulèvement des monts de Fauçères se serait réalisé avec rapidité, vers la fin du Pliocène, sous la forme d'un vaste pli. L'abrupt haut de 350 mètres, qui domine au Sud les bas niveaux de Cabrerolles à Autignac, représenterait un talus dû à l'érosion différentielle, les calcaires du Dévonien ayant fait office de roches dures par rapport aux schistes, grès et conglomérats viséens [p. 53].

De toutes les suppositions faites par R. ETIENNE la dernière est sans doute celle qui me semble la plus contestable. Acceptable pour le secteur Cabrerolles-Fauçères, l'hypothèse de l'érosion différentielle entre calcaires et schistes ne l'est plus à Fauçères où le contact d'un type de roche à l'autre est nivelé, et surtout à l'Ouest où une brusque augmentation des altitudes se fait à l'intérieur de la seule série viséenne. Son schéma est, d'un autre côté, incompatible avec sa propre chronologie car il implique que la plate-forme, portant au-dessus de Fos des basaltes très altérés venus du massif de Carleucas, ait été façonnée après la formation "plio-villafranchienne" du vaste "anticlinal" des monts de Fauçères, ce qui évidemment ne saurait être. En effet, même si l'on ignore l'âge exact des laves fossilisatrices de l'aplanissement, elles semblent pouvoir soutenir la comparaison avec celles des premières éruptions de l'Escandorgue datées aussi du "Villafranchien inférieur" ; il faudrait donc admettre la réalisation presque instantanée d'un aplanissement ayant détruit plus de 300 m de schistes gréseux !

Plusieurs points de l'interprétation de R. ETIENNE prêtent à mon sens à discussion ; je me limiterai au principal d'entre eux : les bases qu'il a données à sa chronologie des événements tectoniques ou morphologiques. Tout au long de son étude, R. ETIENNE n'a pratiquement jamais appuyé l'âge supposé des formations sédimentaires analysées sur des critères solides. Soit il a admis, sans le discuter, l'âge attribué par les documents géologiques consultés -cartes au 80.000^{ème}, thèse de P. DEMANGEON-, soit il a voulu conférer un âge à certains dépôts, mais s'est appuyé pour cela sur un raisonnement morphologique. Il a ainsi utilisé la situation des sédiments par rapport à quelques formes remarquables pour les dater, avant de dater les grandes étapes de la morphogenèse grâce à l'âge des sédiments ! Deux exemples serviront à illustrer ce raisonnement "en circuit fermé".

- Il a donné un âge "villafranchien" à la nappe caillouteuse du causse de Laurens, sans aucun doute beaucoup plus ancienne parce qu'elle recouvrirait un glacis typique de cette époque [p. 66], avant de faire reposer sa démonstration d'une surrection fini-pliocène des monts de Fauçères sur l'absence de minéraux lourds originaires du socle cristallin et métamorphique dans cette nappe "villafranchienne".

- A Montplo, autre point clé de ses recherches, sa démarche a été semblable [p. 58] : les minéraux lourds des "terra rossa" du plateau de Villespassans, dont la topographie coïnciderait avec les "surfaces des Garrigues" réputées d'âge pliocène, lui ont permis de situer jusqu'à cette époque les apports en espèces représentatives du métamorphisme, alors que les cailloutis siliceux, marquant l'achèvement de la surface à la fin du Pliocène, indiquaient, quant à eux, avec une forte diminution des quantités de minéraux lourds, le début du soulèvement des avant-monts, placé ainsi dans la chronologie grâce aux relations entre formes et dépôts.

En résumé j'admettrai plusieurs des conclusions proposées par R. ETIENNE au sujet de la surrection de la bordure du Massif Central, mais je contesterai la démarche employée pour les obtenir. A n'en pas douter, l'étude sédimentologique des formations sédimentaires languedociennes inaugurée par P. DEMANGEON doit être considérée comme la voie principale pour résoudre les nombreux problèmes géomorphologiques régionaux. Cependant elle ne saurait concerner que des formations parfaitement situées dans l'échelle stratigraphique ; ce qui n'est pas le cas des "terra rossa". Les analyses de R. ETIENNE prouvent au contraire qu'avec leurs cortèges d'apports autochtones, allochtones et para-allochtones les "terra rossa" ont enregistré pêle-mêle de multiples événements morphologiques. Il s'agit de dépôts "polygéniques" qui laissent une trop grande marge d'incertitude aux hypothèses s'appuyant sur leur témoignage.

9 - P. AMBERT [1977, 1979, et alii 1981, 1982 a, 1982 b, 1982 c] :

Les recherches de P. AMBERT sur le bassin de l'Orb ont été axées sur le Quaternaire et la géomorphologie karstique ; elles seront cependant citées car, inévitablement, elles abordent quelques-uns des problèmes plus généraux qui ont retenu mon attention.

Dans deux publications [1979, 1982 a], P. AMBERT s'est intéressé à la bordure sud-occidentale du Larzac et à la topographie fossilisée par les laves de l'Escandorgue. Il a été ainsi amené à formuler plusieurs remarques.

- Les plus hautes coulées installées sur le Causse de Guilhaumard reposent à 800 m d'altitude sur une surface d'aplanissement. Jalonnée par des dépôts comprenant des dragées de quartz et des pisolithes ferrugineux [1979, p. 14], elle biseaute les calcaires du Jurassique moyen et nivelle la faille des Sièges d'une centaine de mètres de rejet [p. 12].

- Il n'a pas proposé de datation précise pour cette surface, mais on doit déduire de ses observations qu'elle serait d'une part post-oligocène, puisqu'il a attribué, malheureusement sans en préciser les raisons, un âge oligocène à la faille des "Sièges" [p. 12], d'autre part "antévillafanchienne", en fonction de l'âge donné aux basaltes par la radiochronologie. Certaines données l'ont conduit à la vieillir à l'intérieur de la fourchette précitée : il a reconnu sous les basaltes des traces de karstification obligatoirement postérieures à l'élaboration de l'aplanissement et il a surtout insisté sur le fait que les laves s'étaient épanchées sur une topographie de dissection très proche de l'actuelle [1979 p. 15, 1982 b, p. 87].

Ce dernier constat lui a suggéré deux réflexions importantes.

- D'abord la tranche de 150 m, enlevée au-dessous des coulées basaltiques par l'érosion quaternaire dans des argiles permienues pourtant très tendres, démontrerait la faiblesse relative de celle-ci en regard des processus néogènes qui auraient dégagé sur l'emplacement de la cuvette de Lodève 4 à 600 m de terrains essentiellement secondaires [1979, p. 12].

- Ensuite il ne saurait être question d'admettre, comme l'avaient proposé plusieurs auteurs [H. ENJALBERT 1967, P. DUBOIS 1970], l'existence de failles dénivellant les laves de l'Escandorgue.

Implicite il a donc admis l'âge ancien des mouvements portant le Larzac au-dessus du Bas-Languedoc. Toutefois, il ne s'est pas prononcé sur leur situation exacte dans le temps. A le lire, il semblerait qu'il ait, à peu de chose près, accepté les idées exprimées par G. KIEFFER sur ce sujet [1982 a, p. 87].

Surtout vigoureuse avant le "Villafranchien" dans la montagne, l'érosion se serait exercée dans l'avant-pays de façon spectaculaire au cours de cette brève période. P. AMBERT a, en effet, développé dans d'autres articles [1982 b, 1982 c] l'idée du façonnement de vastes "pédiments villafranchiens" de part et d'autre de la percée de l'Orb sur le contact Massif Central-région littorale.

Analysant les niveaux étagés qui accidentent les environs de St-Chinian ou la retombée méridionale des monts de Faugères et qui ont été décrits dans la partie précédente, P. AMBERT les a réunis dans un système de quatre pédiments [1982 c, p. 207] :

- Le plus haut et le plus ancien d'entre eux correspondrait au replat de 350 mètres, recouvert à l'Est de Fos par les laves du Carlenas, et au plateau de Villespassans, établi entre 335 et 250 m au Sud de St-Chinian.

- Le second "pédiment" s'étendrait sur des interfluves situés, au Nord de Laurens, légèrement au-dessus de 200 m d'altitude, son extension maximale étant atteinte à l'Ouest de l'Orb, autour de Fontcaude.

- Le troisième, très discontinu, serait représenté par toute une série de lambeaux isolés parmi lesquels on peut citer : le replat de "Grange Haute", au Nord-Est de Quarante (180 m), l'échine recoupée par l'Orb au niveau de la "cluse" de Réals (150 m), le causse de Laurens (190 m), la topographie recouverte par le volcan des Baumes au-dessus de Fontès.

- Le quatrième et dernier "pédiment" serait différent des précédents par son organisation : alors que ceux-ci s'ordonnent "sur le dessin du réseau pliocène", il s'adapterait "au tracé sensiblement divergent des vallées quaternaires". Il a attribué à cette forme le nivellement d'interfluves dominant de peu la vallée de l'Orb ou de ses affluents dans les avant-monts ou, au contraire, le sommet des plus hautes collines de la plaine littorale.

Chacun des "pédiments" aurait été élaboré au cours des crises climatiques du Pliocène supérieur [1982 b, p. 24]. Etablis dans des matériaux divers, schistes gréseux viséens des monts de Faugères, bancs de calcaires et de marnes du Saint-Chinianais, formations continentales et marines néogènes des plaines littorales, ces "pédiments" auraient fait disparaître d'importantes tranches de substratum. Leur disposition régulière permettrait enfin de reconsidérer les interprétations mobilistes admises depuis les travaux de P. DEMANGEON [1982 b, pp. 8 à 13].

Cette ultime remarque est sans aucun doute la principale déduction que P. AMBERT a tiré de son étude des "pédiments villafranchiens". Elle l'a amené à lever l'incertitude qui demeurait dans ses publications sur l'Escandorgue. Il a proposé un schéma dans lequel "les nombreuses phases cassantes de la fin de l'Oligocène et du Miocène fixent définitivement les rapports du volume montagneux et de la plaine languedocienne", précisant même que "l'arrivée massive des dragées siliceuses jusque-là stockées sur la surface

d'érosion caussenarde" marquerait, dès le Serravallien, "un vigoureux rajeunissement du vieux bloc hercynien" [1982 b, p. 13]. On comprend mieux à partir de là les raisons qui l'avaient conduit à se déclarer très proche des interprétations purement eustatiques de la morphogenèse plio-quadernaire, comme celles proposées par F. TAILLEFER ou P. GEORGE [1982 b, pp. 7-8].

Les écrits de P. AMBERT remettent donc en question des faits qui, sans être définitivement démontrés, semblaient être l'objet d'un début de consensus entre auteurs. Incontestablement ils doivent être rangés, au côté des travaux récents de J. C. FLAGEOLLET, B. ETLICHER ou P. MANDIER, dans un courant de recherche tendant à privilégier le rôle de l'érosion dans la morphogenèse. Je n'étonnerai personne en précisant qu'ils vont à mon avis beaucoup trop loin dans cette voie.

L'importance indiscutable de l'érosion avant les éruptions de l'Escandorgue dans le Lodévois a fait oublier à P. AMBERT de s'interroger sur le principal problème posé par la région, à savoir où et par quel mouvement -faille, flexure- la bordure du Massif Central avait été déformée. Une pareille réflexion lui aurait évité d'estimer par excès -rappelons le chiffre cité d'une tranche de terrain de 4 à 600 m d'épaisseur [1979, p. 12]-, les volumes enlevés au relief mis en place par la tectonique. C'est d'ailleurs peut-être l'ampleur des retouches auxquelles il a cru, qui l'ont poussé à reculer au maximum l'âge des mouvements du sol. Il a cependant exagéré dans ce sens, car si l'incision des rivières dans la bordure méridionale du Larzac remontait bien, comme il l'a écrit, au Miocène moyen, on devrait s'étonner non plus de la vigueur de la reprise d'érosion, mais au contraire du faible recul des sources et surtout de la morphologie en gorges conservée par les vallées jusqu'à l'épanchement des laves "villafranchiennes".

L'opinion qu'il a exprimée sur le piémont languedocien nécessite une plus longue discussion. En l'occurrence j'aurai tendance à considérer ses nombreuses remarques géologiques plus convaincantes que ses déductions géomorphologiques. Utilisant les données les plus récentes en matière de palynologie -travaux de J. P. SUC- ou de paléontologie -travaux de J. P. AGUILAR-, il a fourni d'excellentes mises au point sur la stratigraphie régionale [en particulier 1982 c, pp. 202 à 209] tandis qu'il élaborait, indépendamment des premières, une interprétation des formes du relief sur laquelle j'aurai de nombreuses observations à formuler.

1°) J'admettrai pour commencer la réalité de l'existence de niveaux étagés au débouché de la "cluse" de l'Orb sur l'avant-pays ; les ayant moi-même signalés à l'occasion de la partie descriptive il me serait de toute façon difficile de faire autrement. Mais je ne m'en déclarerai pas pour autant d'accord avec l'ensemble de la lecture topographique proposée par P. AMBERT. Je me bornerai à citer deux exemples précis des divergences qui nous séparent.

- P. AMBERT a reconnu dans le secteur de Causses-et-Veyran, en rive gauche de l'Orb, la marque de deux "pédiments" d'importance régionale [1981, p. 17] : le premier subhorizontal, situé vers 150 m au-dessus des gorges de Réals - "pédiment"-, l'autre plus bas en dépit de sa position amont -il se termine vers 135 m au-dessus de l'Orb- et surtout incliné dans le sens du Landeyran dont il domine directement la rive gauche -4^{ème} "pédiment"- . Personnellement, j'ai attribué tout ce secteur à un seul "niveau" en soulignant les liens qu'il entretient avec la structure. Sa correspondance étroite avec un synclinal éocène biseauté par l'érosion signifie pour moi que la subégalité, très relative d'ailleurs, des interfluves composant le "niveau", peut tout aussi bien être due à un aplanissement ancien que récent. Autrement dit, il me paraît rigoureusement impossible, avec la dégradation différentielle du sommet des collines liée à l'incision du réseau hydrographique dans des roches non homogènes, d'affirmer ici, comme P. AMBERT l'a fait, l'appartenance d'un interfluve à une génération précise de formes.

- Trop précise à mon sens dans l'avant-pays la description de P. AMBERT ne l'est pas assez dans la montagne. Le flanc méridional des monts de Faugères est jalonné par trois replats très nets et non par deux ainsi qu'il l'a admis. Il a, en effet, réuni dans un seul et même "pédiment" qu'il situe entre 350 m à Cabrerolles et 272 m au Mont Cèze [1982 b, p. 2 et 3] deux replats séparés par un talus d'une cinquantaine de mètres : celui de Cabrerolles-Montesquieu nivelé vers 350 m et celui de Faugères dont les interfluves sont compris entre 300 et 280 m.

2°) La chronologie que P. AMBERT a proposée pour la réalisation des "pédiments" n'a pas été détaillée plus haut dans le court résumé de son interprétation ; elle mérite d'être étudiée maintenant avec attention.

Globalement placés dans le "Villafranchien", les quatre épisodes "pédimentaires" seraient à coup sûr postérieurs à la grande vague d'érosion provoquée par la régression messinienne parce que "dans le cas contraire celle-ci n'aurait pas épargné la planéité des formes" [1982 b, p. 7]. Pour lui le plus ancien "pédiment", c'est-à-dire le niveau de Fos-Montesquieu d'une part, la surface de Villespassans d'autre part, serait "pliocène sans que l'on puisse préciser davantage". Il correspondrait "soit au sommet de l'un des deux remblaiements continentaux pliocènes (brèches ou dépôts supérieurs), soit au sommet de la transgression marine de même âge". Quant aux trois autres, ils auraient été façonnés "entre 3 et 1,6 M.A.". Ils seraient postérieurs à la raréfaction des pollens de Taxodiacees constatée par J. P. SUC à la base des alluvions siliceuses supérieures ; ils seraient ainsi synchrones de la "péjoration climatique" déterminée par l'apparition de la sécheresse méditerranéenne [1982 b, p. 6]. En revanche leur antériorité à 1,6 M.A. ne ferait aucun doute, puisque le plus récent d'entre eux dominerait très légèrement la plus haute des terrasses de l'Hérault, recouverte elle-même, dans la région de Valros, par du basalte ayant donné cet âge radiochronologique [1982 b, p. 5 et 6].

Ce tableau des événements appelle deux remarques.

- La première portera sur la limite inférieure des épisodes "pédimentaires". S'il paraît légitime de ne pas placer la réalisation d'un aplanissement en parallèle avec une phase brutale et brève d'incision du réseau hydrographique, on ne voit pas pourquoi une telle forme ne pourrait pas être antérieure à ce phénomène. La vallée du Rhône abonde en exemples montrant la parfaite conservation de surfaces aplanies en bordure des "rias messiniennes" et cela même dans des roches de moyenne résistance. Il n'existe par conséquent aucune preuve de l'âge pliocène de la surface de Villespassans ; tout au contraire un argument solide conduit à la vieillir...

- On comprend pourquoi P. AMBERT a parlé de "pédimentation" : sauf à croire à une longue usure au cours des temps géologiques façonnant un aplanissement polygénique, aucun autre système d'érosion n'aurait pu niveler les séries très contrastées et la structure en "écaillés" de la région en un temps limité. On conviendra cependant que, pour permettre à la "pédimentation" de s'exercer, des conditions bioclimatiques très particulières ont été nécessaires. Or celles-ci sont loin d'avoir été fréquentes. L'extension d'une forêt riche et dense durant tout le Pliocène inférieur [J. P. SUC, 1980] a rendu impossible ce type de morphogenèse jusqu'à la limite entre le Tabianien et le Plaisancien que l'étude paléomagnétique des sondages marins permet de fixer vers 3,2 M.A.. Si la surface de Villespassans était effectivement pliocène, elle ne pourrait donc qu'être postérieure à cette date, comme les trois autres "pédiments". Il faudrait de ce fait admettre que tous les niveaux établis en bordure des avant-monts aient été façonnés en quelques centaines de milliers d'années, dans tous les cas en beaucoup moins d'un million d'années. En effet P. AMBERT me semble avoir nettement surestimé la durée de la "pédimentation" en fixant sa limite supérieure vers 1,6 M.A.. En choisissant l'âge du basalte de Valros il a oublié, d'une part que l'Hérault avait eu le temps de réentailler légèrement le dernier "pédiment" et, d'autre part, que les alluvions de la terrasse emboîtée dans le "pédiment" avaient eu le temps de s'altérer profondément avant d'être fossilisées par les laves. J. BARRIERE [1973, p. 20] a même estimé, d'après l'état de la pédogenèse infra-basaltique et en tenant compte de l'évolution climatique possible, le dépôt des alluvions antérieur de un million d'années à l'épisode volcanique ! Il ne saurait être question d'asseoir une certitude sur un chiffre dont la valeur est seulement indicative ; il me paraît clair cependant que le délai accordé à l'exercice éventuel d'une "pédimentation villafranchienne" a été de toute façon nettement inférieur à celui proposé par P. AMBERT.

3°) Pour en finir avec cette série d'observations, j'ajouterai qu'il était indispensable pour P. AMBERT, avant d'arrêter définitivement son schéma sur les bases déjà exposées, de répondre à plusieurs questions qu'il n'a pas franchement abordées et qui concernent, toutes, la dynamique morphologique.

- Quels sont les processus qui ont présidé à l'élaboration des "pédiments villafranchiens" et aux dépens de quels types de roches se sont-ils exercés ?
- Quelles ont été au cours de la brève période de "pédimentation" les causes des alternances planation-incision ?
- Où se trouvent les dépôts corrélatifs de l'évolution du relief et y a-t-il compatibilité entre la nature des formations du Pliocène supérieur et la morphogenèse envisagée ?

P. AMBERT s'est posé la première partie de la dernière question [1982 c, pp. 212 à 215]. Reconnaissant "la disproportion évidente entre l'omniprésence des formes et la rareté des dépôts corrélatifs", il n'en a pas moins cité une liste de sédiments contemporains, d'après lui, des phases d'érosion : Montplo-le-Haut, Corneilhan, Réals, etc... Pour la plupart placés en position dominante dans le paysage, ces épandages ont aussi en commun le faciès : ils sont formés par des cailloutis siliceux très résistants -quartz, chailles, quartzite, grès pour plus des trois quarts du spectre pétrographique- emballés dans une argile sableuse rouge. Implicitement P. AMBERT a donc établi un lien entre ce matériel et l'apparition des "pédiments". Or un tel lien ne me paraît pas fondé. Les nappes "plio-villafranchiennes" du Languedoc représentent, comme l'ensemble des dépôts issus du Massif Central à cette époque-là, l'évacuation d'un stock d'altérites très évoluées jalonnant de vieilles surfaces planes ; elles ne peuvent correspondre à une vague d'érosion attaquant le substratum sain des avant-monts et de leur marge.

Pour trancher le problème, il faudrait connaître avec certitude la nature des couches enlevées par la "pédimentation". P. AMBERT en employant ce dernier terme a admis qu'il s'agissait de roches cohérentes. Les planchers des trois niveaux supérieurs coïncidant avec des sédiments primaires, secondaires ou tertiaires nettement consolidés paraissent justifier son opinion ; mais toutes les données de terrain ne vont pas dans ce sens. Il faut remarquer d'abord que le quatrième "pédiment", le plus récent, repose partout dans la plaine littorale sur des matériaux tendres néogènes, ensuite qu'il existe dans les propos mêmes de P. AMBERT une ambiguïté sur le substratum à l'intérieur duquel ont été taillés les deux "pédiments" intermédiaires, puisqu'ils auraient été "en partie sculptés dans les argiles à galet du Pliocène supérieur" [1982 b, p. 4].

En conséquence, le schéma tracé par P. AMBERT ne me semble pas prendre en compte la totalité des faits à l'origine d'une situation très complexe. Si l'on ne peut qu'être d'accord avec lui pour reconnaître, dans les interfluvies qui entourent Villespassans ou Fontcaude, des plans créés par l'érosion, il est difficile de les attribuer à la "pédimentation villafranchienne" malgré la présence locale à leur surface de nappes de cailloutis de cette époque ; trop de questions resteraient alors sans réponse. On se demanderait dans ces conditions pourquoi les limites des "pédiments" seraient presque toujours étroitement contrôlées par des déformations du substratum, pourquoi certains niveaux seraient restés subhorizontaux tandis que d'autres s'inclinaient, parfois de façon divergente comme le plateau de Villespassans. Les formes dégagées au contact des monts de Faugères et du Bas-Languedoc me paraissent correspondre beaucoup plus à des glacis d'érosion

en roche tendre qu'à des pédiments. Le niveau établi sur les sédiments néogènes de la plaine littorale est un véritable glacis. Les plateaux dominants résultent de la collaboration de l'érosion aréolaire et de l'érosion différentielle : elles ont fait réapparaître, en les retouchant modestement, des portions d'aplanissements anciens d'âge divers, fossilisés sous une couverture tertiaire plus ou moins épaisse. Ainsi les niveaux de Fontcaude et de Casal-Vieil sont des fragments de "surface" inframiocène, celui d'Autignac est antébartonien. Les actuelles limites entre les plans résultent de déformations du sol dont les plus nombreuses sont contemporaines des accumulations tertiaires et quelques-unes postérieures. Les mouvements plio-quadernaires, bien que de faible ampleur dans ce secteur, sont certains ; P. AMBERT les a lui-même recensés [1977, 1982 b, pp. 11-12]. Je leur attribuerai volontiers les altitudes variées des dépôts "villafranchiens". C'est ainsi que la région de Montouliers a dû connaître un léger mouvement positif par rapport à la "cluse" de l'Orb, entre Cessenon et Réals. P. AMBERT a expliqué certaines de ces variations d'altitudes par des reprises d'érosion dans une énorme accumulation "villafranchienne" [1982 b, p. 4] ; mon opinion est donc très différente. J'aurai d'ailleurs tendance à croire que l'essentiel du travail de déblaiement des surfaces anciennes par l'érosion aréolaire était terminé au moment de l'arrivée des cailloutis siliceux dans l'avant-pays. Malgré l'importance de l'érosion linéaire et latérale développée ensuite par les cours d'eau quaternaires, importance dont la conséquence a été une réduction en superficie et un tronçonnement des nappes "villafranchiennes", il m'étonnerait que celles-ci aient été fortement entamées dans leur épaisseur.

* * *

CONCLUSIONS DU CHAPITRE 3

* * *

En regard des deux premières régions étudiées, le Sud du Massif Central présente le remarquable avantage pour le géomorphologue d'hypertrophier en quelque sorte les problèmes posés par le relief, du coup le nombre des solutions possibles s'en trouve considérablement diminué :

les multiples replats non concordants qui frangent le rebord méridional de la Montagne Noire, les pentes des monts de Lacaune ou celles du Lingas permettent ainsi **d'écarter l'hypothèse d'une évolution cyclique à partir de mouvements tectoniques de grande ampleur.**

L'importance des dénivellations topographiques rend absurde le recours à une couverture sédimentaire pour expliquer l'inadaptation de quelques artères du réseau hydrographique à certains traits structuraux majeurs -Orb dans les avant-monts, Vaur dans le bombement de Flauzins- et **impose l'idée de l'antécédence.**

Au contraire de la situation observée en Limousin et à un degré moindre dans les horsts du Centre-Est, **la grande fréquence de minces lambeaux sédimentaires** jalonnant la topographie actuelle **facilite un peu partout -Ségalas, Causses, Cévennes- la lecture des déformations du sol.**

La présence dans des plans souvent voisins de terrains du Secondaire inférieur et du Paléogène assure par ailleurs de la relative modestie de l'évolution du relief pendant toute la première partie de l'histoire alpine, au moins jusqu'à la fin de l'Oligocène, tandis que la conservation de sédiments parfois très peu résistants sur des pentes fortes -Ouest des Ségalas- amène tout naturellement à l'idée qu'un soulèvement récent est à l'origine de la formidable reprise d'érosion responsable du paysage montagnard.

On aboutit à une conclusion semblable en voyant comment les bordures sédimentaires, qui sont souvent parsemées des mêmes jalons paléogènes, s'interrompent brutalement au pied de vigoureux talus limitrophes.

Exceptionnellement, dans le Lodévois, ces talus connaissent une large échancrure. Il est remarquable de noter qu'elle correspond à l'endroit où le socle est concerné par un phénomène qui se renouvelle dans certaines régions -Brive, Autun- sans toutefois atteindre une telle dimension : la présence d'un vaste fossé d'effondrement primaire rempli de matériaux détritiques peu cohérents. **Le fait que, partout où affleurent des roches tendres, les interfluves culminent à des altitudes inférieures à celles rencontrées sur les terrains périphériques conduit à envisager l'intervention de l'érosion différentielle.** Mais nous avons vu que **ce facteur n'a pas été le seul à jouer un rôle dans la position déprimée de ces secteurs,** puisqu'on observe une subégalité entre les interfluves qui semble indiquer leur ancienne appartenance à un seul plan topographique et que celui-ci se poursuit localement à une altitude voisine sur des roches dures. **Là, comme dans la plupart des autres régions du Massif Central, la tectonique est aussi intervenue.** La dénivellation s'explique donc par la conjonction de deux facteurs, le problème étant d'estimer avec le maximum de précision possible la part de l'une et de l'autre dans le relief.

L'analyse des bordures sédimentaires confirme tout à fait ce diagnostic. Après les larges bordures du Limousin animées par d'amples et faibles mouvements ondulatoires, après les bordures étroites et heurtées du Centre-Est, les bordures du Sud ont pour premier caractère la diversité. Celle-ci permet de vérifier une règle déjà facile à soupçonner à partir des exemples précédents : **c'est la structure, par le biais de la disposition des corps géologiques, qui rend compte de tous les accidents topographiques notables.** La Dent de Rez, le Pic Saint-Loup et la forêt de la Grésigne sont des portions du sous-sol déformées de façon positive et assez peu retouchées par l'érosion ; la région de Causse-de-la-Selle, les fossés de Réalmont ou d'Alès ont, au contraire, été déformés en creux ; le relief ainsi créé, peu modifié dans le premier cas, a été exagéré à la suite de l'encaissement du réseau hydrographique dans des terrains tendres pour les deux autres cas. Enfin les plateaux calcaires ont été ployés dans la région d'Uzès, cassés et basculés au Nord-Est de Montpellier, déformés par de brutales flexures dans la basse Ardèche, lourdement gauchis dans le Quercy.

En résumé, la part prise par la tectonique dans l'apparition des grandes lignes du relief du Massif Central méridional et de sa bordure est encore plus évidente que dans le Centre-Est. Pour expliquer la topographie, on n'échappe pas à la nécessité d'envisager des mouvements

différentiels de forte amplitude ; l'âge de ces mouvements reste à fixer de façon précise, mais il peut être estimé de manière relative grâce à une double constatation : **il est à la fois assez récent pour justifier de la jeunesse des grandes vallées et assez ancien pour avoir permis**, en raison il est vrai de la vigueur de l'érosion ou de la faible résistance des roches, **un travail de dissection souvent impressionnant.**

* * *

CONCLUSION DU LIVRE I

Au terme d'une double enquête concernant les principales formes topographiques et leur interprétation, il convient de faire le point.

Les divergences dans les idées exprimées par les chercheurs montrent que les parts respectives prises par la structure et l'érosion dans l'élaboration des paysages du Massif Central n'ont pas encore été fixées clairement. Ma tâche s'en trouve du coup précisée. Les remarques formulées sur les interprétations des divers auteurs et surtout l'enquête géomorphologique à différentes échelles comprenant une description de la topographie et l'étude des rapports que celle-ci entretient avec la structure, ont déjà permis d'aboutir à certains résultats. Je les rappellerai ici en les distinguant des questions restées sans réponse ; assez curieusement nous allons constater que presque tous les points qui peuvent être considérés comme acquis débouchent sur un ou plusieurs problèmes demeurant à résoudre.

Le premier enseignement tiré de cette enquête concerne l'unité géomorphologique du Massif Central et de ses bordures sédimentaires. Tout l'espace analysé est passé selon moi par des étapes semblables et il ne me paraît nullement justifié d'expliquer des changements dans le relief par une évolution indépendante d'un secteur par rapport aux autres. Si les paysages se renouvellent, avec l'absence de grands fossés dans le Nord-Ouest, leur omniprésence dans le Centre-Est, l'étendue des plateaux sédimentaires dans le Sud, ces changements montrent seulement des nuances dans l'évolution structurale. Il ne s'agit en aucun cas de différences dans la nature des phénomènes morphologiques, tout au plus de variations dans leur modalité. C'est ainsi que des régions ayant tendance à l'affaissement ont recueilli des sédiments paléogènes jusqu'au cœur du Berry ou de la Touraine ; elles se trouvaient pourtant très loin des domaines méditerranéen ou rhodanien qui, placés en limite de plaque, ont connu les contraintes tectoniques les plus fortes et de ce fait, les accumulations les plus importantes. Les événements paléogéographiques ont suivi le même rythme sans aboutir à des résultats similaires : une phase a pu profondément marquer le relief dans un endroit tandis qu'elle se contentait de le retoucher ailleurs. Il n'y a pas eu pour autant genèse de formes particulières puisque tous les volumes, sur le socle ou ses bordures, semblent posséder une même origine -voir ci-dessous-.

Bien entendu, le temps devant être considéré comme l'espace à plusieurs échelles, il est indispensable de préciser que le synchronisme invoqué pour l'ensemble du Massif Central et de ses bordures concerne la chronologie des grands épisodes et non le détail des crises locales. Il conviendra donc, premier problème né d'une certitude, de découvrir pour chaque région les temps forts de l'évolution ou, plus exactement, afin de respecter l'unité d'ensemble affirmée, de découvrir les conséquences régionales des grands épisodes.

Les principales étapes de la morphogenèse sont faciles à identifier. Les rapports que la tectonique et l'érosion ont entretenus permettent d'en distinguer trois.

- Après les nombreuses modifications apportées au socle primaire par les mouvements hercyniens et la très particulière période d'érosion post-hercynienne, la première moitié du Secondaire semble avoir été une période de calme morphogénique dans tout le Massif Central, en raison d'un équilibre entre des mouvements du sol de tendance négative et une érosion rendue moins puissante par la faible hauteur du relief au-dessus du niveau de base marin. Il constitue une étape de transition au cours de laquelle d'une part s'achève le travail de pénéplation du cycle hercynien, d'autre part débute l'évolution alpine.

- Amorcée dès le Crétacé, une ère d'instabilité, dont témoignent d'abondantes arrivées de matériaux détritiques, s'est prolongée durant le Paléogène. Cependant les rythmes respectifs de la tectonique et de l'érosion paraissent être demeurés semblables, une activité accrue de la première ayant entraîné une augmentation de la seconde. Ainsi, malgré l'intensité des déformations, une topographie relativement régulière est parvenue à se maintenir. Ces événements forment une seconde étape qui s'individualise mieux de la précédente par les modalités de sa morphogénèse que par ses conséquences.

- La troisième et dernière grande étape, la plus importante pour la compréhension du relief actuel a coïncidé avec une rupture dans les rapports tectonique-érosion. Les déformations subies par l'aplanissement hérité des phases antérieures ont déclenché une vague d'érosion d'un style particulier, responsable de l'incision du réseau hydrographique.

Nous retrouvons partout, du Poitou au Languedoc et du Morvan à la Montagne Noire, une pareille évolution en trois étapes. L'affirmer n'a cependant rien d'original puisqu'en dehors des auteurs favorables à une interprétation polycyclique de l'étagement des plateaux, un tel schéma a été adopté depuis H. BAULIG par tous les géomorphologues. Le problème posé est en définitive moins celui de ce canevas, solidement établi, que celui de l'âge précis du début de la dernière phase et, à partir de là, celui de l'ampleur des retouches opérées par l'érosion dans les volumes tectoniques.

En simplifiant nous avons vu que deux grands courants de pensée se sont opposés sur cette double question :

- Une majorité de géomorphologues ont eu tendance à repousser le plus loin possible dans le Néogène, voire dès la fin du Paléogène, le départ de l'étape ultime. De H. BAULIG à P. MANDIER en passant par M. DERRUAU ou A. WINCKELL, cette façon de voir regroupe tous les partisans d'une érosion efficace, remodelant les paysages.

- Quelques-uns ont repoussé à la fin du Miocène ou au Plio-quatenaire le soulèvement du Massif Central. Sans être d'accord sur toutes les modalités de l'évolution, H. ENJALBERT, G. KIEFFER ou C. KLEIN -avant son revirement tout récent- ont donné une place prépondérante à la tectonique dans l'explication des volumes actuels ; il est à noter que J. GRAS a été l'un des promoteurs de l'idée bien qu'il ait situé l'essentiel des déformations au Burdigalien.

En l'absence de l'étude des formations corrélatives qui formera le Livre II, la prudence devrait imposer de ne pas choisir entre ces deux types d'interprétation. Ce serait méconnaître les possibilités offertes par l'observation et le raisonnement géomorphologique. A mon avis, l'une et l'autre permettent d'ores et déjà de trancher sans hésitation et d'adopter le point de vue actuellement minoritaire. Cette opinion s'appuie sur la modestie des formes pouvant être attribuées à l'érosion et sur l'omniprésence de volumes d'origine tectonique directe.

Pour partir des interprétations les plus récentes, je repousserai d'abord l'idée de reliefs liés à une érosion différentielle s'exerçant dans les roches du socle. En accord avec les résultats obtenus par les partisans d'"un contrôle du relief par la nature et la disposition des roches", eux-mêmes [J. C. FLAGEOLLET, 1977, p. 387], il est évident que toute étude menée à moyenne ou à grande échelle à travers l'ensemble du Massif central doit conclure d'un côté à la correspondance effective entre certains volumes et des corps plutoniques, mais aussi, d'un autre côté, à l'impossibilité de corrélérer exactement les talus et les limites pétrographiques. Le recours à l'érosion différentielle entre les roches du socle est donc une fausse solution puisqu'il est indispensable, pour expliquer l'apparition des talus limitrophes, d'envisager soit des reprises d'érosion indépendantes de la simple usure, soit des mouvements tectoniques. Cette remarque ne règle pas pour autant, d'une façon définitive, la question de l'érosion différentielle. Celle-ci a fort bien pu jouer un rôle à l'intérieur du socle au niveau du modelé, ce qui expliquerait le dégagement de contacts pétrographiques le long des talus ou dans les vallées -modelé alvéolaire-. Malgré son intérêt, je n'aborderai pas un problème ne relevant pas des formes majeures. En revanche je reviendrai plus loin sur la très importante question de l'érosion différentielle entre socle et sédiments ; il est en effet indéniable que, si le déblaiement des sédiments meubles n'a pas eu l'ampleur supposée par H. BAULIG, il a eu néanmoins des conséquences à l'échelle du relief -voir ci-dessous-.

Soutenue par beaucoup de géomorphologues contemporains favorables à une intervention énergique des processus d'érosion -J. C. FLAGEOLLET ou A. WINCKELL en Limousin, B. ETLICHER ou P. MANDIER dans le Centre-Est-, une évolution cyclique, renouvelée grâce à l'utilisation des alternances de systèmes morphoclimatiques, peut-elle rendre compte de l'étagement des formes dans le Massif Central ? Ma réponse sera une nouvelle fois négative car nulle part je n'ai trouvé de lecture cyclique possible de la topographie et cela quelle que soit l'échelle d'étude adoptée.

- A petite échelle, l'inadaptation du réseau hydrographique à de très nombreux traits structuraux en témoigne. Elle constitue d'ailleurs une preuve absolue sur les bas plateaux rattachés en bonne logique aux morsures d'érosion récentes ; on ne comprendrait pas alors qu'une réorganisation ne se soit pas produite, au fur et à mesure de l'évolution, en faveur des organismes ou des portions d'organismes mieux adaptés, la chose étant inévitable dans tous les systèmes morphoclimatiques. H. BAULIG l'avait parfaitement compris ; c'est la raison pour laquelle il lui avait été indispensable d'utiliser dans son interprétation une couverture sédimentaire. Ceux qui, après lui ont cru pouvoir se dispenser d'y recourir tout en supposant des reprises d'érosion aréolaire -A. WINCKELL [1971] et surtout J. C. FLAGEOLLET [1977, p. 389]- n'ont pas retenu la leçon.

- D'autres données difficilement conciliables avec une origine érosive de la topographie apparaissent à moyenne et grande échelles. Lorsque des plateaux étagés sont présents -Limousin, Forez

méridional, Margeride, Ségalias-, on constate le plus souvent de fortes variations de l'ampleur des talus d'un endroit à l'autre, à tel point que des niveaux, séparés localement par de fortes dénivellations, peuvent très bien se confondre ailleurs -bassins de la Diège, de l'Ance ou du Dadou-. Il est fréquent, d'autre part, de rencontrer des surfaces de plateaux affectées de véritables gondolements, avec des renversements de pente qui se font parfois en sens inverse de l'écoulement du réseau hydrographique -bassins de la Sioule ou de la Sénouire-. Enfin, si l'on s'intéresse de près aux multiples replats qui accidentent partout les talus ou les flancs des hauteurs, une constatation s'impose : il n'y a pas de concordance morphologique entre eux ; ils sont discontinus et affectés par des pentes transversales ou longitudinales variables.

Les observations précédentes ne sont pas uniquement négatives et ne servent pas qu'à infirmer le rôle de l'érosion. On peut les porter, telles quelles, au crédit d'un autre facteur de la morphogenèse, à savoir de la tectonique. Seuls des mouvements du sol sont susceptibles d'expliquer tous les caractères de la topographie ; mais il faut remarquer que ces mouvements n'ont pas grand-chose de commun avec ces grandes cassures à l'emporte-pièce auxquelles les géographes ont souvent limité la tectonique des massifs anciens. La pente des plateaux, les variations de commandement des talus et surtout l'anarchie des replats ne trouvent d'explication que dans l'hypothèse d'un véritable concassage du socle, en grande partie indépendant des anciens accidents hercyniens. La topographie est ainsi rythmée par des déformations plus ou moins accentuées que suivent, à de rares mais spectaculaires exceptions près, les cours d'eau.

Rendre la tectonique responsable des volumes actuels ne résout malheureusement pas tous les problèmes. Ce constat débouche sur des interrogations similaires à celles posées par une origine érosive des formes ; il reste à déterminer l'âge de la tectonique, la part de l'érosion dans le relief et les raisons des changements intervenus dans les rapports tectonique-érosion. La recherche d'une solution aux deux premières questions passe entre autres par une analyse de l'organisation du réseau hydrographique et de ses anomalies.

Les cours d'eau s'harmonisent presque partout avec la topographie. On pourrait en déduire qu'ils se sont organisés sur les pentes créées par la tectonique récente et que, de ce fait, trouver le moment où le réseau hydrographique s'est installé reviendrait à trouver l'âge de la phase tectonique responsable du relief. En réalité les choses sont plus compliquées : certains traits topographiques très importants sont apparus avant la dernière grande étape de la morphogenèse qui s'est contentée de les amplifier. En conséquence, des tronçons entiers des principaux axes de drainage sont très anciens, assurément ils sont antérieurs à la mise en place des volumes actuels et ne sont d'aucune utilité pour la dater. Cependant, si l'âge des mouvements n'est pas indiqué par l'installation, au sens propre, du réseau, il l'est, en revanche, par l'importante réorganisation qu'ils ont entraînée. De nouvelles artères ont vu le jour ; l'exemple type que l'on peut en donner est l'apparition du Cantal et de son pôle de dispersion des eaux sur l'emplacement d'un bassin de sédimentation oligocène.

On doit évidemment se demander si toutes les sections hydrographiques nouvelles se sont créées en même temps, autrement dit s'il y a eu une seule et formidable crise tectonique ou si les déformations ont été regroupées en une série de petits épisodes répartis sur une longue durée. L'existence de plusieurs cas d'inadaptation du réseau par antécédence plaide en faveur de la deuxième solution. Adapté au relief né d'une première phase de mouvements, le tracé de quelques rivières ne l'a plus été à la suite de modifications tectoniques et topographiques ultérieures ; ainsi l'Alagnon installé sur le flanc nord-est du Cantal a établi et maintenu son cours malgré le soulèvement du horst de Rezentières. Il conviendra de recenser les plus remarquables des épisodes formant la grande crise tectonique néogène ; les inadaptations par antécédence du réseau hydrographique seront précieuses pour dresser un tableau de leurs conséquences régionales.

Pour ne pas adopter, mais en sens inverse, un point de vue aussi systématique que celui de H. BAULIG, il est nécessaire de préciser que toutes les inadaptations des rivières ne correspondent pas à un phénomène d'antécédence : quelques-unes sont dues à la surimposition sur une couverture sédimentaire aujourd'hui disparue. L'Allier à S^t-Yvoine, le Lot entre S^t-Laurent et S^t-Geniez-d'Olt permettent d'évoquer une situation beaucoup moins fréquente que la précédente, tout en étant aussi intéressante pour le géomorphologue dans la mesure où elle amène des informations sur un problème très difficile à cerner : celui des changements apportés au relief après la mise en place des principaux volumes.

Le soulèvement récent du Massif Central ne s'est pas uniquement traduit par une incision généralisée des cours d'eau ; interfluves et talus ont pu être remodelés, voire créés, par la vigoureuse reprise d'érosion consécutive aux déformations. De ce point de vue, l'érosion différentielle paraît avoir joué un rôle essentiel et j'ai été amené au Chapitre 2 à souligner que celle-ci s'était surtout traduite par une exploitation intense des contacts séparant les roches non cohérentes -marnes, argiles, ou argiles sableuses- des terrains indurés, qu'ils soient eux-mêmes sédimentaires, métamorphiques ou cristallins. Des formes de première grandeur ont ainsi été façonnées. Des dépressions et leurs talus périphériques se sont exagérés -limagnes- ; des plateaux ont été dégagés de leur couverture sédimentaire -une partie de l'avant-causse du Larzac, les plateaux de la Dordogne supérieure-. L'un des problèmes les plus délicats de la géomorphologie du Massif Central consiste à estimer, dans les secteurs où des formations détritiques non cimentées affleurent ou ont pu affleurer largement, la part qu'il convient raisonnablement d'accorder à l'érosion différentielle. Pour parvenir à une estimation correcte, la seule possibilité offerte au chercheur consiste à retrouver la position de la grande topographie d'aplanissement tertiaire à l'issue des mouvements qui l'ont dénivelée. Or cette position est bien établie uniquement sur les roches cohérentes. Dans les terrains de moyenne ou de faible résistance il est nécessaire de rechercher des jalons -reste de coulée volcanique, lambeaux d'alluvions très évoluées- susceptibles de la matérialiser de plus ou moins près. La rareté de ces jalons, voire leur absence, d'une part, la

complexité des déformations d'autre part, rendent les tentatives de reconstitution souvent aléatoires ; elles demeurent néanmoins nécessaires afin d'approcher au plus près la réalité morphologique.

Au-delà de la résolution de ces différents problèmes, qui relèvent de la simple mais difficile connaissance des faits, se dessinent d'autres questions touchant cette fois à leur compréhension. On peut les regrouper en une interrogation principale : quelles sont les raisons du changement radical des rapports tectonique-érosion au cours du Tertiaire ? Autrement dit pourquoi, alors que, pendant le Paléogène au moins, l'érosion était arrivée à maintenir une topographie basse et relativement régulière en dépit d'une tectonique active, il n'en a plus été de même ensuite ? Une réponse précise à cette question est fondamentale car d'elle pourrait dépendre la façon de concevoir toute l'évolution géomorphologique. Le chemin pour l'obtenir est long, il passe par la résolution d'une cascade de problèmes. Il faudra tour à tour.

- Déterminer avec le maximum de précision possible les rythmes et l'intensité de la tectonique paléogène, de manière à connaître dans la mesure du possible les rythmes et l'intensité de l'érosion.
- Se poser la question de savoir ce qui a pu résister à l'érosion paléogène, c'est-à-dire situer l'ampleur des reliefs résiduels de cette époque.
- S'interroger sur l'importance des derniers épisodes tectoniques en regard des phases paléogènes. Il semblerait en effet que les uns et les autres soient non seulement séparés par des différences d'intensité mais aussi et, surtout, par des différences de style.
- Se demander, enfin, si au Néogène l'érosion n'a pas elle-même changé de nature par rapport à ce qu'elle était dans la première moitié du Tertiaire. Il est certain qu'à une époque elle est parvenue à niveler roches dures et roches tendres, tandis qu'elle s'est limitée, depuis la dernière phase tectonique, au creusement des vallées et au déblaiement des matériaux non consolidés.

Il reste donc, au terme de ce premier Livre, de nombreux points à éclaircir. La plupart d'entre eux concernent la chronologie ou doivent être situés dans un cadre chronologique rigoureux. Cela explique que la dimension temps sera dans le deuxième Livre le guide privilégié de mon raisonnement ; il remplacera l'espace qui l'avait été jusqu'à présent.

* * *

LIVRE II

**L'HISTOIRE DU RELIEF :
HERITAGES ET MISE EN PLACE**

OU

**ENQUETE SUR LA LOGIQUE IMPOSEE PAR
LE TEMPS**

INTRODUCTION

L'âge des principales phases tectoniques et l'importance des reprises d'érosion ainsi provoquées sont, parmi les problèmes posés par la géomorphologie du Massif Central, ceux qui ont suscité le plus de désaccords entre les géomorphologues. Les recherches entreprises dans le Livre II se concentreront autour de ces deux points.

Une longue enquête va être obligatoire pour retrouver les étapes marquantes de l'histoire du relief. Celle-ci portera sur les seuls témoignages directs qui nous soient parvenus de ce passé plus ou moins lointain : les formations corrélatives de l'action de l'érosion. Une attention particulière sera également accordée aux marques laissées par les manifestations de la tectonique elle-même. Le Massif Central est, pour ce second aspect, un terrain privilégié parmi tous les massifs anciens européens puisqu'il possède une impressionnante couverture volcanique. L'étude du substratum constituera donc désormais le point de départ du raisonnement. Elle se substituera ainsi à l'analyse des formes, même si cette dernière va demeurer au centre de la réflexion, dans la mesure où les renseignements tirés de l'examen du sous-sol serviront de façon exclusive à comprendre la morphogénèse et sa dynamique.

Ici accumulées sur de formidables épaisseurs, là disséminées en un mince voile, les formations corrélatives de toute nature se rencontrent partout dans le Massif Central et à sa périphérie. Leur présence est depuis longtemps connue. La localisation d'un placage n'est cependant pas suffisante pour permettre de l'utiliser à des fins paléogéographiques ; d'autres précisions se révèlent indispensables. Déterminer le contexte stratigraphique dans lequel elles se placent permet au chercheur d'établir une chronologie des événements. L'analyse de leurs différents caractères sédimentologiques fournit le moyen de découvrir les conditions morphobioclimatiques qui ont présidé à leur formation et, par le biais de leur provenance, les secteurs qui étaient soumis à érosion. Or, malgré leur formidable intérêt pour la reconstitution du passé, il n'est pas exagéré d'écrire que l'on disposait de fort peu de connaissances sur les séries détritiques du Massif Central il y a seulement dix ou quinze ans, le fait s'explique à la fois par les difficultés de l'analyse de la sédimentation continentale et par un manque de curiosité des géologues.

Les dépôts des limagnes n'ont plus été l'objet d'études exhaustives après les premières descriptions stratigraphiques réalisées par M. L. GRÜNER, M. BOULE ou J. GIRAUD à la fin du 19^{ème} siècle. Seuls des compléments ou des modifications ponctuels ont été apportés dans la première moitié du 20^{ème} siècle par P. GLANGEAUD et J. JUNG. L'unique domaine dans lequel des révisions assez régulières ont eu lieu, a été celui de la paléontologie, marqué par les publications de J. VIRET, R. LAVOCAT et R. REY. Au début des années soixante, les limagnes n'avaient pas encore attiré l'attention des sédimentologues et l'on ne peut pas dire que la thèse de 3^{ème} cycle de A. DESPRAIRIES sur les dépôts tertiaires du bassin de Brioude ou l'article de V. GABIS sur ceux du Velay, publiés la même année [1963], firent rapidement école.

Les investigations dont les matériaux issus du Massif Central et déposés sur ses auréoles sédimentaires ont été l'objet, se sont déroulées dans un ordre inverse. Longtemps très mal datés, c'est leur analyse sédimentologique qui a été entreprise la première comme en témoigne l'époque de parution des travaux de A. VATAN [1947], G. KULBICKI [1953] et P. DEMANGEON [1959]. La chose n'est pas étonnante : sédiments souvent appauvris par un long transport, les venues détritiques centraliennes sont presque toujours azoïques et présentent d'étonnantes similitudes de faciès qui rendent leur classement stratigraphique très difficile ; il est par conséquent logique d'avoir amorcé leur étude par des données pouvant servir à établir des distinctions entre elles. Les progrès furent cependant assez lents en raison de l'échelle intermédiaire adoptée par les

l'analyse régionale ayant entraîné à la fois un manque de précisions au niveau des détails et l'absence de vues générales.

Des remarques très similaires peuvent être faites en matière de recherches sur le volcanisme. Après les premières mises au point, notamment celles de M. BOULE, qui permirent de proposer une chronologie relative des éruptions dès la fin du 19^{ème} siècle, une longue période de stagnation et d'incertitudes s'installa durant plus de cinquante ans. De nombreuses publications furent alors consacrées aux volcans du Massif Central, mais aucune n'apporta de progrès sensible. Cette situation n'a cessé que très récemment, avec l'apparition et le développement de la radiochronologie.

L'utilisation de techniques nouvelles, datation absolue d'un côté, palynologie de l'autre, est une des causes des étonnants progrès réalisés dans les dernières années ; ce n'est pas la seule. La multiplication des thèses de 3^{ème} cycle et le regain d'intérêt pour les dépôts continentaux, pièges potentiels du minéral d'uranium, ont fait le reste. Il est facile d'illustrer par quelques exemples la véritable révolution qui s'est accomplie dans le domaine des formations corrélatives. En une seule décennie, on a découvert que les sédiments paléogènes du Massif Central, longtemps attribués à la seule période oligocène, s'étaient déposés dans certains bassins dès l'Eocène, que les Sables et Argiles du Bourbonnais, mis en parallèle avec les Sables et Argiles de Sologne par la plupart des auteurs contemporains, tant géologues que géographes, devaient être rattachés au Pliocène Supérieur, enfin que les deux grands strato-volcans du Cantal et du Mont-Dore pour lesquels on imaginait une mise en place contemporaine, correspondaient en réalité à des événements complètement décalés dans le temps.

Les acquis récents, comparés à la stagnation de connaissances longtemps demeurées presque au niveau où elles se trouvaient à l'issue de la première grande vague de recherches, à la fin du siècle dernier, paraissent considérables. Il faut, bien sûr, avoir conscience de la longueur du chemin restant à parcourir, comme les développements ultérieurs le montreront, mais un fait demeure cependant évident : le géomorphologue dispose désormais de bases solides pour asseoir son raisonnement. Le présent travail a largement bénéficié de ces découvertes ; toutefois il faut préciser que celles-ci ne l'ont pas "précédé" mais plutôt "accompagné". La remarque est d'importance ; faute d'en tenir compte on s'exposerait à ne pas comprendre l'esprit dans lequel l'étude des formations corrélatives a été abordée. Il me paraît d'ailleurs nécessaire d'apporter quelques précisions à ce sujet.

Nous avons vu que l'utilisation géomorphologique des jalons parsemant le socle comprend deux volets d'égale importance : la stratigraphie et la sédimentologie. Or l'une et l'autre offrent le paradoxe d'être indispensables au géomorphologue tout en lui échappant puisque, "spécialiste" du relief, il lui est difficile d'aborder et de pratiquer des disciplines "pointues" riches en techniques précises. Ceci explique que je me sois retrouvé face à un double problème dès le début de mes recherches sur le Massif Central. Dans un premier temps, en effet, il m'a fallu acquérir comme tout "géomorphologue-géographe" les connaissances minimales pour comprendre le langage et les raisonnements des stratigraphes et des sédimentologues. J'espérais à l'époque n'avoir qu'à dépouiller les études de ces spécialistes. Malheureusement une seconde réalité s'est vite imposée : mes premières investigations, entreprises dans le cadre d'une thèse de 3^{ème} cycle sur la géomorphologie de la plaine du Forez, m'ont amené à comprendre qu'il me faudrait rapidement abandonner l'emploi de "lecteur averti" pour celui de "stratigraphe-sédimentologue débutant" si je voulais baser mes réflexions sur des données concrètes et cela par suite de la pauvreté des informations disponibles en la matière. C'est ainsi que pendant environ huit années pleines, de 1973 à 1980 -avec quelques mois d'interruption en 1975 dus à la rédaction de mon travail sur le Forez-, j'ai parcouru le Massif Central pour en découvrir le relief mais aussi le sous-sol, ramenant plusieurs centaines d'échantillons dans le but de les "faire témoigner" sur les différents stades de la morphogénèse.

Seul d'abord, je me suis livré sur ceux-ci aux recherches les plus simples de la sédimentologie : études granulométrique, minéralogique, morphométrique ou morphoscopique, cela grâce au matériel et aux locaux mis à ma disposition par les Universités de Lyon et de S^t-Etienne. Par la suite, j'ai pu largement bénéficier des services du Laboratoire de Géomorphologie de Caen, en vue de travaux nécessitant un gros appareillage ou des manipulations délicates : identification des argiles aux rayons X -service de M. N. LE COUSTOMER-, détermination de la composition chimique -service de H. DUROY-, confection de lames minces -service de M. LEVANT-. A partir de 1978, le véritable départ du Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie, grâce à la présence d'un maître d'oeuvre permanent, R. PETIOT, et à son installation dans les vastes locaux bien équipés de l'Université de Bron-Parilly, me permirent d'accélérer considérablement la préparation d'échantillons pour l'analyse scientifique desquels j'ai reçu l'aide précieuse de plusieurs spécialistes. Il m'est agréable de les remercier ici. Au premier rang d'entre eux, il me faut citer G. LATREILLE, maître de conférences de sédimentologie à l'Université de Lyon I et M. N. LE COUSTOMER, ingénieur au Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen ; l'une et l'autre m'ont consacré trop de leur temps pour que je ne leur réserve pas, à mon tour, une place particulière. Avec elles de nombreux autres collègues m'ont apporté un concours efficace : H. MEON, chargée de recherches au CNRS pour la palynologie, J. C. FLAGEOLLET professeur à Caen pour l'exoscopie des quartz, A. DE GOER DE HERVE maître de conférences à Clermont-Ferrand, et G. KIEFFER chargé de recherches au CNRS, pour toutes les questions liées au volcanisme, M. RIO maître de conférences à Lyon I pour l'interprétation des lames minces, M. HUGUENEY chargée de recherches au CNRS, et C. GUERIN maître de conférences à Lyon I pour la paléontologie des Mammifères, enfin, pour les problèmes de géologie structurale posés par l'ère hercynienne, G. VITEL, maître de conférences à l'Université de S^t Etienne,

qui a bien voulu relire les pages consacrées à cette période. Je n'aurai garde d'oublier de signaler aussi l'importance du travail fourni, dans le cadre de stages sur le terrain ou de mémoires, par mes étudiants de Licence ou de Maîtrise dans cette longue quête de résultats ; plus obscur, il n'en a pas été moins efficace et il m'est impossible de ne pas évoquer le cas particulier de D. VOLLE, étudiante en Licence, qui a accepté d'effectuer bénévolement pendant plusieurs semaines des préparations d'échantillons devenues très urgentes, ceci afin de me permettre de partir sur le terrain, comme mon plan de travail le prévoyait. Je réserverai une place à part à B. ETLICHER et P. MANDIER qui, tout en connaissant nos divergences d'interprétation, n'ont jamais hésité à me communiquer un renseignement et m'ont à plusieurs reprises conduit sur leur terrain de recherches. Il m'est agréable d'évoquer ici A. LESVIGNES et M. O. BRUNY qui ont, toutes deux, réalisé d'excellentes thèses de 3^{ème} cycle sur des régions du Massif Central, apportant un maximum d'observations de terrain ou de laboratoire ; qu'elles sachent l'une et l'autre l'intérêt que j'ai trouvé dans nos tournées communes ou nos discussions. Enfin, je ne terminerai pas cette longue liste sans citer R. ETIENNE, qui n'a pas hésité, malgré la concurrence, nos désaccords scientifiques ou le heurt de nos deux caractères, à me communiquer nombre de ses résultats. Les conversations que nous avons eues ensemble, souvent sur des sujets très éloignés de la géomorphologie, m'ont permis de découvrir une attachante personnalité.

Au total, j'ai consacré beaucoup de temps à l'étude des formations corrélatives ; pourtant la place qu'elle occupera ici, bien que capitale, ne sera pas directement proportionnelle à l'attention et au travail qui lui ont été accordés. Le fait est normal puisque les thèmes centraux de ma réflexion sont d'ordre géomorphologique ; mais il s'explique aussi par des changements intervenus dans mon opinion sur la démarche à suivre. Aujourd'hui deux sentiments contradictoires m'animent.

- Un formidable intérêt pour les résultats obtenus grâce à l'analyse sédimentologique, mais aussi pour les techniques qu'elle met en jeu, intérêt sans doute lié à la nécessité pour le géomorphologue d'asseoir son raisonnement sur des données précises et concrètes.

- Une sorte de méfiance vis-à-vis d'un travail qui, exigeant à la fois beaucoup de moyens, de temps et de compétence, risque de détourner le géomorphologue des objectifs de sa propre discipline.

Je donnerai deux exemples de mes relations avec la sédimentologie au cours de mon travail. Si certains lecteurs trouvaient ces développements sans rapport avec le sujet traité, c'est qu'ils n'auraient pas saisi l'esprit avec lequel il est souhaitable, voire nécessaire, de l'aborder, c'est-à-dire en ne perdant pas de vue que sa nature propre est de présenter, face à un problème géomorphologique donné, la position d'un individu avec ses défauts, ses éventuelles qualités et... son "histoire" ! Garder à l'esprit ces trois composantes permettra d'éviter tout contresens dans la compréhension de mes propos. Etant dans l'impossibilité de me substituer au lecteur sur les deux premiers points, laissés à l'appréciation de chacun, il est de mon devoir, autant que faire se peut, de l'éclairer sur le troisième.

Très intéressé par les résultats obtenus grâce à la minéralogie des argiles dans mon mémoire de Maîtrise et dans ma thèse de 3^{ème} cycle, j'avais décidé, dès le début de mon travail à l'échelle du Massif Central, de prolonger l'expérience. Michelle-Noëlle LE COUSTOMER ayant accepté, après m'avoir reçu pour un stage dans son laboratoire du CNRS de Caen, de traiter plusieurs dizaines, puis, au fil des années, plusieurs centaines d'échantillons, j'avais conçu l'idée d'un vaste programme de recherches concernant non seulement la nature des argiles des fossés du Massif Central, mais aussi des comparaisons avec les formations sédimentaires périphériques, dépôts tertiaires des marges occidentales -Quercy, Poitou- et orientales -couloir séquano-rhodanien, Languedoc-. Mon but était alors surtout d'ordre stratigraphique : il s'agissait de déterminer si, dans les terrains réputés azoïques du cœur du Massif Central, les argiles, par leur changement de nature, ne pouvaient pas servir de marqueur et s'il était ou non possible, à partir de là, d'établir des corrélations stratigraphiques. Ayant assez vite pris conscience de l'énormité du travail d'analyse à effectuer pour simplement voir s'esquisser un résultat et ne pouvant à moi seul mobiliser le service des argiles du Laboratoire de Caen, j'aurais aimé pouvoir m'associer dans cette tâche à un spécialiste, travaillant dans le cadre d'une thèse, qui aurait pu exploiter les résultats déjà acquis et les compléter ; ma quête fut vaine. Aussi, c'est avec beaucoup d'intérêt que je pris connaissance des analyses publiées dans les notices explicatives des nouvelles cartes géologiques au 50.000^{ème} des Limagnes de l'Allier. Réalisées sur des sondages profonds, elles auraient pu compléter d'une façon intéressante les données obtenues par Michelle-Noëlle LE COUSTOMER sur mes échantillons de surface ; toutefois, localisées de manière rapide dans les notices, elles étaient inexploitable en l'état. J'ai, à plusieurs reprises, demandé à D. GIOT, principal auteur de la cartographie du Tertiaire, de bien vouloir m'apporter les précisions nécessaires ; malheureusement il n'a pas jugé opportun d'accéder à ma demande. La publication de plusieurs articles, consacrés aux sédiments du bassin du Puy et de diverses Limagnes, par P. LARQUE et son directeur de recherches F. WEBER, ont pareillement retenu mon attention. Basés sur l'étude de grandes coupes verticales ou sur des sondages, ces travaux ont achevé de me convaincre de la nécessité de combiner, en matière de minéralogie des argiles, étude en plan et étude en hauteur. Timidement j'ai essayé de proposer à P. LARQUE discussion ou tournée commune ; là encore ma tentative, sans doute maladroit, n'a pas trouvé d'écho. Il m'est indispensable de préciser ici que mon intention n'est pas de dénoncer l'attitude des géologues cités. Je crois du reste comprendre en partie leur point de vue : ils n'ont pas cru bon d'ouvrir une discussion ou de fournir des renseignements à un chercheur travaillant en apparence en aval de leurs préoccupations, donc de pratiquer une "coopération" à sens unique ; peut-être ont-ils même vu dans mes démarches celles d'un "concurrent", certes "amateur" et inoffensif, mais d'un concurrent, malgré tout, de leurs propres recherches. Qu'ils se soient trompés ou non, le résultat de ce double refus a été de me pousser à travailler de mon côté sur sondages, principalement dans le Roannais et en Grande Limagne, puisque je disposais en Forez et en Velay des données précises publiées par P. LARQUE. Etant au courant des campagnes

entreprises par la COGEMA dans ces régions, j'ai tenté d'obtenir l'autorisation de prélever des échantillons sur les très nombreux forages entrepris par cette compagnie. Lorsque j'obtins l'autorisation, au milieu de l'année 1984, ma rédaction d'une part, les possibilités d'analyses du Laboratoire de Caen d'autre part, furent les obstacles à la réalisation de mes projets de départ. Seul, un des sondages échantillonnés de la Limagne bourbonnaise a pu faire l'objet à ce jour d'analyse. Ces résultats et l'impressionnant travail fourni par Michelle-Noëlle LE COUSTUMER seront cités au fil des pages, on peut regretter cependant qu'ils n'aient pas servi de base à une véritable synthèse. Sans parler de mes compétences limitées, il m'est apparu impossible de la proposer ici, dans un texte déjà long et dense. Je ne désespère pas de rencontrer un jour un "spécialiste" qui acceptera de réfléchir avec moi à ce captivant problème.

Je ne peux manquer d'évoquer un autre aspect de ces recherches sédimentologiques : celui que Gabrielle LATREILLE m'a fait découvrir. Inaugurée en 1976, après qu'elle eu accepté d'identifier les minéraux lourds d'échantillons prélevés en Roannais par mes étudiants de Maîtrise et moi-même, une collaboration qui allait prendre au fil du temps un intérêt exceptionnel pour moi, s'est établie entre nous. Sa disparition, à la suite d'une brève et implacable maladie, y a mis un terme brutal fin avril 1983. Sédimentologue spécialisée dans l'étude des minéraux lourds, à laquelle elle avait été formée par S. DUPLAIX, Gabrielle LATREILLE avait consacré jusqu'alors presque tous ses travaux à la sédimentation péri-alpine ; elle a accepté d'opérer, en s'intéressant au Massif Central, une véritable reconversion, puisque nous avons particulièrement étudié ensemble les alluvions plio-quatérnaires riches en minéraux volcaniques, espèces qu'elle avait jusqu'alors très peu rencontrées. Il m'est à la fois agréable et pénible d'évoquer la gentillesse avec laquelle elle a toujours accueilli les dizaines, voire les centaines, d'échantillons que je lui ai régulièrement amenés à chaque rentrée universitaire entre 1977 et 1983. Grâce à un état d'esprit assez exceptionnel dans un monde universitaire composé plutôt d'individualistes, défaut que j'illustre du reste à la "perfection", elle avait su instituer un système d'échange réciproque d'informations qui parvenait à faire progresser nos deux points de vue. L'article écrit en commun en 1980 en constitue à mes yeux la démonstration. Il aurait dû être suivi de nombreux autres, notre ambition étant d'arriver à reconstituer l'ensemble du système alluvial du bassin supérieur de la Loire entre sa source et Orléans, avec comme premier objectif, de dater le détournement de la Loire-Loing au niveau de Gien. Elle nous a quittés la semaine où, avec mes étudiants de Licence, nous préparions, à la suite d'un stage sur le terrain dans la région de Nevers, les dernières séries d'échantillons permettant le raccord entre les secteurs d'aval et d'amont déjà étudiés.

Ce bref retour sur le passé me permet aujourd'hui de mieux mesurer l'importance des événements qui viennent d'être rapportés sur la physionomie présente de ce travail. Si je n'avais pas rencontré des personnes de la qualité de Michelle-Noëlle LE COUSTUMER ou Gabrielle LATREILLE, il est évident que je ne me serais pas intéressé d'aussi près à certaines techniques et leur apport, énorme au niveau du raisonnement, m'aurait échappé. D'un autre côté, mon intérêt pour ces techniques aurait sûrement abouti, dans des circonstances permettant de poursuivre leur utilisation, à modifier de façon profonde la nature et le style de mes propos : ces pages seraient plus techniques, et du coup plus classiques. On peut soit regretter le fait, soit s'en satisfaire, il est de toute manière difficile de le nier.

L'étude des formations corrélatives présentée dans le Livre II est un amalgame des résultats obtenus par d'autres chercheurs ou par moi-même. A mes yeux, l'essentiel a été de rassembler ici une somme de renseignements capable de sous-tendre mes raisonnements stratigraphiques ou paléogéographiques. Il n'est jamais entré dans mes intentions de réaliser une synthèse sur certaines régions ou certaines époques, la preuve en est que de nombreuses observations ponctuelles réalisées sur le terrain ou en laboratoire n'ont pas été utilisées. L'exposé des faits sera divisé en cinq chapitres, tous organisés autour de phases majeures de la morphogénèse.

- Le premier sera consacré à l'histoire primaire et aux origines du Massif Central, période fondamentale pour la structuration du socle dans lequel les reliefs du cycle orogénique alpin se sont ensuite formés.

- Le second portera sur l'évolution secondaire, époque charnière entre les cycles orogéniques hercynien et alpin parce qu'elle a vu se réaliser une grande topographie d'aplanissement dont le rôle a été déterminant jusqu'à une période très récente.

- Un troisième chapitre analysera les principaux événements du Paléogène inférieur, c'est-à-dire une phase réputée avoir connu les premières violentes déformations alpines, avec la mise en place de la chaîne pyrénéo-provençale.

- Le quatrième évoquera une autre étape de structuration majeure, celle provoquée à l'Oligocène par l'apparition du Rift ouest-européen, ultime épisode tectonique ayant ébranlé l'équilibre de l'aplanissement fondamental sans le détruire.

- Enfin le cinquième et dernier chapitre concernera, après une brève évocation de la période de répit du Miocène inférieur et moyen, la mise en place des grands volumes topographiques et les transformations qu'ils ont connues entre la fin du Tertiaire et l'époque actuelle.

* * *

- CHAPITRE 1 -

LE CYCLE OROGENIQUE HERCYNIEN ET SES CONSEQUENCES STRUCTURALES

Tous les événements qui ont précédé le dernier épisode d'organisation du relief, celui responsable de l'apparition des volumes actuels du Massif Central, devraient être étudiés dans ce travail parce qu'ils sont responsables de l'acquisition par les roches ou le relief de nombreux traits hérités. Etant donné que l'histoire du sous-sol de la région remonte bien au-delà du cycle alpin, il est facile de mesurer la formidable étendue de la période qui est à prendre en considération. L'énormité d'une telle tâche n'a pas effrayé C. KLEIN lorsqu'il s'est retrouvé face à ce type de problème à l'occasion de sa thèse consacrée au Massif Armoricaïn et à ses marges sédimentaires [1973] ; de ce point de vue son travail constitue sans aucun doute un remarquable exemple. Dans un premier temps, il s'est attaché à établir, grâce à une minutieuse analyse du terrain, le rythme des transgressions ou régressions antécambriennes et primaires. Il a ensuite déduit de sa longue enquête des renseignements précis sur les styles des mouvements du sol qui se sont succédé tout au long du Primaire, avant d'en tirer un certain nombre de conclusions fondamentales, susceptibles de rendre compte de l'évolution tectonique postérieure, donc de la morphogenèse du Massif Armoricaïn. Il a été ainsi conduit à définir un "armoricanotype" [1973, pp. 335-336], différent de l'"alpinotype", et responsable à ses yeux de l'évolution acyclique connue par l'Ouest de la France. L'opinion affirmée par C. KLEIN amène tout naturellement à poser une question : une étude comparable est-elle possible dans le Massif Central et si oui, peut-elle déboucher sur des résultats intéressants sa géomorphologie ? Ma réponse personnelle sera nuancée.

Il convient de remarquer tout d'abord que la démarche suivie par C. KLEIN a été à la fois facilitée et justifiée par les conditions particulières qui ont présidé à la formation du Massif Armoricaïn. Celui-ci n'a pas subi les mêmes contraintes en raison d'une position différente dans le dispositif des chaînes primaires ; les matériaux sédimentaires accumulés sur son emplacement ont été plissés et faillés mais peu modifiés par le plutonisme. La lecture des déformations qui l'ont affecté s'en trouve aujourd'hui simplifiée, tandis que les structures anciennes peuvent de ce fait jouer un rôle direct dans la topographie actuelle par le biais d'une morphogenèse "appalachienne". Il n'en va pas de même dans le Massif Central : les contraintes qui s'y sont exercées ont été beaucoup plus puissantes à certaines époques ; elles ont profondément transformé le substratum, en dehors de quelques secteurs périphériques. En donnant de la cohésion aux terrains meubles, ces contraintes ont uniformisé le comportement des roches vis-à-vis des effets les plus courants de l'érosion différentielle. Le nombre parfois très élevé des phases tectoniques a, par ailleurs, rendu leur décryptage bien difficile. Celui-ci reste possible, mais le travail pour y parvenir se complique singulièrement. Il doit s'appuyer sur de très longues et délicates études de microtectonique qui sont avant tout "affaire de spécialistes".

Ces données suffiraient déjà à motiver un choix différent de celui de C. KLEIN. Si l'on ajoute que mon dessein n'a jamais été, contrairement au sien, de dresser un tableau de l'évolution à travers les temps géologiques d'un vaste domaine mais de réfléchir sur la genèse des principales formes de la topographie actuelle, on comprendra mieux l'écart entre nos deux points de vue. Toutefois C. KLEIN m'a pleinement

convaincu lorsqu'il n'a pas hésité, dans la conclusion de sa thèse, à critiquer les géomorphologues, dont H. BAULIG, pour lesquels le passé "n'ayant laissé aucune trace discernable dans le relief" est sans importance. Dans la mesure où les liens entre les reliefs tectoniques actuels et des traits structuraux très anciens sont évidents, j'admettrai la nécessité de s'interroger sur des événements très anciens. Je le ferai d'autant plus volontiers qu'en utilisant la dimension "temps" et ses différentes échelles, suivant une méthode identique à celle employée pour l'espace, on peut aboutir à des constatations fondamentales sur le cadre général dans lequel la morphogenèse intervient. Le présent chapitre permettra donc d'introduire dans mon raisonnement la "longue durée", au sens géologique de l'expression ; il est l'équivalent d'une étude à petite échelle. On ne devra pas s'étonner qu'à l'occasion, l'espace impliqué par le développement dépasse le cadre devenu trop étroit du Massif Central, voire celui de la plaque européenne, pour finir par concerner dans certaines remarques l'ensemble du Globe.

* * *

- A -

LE MASSIF CENTRAL

AVANT LE DEVONIEN :

* * *

La première partie du Paléozoïque correspond à une période pour laquelle les connaissances ont beaucoup évolué au cours de ces dernières années. Elle constitue un domaine d'autant plus délicat à aborder que de nombreuses découvertes restent à faire à son sujet. Le petit nombre de certitudes bien établies acquises jusqu'à présent s'explique par la puissance de l'orogénèse qui a affecté le sous-sol dans la seconde moitié du Primaire : celle-ci a effacé totalement les traces des événements antédévonien sur plus de la moitié de l'espace et profondément transformé les roches, dans leur nature ou leur disposition, presque partout ailleurs. Du coup, et bien que l'époque apparaisse aujourd'hui comme surtout marquée par le dépôt d'impressionnantes séries sédimentaires, il est impossible de proposer une stratigraphie pour l'ensemble du Massif Central. On ne dispose que de renseignements ponctuels plus ou moins complets d'une région à l'autre. Les liens entre les différentes monographies restent souvent conjecturaux. De ce point de vue, cependant, il est possible de distinguer deux ensembles : la moitié méridionale du Massif Central, moins vigoureusement bouleversée par les contraintes hercyniennes, s'oppose à la partie nord, et constitue une zone où les corrélations semblent plus aisées à faire. Nous commencerons par l'évoquer, avant d'étudier les données obtenues sur la moitié septentrionale et de tenter une approche globale de la paléogéographie antédévonienne du Massif Central par l'intermédiaire de la nature des roches magmatiques mises en place à ce moment-là.

1 - LES ANCIENNES SERIES SEDIMENTAIRES AU SUD DU LOT :

a - LES SEDIMENTS PEU METAMORPHISES DE LA "MONTAGNE NOIRE" :

La "Montagne Noire", au sens géologique du terme, est une immense région qui englobe non seulement le secteur situé au Sud du sillon Thoré-Jaur mais également les monts de l'Espinouse, de Lacaune et leur retombée sur les Ségalaux méridionaux. L'unité structurale de l'ensemble est incontestable puisqu'il est formé par une vaste amande de terrains cristallins ou cristallophylliens, orientée WSW-ENE, et ses enveloppes sédimentaires. Seules ces dernières retiendront ici notre attention. Elles ont été formidablement dérangées par les mouvements hercyniens ; toutefois elles n'ont pas été rendues méconnaissables par le métamorphisme. C'est l'un des rares endroits du Massif Central où la stratigraphie des terrains antédévonien est bien établie.

La série sédimentaire de la "Montagne Noire" devait posséder à l'origine environ 6 000 mètres d'épaisseur. Les deux tiers inférieurs sont antédévonien (fig. 44 A).

Elle débute par une puissante série schisto-gréseuse (fig. 44 A 1) dépassant le millier de mètres dans la région du Mendic. Azoïque, cette première unité est seulement située dans la chronologie grâce aux niveaux qui la surmontent et qui sont du Cambrien inférieur terminal. Des alternances très monotones de bancs ou de lits, voire de lamines millimétriques, d'argiles et de sables la constituent. Sa principale originalité est de contenir localement des produits remaniés d'un volcanisme rhyolitique : les célèbres "blaviérites" de la Montagne Noire (A 2).

Au sommet de la série schisto-gréseuse, un changement sensible s'opère avec l'apparition, au milieu des lits schisteux, de niveaux carbonatés. Ces derniers sont accompagnés de fossiles du groupe des Trilobites (A 3).

Après une augmentation locale du détritisme - horizon repère dit des "grès de Pardailhan" (A 4)-, les sables disparaissent. Des sédiments carbonatés épais parfois de plus de 600 mètres, les "calcaires à *Archaeocyathus*", leur succèdent mais ils ne forment pas un ensemble homogène. On y reconnaît en général deux parties : une masse inférieure de calcaire gris dolomitique (A 5) et un corps supérieur plus détritique où des bancs schisteux interrompent fréquemment la dolomie (A 6). De nombreux accidents de sédimentation

-horizons silicifiés, lits de nodules de phosphates fossilifères, niveaux graphiteux et surtout couches marquées par la présence de matériaux volcaniques divers, en place ou remaniés- donnent un aspect très typé au corps supérieur. La faune permet de rattacher ces sédiments au Cambrien inférieur II de la nouvelle carte géologique au 50.000^{ème}, équivalent français du Lénéien -ex Géorgien supérieur-.

En parfaite continuité toujours, les niveaux du Cambrien moyen -ex Acadien- montrent un retour progressif à une sédimentation plus grossière. Dans un premier temps, sur quelques dizaines de mètres, les carbonates se regroupent au milieu des schistes en nodules ; l'élimination rapide de ces nodules sur les affleurements explique le nom de "schistes troués" donné à la formation qu'il vaut mieux désigner par l'expression de "schistes à *Paradoxides*", qui correspond au genre des Trilobites associés au dépôt (A 7). Les sables réapparaissent, ensuite, sous forme de grès intercalés dans les schistes. Leur retour est matérialisé par un horizon massif qualifié de "grands quartzites" et pouvant atteindre cinquante mètres d'épaisseur (A 8).

C'est grâce à la présence des fossiles plus qu'à une discordance soulignée par des variations notables de faciès que l'on a pu mettre en évidence, au-dessus du Cambrien moyen, une importante lacune de sédimentation. Tout le Cambrien supérieur est absent puisque les couches de l'Ordovicien inférieur reposent directement sur l'ensemble précédent. Paraissant prolonger ce dernier, on rencontre, en effet, sur plus de 1 000 mètres, des bancs, épais d'abord puis plus minces, de sables et d'argiles interstratifiés. Le seul indice de la discordance est l'âge bien établi de la faune qui appartient au Trémadocien ou à l'Arénigien (A 9).

Une seconde discordance, très nette celle-là, interrompt les schistes gréseux de l'Ordovicien inférieur. L'Arénigien moyen est surmonté par des terrains ordoviciens supérieurs et siluriens qui, sans dépasser 150 à 300 mètres de puissance, forment un cycle sédimentaire parfaitement individualisé. Il débute par des niveaux gréso-conglomératiques caradociens dans lesquels des galets de rhyolite et des intercalations de matériels volcano-sédimentaires témoignent d'une phase d'émersion et de la transgression qui l'a suivie (A 10). Des marnes schisteuses et des calcaires en plaquette -Ashgillien- viennent au-dessus (A 11). Le Silurien inférieur termine enfin la série avec des schistes noirs pyriteux dont la richesse en matières organiques est un indice sûr de dépôt en mer peu profonde (A 12). Le Dévonien, transgressif sur la série, sera étudié dans le paragraphe suivant ; dominé par les calcaires, il est l'amorce d'une sédimentation très différente qui justifierait à elle seule une étude séparée.

La couverture antédévonienne de la "Montagne Noire" est aujourd'hui bien connue ; elle pose aux chercheurs un seul problème : celui de l'âge de ses séquences les plus anciennes.

Située, lorsqu'elle est présente -formation de "Marcou" sur le versant nord-, assez haut dans la série schisto-gréseuse inférieure, la "blaviérite" a longtemps été considérée comme un horizon repère par lequel aurait débuté le Cambrien, les dépôts sous-jacents étant attribués à l'Infracambrien. Or cette façon de voir doit être abandonnée. Parce que l'on sait désormais que le volcanisme acide s'est manifesté à plusieurs reprises au cours du Cambrien et qu'il est par exemple présent dans des niveaux datés par la paléontologie du Lénéien, il n'est plus possible de lui accorder une signification stratigraphique. Des sédiments auparavant réputés antécambriens doivent donc être rajeunis ; ce qui n'implique pas, bien entendu, l'absence de terrains de cet âge en "Montagne Noire". Les sédiments de la zone axiale, transformés par le métamorphisme, pourraient être précambriens ainsi qu'on l'admettait auparavant. Des arguments en faveur de la présence effective du Briovérien existent : des restes organiques, évoquant des formes de vie précambriennes plutôt que primaires, ont été retrouvés en Sorrézois à l'extrémité occidentale de la Montagne Noire. D'autres arguments sont, au contraire, à porter au crédit d'une extension limitée de ces niveaux. L'auréole métamorphique très développée des plateaux de l'Agout, formée par les célèbres "schistes X" réputés antécambriens, a été l'objet, dans le cadre des levés de la nouvelle carte géologique au 50.000^{ème}, de recherches lithostratigraphiques minutieuses qui laissent apparaître des convergences entre le matériel des schistes X -formations de "St-Pons", de "la Salvetat" et de "Lamalou"- et celui de la couverture sédimentaire cambro-silurienne. On retrouve dans les variations de faciès des schistes les grands ensembles stratigraphiques de la couverture : deux séries schisto-gréseuses encadrent des horizons marqués par l'apparition des carbonates, eux-mêmes précédés et accompagnés de dépôts volcano-détritiques acides. Il faut noter, cependant, l'épaisseur souvent plus faible des niveaux et le caractère à la fois plus fin et plus confiné de la sédimentation.

b - LES "SCHISTES" DE L'ALBIGEOIS, DU ROUERGUE ET DE LA CHATAIGNERAIE :

Les terrains du versant septentrional de la "Montagne Noire" semblent se prolonger dans les Ségalas. L'absence d'études détaillées et de repères paléontologiques, les complications apportées à la structure par la superposition de plusieurs directions de plissements, le métamorphisme qui s'accuse au fur et à mesure que l'on gagne vers le Nord, sont autant d'obstacles pour établir une lithostratigraphie précise. L'unique certitude à l'heure actuelle est, comme nous allons le voir, l'âge primaire de l'essentiel des roches affleurantes.

Au-delà de la dépression de Lacaune et de la vallée du Gijou, les vastes plateaux du Dadou, en pente vers le Tarn, tranchent une structure complexe affectée par plusieurs grandes ondulations de direction méridienne.

A l'extrême Ouest, des schistes noirs à intercalations de roches vertes qui se prolongent jusqu'en Bas-Rouergue où ils forment "l'étage de Morlhon", constituent une exception à la règle du caractère azoïque des dépôts ; ils ont été datés, grâce à une faune d'*Acritarches* identique à celle des monts de Lacaune, de l'Arénigien inférieur. Une série flyschéide de l'Ordovicien occupe donc une position synclinale de bordure, situation que l'on retrouvera en Limousin.

En gagnant l'intérieur du Massif Central, une zone anticlinale succède à cette première bande de terrain. On la suit des environs de Montredon-Labessonnié jusqu'à Rieupeyroux au Nord. Une épaisse série schisto-gréseuse, entrecoupée de couches volcano-sédimentaires très comparables aux "blaviérites" de la "Montagne Noire", affleure dans son axe. Une telle attribution est en partie confirmée par la présence, dans la région de Montredon, de dolomies du Cambrien inférieur sommital.

Plus à l'Est, la granulométrie des sédiments s'affine à nouveau : des schistes noirs, interrompus par des bancs de quartzite, occupent le fond d'une seconde ondulation synclinale. Leur ressemblance, entre autres avec les faciès pris par la série des schistes à *Parodoxides* de l'"Acadien", sur le versant nord de la "Montagne Noire", conduit à les attribuer au Cambrien moyen.

A l'extrême Est des plateaux du Dadou, en bordure de la zone effondrée qui contient les sédiments permians, un ultime mouvement positif est à l'origine de la réapparition des formations schisto-gréseuses à gréseuses, type formation de "Marcory". On les suit jusqu'en rive droite du Tarn, dans la région de Truel, au pied du Lévézou. Là, il est dommage que les granitisations postérieures gênent l'étude des relations existant entre elles et des roches très particulières, baptisées par les géologues "groupe leptyno-amphibolique", dont il sera abondamment question à propos de la partie nord du Massif Central. Disposées en auréole autour du Lévézou, ces roches représentent les restes d'une série sédimentaire grauwakeuse, d'environ 2 000 mètres d'épaisseur, largement pénétrée par des venues volcaniques à dominante basique que leur chimisme permet de rattacher aux tholéites. Nous verrons que leur dépôt remonte vraisemblablement au Cambrien supérieur ou à l'Ordovicien inférieur.

Au Nord du "détroit de Rodez", occupé par les terrains secondaires, les schistes de la Châtaigneraie et du Lot poursuivent l'ensemble métamorphique des Ségalas. Ils étaient formés primitivement d'une série pélicitique entrecoupée de bancs gréseux ; ceux-ci donnent aujourd'hui des quartzites. En l'état actuel des connaissances il est impossible de proposer même une synthèse rapide à petite échelle. On peut tout au plus faire deux remarques à leur sujet.

- Les âges des sédiments originels sont sans doute proches de ceux relevés en Albigeois. On dispose d'indices pour situer le dépôt de plusieurs d'entre eux au Cambrien et à l'Ordovicien. Sur de remarquables convergences de faciès, les grésopélites de la basse Truyère, en amont d'Entraygues, ont été assimilées à la formation de "Marcory" [S. BOGDANOFF *et alii*, 1984], tandis que les épischistes de la série du Lot ont livré des *Acritarches* comparables à ceux du Cambro-Ordovicien de la "Montagne Noire". Toutefois il est parfaitement possible que des niveaux beaucoup plus récents voisinent dans cette région avec le Paléozoïque inférieur...

- En effet on vient d'acquiescer la certitude que de très importantes déformations avaient affecté tout ce domaine placé au contact de la zone interne de la chaîne hercynienne [B. BRIAND et M. GAY, 1978 - S. BOGDANOFF *et alii*, 1984] tant et si bien que la plupart des contacts entre les diverses unités lithologiques représenteraient des fronts de nappes de charriage ou, pour le moins, des limites d'écaillés - voir page 210 et suivantes-.

c - LES "SCHISTES DES CEVENNES" :

Isolés par la masse des Causses, à l'Ouest, et par des batholites granitiques, au Nord, des sédiments très semblables aux affleurements les plus orientaux de la "Montagne Noire" sont visibles dans la haute vallée de l'Hérault, en Viganais. Comme d'une part on n'y a pas retrouvé de fossiles et que, d'autre part, ils ont été eux aussi bouleversés par l'orogénèse hercynienne, il n'est pas facile de démontrer leur rapport avec la couverture de la "Montagne Noire". B. GEZE [1949] a pourtant bien éclairci les choses dans sa thèse.

La série reconstituée est largement dominée par des faciès schisto-gréseux à la base -Cambrien inférieur ?- et au sommet -Ordovicien ?-. Sa partie moyenne est, en revanche, plus diversifiée avec deux horizons repères assez fiables : une épaisse couche de dolomie prolongeant ici le niveau des "calcaires à *Archaecyathus*" et surtout la présence, très typée, des "schistes troués" du Cambrien moyen.

Les terrains épimétamorphiques des Cévennes débutent au-delà du massif de granite intrusif carbonifère du St-Guiral-Liron -voir page 209- qui masque complètement leur relation avec le Viganais. Un peu mieux connu que le substratum de la Châtaigneraie, le sous-sol des Cévennes reste à cartographier à grande échelle du point de vue de la lithostratigraphie et de la tectonique, les études à petite échelle [P. BROUDER, 1964] ou à moyenne échelle [A. WEISBROD, 1970] réalisées jusqu'à présent se révèlent insuffisantes devant la complexité des données. C'est donc avec une grande prudence que l'on doit considérer leurs conclusions.

Les "schistes des Cévennes" seraient constitués, de bas en haut, par trois grandes séries (fig. 44 B).

- A la base, un premier ensemble schisto-gréseux, pouvant atteindre jusqu'à 3 000 mètres de puissance, disposerait de plusieurs horizons-repères : un mince niveau de schistes carbonatés associés à des schistes noirs dans leur partie inférieure (B 1) et, plus haut, trois bancs de quartzite blanc (B 2).

- La série intermédiaire serait nettement moins épaisse (800 mètres au maximum). Elle se détacherait bien des autres sédiments grâce au développement de schistes noirs riches en matières carbonneuses (B 3). Souvent interrompue, mais de façon discontinue, par des niveaux quartzeux, elle disposerait surtout d'un horizon repère : le niveau dit de "Bassurels" placé au centre de la série et peut-être formé par d'anciennes roches éruptives (B 4).

- Au-dessus, on aurait affaire à une nouvelle série schisto-gréseuse tout à fait analogue à la première (B 5). Elle ne s'en distinguerait que par la disposition de ses niveaux repères, en l'occurrence un unique horizon dit de "Malataverne", transformé en amphibolites et situé près de sa base (B 6).

Malgré l'interruption dans l'espace créée par l'affleurement des granites, on a avancé une parenté possible entre les terrains du Viganais et les "schistes" cévenols, dont l'âge serait paléozoïque inférieur. Certains chercheurs sont même allés plus loin, en faisant de la mince couche des schistes carbonatés de la "série inférieure" un équivalent réduit des "calcaires à *Archaecyathus*", ce qui revient à placer le dépôt du matériel parental des "schistes des Cévennes" après le Cambrien moyen [A. WEISBROD, 1970]. Dans une telle hypothèse les formations cristallophylliennes de la Cézarenque, à l'Est de la grande faille régordane, représenteraient, avec leur métamorphisme accentué, un substratum antécambrien, les gneiss amygdalaires du massif de Bonnevaux étant interprétés comme la transformation de terrains volcano-sédimentaires grossiers du Cambrien inférieur [A. WEISBROD, 1970].

L'absence totale ou presque de grandes déformations qu'impliquent les schémas précédents est étonnante ; quant aux hypothèses sur l'origine et l'âge de certains niveaux, la réinterprétation récente des gneiss amygdalaires de la Cézarenque, qui résulteraient de la rétro-morphose d'un granite porphyroïde [G. CREVOLA *et alii*, 1983], montre clairement leur fragilité.

2 - LES ANCIENNES SERIES SEDIMENTAIRES DANS LE NORD DU MASSIF CENTRAL :

a - LE "GROUPE DU BAS-LIMOUSIN OCCIDENTAL" :

Deux raisons expliquent qu'il soit aujourd'hui assez bien connu et qu'on puisse en quelque sorte le considérer comme un domaine de transition entre les régions du Sud, où les incertitudes sont limitées, et celles du Nord, qui en comportent de beaucoup plus nombreuses. D'une part, il se situe en marge de la zone interne et son métamorphisme reste discret ; d'autre part, la réalisation de la carte géologique au 50.000^{ème}, en multipliant les études locales à grande échelle, a permis aux chercheurs qui l'ont entreprise d'établir aussi une solide synthèse régionale [J. P. FLOCH *et alii*, 1977].

Il existe d'abord, sur un espace très restreint occupant une situation synclinale en bordure du socle -région de Génis-, des niveaux peu transformés par le métamorphisme, dont le rôle chronostratigraphique est capital. Placés au toit de la sédimentation du Bas-Limousin (coupe synthétique de la figure 45 et figure 44 C), ils permettent de rapporter les couches inférieures à une période anté-ordovicienne dans la mesure où leur âge est maintenant connu. Ils comprennent entre deux complexes volcano-sédimentaires (5 a et 5 d) une couche de schistes épaisse de 200 à 300 mètres (5 b) dans laquelle on a retrouvé, près de la base, des *Acritarches* ordoviciens et surtout, vers le sommet, des lentilles de calcaire à *Conodontes* représentatifs du Silurien terminal (5 c). L'ensemble de ces niveaux paraît donc devoir être rapporté à une longue période allant de l'Ordovicien inférieur au Dévonien.

Une discordance très nette témoigne, à la base des méta-ignimbrites de Génis -niveau volcanique inférieur d'âge Trémadoc probable-, d'une phase de déformation et d'émersion postérieure à la mise en place des terrains sous-jacents (fig. 45). Ceux-ci montrent aujourd'hui des faciès cristallophylliens parfois beaucoup plus accusés mais très inégalement répartis ; l'intensité variable du métamorphisme, jointe à la nature variée des séries primitives, explique les nuances pétrographiques.

- Des alternances de micaschistes et de gneiss gris issus d'une ancienne accumulation schisto-gréseuse constituent la base de la série (3 a).

- Des gneiss gris plagioclasiques, dits "gneiss du Limousin" (3 b) parce qu'ils affleurent sur une bonne partie des bas plateaux, leur succèdent. Ils correspondent à d'anciennes grauwackes qui renfermaient de nombreuses intercalations de roches éruptives basiques : métagabbros ou métadolérites. On y rencontre aussi des laves acides accompagnées de niveaux de tufs basiques (4 d). Les premières ont été transformées en leptynite, les secondes en amphibolite et l'ensemble pourrait correspondre au "groupe leptyno-amphibolique" du Massif Central -voir ci-dessous-.

- "Les grès et les schistes de Thiviers" (3 c), très peu affectés par le métamorphisme recouvrent l'unité des "gneiss gris". Il s'agit d'un épais complexe volcano-détritique rhyodacitique dans lequel des tufs ont été remaniés sous forme de grès sombres. La roche très massive est de plus en plus entrecoupée dans ses horizons supérieurs par des lits de schistes qui annoncent le niveau suivant.

- Enfin, placés juste sous la série de Génis, des pélites transformées en micaschistes - "micaschistes de Donzenac", "micaschistes d'Excideuil" - terminent le cycle sédimentaire Bas-Limousin (3 d). Deux types d'accidents les accompagnent : des bancs de quartzites qui deviennent de plus en plus nombreux vers le Sud-Est, et des lentilles de metabasites, situées plutôt près du mur des micaschistes (3 e).

Le "groupe Bas-Limousin" repose après une nouvelle discordance soulignée par des strates discontinues d'altérites continentales (2 b), sur le "groupe de la Dronne". Celui-ci représente les termes les plus anciens du substratum affleurant. Son organisation est assez simple : il devait être formé primitivement par une sédimentation où les argiles, majoritaires à la base (1 a), s'interstratifiaient avec des sables au sommet (1 b). Il a été pénétré par des roches plutoniques (2 a) avant d'être affecté, comme les autres groupes régionaux, par un métamorphisme responsable de sa transformation en micaschistes, gneiss ou métagneiss.

Bien que l'on n'ait pas retrouvé de trace de fossile susceptible de renseigner sur les âges des groupes du "Bas-Limousin" et de la "Dronne", ceux-ci peuvent être estimés avec plus ou moins de précision.

- Les sédiments du "groupe Bas-Limousin" datent principalement du Cambrien. Situés sous l'Ordovicien du "groupe de Génis", ils sont traversés par des corps granitiques rétomorphosés (4 a et 4 e) datés de l'Ordovicien inférieur (environ 470 M.A.). Par ailleurs, ils reposent sur une surface de discordance qui comporte dans son plan des arkoses (2 b) produites par le démantèlement des batholites traversant le "groupe de la Dronne" (2 a), eux-mêmes rattachés à la première moitié du Cambrien (environ 530 M.A.).

- Le "groupe de la Dronne" déposé avant la mise en place de ces batholites serait soit Cambrien inférieur, soit Briovérien. Il ne pourrait être de toute façon d'un précambrien très ancien car "l'évolution isotopique du strontium qu'il contient ne permet pas de reculer le dépôt des sédiments originels au-delà de 620 M.A." [A. AUTRAN et J. M. PETERLONGO, 1980, p. 36].

Les résultats acquis en Bas-Limousin ont pu être extrapolés avec vraisemblance dans les régions à substratum cristallophyllien les plus proches : les plateaux du Taurion, de la Vienne et de la Gartempe. Malgré l'absence de preuves indiscutables, plusieurs rapprochements ont ainsi été proposés.

- Les grauwackes, riches en intercalations de roches éruptives basiques du "groupe Bas-Limousin", se seraient déposées au Sud de Limoges ; là aussi affectées par le métamorphisme, elles affleuraient largement autour de S^t-Germain-les-Belles et de Nexon sous un faciès identique à celui des "gneiss gris". Elles occuperaient une position synclinale et seraient ceinturées par la série du "groupe de la Dronne". A l'image des phénomènes observés en Bas-Limousin, celle-ci aurait d'abord été pénétrée par des intrusions de granites cambriens puis transformée, dans des conditions de métamorphisme catazonales, soit en gneiss à orthose, biotite, et sillimanite, soit en anatexite à cordiérite.

- Les termes supérieurs du "groupe Bas-Limousin", absents de la "cuvette" de Limoges, se retrouveraient en revanche au Nord-Ouest du Limousin, par-dessus les importantes étendues de "gneiss gris" qui vont de Rochechouart jusqu'au coude de la Gartempe. Cette dernière région est la plus intéressante : elle se termine à proximité des premières auréoles de terrains sédimentaires secondaires par des micaschistes qui jalonnent l'axe d'un synclinorium. Issus de la transformation d'un ensemble pélitique comprenant des lits graphiteux et d'anciens bancs de sables -quartzite blanc-, ils rappellent tout à fait le sommet du "groupe Bas-Limousin". La valeur de la comparaison est d'ailleurs augmentée par la présence, au sommet des micaschistes de la Gartempe, d'un niveau de porphyroïdes qui pourrait être l'équivalent des méta-ignimbrites de Génis, à la base de la série ordovicienne.

b - LES ANCIENS SEDIMENTS DU "NOYAU ARVERNE" :

A l'Est de la dislocation d'Argentat et des massifs granitiques de Guéret et de Millevaches, on retrouve, sur d'énormes superficies en Marche, en Bourbonnais, en Auvergne, dans le Lyonnais et en Vivarais, des terrains cristallophylliens résultant de la transformation d'une couverture de roches détritiques, sur laquelle on sait en définitive assez peu de chose.

Un seul fait paraît acquis à son sujet : sa très forte épaisseur initiale. J. JUNG et M. ROQUES [1952] l'avaient estimée à environ 22 kilomètres -6 kilomètres au moins de matériaux superficiels non métamorphiques éliminés depuis par l'érosion, et respectivement 3, 3, 4 et 6 kilomètres pour les zones des "micaschistes supérieurs", "micaschistes inférieurs", "gneiss supérieurs" et "gneiss inférieurs". C'est toujours un chiffre de cet ordre de grandeur qui est retenu actuellement, car il paraît "en accord avec la valeur du gradient géothermique tel qu'on le déduit de la succession des équilibres minéraux" [M. CHENEVOY et J. RAVIER, 1971]. En dehors de ce simple constat et de quelques autres banalités ayant trait au caractère surtout pélitique de la sédimentation ou à l'existence de niveaux plus grossiers du type grauwackes, on entre vite à son sujet dans le domaine des conjectures, en particulier à propos de son âge et des relations à établir entre elle et les formations déjà étudiées.

Pendant longtemps, les géologues ont cru qu'une différence d'âge très nette séparait le "Noyau Arverne" des "schistes périphériques" et que, par conséquent, les séries sédimentaires initiales n'avaient aucun lien. Ce que J. JUNG avait baptisé "noyau arverne" [1954] était alors considéré comme un socle antépaléozoïque à la périphérie duquel les sédiments précédemment décrits s'étaient déposés. Or un certain nombre de découvertes récentes permettent désormais de douter d'un tel schéma.

1°) LE "GROUPE LEPTYNO-AMPHIBOLIQUE" :

Dans le but de dresser une lithostratigraphie précise des épaisses séries à l'origine des roches métamorphiques, les chercheurs se sont toujours attachés à reconnaître l'existence d'accidents de sédimentation remarquables susceptibles de fournir des repères à l'échelle locale ou mieux des moyens de corrélations d'une région à l'autre. Parmi eux, les épisodes volcaniques présentent, lorsqu'ils atteignent une certaine dimension, un intérêt considérable. L'un d'entre eux s'est trouvé au départ d'un bouleversement des idées concernant l'histoire du Massif Central.

On avait depuis assez longtemps déjà remarqué l'existence d'une importante accumulation de roches volcaniques acides transformées en leptynites et son association avec des couches peu épaisses de laves basiques congénères, devenues des amphibolites. Leur localisation à proximité des termes les plus métamorphiques, les anatexites à cordiérite dites "gneiss d'Aubusson", était interprétée comme le dépôt, au cours du Briovérien inférieur, d'une série géosynclinale classique dominée par des épanchements volcaniques et reposant sur un socle précambrien ancien [M. CHENEVOY, 1974, p. 175]. La multiplication des études détaillées, tout en soulignant l'originalité du "groupe leptyno-amphibolique", n'a pas confirmé l'hypothèse avancée sur son âge. On connaît bien maintenant plusieurs de ses caractères.

- Il est tout d'abord toujours situé dans le même ensemble métamorphique, en l'occurrence la zone des "gneiss inférieurs" à biotite et sillimanite. Il est de plus assez souvent placé presque au contact des anatexites à cordiérite ; il est alors atteint par une mobilisation partielle et prend l'aspect de gneiss rubanés.

- Il est ensuite associé à un cortège de roches peu courantes parmi lesquelles on a d'abord identifié des roches carbonatées -cipolins ou skarnoïdes- qui paraissent avoir appartenu à un ancien horizon stratigraphique discontinu puisque, malgré les sollicitations tectoniques auxquelles ces roches ont été soumises, on a reconnu dans quelques-unes d'entre elles des structures attribuées à des algues [B. LASNIER, 1977]. De petits panneaux déca ou hectométriques de roches métamorphisées dans le faciès granulite, c'est-à-dire dans des conditions de température et de pression différentes de celles aboutissant à la paragenèse des minéraux contenus dans les gneiss à biotite et sillimanite, apparaissent d'autre part très fréquemment.

Bien individualisé dans le haut Allier, le groupe leptyno-amphibolique a été retrouvé avec ces caractères dans les monts du Lyonnais, dans la vallée de la Sioule, dans celle du Lot et en Rouergue. Il est aujourd'hui reconnu comme un élément repère majeur dans le Massif Central et pourrait bien le devenir à l'échelle de toute la chaîne varisque européenne. On comprend donc aisément l'importance de sa datation pour situer l'âge de "noyau arverne".

A ma connaissance on dispose de trois séries de datations radiochronologiques primaires sur le "groupe leptyno-amphibolique".

- Dans le Haut Allier, une isochrone de roches totales (Rb/Sr) aurait donné 488 M.A. pour une leptynite [A. AUTRAN, J. M. PETERLONGO, 1980].

- Dans la vallée du Lot, un métagabbro et une leptynite de la série de Marvejols ont donné respectivement 487 et 478 M.A. avec des mesures sur zircon (U/Pb) [C. PIN, 1979].

- En Lyonnais, une mesure sur roche totale (Rb/Sr) a fourni un âge de 497 M.A. pour une leptynite et les niveaux basiques ont été datés par les zircons (U/Pb) de 500 M.A. [E. DUFOUR, 1982].

Tous ces résultats concordent pour situer l'épisode éruptif responsable de la série volcano-détritique à l'origine du groupe leptyno-amphibolique dans le Cambrien supérieur ou l'Ordovicien basal.

La première conséquence qui a été tirée de ces résultats est une sorte de "révolution copernicienne" dans la géologie du Massif Central : si le groupe leptyno-amphibolique, placé assez bas dans la série du "noyau arverne", est bien du Cambrien terminal, cela signifie du même coup que la plus grande partie de la couverture sédimentaire "anté-hercynienne", attribuée à l'Antécambrien, est pour l'essentiel d'âge paléozoïque, donc que "schistes périphériques" et "noyau arverne" appartiennent à une seule et même génération. L'hypothèse, déjà suggérée par la nature des roches, d'une identité entre les "gneiss gris du Limousin" et le groupe leptyno-amphibolique se trouve ainsi confortée par les données de la radiochronologie. Cependant, au-delà d'une convergence entre les faciès au Cambrien supérieur, une évidence s'impose : on ne retrouve guère d'autres similitudes entre anciens sédiments du "noyau arverne" et ceux du Bas-Limousin. L'explication de ce phénomène tient, en dehors des différences probables dues à la paléogéographie, à une deuxième déduction que l'on a pu tirer de l'étude du "groupe leptyno-amphibolique", à savoir l'ampleur de la tectonique tangentielle primaire.

Les affleurements à répétition de couches appartenant plutôt à la base de la série stratigraphique et leur présence fréquente sur des ensembles au métamorphisme moins accusé n'avaient pas échappé à l'attention des anciens auteurs qui parlaient à leur sujet de "séries inverses". Le problème vient de recevoir une solution élégante qui permet dans le même temps de comprendre les difficultés, sinon l'impossibilité actuelle, d'établir une lithostratigraphie précise pour le "noyau arverne". Celui-ci a été bouleversé par de formidables cisaillements intracrustaux qui ont amené des horizons profonds à chevaucher les parties superficielles de la croûte. Cette solution a d'abord été appliquée au cas des séries cristallophylliennes du haut Allier par J. P. BURG dans une thèse de 3^{ème} cycle [1977]. S'inspirant du modèle Himalayen, déjà rapproché de la structure hercynienne du Massif Central par son directeur de recherche, M. MATTAUER [1974], il a distingué

dans la région deux séries indépendantes : d'une part une "série autochtone" constituée par des gneiss à biotite et sillimanite d'origine pélitique, d'autre part une "série allochtone" comportant le groupe leptyno-amphibolique et les migmatites à cordiérite et sillimanite. Originaires du Livradois, les terrains en position chevauchante auraient été charriés vers le Sud-Ouest sur les roches catamétamorphiques. Les panneaux de granulites présents dans la partie inférieure de la "série allochtone" constitueraient des témoins de la base de la croûte entraînés par le chevauchement. Un schéma plus ou moins semblable a été adopté depuis pour la plupart des secteurs où le groupe leptyno-amphibolique a été repéré.

Nous reviendrons sur la signification géodynamique de ces mouvements ; leur âge est bien postérieur au dépôt des séries sédimentaires étudiées ici. Il convient, pour l'instant, de noter que, malgré leur absence de lien direct avec la sédimentation, ces mouvements ont modifié la disposition des terrains, ils gênent considérablement leur étude. J'en donnerai deux exemples précis.

2°) LES DIFFICULTES DE LA LITHOSTRATIGRAPHIE DANS LE "NOYAU ARVERNE" ET A SA PERIPHERIE IMMEDIATE :

Le premier exemple sera pris sur la marge sud du "noyau arverne" dans le bassin du Lot. Là, le versant nord de la vallée et les retombées méridionales de l'Aubrac et de la Margeride créent une gigantesque coupe qui a été étudiée par plusieurs auteurs [B. BRIAND, 1978 - B. BRIAND et M. GAY, 1978 - C. PIN, 1979]. On y voit de bas en haut (fig. 46) les "épischistes de St-Geniez d'Olt", formés par une épaisse et banale accumulation pélitique, surmontés par la "série de Marvejols", composée du groupe leptyno-amphibolique à la base et de gneiss à disthène-sillimanite au sommet, les deux ensembles étant séparés par un niveau blastomylonitique. Le caractère inverse du métamorphisme est, dans ce cas, patent. Il se double d'ailleurs, au toit des épischistes, d'un métamorphisme annexe sur les caractères duquel il sera nécessaire de revenir dans le paragraphe consacré à l'évolution hercynienne ; seul sera envisagé ici l'intérêt stratigraphique de la "coupe". Nous avons vu qu'elle avait permis à C. PIN [1979] de fixer vers 480 M.A. l'âge radiochronologique du "groupe leptyno-amphibolique" ; or, dans le même temps, il a pu estimer le moment du dépôt de l'ensemble inférieur. Traversé par des métadiorites quartziques datées à 540 M.A. (par U/Pb sur zircon), il remonterait au moins au Cambrien inférieur. Si l'on faisait abstraction du degré de métamorphisme des roches et de la présence des blastomylonites, la succession des terrains sur la coupe paraîtrait parfaitement "normale", avec des niveaux cambriens inférieurs à la base et un ensemble cambrien supérieur au-dessus... à l'évidence il n'en est pas ainsi !

Les sédiments originels de la "série de Marvejols" ont subi un métamorphisme beaucoup plus accusé que les "épischistes" ; en dépit d'un âge plus récent ils ont appartenu à une zone profonde de la croûte, tandis que les "épischistes" demeureraient dans les horizons supérieurs. L'explication structurale du phénomène est naturellement la même qu'en haut Allier : la "série de Marvejols" est venue chevaucher celle de St-Geniez-d'Olt. Une telle situation n'est pas sans conséquence sur les recherches stratigraphiques ou paléogéographiques.

Ces conséquences semblent de prime abord assez modestes, une fois le phénomène de chevauchement identifié. En effet, dans la mesure où les âges déterminés sont exacts -voir ci-dessous les réflexions sur l'âge radiochronologique des roches éruptives rétro-morphosées-, force est de constater que les rapports chronologiques entre les terrains n'ont pas été modifiés. On se trouve en présence d'une "vieille" série sédimentaire surmontée par une série plus récente. Comme, d'un autre côté, on a la nette impression que la plus ancienne des séries a cessé d'être subsidente au moment où l'autre débutait, l'idée d'une certaine continuité dans les témoignages paraît logiquement en découler. En fait, il pourrait ne s'agir que d'une apparence liée aux circonstances tectono-stratigraphiques actuelles. Les deux séries sédimentaires primitives ont très bien pu se déposer très loin l'une de l'autre et dans des domaines paléogéographiques totalement indépendants, avant de se trouver réunies par les hasards des déformations. Elles refléteraient alors des évolutions qui ont pu être diamétralement opposées et dont le rapprochement serait vide de sens.

L'exemple du Lot, relativement simple, montre comment les événements tectoniques hercyniens introduisent doute et incertitude dans l'analyse paléogéographique. Un second exemple, beaucoup plus complexe, va montrer comment ils peuvent complètement "brouiller les pistes". Il concernera les séries des monts du Lyonnais et du Pilat.

En dépit d'études nombreuses et répétées pour un espace d'affleurement somme toute assez restreint, ces séries, assez bien connues du point de vue de la nature des roches, possèdent entre elles des relations stratigraphiques et des âges qui restent à déterminer. C'est la leçon à tirer de la toute récente thèse de 3^{ème} cycle de P. PITIOT [1984].

La lithostratigraphie des monts du Lyonnais paraissait pourtant bien établie depuis le travail de J. M. PETERLONGO [1960], complété harmonieusement par les thèses de 3^{ème} cycle de D. BLANC [1981] et E. DUFOUR [1982] consacrées à la cartographie de détail et à l'étude pétrographique des secteurs les plus complexes. Un schéma cohérent s'en dégagait, suivant lequel les monts du Lyonnais se présentaient comme une sorte d'énorme anticlinal de roches métamorphiques de moyennes pressions arasé par l'érosion. Ce dernier trait expliquait la présence, au centre du dispositif, des terrains à plus fort degré de métamorphisme -anatexites à cordiérite- puis, en allant vers l'extérieur, des enveloppes de moins en moins transformées. Il était ainsi

possible de dresser une lithostratigraphie qui demeure parfaitement valable pour décrire la nature des terrains ; elle ne l'est plus sur le plan de leur disposition. De haut en bas, on distinguait (fig. 44 D) :

- un "ensemble gneissique" d'une épaisseur estimée à 6 kilomètres [J. M. PETERLONGO, 1960]. Avant d'être affecté par le métamorphisme, cet ensemble a dû se présenter sous forme d'une épaisse série à dominante schisteuse (fig. 44 D 5). L'uniformité de la sédimentation argileuse n'y a été troublée qu'à trois reprises (D 6) par des intercalations de laves basiques à caractère tholéitique [D. BLANC, 1981].

- Un "ensemble quartzo-feldspathique" (D 2) d'environ 4 000 mètres de puissance, dont la nature est désormais connue [E. DUFOUR, 1982]. Il s'est formé par métamorphisme d'une série volcano-sédimentaire rhyolitique (D 3) associée à de minces venues de basaltes tholéitiques (D 4) ; la première a donné des leptynites hololeucocrates, les secondes des amphibolites. Il s'agit d'un des jalons du "groupe leptyno-amphibolique".

- Des anatexites grenues à cordiérite, très semblables aux "Aubussonites" de l'Est du Limousin mais mal connu par ailleurs, étaient placées à la base de la série (D 1).

L'âge des différents niveaux semblait, en dehors du cas des anatexites, à peu près cerné. Nous avons vu que la radiochronologie permet, là comme ailleurs, de dater le groupe leptyno-amphibolique du Cambrien terminal. Quant aux gneiss supérieurs, leur cas paraissait réglé par leur position intermédiaire entre le groupe leptyno-amphibolique et la série de la Brève d'âge Dévono-Dinantien certain -voir page 204- ; ils étaient soit ordoviciens, soit siluriens, au plus dinantiens inférieurs. Par comparaison avec le Limousin, on pouvait enfin émettre, à titre d'hypothèse, que les anatexites à cordiérite occupaient dans la stratigraphie une situation identique à celle du "groupe de la Dronne".

Au Sud, de l'autre côté du bassin houiller stéphanien qui masque en partie les relations entre les deux domaines, débute la "série du Pilat". Un métamorphisme augmentant avec régularité et une succession d'anciens dépôts sédimentaires, très similaire à celle observée en Lyonnais, constituaient en apparence des gages de simplicité. En fonction des travaux de M. CHENEVOY [1964], on avait pris coutume de distinguer, en stratification normale, de haut en bas (fig. 44 E) :

- une couverture de micaschistes -2 500 mètres d'épaisseur environ- issue de la transformation par un métamorphisme complexe, dominé par des paragenèses de basse pression, d'un matériel détritico-argilo-gréseux (fig. 44 E 5).

- Un ensemble quartzo-feldspathique constitué par des gneiss ocellés, des leptynites (E 3) et par de rares bancs d'amphibolites (E 4). Élément le plus remarquable de la couverture "métamorphique" du Pilat, ce niveau assez mince -1 000 mètres environ- s'étendrait à tout le Vivarais et se retrouverait jusqu'au Tanargue [M. CHENEVOY et J. RAVIER, 1968]. Il se serait formé à partir d'une ancienne série volcano-sédimentaire acide, à caractère rhyolitique ou calco-alcalin, pénétrée soit par des niveaux basaltiques tufacés, soit par des termes éruptifs intermédiaires entre des basaltes tholéitiques et des basaltes alcalins [I. A. YOUSSEF, 1980]. Il ne posséderait donc pas les mêmes caractères que le "groupe leptyno-amphibolique".

- Enfin, à la base, des anatexites à cordiérite (E 2). Elles correspondraient à une série grésopélitique plus ou moins argileuse, dont il serait impossible de préciser l'épaisseur en raison de la disparition de sa partie inférieure lors de la montée du dôme granitique du Velay (E 1), à la fin des mouvements hercyniens -voir page 209-.

Dans le cadre des idées classiques sur l'âge du "noyau arverne" et en l'absence de données chronologiques précises, M. CHENEVOY estimait la série du Pilat, qu'il regroupait avec les autres niveaux cévenols dans l'"orogénèse hercynienne", plus jeune que la série lyonnaise, considérée comme faisant partie du socle cadomien. L'âge radiochronologique compris entre 557 et 545 M.A. obtenu par M. CAEN-VACHETTE [1979] pour les leptynites d'origine rhyolitique du Pilat a infirmé cette hypothèse : l'ensemble quartzo-feldspathique du Pilat est sans doute plus ancien que celui du Lyonnais. C'est bien l'hypothèse à laquelle est parvenu de son côté P. PITIOT [1984] au terme d'une étude structurale intéressante et... pleine de surprises puisqu'elle rejoint par certaines de ses conclusions les vues de A. DEMAY [1948] sur l'existence dans cette région de nappes de charriage.

Je ne m'attarderai pas sur le détail des arguments structuraux développés par P. PITIOT ; je me contenterai d'évoquer les implications stratigraphiques de son schéma, implications au sujet desquelles il est demeuré lui-même assez discret.

La coupe schématique de la figure 44 F, directement inspirée d'une des figures de sa conclusion (fig. 43, p. 176), montre la disposition des couches révélée par son analyse tectonique, abstraction faite des déformations fini-hercyniennes -fossé houiller-. Elle représente deux séries sédimentaires affectées par un "chevauchement majeur", la plus récente des deux étant venue recouvrir la plus ancienne. Du point de vue stratigraphique, le caractère surprenant de cette reconstitution ne réside pas dans l'ampleur de ce phénomène ; il tient plutôt aux associations entre niveaux que l'étude du plan de chevauchement, matérialisé entre autres par des granitisations syntectoniques, amène à envisager. L'unité chevauchante serait formée par les micaschistes de la série du Pilat au sommet et le "groupe leptyno-amphibolique" à la base, elle daterait par conséquent du Cambrien supérieur ou serait plus récente. L'unité chevauchée serait formée par l'ensemble quartzo-feldspathique du Pilat au sommet et les gneiss du Lyonnais à la base. Dans la mesure où les datations radiochronologiques des leptynites du Pilat sont fiables, cette seconde unité serait plus ancienne que la première, en l'occurrence du Cambrien inférieur. A une autre échelle et avec plus de complications, on

retrouverait donc, sur le plan structural comme sur le plan stratigraphique, une disposition analogue à celle observée dans la vallée du Lot.

Il ne m'appartient pas d'estimer le degré de probabilité de cette reconstitution : c'est une hypothèse parmi d'autres, à cette particularité près qu'elle s'appuie sur l'analyse de terrain la plus précise à ce jour. De toutes les façons, son intérêt est évident puisqu'elle a le mérite de montrer la dose de prudence nécessaire vis-à-vis de tout ce qui pourrait apparaître "acquis" en matière de stratigraphie du "noyau arverne".

3 - LES INDICATIONS DES ROCHES MAGMATIQUES ET LA PALEOGEOGRAPHIE ANTEDEVONIENNE :

Les roches d'origine magmatique ont été évoquées à plusieurs reprises déjà au cours des remarques consacrées aux sédiments : grâce à la radiochronologie et aux repères créés par les terrains volcano-sédimentaires, elles sont des auxiliaires essentiels de la stratigraphie. Ce paragraphe portera sur leur signification paléogéographique propre. Dans le cadre de la "tectonique globale", elles débouchent sur des indications fondamentales ; on peut en effet induire de leurs caractères chimique et minéralogique des renseignements géodynamiques de première importance. Nous envisagerons successivement le cas des roches volcaniques puis celui des roches plutoniques, avant de dresser un bilan général qui servira, dans le même temps, de conclusion à l'étude des événements antédévonien.

a - LES ROCHES VOLCANIQUES ANTEDEVONIENNES DU MASSIF CENTRAL :

J'utiliserai, tout d'abord, les différentes observations analytiques qui ont été faites précédemment au sujet des matériaux éruptifs interstratifiés dans les sédiments, de façon à établir une brève synthèse chronologique et régionale du phénomène volcanique dans le Massif Central. On peut diviser la période en trois phases.

- Au cours du Cambrien inférieur et moyen, les manifestations volcaniques les plus remarquables ont surtout pris place à la périphérie de l'espace occupé aujourd'hui par le Massif Central : elles sont bien connues dans le Massif Armoricain, en Vendée, dans les Pyrénées. Les terrains volcaniques décrits dans les séries de la "Montagne Noire" sont pour l'instant les seuls témoins certains de cet épisode à l'intérieur du Massif. Toutefois l'ensemble quartzo-feldspathique du Pilat pourrait en constituer un autre jalon. Caractérisées par l'émission de laves acides et aussi très chargées en éléments alcalins -rhyolites, quartz kërathophyres-, les éruptions semblent s'être localisées en bordure des plaques concernées par l'orogénèse cadomienne. Ces caractères conduisent à les rapprocher du volcanisme tardi-orogénique connu par certaines parties de la "chaîne" hercynienne au Stéphano-Permien. Si la comparaison est adéquate, elles pourraient être des échos affaiblis du dernier cycle précambrien plutôt que les prémices des événements orogéniques primaires.

- Au Cambrien supérieur ou/et à l'Ordovicien inférieur, prend place à travers tout le futur espace massif-centralien, du Limousin au Lyonnais et de la Sioule au Rouergue, le plus remarquable des épisodes : celui qui a amené la constitution du groupe leptyno-amphibolique. Il a été marqué par le dépôt dans les mêmes sites d'un matériel rhyolitique, qui possède les caractères chimiques de roches issues de la fusion de la croûte continentale, et de laves basiques, dont la nature tholéitique a pu être démontrée dans la plupart des cas. L'étude détaillée de la composition de ces dernières [M. PIBOULE, 1979] a d'ailleurs fait ressortir des différenciations spatiales accusées. En Limousin, les enclaves basiques du groupe Bas-Limousin, après avoir révélé un chimisme semblable à celui des tholéites plus orientales, ont connu dans les horizons supérieurs -dolérites des grès de Thiviers et surtout métabasites du sommet de la série- une évolution vers des termes calco-alcalins -augmentation des teneurs en potassium et en sodium-. Un phénomène identique ayant été mis en évidence en Rouergue, on doit conclure à l'indépendance relative de l'Ouest du Massif Central à partir de ce moment.

- Les manifestations volcaniques se sont certainement poursuivies sous des formes assez proches tout au long de l'Ordovicien et du Silurien : on en a la preuve avec les méta-ignimbrites et les prasinites, formées à partir de basaltes tholéitiques, de la série de Génis. Elles paraissent même s'être étendues à de nouvelles régions puisque la "Montagne Noire", très peu affectée au Cambrien moyen et à l'Ordovicien inférieur, présente à la base du Caradocien un abondant matériel rhyolitique remanié. Malheureusement le petit nombre d'anciens terrains sédimentaires pouvant être attribués sans hésitation à cette période gêne l'appréciation exacte du phénomène volcanique.

On doit en effet remarquer que notre connaissance directe de l'activité éruptive appartenant à un aussi lointain passé est tout entière sous la dépendance des mécanismes de sédimentation. Événements de surface par définition, les manifestations volcaniques ont été uniquement préservées de l'érosion dans les secteurs soumis à subsidence. De nombreux faits resteraient par conséquent ignorés si d'autres moyens de connaissances, indirects ceux-là, n'étaient pas à notre disposition. Beaucoup d'éruptions ont été l'expression superficielle de venues magmatiques profondes qui ont été ensuite révélées par la montée et le décapage du socle. L'étude des roches cristallines antédévonien doit donc aller de pair avec celle des roches volcaniques ; elle la complète judicieusement.

b - LES ROCHES PLUTONIQUES ANTEDEVONIENNES :

Elles ont été longtemps ignorées en raison des rétro-morphoses qui les ont affectées au cours des étapes du métamorphisme hercynien et transformées en orthogneiss. M. ROQUES a été le premier à démontrer le processus dans le cas des gneiss ocellés des Palanges, en Rouergue [1941] ; d'autres chercheurs l'ont suivi dans cette voie : M. CHENEVOY avec les gneiss ocellés du Limousin [1958], J. M. PETERLONGO avec ceux du Lyonnais [1960] ; mais les discussions sont restées vives sur ce sujet jusqu'au début des années soixante-dix, car de nombreux auteurs restaient favorables à l'apparition des gneiss ocellés par métasomatose d'horizons volcaniques ou gréseux. Actuellement les critères d'identification utilisés, à savoir la composition chimique complétée par l'étude à différentes échelles de la structure ou de la texture des roches, indiquent, dans presque tous les cas et sans ambiguïté, une origine granitique antémétamorphique des orthogneiss. Par ce biais, les géologues sont arrivés peu à peu à cerner l'étendue du plutonisme antémétamorphique (fig. 48). Ils ne sont pas cependant parvenus à régler tous les problèmes ; l'un des plus délicats d'entre eux concerne la détermination de l'âge de ces roches.

Comme pour les autres composants du substratum, il est possible de situer les métagranites dans la chronologie par les méthodes classiques de la stratigraphie. Cette démarche permet déjà de s'assurer de l'existence effective de venues granitiques antédévoniennes. En Bas-Limousin par exemple, l'âge très ancien des corps plutoniques de la Dronne, antérieurs au dépôt de la série sédimentaire à l'origine des "gneiss gris", est démontré par leur position affleurante au mur de la dite série (fig. 45). Ils pourraient appartenir à une génération de granite très antérieure à celle qui traverse le "groupe du Bas-Limousin" et pour laquelle une mise en place post-cambrienne et antédévoniennne est prouvée d'un côté par l'âge de l'encaissant et de l'autre par celui de l'orthodériveration -voir plus loin l'âge des phases métamorphiques-. Ainsi se trouve posée la question de l'éventuelle présence d'un socle antécambrien dans le Massif Central.

Après avoir été unanimement admise par les géologues, la présence d'un tel socle est, aujourd'hui, remise en cause. De fait nous avons vu comment les découvertes récentes sur le "groupe leptyno-amphibolique" imposent une réduction considérable de son étendue. Doit-on pourtant aller jusqu'à être certain de son absence ? Toujours pleins de prudence, les géologues se contentent de constater qu'aucune datation radiochronologique antécambrienne n'a pu être déterminée pour un granite dans le cadre du Massif Central ; mais il ne s'agit pas d'un véritable argument, car on rencontre d'énormes difficultés pour obtenir des mesures fiables sur des orthogneiss ; difficultés sur lesquelles il n'est pas inutile d'insister.

Pour au moins trois raisons, hétérogénéité des faciès, histoire complexe de certains niveaux détritiques hérités et incertitude sur les différentes genèses possibles de ces roches, les spécialistes de géochronologie connaissent avec elles d'importants problèmes dont il convient de donner des exemples.

Dans le meilleur des cas, les chercheurs arrivent à cerner les difficultés et à les résoudre. On peut alors prendre conscience des écarts séparant résultats initiaux et résultats révisés. Ainsi E. DUFOUR dans sa thèse de 3^{ème} cycle [1982, p. 190] avait proposé un âge de 478 M.A. -isochrone sur roche totale Rb/Sr- pour les orthogneiss de Cozan -monts du Lyonnais-. Ce résultat était alors donné sous réserve, par suite de la coexistence à l'intérieur des gneiss de deux sous-populations reconnues géochimiquement : d'une part un "granite calco-alcalin banal", d'autre part un "leucogranite". L'âge de ce dernier, mesuré seul, a donné 456 M.A. [in P. PIIOT, 1984, p. 17].

Plus spectaculaires sont les cas où l'on découvre après coup des erreurs basées sur l'origine des roches. Un bon exemple concerne les orthogneiss de l'"arc de Fix-Saint-Geney" qui limite, au Sud-Ouest et sur plus de quatre vingt kilomètres, le granite du Velay -ils sont indiqués F 11 sur la fig. 48-. Masquée en grande partie par les épanchements volcaniques plio-quatérnaires du Devès, cette unité représente malgré tout le plus vaste affleurement de métagranite du Massif Central ; sa datation constitue de ce fait une donnée précieuse. Les orthogneiss ayant été interprétés, dans un premier temps, comme un ancien granite porphyroïde rétro-morphosé dans le faciès amphibolite, deux âges radiochronologiques leur avaient été attribués : ils ont été datés à 500 M.A. dans le cadre de la préparation des excursions du Congrès International de Paris [A. AUTRAN et J. M. PETERLONGO, 1980, p. 43] et J. DUPRAZ rapporte dans sa thèse de 3^{ème} cycle [1983, p. 24] une datation inédite de J. BERNARD-GRIFFITHS à 540 M.A.. Pour tous, ils étaient donc Cambrien. Or J. DUPRAZ, précisément, vient de montrer sur une série d'observations très convaincantes que les roches orthodériverées de Fix ont de grandes chances de provenir de granites orientés syntectoniques d'âge dévonien -mise en place vers 380 M.A.- et transformés à forte profondeur au moment de la remontée du dôme vellave.

Ces exemples montrent qu'il faudra sans doute de nombreuses études pétrologiques détaillées avant de pouvoir dresser un bilan exact du plutonisme antédévonien. Toutefois, la circonspection nécessaire vis-à-vis des résultats de la géochronologie n'interdit pas de présenter un tableau basé sur les données actuelles, dans la mesure où on peut en espérer la majorité valable.

- L'absence d'âge antécambrien mesuré semble devoir être pris en considération, moins cependant en raison de sa signification propre -cf. les remarques précédentes- qu'en raison du contexte dans lequel elle se place. On doit en effet noter que toutes les révisions d'âge effectuées l'ont été dans le sens d'un rajeunissement. Ceci amène à penser que la rareté, sinon l'absence, de socle antécambrien dans le sous-sol du Massif Central s'explique d'abord par la formidable puissance du plutonisme

primaire en général et hercynien en particulier, à l'origine d'un remaniement total des parties profondes de la croûte. Elle s'explique aussi par les modalités de l'évolution des plaques lithosphériques avant le Dévonien -voir ci-dessous-.

- Une vingtaine de venues métagranitiques ont été datées par la radiochronologie de la période allant du Cambrien au Silurien terminal. Le croquis "A" de la figure 47 indique à la fois leur répartition dans le temps, leur nature et leur situation géographique ; il suggère plusieurs réflexions.

les phénomènes magmatiques mis en évidence par la géochronologie ne se répartissent pas toujours harmonieusement dans le temps : des périodes de forte activité plutonique apparaissent vers 520 M.A., 500 M.A. ou 480 M.A., entrecoupées par des périodes "d'accalmie" plus ou moins complètes. Il semble cependant assez délicat de les mettre en relation avec les phases tectoniques classiques de l'orogénèse calédonienne ; on peut tout au plus signaler que les plus importantes d'entre elles encadrent ou accompagnent la phase sarde à la charnière Cambrien-Ordovicien.

En simplifiant les données, puisque certaines échappent à l'une et à l'autre des catégories, la nature des métagranites -composition chimique et caractères minéralogiques- permet de distinguer deux grands groupes de roches : d'un côté des monzogranites ou des granodiorites associés à quelques ensembles plus basiques dont le type calco-alcalin est bien affirmé, de l'autre, tout un cortège de granitoïdes marqué par l'absence de terme hyperalumineux et une tendance à des compositions subalcalines, tour à tour sodiques ou potassiques. L'intérêt de cette subdivision vient de ce qu'elle correspond à une distribution spatiale précise (fig. 47 A et fig. 48) : des associations régionales peuvent être ainsi devinées. Combinées avec le temps, ces données laissent entrevoir une évolution à l'échelle de l'ensemble du Massif Central.

Après une première période -Cambrien inférieur et moyen- où l'essentiel du Massif Central semble avoir été affecté par un magmatisme calco-alcalin, à l'exception de son extrémité méridionale -"Montagne Noire"-, un changement fondamental s'est produit à partir de la fin du Cambrien avec l'apparition un peu partout des granites subalcalins. A l'Ordovicien supérieur et au Silurien, le même genre de granite se retrouve sur les marges septentrionales -Berry- et occidentales -Bas-Limousin- du Massif Central ; en revanche un retour vers des termes alumineux se serait produit, si l'on en croit la radiochronologie, au coeur du Massif, en Rouergue -métagranites du Pinet- et en Auvergne -métagranites de Tauves-.

c - LA SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES :

Un lien apparaît avec netteté à petite échelle entre magmatismes éruptif et plutonique. En se basant sur les données en notre possession, on peut dire que les laves et les granitoïdes antédévoniens ont évolué parallèlement. Si les raccords laissent à désirer au sein du Cambrien, puisque l'on ne connaît pas encore de corps plutoniques à mettre en relation avec les "blaviérites" de la "Montagne Noire" ou de manifestations volcaniques franchement synchrones des venues granitiques du Bas-Limousin, il en va autrement pour les épisodes ultérieurs :

- les émissions de laves tholéitiques du "groupe leptyno-amphibolique" doivent être associées avec les granites subalcalins mis en place du Cambrien supérieur à l'Ordovicien inférieur terminal depuis le Taurin jusqu'aux Cévennes. La nature calco-alcaline des éruptions du Bas-Limousin -Thiviers-Génis- fait exception, elle pourrait être liée aux phénomènes de granitisation antérieurs.

- Le volcanisme silurien du groupe de Génis, plus riche en tholéïtes, peut être rapporté aux orthogneiss de composition alcaline potassique de l'anticlinal de Tulle et les laves de même type de Vendée à la cristallisation souterraine de la "Cordillère Cholet-Berry", tandis que les granites alumineux du coeur du Massif Central pourraient avoir des liens avec les traces de volcanisme acide souvent reconnues dans la partie supérieure de séries non encore datées.

Ces rapprochements entre phénomènes magmatiques prennent toute leur signification lorsqu'on les interprète, d'un point de vue géodynamique, en terme de déplacement de plaques lithosphériques dans le cadre de la "tectonique globale".

- La phase cambrienne est la plus difficile à reconstituer (fig. 47 B 1). Les témoignages dont on dispose sont éparés et ne sont pas toujours concordants : des secteurs soumis à des phénomènes compressifs -Ouest, Centre ?- semblent avoir voisiné avec des régions affectées par un régime de distension -Sud ?-, éventuellement avec des domaines concernés alternativement, au cours de cette longue période, par des phases de distension et de compression -"Montagne Noire"-. Aucune tendance ne s'est en définitive affirmée, ce qui paraît indiquer des mouvements assez limités des plaques lithosphériques, à une exception près toutefois. Un trait se dégage du flou général par sa constance -On le retrouvera à l'Ordovicien et même au Carbonifère- : une zone de compression alignée sur la bordure actuelle du Limousin suivant une direction NW-SE. Liée à l'existence d'un "Continent Aquitain" -sous-plaque ?- d'âge antécadamien dont la présence a pu être vérifiée par sondage sous le Bassin Aquitain et dans le golfe de Gascogne [R. CAPDEVILA et P. VIDAL, 1975], elle serait due à une convergence entre celui-ci et une plaque -moldanubienne ?- occupant à peu près dans le dispositif le Centre-Nord du Massif Central, sans qu'il soit possible de préciser le sens du plongement et la nature exacte -croûte continentale amincie ou plus vraisemblablement croûte océanique- des plaques concernées.

- La phase ordovicienne (fig. 47 B 2), malgré la persistance de ce trait le long de la marge limousine, a été marquée sur la moitié nord de l'emplacement futur du Massif Central par une tendance à

la distension dont témoigne le "groupe leptyno-amphibolique". Un problème se pose cependant au sujet de la signification de cette distension et de sa coïncidence éventuelle avec l'ouverture d'un océan.

Pour certains auteurs [par exemple A. AUTRAN et J. M. PETERLONGO, 1980], il n'y aurait pas eu océanisation en raison de l'absence d'ophiolites, d'une sédimentation continuellement détritique avec intercalations fréquentes de niveaux grauwackeux, et de l'association du volcanisme basique avec un magmatisme acide. Tous ces arguments plaideraient en faveur de l'existence d'un vaste secteur de distension situé à l'Est de la zone de subduction limousine, en position d'arrière d'arc. La croûte de ce secteur se serait trouvée très amincie par un important flux thermique, à l'origine du magmatisme et sans doute de la disparition de portions du socle antérieur ; à aucun moment un océan ne se serait ouvert.

Pour d'autres chercheurs [par exemple J. P. BARD *et alii*, 1980], le "groupe leptyno-amphibolique" avec ses métatholélites abyssales et ses metabasaltes d'arc insulaire aurait, sans discussion possible, signification de ligne de suture océanique.

Le clivage entre les deux opinions ne s'est pas produit au hasard : les partisans de la première solution sont des géologues spécialistes de l'étude régionale qui ont pour habitude de s'en tenir à des observations précises, alors que les tenants de la seconde sont des structuralistes, plus portés à des extrapolations à partir des faits reconnus. Personnellement, sans pouvoir toutefois qualifier mon avis d'"autorisé", j'aurai tendance à donner raison... aux uns et aux autres ! En effet, si l'existence d'un océan peut être aussi argumentée avec la présence d'ophiolites en Vendée et la durée très longue de la période soumise à distension, la puissance postérieure des phases de serrage l'a fait entièrement disparaître du contexte post-ordovicien. Il a été transformé en "ligne de suture" et les seuls domaines qui composent aujourd'hui le substratum du Massif Central sont bien les parties avancées des plaques continentales, caractérisées par leur croûte amincie -voir page 213 et suivantes-.

La principale question à évoquer à propos du Silurien (fig. 47 B 3) concerne l'évolution de la tendance à la distension. Sa poursuite dans certains secteurs est démontrée, au Nord, avec l'apparition du magmatisme de la "Cordillère Cholet-Berry". La présence au coeur du Massif Central de granites alumineux, vraisemblablement associés à un volcanisme andésitique, conduit à envisager le fonctionnement de mécanisme de subduction en avant des plates-formes continentales au Silurien et peut-être dès l'Ordovicien supérieur. Une telle hypothèse, tout en confirmant l'existence d'espaces océanisés, offre l'avantage de pouvoir rendre compte de l'âge très ancien d'un épisode métamorphique de haute pression accompagnant le "groupe leptyno-amphibolique" -voir page 205-.

En résumé, l'espace occupé par le Massif Central a connu au Paléozoïque inférieur des événements complexes en liaison avec des déplacements de plaques. Situé au Sud du continent Laurasiatique, en cours de "serrage" orogénique -calédonides-, et au Nord du Gondwana, l'espace en question s'est trouvé directement impliqué et modelé par les mouvements de plusieurs fragments de lithosphère : entre autres les plaques moldanubienne, aquitaine et ibérique. Ces mouvements ont été dominés, en dépit de mouvements compressifs locaux, par la distension. La seule région à avoir échappé au régime distensif est la bordure ouest du Massif Central, qui a connu une tendance continue à la convergence des plaques suivant une composante SW-NE. La détente contrôlant la tectonique régionale explique l'altitude moyenne, sans doute assez basse, des terres émergées à cette époque, à l'exception bien entendu des secteurs volcaniques. Sans parler des étendues océaniques possibles, le domaine marin devait alors s'imposer dans le paysage sous forme de vastes bras de mer épicontinentaux délimités par des chapelets d'îles volcaniques. C'est à partir de celles-ci, plus que d'un véritable continent, que la sédimentation antédévoniennne a été alimentée dans la moitié nord du Massif Central ; une érosion très puissante, du fait de l'absence de vie végétale, y est à l'origine des épaisses séries péliques. Au Sud, les terrains plus détritiques de la "Montagne Noire" indiquent en revanche la mise à contribution d'un socle au relief accusé, au moins pour le Cambrien inférieur. Au total, les données locales ont certainement joué un grand rôle dans la nature d'une sédimentation qui n'avait rien à voir avec celle d'un bassin sédimentaire classique. Ce facteur a contribué, au même titre que les déformations postérieures, à rendre plus délicat l'établissement d'une stratigraphie générale.

On doit qualifier d'étape "géosynclinale", au sens nouveau donné à ce terme dans le cadre de la tectonique globale, l'évolution connue par la zone étudiée au cours du Paléozoïque inférieur. Elle s'est caractérisée par une phase de distension, donc de sédimentation, qu'il est possible de rapprocher en partie de l'évolution des espaces occupés par la Téthys alpine pendant la période allant du Trias au Crétacé. La meilleure comparaison par rapport aux données du cycle orogénique actuel me semblerait, cependant, devoir être recherchée en périphérie du grand océan terrestre, l'océan Pacifique, dans un secteur soumis dès le Secondaire à une forte activité volcanique, par exemple les arcs insulaires de l'Asie -voir page 214-.

* * *

- B -

L'OROGENESE HERCYNIEUNE

DANS LE MASSIF CENTRAL

* * *

Amorcée peut-être dès le Silurien au niveau du mouvement général des grandes plaques -Laurasia et Gondwana-, une formidable compression de direction subméridienne va succéder à la distension et aboutir à la naissance d'une chaîne de montagne. Dans l'échelle des temps géologiques, la durée de cette nouvelle phase paraît équivalente à celle de la précédente : environ 150 millions d'années. A la différence cependant des événements antédévonien, l'orogénèse hercynienne ne peut pas être considérée comme une seule période : le style tectonique a varié et impose de distinguer plusieurs épisodes dans l'histoire de la chaîne. Au-delà des nombreuses complications de détail, j'opposerai classiquement une première étape dominée par les déformations tangentielles -"Tectonique et Tarditectonique géosynclinales"- et une seconde sous le contrôle de failles subverticales -"Néotectonique post-géosynclinale"-.

1 - LA PREMIERE PHASE DE LA COMPRESSION HERCYNIEUNE, DU DEVONIEUN INFERIEUR AU CARBONIFERE MOYEN :

L'étude en sera abordée selon les principes déjà utilisés dans les pages précédentes : elle partira des observations réalisées sur le substratum -en allant des superstructures vers les infrastructures- pour aboutir à des considérations géodynamiques et paléogéographiques.

a - LES NIVEAUX SEDIMENTAIRES ET LEURS ENSEIGNEMENTS :

La description des séries reconnues dans le Massif Central doit être précédée de plusieurs remarques.

- A la dualité des milieux de sédimentation nord et sud que l'on va retrouver, s'est ajoutée une opposition dans le temps entre dépôts antéorogéniques et dépôts synorogéniques, la coupure, variable d'un endroit à l'autre, se situant aux alentours de la fin du Viséen.

- Les incertitudes de la stratigraphie antédévonienne influent naturellement sur celles des périodes postérieures. Il est parfaitement possible qu'une part du matériel transformé par le métamorphisme se soit déposée au Dévonien, surtout à l'avant des premières structures hercyniennes, dans le Sud du Massif Central. Certaines observations vont dans ce sens : des radiolaires attribuables à l'extrême fin du silurien ont été trouvés dans un banc siliceux intercalé dans des micaschistes au Nord du Mont Lozère, ce qui implique un âge dévonien pour leur couverture au métamorphisme moins accusé.

- Ceci étant, les sédiments dévonien et carbonifères antéstéphanien occupent aujourd'hui une place vraisemblablement plus restreinte dans le cadre du Massif Central que leurs prédécesseurs du Paléozoïque inférieur. Deux raisons majeures l'expliquent : d'une part les aires de sédimentation se sont réduites avec l'orogénèse, ainsi il n'existe pas de terrains namuriens et westphaliens à l'intérieur du Massif -voir dans les conclusions générales, page 561 - ; d'autre part les éventuels sédiments déposés au Dévonien se sont retrouvés dans les horizons superficiels du bâti structural et ont été les premiers à être éliminés par l'érosion.

La série dévono-dinantienne la plus complète est celle du versant méridional de la Montagne Noire (fig. 44 A).

Transgressifs par l'intermédiaire d'un mince horizon de poudingue siliceux, les sédiments dévonien tranchent sur les terrains antérieurs par le développement des carbonates (fig. 44 A 13). Ce caractère confirme la situation marginale de la région par rapport au reste du Massif Central : les calcaires sont connus, dès la base du Dévonien, dans tout le bassin de la Méditerranée, tandis qu'ils ne se sont avancés plus au Nord qu'au Dévonien supérieur -voir ci-dessous-.

Le Dévonien inférieur est dolomitique ; avec trois cents mètres de puissance, c'est l'assise la plus épaisse. Le Dévonien moyen et supérieur est nettement plus mince, son faciès étant calcaire, parfois légèrement marneux. La répartition des rares apports terrigènes laisse supposer la présence des terres émergées au Nord-Ouest et l'extension de la haute mer vers le Sud-Est. Comme le dépôt de ces séries, avant leur charriage vers le Sud, a dû se faire au Nord de la Montagne Noire, il pourrait s'agir des premiers indices de l'exondation de la zone interne du Massif Central au moment du paroxysme de la "phase éohercynienne" -voir ci-dessous-.

Le Dinantien fait suite au Dévonien sans discordance. Le Tournaisien est d'ailleurs lui aussi carbonaté (A 14) ; il se charge cependant assez vite en argile et en accidents siliceux et montre de ce fait une tendance à l'approfondissement du milieu marin qui va s'amplifier au Viséen inférieur.

Avec moins de 250 mètres d'épaisseur en moyenne pour l'ensemble des couches allant du Dévonien moyen à la fin du Viséen inférieur, la sédimentation indiquait jusque-là une mise en place sur une plate-forme plutôt stable ; le Viséen moyen (A 15) a coïncidé avec une rupture brutale qui s'est traduite par l'apparition d'un faciès culm classique, épais d'un bon millier de mètres. Il s'agit d'un véritable flysch déposé en avant de très puissantes déformations dont témoignent des niveaux conglomératiques emballant d'énormes olistolites. Les conglomérats alternent avec des grès et des schistes grisâtres au sein desquels se sont formées, au Viséen supérieur, de grosses masses de calcaire fossilifère. Le retrait définitif de la mer primaire s'est fait très peu de temps après.

Dans le Nord du Massif Central, il existe aussi des terrains dévono-dinantien. Un petit affleurement de terrains carbonatés du Dévonien supérieur -base du Frasnien- est connu sur les rives de la Loire bourbonnaise -Diou- depuis la fin du 19^{ème} siècle. Il se trouve au mur d'un important complexe volcano-sédimentaire qui s'est déposé dans une large fosse de sédimentation prenant en écharpe le Morvan selon une orientation SW-NE. Formé dans sa partie inférieure par une épaisse couche de schistes verts datés grâce à la paléontologie du Famennien, le complexe comprend, ensuite, un premier horizon de tufs contemporains d'un épisode de volcanisme sous-marin basique -albitophyes-, sans doute encore d'âge dévonien. La sédimentation paraît s'être interrompue pendant le Tournaisien et avoir seulement repris au Viséen inférieur, avec des faciès identiques : tufs basiques et laves associées d'une part, schistes d'autre part. On doit pourtant noter le caractère grossier accru des niveaux détritiques jalonnés par des bancs de grès et de poudingues. Comme dans la "Montagne Noire", le faciès culm, avec ses lits alternés de conglomérats, de grès et de schistes jaunâtres, est apparu au Viséen moyen. Des différences se rencontrent toutefois entre les séries : elles tiennent à l'absence en Morvan des olistolites et à la présence, en revanche, de matériaux volcaniques acides qui vont prendre sous la forme de tufs rhyolitiques ou dacitiques une formidable importance au Viséen supérieur. Les géologues ont pris l'habitude de désigner ces niveaux par l'expression "tufs anthracifères" car, déposés dans des lagunes sous une faible tranche d'eau, des intercalations anthraciteuses y sont fréquentes.

Des terrains, très proches par les modalités d'apparition et par l'âge, se rencontrent un peu plus au Sud où ils soulignent un second chenal de direction varisque. Celui-ci est très comparable par la longueur, plus de 80 kilomètres entre le Pays d'Urfé et le Mâconnais, mais il paraît plus large puisqu'il devait englober aussi bien le système de la Brévenne que des secteurs d'extension plus modeste comme ceux de la vallée du Sichon, au Nord des Bois Noirs. Il se pourrait d'ailleurs fort bien que le Viséen volcano-sédimentaire ait recouvert une bonne partie du Nord-Est du Massif Central avant de disparaître de certains secteurs sous l'effet de l'érosion, ou d'être transformé par la mise en place des granites post-viséens.

Cette brève présentation des sédiments dévono-dinantien permet d'envisager le maintien à proximité du niveau de base marin de vastes secteurs du Massif Central. Or on détient aujourd'hui la preuve que de très fortes contraintes affectaient, dans le même temps ou presque, le sous-sol de ces régions et celui de l'ensemble du Massif.

b - LES DIFFERENTES PHASES DU METAMORPHISME :

Depuis longtemps, les chercheurs se sont rendu compte qu'il existe, à travers le Massif Central, différents types de métamorphisme. Ils avaient tout d'abord adopté l'idée d'un polymétamorphisme lié à plusieurs cycles orogéniques. Un des principaux acquis des études récentes concerne le caractère polyphasé, mais monocyclique, de l'écrasante majorité des roches cristallophylliennes du Massif Central. Elles se seraient formées dans le cadre de l'orogénèse hercynienne, celle-ci étant comprise comme un cycle long réparti sur la durée de l'ensemble du Paléozoïque. Au cours de ce cycle, la principale période d'apparition du métamorphisme aurait été précisément le Dévonien.

Dire que l'essentiel du métamorphisme s'est réalisé à ce moment-là ne signifie pas bien entendu l'absence d'épisodes antérieurs liés à des phases hercyniennes précoces, voire à des orogénèses précambriennes, ce qui ramène au problème de la conservation de fragments de plaques anciennes. Trois remarques doivent être formulées sur ce sujet.

- L'étude du socle étant loin d'être terminée, il se pourrait fort bien que des analyses radiochronologiques plus complètes parviennent à révéler la présence d'un métamorphisme antéhercynien.

- L'absence actuelle d'un tel type de roches ne signifierait pas, de toute façon, qu'elles n'ont pas existé, car elles ont pu être en quelque sorte "effacées" par l'intensité du métamorphisme hercynien.
- Enfin, il faut signaler que des roches cristallophylliennes antérieures au Dévonien, mais relevant selon toute vraisemblance d'un épisode hercynien précoce, viennent d'être situées dans la chronologie. Pour E. DUFOUR [1982] le métamorphisme de haute pression -faciès granulitique- présent dans les ortholeptynites de Cozan -monts du Lyonnais- serait légèrement antérieur, ou contemporain, de la mise en place des granites datée vers 456 M.A. ; il appartiendrait à un événement déjà repéré en Bohême et attribué à la "phase taconique" [H. J. BEHR *et alii*, 1980].

Au-delà de ces réserves, on dispose aujourd'hui de la certitude de l'âge dévonien de la phase tectono-métamorphique essentielle connue par le substratum du Massif Central. Les arguments en faveur de cette assertion ont été exposés par A. AUTRAN et J. COGNE [1980]. Ils sont d'ordre stratigraphique et radiochronologique : d'un côté on a pu montrer, lorsque des faunes existent, que les niveaux les plus récents des séries pré-orogéniques étaient siluriens supérieurs -Bas-Limousin- et les premiers terrains post-orogéniques frasniens ; de l'autre les datations ont situé les derniers granites pré-orogéniques d'environ 430 M.A. -Aubazines en Limousin et Tauves en Auvergne- tandis que l'anatexie contemporaine de la fin du métamorphisme général est placée un peu partout -Limousin, Vendée, Bretagne- entre 385 et 375 M.A.. On obtient confirmation de ce dernier âge, puisque les plus anciens granitoïdes intrusifs dans les terrains cristallophylliens sont datés de la fin du Dévonien ou du Tournaisien -tonalites du Limousin et granites de la Brême ou de Guéret entre 360 et 345 M.A.-.

Qualifié d'"Éohercynien" ou d'"Acadien" -terme emprunté à l'une des phases tectoniques des Appalaches et assez ambigu car prêtant à confusion avec l'ancien découpage stratigraphique du Cambrien-, l'épisode métamorphique majeur s'est déroulé en trois phases.

- La première, peut-être assez longue dans le temps, mais intéressant un volume plutôt limité du substratum, est encore mal connue. Elle a coïncidé avec l'apparition de roches du type écolite ou granulite, indiquant des conditions de pression et de température élevées. Visibles aujourd'hui sous forme de reliques de toutes dimensions dans les terrains de métamorphisme de degré inférieur, ces roches représentent la base de la croûte et le sommet du manteau fixés à la semelle d'une plaque chevauchante. Elles peuvent s'être formées aussi bien au moment de la fermeture d'espaces océanisés (fig. 47 B 3), en début de serrage, qu'au cours des grands cisaillements crustaux postérieurs, ce qui explique leur caractère diachronique, donc leur relative indépendance par rapport aux autres événements.

- La seconde phase a été la plus importante par l'étendue des terrains concernés, le Limousin et le noyau arverne. Elle s'est déroulée dans des conditions de pression intermédiaires avec des suites de zones analogues à celles du métamorphisme dit "barrowien". Ces changements dans les caractères du métamorphisme doivent être interprétés comme les conséquences d'un ralentissement dans le mouvement des plaques, consécutif à l'entrée en jeu de fragments de croûtes continentales plus épaisses. La puissance des déformations postérieures et surtout les venues de granites carbonifères rendent parfois l'étude des modalités du métamorphisme assez délicate. Ses effets apparaissent cependant très clairement dans quelques régions, par exemple en Bas-Limousin où l'orientation générale NW-SE des isogrades affectant les séries pélitiques et grauwackeuses locales indique une forte poussée venue du Nord-Est.

- L'épisode éohercynien s'est achevé par une phase dite tardive de caractère essentiellement thermique, la pression ayant une nouvelle fois diminué. Elle a abouti à un phénomène d'anatexie généralisée et transformé les sédiments antédévoniens en anatexites à silicate d'alumine riche en cordiérite, plus connues dans la littérature géologique sous le nom de "gneiss d'Aubusson". Leur âge radiochronologique estimé dans un premier temps à environ 650 M.A. [M. ROQUES *et alii*, 1971], ce qui semblait confirmer l'idée de leur appartenance à un socle antécambrien, avoisine en réalité 380 M.A..

Le métamorphisme éohercynien a été suivi, avec la poursuite de la collision entre plaques, par d'autres épisodes ; mais ceux-ci se sont produits dans des conditions très différentes de pression et de température ; ils dépassent par ailleurs, au Sud, le cadre géographique dans lequel se trouvaient contenus les processus éohercyniens. Les nouvelles régions concernées sont celles où le phénomène a pris le plus d'ampleur. De la "Montagne Noire" aux Cévennes, la formation des roches cristallophylliennes est allée de pair avec la naissance de structures particulièrement complexes. Nées dans les horizons supérieurs de la chaîne hercynienne, elles appartiennent à un métamorphisme de type basse pression et fort gradient de température. Selon l'intensité des contraintes et la nature du matériel initial on y reconnaît deux grands domaines :

- un domaine de métamorphisme faible, type épizone, affectant les séries paléozoïques déversées en nappe des flancs de la "Montagne Noire" ou celles des Cévennes des Gardons,
- un métamorphisme fort à moyen, du type catazone ou mésozone, présent dans la zone axiale de la "Montagne Noire" et en Cézarenque.

L'âge de ce métamorphisme est parfaitement fixé en "Montagne Noire" : il est carbonifère supérieur, puisque le Viséen supérieur fossilifère est concerné par les déformations synchrones du métamorphisme et que les dépôts stéphanien du fossé de Graissessac ont été atteints par ses derniers effets thermiques.

Au Nord du Lot, dans le domaine déjà transformé au Dévonien, il existe des terrains ayant également connu ce deuxième genre de métamorphisme : ils se situent tous dans la partie sud-est au-delà d'une

ligne Roanne-Figeac. Leur analyse est rendue assez délicate à la fois par la coexistence des deux phases métamorphiques et par la diversité d'origine de la plus récente d'entre elles. De ce point de vue, on peut signaler au moins trois types bien différents :

- le plus original et le plus ancien par l'âge, dans la mesure où il paraît avoir suivi de peu le métamorphisme barrowien, est celui qui a été engendré par l'apparition des mégasstructures tangentielles déjà évoquées à plusieurs reprises. Les grands chevauchements de type himalayen, provoqués par la collision varisque au coeur du Massif Central, ont tout d'abord créé les séries inverses en plaçant en contact le métamorphisme régional catazonal barrowien et le métamorphisme de haute pression de la base des unités chevauchantes avec le métamorphisme épizonal barrowien des unités chevauchées. Ils sont ensuite à l'origine d'un second métamorphisme inverse, situé à une échelle supérieure et surtout visible lorsque les séries chevauchées se terminent par des horizons très peu transformés par le métamorphisme régional. Cette situation a été observée par B. BRIAND et M. GAY [1978] entre Marvejols et S^t-Geniez-d'Olt, sur le versant nord de la vallée du Lot (fig. 46). L'arrivée d'une semelle chevauchante "chaude" a été ici suffisante pour renverser la succession des isogrades au toit des terrains chevauchés "froids". Les épischistes sont couronnés par des micaschistes à l'intérieur desquels apparaissent successivement, au fur et à mesure que l'on se rapproche de la zone broyée supérieure, de la staurotide puis de la sillimanite (coupe de la fig. 46). L'âge de ces événements a pu être précisé grâce aux études géochronologiques de C. PIN [1979] : les mobilisats anatectiques de la série chevauchante ont donné des datations U/Pb sur zircons de 345 M.A., confirmant ainsi leur postériorité par rapport au métamorphisme éohercynien.

- On détient la preuve, en Lyonnais, de l'existence d'un épisode de basse pression sans doute proche dans le temps de l'exemple précédent. Son âge peut être déterminé par les moyens classiques de la stratigraphie. Les anciens sédiments de la série de la Brèvenne, largement affectés par ce métamorphisme, débutent avec un horizon carbonaté qui contient des *Conodontes* du Dévonien supérieur alors que les calcaires de Bussières, inclus dans la couverture non métamorphique, ont livré une microfaune de Foraminifères du Viséen moyen [P. PITIOT, 1984]. On se trouve donc à coup sûr face à un événement carbonifère. Ses conséquences pétrographiques ont été étudiées par J. M. PERTERLONGO [1960] : les terrains visibles ne dépassent jamais le faciès amphibolite à épidote. Il s'agit d'un métamorphisme discret ; toutefois il joue un rôle à l'échelle régionale, puisqu'il devait concerner, avant les granitisations du Carbonifère supérieur, un domaine d'une centaine de kilomètres carrés. Sa signification géodynamique n'est pas encore élucidée.

- Les plus vastes espaces retouchés par le métamorphisme post-dévonien l'ont été à l'occasion de la mise en place des granites, le cas le plus remarquable étant celui du complexe du Velay. Premier ensemble granitique français par la taille, il a été accompagné par des effets thermiques intenses -voir ci-dessous- qui se sont traduits par l'apparition, dans les terrains encaissants, de minéraux de basse pression. L'enveloppe métamorphique du dôme vellave, éliminée par l'érosion dans les secteurs où le granite affleure, est aujourd'hui observable sur ses flancs occidentaux et orientaux. En Livradois, un métamorphisme épizonal à chlorite-séricite s'est superposé au fond cristallophyllien régional, hérité de la phase éohercynienne. Mais c'est principalement à l'Est, du Pilat aux Cévennes, que les effets ont été les plus spectaculaires : une zone métamorphique de basse pression, accompagnée localement de paragenèse à andalousite et cordiérite, suit la limite du massif. L'âge de ces modifications est carbonifère supérieur, sans doute fini-westphalien. Des manifestations du même type se sont produites un peu partout dans le Massif Central : les leucogranites du plateau de Millevaches ont ainsi pénétré des micaschistes où se développe l'andalousite. Le phénomène rappelle, avec une ampleur moindre, les faits observés à la périphérie du Velay. Avec lui, cependant, on se trouve en limite d'un véritable processus de métamorphisme "régional", c'est la raison pour laquelle on doit considérer que celui-ci se cantonne bel et bien au sud d'une ligne Figeac-Roanne.

c - LES GRANITES HERCINIENS (FIG. 48) :

Les granitoïdes postérieurs à la phase majeure du métamorphisme occupent environ la moitié de l'espace actuel du socle antépermien ; leur importance est par conséquent énorme.

Bien qu'il n'y ait guère eu de "temps mort" dans l'intense activité magmatique qui a succédé à la période d'accalmie dévonienne, les géologues ont pris l'habitude de distinguer deux générations de granites [J. LAMEYRE *et alii*, 1980].

Une première série correspond aux massifs apparus avant l'impressionnant épisode volcanodétritique des "tufs anthracifères", au Viséen supérieur. Sur une carte du Massif Central on constate qu'ils sont tous situés au Nord d'une ligne Lyon-Figeac. On distingue d'Ouest en Est.

- La "ligne tonalitique limousine" qui est composée par un chapelet de petits massifs calcoalcalins basiques -tonalites, granodiorite et diorite quartzique- alignés depuis l'Isle-Jourdain, au Nord-Ouest, jusqu'à Figeac, au Sud-Est, sur une distance de 250 kilomètres (fig. 48). Sa signification géodynamique est évidente : il s'agit de la partie plutonique d'un ancien arc volcanique orogénique, lié à la subduction d'un fragment de plaque plongeant sous le Limousin. Elle représente donc la poursuite des mouvements déjà reconnus au Paléozoïque inférieur. L'âge des roches de plusieurs massifs avoisinerait 360 M.A. [J. LAMEYRE *et alii*, 1980].

- Au même moment, et à peu de distance en direction du Nord-Est, des leucogranites subautochtones se sont mis en place, vraisemblablement sous l'effet de cisaillements dans la plaque chevauchante. Le massif de la Brême (C 9 sur la fig. 48) en est l'exemple le plus remarquable.

- En arrière de la zone de cisaillement et avec un léger retard -la radiochronologie la place entre 355 et 350 M.A.-, la grande masse des granites de Guéret (D 6 fig. 48) a envahi le sous-sol du Limousin sur une superficie de 4 500 kilomètres carrés. Elle comprend pour l'essentiel des monzogranites dont l'origine crustale a été clairement démontrée à l'aide d'arguments pétrologiques, mais elle est loin d'être homogène. On y rencontre également des restites hyperalumineuses, voire des enclaves de roches cristallophylliennes issues des horizons supérieurs de la croûte, ou des petits massifs de gabbro-diorite d'origine basicrustale. La répartition actuelle des faciès, depuis des granodiorites métalumineuses à la base du complexe jusqu'à des granites porphyroïdes leucocrates au sommet, paraît indiquer une mise en place sous forme d'un immense laccolite. Cette structure est confirmée par les cartes gravimétriques et magnétiques.

- Au-delà du "Sillon Houiller", la génération des granites antéviséens supérieurs comprend d'abord des massifs qui sont considérés comme des annexes de celui de Guéret : les massifs de Tréban (D 8) et de Châteauneuf-les-Bains (D 9). Elle se poursuit, à l'Est de la Limagne, avec les granodiorites de l'ensemble Bois Noirs-monts de la Madeleine (E 5) et s'achève, en Morvan, avec des unités de nature semblable mais de taille beaucoup plus modeste : les petits massifs de Gien-sur-Cure (B 4) et d'Issy-l'Evêque (B 6). L'âge de tous ces granites se situe entre 360 et 340 M.A..

Il existe une logique remarquable dans la distribution spatiale et l'évolution pétrographique des granites qui viennent d'être cités : d'une part, la provenance de leur magma parental se révèle de plus en plus profonde d'Ouest en Est puisque l'on passe de matériaux à l'origine crustale franche à des matériaux dont le caractère hybride s'affirme insensiblement, d'autre part, on assiste à une augmentation concomitante de leur teneur en potassium. Ce double phénomène s'interprète en termes de géodynamique par le plongement et la fusion graduelle de la plaque sud-occidentale subductée sous la croûte ayant vu la mise en place des différents plutons. On obtient de cette manière, la preuve de la poursuite d'un mouvement de convergence, amorcé à l'échelle de l'ensemble du Massif Central depuis la fin de l'Ordovicien mais constant tout au long du Paléozoïque au niveau de la bordure limousine, entre une plaque correspondant au Nord du Massif Central et une plaque -ou sous-plaque ?- aquitaine. De très fortes contraintes dirigées du Nord-Est vers le Sud-Ouest se sont alors exercées sur le substratum ; toutefois il serait faux de croire qu'elles se sont généralisées à tout l'espace du Massif Central. D'autres directions de contraintes, voire des phénomènes de détente, sont apparus au même moment sur la bordure orientale. La région de la Brévenne et des monts de Tarare en offrent un bon exemple.

Ce petit secteur, déjà mentionné pour sa série sédimentaire dévono-dinantienne et pour son métamorphisme de basse pression, doit l'être à nouveau pour ses roches et les renseignements géodynamiques qu'elles apportent. Deux venues granitiques traversent à leurs extrémités orientale -région de S^t-Vérand (E 10)- et occidentale -région de Chindo (E 14)- les grauwackes volcaniques de la Brévenne. En dépit du léger métamorphisme qui l'a modifiée, la nature des granites de S^t-Vérand et de Chindo est aisée à identifier ; elle tranche sur la série calco-alcaline qui vient d'être décrite. La richesse des roches initiales en albite permet de les classer parmi les granites alcalins sodiques à affinité tholéïtique [J. LAMEYRE *et alii*, 1980]. Comme ils pénètrent des formations volcano-sédimentaires où se mélangent des matériaux éruptifs très divers, allant des péridotites aux rhyolites et appartenant à des séries calco-alcalines ou tholéïtiques, ils pourraient s'être mis en place dans un site du type arrière d'"arc péri-pacifique". Leur alignement du Nord-Est au Sud-Ouest, à la perpendiculaire de la direction "armoricaïne", est un des premiers signes de tension suivant la direction "varisque". L'organisation de cette seconde direction de contrainte aurait donc connu un net retard sur la première, ce qui s'expliquerait par la fermeture progressive à partir de l'Ouest de la paléotéthys, à la suite d'un mouvement de rotation du Gondwana autour d'un point situé à son extrémité nord-occidentale [A. AUTRAN et J. COGNE, 1980, fig. 6, pp. 106-107]. L'apparition de la nouvelle orientation impliquerait par ailleurs la mise en jeu d'une sous-plaque pré-hercynienne dite "austro-alpine" [A. AUTRAN et J. COGNE, 1980, fig. 5, p. 101]. Le développement sur une bonne partie du Nord-Est de l'impressionnant volcanisme acide du Viséen supérieur constituerait en quelque sorte l'amplification du phénomène amorcé au moment du dépôt de la série de la Brévenne et pourrait résulter de la subduction, sous le Nord-Est du Massif Central, d'une croûte océanique placée en avant de la plaque austro-alpine. Cependant l'unanimité des chercheurs ne s'est pas réalisée sur cette hypothèse, puisque, pour certains, les manifestations volcaniques du Dinantien seraient le résultat de "mouvements distensifs ou de décrochements" en arrière de la zone de convergence principale [J. BEBIEN *et alii*, 1980, p. 222]. En fait les deux causes ont très bien pu se surajouter : phénomènes de détente et décrochements seraient apparus sous l'influence du canevas tectonique à double direction propre à la région.

La deuxième étape de mise en place des granitoïdes du Massif Central est postérieure aux émissions volcaniques du Viséen supérieur. Depuis les travaux de J. JUNG, on sait, en effet, que des venues granitiques traversent les "tufs anthracifères" en leur imprimant un métamorphisme de contact intense et sont, par conséquent, post-viséennes. Une telle observation, précieuse avant l'utilisation de la radiochronologie, ne présente plus le même intérêt en raison de son manque de précision ; elle continue pourtant à servir de base à la classification chronologique des roches cristallines du Massif Central.

On retrouve, pour cette génération, une distribution dans l'espace originale, elle est cependant moins nette que celle de la période précédente, aussi m'a-t-il paru préférable d'étudier des types de roches plutôt que des régions, en notant au passage les liens unissant certains types de roches à des espaces précis.

Deux grandes familles de granites se sont formées au Carbonifère supérieur : des leucogranites et des granites "calco-alcalins".

Au premier abord, les leucogranites post-viséens semblent se limiter au Limousin (figure 48). Datés entre 330 et 320 M.A., les nombreux massifs leucogranitiques de l'Ouest se répartissent en deux chaînes perpendiculaires : l'une de direction N-S, orientée parallèlement à l'accident d'Argentat, est principalement constituée par le massif de Millevaches (D 1 sur la fig. 48) ; l'autre, à composante ouest-est, s'aligne sur la dislocation de la Marche et est jalonnée par toute une série de massifs moins vastes. Ces deux unités se réunissent à l'extrémité nord-ouest du Limousin en une véritable "nébuleuse" leucogranitique, dominée par le massif de S^t-Sylvestre-S^t-Goussaud (C 10).

Tous ces granitoïdes alumineux appartiennent à une même famille : leur origine crustale est patente. On a expliqué leur formation au toit de grands écaillages intracrustaux sur le modèle de ceux qui, dans l'Himalaya, ont donné naissance à des leucogranites miocènes. Sous l'effet de la collision entre des plaques continentales, des "déchirures", suivies de chevauchements, se seraient produites : l'Ouest du Limousin soulevant la bordure occidentale du plateau de Millevaches et l'extrémité septentrionale du massif de Guéret passant sous la "chaîne" de la Marche. Il ne s'agit pourtant que d'une hypothèse, car, d'une part, des traces de chevauchements importants restent encore à identifier en Limousin et, d'autre part, nombre de petits massifs leucogranitiques de cette région sont forcément indépendants d'éventuelles mégasstructures de ce genre. En réalité, les rapports entre les zones de cisaillements et les massifs leucogranitiques ne sont sans doute pas de cause à effet ainsi qu'on l'a cru tout d'abord : les recherches de J. P. BRUN [1981] ont montré que l'échauffement par friction à l'occasion de mouvements de la croûte est insuffisant pour produire la fusion de celle-ci et qu'en conséquence, c'est plutôt l'amollissement de la lithosphère lié à la mise en place du pluton leucogranitique qui, en créant une zone de faiblesse, a en quelque sorte favorisé le cisaillement. Les causes de l'apparition des "diapirs" leucogranitiques restent donc à préciser ; en tout cas on les croit aujourd'hui antérieurs aux cisaillements intracrustaux auxquels ils sont souvent liés.

Les leucogranites post-viséens ne sont pas absents du reste du Massif Central, mais leur présence est beaucoup plus discrète. La plupart d'entre eux rappellent, par leur localisation ou par leur âge, leurs homologues du Limousin. Il en est ainsi de l'important massif de l'Hermitage (E 12), inscrit sur la large cicatrice qui sépare les Bois Noirs des monts du Forez, et du massif de la "Pierre-qui-Vire" (B 2), en Morvan, dont l'âge a été estimé à 320 M.A.. Beaucoup de plutons de petite taille appartiennent peut-être à cette génération ; c'est l'enseignement qu'il faut tirer de la récente étude du granite du Gouffre d'Enfer sur le flanc nord du Pilat [M. CAEN-VACHETTE *et alii*, 1984] : elle a permis de le dater de 322 M.A., tout en montrant ses rapports avec la tectonique tangentielle.

La répartition des granites "calco-alcalins" post-viséens est exactement l'inverse de celle des leucogranites : ils sont peu fréquents dans l'Ouest et très représentés au-delà du "Sillon Houiller".

Si l'on excepte l'important massif de Montmarault (D 7) et celui de Glénat (D 5), qui longent l'un et l'autre le "Sillon Houiller", les granites "calco-alcalins" se cantonnent en Limousin à l'extrême Ouest de la province. Là, on rencontre de classiques granites à biotite pouvant être associés aussi bien à des granodiorites à hornblende -massif de Chirac (C 6)- qu'à des leucogranites -massif de Nontron (C 12)-. L'origine hybride du magma générateur les différencie mal des granites situés à l'Est du "Sillon Houiller" ; ils offrent pourtant, malgré leur petit nombre, une variété que l'on ne retrouve pas dans le Nord-Est.

Les monzogranites de Basse-Auvergne -massifs de Royat (E 2) et de S^t-Dier (E 4)-, de la Montagne Bourbonnaise -massif du Mayet-de-Montagne (E 6)-, du Lyonnais -massif de S^t-Laurent-de-Chamousset (E 9)-, du Beaujolais -massif de Fleurie (E 8)-, du Charollais -massif de S^t-Maurice-Châteauneuf (E 7)-, et du Morvan -massifs de Luzy (B 5) et des Settons (B 3)- possèdent plusieurs points communs. Ils ont une structure porphyroïde ; ils sont riches en enclaves basiques ; le développement à leur périphérie de roches microgrenues implique qu'ils se soient mis en place à faible profondeur ; enfin, spectaculaire pour les affleurements les plus orientaux -Montagne Bourbonnaise et axe séquano-ligérien-, la coloration rouge prise par les cristaux de feldspath a conduit certains auteurs à les regrouper dans une "famille des granites rouges" [J. Y. PEYREL et J. DIDIER, 1983]. On admet aujourd'hui que cette coloration, dont l'origine n'a pas encore été élucidée -présence d'hydroxydes de fer dans le réseau ou disposition particulière des microparticules dans le cristal-, est le principal élément, avec l'âge, justifiant une division des plutons granitoïdes du Nord-Est en une famille des "granites blancs" du Carbonifère inférieur, et une famille carbonifère supérieure des "granites rouges". L'une et l'autre, formées par des magmas chargés en potassium d'origine à la fois mantellique et crustale, s'inscrivent dans un contexte géodynamique qui semble ne pas avoir varié du Tournaisien au Westphalien : elles sont apparues dans une période de tensions maximales entre les plaques. La principale différence connue par le champ des contraintes à partir du Viséen supérieur a exclusivement concerné la moitié sud-orientale du Massif Central, avec la mise en place de massifs dans un secteur épargné jusque-là par la granitisation.

Au Nord du Lot, les granites post-viséens se distinguent de leurs homologues septentrionaux moins par leur nature pétrographique que par leur mode de gisement. En dehors de petits massifs satellites situés surtout à l'Ouest -massifs de Villefranche-de-Rouergue (F 1), du Veinazès (F 5)-, ils forment deux vastes unités.

Le granite de Margeride -âge estimé 323 M.A.- est un énorme laccolite de plus de 3 000 km² de superficie et d'une épaisseur approximative de 5 à 6 km. Partout présent en Margeride, il s'étend suivant un axe ENE-WSW entre l'Aubrac et la Viadène (F 6 sur la fig. 48). Il a été étudié par J. P. COUTURIE [1977] qui a distingué au sein des monzogranites porphyroïdes plusieurs faciès en fonction de leur teneur en biotite. Celle-ci varierait de façon régulière de bas en haut du corps plutonique. Toutefois M. LABOUE [1982] a pu démontrer que le faciès le plus granodioritique, situé à l'Est du massif et placé vraisemblablement à l'aplomb d'une -ou de lacheminée d'alimentation, était apparu postérieurement aux autres ; ceci confère à l'ensemble de Margeride un caractère composite que l'on va retrouver dans le complexe du Velay.

Avec une surface couverte d'environ 6 000 km² le massif vellave (F 7) constitue la plus vaste région granitique française. Depuis les années 70 et les travaux de J. P. COUTURIE, les géologues envisagent sa genèse sous la forme d'une lente montée "diapirique" qui aurait été provoquée par "la fusion d'une zone de croûte épaisse sous l'influence d'une forte anomalie thermique trouvant son origine dans le manteau" [J. DUPRAZ, 1983].

Sa phase de mise en place principale s'est déroulée vers 300 M.A. avec la cristallisation des granites d'anatexie, dits "hétérogènes" en raison non seulement de la très grande variété des faciès qu'on leur connaît mais encore des multiples enclaves qu'ils renferment. Cependant, elle a été précédée et suivie de plusieurs autres épisodes plutoniques. On doit reconnaître les conséquences d'une première phase magmatique dans les venues de monzogranites porphyroïdes du type "famille des granites blancs" dinantiens -granites porphyroïdes du Forez, de la Chaise-Dieu, de Tournon (F 8) et de S^t-Cierge (F 9), tous datés entre 340 et 330 M.A.-, tandis que les granites leucocrates tardimigmatiques -granites de Périgneux-en-Forez (297 M.A.) et du Pont-de-Chervil (274 M.A.)- représentent une troisième et ultime phase.

Au Sud du Lot, les granites des Cévennes et de la "Montagne Noire" méritent, parmi toutes les roches cristallines du Massif Central, une place un peu à part : intrusifs dans des régions de métamorphisme post-viséen, leur appartenance à la génération carbonifère supérieur est évidente. Ils en possèdent d'ailleurs les caractères habituels : nature monzonitique et structure porphyroïde. Les petits massifs du versant sud-ouest de la "Montagne Noire" -le Lamy (G 1), les Martys (G 2)- ont été situés par la radiochronologie vers 320 M.A. Ce sont encore des granites syntectoniques, alors que ceux du versant nord -Sidobre (G 5), Folat-Devèze (G 6)- ont donné des âges nettement plus jeunes, d'environ 280 M.A., et sont post-tectoniques. Les batholites cévenols -Lozère (G 10), Aigoual (G 8), S^t-Guiral-Liron (G 9)- paraissent, quant à eux, se placer au milieu de la fourchette chronologique, entre 300 et 290 M.A. ; leur genèse aurait suivi de peu la phase principale de l'anatexie vellave.

Il est assez délicat de tirer la signification géodynamique de l'apparition des granites post-viséens du Massif Central. On peut remarquer, comme l'a fait J. B. ORSINI [1979] dans le cadre d'une réflexion à l'échelle de toute la partie française de la chaîne varisque, que les monzogranites du Massif Central se divisent en deux catégories : ceux du Nord-Est se distinguent de ceux du Sud-Est par leur rattachement à une lignée subcalcaire potassique dont l'aire d'extension dessine un vaste faisceau dirigé vers l'Europe Centrale. Une telle constatation conduit à admettre la poursuite du phénomène de subduction sous la moitié septentrionale du Massif Central, au moins jusqu'au Stéphanien ; elle confirme ainsi l'importance de ce processus dans l'espace et dans le temps. Il représente l'élément le plus constant dans l'édification d'une chaîne dont il faut maintenant tenter de cerner l'originalité.

d - PHYSIONOMIE DE LA PARTIE MASSIF-CENTRALIENNE DE LA CHAÎNE VARISQUE (FIG. 49) :

Les renseignements précédents permettent de se faire une idée des principaux traits de la chaîne varisque dans sa portion correspondant à l'actuel Massif Central. Il en faudra vraisemblablement beaucoup d'autres pour dépasser une reconstitution à petite échelle, il est cependant possible d'ores et déjà, d'apporter certaines précisions sur son organisation, son altitude ou son type.

Il convient de remarquer d'abord que l'espace analysé représente une partie somme toute modeste de la chaîne varisque, le vingtième environ d'un ensemble qui dessinait primitivement, avant l'ouverture du golfe de Gascogne, une sorte de gigantesque point d'interrogation couché, allant du Sud-Est de la meseta ibérique à la Bohême (fig. 49 A 1). Placé à la rencontre de la boucle et de la jambe du point d'interrogation, le Massif Central a occupé une position de noeud orographique. Il s'est ainsi trouvé au coeur de la collision intraplaques dès le Dévonien. A partir de là, on serait tenté d'y reconnaître une classique zone interne ; or cette affirmation doit être nuancée.

Les notions de zones interne et externe appartiennent à la géologie structurale ; d'un intérêt évident pour situer une région dans l'organisation générale d'une chaîne, elles se définissent soit par rapport au sens de déversement des grandes structures, soit par la nature de leurs matériaux constitutifs, la zone interne voyant affleurer des terrains formés dans les niveaux structuraux les plus profonds -roches métamorphiques et cristallines-. Souvent privilégié, ce second critère est à l'origine de l'assimilation rapide du Massif Central à une zone interne ; malheureusement il entre en contradiction avec le premier. Vue en plan, la chaîne hercynienne apparaît comme une chaîne à double déversement (fig. 49 A 2), son flanc nord étant constitué par les zones

Saxo-thuringienne et Rhéno-hercynienne et son flanc sud par le Massif Central prolongé par les Pyrénées orientales. De fait tous les grands accidents du Massif Central s'inclinent vers le Sud-Ouest ou le Sud-Est. Ce paradoxe d'une région à matériel de zone interne faisant corps avec un domaine externe peut cependant s'expliquer. Le croquis 2 de la figure 49 A montre une dissymétrie flagrante entre les deux flancs de la chaîne. La migration de l'orogénèse s'est poursuivie régulièrement au Nord, alors qu'elle s'est trouvée étranglée vers le Sud entre deux fragments de socle plus ou moins stabilisés, les plaques aquitaine et austro-alpine. Une cascade de conséquences en est résultée : d'une part le Massif Central s'est organisé à partir de là selon sa forme en "V" si caractéristique, d'autre part les contraintes nées de la collision varisque, bloquées sur la marge méridionale à peu de distance de l'axe du dispositif orogénique, se sont traduites à l'intérieur de la zone interne elle-même en puissantes déformations cisailantes puis chevauchantes (fig. 49 B). Ce deuxième phénomène, tout aussi caractéristique que le premier, est à l'origine des convergences structurales qui permettent de réunir en un seul ensemble les deux tiers septentrionaux du Massif Central et la région "Montagne Noire"-Cévennes, seul véritable élément du domaine externe hercynien.

Déjà évoqués pour les besoins de l'étude stratigraphique du Primaire inférieur, les nappes de charriage constituent à n'en pas douter un des aspects fondamentaux de la tectonique paléozoïque ; une brève synthèse s'impose à leur sujet.

Affirmée par A. DEMAY à la suite de ses observations sur les inversions zonéographiques et sur la microtectonique [1948], l'hypothèse de la présence de mégastuctures tangentielles dans le Massif Central a été considérée avec beaucoup de suspicion par les pétrographes clermontois [J. JUNG, 1954] ou lyonnais [M. CHENEVOY, 1964 et 1974], tant et si bien qu'on la considérait comme dépassée au début des années 1970 [cf. les articles du Symposium JUNG en 1971]. Son retour au premier plan a été très spectaculaire : elle s'est imposée en quelques années à la suite des travaux de géologie structurale entrepris par les écoles de Montpellier [M. MATTAUER, J. P. BURG, P. MATTE] et de Lyon [M. GAY, B. BRIAND, P. PITIOT].

Soulignée par l'affleurement du groupe "leptyno-amphibolique" (fig. 49 B), l'existence de chevauchements a pu être successivement mise en évidence dans le haut Allier [J. P. BURG, 1977], dans le bassin du Lot [régions de Decazeville : J. P. BURG et P. MATTE, 1977 ; et de Marvejols : B. BRIAND et M. GAY, 1978], en Lyonnais [P. PITIOT, 1984], et en Rouergue [C. DELOR *et alii*, 1985]. Ils ont été surtout étudiés jusqu'à présent à l'Est du "Sillon Houiller", mais ils existent en Limousin [A. AUTRAN, 1974] bien qu'ils y jouent un rôle moindre, soit en raison de modalités différentes dans la répartition des contraintes, soit à cause de leur disparition sous l'effet des venues granitiques. Là où ils sont désormais connus, l'importance des déplacements latéraux a pu être estimée à des longueurs variant entre une dizaine et une centaine de kilomètres ! Des "fenêtres" -"dôme" de Mercoeur- ou des klippes -Lévézou-, de taille considérable, témoignent aujourd'hui de l'intensité des déformations. Comme les arguments en faveur de l'allochtonie ou de l'autochtonie des terrains paraissent convaincants, on doit placer les nappes de charriage hercyniennes au rang des données solidement établies. Outre l'élégante solution qu'elles apportent au problème des séries métamorphiques "inverses", il faut porter à leur crédit une parfaite intégration dans le schéma évolutif général qu'il est possible de tracer à l'aide des autres sources de renseignements.

Ainsi l'amincissement des plaques lithosphériques au Paléozoïque inférieur, supposé à partir de la nature du magmatisme (fig. 47 B), explique l'ampleur des mouvements tangentiels postérieurs : la croûte, formée surtout par un empilement de couches sédimentaires plus ou moins métamorphisées (fig. 49 B), s'est cisailée avec facilité, un peu comme une voiture légère privée de contreforts solides s'écrase sous un choc violent.

- L'élimination rapide de volumes importants de terrains superficiels au niveau des charnières anticlinales de méga-ondulations -voir la fig. 49 B 2 et, ci-dessous, les remarques sur la puissance de l'érosion- de même que la formation de diapirs leucogranitiques à l'intérieur de la lithosphère -voir le paragraphe précédent- justifient la localisation et la multiplication des zones de cisaillement. Elles pourraient aussi rendre compte de la polarité spatio-temporelle que l'on croit actuellement reconnaître dans les phénomènes de chevauchement : les événements responsables des plus septentrionaux -haut Allier, Lyonnais- seraient fini-dévonien, ceux liés à la région du Lot, viséens, voire du début du Namurien en Rouergue. Avec l'arrivée encore plus tardive des contraintes en "Montagne Noire", dans l'avant-pays, se dessine alors du Nord au sud et du Dévonien moyen au Carbonifère supérieur une lente et significative migration de "l'onde orogénique" (fig. 49 B).

- L'analyse des plans de charriage présente, enfin, pour la reconstitution et la compréhension de la morphogénèse, un intérêt considérable. Sous le groupe "leptyno-amphibolique", les séries "inverses" offrent l'originalité de ne pas présenter partout une semblable succession de terrains : celles situées au Nord du Massif Central -Lyonnais, haut Allier- débutent par des horizons au métamorphisme moindre tout en appartenant à la mésozone, tandis qu'à partir du Lot ce sont des niveaux de l'épizone qui supportent les ensembles charriés. L'interprétation que l'on doit donner à ces faits s'impose d'elle-même : avant l'arrivée des horizons chevauchants l'érosion avait travaillé inégalement dans le substratum, la topographie recoupant selon les endroits différentes zones de métamorphisme.

L'âge connu du métamorphisme régional et l'épaisseur approximative des couches disparues, estimée d'après la valeur du gradient géothermique nécessaire à la paragenèse des minéraux métamorphiques, permettent à la fois d'évaluer l'ampleur de la surrection et la vitesse de l'érosion pour cette période de l'histoire du Massif Central. La situation, telle qu'on peut la reconstituer, a été reproduite sur le croquis 2 de la figure 49 B : dans la deuxième moitié du Dévonien, alors que les phénomènes de métamorphisme devaient se poursuivre

dans les horizons profonds de la croûte, de vastes structures anticlinales sont apparues et ont été aussitôt attaquées par l'érosion. La partie septentrionale du Massif, placée au coeur de la zone de serrage, a connu une élévation d'axe très forte (extrémité gauche de la coupe 2 de la figure 49 B). L'érosion y a déblayé une tranche de terrain comprise entre 10 et 15 kilomètres et cela avant la fin du Dévonien, soit en 15 à 20 millions d'années. Des chiffres de cet ordre de grandeur ont été obtenus à partir de l'exemple des chevauchements du Lyonnais [hypothèse tectonique exposée précédemment de P. PITIOT, 1984] et du haut Allier [reconstitution de J. P. BURG, 1977] ; ils sont confirmés par la stratigraphie classique en Lyonnais où la base de la série de la Brévenne, formée par des calcaires du Dévonien supérieur, repose sur des niveaux appartenant à la catazone. Dans le tiers méridional du Massif Central, la tendance au soulèvement et le travail de l'érosion se sont manifestés plus faiblement, puisque seuls les terrains non métamorphiques ont été éliminés avant l'arrivée des nappes de charriage (partie centrale de la coupe 2).

La mise en évidence de cette évolution conduit le chercheur à se poser trois questions plus ou moins liées : celles de l'altitude atteinte par la chaîne à ce moment-là, de la vitesse de l'érosion et du devenir des sédiments déblayés ; malheureusement il n'existe sur aucun de ces points de véritable certitude et l'on en est réduit à émettre des hypothèses.

La nature du substratum, socle aminci et épaisses séries détritiques métamorphisées laisse supposer une bonne transmission des contraintes à l'échelle des temps géologiques. En conséquence la surrection a dû être régulière et plutôt rapide, ce qui plaiderait en faveur d'une altitude forte... si le rythme de l'érosion n'avait pas eu toutes les chances d'être lui-même très élevé ! En extrapolant à partir des chiffres cités pour la partie septentrionale, là où le "décapage" a été le plus actif, on obtient des vitesses d'ablation comprise entre 0,5 mm/an -10 000 mètres de terrain enlevés en 20 millions d'années- et 1 mm/an -15 000 mètres enlevés en 15 millions d'années-. Ces rythmes d'érosion paraissent parfaitement plausibles dans le contexte morphobioclimatique connu par le Massif Central à ce moment du Paléozoïque, à savoir celui d'une montagne "intertropicale" semi-rhexistatique en raison des taux de recouvrement très médiocres de la flore dévonienne. Ils le sont d'autant plus que les faciès des roches détritiques ou épimétamorphiques, alors soumises aux agents de la morphogenèse, avaient sans doute un assez faible degré de cohésion. Or, en l'absence d'un tapis végétal capable d'accroître l'altération chimique par l'acidité du sol, la cohérence du substratum représentait à coup sûr le seul obstacle à une évolution rapide du relief. On peut donc penser qu'une grande vitesse de surrection du substratum est allée de pair avec une puissante activité érosive, les deux facteurs s'équilibrant et contribuant en définitive à limiter l'ampleur du relief.

Le problème posé par les formations corrélatives issues de ces épisodes morphogéniques est plus délicat à résoudre : on ne connaît pas de dépôts détritiques de cet âge dans le Massif Central ou à sa périphérie immédiate, ce qui paraît incompatible avec toutes les remarques précédentes. L'énigme se trouve accrue si l'on remarque que la polarité de la chaîne impose de les rechercher dans les régions méridionales, à l'intérieur d'une zone où les sédiments carbonatés de plate-forme de la "Montagne Noire" (extrémité sud - sud-ouest de la coupe 2, fig. 49 B) servent de limite au champ d'investigation. Après réflexion, trois hypothèses peuvent être proposées à leur sujet. La première, et la plus simple, consiste à admettre qu'ils s'étaient déposés à l'avant des régions soulevées mais qu'ils ont été ensuite éliminés par l'érosion lorsque leur aire de dépôt a été à son tour affectée par l'onde orogénique. Une seconde hypothèse amène à supposer la présence actuelle effective de ces dépôts détritiques dévoniens dans des régions, Rouergue, Albigeois, Cévennes, où ils n'auraient pas encore été identifiés. Une telle possibilité a d'ailleurs été évoquée par A. WEISBROD dans sa thèse [1970]. Enfin il est possible que ces formations par suite de l'orientation même des structures et de la distribution des pentes aient été évacuées vers le Sud-Ouest ou le Sud-Est, dans des secteurs où elles sont aujourd'hui recouvertes par des sédiments secondaires et tertiaires. Au demeurant, les trois solutions énoncées peuvent avoir joué un rôle et ainsi contribuer à entretenir le mystère qui entoure le devenir des altérites dévoniennes.

Le géomorphologue pourrait se demander si les phénomènes d'érosion de cette époque ont, en plus de leur intervention au niveau de la rupture des charnières anticlinales, aidé à la réalisation des grands chevauchements par le biais d'aplanissements très réguliers ; il pourrait, en un mot, s'interroger sur l'existence éventuelle d'une morphotectonique dévonienne un peu à l'image du style épiglyptique provençal étudié par L. LUTAUD. En l'absence d'élément de réponse dans l'état actuel des recherches, on doit noter que la formidable puissance de la phase fini-dévonienne -phase bretonne de STILLE- enlève une partie de son intérêt au problème.

Les coupes 3 et 4 de la figure 49 B illustrent l'importance des charriages dévono-dinantiens. Ceux-ci semblent avoir eu deux conséquences majeures :

- la première est une forte augmentation de l'épaisseur de la lithosphère à l'emplacement du Massif Central. Alors qu'au Dévonien le degré de métamorphisme atteint par les différents horizons, y compris les plus profonds, indique une épaisseur de terrains au-dessus du manteau de 25 à 30 kilomètres (extrémités nord et sud de la coupe 1 -fig. 49 B-), les chevauchements associés au serrage ont entraîné un doublement de la croûte (coupes 2 et 3), plus peut-être dans certains secteurs si l'on tient compte des matériaux enlevés par l'érosion dévonienne. Des chiffres comparables ont été cités pour le Limousin puisque l'observation des roches et des structures du niveau d'érosion actuel laisse supposer une mise en place entre 15 et 30 kilomètres de profondeur ; ce qui, additionné aux 30 kilomètres encore présents sous la surface du sol, aboutit à une épaisseur de croûte atteignant au plus fort de la collision 45 à 60 kilomètres [A. AUTRAN ET J. COGNE, 1980, p. 96].

- La seconde conséquence des chevauchements a été indirecte : ils se trouvent, par l'intermédiaire de l'épaississement de la croûte dont il vient d'être question, à l'origine de la grande vague de granitisation carbonifère (coupes 3 et 4).

Si l'on ignore aujourd'hui encore beaucoup de choses au sujet des mécanismes précis qui ont engendré les massifs cristallins, quelques-unes des modalités de leur mise en place, en particulier leurs liens avec la structure, commencent à être cernées. Dus à des "échauffements" situés à la base de la croûte et/ou au sommet du manteau -d'où la nature crustale, hybride ou mantellique du magma- à la verticale des zones les plus épaisses, les corps plutoniques du Massif Central semblent pour la plupart s'être installés par "intrusion en force" [J. LAMEYRE, 1975, pp. 261 à 264] suivant le principe du diapirisme. Les coupes de la figure 49 B montrent comment certains d'entre eux se sont trouvés associés à un volcanisme actif (extrémité nord de la coupe 3, en Beaujolais) ou à la tectonique tangentielle -leucogranites du Lyonnais avec formation (coupe 3) puis blocage (coupe 4) sur des zones de cisaillement- tandis que d'autres, les plus importants d'entre eux, paraissent s'être formés avec une relative indépendance -Margeride et Velay (coupe 3)-. Recoupant toutes les structures antérieures, le dôme vellave a eu plusieurs conséquences : non seulement il a donné naissance à un phénomène de métamorphisme régional de basse pression, ce que les charriages ou les fortes compressions superficielles -Lyonnais, "Montagne Noire"- ont été aussi capables de faire, mais encore il est à l'origine d'une tectonique verticale particulière (coupes 3 et 4). Sa lente montée s'est accompagnée d'une tendance accusée au soulèvement de toute la partie de la croûte placée au-dessus de lui. J. DUPRAZ a proposé, dans sa thèse de 3^{ème} cycle, une série de schémas représentant l'évolution de la croûte lors de la mise en place du dôme [1983, pp. 164 à 166], je m'en suis inspiré sur les coupes 3 et 4. Amorcée à proximité du Moho, sous une tranche de terrain épaisse d'une soixantaine de kilomètres, la genèse de l'anatexie aurait créé peu à peu une zone anticlinale immédiatement attaquée par l'érosion (coupe 3). Celle-ci aurait dégagé environ une vingtaine de kilomètres de matériaux avant l'arrêt du processus de soulèvement vers la fin du Westphalien et la cristallisation par refroidissement du dôme thermique à une douzaine de kilomètres de profondeur. Ce chiffre est actuellement confirmé par les études pétrologiques [G. VITTEL, 1985, planche 1 p. 409]. Depuis l'installation définitive du massif granitique, l'érosion post-westphalienne aurait par conséquent fait disparaître environ 15 000 mètres de roches (trait discontinu sur la coupe 4). Dans la mesure où il reste une croûte de 25 kilomètres d'épaisseur sous le Velay, tous ces chiffres paraissent plausibles : on retrouve bien, en les cumulant -20 km de terrains enlevés avant le Westphalien, 15 km enlevés après et 25 km restants-, la soixantaine de kilomètres possédés par le bâti hercynien primitif après le raccourcissement crustal dévono-dinantien.

Ces remarques nous ramènent tout naturellement au problème de la puissance de l'érosion au Carbonifère, avec comme premier objectif d'établir une comparaison entre celle-ci et les données recueillies pour le Dévonien.

Nous avons vu qu'environ 5 à 15 km de croûte auraient été localement déblayés avant le Tournaisien en 15 à 20 millions d'années. Pris globalement, le rythme de l'érosion paraît avoir très sérieusement ralenti au Carbonifère. En dépit de l'intensité de la tectonique, elle a éliminé au cours d'un laps de temps trois fois plus long -60 millions d'années- une tranche de terrain à peine plus importante, en moyenne 10 à 15 kilomètres. Les taux d'ablation ont donc été deux à trois fois inférieurs. La principale conséquence d'un tel ralentissement me paraît avoir été l'altitude forte atteinte à ce moment-là par la portion massif-centralienne de la chaîne varisque, à mon avis plusieurs milliers de mètres. Il est difficile de préciser la cause du phénomène ; on pourrait l'attribuer au rafraîchissement climatique ou au début du développement de la couverture végétale ; il me semble préférable de la mettre d'abord, dans un contexte de fortes pentes sur le compte de la nature des roches soumises à l'érosion : l'affleurement de niveaux au métamorphisme de plus en plus accusé et par conséquent de plus en plus cohérents, explique les difficultés connues par des processus de mobilisation essentiellement mécaniques en l'absence d'un tapis végétal fermé et, surtout, de nappes phréatiques stagnantes.

L'énoncé de principes généraux ne doit pas masquer, cependant, l'existence de situations diverses : les rythmes de l'érosion ont pu varier dans l'espace et dans le temps en fonction des mouvements du sol, agissant de façon directe par l'intermédiaire de la topographie et de la lithologie. A partir de ces critères, j'aurais tendance à croire que l'érosion a été plus vive au Carbonifère inférieur en raison du style éjectif et des pentes fortes créées par une tectonique tangentielle intervenant sur des matériaux de métamorphisme modéré, et qu'elle s'est atténuée ensuite. Ce fait s'explique par la participation au relief d'horizons cristallophylliens de plus en plus profonds et par des changements notables dans la tectonique. A partir du Carbonifère moyen, l'apparition d'un nouveau comportement de la lithosphère -sur l'origine duquel je reviendrai, voir page 560 et suivantes- s'est traduit par un mouvement de surrection intéressant des régions de plus en plus vastes (coupe 4 de la fig. 49 B) ; les paysages sont alors devenus plus massifs, du type "hautes plaines" encadrées par de lourds reliefs comme le "horst du Velay", dû à la montée du dôme anatectique, de rares ensembles plus aérés correspondant aux reliefs plissés du domaine externe -"Montagne Noire", Cévennes-.

Des détails sur les modalités de l'érosion, sur sa rapidité en particulier, pourront certainement être obtenus lorsqu'on disposera de nombreuses mesures géochronologiques déterminant l'âge du refroidissement du substratum cristallin grâce à celui des minéraux -K/Ar sur amphiboles, Rb/Sr sur biotites ou muscovites, traces de fission appliquées aux apatites et aux zircons-. Le refroidissement des plutons dépend bien entendu du temps écoulé depuis leur mise en place, mais il dépend aussi de l'ampleur et de la rapidité de l'érosion, la difficulté étant d'isoler les paramètres. Pour l'instant, les quelques généralités en notre possession

ne permettent pas de cerner la question ; elles ne font que confirmer les renseignements apportés par l'étude radiochronologique des roches. La première région du Massif Central à être passée au-dessous de 400° -température de fermeture des amphiboles- serait l'Ouest, du Rouergue au coeur du Limousin, et cela un peu avant 320 M.A. Le Bas-Limousin, la Marche, l'Auvergne, le Lyonnais, les Cévennes méridionales et la "Montagne Noire" auraient vu leur température s'abaisser avec un retard d'environ 10 à 20 M.A.. Pour le Velay, dernier secteur du Massif Central à s'être refroidi, le processus serait intervenu vers 280 M.A. ; détail particulièrement intéressant, il aurait été rapide. On peut interpréter ce fait comme le résultat d'une surrection et d'une érosion violente connues par le "horst vellave", ce que paraît confirmer le caractère très grossier des sédiments stéphaniens périphériques [A. AUTRAN et J. M. PETERLONGO, 1980, pp. 53-54].

L'absolue certitude face à laquelle le chercheur se trouve d'une vigoureuse action de l'érosion sur les structures de la chaîne varisque au Carbonifère, débouche sur un problème comparable à celui posé par l'érosion dévonienne : que sont devenues les formations corrélatives de la morphogenèse ? On ne connaît pas, en effet, dans ou à proximité du Massif Central de sédiments d'âge tournaisien, namurien ou westphalien. La présence des dépôts viséens du Nord-Est me semble éclairer singulièrement la question.

Ces dépôts constituent des accumulations détritiques typiques de la destruction d'une chaîne de montagne. Certains auteurs [par exemple M. CHENEVOY, 1974, p. 172] les ont assimilés à des flyschs ; cependant, si cette dénomination est correcte en "Montagne Noire", elle convient mal dans le Nord-Est. Là, le faible dérangement post-sédimentaire des terrains et leur discordance par rapport au reste du substratum (extrémité nord de la coupe 3, fig. 49 B) leur confèrent des caractères de molasses. Leur conservation au sein du dispositif montagneux s'explique, ainsi qu'on l'a vu, par des phénomènes de détente responsables d'une tendance locale à l'affaissement. Sans ce trait tectonique particulier et le fonctionnement d'un piège à sédiment, les matériaux détritiques viséens auraient subi un sort identique à celui de leurs homologues tournaisiens, namuriens ou westphaliens : ils auraient été entraînés par les pentes topographiques hors du Massif Central (coupe 3, fig. 49 B). La forte altitude atteinte par le relief et l'absence, en dehors du Nord-Est, de zone subsidente suffisent donc à rendre compte des lacunes stratigraphiques du Carbonifère dans le Massif Central.

Les énormes volumes détritiques produits par le démantèlement de la chaîne varisque ont été exportés. Leur localisation serait précieuse pour mieux connaître la géographie du système montagneux. Sans parler des épaisses séries namuro-westphaliennes de l'Europe rhénane, qui représentent les molasses de destruction du flanc septentrional de la chaîne varisque, on ne connaît des sédiments d'âge carbonifère qu'en Armorique -bassins d'Ancenis, Laval, Châteaulin- et au coeur de la région axiale pyrénéenne [A. PELHATE et R. MIROUSE, 1980]. Toutefois, dans ces deux secteurs les dépôts sont issus de l'attaque de reliefs locaux : ce sont de simples équivalents des niveaux dinantiens du Nord-Est du Massif Central. Il est vraisemblable que les molasses carbonifères, originaires du Massif, se sont déposées à la périphérie du domaine montagnard, à une distance proportionnelle à l'ampleur du soulèvement. La logique voudrait qu'on les recherche dans les parties distales des actuels bassins sédimentaires limitrophes dont elles constitueraient les premières ébauches.

En conclusion de ces propos sur les déformations varisques antéstéphaniennes et leurs conséquences dans le cadre du Massif Central, il convient de s'interroger sur le type même de l'orogénèse qui s'est alors produite. Les géologues ont très naturellement pris l'habitude de classer et de comparer les chaînes de montagne. Avec la "tectonique globale", cet exercice a pris un intérêt nouveau ; c'est la raison pour laquelle de nombreuses réflexions sur ce thème ont été menées ces dernières années, la chaîne hercynienne ne faisant pas exception. Quoiqu'il soit difficile d'évoquer un problème concernant l'ensemble d'une orogénèse à partir de considérations limitées à l'un de ses segments, et bien que les hésitations des spécialistes eux-mêmes [J. KORNPORST *et alii*, 1980, pp. 183 à 185] soient là pour démontrer avec éloquence la prudence dont il est indispensable de faire preuve dans un domaine où de nombreuses données manquent ou restent floues, je me permettrai d'aborder un sujet qui, tout en dépassant le cadre de mes compétences "officielles", n'en a pas moins piqué ma curiosité au point de devenir l'un des thèmes centraux de ma réflexion. J'en ferai un large usage dans la partie des conclusions réservées aux considérations les plus générales. S'inscrivant à une échelle très vaste, celle de l'ensemble du Globe, les remarques qui vont suivre surprendront peut-être ; il va sans dire que mon but n'est pas d'établir une théorie géodynamique mondiale ! Parce que des spécialistes sont en train de le faire, je crois indispensable pour les géomorphologues de s'intéresser de près à leurs conclusions. Il existe à mon avis de surprenantes convergences entre ces conclusions et l'évolution générale du relief. Le présent travail ayant pour principale ambition de le montrer, je demanderai au lecteur de surmonter sa surprise et surtout de me conserver son attention.

L'expansion des fonds océaniques puis la "théorie des plaques" avaient "révolutionné" dans les années soixante les idées sur la genèse des chaînes de montagne ; la démonstration de la règle de la "symétrie hémisphérique" est venue ces derniers temps heureusement compléter notre connaissance des lois fondamentales qui régissent les déformations de la surface du Globe [P. GOLDREICH et A. TOOMRE, 1969 - C. G. CHASE, 1979 - S. T. CROUGH et D. M. JURDY, 1980 - C. G. CHASE et D. R. SPROWL, 1983 - X. LE PICHON et P. HUCHON, 1983] en permettant d'entrevoir le moteur du déplacement des plaques et la signification des cycles orogéniques.

En schématisant, les données nouvelles se résument ainsi.

- Le système de convection profond, connu depuis très longtemps et dont on sait qu'il est à l'origine du déplacement des plaques lithosphériques, s'organise dans le manteau inférieur d'une façon très stable, suivant un axe de symétrie perpendiculaire à l'axe de rotation de la Terre. Situé dans le plan

équatorial, l'axe de symétrie du système convectif tend à produire une distribution régulière des continents sur un hémisphère et des océans sur l'autre. Résultat de ce processus, un "supercontinent", la Pangée, et un "superocéan", la Panthalassa, se forment périodiquement dans l'histoire du Globe. Tous les chercheurs sont aujourd'hui d'accord pour situer l'apparition des plus récents d'entre eux en clôture du cycle orogénique hercynien, à la charnière du Primaire et du Secondaire (fig. 50 A).

- Si le système de convection du manteau conduit en raison de son organisation à créer un "supercontinent", cette situation ne peut pas durer pour des raisons thermiques. Le flux de chaleur émis par le manteau et diffusé à travers la mince croûte océanique dans l'hémisphère marin, s'accumulerait sous l'épaisse lithosphère de l'hémisphère terrestre, jusqu'à ce que les courants de convection finissent par briser et disperser la Pangée en s'activant. Ainsi les plaques continentales voyagent-elles avant de se réunir à nouveau en une Pangée. Le processus de dispersion puis de concentration durerait environ 400 M.A. [X. LE PICHON et P. HUCHON, 1983, p. 1319].

- Bien que les géophysiciens n'aient pas à ma connaissance envisagé le problème, il me paraît logique d'admettre que le supercontinent se forme peu à peu sur l'emplacement de l'hémisphère océanique du cycle antérieur, la superficie de l'ancienne Panthalassa se réduisant en raison de l'avancée des continents accolés par des marges passives aux océans en cours d'ouverture, future Panthalassa. Il est certain en revanche, comme le montre la reconstitution de la Pangée triasique sur la figure 50, que l'océan mondial ne disparaît pas entièrement au cours d'un cycle. Il perdure pendant une partie du cycle suivant sous la forme d'un océan intracontinental : la Téthys. Ce phénomène tient au fait que les continents occupent seulement 40 % de la surface du Globe, donc moins d'un hémisphère.

Les implications de ces principes sur la naissance des chaînes de montagne sont évidentes. Si toutes ont pour origine des mouvements de convergence des plaques, deux modes de formation peuvent être distingués :

- L'apparition de formidables reliefs accompagne la fermeture de la Panthalassa lors de la constitution du supercontinent. Les chaînes liminaires actuelles, en périphérie de l'océan Pacifique, donnent une faible idée -puisque nous sommes en milieu de cycle, entre deux regroupements de pangée- de leur physionomie lorsque le plus vaste océan contemporain sera réduit à la taille d'une simple Téthys.

- Un deuxième mécanisme orogénique existe, séparé du premier par la phase de distention pangéenne. Il prend place en milieu de cycle et provient de la fermeture de la Téthys suivant des modalités qui doivent être distinguées des précédentes -voir ci-dessous-. C'est à ce second type qu'appartiennent les chaînes alpines au sens propre, des Pyrénées à l'Himalaya.

Certains trouveront peut-être ces considérations très générales et sans rapport avec la portion de la chaîne varisque étudiée dans ces pages ; pourtant, si l'échelle d'analyse des phénomènes n'est assurément pas la même, de tels propos ont des implications directes sur la façon de comprendre les événements connus par le Massif Central au Paléozoïque. La plupart des reconstitutions proposées à leur sujet [A. NICOLAS, 1972 - J. P. BARD *et alii*, 1980] se basent sur une comparaison avec l'orogénèse alpine ; or cette façon d'aborder le problème me paraît à la fois inévitable et... très dangereuse. Elle est inévitable parce que les chaînes actuelles sont les seuls modèles pour lesquels l'observation directe des mécanismes tectoniques soit possible ; toutefois, poussée jusqu'à parler de "modèle andin" ou de "modèle himalayen", la comparaison est, à mon avis, très discutable.

- Elle l'est d'abord par principe : le caractère historique de l'évolution du Globe d'une part, le nombre assez limité de chaînes par suite de leurs dimensions mondiales d'autre part, empêchent de parler de "type" au-dessous d'un certain seuil -voir la seconde remarque- : seuls des rapprochements dans l'évolution, ce qui est loin d'avoir la même signification, sont autorisés.

- Elle l'est, ensuite, en raison de l'absolue nécessité de comparer des événements équivalents. De ce point de vue les deux uniques "types" d'orogénèse présents à la surface du Globe se situent à son échelle et correspondent aux deux types signalés : ils permettent de distinguer chaînes "pangéennes" et chaînes "téthysiennes". Comme la chaîne hercynienne d'Europe est née de la subduction d'une Panthalassa et de l'organisation d'une Pangée, elle n'est pas directement comparable aux événements alpins.

On pourrait objecter à cette dernière remarque que les structures résultant des collisions intraplaques sont identiques dans n'importe quel cas de fermeture d'espace océanique. Telle n'est pas cependant mon opinion, car la durée très inégale des phénomènes, les différences dans les matériaux accumulés, la constitution particulière des marges continentales, plus ou moins modelées par le déplacement des plaques, peuvent introduire de nombreuses variantes et aboutir à des traits spécifiques.

La première conséquence à tirer de ces remarques pour la partie massif-centralienne de la chaîne hercynienne concerne un éventuel rapprochement entre le contexte actuel et la région étudiée : pour être valable la comparaison ne doit pas porter sur les Andes ou l'Himalaya mais... sur l'Indonésie ou la Nouvelle-Guinée ! Avant d'aboutir à un tel rapprochement, il est en effet indispensable de rechercher à quelle phase du cycle hercynien correspond la situation actuelle connue par le Globe. Sur ce plan les choses sont relativement claires : certaines plaques se trouvent au cœur d'une orogénèse "téthysienne" -chaînes alpines-, d'autres au milieu d'un cycle "pangéen" -monde péripacifique- et c'est bien sûr parmi celles-ci qu'il faut découvrir une région présentant aujourd'hui des aspects proches de ceux que l'on s'accorde à reconnaître au Massif Central à ce moment-là du cycle hercynien. Comme la meilleure projection dans le temps de l'époque présente sur celles du Primaire m'a paru se situer à la charnière entre le Carbonifère inférieur et le Carbonifère supérieur -les raisons de ce choix seront exposées dans les conclusions générales, voir page 561-, j'ai recherché sur un planisphère un secteur dont la géographie était susceptible de se rapprocher des données représentées sur la figure 49 B 3 :

c'est-à-dire une chaîne de montagne récente placée à la fois en bordure de la Panthalassa -l'océan Pacifique actuel- et à proximité de la "diagonale alpine", puisque le "Massif Central" se trouvait alors à proximité de la chaîne téthysienne -les Calédonides-. La comparaison la plus heureuse, ou plutôt la moins mauvaise dans la mesure où il est impossible de retrouver une disposition identique, m'a semblé correspondre aux montagnes de l'Indonésie ou de la Nouvelle-Guinée. Si la présence d'arcs volcaniques dans le secteur permet de reconnaître des circonstances rappelant le rôle tenu par la bordure sud-occidentale du Limousin, il faut souligner néanmoins le principal défaut de la comparaison suggérée : elle rend assez mal compte de la massivité des reliefs de la chaîne varisque à l'époque carbonifère, massivité sans doute plus proche de celle des chaînes liminaires de l'Amérique contemporaine.

Ces rapides considérations prouvent la difficulté à trouver des "modèles". Ceci devient carrément impossible au niveau de l'orogénèse puisque les futures chaînes pacifiques ne sont pas encore formées et que les chaînes "pangéennes" ayant précédé la chaîne hercynienne -chaînes cadomiennes- sont très mal connues.

En définitive le travail à fournir par les spécialistes sur la chaîne hercynienne devra être très minutieux. De sa précision résultera notre connaissance des mécanismes propres aux chaînes "pangéennes". De ce fait il n'est pas inutile de revenir sur les principaux caractères que l'on peut attribuer, à partir des pages précédentes, à l'orogénèse hercynienne, même si elles se limitent au cadre étroit du Massif Central.

Ces caractères n'appartiennent pas tous au "type pangéen". Quelques-uns sont spécifiques à la chaîne et sont liés à sa position géographique ou à son environnement : la disposition des structures -"V" hercynien-, due à l'existence des sous-plaques "aquitaine" et "austro-alpine", en constitue l'exemple le plus remarquable. Parmi les aspects qui sont particuliers au "type pangéen", deux méritent à mon sens d'être soulignés.

- La présence d'une subduction continue pendant presque toute la durée du cycle hercynien, avec un plongement de plaque se faisant le plus souvent du Sud-Ouest vers le Nord-Est, a eu plusieurs conséquences. Non seulement elle a donné son originalité au substratum du Limousin occidental, mais elle a agi sur les granitisations du Nord-Est et explique d'une façon générale le sens des plus fortes contraintes à s'être exercées sur le Massif Central.

- L'absence d'un socle épais au coeur de l'orogénèse représente sans doute l'élément de différenciation le plus net par rapport aux chaînes "téthysiennes". La nature très originale de la croûte qui s'est formée au cours de la période "géosynclinale", un socle très aminci sous une épaisse couche de matériaux sédimentaires, s'explique par l'évolution géodynamique des marges actives des continents situés autour de la Panthalassa. Celle-ci a été beaucoup plus longue et complexe que l'évolution connue par les marges actives de la Téthys. Elle permet de comprendre l'importance du métamorphisme régional de moyenne pression en fin d'obduction de l'espace océanique, puis le rôle joué par les grands chevauchements. Il apparaît de plus en plus que ces phénomènes de charriage sont à placer au premier rang des caractéristiques de la chaîne hercynienne du Massif Central. La plupart des auteurs les comparent comme nous l'avons vu aux énormes structures tangentielles de l'Himalaya ; les convergences dans la disposition ou la nature du matériel, et surtout, dans les effets des chevauchements -métamorphisme, mise en place de granites- semblent leur donner raison. On doit d'ailleurs noter que le segment himalayen de la chaîne alpine s'est édifié dans un secteur où la Téthys atteignait sa largeur maximale et là où il existait une marge active (fig. 50 A). Pourtant, malgré plusieurs points communs, je ne crois pas qu'on puisse assimiler les deux phénomènes. Ils ne se sont pas inscrits à la même échelle : les chevauchements himalayens dessinent un front rigide de plus de 2 000 kilomètres tandis que ceux du Massif Central formaient des chevrons longs de seulement quelques centaines de kilomètres. L'intervention d'épaisses tranches de socle dans le premier cas interdit les comparaisons. Rien n'indique qu'il y ait eu obduction pour la chaîne hercynienne et tout se passe précisément comme si le choc de la collision entre les plaques avait été alors absorbé par les épaisses séries sédimentaires accumulées le long des marges actives -voir page 604-.

On notera que les deux caractères qui me paraissent être les plus représentatifs de l'orogénèse "hercynienne" étaient complètement ignorés au début des années 70 ; pourtant on opposait déjà à cette époque l'"alpinotype" à l'"hercynotype". Mais en réalité cette distinction, de prime abord conforme à tout ce qui vient d'être dit, s'est le plus souvent appuyée sur une vision partielle des événements. On pensait notamment à partir des travaux de J. JUNG sur le "noyau arverne" dans le Massif Central, que le métamorphisme d'âge hercynien se limitait au métamorphisme carbonifère de basse pression, et se distinguait du métamorphisme barrowien des chaînes de type alpin. L'idée était fondée, d'une part, sur une connaissance incomplète du métamorphisme "alpin" qui peut aussi engendrer des paragenèses de basse pression, et d'autre part sur une erreur d'appréciation des événements liés au cycle hercynien, puisque le métamorphisme régional dévonien et même silurien s'y rattache à l'évidence. Je soulignerai au passage que seule la distinction entre chaînes "pangéennes" et chaînes "téthysiennes" permet de résoudre les problèmes de cadre chronologique dans lesquels beaucoup de chercheurs continuent de s'enfermer. Le temps et l'espace se combinent pour circonscrire les cycles orogéniques : le cycle hercynien a concerné toute la durée du Primaire pour le "Massif Central" et le domaine entourant la Panthalassa de cette époque, le cycle calédonien devant être limité dans le temps à la première moitié du Primaire et dans l'espace aux abords de la Téthys paléozoïque.

Le cadre chronologique long -400 M.A.- propre aux chaînes "pangéennes" a déjà été invoqué pour rendre compte de l'originalité du matériel accumulé pendant la période "géosynclinale", on ne saurait trop

insister sur son importance puisqu'il a eu des conséquences dans la phase "tardi-orogénique". Le substratum, pénétré par le magma pendant qu'il était haché par les cisaillements crustaux, a eu le temps de s'indurer et de s'user avant que l'orogénèse ne cesse. De puissantes contraintes, issues de l'organisation de la Pangée, se sont exercées sur un bâti transformé sur le plan des réactions mécaniques. Une évolution qui n'a probablement pas d'équivalent dans les chaînes téthysiennes a ainsi été inaugurée au Stéphanien.

2 - LA SECONDE PHASE DE L'OROGENESE HERCYNIEENNE, DU STEPHANIEN A LA FIN DU PERMIEN :

Par référence aux modèles du cycle alpin actuel, la plupart des reconstitutions portant sur la chaîne hercynienne en France envisagent la grande phase de surrection après le Stéphanien. Elles opposent en effet une première étape de déformations tangentielles antéstéphanienues à une seconde étape poststéphanienne dominée par les mouvements verticaux. Les chercheurs basent leur opinion sur le caractère molassique que l'on peut attribuer aux formations sédimentaires stéphanienues et surtout permienues [M. ROQUES, 1971, p. 28 - A. AUTRAN et J. M. PETERLONGO, 1980, p. 64]. Associée au schéma poly-orogénique accepté avant 1974, la chose ne soulevait pas de difficulté ; il n'en va pas de même dans le contexte retenu aujourd'hui. Nous avons vu que les mouvements verticaux et l'érosion qu'ils ont engendrée ont été considérables dès la première phase de l'orogénèse hercynienne. Les principaux changements qui se sont produits au début du Stéphanien concernent bien le style tectonique, mais ils ne me semblent pas avoir eu les implications géomorphologiques qu'on leur a attribuées : aucune révolution topographique ne les a accompagnés ; celle-ci avait été réalisée depuis longtemps. Ils se sont contentés d'introduire certaines modifications dont les conséquences les plus importantes portent sur le devenir des altérites et par là sur notre connaissance des événements paléogéographiques.

En dehors des renseignements apportés par les terrains dévono-dinantiens des extrémités Nord-Est et Sud-Ouest du Massif Central, l'histoire de la première phase du cycle varisque est parvenue jusqu'à nous par l'intermédiaire des roches cristallophylliennes et cristallines, la géodynamique étant à l'origine de leurs divers caractères pétrographiques. Pendant la seconde phase hercynienne, la situation a évolué : les contraintes n'ont plus été assez fortes pour modifier la nature de la croûte. En revanche, les altérites, exportées sauf exceptions en dehors du "Massif Central" au cours de la première phase, ont été "piégées" sur son emplacement pour une partie d'entre elles dès le Stéphanien. Elles offrent d'intéressantes possibilités de réflexions sur les milieux géographiques de ces époques. Toutefois, les informations qu'elles ont livrées sur les modalités de la tectonique tardi-hercynienne et sur l'ampleur du relief demeurent très vagues. Sur ce point précis, d'une part l'absence d'études sédimentologiques récentes, d'autre part les difficultés à reconstituer la géologie des terrains affleurants de l'époque en fonction de la puissance des érosions postérieures, sont gênantes ; elles expliquent la faible place qui sera consacrée dans cette partie à un problème pourtant capital.

a- DEFORMATIONS ET SEDIMENTATION STEPHANIENNES :

L'arrêt des granitisations massives à la limite du Westphalien et du Stéphanien paraît marquer aussi celui de la convergence des grandes plaques primaires, la Laurasia et le Gondwana, au Nord et au Sud du Massif Central. Il est malgré tout à peu près certain que la Pangée hercynienne n'avait pas fini de se former à ce moment-là, puisque plusieurs tronçons des chaînes varisques -en particulier l'Oural- n'ont enregistré les plus fortes compressions qu'au Permien. La poursuite de la convergence de part et d'autre du segment européen a eu sur lui d'impressionnantes répercussions qui se sont traduites par de gigantesques cisaillements dextres [F. ARTHAUD et P. MATTE, 1977 - P. ZIEGLER, 1980]. Plus ou moins longitudinaux par rapport aux limites des plaques ou des sous-plaques concernées, ces accidents correspondent à la phase asturienne de H. STILLE. Ils ont fait jouer au niveau du Massif central la plupart des grands décrochements qui dominent aujourd'hui sa trame structurale. Orientés eux-mêmes à la perpendiculaire des failles transformantes d'échelle continentale, le "Sillon Houiller", la dislocation d'Argentat, la faille S^t-Sauves-Le Creusot, l'accident Rêgordan ou faille de Villefort (fig. 51) ont fonctionné en régime de détente. Il n'est par conséquent pas étonnant que "ces déchirures aient été accompagnées par une floraison de dépressions" [R. FEYS, 1984, p. 27].

Les bassins stéphanienues se sont installés le long des décrochements et sur des zones de faiblesse préexistantes, à l'intérieur d'une chaîne érodée jusqu'à un niveau profond. Certains secteurs de la moitié Nord du Massif Central voyaient déjà affleurer les granites car on les retrouve dès les brèches de base dans le remplissage sédimentaire -bassin de S^t-Etienne-. Le problème de la physionomie exacte prise par la topographie stéphanienne se pose à partir de là.

La granulométrie parfois cyclopéenne des dépôts latéraux -des panneaux de 3 à 400 m³ ont été décrits en bordure du bassin de Blanzay- a souvent été interprétée comme le signe de l'existence, au Carbonifère terminal, de très forts reliefs. Elle a amené des auteurs à reconnaître dans ces bassins des "aires de subsidence intramontagneuses" [P. VETTER, 1971, p. 174]. Sur cette base, on pourrait admettre que le Massif Central offrait encore à cette époque des paysages de haute montagne. Or, sans qu'il soit possible de la rejeter, cette idée mérite d'être nuancée dans la mesure où elle ne s'accorde pas toujours avec les autres caractères de la sédimentation.

Si les brèches démontrent l'existence de pentes très fortes, celles-ci ont pu se limiter à des talus du type escarpement de faille. L'identité entre la nature des blocs et celle des roches de l'environnement immédiat conduit à les interpréter d'ailleurs comme de véritables brèches d'écroulement syntectoniques. Au-delà de ces faciès très grossiers de bordure, la taille des sédiments diminue malgré la persistance de niveaux d'alluvions à galets et à blocs consolidés en poudingues -les "grattes" des mineurs- jusqu'au centre des bassins. L'essentiel de l'accumulation est alors représenté par des bancs gréseux ou franchement argileux qui indiquent des conditions de sédimentation tranquille assez étonnantes pour un milieu haut montagnard. On pourrait expliquer cette contradiction par l'intervention d'une nappe d'eau lacustre capable de freiner suffisamment les courants pour aboutir au dépôt des argiles dans une zone du bassin de sédimentation, comme c'est le cas dans des lacs alpins actuels ; mais il faudrait pour cela admettre la présence constante d'une forte tranche d'eau, alors qu'elle est incompatible avec l'apparition des couches de houille. On sait en effet qu'une partie au moins de la végétation transformée en charbon était d'origine "autochtone" et n'a pu se développer que sur un plancher marécageux à la limite de l'immersion. Dans une seconde hypothèse on pourrait attribuer les variations de la granulométrie à des changements climatiques : des sols épais et fins se constituant sous une végétation dense en période biostasique et étant chassés en début de crise rhexistatique avant l'arrivée du matériel grossier. Cependant l'explication se heurte, là encore, à d'autres observations : ni la nature des sols, en définitive assez peu évoluée, ni la physionomie du couvert végétal, marquée par certaines formes d'adaptation xérophytiques, n'indiquent de conditions biostasiques semblables à celles de la zone tropicale humide contemporaine, seules susceptibles de justifier l'absence périodique de matériaux grossiers dans de véritables fossés intramontagnards. Il me semble de ce fait préférable de renverser les termes du problème : les sédiments stéphanien du Massif Central pourraient correspondre à des dépôts corrélatifs accumulés dans une région de moyenne montagne, en partie usée, mais encore animée par de très forts soubresauts tectoniques, les décharges grossières résultant d'une réactivation locale des accidents bordiers des zones subsidentes.

Il n'est pas difficile d'accumuler les preuves de l'importance du diastrophisme stéphanien.

- Le colmatage d'étroites dépressions par de banales alluvions sur plusieurs centaines de mètres, voire des milliers, est l'indice d'un enfoncement progressif du plancher des fossés.
- Des variations dans la taille des bassins en cours de sédimentation sont prouvées par l'existence de failles synsédimentaires et de galets gréseux, repris selon toute vraisemblance aux assises périphériques antérieures.
- Des manifestations volcaniques ont pu être observées dans une douzaine de bassins sous forme de coulées, tufs et filons. Elles appartiennent, en général, à un volcanisme acide explosif riche en produits de projection. On a ainsi reconnu une origine cinéritique aux mystérieuses couches d'argile, appelées "gore blanc" par les mineurs du Massif Central, qui interrompent sur toute la surface des bassins les couches d'alluvions et constituent de précieux repères au sein d'interminables répétitions de faciès.

Les données stratigraphiques d'ores et déjà acquises démontrent que tous les bassins du Massif Central n'ont pas fonctionné en même temps (fig. 51).

- Quelques-uns ont vu se déposer des sédiments dès la fin du Westphalien : on a découvert par sondage l'existence de terrains de cet âge dans la région de Decize, à l'extrémité nord du grand "Sillon Houiller", et les recherches palynologiques récentes tendent à placer en parallèle les termes les plus anciens du Stéphanien "A" du Massif Central avec la zone de transition westphalo-stéphanienne du Bassin Lorrain.
- C'est avec le Stéphanien "A" que débutent les fossés de S^t-Etienne, d'Albi, de Carmaux et des Cévennes ; tous situés sur la périphérie du Massif Central dont les contours paraissent s'esquisser à ce moment-là.
- Le Stéphanien "B" a été la principale période de sédimentation : elle a vu s'accumuler d'épaisses séries dans les grands bassins -S^t-Etienne, Cévennes-, s'amorcer et se combler les unités plus modestes qui accompagnent les accidents majeurs : "Sillon Houiller", dislocations Régordane et d'Argentat.
- Enfin, le Stéphanien supérieur ou Stéphanien "C" a vu se créer les bassins du Bourbonnais occidental tandis que la sédimentation se poursuivait dans tous les fossés périphériques, surtout dans ceux qui allaient servir de point de départ aux dépressions permien.

Malgré son caractère schématique, ce tableau impose l'idée d'un lien entre l'âge et la situation géographique de fossés qui ne se sont pas constitués au hasard des circonstances locales, mais s'inscrivent dans une logique générale des contraintes connues à la fin du Carbonifère par le Massif Central. On va retrouver ces données au Permien.

b - DEFORMATIONS, SEDIMENTATION ET CONTEXTE MORPHOBIOTERMIALE AU PERMIEN :

Les terrains d'âge permien se rencontrent aujourd'hui sur les pourtours du Massif Central. A l'intérieur, on n'en connaît pas de façon certaine, en dehors du minuscule lambeau de S^t-Sauves. Néanmoins quelques auteurs ont avancé l'idée de l'appartenance au Saxonien de placages de grès rouges situés à proximité des terrains houillers dans plusieurs régions. Si l'érosion post-hercynienne a pu faire disparaître l'essentiel de ces dépôts des parties les plus soulevées du Massif Central, l'hypothèse la plus vraisemblable reste celle d'une sédimentation périphérique, en raison de l'amorce du phénomène d'antéclise responsable de la position dominante actuelle du socle.

La situation observée au Stéphanien supérieur s'est prolongée au Permien inférieur ou Autunien ; d'ailleurs, exceptions faites des bassins situés aux extrémités du "Sillon Houiller" -Bourbonnais, Decazeville, bordures des Causses-, on constate une concordance des couches et la poursuite des caractères de la sédimentation houillère presque partout -Autun, Epinac, Blanzy, Bert, Decize, Brive-. Aucun changement fondamental ne s'est opéré dans la paléogéographie et les seules nuances à signaler tiennent à un déplacement des aires de sédimentation : il n'y a pas eu création de nouvelles fosses, mais extension des bassins. Sur tous les autres plans, les données sont restées identiques.

- L'épaisseur des terrains, variable entre quelques dizaines et plusieurs milliers de mètres, indique la poursuite de la subsidence.

- Quant aux faciès représentés par la poursuite des alternances entre niveaux conglomératiques, gréseux ou pélitiques, leur identité avec ceux du Stéphanien est démontrée par les difficultés éprouvées, dans beaucoup de bassins, pour établir une coupure stratigraphique entre Stéphanien et Autunien.

Au fur et à mesure de l'écoulement du temps, des modifications sont cependant peu à peu apparues. Les couches fines sont devenues plus abondantes et se sont colorées en rouge ou en vert, teintes rares dans le Stéphanien. Quelques bancs calcaires, absents au Carbonifère, se sont déposés dans des secteurs confinés. Enfin, les couches de charbon fréquentes à la base de l'Autunien où elles sont exploitées, ont laissé la place à des gisements de schistes bitumineux. Les vases putrides qui leur ont donné naissance se sont formées sous des nappes d'eau stagnantes plus profondes que celles du Stéphanien, ce que confirment des faunes très riches en poissons et en amphibiens.

La coupure paléogéographique la plus importante se serait produite plus tard, entre l'Autunien et le Saxonien, au moment de la phase tectonique saalienne à laquelle beaucoup de géologues confèrent un rôle capital. Celui-ci serait double : d'une part, elle aurait provoqué une surrection verticale dont témoigneraient les grès rouges du Saxonien, considérés comme des molasses de démantèlement des nouveaux reliefs ; d'autre part, elle serait responsable des puissantes déformations ayant affecté les fossés carbonifères après leur création.

Des mouvements du sol, d'intensité variable d'un secteur à l'autre du Massif Central, ont effectivement eu lieu après le Carbonifère : ils ont été faibles à l'Ouest du "Sillon Houiller" et puissants à l'Est. Les dépôts du "Sillon Houiller" lui-même ont été fortement pincés entre les lèvres de l'accident qui ont joué en compression après la phase de détente synsédimentaire. De remarquables déformations se rencontrent dans les grands bassins orientaux où de véritables charriages post-stéphaniens ont été repérés. Les plus spectaculaires sont ceux du bassin stéphanois ; ils viennent de faire l'objet d'une étude récente [A. BOURROZ, 1978]. Un relèvement de la bordure Nord-Est aurait d'abord provoqué un déplacement par gravité vers l'Ouest de certains horizons, puis une violente poussée du Sud-Est aurait abouti à des charriages de grande amplitude.

Par rapport à la tectonique verticale stéphaniennne, ce retour à des mouvements tangentiels marque sans ambiguïté un changement de style. On les a attribués à la phase saalienne parce que leur âge serait scellé dans le bassin des Cévennes par des grès triasiques discordants sur les niveaux charriés. Plusieurs aspects les concernant méritent cependant d'être relevés ; ils me paraissent de nature à mettre en doute l'efficacité de la crise saalienne dans le Massif Central. En effet, ces mouvements ne sont pas toujours compatibles avec le soulèvement épeirogénique qui aurait affecté, dans le même temps, l'ensemble du Massif. Ils sont en contradiction avec le caractère transgressif des dépôts saxoniens sur les dépôts autuniens dans les régions périphériques -voir ci-dessous-. Dernièrement enfin, on a pu montrer que, dans le bassin du Creusot, des niveaux secondaires avaient été concernés par la tectonique de serrage qui était, pour partie au moins, d'âge alpin [R. FEYS et G. GAND, 1983, p. 119]. Il existe en conséquence un réel problème à propos du rôle de la phase saalienne ; on peut d'ailleurs joindre au dossier le témoignage des dépôts saxoniens.

Le Saxonien affleure largement au Sud-Ouest du Massif Central, du bassin de Brive au Lodévois. On le rencontre aussi au Nord, où il est connu par sondage dans la région de Decize, tandis qu'il recouvre les séries antérieures dans le bassin le Creusot-Bert. De vastes dépressions sont d'autre part apparues au Saxonien tout autour du Massif ; elles représentent l'amorce des bassins sédimentaires actuels : Bassin Parisien, fossé de la Saône, Bas-Dauphiné, Languedoc, Bassin Aquitain. On les a découverts grâce à de grands sondages profonds dans lesquels les épaisseurs respectives du Saxonien et du Trias n'ont malheureusement pas toujours pu être précisées. Or, dans le cadre des bassins où le Saxonien succède à l'Autunien, on constate soit une concordance des terrains -bassin de Brive- soit une très légère discordance. Le Saxonien n'est assez franchement discordant sur les sédiments antérieurs que dans le fossé du Creusot, cas pour lequel nous connaissons désormais la poursuite des déformations jusque dans le cycle alpin. On obtient ainsi l'assurance que le seul domaine où la phase saalienne pourrait avoir revêtu une certaine ampleur correspond au Sud-Est du Massif Central ; mais l'absence de dépôts permien empêche, dans ce secteur, de cerner exactement l'âge d'une tectonique qui a pu s'exprimer à n'importe quel moment de la dernière période primaire ou se mettre en place à l'occasion de plusieurs crises.

La meilleure façon de percevoir les limites des effets de la phase saalienne consiste à rappeler les convergences entre le contexte de la sédimentation à l'Autunien et au Saxonien.

- Les épaisseurs parfois énormes de Saxonien -1 000 à 1 500 mètres dans la plupart des bassins, jusqu'à 3 000 mètres dans celui de S^t-Affrique- correspondent aux chiffres enregistrés pour l'Autunien.

- La géographie des bassins est restée la même. La plus importante modification enregistrée, à savoir une tendance générale à l'agrandissement des aires de dépôt, s'est inscrite dans la ligne des transgressions amorcées depuis le début du Permien.

- La nature des roches n'a pas changé sur le plan de la granulométrie avec la poursuite des alternances de décharges détritiques grossières ou fines. En revanche, la couleur des faciès a évolué avec l'apparition de rubéfactions très accusées.

Ce dernier phénomène a permis aux auteurs "classiques" d'opposer le "Saxonien rouge" à "l'Autunien gris" et d'y reconnaître le deuxième signe de la "révolution" paléogéographique fini-Paléozoïque, la crise structurale ayant été accompagnée d'une crise climatique. Nous devons envisager maintenant ce deuxième aspect du problème, afin de déterminer si l'évolution topographique des chaînes hercyniennes s'est achevée ou non dans un contexte marqué par les déséquilibres.

Le critère de coloration a perdu beaucoup de sa signification stratigraphique depuis la découverte de terrains rouges d'âges autunien ou stéphanien ; ses implications paléogéographiques n'ont, en revanche, pratiquement pas varié. Pour de nombreux chercheurs, des géographes en particulier, "le remplacement des faciès houillers par les faciès rouges signale un seuil de part et d'autre duquel se disposent deux périodes bioclimatiquement très dissemblables" [C. KLEIN, 1975, p. 245]. En bref, la rubéfaction des sédiments serait allée de pair avec une certaine "aridification" du climat.

Le débat sur les causes de la teinte rouge des séries détritiques est ancien ; il a opposé deux écoles : d'un côté les tenants de l'autochtonie, pour lesquels l'oxydation est acquise après le dépôt et nécessite des conditions climatiques arides pour amener la création d'hématite, de l'autre les partisans de l'allochtonie qui voient dans la coloration des terrains un trait hérité d'une pédogenèse tropicale humide antérieure à leur arrivée dans les bassins de sédimentation. Les conclusions tirées par chaque camp sont contradictoires au niveau de la signification propre à donner au phénomène ; elles ne s'excluent pas cependant l'une l'autre puisqu'elles ne se placent pas au même moment, la rubéfaction se formant soit après, soit avant la phase de transport des altérites. Elles pourraient même se compléter harmonieusement... à condition de renoncer aux implications paléoclimatiques extrêmes vers lesquelles pousse la radicalisation des thèses en présence, comme c'est presque la règle en pareil cas. Une partie de l'oxydation a toutes les chances d'être héritée de pédogenèses allochtones, notamment dans les niveaux argileux pour lesquels l'aération est difficile dans le bassin de sédimentation, alors que le reste de la rubéfaction a pu être obtenu après le dépôt, en particulier pour les alluvions sablo-graveleuses soumises à un battement de la nappe phréatique. Apparues dans des lieux différents, ces phénomènes d'oxydation se sont élaborés de concert au cours des temps géologiques ; ils reflètent un contexte bioclimatique semblable, à savoir un milieu tropical à saisons contrastées. Suivant les vues de G. MILLOT [1963, p. 188] les séries rouges permienues sont "le produit de remaniement d'arènes rubéfiées formées sous un climat ni désertique, ni tropical, mais intermédiaire" ; elles proviennent de "l'altération d'un socle cristallin en pays chaud à saisons alternativement pluvieuses et sèches" dans lequel "l'humidité amorce les hydrolyses" en commençant par les silicates ferro-magnésiens "qui libèrent le fer, tandis que la saison sèche marquée fixe les sesqui-oxydes". G. MILLOT a particulièrement insisté sur certains aspects de la lithologie de ces formations : présence de galets polycristallins, feldspaths conservés, quartz ferruginisés sans être cariés, et illite dominante dans la fraction argileuse. A l'exception de la couleur rouge, on retrouve la plupart des traits pétrographiques des sédiments stéphanienus. On doit donc se demander si une modification du climat peut rendre compte du phénomène, à l'exclusion de tout autre ? Dans la mesure où ils disposaient de l'exemple de la zone intertropicale actuelle, dans laquelle une rubéfaction des alluvions a accompagné les pulsations climatiques sèches du Quaternaire, la plupart des auteurs ont répondu par l'affirmative à cette interrogation. Leur opinion a été confortée par la découverte des changements intervenus dans les flores permienues. Le remplacement spectaculaire des plantes hygrophiles stéphanienues par des espèces de milieu plus sec confirme effectivement une diminution de l'humidité... à l'intérieur des bassins sédimentaires. Cela ne signifie pas pour autant qu'il se soit produit une modification dans le rythme ou l'importance de la pluviosité. D'autres causes peuvent en effet expliquer le phénomène.

Les terrains saxoniens se sont déposés dans un milieu de sédimentation différent de celui qui a vu s'accumuler la houille. Les étroits fossés, entourés de hauteurs du Carbonifère supérieur, ont laissé la place à de vastes dépressions externes au domaine montagneux. La présence de reliefs dominant les bassins péricentriens permet de comprendre l'arrivée de matériaux grossiers et les ressemblances dans la granulométrie des séries ; mais les paysages rencontrés dans le fond des fossés n'étaient sûrement pas les mêmes. Les étendues marécageuses du Stéphanien, entretenant un milieu réducteur en raison d'une tendance continue à l'affaissement, ont été remplacées peu à peu au Permien par de véritables plaines de piémont. Dans ce domaine topographique nouveau les rivières ont pu construire d'immenses cônes de déjection surbaissés, situés temporairement au-dessus de la nappe phréatique, c'est-à-dire en milieu oxydant. Or ce seul fait est susceptible de justifier à la fois la disparition des hygrophiles, responsables de la transformation du couvert végétal, et la précipitation des oxydes de fer, élément le plus notable des modifications apportées à la pédogenèse post-sédimentaire -autochtonie-. Ainsi la principale cause des changements intervenus à partir du Saxonien n'a peut-être pas été le climat mais... le style tectonique !

Un autre facteur a d'ailleurs pu également intervenir dans le développement des rubéfactions : en l'occurrence la géomorphologie. Aux reliefs déclives et aérés de la montagne carbonifère ont vraisemblablement succédé des formes plus lourdes au sein desquelles le développement des espaces plats, ou plutôt la diminution de la valeur moyenne des pentes, explique une légère progression dans le chimisme des

altérations pédologiques : aux actions essentiellement mécaniques du Stéphanien et du début de l'Autunien a succédé, peu à peu, une attaque des minéraux les plus fragiles, ceux riches en éléments ferromagnésiens. Si l'on ajoute que cet abaissement par usure de la topographie a dû aller de pair avec un réchauffement local du climat dû à la baisse de l'altitude, une diminution des tranches d'eau écoulées et une augmentation du rôle joué par les nappes phréatiques, on dispose de tous les éléments pour rendre compte de l'accentuation de la teinte rouge des altérites avant leur transport -allochtonie-.

Au total, le bilan hydrique au niveau des sols du Saxonien a très bien pu se transformer en dehors de toute "révolution" climatique. Ce point est d'une grande importance sur le plan géomorphologique car certains chercheurs se sont servi de l'argument du climat pour envisager l'existence de conditions morphogénétiques bien particulières à partir du Saxonien. Cette opinion a été en particulier adoptée dans sa thèse par C. KLEIN [1973, pp. 253 à 256] qui a cru pouvoir parler de "pédiplanation saxonnienne". Dans la mesure où les variations connues par le système morphobioclimatique me paraissent avoir été assez modestes au cours de la période considérée, je ne m'associerai pas aux idées de C. KLEIN ; j'aborderai cependant longuement les problèmes soulevés par l'emploi d'une formule que j'avoue avoir été surpris de trouver sous sa plume, bien qu'elle soit utilisée de façon courante, trop à mon sens, par les géographes.

Plus prudent que d'autres auteurs, C. KLEIN, malgré son goût marqué pour les réflexions théoriques, s'est gardé de préciser ce qu'il entendait par "pédimentation saxonnienne". Après un bref rappel des recherches entreprises sur ce thème -il cite à ce propos les noms de H. BAULIG, J. DRESCH, R. COQUE, P. ROGNON-, il s'est contenté de montrer les convergences qui existaient entre les faciès des sédiments permien et celui des "fanglomérates", alluvions actuelles des régions semi-désertiques de l'Ouest américain. Il en a déduit une similitude entre les paysages passés et contemporains. Pour lui, la topographie saxonnienne -il parle de "surface fini-permienne"- aurait associé des "formes de remblaiement, les piémonts subhercyniens", dont il ne saurait être question de nier l'existence puisqu'on en retrouve aujourd'hui les dépôts constitutifs, et "des formes d'érosion, vastes glacis rocheux périphériques (pédiments) noyés dans leur partie basse sous les produits de l'accumulation régressive et venant de raccorder plus ou moins brutalement dans leur partie haute avec les reliefs non réduits (inselgebirge et formes appalachiennes résiduelles)" [1973, pp. 255 et 256].

J'observerai tout d'abord que la démarche suivie par C. KLEIN est très classique. Elle consiste à reconstituer les événements passés à la lumière des phénomènes actuels, elle est par conséquent basée sur l'"actualisme" qui, depuis C. LYELL, est considéré comme le fondement de l'étude des ères géologiques révolues. Les conclusions auxquelles C. KLEIN est parvenu paraissent saines. Les lecteurs avertis des recherches géomorphologiques contemporaines les accepteront d'autant plus volontiers qu'elles ont été plus ou moins "banalisées" par les nombreux travaux qui insistent sur l'oeuvre de la "pédimentation". Personnellement, elles me semblent reposer sur un mode de raisonnement à mon sens très discutable. Dans le court paragraphe qu'il a consacré à la "pédimentation saxonnienne", C. KLEIN a admis, sans pousser plus loin la réflexion, qu'une convergence de faciès débouche implicitement sur une convergence de formes et, au-delà, sur une similitude dans les processus morphogénétiques ; or cette proposition est loin d'être démontrée. Dans le cas évoqué, il existe même, d'après moi, des raisons de croire le contraire.

Il n'est pas étonnant que les sédiments saxonnien, oeuvre d'une érosion à dominante mécanique -et nous aurons l'occasion d'en étudier beaucoup d'autres dans les chapitres à venir-, possèdent des rapports étroits avec les produits actuels de l'érosion en milieu rhéxistatique. Cela ne signifie pas, malgré tout, que le contexte bioclimatique dans lequel ils sont apparus ait été le même, à plus forte raison que les formes majeures, qui entretiennent des liens étroits avec des données indépendantes du climat comme la structure, aient été identiques. L'opposition entre de rares reliefs isolés et de vastes glacis d'érosion en roche dure, observée aujourd'hui dans certaines régions semi-arides, constitue un trait géomorphologique qui pourrait bien être spécifique des conditions climatiques propres à l'ère quaternaire et d'un contexte structural très précis, puisque tous les paysages de ce type se rencontrent dans des portions de socle depuis longtemps stabilisées. A coup sûr rien n'indique qu'un tel agencement ait été le stade atteint par la topographie de la chaîne hercynienne lors de la pénultième période du Primaire. Parce qu'il n'existe pas de modèles actuels permettant de juger des effets de l'érosion sur les reliefs engendrés par les phases ultimes d'une orogénèse, il me semble plus sage d'admettre que la morphogénèse a été dominée par un élargissement des vallées et un abaissement plus ou moins régulier des interfluvies... suivant une évolution des formes proche de celle évoquée par le si critiqué schéma "davisien" ! En effet, en l'absence d'épisode antérieur de biostasie, capable de fixer les sols et d'aboutir à la constitution d'épais manteaux d'altérites très évoluées -ce qui est pleinement confirmé par les caractères du matériel détritique, en particulier la présence constante d'éléments polyminéraux-, le travail de sapement latéral des cours d'eau dans des profils altérés, donc le développement de vastes espaces plats, devait être impossible.

Ces remarques suggèrent que le Massif Central et sa portion de chaîne hercynienne ont été "pénéplanés" et non "pédiplanés". Une telle idée mérite d'être étudiée avec attention : on va la retrouver au coeur du débat sur la nature de la "surface post-hercynienne". Le façonnement de cette dernière s'étant achevé au début du Secondaire, je l'aborderai à l'occasion d'un nouveau chapitre.

* * *

CONCLUSIONS DU CHAPITRE 1

* * *

Certains lecteurs trouveront peut-être les considérations précédentes trop succinctes en regard de la durée et de la complexité des phénomènes étudiés. J'admettrai leur point de vue, tout en rappelant d'un côté le but de la présente enquête : comprendre la genèse des principaux reliefs du Massif Central actuel, et de l'autre, qu'en dehors des secteurs exhumés de la couverture secondaire qui témoignent sans doute assez mal de ce qu'était la pénéplaine post-hercynienne, aucune forme n'a été directement conservée du cycle orogénique hercynien. Deux données fondamentales méritent à mon sens d'être retenues des pages qui précèdent.

La mise en place de l'intégralité du socle qui sous-tend aujourd'hui le relief du Massif Central s'est réalisée, au cours du Paléozoïque, dans des conditions bien particulières : **celles relevant de la formation, puis de la lente usure, d'une chaîne pangéenne. L'expression désigne un système montagneux né d'un cycle orogénique long** -en l'occurrence toute la durée du Primaire- **par subduction d'une Panthalassa**. Cette évolution se trouve à l'origine de la plupart des caractéristiques structurales du substratum ; chaque période de l'orogénèse a ainsi joué un rôle dans la préparation du matériel :

- **du Cambrien au Silurien s'est déroulée la sédimentation des épaisses séries détritiques qui allaient commander par la suite, grâce à leur plasticité, les modalités de la tectonique tangentielle.**

- **Du Dévonien au Carbonifère moyen a pris place la phase d'orogénèse proprement dite, marquée par de puissants phénomènes de chevauchement. Elle a été d'une importance extrême avec l'acquisition des caractères pétrographiques essentiels à la suite de la transformation de la plus grande partie des sédiments par métamorphisme et par injection de magma plutonique.**

- **Du Carbonifère supérieur au début du Secondaire, après l'effort tectonique principal, un nouveau régime structural s'est organisé dans un contexte plutôt orienté aux déplacements horizontaux et à la détente. Le canevas des grandes cassures en a résulté, ainsi que l'amorce de l'opposition entre antéclise, le Massif Central, et synéclises, les bassins sédimentaires périphériques.**

Les circonstances dont a dépendu la morphogénèse ont été largement sous l'influence de ces données structurales. Ainsi la marche de l'érosion, très rapide dans les horizons sédimentaires peu cohérents au début de la compression hercynienne, me paraît être allée en diminuant d'intensité au fur et à mesure de la remontée du bâti cristallin et métamorphique, beaucoup plus résistant. Il n'y aurait donc pas eu forcément harmonie au cours de ce cycle orogénique entre l'altitude du relief et la puissance de l'érosion. Pour des raisons lithologiques -substratum cohérent- doublées de raisons bioclimatiques -altération chimique rendue peu efficace par des températures fraîches, liées à l'altitude, et par un couvert végétal encore très mal diversifié, incapable de fixer les sols et de permettre leur évolution sur le modèle actuel-, l'usure des montagnes hercyniennes s'est opérée avec une certaine lenteur, compromise presque de façon constante par les multiples soubresauts de la tectonique. Il a fallu attendre la fin de la collision pangéenne pour voir s'esquisser la topographie d'aplanissement post-hercynienne dont l'apparition correspond surtout, comme nous allons le voir, au premier temps de la distension téthysienne.

* * *

- CHAPITRE 2 -

LE MASSIF CENTRAL AU MESOZOIQUE : L'APLANISSEMENT POST-HERCYNIE ET LES DEBUTS DE L'HISTOIRE ALPINE

Entre la fin des temps paléozoïques et le début du Tertiaire, une période longue de plus de 150 M.A. s'est écoulée. Celle-ci a eu des conséquences capitales sur l'espace appelé à devenir le Massif Central, puisqu'elle a vu, d'une part, se créer une vaste topographie d'aplanissement, d'autre part, s'amorcer le cycle orogénique suivant, avec l'ouverture à peu de distance vers le Sud-Est d'une partie de la Téthys alpine : le "segment ligure". Ces deux événements ne se sont pas déroulés indépendamment l'un de l'autre ; il est évident que le style tectonique nouveau marqué par la distension n'a plus contrarié le travail de l'érosion, éventuellement l'a favorisé. Comme cela avait été le cas tout au long du Primaire, la tectonique, marquée cette fois par une tendance négative accusée, a continué à intervenir de manière décisive dans l'évolution du relief. Pourtant la logique propre du travail entrepris va imposer de centrer désormais la réflexion sur les données géomorphologiques.

Une véritable coupure dans l'étude de l'histoire du Massif Central doit en effet être introduite à partir du Trias : là, se situe le début de l'acquisition des héritages topographiques. Le Paléozoïque avait été la période de mise en place du bâti du Massif Central, avec la formation des roches et l'apparition de la trame structurale ; dès le début du Mésozoïque, va s'esquisser un relief que l'on retrouvera avec des caractères très proches jusqu'à la fin du Tertiaire, et dont certains traits servent encore de support aux paysages actuels. On comprendra, en conséquence, que la situation géomorphologique observée au Secondaire présente plus de points communs avec les événements tertiaires, qui s'inscrivent dans son prolongement, qu'avec ceux qui ont été évoqués dans le chapitre précédent. Il convient cependant de bien voir les limites de la coupure introduite. Tout en inaugurant la période d'acquisition des héritages, l'évolution mésozoïque n'a pas rompu brutalement avec les événements engendrés par la surrection de la chaîne varisque. Au contraire, l'épisode au cours duquel la "surface post-hercynienne" a été façonnée, représente la poursuite et l'achèvement du long travail de destruction entamé dès le Dévonien. Les équilibres morphologiques du Trias sont même les héritiers directs de ceux du Permien, à tel point que le débat amorcé à leur propos va se poursuivre dans des termes voisins.

Au total, le Secondaire apparaît, dans le cadre du Massif central, aussi bien annoncer une étape nouvelle de l'histoire géologique que clore un cycle ; il s'agit d'une période charnière sur l'importance de laquelle il n'est pas utile d'insister davantage.

* * *

- A -

LES CONDITIONS DE REALISATION DE LA TOPOGRAPHIE POST-HERCYNIEUNE

* * *

Couramment utilisée par les géologues et les géographes, la notion de "surface post-hercynienne" est l'une des rares notions à réaliser l'unanimité autour d'elle. L'impressionnante planéité des interfluves qui la matérialise, lorsque l'érosion l'a dégagée des terrains sédimentaires fossilisateurs en périphérie des massifs anciens, est sans doute pour beaucoup dans ce consensus. Elle s'est, de cette façon, imposée à l'attention du chercheur. Malheureusement son évidence est telle, que malgré la multitude des références dont elle a été l'objet, très peu d'auteurs ont pris la peine de s'interroger sur les circonstances exactes de son élaboration, la clarté de la genèse allant de pair, dans l'esprit du plus grand nombre, avec la simplicité et l'omniprésence de la forme. En l'occurrence, on ne saurait contester une part de vérité dans cette façon de voir : la "surface post-hercynienne" résulte de l'arasement de la chaîne varisque dans un plan proche du niveau de base général suivant un schéma aussi simple que grandiose. Le temps doit être considéré comme le principal responsable du phénomène, le rôle joué par une usure lente et inéluctable des structures hercyniennes est patent, puisque cent millions d'années séparent la crise fini-westphalienne du début du Jurassique. Mais peut-on se satisfaire de cette seule certitude et la réalisation d'un événement aussi formidable ne pose-t-elle pas aux géomorphologues des problèmes fondamentaux ? Sans prétendre entrer dans les détails d'une si vaste question, ni pousser la réflexion jusqu'à son terme faute de place et d'informations, il m'a paru indispensable, malgré tout, d'aborder au moins deux des problèmes posés par l'élaboration de l'aplanissement post-hercynien.

1 - LA REDUCTION DU RELIEF, CONSEQUENCE OU CAUSE DE L'EVOLUTION DU MILIEU :

On sait que le relief est, avec la structure, le climat, la couverture végétale, les sols ou l'hydrographie, l'une des variables du complexe paléogéographique. Ce dernier évoluant en fonction des changements survenus à l'une quelconque des variables, il est particulièrement intéressant, dans le but de reconstituer et de comprendre les dynamiques passées, de déterminer l'ordre d'intervention des changements, c'est-à-dire de découvrir au sein du complexe les éléments "moteurs", principaux responsables de l'évolution, et les éléments "passifs", participant eux aussi au système d'interrelations mais réagissant après coup. Dans le cas du milieu triasique, ce genre de travail offre un intérêt accru en raison du caractère exceptionnel de la "surface post-hercynienne", de son échelle et de sa perfection. Tous les auteurs intéressés par cette période n'ont d'ailleurs pas manqué de se poser la question et tous ont plus ou moins apporté la même réponse [par exemple H. BAULIG, 1928, p. 19 - C. KLEIN, 1973, p. 272] : la genèse de l'aplanissement et sa perfection résulteraient de "l'heureuse conjonction" de facteurs structuraux et bioclimatiques. A leurs yeux, l'apparition de la "surface post-hercynienne" serait une conséquence de l'évolution du milieu ; or, pour moi, la dynamique morphologique a constitué un élément "moteur" ; à ce titre, elle doit être rangée avec les causes de l'évolution. C'est ce que je vais tenter de montrer à l'occasion d'une rapide présentation des différents composants du milieu triasique.

De la fin des mouvements saaliens jusqu'à l'aube du Lias, pendant plus de 60 M.A., l'Europe occidentale, sans être restée stable, n'a plus connu de crise tectonique comparable à celles engendrées par la collision entre la Laurasia et le Gondwana. En dehors des dernières compressions dues à la constitution de la Pangée et localisées au centre du continent laurasiatique -Oural-, la tectonique des plaques paraît s'être surtout traduite par des phénomènes de détente liés à l'organisation de la Téthys. L'extrémité de celle-ci, située au coeur de la Pangée, à proximité de la chaîne hercynienne (fig. 50) semble avoir été l'un des premiers secteurs soumis à un régime de distension généralisée.

C'est dans ces conditions structurales très particulières que s'est effectuée l'usure de l'ancienne zone interne de la chaîne hercynienne. Nous avons vu de quelle manière l'effondrement des grands bassins permien avait déterminé la forme générale du Massif Central et comment l'absence de dépôts de cet âge, à l'intérieur des limites actuelles du socle, permettait d'envisager à ce moment-là l'existence de reliefs servant à alimenter les épaisses séries détritiques autuno-saxonniennes. L'ampleur des accumulations paraît être le meilleur témoignage de la vigueur de la topographie permienne. Il est cependant impossible de proposer des

reconstitutions précises de paysages, car il n'existe guère d'arguments, mis à part ceux qui m'ont déjà autorisé à croire en l'existence d'un relief différencié s'organisant en réseau de vallées. Il est très vraisemblable que les montagnes hercyniennes, soumises à l'attaque de l'érosion depuis très longtemps, devaient être largement réduites au s agents de la morphogenèse, telle qu'elle est ressortie de l'étude des premiers temps de la surrection de la chaîne, pourrait en constituer la preuve, si l'on ne devait pas prendre aussi en compte de fortes variations éventuelles des taux d'ablation. Ces changements dans le rythme de l'érosion ont été évoqués pour la période antéstéphanienne ; on dispose de très peu de données au sujet du Permien et du Trias. La logique recommande, cependant, d'admettre une diminution de l'intensité de l'érosion proportionnelle à la baisse de l'altitude et à l'augmentation de la cohésion des roches, ce qui s'est traduit par un très sensible ralentissement de l'usure des reliefs. Malgré l'arrêt de la collision au niveau du Massif Central, les affaissements à l'origine des vastes synclises des grands bassins sédimentaires ont suscité des réponses isostatiques positives locales et par là modifié les volumes soumis à la glyptogenèse, provoquant ainsi une élévation momentanée du taux d'ablation. On détient la preuve de déformations sur les bordures du Massif Central où le Trias est toujours discordant sur le remplissage primaire des fossés, mais sans connaître l'ampleur exacte des retouches tectoniques et érosives. Doit-on estimer avec L. COUREL et M. DURAND [1980, p. 67] que les actuelles limites des bassins permien, liées à des failles, résultent de la disparition d'une importante tranche de sédiments du Paléozoïque terminal ? C'est une des inconnues de la période. Toutefois, le problème est moins de connaître exactement l'importance de retouches qui se sont forcément produites -voir ci-dessous-, que les conditions morphogéniques ayant présidé à leur réalisation. Sur ce point, l'analyse des sédiments triasiques déposés à la périphérie du Massif Central offre les renseignements les plus précis.

On retrouve, sous les bassins sédimentaires limitrophes, les trois faciès classiques du Trias : grès continentaux, calcaires marins, marnes ou argiles bariolées. Ils jalonnent une transgression dont le rythme a varié dans le temps et dans l'espace. Sur les marges du socle, les assises du Trias se limitent, le plus souvent, à un faciès gréseux type "Buntsandstein" qui possède un caractère diachronique accusé. Elles datent de l'Anisien en Mâconnais ou en Lyonnais, du Carnien en Rouergue, et de l'Hettangien dans la Marche, en Morvan ou dans le Roannais. Là où elles affleurent avec netteté, ces couches montrent des figures de sédimentation représentatives d'un milieu fluviatile continental. On y a reconnu des chenaux multiples en "tresse" à divagation rapide, des chenaux simples à faible sinuosité et divagation lente. Les uns et les autres voisinaient avec des flaques à dynamisme plus calme, seulement envahies par les eaux de crues. Enfin, des cordons alluviaux isolaient de vastes étendues longtemps émergées et affectées par des actions éoliennes ou pédogénétiques [M. DURAND, 1980 - S. MEGELINK-ASSENAT, 1982 - C. GRIGNAC, 1983]. Passant peu à peu vers l'aval à des lagunes où se déposaient carbonates et sulfates, d'immenses plaines alluviales ceinturaient le dôme surbaissé du Massif Central. Au fur et à mesure du temps, celles-ci ont progressé vers l'amont et réduit d'autant leur bassin d'alimentation, le socle représentant la source principale d'apport en matériel détritique.

Parfois bien pourvu en fragments polyminéraux, en feldspaths alcalins ou en biotite, les grès triasiques possèdent en général un degré d'altération supérieur à celui des sédiments primaires, comme l'a bien montré J. PERRIAUX [1961] à propos des grès vosgiens. La disparition totale des plagioclases, la réduction très sensible des feldspaths potassiques ou sodiques, doivent s'interpréter de plusieurs façons.

- Les multiples remaniements, soit à partir d'anciens dépôts sédimentaires -C. GRIGNAC a, par exemple, noté la présence, dans les assises gréseuses les plus grossières de la région de Figeac, de galets de laves interstratifiées dans les niveaux permien sous-jacents, ce qui prouve une érosion profonde de certaines portions des bassins primaires-, soit en raison d'une durée accrue du transport -elle-même provoquée par la diminution de la pente des profils en long-, ont sûrement été à l'origine de la destruction mécanique de galets ou de minéraux déjà fragilisés.

- A cette première cause s'en est ajoutée une seconde, qui a eu pour effet des changements intervenus dans la pédogenèse. Beaucoup de faits conduisent à envisager une augmentation du degré de maturité des sols et par conséquent un état d'altération plus avancé des produits de l'érosion. Avec les modifications déjà signalées concernant la pétrographie des alluvions, l'apparition de la kaolinite au sein des dépôts triasiques est très révélatrice du phénomène [J. LUCAS, 1962]. La découverte, en Rouergue, du développement au cours de cette période de puissants phénomènes d'altération pénétrante, avec albitisation de roches granitiques sur cent à deux cents mètres, va dans le même sens [J. M. SCHMITT et R. SIMON-COINÇON, 1984]. Deux facteurs paraissent susceptibles d'expliquer une telle évolution : une augmentation des températures, entraînant une accélération des réactions chimiques, et/ou une transformation d'ensemble du relief en direction d'un aplanissement général. Favorisées par l'absence de pente, la pénétration des nappes phréatiques et la plus longue durée d'évolution des sols ont permis aux processus d'altération chimique d'intervenir d'une manière croissante dans la préparation du matériel sédimentaire.

De prime abord, les faciès marins du Trias ne présentent pas un intérêt aussi grand pour une reconstitution paléogéographique. Leur enseignement est surtout négatif : la régulière diminution des volumes de matériaux détritiques, masquée par les déplacements incessants des lignes de rivage, atteste d'un net ralentissement de l'activité de l'érosion. Leur remplacement dans les accumulations des fosses sédimentaires par des évaporites, dont l'origine marine est évidente, a été progressif à partir du Permien. Affectant pour commencer les régions les plus éloignées de la chaîne hercynienne, ce phénomène s'est peu à peu étendu au rythme de la transgression triasique ; il pose au géomorphologue un problème plus délicat qu'il n'y paraît.

La cause de la réduction des dépôts terrigènes semble devoir être associée, de manière très logique, avec l'achèvement de l'usure des montagnes hercyniennes. Cependant beaucoup de chercheurs y voient

également, pour ne pas dire surtout, une raison climatique. C'est l'évolution du contexte bioclimatique à partir du milieu du Permien qui aurait dans un premier temps contrôlé l'évolution morphogénique de la chaîne varisque, puis dans un second, la physionomie très particulière du milieu triasique. L'idée d'une désertification poussée, enlevant toute efficacité aux processus d'érosion, est classique chez les géologues [M. GIGNOUX, 1960, pp. 304 à 307] comme chez les géographes [C. KLEIN, 1973, pp. 245 à 250]. Il me paraît indispensable pour le moins de la nuancer, les remarques suivantes s'inscrivant dans le prolongement de celles déjà formulées au sujet du Permien.

L'aridité climatique du Trias a été affirmée à l'aide de deux séries d'arguments : les uns concernent précisément l'abondance des sels dans la sédimentation, tandis que les autres sont d'ordre biogéographique. Partant de faits indéniables, le raisonnement suivi par la plupart des auteurs quitte selon moi le domaine des observations pour celui d'une interprétation actualiste trop étroite, qui n'est pas la seule à pouvoir rendre compte des données acquises, jusqu'à présent, sur le milieu triasique. Plus grave, cette interprétation ne me paraît pas être la plus cohérente.

La genèse des évaporites, dont il sera également question à propos du Paléogène, a été l'objet de discussions passionnées dès la fin du 19^{ème} siècle chez les géologues allemands. Avec beaucoup de bon sens, K. OCHSENIUS [1877] avait conclu à la précipitation des sels dans des lagunes séparées par des seuils de la haute mer, sans que l'alimentation en eau salée ne soit compromise. J. WALTHER [1900] préféra expliquer la formation des évaporites dans le cadre d'un climat hyperdésertique. D'après lui, d'immenses bras de mer auraient été coupés des océans et se seraient évaporés sur place. Il fit valoir contre les idées de K. OCHSENIUS que l'arrivée d'eaux douces continentales dans les lagunes rendait impossible la concentration des saumures et, d'autre part, que le mouvement des eaux, se faisant toujours des lagunes vers la haute mer, empêchait la pénétration de l'eau salée. On demeure confondu que ce second point de vue l'ait emporté ; il s'appuie en effet sur deux erreurs.

- Il est évident que les centaines de mètres d'évaporites d'âge triasique ne peuvent avoir été laissés par "l'assèchement" d'une mer, puisque l'on peut facilement calculer que mille mètres d'eau marine laissent après évaporation complète, une couche de sel d'une trentaine de mètres d'épaisseur ! Les lagunes triasiques ayant à peine dépassé quelques dizaines de mètres de profondeur, ce processus ne peut donc pas servir à expliquer le dépôt des séries salifères.

- Quant aux courants entre diverses parties d'un littoral, ils sont régis par des lois beaucoup plus complexes que ne semblait le croire J. WALTHER. Ils impliquent les températures et la salinité, paramètres qui évoluent d'un point à un autre du littoral aussi bien en surface qu'en profondeur, tant et si bien que des inversions dans le sens des courants peuvent parfaitement s'effectuer sur une même verticale. De toute façon, sous climat chaud, on doit tenir pour certaine l'organisation d'un courant superficiel depuis la haute mer jusqu'à la lagune, car l'évaporation, plus importante en raison du microclimat côtier, augmente la salinité et, de ce fait, la densité des eaux lagunaires. On peut donc considérer que des apports en sel sont effectivement venus de la haute mer dans le cas des lagunes triasiques. Certes, d'importants apports d'eaux douces continentales au moment de la saison des pluies auraient pu contribuer à atténuer le phénomène, voir à l'inverser. Mais cet argument perd beaucoup de sa force si l'on prend en considération l'évolution du relief : le nivellement du continent s'est sûrement trouvé à l'origine d'une très forte baisse de la proportion des eaux terrestres atteignant la mer, en raison des pertes infligées à la tranche d'eau écoulée par l'infiltration et l'évaporation.

Les terrains salifères du Trias sont liés à coup sûr à l'évaporation intense qui régnait dans des lagunes côtières. Là, les volumes d'eau de mer prélevés étaient supérieurs aux volumes d'eau douce aboutissant directement -précipitations sur les lagunes- ou indirectement -apport des fleuves- au littoral ; la formation des saumures, puis la précipitation des sels s'expliquent ainsi. Beaucoup plus qu'un éventuel climat aride, un tel processus a nécessité l'existence de vastes étendues d'eau marines de faible profondeur, qui résulte elle-même des conditions bien particulières dans lesquelles s'est effectuée la transgression triasique. Deux circonstances méritent sur ce plan d'être soulignées.

- D'un côté le caractère très plat de la topographie a favorisé la rapidité de la transgression et limité les apports continentaux, aussi bien en eaux pluviales qu'en matériel détritique.

- De l'autre, le style structural propre à la distension téthysienne a assuré le fonctionnement de véritables pièges à évaporites. Le socle hercynien nivelé s'est affaissé à la périphérie du Massif Central et des autres parties du domaine interne de la chaîne hercynienne, suivant un jeu de grands blocs dissymétriques (fig. 50 B) qui est à l'origine directe du dépôt des sels. Le rythme de l'affaissement a permis le maintien d'un équilibre idéal entre une faible profondeur d'eau, facteur souhaitable pour une meilleure évaporation, et une subsidence malgré tout rapide pour ne pas bloquer le mécanisme de précipitation des sels, tandis que le basculement en touches de piano lié aux phénomènes de détente créait des hauts-fonds isolant les lagunes les unes des autres ou de la haute mer.

Le dépôt des couches salifères a donc parfaitement pu se réaliser dans le cadre d'un climat chaud à saisons contrastées ; il a eu moins besoin de l'aridité que des conditions morphologiques et structurales qui viennent d'être évoquées. Bien entendu il ne saurait être question de prouver l'absence de véritable crise climatique au Trias uniquement parce que celle-ci n'a pas été indispensable à la genèse des évaporites. Il convient d'analyser maintenant les arguments biogéographiques utilisés par les partisans de la rhexistase triasique.

Nous avons vu, à propos de la fin des temps primaires, de quelle manière les changements intervenus dans les flores d'Europe occidentale avaient été portés par de nombreux chercheurs au crédit d'une lente "désertification". Après le développement des plantes mésophiles ou xérophiles au Permien, la diminution du nombre des espèces, l'apparition de genres nouveaux, anatomiquement proches des cactus des déserts actuels, la véritable explosion connue par la famille des Conifères, ont servi à imposer l'idée d'une importante modification du climat. L'évolution des premières faunes terrestres marquées par le nanisme des animaux et dominées par des espèces très fréquentes dans les régions arides de notre époque : scorpions, araignées, et insectes, n'y ont pas moins contribué. Pourtant, une réflexion approfondie sur les nombreux documents paléontologiques laissés par le Trias ne confirme pas exactement une première et trop simpliste impression.

Si D. et F. LAURENTIAUX, dans leur mise au point sur les flores et les faunes du Trias français [1963], ont insisté sur la "pauvreté de vie" de cette période en raison du petit nombre des espèces présentes, ils ont aussi précisé qu'elle avait été riche en individus, l'absence ou la rareté des fossiles dans certains niveaux s'expliquant plus par le caractère oxydant ou réducteur du milieu de sédimentation que par l'absence de vie. Une analyse bien argumentée les a conduit à définir le climat du Trias français comme un "climat méditerranéen chaud" et non comme un climat réellement désertique.

Tout en reconnaissant intervenir une fois encore dans un domaine en marge de mes compétences, il m'apparaît que plusieurs des particularités de la biogéographie du Trias, classiquement imputées aux circonstances climatiques, pourraient l'être à d'autres causes. Ainsi, l'appauvrissement du monde vivant, qui est sans conteste le trait dominant des transformations biogéographiques à la charnière Paléozoïque-Mésozoïque, trouve, d'après moi, une explication parfaitement rationnelle dans l'évolution morphologique. L'achèvement de la topographie post-hercynienne, en gommant les derniers reliefs jalonnant l'axe de la chaîne européenne, a provoqué une uniformisation des biotopes avec pour conséquence une diminution considérable de la diversité des espèces végétales ou animales.

Le rôle de l'usure du relief, longtemps ignoré parce que rejeté dans les conséquences de l'évolution paléogéographique au lieu d'être placé parmi ses causes, me semble, en réalité, constituer un facteur essentiel de compréhension du milieu triasique. La décroissance des apports en altérites, la diminution des venues d'eau douce dans les lagunes côtières, l'appauvrissement momentané de la vie terrestre représentent, vus à une certaine échelle du temps et de l'espace, les différents effets d'une même cause : l'arasement des derniers vestiges de la chaîne hercynienne.

Le nivellement de la topographie explique mieux les phénomènes observés qu'une éventuelle crise climatique pour au moins deux raisons.

- Il s'agit d'abord d'un fait prouvé, parfaitement reconnaissable au mur des couches ayant assuré la transgression secondaire. Il est normal de lui accorder la présence sur des événements climatiques dont l'existence doit être appréhendée de façon indirecte et qui demeurent hypothétiques.

- Il s'agit ensuite et surtout d'une donnée s'harmonisant bien avec les autres éléments de la reconstitution paléogéographique, ce qui n'est pas le cas d'une crise d'aridité climatique. Celle-ci se heurte à d'autres données, en particulier aux observations concernant les paléosols.

On ne comprendrait pas, en l'absence d'une véritable saison humide, le développement des altérations pénétrantes dans le socle, de même que les multiples traces de pédogenèse reconnues à l'intérieur des aires de sédimentation continentales. La "zone limite violette" du Buntsandstein de Franche-Comté, les argiles de la "Lettenkohle" du Muschelkalk supérieur sur les bordures nord et nord-est du Massif Central, sont interprétées par les partisans de l'aridité climatique du Trias comme le résultat d'un brutal et éphémère retour de l'humidité [L. COUREL *et alii*, 1984]. Dans une telle éventualité, il resterait bien difficile de justifier la poursuite à ce moment-là d'une sédimentation évaporitique de part et d'autre des secteurs concernés par les phénomènes édaphiques -Champagne, couloir rhodanien, région d'Alès-, voire au sein même de la zone en question -Bourgogne-. Le contrôle de la pédogenèse par des dispositions structurales, permettant une évolution plus ou moins longue en fonction du rythme de la subsidence, me paraît constituer une explication autrement satisfaisante.

Les remarques précédentes ne signifient pas que le climat du Massif Central n'ait pas évolué au cours de la fin du Paléozoïque et au début du Secondaire. Ce qui vient d'être précisé montre, au contraire, qu'une hausse des moyennes de température aurait pu accroître l'évaporation et prendre, en raison des autres données du milieu, en particulier de la planéité du relief, une résonance exceptionnelle, le bilan de l'eau au niveau du sol devenant très déficitaire en saison sèche dans les secteurs bien égouttés : hauts de croupe et régions au substratum perméable. Les adaptations morphologiques notées sur certains végétaux du Trias en seraient, avec la diminution de la tranche d'eau écoulée jusqu'au niveau de base général, les principales conséquences.

Dans le cadre du système morphobioclimatique en vigueur depuis les débuts de l'érosion sur la chaîne hercynienne, les effets de ces changements sur la genèse des formes me paraissent avoir été à peu près nuls, puisque, en l'absence des herbacées, le tapis végétal est resté constamment ouvert, même au coeur de la saison des pluies. Le fait capital, à propos du climat triasique, reste le maintien d'une période pluvieuse sans laquelle l'Europe occidentale serait devenue un désert biologique, incompatible avec les traces de vie que les fossiles de ses sédiments ont livré. Rien ne justifie, en définitive, une modification fondamentale des rythmes climatiques, tant et si bien que le recours à la notion de "crise" pour désigner l'évolution du climat durant le Trias doit être, de mon point de vue, évitée. Il apparaît donc clairement que, dans le contexte paléogéographique de

cette époque, les modifications apportées à la topographie se sont trouvées sous le contrôle des données structurales et des agents habituels de l'érosion, météorisation et eaux courantes. Si des variations dans les conditions climatiques au sol se sont effectivement produites, avec une augmentation de l'aridité, elles sont plutôt des conséquences de l'évolution morphologique.

2 - LE NIVELLEMENT DU RELIEF, PHENOMENE NOUVEAU OU REPETITIF DANS LE CADRE DE LA PERIODE HERCYNIEENNE :

Les réflexions sur le rôle joué par l'usure du relief dans le complexe paléogéographique ont été l'occasion d'une rapide revue des différents éléments du milieu. Le second point débattu au sujet de la topographie post-hercynienne concernera plus spécialement, pour ne pas dire exclusivement, la géomorphologie ; il consistera à s'interroger sur la signification exacte des événements qui ont pris place au début du Secondaire.

Une sorte de consensus s'est établi entre les chercheurs pour reconnaître la réalisation, à ce moment-là, d'un assemblage de formes si caractéristique qu'ils n'ont pas hésité à lui donner une dénomination particulière, les uns parlant de "surface post-hercynienne", les autres de "pénéplaine post-hercynienne". Les deux expressions ont parfois été employées dans un sens voisin ; pour moi, elles ne sont pas équivalentes. Toute la discussion qui va suivre portera sur le choix à opérer.

Les deux formules diffèrent essentiellement sur le degré d'originalité qu'il convient d'accorder à la topographie post-hercynienne par rapport à celles qui l'ont précédée dans le cycle orogénique hercynien. Le problème est de savoir si des paysages semblables ont existé, ou non, sur l'emplacement du Massif Central au cours du Primaire. Dans le premier cas, l'expression de "surface" mériterait d'être adoptée en fonction de son sens moins précis, de sa banalité serait-on tenté d'écrire. Dans le cas d'une réponse négative l'utilisation de "pénéplaine", terme qui désigne, depuis les origines de la discipline et l'oeuvre de W. M. DAVIS, la physionomie prise par le relief à la fin d'un "cycle", s'imposerait, l'aplanissement étant le premier de cette nature dans le cadre de l'orogénèse hercynienne.

En se limitant aux auteurs français, deux chercheurs se sont, à ma connaissance, intéressés à la question et l'ont évoquée, sans toutefois apporter de réponse précise, puisqu'ils n'ont pas abordé le problème exactement sous l'angle qui vient d'être défini.

- H. BAULIG [1928] n'a pas cru devoir parler à propos du Massif Central de "pénéplaine post-hercynienne" ; il a préféré le qualificatif de "plaine d'érosion littorale" en soulignant que "seule la mer était capable d'un travail de nivellement aussi parfait" [p. 18]. Cette prise de position, très discutable en raison du caractère continental des sédiments triasiques de faciès buntsandstein qui fossilisent le plus souvent le socle aplani, n'est d'aucun secours pour situer son avis sur le degré de nouveauté de la "surface post-hercynienne" dans l'histoire du relief. En revanche, les remarques qu'il a formulées au sujet de l'érosion primaire permettent de le cerner. Il a ainsi évoqué une "surface permienne très étendue et très parfaite" qui aurait "préparé les voies à l'érosion secondaire, ou pour mieux dire, ouvert la grande phase d'érosion post-hercynienne" [p. 17]. Il a, d'autre part, avancé l'idée d'un nivellement déjà amorcé avant le dépôt des terrains houillers car il reposerait "sur des surfaces aplanies" [p. 17]. Dans son esprit il ne faisait donc aucun doute que de vastes portions d'espaces plats avaient existé sur l'emplacement du Massif Central avant l'apparition de la "surface post-hercynienne". Une ambiguïté subsiste bien sur l'importance des retouches effectuées au début du Secondaire et sur l'incorporation directe possible de surfaces planes héritées du Primaire. Elle ne me paraît pas de nature à remettre en doute la position qu'il convient d'attribuer à H. BAULIG, pour lequel la "plaine d'érosion post-hercynienne", malgré "son étendue et sa perfection", ne représentait pas un phénomène unique dans l'évolution géomorphologique du Massif Central.

- Partant de l'exemple du Massif Armoricaïn, C. KLEIN [1973] a exprimé un avis très proche. Une nouvelle fois, les considérations développées par ce chercheur devront être exposées en détail, car on peut, grâce à elles, parfaitement situer le problème.

C. KLEIN a consacré un long chapitre à la genèse de la "surface post-hercynienne" [p. 221-260]. Les circonstances tectoniques et bioclimatiques de son apparition y ont été décrites avec un grand luxe de détails. Il a surtout indiqué avec clarté la signification précise qu'il entendait donner à l'expression. Il a opéré une distinction fondamentale entre la période d'élaboration de la "surface" et celle de sa fossilisation, l'une et l'autre ne s'étant pas déroulées dans le même contexte morphostructural. C'est une "surface acyclique" qui aurait été recouverte à des époques différentes du Secondaire par les sédiments marins. C. KLEIN a, en effet, placé le départ de l'évolution acyclique du relief à la charnière entre le Permien et le Trias, en fonction des modalités tectoniques nouvelles apparues avec la phase palatine [p. 257]. La "surface post-hercynienne" correspondrait donc, d'un secteur à l'autre, à une "surface infra-triasique" [p. 256 à 260] ou à une "surface infra-jurassique" [p. 260 à 271]. Ces topographies seraient nées par "regradation" de la "surface fini-permienne" [p. 251 à 256] qui, au contraire des autres, procéderait bien d'une reprise d'érosion cyclique due à l'importance des mouvements saaliens. Il est à noter que C. KLEIN n'a pas cru devoir employer le terme de "pénéplanation" à propos de la réalisation de la "surface post-hercynienne". Comme la "surface fini-permienne" -voir page 220-, elle serait l'oeuvre de la "pédiplanation" dans un contexte climatique semi-aride et ne relèverait pas des processus de la pénéplanation, associés quant à eux à l'érosion "normale", c'est-à-dire à un climat "tempéré-humide" [p. 269].

Comme H. BAULIG, C. KLEIN n'a pas jugé nécessaire de conférer à la "surface post-hercynienne" une nature à part dans l'histoire géomorphologique. S'il a écrit que la "surface fini-permienne" représentait "la plus ancienne esquisse post-hercynienne d'un aplanissement généralisé du Massif Armoricain" [p. 252], il a admis implicitement en parlant de "surfaces infra-dinantienne, infra-namurienne et infra-westphalienne" [p. 251] et en insistant sur l'oeuvre de l'ablation synorogénique [p. 221-222] qu'elle avait été précédée par d'autres topographies d'érosion détruites à l'occasion des différents épisodes tectoniques de l'orogénèse varisque.

Une lecture attentive des idées exprimées par C. KLEIN sur la genèse de la "surface post-hercynienne" m'a laissé sur deux impressions.

- J'ai tout d'abord été surpris du contenu qu'il a donné à l'expression. Tout en égratignant au passage ceux pour qui la "surface post-hercynienne était une donnée un peu abstraite", C. KLEIN a contribué selon moi à vider cette notion de sa réalité dynamique en distinguant dans la topographie fossilisée des portions "infra-triasiques" ou "infra-jurassiques". Le terme de "surface post-hercynienne" désigne sous sa plume un simple cadre dont l'utilité se limite à fixer, à l'échelle des temps géologiques, une série d'événements morphologiques que l'on pourrait croire indépendants les uns des autres. La démarche suivie par C. KLEIN applique à la lettre les rigoureux principes qu'il a lui-même proposés d'instaurer [C. KLEIN, 1959 a et b] ; elle n'échappe pas pour autant à une contestation de fond. Si l'on ne peut nier l'âge différent de la fossilisation de la topographie post-hercynienne, il n'est pas évident que le phénomène ait eu des conséquences sur le plan géomorphologique. En effet, les parties d'aval du relief ont atteint plus tôt leur état d'équilibre, mais c'est le même équilibre qui a été transmis vers l'amont. L'unité d'une forme à laquelle son échelle a imposé un certain diachronisme mérite ainsi d'être affirmée.

- Le désaccord sur sa façon d'envisager la succession des grands épisodes morphologiques au cours du cycle orogénique hercynien me semble d'ailleurs autrement plus grave. Bien que C. KLEIN ait introduit une coupure de fait dans l'histoire du relief, en séparant l'évolution cyclique paléozoïque de l'évolution acyclique mésozoïque, celle-ci ne paraît pas avoir eu de conséquence concrète sur le schéma détaillé qu'il a proposé. Sans volonté de paradoxe on peut dire de ce schéma qu'il repose tout entier sur le principe de "la continuité dans la discontinuité". Pour C. KLEIN, la morphogénèse a été rythmée à l'échelle des périodes géologiques par des crises tectoniques entraînant, selon leur importance, la réalisation d'un aplanissement cyclique ou une simple regradation acyclique de la topographie antérieure. Développée dans le cadre du Massif Armoricain auquel C. KLEIN a attribué un style tectonique très particulier [1973, pp. 335-336], cette opinion se justifie peut-être ; elle me paraît inadéquate pour le Massif Central.

Tout ce qui a été dit auparavant de l'évolution du relief du Massif Central au cours du cycle hercynien devrait être résumé ici, afin de bien faire comprendre ma propre position sur un problème capital pour la compréhension des phénomènes géomorphologiques à l'échelle des ères géologiques.

Le Massif Central a connu pendant toute la première moitié du Primaire, jusqu'au début du Dévonien, un régime de déformations locales, accompagné d'épisodes d'érosion simultanés. Les épaisses séries sédimentaires déposées du Cambrien inférieur au Silurien témoignent de l'efficacité des processus morphogéniques contemporains, mais il ne reste rien des formes façonnées à ce moment-là dans un contexte d'archipels océaniques (fig. 47 B). Les premières traces d'une topographie digne de ce nom, c'est-à-dire présentant une étendue suffisante, correspondent au plan de discordance situé à la base des grands chevauchements dévoniens. Comme nous l'avons vu, il démontre, en recoupant des terrains de métamorphisme variable, l'existence d'une très forte et rapide ablation sur les premières structures hercyniennes. La violence des contraintes exercées alors empêche pourtant de cerner la physionomie du relief, et le rôle exact qu'il a pu jouer dans l'apparition des charriages. Il n'est pas impossible de concevoir que la vitesse de l'érosion soit parvenue, dans une certaine mesure, à contrôler, au moins dans les premiers temps de la phase de serrage dévonienne, les déformations du substratum et, par là, à maintenir une topographie peu accidentée favorable aux grands mouvements tangentiels. Ce qui me paraît acquis, dans tous les cas, c'est qu'il n'en a plus été ainsi très rapidement. Du Dévonien moyen jusqu'au Permien, les principaux traits du relief du Massif Central ont été sous la maîtrise des mouvements du sol : l'érosion est intervenue plus ou moins fortement en fonction des époques et des secteurs, sans pour autant parvenir à gommer le caractère montagneux des paysages. Au cours de cette longue période, le Massif Central a présenté une morphologie de chaîne, celle-ci correspondant, dans un premier temps, à celle des chaînes alpines actuelles avec une forte altitude et des pentes prononcées, puis, dans un second, à une chaîne déjà usée dont la physionomie précise est plus difficile à reconstituer. Quoi qu'il en soit, les déformations se sont succédé d'une façon ininterrompue sur l'emplacement du Massif Central pendant plus de 100 millions d'années, durée approximative de la collision "pangéenne". Une telle longueur dans l'exercice des contraintes pourrait étonner ; en fait elles ne se sont pas toujours produites de la même façon, la distension alternant avec la compression, ou suivant les mêmes directions, mais leur pérennité est une donnée patente. Elle est démontrée par le caractère synchrone de la sédimentation et de la tectonique au cours de la phase tarditectonique de l'orogénèse, période à la fois la plus longue et la plus "calme" du cycle : les dépôts du Stéphanien et du Permien présentent en effet de multiples indices d'une tectonique "continue". J'ai utilisé par commodité dans les paragraphes précédents la notion de "crise tectonique", conformément au sens donné à l'expression par H. STILLE dans ses travaux de la première moitié du siècle ; j'ai ainsi évoqué les phases "asturienne" ou "saalienne". Il me paraît indispensable d'indiquer clairement que, du strict point de vue géomorphologique, de semblables notions constituent un piège redoutable dans lequel beaucoup de chercheurs sont à mon avis tombés. Si des paroxysmes tectoniques marqués par quelques événements remarquables, apparition d'une mégastructure ou mise en place d'un massif granitique, ont bel et bien ponctué l'orogénèse de la chaîne hercynienne, ils n'ont pas représenté, il s'en faut de beaucoup, les seuls moments de déformations du substratum. La tectonique, tout en voyant son rythme varier en intensité, doit être considérée, au même titre que l'érosion, comme un phénomène qui s'inscrit dans la durée. Les conséquences géomorphologiques de la

remarque sont considérables : jamais au cours du Carbonifère, ni sans doute pendant une bonne partie du Permien, les conditions structurales n'ont permis le développement d'une topographie d'aplanissement. Il me semble donc impossible que les "surfaces infra-stéphaniennes" reconnues par H. BAULIG à la périphérie des bassins houillers [1928, p. 17] aient occupé des étendues importantes. Il est difficile de discuter dans le détail cette question puisque H. BAULIG n'a pas cité d'exemples précis. Pour avoir eu assez souvent l'occasion d'observer le contact socle-houiller en limite du fossé stéphanois, je dois dire que l'existence même locale de telles surfaces m'étonne, car le contact se réalise toujours le long d'une surface plongeante du type escarpement de faille.

Toutes ces raisons m'amènent à penser que la première esquisse de nivellement général sur l'emplacement du Massif Central ne s'est pas réalisée avant la deuxième moitié du Permien ou, plus sûrement, le début du Trias, soit plus de cinquante millions d'années après le paroxysme orogénique. Un tel délai peut paraître très long en regard de l'ampleur et de la vitesse de la morphogenèse au cours du Dévonien, ou par rapport aux estimations proposées des rythmes actuels d'érosion dans les socles des régions intertropicales ; mais ces différences peuvent être justifiées. D'une part, une diminution régulière des volumes enlevés a très logiquement accompagné la mise à jour des racines cristallines de la chaîne et l'abaissement de la valeur moyenne des pentes. D'autre part, les caractéristiques même du système morphobioclimatique existant alors, sans équivaler aujourd'hui à la surface du Globe -avec notamment des possibilités modérées d'altération du substratum en raison de températures peut-être plus faibles qu'au Mésozoïque, de l'existence de pentes topographiques et de l'absence de tapis végétal continu-, expliquent la lenteur relative de l'évolution des formes. La nature des dépôts primaires, stéphaniens ou permien, assez peu altérés sur le plan minéralogique, témoigne de ces conditions particulières. Les premiers signes de l'usure du relief ne sont apparus qu'au début du Trias. Ils correspondent, pour moi, à la notable augmentation des minéraux résistants dans les sédiments de cette époque. Le phénomène a coïncidé avec la multiplication des remaniements dans le plan de la topographie très basse qui a remplacé peu à peu les paysages différenciés paléozoïques. L'absence de dépôts appartenant de façon prouvée au Permien supérieur crée une incertitude sur le moment exact à partir duquel on doit considérer la "surface post-hercynienne" intégrée au milieu paléogéographique. Il s'agit cependant d'une inconnue mineure, dans la mesure où la topographie en question, qui a continué d'évoluer jusqu'à sa fossilisation éventuelle par les couches secondaires, n'a pas, en dehors de sa situation en fin du cycle orogénique hercynien, d'âge précis.

A la différence de H. BAULIG, je ne crois pas que la "surface post-hercynienne" ait, dans le Massif Central, réutilisé en les aménageant d'anciens traits hérités des périodes antérieures. Elle s'est constituée, au contraire, par une lente et inexorable modification des équilibres géomorphologiques. Les notions de crise ou de rupture dans l'évolution du relief n'ont donc eu une signification qu'à l'échelle locale, celle par exemple d'un talus lié au jeu d'une faille ; à l'échelle de la région, en revanche, il ne semble pas possible de mettre en évidence de coupures fondamentales. Des associations de formes ont été façonnées sous le triple contrôle de la gravité, de la nature des roches et des processus d'érosion parmi lesquels la "météorisation" et les eaux courantes ont joué un rôle essentiel. C'est finalement à la suite de multiples et incessantes retouches que la même dynamique s'est exprimée tout au long de la deuxième moitié du Primaire, conduisant à l'élaboration de ce qu'il m'apparaît indispensable de nommer une pénélaine.

Certains lecteurs seront surpris de me voir employer un terme aujourd'hui délaissé par les géographes ou cité entre guillemets, sans doute de façon à protéger l'auteur intrépide du ridicule ! Je ne vois cependant pas dans le vocabulaire "génétique" à ma disposition une expression plus adéquate. Il existe, certes, une nuance importante entre l'utilisation du terme faite par W. M. DAVIS et celle proposée ici. Cette nuance ne se situe pas dans le mode d'apparition de la forme qui correspond aux principes fondamentaux décrits par W. M. DAVIS ; elle se place dans la dimension donnée au phénomène. W. M. DAVIS a reconnu dans la pénélaine une topographie vers laquelle les processus conduisaient l'évolution morphologique dans le cadre de ce qu'il avait baptisé "le cycle géographique" [1899]. Or ce cadre, qui exclut par postulat tout mouvement tectonique pendant l'élaboration des formes ne convient pas à l'utilisation présente. Seuls la marche de l'érosion sous le contrôle essentiel de la gravité et le terme final des paysages sont conformes aux événements hercyniens. Ceux-ci s'inscrivent dans la phase terminale d'un cycle orogénique. La pénélaine post-hercynienne est, soit la réponse apportée par la morphogenèse à la collision pangéenne, soit, plus vraisemblablement -voir page 556 et suivantes-, la réponse permise par la distension pangéenne. L'une et l'autre se situent à la même échelle spatiale et temporelle.

Avant d'abandonner les plaines triasiques, il est nécessaire d'évoquer leur modelé ; celui-ci peut l'être partout où elles ont été mises sous scellés par les sédiments secondaires. Malgré la régularité d'ensemble de la topographie, on doit noter la présence d'assez nombreux accidents. A. GUILCHER a ainsi rédigé un article entier sur le sujet [1949]. Citant des exemples pris à travers l'Europe de l'Ouest -France, Angleterre, Allemagne-, à l'exception toutefois du Massif Central, il a décrit les buttes fréquentes, hautes de plusieurs dizaines de mètres, qui dominent actuellement les portions exhumées de la surface. Il a insisté sur la raideur des pentes de ces buttes, dont les déclivités peuvent atteindre 50° [p. 110]. Il a enfin hésité sur leur dénomination, parlant tour à tour de "monadnocks" ou d'"inselberge" [pp. 110 à 112]. Il va sans dire qu'une telle "double définition" est maladroit ; le plus surprenant dans la lecture de l'article reste cependant que l'existence même des accidents ait paru de nature à remettre en cause, aux yeux de A. GUILCHER, la classique appellation de "pénélaine" habituellement accordée à cette époque à la "surface post-hercynienne" [p. 97]. Cette prise de position illustre bien la méconnaissance de beaucoup de géomorphologues français vis-à-vis des grands principes proposés par W. M. DAVIS. On ne doit pas être étonné par les "imperfections" du modelé de la pénélaine post-

hercynienne ; elles me semblent plutôt susceptibles de confirmer la genèse par usure lente de la topographie en question. Tous les accidents recensés ont pu être mis en relation avec des roches comme des aplites ou des quartzites, exceptionnellement résistantes dans n'importe quel système d'érosion ; ils illustrent donc admirablement la notion de "monadnock de résistance" et paraissent parfaitement étrangers à un contexte climatique particulier. Il est, par ailleurs, très important de préciser que la pénéplaine post-hercynienne a dû être, dans son état initial au Trias, beaucoup plus heurtée qu'on aurait tendance à le penser par référence à ses parties fraîchement exhumées. Celles-ci correspondent en effet à des secteurs marginaux proches du niveau de base de l'époque, il s'agit d'anciennes plaines alluviales largement régularisées en fonction de leur situation à l'aval. Rien n'assure que la topographie de l'amont ait été identique, on aurait plutôt des raisons de supposer le contraire : des "monadnocks de position" jalonnaient alors vraisemblablement la surface du Massif Central. Il est bien sûr aujourd'hui impossible de s'en assurer, soit parce que l'évolution morphologique postérieure a effacé depuis longtemps les formes triasiques -régions internes du Massif Central-, soit parce qu'elles ont été régularisées au moment de la transgression des mers secondaires -régions périphériques-.

* * *

- B -

L'EVOLUTION DE LA PENEPLAINE POST-HERCYNIEUNE AU JURASSIQUE

* * *

L'histoire paléogéographique de l'Europe occidentale s'est, au Jurassique, organisée autour de vastes mouvements de transgressions et régressions marines, provoqués eux-mêmes par le déplacement des plaques lithosphériques. Bien que le phénomène initial de montée du niveau de la mer se soit produit partout sur la périphérie du Massif Central au Jurassique inférieur, les marges du socle sont loin d'avoir ensuite connu une semblable évolution, preuve indubitable de la position de carrefour occupée déjà par le Massif. Ces différences imposent, en interdisant les généralisations hâtives, de procéder à une patiente enquête sur les témoignages recueillis par les bassins sédimentaires limitrophes, réceptacles des matériaux entraînés hors du socle par l'érosion.

Au contraire des événements géomorphologiques post-hercyniens qui ont coïncidé avec l'apparition d'une forme de première grandeur, la pénéplaine post-hercynienne, la morphogenèse jurassique a opéré un "travail" tout en nuance : elle s'est limitée à la regradation des parties de la pénéplaine portées au-dessus du niveau de base marin. Aussi la connaissance précise de ces actions, souvent locales et épisodiques, est en général très difficile. Il n'est pas étonnant qu'elle ait rebuté de nombreux auteurs qui se sont contentés à son sujet de remarques rapides et vagues. J'essayerai d'aller plus au fond des choses, tout en reconnaissant l'impossibilité trop fréquente de quitter le cadre des observations à petite échelle ou de dépasser le stade des hypothèses.

1- LES GRANDES ETAPES DE LA SEDIMENTATION JURASSIQUE AUTOUR DU MASSIF CENTRAL :

Succédant sans discontinuité majeure aux événements triasiques, la transgression liasique est allée de pair en France avec la poursuite de la distension téthysienne. Celle-ci ne s'est pas, cependant, exprimée partout avec la même puissance et a provoqué, de ce fait, une différenciation entre les aires de synclise entourant le Massif Central. Au Nord, l'ample et régulière cuvette du Bassin Parisien a évolué dans un cadre structural bien distinct de celui connu par les régions du Sud-Est, hachées par un canevas tectonique très dense, tandis qu'au Sud-Ouest, le secteur aquitain peut-être considéré comme un stade intermédiaire entre les deux types précédents. Les variations enregistrées dans le dépôt des couches ont toutefois plus affecté l'épaisseur et la disposition des séries que leur nature ; on reconnaît en effet, à travers l'ensemble des bassins sédimentaires, un certain nombre de données comparables s'inscrivant à l'intérieur de grandes séquences.

A l'Hettangien, deux types de sédiments se sont déposés à la périphérie du Massif Central : d'une part des grès, identiques à ceux du Trias et qui correspondent à des alluvions abandonnées sur des plaines littorales, d'autre part des faciès marins constitués par une mince couche de calcaires oolithiques ou bioclastiques, caractéristiques de plates-formes construites en mer peu profonde et agitée. On retrouve ces derniers dans le Bassin Parisien, en Aquitaine, où ils recouvrent à l'Est de la faille de Villefranche le môle Occitan, et sur la marge orientale du Massif Central au Nord de Lyon. Seule la bordure cévenole, très marquée par les phénomènes de distension (fig. 50 B), présente un autre agencement. Là, des fosses dissymétriques séparées par des hauts-fonds -plancher en "touches de piano"- formaient des bassins confinés dans lesquels des vasières ont piégé, en raison de la subsidence, plusieurs centaines de mètres de sédiments carbonatés -calcarénites et micrites dolomitiques-.

Au Sinémurien, le principal changement a été la disparition des traces de rivages et des apports détritiques grossiers en provenance certaine du Massif Central, sauf en Lyonnais -où les calcaires du Mont d'Or contiennent à la base un banc chargé de quartz et de feldspaths [F. VITRY, 1982]- et en basse Ardèche -où du matériel terrigène s'est déposé jusqu'au Toarcien [R. ENAY et C. MANGOLD, 1980, planches 8 à 16]-. Pour le reste, les circonstances liées au dépôt de minces plates-formes calcaires paraissent s'être maintenues tout au long de la période, avec pourtant une tendance croissante à l'augmentation de la profondeur et à l'ouverture sur la haute

mer. Des particules argileuses se sont alors mélangées aux carbonates et ont constitué l'amorce des faciès marneux ; le Sinémurien à Gryphées comporte, d'autre part, de nombreux restes d'Ammonites et de Bélemnites qui confirment les transformations connues par un milieu marin de moins en moins littoral.

Aux Lias moyen et supérieur, la tendance amorcée au Sinémurien s'est accentuée, les mers périphériques au Massif Central connaissant un brutal approfondissement au Domérien. Le Bassin Parisien est, à cette époque, envahi par des venues détritiques très fines qui s'accumulent dans des vasières colonisées par des algues, c'est-à-dire dans des milieux très semblables aux "herbiers" actuels [J. ALLOUC *et alii*, 1980, p. 119]. Le passage de la sédimentation argileuse à des faciès de plus en plus grossiers sur la bordure ardennaise montre que c'est en direction du Nord et du Nord-Est qu'il faut rechercher le domaine pourvoyeur d'altérites. Ces apports continentaux semblent d'ailleurs s'être dispersés jusqu'aux marges septentrionales de la Téthys alpine ; le Domérien de la vallée de la Saône et du Jura tranche sur les autres dépôts du Sud-Est par la profondeur moyenne réclamée par son milieu de dépôt et par son ouverture vers le Nord. C'est l'une des rares époques du Secondaire où, en bordure du Massif Central, le caractère régressif des faciès est plus affirmé au Sud, du Vivarais aux Cévennes [R. MOUTERDE, 1984, p. 164]. Il ne s'agit là, malgré tout, que d'une exception locale : le passage vers le Sud-Est aux secteurs subsidents de la Téthys était brutal, tandis qu'une large communication s'ouvrait entre la Téthys et le "golfe de Gascogne" par-dessus le "môle Occitan", entièrement recouvert par des faciès marneux à Ammonites caractéristiques d'une plate-forme externe.

Après une brève régression généralisée au Toarcien -exception faite des régions vivaroise et languedocienne qui manifestent une nouvelle fois, avec des séries fortement subsidentes, un comportement structural indépendant-, il s'est produit, au Jurassique moyen, un retour de la mer sur les lignes de rivage atteintes au maximum de la transgression liasique. Dans le Bassin Parisien, une légère progression du domaine marin a même été enregistrée sur les bordures armoricaines et ardennaises. Les érosions postérieures au dépôt des couches rendent difficiles les observations sur les marges méridionales de la cuvette parisienne, toutefois une certitude demeure : le socle du Massif Central n'a joué à ce moment-là aucun rôle, ni comme rivage, ni comme province distributrice de matériaux détritiques ; plus rien ne le signale dans la paléogéographie. Les apports continentaux solides se sont d'ailleurs limités à l'accumulation d'argiles dans deux aires, dépressives mais non subsidentes, centrées l'une sur la "grande anomalie magnétique" du bassin de Paris et l'autre à faible distance de la bordure ardennaise. Le reste du bassin était occupé par trois immenses plates-formes carbonatées, en périphérie desquelles des calcaires oolithiques sédimentaient en milieu infratidal pendant que, à l'intérieur, en position de plate-forme interne abritée des vagues et des courants par des cordons de sable, bref en milieu lagunaire, se formaient les calcaires massifs de faciès "Comblanchien". Le dispositif, représenté en particulier par l'énorme plate-forme bourguignonne, s'est étendu à cheval sur le Bassin Parisien et la partie septentrionale du sillon séquano-rhodanien. Au-delà, vers le Sud-Est, le Dogger a été une période charnière au cours de laquelle les multiples jeux de blocs provoqués par la distension téthysienne ont continué de jouer tandis que se préparait la différenciation définitive entre le bassin subalpin et les plates-formes adjacentes. Celui-ci a vu s'accumuler l'épaisse série argilo-marneuse dite des "Terres noires" dont les faciès contrastent totalement avec les couches de calcaires dolomitiques des Causses -isolées, il est vrai, en arrière du seuil Cévenol- mais aussi avec les alternances de calcaires marneux et de marnes, du type plate-forme externe, du Bas-Dauphiné et du Vivarais.

En Aquitaine, séparée du Languedoc par un rejeu de la faille de Villefranche et un nouveau soulèvement du "môle Occitan", une organisation à mi-chemin entre celle du Bassin Parisien et du bassin alpin s'est mise en place. Elle comportait d'Est en Ouest.

- Une plate-forme interne, qui a vu se déposer des calcaires massifs micritiques en alternance avec des calcaires en plaquettes à pseudomorphose de gypse. Dans ce secteur, le confinement a été assez poussé et la subsidence suffisamment forte pour conduire à la formation d'épaisses couches anhydritiques accumulées avec des dolomies.

- En direction de la haute mer, la plate-forme était protégée par une barrière dont on peut suivre aujourd'hui encore le tracé du Périgord, au Nord, jusqu'à la région palloise, grâce aux sédiments de haute énergie -calcaires graveleux ou oolithiques- qui y ont été façonnés par l'action des vagues.

- C'est seulement au-delà, en Aquitaine occidentale, que l'on retrouve dans les grands sondages pétroliers des marno-calcaires à Céphalopodes, témoins de la sédimentation en milieu calme et profond qui avait envahi l'ensemble de l'Aquitaine au Lias.

Au Jurassique supérieur, tous les bassins sédimentaires entourant le Massif Central ont connu une évolution semblable, à savoir, dans un premier temps, de l'Oxfordien moyen au Kimméridgien inférieur, un retour à des conditions favorisant la précipitation des carbonates. Seul le bassin alpin avec une extension maximale de la zone de sédimentation des "Terres noires" a fait exception. Partout ailleurs, dans le Bassin Parisien, en Bourgogne, en Languedoc, dans le golfe des Causses et en Aquitaine, se sont construites de vastes formations récifales. Les plus fréquentes d'entre elles ont été les biohermes à Madréporaires associés à des cortèges de calcaires biodétritiques, oolithiques ou crayeux et développés dans un contexte de plate-forme très peu profonde, voire émergée. Les Madréporaires n'ont pas été les seuls organismes à former des récifs : les biohermes à Spongiaires du Sud-Est retiennent aujourd'hui l'attention des chercheurs, en raison des conditions assez différentes qu'ils semblent avoir réclamées, notamment une plus grande profondeur [C. GAILLARD, 1984, p. 281].

Un approfondissement généralisé des mers a été, au Kimméridgien moyen, à l'origine de la presque entière disparition des récifs coralliens au profit d'une sédimentation marno-calcaire. C'est à ce

moment-là que s'est réalisée, au sud du Massif Central, la dernière jonction entre les domaines marins du "golfe de Gascogne" et de la Téthys alpine par-dessus la terminaison méridionale du môle Occitan. Une dernière fois au Jurassique la tendance s'est renversée, avec un phénomène de régression concernant à peu près toutes les mers bordières du Massif Central. Sa principale conséquence a été de permettre un retour temporaire à des conditions propices au dépôt des carbonates : calcaires du Barrois dans le Bassin Parisien, dolomie de Mano dans le Bassin Aquitain, calcaires dolomitiques des Causses, faciès tithoniques des régions alpines. Sauf au Sud-Est, la tendance régressive s'est accentuée et a conduit à l'exondation d'une bonne partie des bassins sédimentaires, annexés ainsi pour un temps au domaine continental.

2 - LES CIRCONSTANCES STRUCTURALES ET CLIMATIQUES DE LA SEDIMENTATION :

a - LES EFFETS DE LA TECTONIQUE :

Sans aucun doute possible, le principal facteur de contrôle de l'accumulation sédimentaire a été, durant les soixante dix millions d'années de la période jurassique, la tectonique. Celle-ci est intervenue à toutes les échelles pour régler, par le biais de la subsidence, non seulement l'épaisseur des dépôts, mais aussi leur nature. Il suffit pour le démontrer de revenir un peu plus en détail sur certains points de la rapide description proposée dans le paragraphe précédent.

Nous avons vu comment, à la fin du cycle orogénique hercynien, les mouvements de détente propres à la néotectonique post-géosynclinale avaient amorcé l'apparition des grands bassins sédimentaires périphériques au Massif Central et de quelle façon, au début du Secondaire, la distension s'était imposée au fond de l'immense golfe, de dimension planétaire, formé par la Téthys au sein de la Pangée. Toute l'évolution paléogéographique de l'Europe occidentale au Jurassique paraît inséparable des forces qui, à ce moment-là, tendent à disjoindre le continent unique dans sa partie la plus fragile (fig. 52 A).

C'est à peu près à la même époque, au Bathonien-Callovien, que les planchers ophiolitiques sont apparus dans les appendices Ligure et Atlantique de la Téthys. Leur mise en place avait été précédée par une longue période de "rifting" (fig. 50 B). Ces deux phases d'un même phénomène, l'ouverture d'un océan, se sont traduites par de multiples déformations des plaques lithosphériques qui ont, à leur tour, provoqué transgressions et régressions dans les bassins épicontinentaux européens. Il convient de noter à ce propos que les bordures sud-occidentale et sud-orientale du Massif Central ont évolué en fonction de golfes marins dont l'histoire a été directement liée avec celle des océans Ligure et Atlantique. La position du golfe Subalpin -on pourrait aussi l'appeler Vocontien-, à faible distance de la bordure sud-orientale, explique un contexte sédimentaire très différent de celui du Bassin Parisien, l'éloignement plus grand du golfe de Gascogne par rapport à la bordure aquitaine justifiant les modalités intermédiaires observées dans le Sud-Ouest.

En raison de la morphologie basse et régulière des continents au début du Secondaire, les mouvements spécifiques de la distension, de faible ampleur verticale mais de très grande extension spatiale, ont permis les pulsations eustatiques de la période jurassique. On ne doit pas s'étonner de la puissance des transgressions successives, puisque l'on a pu établir par le calcul que l'ouverture des rifts océaniques avait, au cours du Mésozoïque, provoqué une augmentation d'environ 54 mètres du niveau des mers. Si l'on ajoute à ce chiffre une trentaine de mètres qui serait due à la réduction de taille des cuvettes océaniques par le seul jeu en distension des plaques lithosphériques durant la même période [D. BUREAU, 1985], on obtient une élévation de plus de 80 mètres pour l'ensemble du Mésozoïque. Estimée pour la première partie du Secondaire -Trias + Jurassique-, l'importance de la hausse du niveau marin pourrait bien dépasser la moitié du total précédent, car il paraît logique d'envisager les effets du second facteur évoqué, à savoir la réduction des aires océaniques par expansion des bassins continentaux, dès le début de la dispersion de la Pangée. Combiné au caractère très plat de la topographie post-hercynienne en Europe de l'Ouest, ce phénomène serait donc à l'origine de l'invasion du continent par la mer, du Trias à la fin du Lias inférieur. Dans cette optique, la transgression du Jurassique moyen, qui a dépassé les lignes de rivage de la mer liasique, même si ses gains ont été assez modestes, serait la conséquence de l'ouverture de l'océan Ligure et de l'Atlantique central.

Les liens entre les transgressions et l'évolution structurale de plaques nivelées par l'érosion semblent ainsi solidement établis. Il est intéressant de poser, à partir de là, le problème des phases de régression, comme celle du Toarcien ou du Kimméridgien. A ma connaissance aucun spécialiste n'a abordé cette question en terme de tectonique globale ; ceci relève peut-être d'un manque d'information de ma part, mais si tel était bien le cas, il faudrait le regretter, dans la mesure où il serait surprenant qu'il n'ait pas également existé, au Jurassique ou à d'autres époques, des rapports étroits entre le recul de la mer et les mouvements de la lithosphère. On peut par exemple remarquer que la plupart des régressions ont presque toujours été précédées par une augmentation de la bathymétrie. Il se pourrait fort bien que, par opposition aux transgressions correspondant à la phase initiale de la distension avec l'apparition des fractures et une expansion des plaques, suivant le schéma déjà cité, les régressions résultent d'une réponse isostasique positive de certaines portions des aires continentales, à la suite des affaissements plus ou moins accusés connus par les bassins de

sédimentation. Il est difficile en tout cas de nier le caractère cyclique, sinon répétitif, des régressions et leur situation à un moment toujours semblable dans la série des événements provoqués par la distension.

A partir des considérations générales précédentes, il est nécessaire de revenir sur le cas particulier du Massif Central et de s'interroger plus précisément sur son comportement face à l'eustatisme jurassique. On serait tenté d'admettre, en première approximation, que toutes les parties axiales de la chaîne hercynienne ont joué un rôle de premier plan dans la résistance à la montée des eaux et qu'elles ont été les dernières à rester émergées. On serait ainsi amené à reconnaître dans le Massif Central un secteur demeuré au-dessus du niveau de base. Or, très visiblement, une telle conception est discutable. Elle est beaucoup trop simpliste et ne s'appuie pas sur la seule logique structurale valable dans la première moitié du Secondaire pour l'Europe de l'Ouest : celle de la distension téthysienne. On doit constater, tout d'abord, que les obstacles les plus fermes aux transgressions jurassiques ont été, dans notre pays, non seulement un fragment, au demeurant très complexe, de la zone axiale, le Massif Armoricaïn, mais aussi une portion du domaine externe de la chaîne hercynienne, à savoir les Ardennes. D'autre part, on ne peut guère contester que le Massif Central ait été largement recouvert par la mer dès le Sinémurien, puisqu'il ne représentait plus à cette époque un centre de distribution du matériel détritique -voir ci-dessus- tandis qu'au Pliensbachien -voir ci-dessous- il ne forme plus un obstacle à la large pénétration dans le Bassin Parisien des espèces de Céphalopodes caractéristiques de la Téthys alpine. Nous verrons, dans le paragraphe suivant, quelle dimension précise il convient de donner au phénomène de la transgression liasique sur le Massif Central, pour l'instant il est essentiel de le comprendre. Une seule explication paraît capable d'en rendre compte : la position particulière du Massif Central dans le canevas structural du Jurassique (fig. 52 A). A petite échelle, il s'est trouvé placé juste dans l'axe de la Téthys et en première ligne face à l'ouverture de l'océan Ligure ; à plus grande échelle, il s'est trouvé pris en tenaille, sur ses flancs sud-ouest et sud-est, par deux appendices des rifts Ligure et Atlantique, les "golfs" de Gascogne et subalpin, entrant en contact l'un avec l'autre par-dessus son extrémité méridionale.

La tectonique est loin d'avoir limité son intervention au contrôle des grandes lignes de la paléogéographie ; elle a également eu des conséquences aux échelles inférieures. Par l'intermédiaire des variations de profondeur des mers épicontinentales, elle a joué un rôle fondamental dans la nature de la sédimentation.

Tout au long du Jurassique, deux grands types de faciès se sont partagé l'espace ou tour à tour imposés dans un même site : d'une part des faciès calcaires, d'autre part des faciès argileux ou marneux. On a souvent reconnu dans ces changements une origine climatique et morphologique, des alternances de contextes biostasique et rhexistasique provoquant une absence d'érosion ou une évacuation d'altérites -voir ci-dessous-. En fait, il est possible d'expliquer de telles variations de faciès par le simple jeu des structures locales. Cette seconde interprétation est d'ailleurs la seule qui permette de résoudre le problème de la fréquente coexistence dans l'espace, à pareille époque, des deux types de faciès.

Comme à la fin du cycle orogénique hercynien, où les modalités différentes de l'affaissement du sol s'étaient trouvées à l'origine des traits particuliers de la sédimentation des étroits fossés carbonifères ou des vastes bassins permien, la subsidence est intervenue, au Jurassique, pour faire varier les conditions de dépôt des produits de l'érosion. Le rôle de la tectonique a même été dans une certaine mesure amplifié par la nature marine du milieu de sédimentation : la distension jurassique a ainsi fait se succéder dans le temps sur un site, ou coexister dans l'espace à une époque, des milieux marins de profondeurs diverses allant du domaine littoral supratidal jusqu'au bassin en état de vacuité dépassant le millier de mètres de profondeur ! Bien entendu la tectonique n'a pas joué un rôle unique dans l'apparition de ces milieux : ses effets se sont combinés à ceux de la sédimentation pour aboutir au contrôle de la bathymétrie et, par là, à la genèse des deux types de faciès cités. Lorsque le rythme des mouvements du sol était modéré et uniforme -style tectonique que l'on pourrait qualifier de "plate-forme stable"-, la mer a envahi de vastes espaces sous une tranche d'eau limitée à quelques mètres, parce que l'espace sous-marin s'est trouvé colonisé par une flore et une faune benthiques très abondantes, permettant à une accumulation de calcaires autochtones -calcaires construits- ou subautochtones -calcaires bioclastiques ou oolithiques- de compenser l'affaissement. Les preuves de la persistance d'une très faible profondeur de la mer sur l'emplacement des couches carbonatées sont multiples : outre les conditions écologiques réclamées par les espèces fossiles recensées, on doit en particulier noter l'abondance des traces d'émersion locales, reconnues jusqu'au coeur de séries épaisses de plusieurs dizaines de mètres. Ces phénomènes sont vraisemblablement à mettre sur le compte de légères variations eustatiques, leurs conséquences ayant été amplifiées dans un milieu où tectonique et sédimentation s'équilibraient. En dehors des aires à évolution structurale régulière, les secteurs tectoniquement instables n'ont pas permis aux organismes fixateurs de carbonate de connaître le même développement. Soumise, au départ, à une brutale augmentation liée à une accélération momentanée dans le jeu des failles, la profondeur est allée en s'exagérant du fait d'un taux de sédimentation affaibli par la moindre richesse de la faune et de la flore. Ainsi la hauteur d'eau a-t-elle pu s'accroître jusqu'à atteindre plusieurs dizaines de mètres et exceptionnellement plusieurs centaines, dans les zones les plus instables du "golfe Subalpin" au Jurassique supérieur. Un milieu largement ouvert vers l'extérieur s'est alors formé dans un contexte dit de "plate-forme externe". Des carbonates se sont également déposés dans ces conditions par l'intermédiaire de la faune pélagique. Leur volume a été, toutefois, très inférieur à celui fixé dans les secteurs stables et il ne représente généralement pas la fraction dominante de la sédimentation. Celle-ci est formée par de fines particules argileuses d'origine continentale souvent lointaine. Leur dépôt en grande quantité dans un tel milieu s'explique par le calme nécessaire à une lente décantation, rendue impossible par l'agitation des vagues ou des courants dans les mers de faible profondeur. Il n'est pas difficile, à partir de ces données, de comprendre de quelle façon la sédimentation a été contrôlée par la

tectonique, sans que d'importants changements dans la nature ou la quantité des apports continentaux, donc dans le rythme de l'érosion, aient été impliqués dans le processus.

Les phénomènes dont il vient d'être question ont concerné la distribution des faciès à l'échelle d'un bassin sédimentaire ; certaines conséquences de l'exercice de la tectonique se sont situées au niveau local. Elles sont moins connues, car plus délicates à étudier ; elles sont pourtant particulièrement intéressantes, puisqu'elles permettent de cerner la manière dont la tectonique s'est exprimée concrètement sur le terrain. Il apparaît ainsi qu'en dehors des zones de plate-forme, des secteurs ont été affectés par des déformations d'une grande complexité. Les marges du Massif Central ont le plus souvent participé à ce genre d'évolution structurale, comme viennent de le montrer plusieurs travaux récents. S. ELMI a clairement résumé leurs conclusions pour la bordure cévenole dans la "Synthèse géologique du Sud-Est" [1984, pp. 166 à 172]. Soulignant les rapports existant entre l'héritage structural paléozoïque et la distension jurassique, il a identifié, au sein de la sédimentation, de multiples accidents alignés sur des lignes de faiblesse hercyniennes et indiqué de quelle façon la densité de la trame avait abouti à des mouvements sensiblement différents d'un endroit à l'autre ou d'une époque à l'autre. Il a surtout reconnu les effets des déformations. Les jeux de blocs antithétiques, les véritables mosaïques d'ombilics et de seuils, les phénomènes de glissement, d'écroulement ou d'érosion synsédimentaires qu'il a recensés constituant autant de preuves irréfutables d'une tectonique "vivante", dont il n'est désormais plus possible d'ignorer le rôle, non seulement dans la sédimentation, mais aussi dans la morphogenèse -voir les réflexions sur les "surfaces d'érosion" à l'intérieur de bassins dans le paragraphe sur le Crétacé, page 262 et suivantes-.

La participation active de la structure dans la dynamique des milieux jurassiques étant évidente, il est nécessaire de s'interroger, maintenant, sur les circonstances climatiques connues par cette époque et sur leurs conséquences.

b - CLIMATS ET CHANGEMENTS CLIMATIQUES AU JURASSIQUE :

Par opposition à d'autres périodes de l'histoire de la Terre, le Jurassique a plutôt sur le plan climatique une réputation d'homogénéité et de simplicité. Si quelques auteurs, comme R. FURON [1972, pp. 137 à 139], ont cru pouvoir évoquer des variations de températures en Europe de l'Ouest, la plupart d'entre eux ont préféré insister sur l'existence, tout au long de la période, d'un climat tropical favorable à la sédimentation des roches carbonatées, c'est-à-dire stable dans les fortes températures du point de vue thermique. De fait, l'absence de reliefs importants et la large pénétration des mers à l'intérieur du continent européen semblent avoir été les meilleurs garants de la constance du climat jurassique.

On pourrait penser, à partir de cette donnée, que l'analyse du facteur climatique perd beaucoup de son intérêt ; or tel n'est pas le cas. En raison, d'une part, de la stabilité apparente dans le temps de la circulation générale de l'atmosphère, d'autre part, de la grande importance prise alors par la sédimentation marine, excellent moyen d'étude des variations introduites par l'espace, le Jurassique apparaît comme l'une des périodes où il est le moins difficile de traiter du problème de la zonation climatique passée, qui n'en devient pas simple pour autant !

Formidablement vaste, puisque inscrit à l'échelle du Globe, le problème sera uniquement envisagé ici sous l'angle de la position du Massif Central et de ses marges par rapport aux grands ensembles climatiques jurassiques. Même délimitée ainsi, la question reste ardue. Replacer une région dans l'organisation atmosphérique d'une ère géologique révolue revient, en effet, à résoudre un problème à deux inconnues, dans la mesure où deux éléments fondamentaux pour la détermination des paramètres climatiques sont, de l'avis de tous les spécialistes, plus ou moins continuellement modifiés : d'un côté la situation latitudinale des plaques, d'un autre la distribution des principaux centres d'action atmosphériques.

Des deux hypothèses à lever, la moins lourde est sans aucun doute celle concernant la situation approximative du Massif Central au Jurassique. L'étude de la cinématique des plaques ayant accompli de gros progrès ces dernières années, grâce à la découverte de nouveaux critères -par exemple l'observation des traces laissées par les points chauds- et grâce également à l'utilisation de l'informatique, on peut considérer les reconstitutions dont on dispose aujourd'hui comme très fiables. Les cartes parues tout récemment dans le Bulletin de la Société Géologique de France [J. DER COURT *et alii*, 1985] placent la France du Jurassique vers 30° de latitude Nord, soit une bonne dizaine de degrés plus au Sud qu'actuellement. On doit considérer cette position comme démontrée. Il est à mon avis impossible d'aboutir à une semblable certitude pour la seconde inconnue du problème qui nécessite une réflexion de fond.

Il ne fait aucun doute qu'à toutes les époques du passé, et quelle qu'ait été la distribution spatiale des continents et des océans, le Globe terrestre ait possédé une zonation climatique latitudinale. Le phénomène est, dans une certaine mesure, "imposé" par l'existence d'un bilan thermique largement bénéficiaire pour les régions équatoriales par rapport à celui des régions polaires, déficitaires en raison de l'angle d'incidence des rayons solaires. Les transferts des surplus d'air chaud ou d'air froid ont toujours assuré, par le biais des pressions et des vents, une circulation atmosphérique directement responsable de la zonation climatique. Bien que la décroissance des températures de l'Equateur vers les pôles soit demeurée une constante, il est à peu près certain que les modalités d'échanges entre air chaud et air froid ont varié d'une époque à l'autre,

entraînant des changements dans la zonation. Il serait très intéressant de s'interroger sur les causes de telles variations, l'une des plus importantes me paraissant être l'écart séparant les bilans thermiques extrêmes -pôles et Equateur- ; toutefois, pour la clarté de l'exposé, je renverrai l'examen de cet aspect du problème -voir les conclusions générales, page 581 et suivantes- et je me limiterai ici à en analyser les seules conséquences en Europe occidentale au Jurassique.

La connaissance que l'on a des nuances climatiques mésozoïques est naturellement indirecte ; elle passe par l'interprétation des conditions de vie offertes à la flore ou à la faune et par l'analyse de certains caractères sédimentologiques des produits de l'érosion continentale. Les informations apportées par l'écologie sont les plus sûres ; malheureusement on doit constater, pour l'époque et la région considérées, le manque de précision ou l'ambiguïté des renseignements acquis jusqu'à présent.

Depuis longtemps, les chercheurs ont admis dans la faune marine de l'Europe occidentale jurassique l'existence de provinces distinctes taxées de "boréale" ou de "mésogéenne" -du nom classiquement attribué par les géologues à la Téthys alpine-. M. GIGNOUX [1960, pp. 420-421] a ainsi fait remarquer qu'au Jurassique supérieur, à un moment où de larges ouvertures existaient entre la Téthys et les bassins du Nord de l'Europe, deux provinces fauniques différentes s'étaient affirmées avec leurs propres familles de Céphalopodes et une présence des récifs coralliens dans l'unique province "mésogéenne". Tous les auteurs ne se sont pas cependant ralliés à une explication climatique de ces oppositions : le célèbre spécialiste allemand des Ammonites H. SALFELD croyait, au début du siècle, à une différenciation basée sur d'autres conditions du milieu de vie que la température de l'eau, à savoir la profondeur et la charge en argile des biotopes.

Comme les meilleurs témoins des conditions climatiques demeurent les organismes continentaux, on aurait pu fonder de gros espoirs sur le développement actuel de la palynologie pour apporter une solution. Or il faut reconnaître que, en la matière, l'observation des spores et des pollens ne peut pas rendre ses services habituels. Malgré la multiplication des études, les paléoflores jurassiques identifiées, avec une écrasante domination des gymnospermes, ne présentent guère de modifications dans l'espace ou dans le temps [D. J. BATTEN, 1978] ; à ma connaissance, aucune n'a pu être mise avec vraisemblance sur le compte du climat.

En définitive, les rares arguments apportés à la réalité d'une zonation climatique à cette époque ont été fournis par les variations de faciès des couvertures sédimentaires et plus particulièrement par la répartition des grands stocks de minéraux argileux. J. DELFAUD a largement utilisé ces critères dans un article consacré aux "paléoclimats du Jurassique en Europe occidentale" [1983]. Les conclusions qu'il en a tirées méritent d'être détaillées.

- Observant l'identité des faciès européens du début -dolomies à anhydrite liasiques- et de la fin -marnes évaporitiques du Purbeckien- du "cycle jurassique", il a admis, pour commencer, un maintien global des conditions climatiques en Europe tout au long de la période.

- A l'aide d'un transect allant de l'Atlas saharien jusqu'au Nord de l'Angleterre (fig. 52 B), il a ensuite reconnu la persistance, au Jurassique, de trois grands types de faciès associés à des "cortèges géochimiques caractéristiques". Au Sud, en gros en Afrique du Nord, "l'abondance de la kaolinite et des éléments sidéro ou aluminophiles" constituait le trait marquant de dépôts gréseux formés par des altérites soumises à la ferrallitisation, tandis qu'en position intermédiaire -Espagne et France-, une sédimentation carbonatée, identique au matériel en cours de précipitation sous les tropiques au large des façades orientales des continents -golfe du Mexique par exemple-, séparait les venues détritiques méridionales d'une série sablo-argileuse septentrionale -Grande Bretagne- caractérisée par un "cortège plus tempéré ou méditerranéen" -illites-. Il lui a donc paru légitime de reconnaître dans cette distribution des faciès la conséquence d'une zonation climatique calquée, malgré un net décalage vers le Nord, sur le modèle actuel.

- Poussant la logique du schéma adopté jusqu'au bout, J. DELFAUD a lié les déplacements dans l'espace des faciès à des variations climatiques. Ainsi l'envahissement du domaine carbonaté intermédiaire par des marnes à illite -Lias moyen et supérieur, Kimméridgien- a été interprété comme le signe d'un refroidissement du climat (fig. 52 B) et le retour des roches carbonatées pures comme celui d'un réchauffement. L'existence au Jurassique "de modifications climatiques capables d'engendrer des phénomènes de bio-rhexistase" [1980, p. 131] serait par conséquent d'après lui patente.

- Pour terminer, il s'est interrogé sur les moteurs de l'évolution climatique mise en évidence par la sédimentologie. Il a recensé deux causes. Les "pulsations eustatiques" auraient joué un rôle, car chaque transgression se serait accompagnée "d'un accroissement de la pluviométrie sur les continents" et "d'une arrivée de colloïdes lointains". Ce phénomène n'expliquerait pas tout : des pulsations climatiques d'une période de 10 M.A., correspondant à "une certaine rythmicité de la Terre ou de son contexte astronomique", se seraient superposées aux effets des transgressions.

L'argumentation de J. DELFAUD est solide, elle est en accord avec les courants de pensée actuels et avec les logiques le plus souvent employées ; mais ses conclusions me paraissent parfois trop assurées et je serais loin de les suivre toutes. Le travail de J. DELFAUD comporte deux propositions distinctes : l'existence au Jurassique d'une zonation climatique précise et l'affirmation d'un "balancement" des climats d'une époque à l'autre, ces deux points seront envisagés séparément. Comme il a déjà été précisé qu'il ne saurait être question de remettre en cause, quelle que soit l'époque, la réalité d'une zonation climatique à la surface du Globe, j'en viendrai directement à donner mon sentiment sur la disposition suggérée par J. DELFAUD, avec une opposition entre des conditions "équatoriales" remontant jusque vers 15° de latitude et des conditions

"tempérées méditerranéennes" situées à hauteur de la mer du Nord, le Massif Central et ses bassins sédimentaires marginaux étant eux-mêmes en position "tropicale".

Rapproché de la latitude de 30° effectivement reconnue dans les fines reconstitutions dont on dispose actuellement -voir ci-dessus-, le qualificatif de "tropical" paraît judicieux pour définir, au Jurassique, la situation du Massif Central sur le plan de... la géographie. Il l'est peut-être moins du point de vue choisi par J. DELFAUD, c'est-à-dire sur le plan du climat. En effet, dans la mesure où l'on admet au départ de la réflexion l'existence d'une organisation de la circulation générale atmosphérique différente de la zonation présente, il me semble hasardeux d'employer des termes faisant référence à cette dernière. Parce qu'une telle façon de procéder est devenue la règle chez la plupart des auteurs, sinon tous, elle ne choque pas sous la plume de J. DELFAUD. Il n'en demeure pas moins qu'à mon sens la coutume mérite d'être dénoncée avec vigueur. Il est certain que l'origine et le rythme des précipitations, l'importance des variations thermiques saisonnières ou diurnes, les types de temps affectant la France jurassique n'étaient pas identiques aux données enregistrées aujourd'hui dans les régions tropicales, données au demeurant très diverses, avec une opposition fondamentale entre les façades orientales ou occidentales de continents qui n'existaient pas encore ! Cette remarque n'implique pas, bien entendu, l'absence de rapport entre les conditions climatiques connues alors par le Massif Central et les principaux caractères du milieu tropical actuel. Sa signification essentielle est de souligner, une nouvelle fois, que "convergence" est loin d'être le synonyme d'"identité". Parce que J. DELFAUD n'a pas poussé la comparaison jusqu'au domaine purement climatique, avec par exemple une description des phénomènes météorologiques, on pourrait m'accuser de lui faire un procès d'intention. En réalité son travail démontre que, consciemment ou non, il a bien admis une identité entre les circonstances jurassiques et actuelles, puisqu'il a projeté dans le passé la zonation contemporaine, avec une succession climat équatorial-climat tropical-climat subtropical à tempéré. Il ne m'apparaît pas possible de le suivre dans sa démarche.

La chaleur, responsable du dépôt des carbonates dans toutes les mers de l'Europe de l'Ouest, est un élément indiscutable du climat jurassique ; on peut, en fonction des arguments développés plus haut, penser qu'elle diminuait en direction du Nord. Ces seules données sont insuffisantes pour conclure à l'existence d'une zonation de l'"équatorial" au "tempéré chaud" dans la portion d'espace étudiée par J. DELFAUD, soit environ 25° de latitude, compte-tenu des mouvements de plaques postérieurs, avec en particulier le déplacement vers le Sud-Est de la péninsule Ibérique. J. DELFAUD a cru, comme nous l'avons vu, pouvoir baser sa démonstration sur les changements intervenus dans la nature de la sédimentation. Il a eu cependant le tort de lier trop étroitement des types de dépôts au contexte climatique, sans prendre en considération d'autres données ayant aussi pu jouer un rôle efficace dans leur genèse.

La présence, au Sud des sédiments carbonatés ouest-européens, des matériaux détritiques à kaolinite de l'Atlas saharien et, au Nord, des séries sableuses à illite, reflète-t-elle une modification d'origine climatique dans la genèse des altérations ? Le fait me paraît infirmé par la découverte dans les deux contrées extrêmes du secteur considéré, Afrique du Nord et Grande Bretagne, de grands Sauriens fossiles. De maigre valeur stratigraphique, les Dinosaures ont toujours été jugés précieux par les spécialistes de paléogéographie en raison de leur adaptation étroite à un climat chaud et plutôt humide. On doit, par conséquent, admettre que les nuances climatiques entre les deux régions n'étant pas suffisamment fortes pour entraîner des modifications dans le monde vivant, pourtant particulièrement sensible, ne sauraient être considérées comme responsables des changements constatés au niveau de la pédogenèse. Il n'est pas difficile de proposer une autre solution à ce problème, puisque la différence enregistrée entre des sédiments argileux a pu avoir plusieurs autres causes. Avant de les envisager, il convient cependant de souligner que l'opposition entre séries détritiques méridionale et septentrionale indiquée par J. DELFAUD mérite d'être nuancée. A ma connaissance, les études consacrées aux argiles du Nord de l'Europe occidentale, ou tout au moins celles concernant le Bassin Parisien, signalent, à côté de la prédominance des argiles à trois couches, illite mais aussi chlorite, la présence de quantités notables de kaolinite. Cette dernière l'emporte parmi les argiles à l'approche des littoraux, notamment à la périphérie du Massif Central [C. CAVELIER *et alii*, 1980, p. 451], et elle voit très souvent son pourcentage augmenté par rapport aux autres phyllites en sens inverse du taux de carbonate contenu par le sédiment [G. MILLOT, 1949]. La proportion de la kaolinite des argiles et marnes noires oxfordiennes du Bassin Parisien serait même très supérieure à celle présente dans les célèbres "Terres noires" du bassin alpin, pourtant plus méridionales [P. MAUREL, 1959]. Opposer des dépôts venus du Nord et formés d'illites pures à des altérites kaoliniques revient à simplifier la réalité.

La comparaison proposée par J. DELFAUD doit d'ailleurs être considérée avec prudence, dans la mesure où elle met en relation des séries au destin très différent. Les couches gréseuses à kaolinite de l'Afrique du Nord correspondent à des sédiments continentaux dont le caractère hérité est patent, ce qui est loin d'être le cas des venues "nordiques". Celles-ci se sont déposées dans un milieu marin épicontinental, riche en cations de type alcalino-terreux ainsi que l'indique clairement l'abondance des faciès carbonatés. Une néoformation de l'illite et de la chlorite a pu s'y réaliser. C'est l'avis exprimé par G. MILLOT dans sa thèse [1949] et les teneurs beaucoup plus fortes en kaolinite dans les dépôts littoraux périphériques aux bassins de sédimentation paraissent le confirmer. Une partie de l'opposition réellement constatée entre formations septentrionales et méridionales pourrait donc provenir du rôle joué par le milieu de sédimentation, qu'il ait agi directement par néoformation ou plus simplement par redistribution du matériel argileux à la suite d'une intervention des courants marins. Quant à la dernière raison d'être du phénomène, peut-être la plus importante, elle me semble tenir au contexte structural et topographique des régions pourvoyeuses d'altérites. Les roches mères n'étant pas les mêmes et l'évolution tectono-morphologique ayant pu être notablement dissemblable, la logique impose de ne pas comparer les pédogenèses formées, d'une part, aux dépens d'un vieux socle cratonisé

depuis longtemps, d'autre part, sur les racines des deux chaînes les plus récemment établies : chaînes hercynienne et calédonienne. Une telle distinction me semble d'autant plus nécessaire que, de toute façon, les plaques concernées n'ont pas été engagées de la même manière dans la distension téthysienne et, à partir de là, n'ont pas été soumises à la même évolution. C'est bien au demeurant ce qu'indique l'étude de J. DELFAUD, sans que son auteur l'ait mentionné, avec une distribution des matériaux grossiers encadrant un vaste secteur péritéthysien marqué par une sédimentation fine. Cette granulométrie des faciès serait incompréhensible si on lui appliquait une interprétation bioclimatique stricte puisque des milieux équatoriaux et tempérés méditerranéens, réputés "biostatiques", devraient avoir produit des dépôts plus grossiers que le milieu tropical à subtropical (fig. 52 B) ! La remarque seule suffit à prouver que le moteur de l'évolution des milieux n'était pas à l'époque jurassique le climat mais bien la tectonique globale.

En résumé, et sans remettre en cause la réalité d'une diminution des températures vers le Nord, éventuellement celle des précipitations, ce qui impliquerait, à durée égale, une baisse notable de la puissance des altérations, il ne me paraît pas possible d'adopter l'interprétation purement climatique que J. DELFAUD a donnée de la répartition des sédiments jurassiques de l'Europe occidentale. A fortiori je ne le suivrai pas non plus dans ses remarques sur l'existence d'éventuelles pulsations "capables d'engendrer des phénomènes de bio-rhexistasie". C'est ce second point de l'article de J. DELFAUD dont il faut débattre maintenant.

S'il n'est pas question, là encore, de nier l'existence de pulsations climatiques bien réelles qui ont affecté l'ensemble du Globe au cours des ères géologiques passées et dont les traces dans la sédimentation sont désormais bien connues avec des alternances de niveaux plus ou moins carbonatés dans les grandes séries marno-calcaires -voir les conclusions générales, page 585-, il est bien difficile, d'admettre à partir de l'exemple de l'Europe occidentale jurassique l'apparition de crises climatiques capables d'avoir entraîné une augmentation du rythme de l'érosion continentale de façon durable. Il va sans dire que la confirmation éventuelle de ces faits serait d'une extrême importance sur le plan de la géomorphologie, de telle sorte qu'ils impliquent d'être considérés avec beaucoup d'attention et un grand sérieux dans la réflexion. Conscient de la chose et après enquête, je crois devoir répéter qu'il n'existe, à mon avis, aucun argument digne de ce nom en faveur de l'hypothèse.

- Il est, en effet, loin d'être démontré, pour commencer, que la végétation du Jurassique ait atteint un stade de développement suffisant pour permettre l'installation d'une biostasie au sens où on l'entend aujourd'hui. L'absence de très nombreuses familles a pu laisser inoccupées certaines niches écologiques et il n'est pas certain que le recouvrement du sol au stade climacique ait été suffisamment dense pour permettre soit une stabilisation parfaite des horizons superficiels, soit l'existence d'un microclimat forestier favorable à une pédogenèse pénétrante.

- On ne voit pas dans le contexte structural et topographique de l'Europe occidentale jurassique, marqué d'un côté par la distension et de l'autre par une grande planéité, de quelle manière une rhexistasie climatique avec évacuation des sols aurait pu se déclencher, à moins d'imaginer une crise forte et rapide sur le modèle des crises quaternaires dont aucun des facteurs explicatifs -voir les conclusions générales, page 584 et suivantes- n'ont existé à ce moment-là.

- Enfin l'hypothèse d'une crise rhexistasique ayant affecté le Massif Central est surtout incompatible avec la nature même des sédiments jurassiques. En dehors des matériaux grossiers qui ont accompagné la transgression du Lias inférieur, on ne reconnaît qu'exceptionnellement, et toujours localement, le plus souvent le long d'escarpement de faille, des dépôts dépassant la taille des silts. Il manque donc la fameuse "phase résiduelle des sols" dominée par le quartz, celle-là même qui permet de reconnaître, d'après H. ERHART [1967 b], l'origine rhexistasique d'un sédiment. En définitive, les seuls secteurs à avoir vu sédimenter des formations grossières ont été, au Jurassique, les régions extrêmes de la zone étudiée par J. DELFAUD : l'Atlas saharien et l'extrémité septentrionale de la mer du Nord, c'est-à-dire des contrées caractérisées à ses yeux par des conditions climatiques équatoriales et tempérées. Le paradoxe d'une telle situation ayant déjà été souligné, il faut ici en cerner les conséquences pour la dynamique paléoclimatique proposée par J. DELFAUD. La fourniture massive de matériaux habituellement retenus dans les sols des milieux biostatiques ne peut s'expliquer que de deux manières. Soit les régions étaient effectivement marquées par une rhexistasie climatique, auquel cas les données atmosphériques ne correspondaient pas à celle de la "zone équatoriale" ou à celle de la "zone tempérée" mais à des conditions franchement désertiques dont il paraît bien difficile de comprendre l'origine ; soit, et c'est la solution qui me paraît de loin la plus probable, il n'existait ni biostasie ni rhexistasie franche tant et si bien que la fraction grossière des sols se trouvait entraînée ou non suivant la vigueur de l'érosion, commandée elle-même par la structure en fonction de la valeur des pentes. Dans cette seconde optique, il est aisé de comprendre la plupart des phénomènes décrits par J. DELFAUD. Les mers épicontinentales européennes, largement ouvertes sur la Téthys, sorte d'océan équatorial, isolées au contraire de la Panthalassa et de ses éventuels courants froids, ont constitué des domaines privilégiés pour la précipitation des carbonates et la construction des récifs coralliens en particulier. Les données climatiques et les températures des eaux, en général supérieures à 20° [R. FURON, 1972, pp. 137 et 138], ont toujours été favorables pour les organismes marins et les facteurs limitants, variables dans l'espace et dans le temps, n'ont pas été sous leur dépendance. Comme dans le golfe du Mexique actuel, mer uniformément chaude où la sédimentation calcaire est limitée aux secteurs les moins profonds peu troublés par les apports détritiques continentaux, la nature des dépôts jurassiques s'est trouvée placée sous le contrôle étroit de la tectonique. Il est inutile de rappeler tout ce qui a été dit précédemment sur ce point ; il suffira de mentionner que les phases de sédimentation détritique ont toujours coïncidé avec un approfondissement de la bathymétrie et une tendance au soulèvement des continents, clairement indiquée à la fois par une régression littorale et l'arrivée des matériaux terrigènes. Les dépôts carbonatés

se sont maintenus dans les aires moins instables ; pour expliquer ces phénomènes, il n'est pas besoin de faire intervenir, comme J. DELFAUD l'a fait, des périodes de réchauffement ou de refroidissement (fig. 52 B) dont on ne trouve d'ailleurs pas trace dans les analyses isotopiques de tests de mollusques [R. FURON, 1972].

En résumé, il faut retenir des remarques précédentes que la France jurassique s'est trouvée engagée, comme les autres marges de la Téthys alpine, dans un régime de lente distension favorable au dépôt de séries marines. Les conditions thermiques assez chaudes qui régnaient dans l'eau ont alors permis la fixation des carbonates par une faune littorale abondante. Jointe à une humidité sans doute renforcée par l'extension des surfaces marines, la chaleur explique aussi le caractère plutôt biostasique du milieu continental, sans que l'on puisse toutefois avoir la certitude de la stabilisation parfaite des sols. Le manque de différenciation d'un monde végétal encore privé de nombreuses familles serait à l'origine du caractère imparfait de la biostasie ; celui-ci est démontré par les quantités importantes de sédiments détritiques entraînés par l'érosion à partir des plaques situées au-delà de l'aire de distension téthysienne. C'est ainsi qu'un fort pourcentage de la fraction argileuse des sédiments liasiques et jurassiques accumulés en périphérie du Massif Central semble provenir d'un continent situé au Nord de l'Europe. Nous allons voir, du reste, que le Jurassique a sûrement été, de toute l'histoire du Massif, la période où la morphogénèse a été la moins intense.

3 - L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU MASSIF CENTRAL AU JURASSIQUE :

Le cadre dans lequel le Massif Central a évolué étant situé, il faut reconnaître d'entrée que les incertitudes l'emportent largement sur les faits bien établis en matière de paléogéographie du socle au Jurassique. Deux constatations malheureusement contradictoires dominent ces derniers.

- D'une part il n'existe pas, à l'exception du golfe des Causses et des petits panneaux qui jalonnent les secteurs effondrés des bordures orientales et méridionales, de couverture sédimentaire jurassique conservée sur le Massif Central.

- D'autre part, dès le Lias, on ne retrouve plus de trace d'un littoral autour du Massif. Donnée encore plus troublante, on ne rencontre presque jamais de faciès détritiques prouvant que le socle était émergé à cette époque.

On est ainsi amené à s'interroger sur la nature exacte des événements jurassiques connus par le Massif Central et à hésiter entre deux hypothèses possibles : soit le maintien d'une topographie très basse mais émergée, expliquant l'absence de la sédimentation et la faiblesse de l'érosion, soit une large pénétration des mers secondaires sur l'espace occupé aujourd'hui par le socle et le dépôt d'une couverture qui aurait disparu postérieurement.

Malgré l'absence de preuve irréfutable, un faisceau convergent d'observations permet de supposer une réalité plus proche de la seconde hypothèse.

- Bien que de fortes variations d'épaisseur entre des secteurs voisins conduisent à envisager un comportement indépendant de chaque région, l'idée d'un dépôt fractionné des multiples lambeaux conservés dans le Sud ou l'Est du Massif est incompatible avec certains de leurs caractères sédimentologiques. Les faciès de plusieurs niveaux du Nord-Est impliquent par exemple la présence de bras de mer profond prenant en écharpe le socle et assurant une liaison directe entre le Bassin Parisien et la Téthys alpine (fig. 52 C). Le cas est indiscutable pour toutes les couches marneuses représentatives d'une sédimentation sur plate-forme externe, comme celles rencontrées en Roannais [A. LE GRIEL et A. LESVIGNES, 1980]. C'est aussi la signification calcaires à entroques bajociens : ils correspondent à des épandages crinoïdiques réalisés sous des "prairies" de "lys de mer" nécessitant une certaine profondeur et on retrouve les mêmes faciès depuis le Sud-Est du bassin de Paris jusqu'à la bordure orientale du couloir de la Saône en passant par le Brionnais. On doit étendre de telles conclusions au Massif Central méridional où le seuil cévenol et le seuil rouerguais ont momentanément été recouverts par les mers du Lias et du Jurassique moyen (fig. 52 C).

- La paléogéographie apporte des arguments supplémentaires. Le Bassin Aquitain et le Bassin Parisien ont été envahis au Lias moyen par des faunes d'Ammonites d'origine "mésogéenne" qui ont forcément emprunté les bras de mer recouvrant le Massif Central pour les atteindre [J. ALLOUC *et alii*, 1980, pp. 119-120 et fig. 4-11] (fig. 52 C).

- Des témoins de l'ancienne extension des niveaux marins jurassiques, les très célèbres "chailles", sont présents dans la fraction grossière de diverses formations corrélatives dispersées à travers tout le Massif Central ; ils posent au paléogéographe un problème de grand intérêt. Accidents siliceux développés au cours de la formation des couches carbonatées, les "chailles" -en réalité le plus souvent des silex [M. RIO, 1982]- sont apparues dès le Lias inférieur -calcaire "capucin" de l'Hettangien- ; leur dépôt a connu un paroxysme au Bathonien-Callovien. Ce matériel représente des traces, quasi indestructibles par l'érosion postérieure, des événements sédimentaires jurassiques. Le problème avec des jalons aussi résistants est qu'ils constituent une fraction résiduelle disponible à chaque remaniement et que, ainsi, ils ont pu voyager à maintes reprises sur de longues distances. Ayant déjà eu l'occasion d'exprimer plusieurs fois mon point de vue [A. LE GRIEL et A. LESVIGNES, 1980, p. 19 - A. LE GRIEL, 1983, p. 430] sur un sujet dont il sera à nouveau question, il n'est pas besoin d'insister si ce n'est en remarquant que les "chailles" ont surtout été déplacées par le réseau hydrographique né avec

l'apparition de fortes pentes à la fin du Tertiaire. Pour bien juger de la position la plus vraisemblable de la couverture secondaire, il importe donc d'utiliser uniquement l'extension spatiale des "chailles", telle qu'elle ressort d'une étude des assises paléogènes, car celles-ci, au contraire des formations de grand transport fini-néogènes, ont des fragments grossiers toujours issus d'un bassin-versant assez court -voir notamment pages 315, 424 et fig. 86-. On se rend compte, alors, que, alluvions néogènes exclues, les chailles ont été piégées dans un nombre limité d'endroits. Ceux-ci ont été notés sur la figure 52 C ; on les rencontre à l'Est en Roannais, en Mâconnais, dans la vallée du Rhône et dans le bassin du Puy, au Sud en Margeride et en Rouergue, au Nord dans le bassin de Montluçon et, au centre, dans la région de Brioude. Ces jalons me semblent suffisants pour admettre que le Massif Central a été assez largement recouvert par la mer Jurassique et réduit à l'état d'îles de plus ou moins grande taille. La localisation de ces îles reste cependant problématique.

On serait tenté de placer le Limousin au premier rang des secteurs qui paraissent avoir résisté le mieux à la transgression. Deux raisons tendent à accrédi-ter cette hypothèse : tout d'abord la position topographique actuelle dominante de la région, ensuite l'absence de lambeaux sédimentaires secondaires, aussi bien d'ailleurs que tertiaires. A la réflexion on aperçoit vite les limites de l'argumentation. D'une part les remarques du second point s'annulent elles-mêmes, dans la mesure où l'absence d'accumulation tertiaire pourrait bien s'expliquer par une tendance positive du Limousin à cette époque et, en conséquence, par l'érosion précoce d'une éventuelle couverture secondaire. Quant à la première raison évoquée, elle ne tient pas, puisqu'on a l'assurance que la région du Lozère, aujourd'hui partie culminante du socle, a été recouverte au Jurassique ; ce qui démontre, au passage, l'importance du phénomène d'inversion tectonique à l'échelle des temps géologiques. Parce que la fragilité d'une hypothèse ne peut malgré tout pas servir à imposer sa réciproque, on serait donc dans la plus totale incertitude sur la position, au Jurassique, du vaste ensemble Limousin s'il n'existait pas, en un lieu au moins, des jalons susceptibles d'éclairer le problème. On rencontre sur le plateau de Corrèze situé en contrebas des Monédières, un assez vaste placage de galets résiduels siliceux. J'ai pu l'observer au Nord de la Nationale 89, au lieu-dit "Le Chêne Bergère" : il est composé uniquement de fragments de quartz de petite taille -moins de 10 centimètres- dont l'originalité provient d'un émous- sés souvent parfait et surtout d'une forme générale aplatie qui ne laisse guère de doute sur l'origine marine de l'usure. Comme il n'est pas possible d'envisager au Tertiaire un renversement de la pente des plateaux périphériques limousins, force est de songer à la venue sur la région des mers secondaires. Seul le caractère très ponctuel de l'observation empêche de conclure à une immersion partielle du Limousin au début du Mésozoïque et il conviendra d'attendre la réalisation des cartes géologiques au 50.000^{ème} de la région pour savoir si des levés à grande échelle n'apportent pas d'autres arguments. Il est évident que le travail de nettoyage assuré par le réseau hydrographique à la fin du Tertiaire a, pour un secteur de plateaux bombés à l'image du Limousin, fortement réduit l'extension de formations corrélatives, tandis qu'il permettait leur accumulation dans les zones subsidentes -Bourbonnais, bassin du Puy-, ou les entraînait hors du Massif Central.

Si l'on rapproche ces différentes remarques de faits déjà établis depuis longtemps, comme la réduction du Morvan à l'état d'île dès l'Hettangien [Y. LE CALVEZ *et alii*, 1969], on aboutit à la situation qui a été représentée sur la figure 52 C. Sur l'espace actuel du Massif Central, les terres émergées devaient se limiter à quelques presqu'îles, plus ou moins importantes en taille mais d'altitude toujours très basse. Du coup, on peut avoir l'assurance d'une ampleur très mesurée des retouches apportées à ce moment-là au relief, et cela quelles qu'aient été les modalités de la morphogénèse. Les faciès de la couverture sédimentaire, largement conservée sur le socle au Sud du Lot, confirment cette façon de voir. Les niveaux carbonatés du Lias inférieur, de l'Hettangien en particulier, sont de ce point de vue les plus significatifs. Développés au toit de grès faiblement arkosiques et possédant une fraction grossière quartzreuse non négligeable, une importante part de carbonates magnésiens, une présence fréquente des oxydes de fer et de manganèse, ils représentent le sédiment caractéristique d'une transgression sur un socle nivelé qui n'exportait plus que des sables fins et des matières en solution. Parce que les terres émergées éventuelles se situaient pratiquement dans le plan du niveau de base, les volumes enlevés au Massif Central ont dû être très faibles.

Le Jurassique a donc été une période de repos morphogénique qui constitue, dans le domaine de l'évolution du relief, la véritable charnière entre les étapes hercynienne et alpine.

* * *

- C -

LE CRETACE ET SES MODIFICATIONS FONDAMENTALES

* * *

A la différence du Jurassique qui a été une période de transgression, sans rupture fondamentale dans les événements structuraux majeurs connus par les plaques, le Crétacé a connu de très importants changements. La plus grande complexité des circonstances crétacées tient, d'abord, à l'apparition d'une brutale modification dans les rapports entre évolution pangéenne et évolution téthysienne. L'éclatement de la Pangée, donc la généralisation du phénomène de distension très au-delà des marges de la Téthys, a contrarié le dispositif, somme toute assez simple, mis en place au Trias en Europe occidentale. Dans un premier temps, l'ouverture de l'Atlantique Sud et le début du rifting dans l'Atlantique Nord ont coïncidé, à la charnière du Malm et du Néocomien, avec une ample et puissante régression qui a provoqué, sur l'espace du Massif Central et sur ses marges, une reprise de l'activité morphologique. A partir du Crétacé moyen, l'ouverture de l'Atlantique Nord s'est combinée avec l'amorce de la fermeture de la Téthys. Une forte et rapide transgression s'est produite sur les marges atlantiques du Massif, suivie peu de temps après par les premiers signes de mouvements compressifs violents sur ses bordures orientales et méridionales.

Bien que d'énormes inconnues demeurent sur l'histoire morphogénique crétacée du Massif Central, on doit admettre que celui-ci, pris entre les deux mécanismes structuraux majeurs : distension atlantique à l'Ouest, distension puis compression téthysienne à l'Est, a été le siège de déformations, donc de réaménagements topographiques substantiels. Un fait est parfaitement établi : des matériaux détritiques ont été alors fournis par le Massif Central. Il s'agira de se poser le problème des volumes approximatifs libérés par le socle ou sa couverture. A l'aide de ces formations corrélatives, nous devons aussi réfléchir sur les conditions dans lesquelles le relief a été amené à évoluer ; mais, auparavant, il convient de situer ces jalons sédimentaires dans le cadre qui les a accueillis, à savoir les bassins sédimentaires.

1 - L'EVOLUTION DES BASSINS SEDIMENTAIRES :

Riches d'enseignements sur la paléogéographie crétacée, les grands bassins périphériques n'ont pas tous connu les mêmes événements ; il est par conséquent nécessaire de les étudier séparément.

a - LE BASSIN PARISIEN :

Au Nord du Massif Central, le Bassin Parisien a été largement affecté par la régression contemporaine de l'apparition des premiers mouvements de rifting dans l'axe de l'Atlantique. Des liens dont la nature exacte reste à démontrer -compensation isostatique ?-, unissent vraisemblablement les deux événements.

Un environnement continental s'est installé pendant tout le Néocomien sur la partie septentrionale du bassin. Les sables de faciès "wealdien", accumulés dans des aires marécageuses, témoignent de l'instabilité structurale et d'une reprise d'érosion qui paraît avoir surtout concerné les marges limitrophes nord et nord-est. La mer se limitait alors, sur la bordure sud-orientale, au "golfe Bourguignon". Avancée de la mer Alpine, le golfe en question a toujours eu une profondeur très faible, mais aussi des rivages très changeants. A l'Aptien inférieur, une première transgression importante s'est amorcée ; les "Argiles à plicatules" se sont déposées jusqu'au coeur du bassin. Une nouvelle régression a cependant mis rapidement un terme à l'avancée marine. Le phénomène a été provoqué par un véritable basculement du système des pentes : en effet, le retour de la mer au centre de la cuvette parisienne s'est ensuite fait par le Nord-Ouest. C'est à l'Albien inférieur que, pour la première fois du Crétacé, la mer a recouvert largement la région parisienne. Un détroit allongé NW-SE a pris en écharpe tout le bassin à l'Albien supérieur ; la communication entre le domaine épicontinental de l'Europe du Nord et la Téthys s'est trouvée ainsi une nouvelle fois assurée. Cette époque aurait été marquée par une certaine instabilité du sol : le détritisme parfois accusé des faciès, par exemple les poudingues ferrugineux de Normandie en provenance du Massif Armoricaïn, ont été interprétés dans ce sens. Moins grossiers, les sables

verts albiens ou, sur la marge septentrionale du Massif Central, les sables de Puisaye ont la même signification ; ils sont des indices évidents d'une reprise d'érosion sur le socle.

Suivant de peu l'apparition d'un plancher océanique dans l'Atlantique Nord, une transgression marine d'une ampleur exceptionnelle s'est produite dans le Bassin Parisien au Cénomaniens inférieur. Elle a dépassé, au Nord-Est -Artois, Ardennes- et à l'Ouest -Massif Armoricaïn-, les rivages jurassiques et recouvert des régions qui avaient toujours appartenu, durant le Secondaire, au domaine continental. Ce fait constitue une preuve supplémentaire des changements considérables enregistrés par la paléogéographie au Crétacé. Vers le Sud-Ouest, il est vraisemblable qu'une communication s'est à nouveau rétablie entre bassins Parisien et Aquitain, par-dessus le seuil du Poitou. Les travaux de M. STEINBERG [1970] ont en effet permis de distinguer des sables cénomaniens des épandages tertiaires. Dans tout ce secteur, les faciès détritiques représentent de bons jalons pour identifier les limites réelles de la transgression. Au Sud et au Sud-Est, sur la bordure nord du Massif Central, il est beaucoup plus difficile d'estimer jusqu'où la mer s'est avancée : d'une part il n'y a pas ou peu de faciès détritiques, d'autre part les couches du Crétacé supérieur s'interrompent brusquement sur des flexures qu'elles atteignent en conservant une forte épaisseur et des faciès déposés en eau profonde. Ceci tend à suggérer une extension primitive des sédiments au-delà de leurs affleurements actuels. Mais nous verrons un peu plus loin qu'il est nécessaire de tempérer cette idée : l'érosion post-crétacée n'a pas toujours eu la formidable puissance qui lui a été accordée par certains auteurs. Quoiqu'il en ait été, une certitude paraît acquise : la transgression cénomaniens, tout en retrouvant sur la bordure méridionale du Bassin Parisien des lignes de rivages abandonnées depuis le Jurassique supérieur, n'a pas eu une importance semblable à celle connue par ses marges armoricaine ou ardennaise.

C'est au Turonien, et surtout au Sénonien, que la sédimentation du Bassin Parisien a pris son caractère le plus classique. Le Cénomaniens, détritique à la périphérie de son aire de dépôt -sables, argiles, gaizes, marnes-, passait déjà dans les parties internes, les plus profondes, à des faciès crayeux -Normandie, Picardie, Sénonais-. Ceux-ci se sont peu à peu généralisés à la presque totalité du bassin. Le phénomène indique l'acquisition par la mer d'une profondeur supérieure à la centaine de mètres puisque la craie est un sédiment d'origine pélagique déposé sous une importante tranche d'eau, inférieure toutefois à 200 mètres. L'affaissement indispensable à l'apparition d'une telle bathymétrie paraît devoir être lié à la distension nord-atlantique, mais il n'est pas absurde de penser qu'une faible part du processus a été acquise par élévation générale du niveau des océans, suivant les mécanismes déjà évoqués à propos du Jurassique. La forte profondeur n'a pas été l'unique condition nécessaire à l'apparition des séries crayeuses. En dehors de certaines circonstances climatiques, comme une température suffisamment élevée pour permettre la prolifération du nannoplancton, un facteur semble surtout avoir joué un rôle fondamental ; il est d'autant plus important de le mentionner ici qu'il intéresse au premier chef le géomorphologue : une grande stabilité des aires continentales voisines a été indispensable à la pureté des faciès.

La "mer de la Craie" a quitté le Bassin Parisien à la fin du Crétacé presque aussi rapidement qu'elle s'y était installée. L'événement a été commandé par un soulèvement d'ensemble, plus que par une régression progressive due à la migration d'une onde positive affectant l'une des bordures. Les premiers signes révélant une diminution de la bathymétrie sont apparus vers la fin du Campanien. A cette époque, une raréfaction du nannoplancton a été accompagnée du développement de grands Foraminifères en provenance de régions méridionales. La coïncidence de ces modifications de l'environnement avec le début de la compression téthysienne au Sud du Massif Central ne relève sûrement pas du hasard. Influencé par le mouvement des plaques autour de l'Atlantique, le Bassin Parisien n'a donc pas cessé de l'être aussi par celui des plaques péritéthysiennes.

b - LE BASSIN ALPIN :

Au Sud-Est du Massif Central, le bassin Alpin a évolué de façon presque diamétralement opposée aux marges parisiennes. La subsidence a été très accusée au Crétacé inférieur, tandis que la régression, amorcée dès l'Albien, s'est traduite durant le Crétacé supérieur par les va-et-vient incessants d'une mer épicontinentale sans rapport avec la profonde fosse vocontienne.

Au cours de la première partie du Crétacé, une paléogéographie assez simple s'est mise en place avec d'un côté, au Nord de l'accident iséro-cévenol, le développement d'une large plate-forme carbonatée et, au Sud, la présence d'un bassin permanent dont la profondeur a pu dépasser le millier de mètres. Appendice téthysien en domaine cratonique, le bassin Vocontien était lui-même entouré de plates-formes de largeur variable, se raccordant au talus de bordure par des glacis à pente plus ou moins régulière.

L'histoire sédimentaire de la période a vu se succéder des épisodes au cours desquels, soit la bathymétrie a augmenté et les faciès carbonatés périphériques ont régressé devant la sédimentation marneuse -Néocomien, Aptien-, soit, à l'inverse, l'épaisseur de la tranche d'eau a diminué, favorisant le dépôt des calcaires de faciès urgonien -Barrémien-. Au total les apports détritiques issus du Massif Central ont été limités : les plates-formes littorales ont recueilli très peu de sables au Crétacé inférieur et la tendance, très affirmée au Jurassique, d'une quasi-absence d'évolution géomorphologique ne semble pas s'être inversée. Les observations réalisées le long de la bordure orientale permettent d'affirmer que le socle, ou sa couverture gréseuse, n'ont pas ou très peu participé à la sédimentation grossière jusqu'au début de l'Aptien. A la fin du Crétacé inférieur, tandis

que les marnes bleues albo-aptiennes succédaient aux calcaires barrémo-bédouliens dans la fosse vocontienne et sur sa périphérie immédiate, des sables quartzeux sont apparus au Nord, dans la Bresse, le Jura et le Vercors. A l'Albien, une brutale augmentation du détritisme a considérablement restreint l'aire occupée par la sédimentation carbonatée. Une période d'instabilité, liée au début de la fermeture de la Téthys, a ainsi marqué le milieu du Crétacé ; elle s'est avant tout traduite sur les marges orientales du Massif Central par une forte différenciation de l'espace. Si l'opposition entre le Nord, ouvert sur le Bassin Parisien et la mer de la Craie, et le Sud s'est perpétuée, ce dernier ne présentait plus d'unité autour du bassin Vocontien.

Le Sud-Est s'est nettement subdivisé à partir de l'Albien supérieur en quatre secteurs indépendants. Le plus septentrional assurait la transition avec la mer de la Craie ; il se présentait comme un haut fond, voire comme une péninsule de forme triangulaire, délimité d'un côté par une ligne Bourg-en-Bresse-Genève et de l'autre par l'accident iséro-cévenol. Au Sud-Est de celui-ci, la mer Alpine, retirée en direction de l'Est, n'a laissé sur l'emplacement de l'ancienne fosse vocontienne qu'un golfe peu profond, soumis alternativement à des mouvements de transgression et de régression. Les rivages méridionaux du golfe s'appuyaient sur l'"isthme Durancien". Bien affirmé au Cénomaniens inférieur, il était à l'époque plus large qu'il n'apparaît aujourd'hui en raison des forts raccourcissements qui sont intervenus dans cette région au Paléogène. Il isolait, à l'extrême Sud, un dernier domaine marin, Provence et Languedoc, ouvert à cette époque sur l'Atlantique par l'intermédiaire du sillon nord-pyrénéen.

Il ne fait aucun doute que la complication de la paléogéographie dans le Sud-Est de la France à la fin du Crétacé inférieur doit être mise sur le compte du déplacement des plaques ibérique et africaine. Tout en se déplaçant vers l'Est, l'une et l'autre ont amorcé un mouvement de rotation vers l'Europe, provoquant ainsi un effet de serrage sur l'espace téthysien et ses marges (fig. 53 A). L'apparition, dans les régions languedocienne et provençale, de rides et de sillons allongés d'Ouest en Est ne s'explique pas autrement. Il est du reste certain que des contrecoups se sont alors produits sur le Massif Central : le socle a expédié des altérites en direction des golfes marins. Alors que le Cénomaniens de la Bresse reste très marneux, celui du "golfe Rhodanien" et de la Provence est sableux. Cette situation s'est poursuivie, et même parfois accentuée, au Turonien et au Sénonien. Des sables fluvio-deltaïques à éléments feldspathiques se sont déposés dans le Diois et le Gard. Les apports détritiques ont cependant été limités en volume, puisqu'ils passent à des calcaires plus ou moins marneux dans la mer Alpine. Dans certains secteurs leur arrivée n'a pas été permanente : au Sud de l'"isthme Durancien" les bioconstructions à rudistes ont dominé la sédimentation et ne se sont effacées que temporairement devant les apports terrigènes, par exemple à l'occasion de la régression généralisée de la fin du Santonien en Provence orientale. Sur la bordure languedocienne du Massif Central, il convient d'ailleurs de bien séparer les épisodes détritiques du Sénonien de ceux du Bégudo-Rognacien. Ceux-ci marquent la naissance des structures pyrénéennes et un renversement des pentes bien démontré par les travaux de P. FREYTET [1970] ; ils inaugurent une nouvelle phase du cycle alpin qui va prendre de plus en plus d'ampleur au cours du Paléogène.

c - LE BASSIN AQUITAIN :

Les événements connus par le Bassin Aquitain illustrent à la perfection la situation intermédiaire de cette région, influencée à la fois par les mouvements des plaques liés à l'ouverture de l'Atlantique et par les déformations de l'espace péritéthysien. Ils ont été principalement commandés par les déplacements de la péninsule Ibérique et le jeu de l'accident Nord-pyrénéen.

Tandis que l'Aquitaine s'était organisée au Jurassique suivant le modèle parisien, avec une distribution des faciès en bande méridienne, l'apparition à partir du Kimméridgien des bassins de Parentis et de l'Adour doit être considérée comme l'esquisse des directions pyrénéennes. Ce changement de polarité s'est accompagné d'un phénomène d'émersion aussi bien des marges ibériques méridionales que du domaine situé au contact du Massif Central. La moitié nord du bassin, du Toulousain au Poitou, a été exondée pour toute la durée du Crétacé inférieur ; le "môle Occitan" a connu une ultime régression puisque la molasse tertiaire qui l'a recouvert ensuite est un sédiment d'origine continentale. On ne sait pratiquement rien sur la paléogéographie de l'Aquitaine septentrionale au cours des quarante millions d'années séparant la fin du Jurassique de la transgression cénomaniens. Les minces placages d'argiles sableuses, assez semblables au faciès wealdien du bassin de Paris, qui apparaissent souvent dans les sondages au niveau de la discordance infra-crétacée, indiquent un maintien des terres émergées à très faible altitude au-dessus du niveau de base marin.

Pendant ce temps-là le Sud-Ouest de l'Aquitaine était, quant à lui, largement sous les eaux. Le plancher de la mer s'est alors trouvé animé par une tectonique complexe, responsable d'une véritable dislocation de l'ancienne plate-forme jurassique. Des zones affectées par une subsidence parfois très forte s'étiraient suivant une orientation WNW-ESE - "sillons" de l'Adour et de Mirande-, des seuils ou de simples rides liées à des phénomènes diapiriques salifères venant les interrompre selon une direction perpendiculaire ENE-WSW.

A partir de l'Aptien, le mouvement de translation de la plaque ibérique est devenu l'élément moteur de l'évolution structurale. Comme libérée par le rifting qui s'est exercé dans l'Atlantique septentrional durant le Crétacé inférieur et, surtout, par la lente rotation de l'Afrique au fur et à mesure de l'ouverture de l'Atlantique Sud, la plaque ibérique va désormais suivre les déplacements de la plaque africaine en direction de l'Est jusqu'au Sénonien inférieur, puis vers le Nord à la fin du Crétacé (fig. 53 A). L'organisation des fonds marins

s'en est trouvée simplifiée : un large secteur subsident, où s'accumulait un matériel du type flysch, occupant le futur emplacement des Pyrénées. L'onde de subsidence a migré peu à peu vers le Nord, entre la fin du Santonien et le Maestrichtien, empiétant sur l'extrémité sud de la plate-forme aquitaine dont le brutal basculement vers le Sud à cette époque doit être considéré comme le premier signe tangible, sur la bordure sud-ouest du Massif Central, de la compression pyrénéenne.

Le Nord de l'Aquitaine a évolué durant le Crétacé supérieur de la même façon que le Bassin Parisien, avec lequel il a communiqué à certaines époques par le seuil du Poitou. Au Turonien, la sédimentation a été marquée, des Charentes au Périgord, par le dépôt de fréquents niveaux sableux qui s'interstratifient dans des bancs de calcaires à rudistes ou de calcaires crayeux. Le socle du Massif Central a fourni l'essentiel de ces apports puisqu'ils augmentent à sa proximité et diminuent lorsqu'on s'en éloigne. Les forages réalisés entre les vallées inférieures du Lot et de la Dordogne indiquent en effet, pour le Cénomaniens ou le Turonien, l'existence de couches carbonatées homogènes sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. A l'extrême Sud de la plate-forme, les sondages révèlent pourtant un retour du matériel détritique sous forme d'épaisses séries marneuses d'âge crétacé supérieur. Leur provenance doit être recherchée au Sud : il s'agit d'une conséquence de la migration vers le Nord de la fosse pyrénéenne et de ses flyschs, auxquels les séries en question se rattachent indiscutablement.

Le tableau du comportement des bassins sédimentaires entourant le Massif Central au Crétacé est très disparate. Situé au carrefour d'influences structurales aussi diverses, il est évident que celui-ci n'a pas pu connaître sur le plan géomorphologique une évolution semblable à celle envisagée pour le Jurassique ; mieux, on peut, sans trop s'avancer sur le terrain des hypothèses, croire à une évolution crétacée variable dans l'espace et dans le temps. C'est au demeurant la conclusion la plus certaine que nous allons tirer de l'étude des matériaux détritiques en provenance du socle.

2 - LES FORMATIONS CORRELATIVES DEPOSEES A LA PERIPHERIE DU MASSIF CENTRAL :

La figure 53 B montre où l'on rencontre actuellement sur les marges du Massif des jalons détritiques sableux ayant été alimentés, au Crétacé, par la destruction de roches cristallines, métamorphiques ou gréseuses. Deux idées, plutôt divergentes, s'imposent au vu de ce croquis.

- D'un côté la mise à contribution de l'espace massif-centralien, donc l'ablation d'un certain volume de substratum, apparaissent avec netteté.
- De l'autre, la discontinuité des phénomènes précédents est patente : les arrivées détritiques se sont produites à des moments différents et ont toujours intéressé des secteurs limités.

La première conséquence de ce double constat est simple à tirer : si, au Crétacé, le Massif Central a perdu de la matière et vu son relief évoluer, il ne saurait être question de l'imaginer en position franchement dominante dans la topographie, car il n'a pas alimenté de façon régulière les aires de sédimentation périphériques, mais libéré à certaines époques des décharges détritiques locales.

La remarque précédente ne vaut cependant que pour le socle : il convient, en effet, d'observer qu'un mouvement d'ensemble a très bien pu porter au-dessus du niveau de base marin une bonne partie de la couverture carbonatée ou argileuse jurassique du Massif Central. La proportion de matériaux sédimentaires remaniés dans les dépôts crétacés est bien évidemment impossible à estimer. Nous serons amenés à redire, par la suite, qu'il s'agit à n'en pas douter de la principale inconnue paléogéographique de cette période. Nous devons donc ici nous borner à une étude des apports sableux.

a - LES VENUES DETRITQUES SUR LES MARGES NORD :

Les plus anciennes venues grossières, situées sur le pourtour du Massif Central, se rencontrent sur ses marges septentrionales, dans le prolongement du Morvan (fig. 53 B). Durant tout le Crétacé inférieur, le Sud-Est du bassin de Paris a occupé une position déprimée dans l'axe de laquelle se trouvait le seul golfe marin de la cuvette sédimentaire. De taille et de forme variable, ce bras de mer a vu se déposer des faciès variés qui témoignent assez souvent d'arrivées continentales. Elles ont été particulièrement nombreuses au Nord de la zone au cours du Néocomien : les sables blancs valanginiens ou les niveaux conglomératiques ferrugineux hauteriviens des confins de la Champagne et de l'Argonne doivent, ainsi, être considérés comme des équivalents littoraux des dépôts wealdiens. A partir du Barrémien, les décharges alluviales se sont poursuivies au Nord, mais elles sont apparues également sur les rivages méridionaux du golfe. En Sancerrois, les minces strates marno-calcaires et calcaires du Néocomien ont alors été remplacés par des argiles et des sables argileux bariolés qui se sont étendus jusqu'en Berry. Le détritisme a surtout pris une grande importance à la fin du Crétacé inférieur au moment de la transgression albienne. A cette époque, tout le Sud-Est du Bassin Parisien a été recouvert successivement par deux épais corps sableux : d'une part les "Sables Verts" de l'Albien inférieur, d'autre part les sables dits "de Puisaye" ou "de Frécambault" de l'Albien moyen. Pouvant dépasser dans certains

secteurs les cent mètres de puissance, ces dépôts présentent un intérêt tout particulier pour juger des événements géomorphologiques connus par le Massif Central ; toutefois, leur utilisation éventuelle passe obligatoirement par la résolution d'un double problème : celui de leur provenance et de leur rapport avec la morphogénèse.

Le premier problème a été largement abordé dans une intéressante étude réalisée par des sédimentologues [L. COUREL *et alii*, 1972] ; j'en reprendrai les principales conclusions.

"Sables Verts" et "Sables de Puisaye-Frécambault" représentent, les uns et les autres, des matériaux accumulés sous l'eau dans de vastes avant-plages. Ils ne reflètent pas pour autant des conditions de sédimentation rigoureusement identiques : les premiers, assez bien triés mais mal stratifiés, sont caractéristiques d'une transgression lente et régulière ; les seconds, avec des figures de stratification toujours très nettes, traduisent un dépôt rapide, réalisé dans un milieu de plus haute énergie. En raison des données minéralogiques, ces sables composés exclusivement de quartz et riches en minéraux lourds résistants doivent être classés parmi les sédiments très évolués. L'absence de feldspaths et, en général, la simplicité de leur minéralogie permettent d'exclure des apports directs des surfaces continentales émergées ; ce que confirme, par ailleurs, l'impossibilité de mettre en évidence, par une augmentation locale de la granulométrie, l'existence de deltas alluviaux. Pour les géologues, les sables albiens correspondent à un recyclage de dépôts sableux parvenus antérieurement jusqu'au Bassin Parisien. Il s'agirait d'un remaniement par la mer, soit de sables continentaux wealdiens, soit de sables bigarrés barrémiens, soit de sables à bois flottés aptiens. Du point de vue géomorphologique, une telle constatation a son importance, cependant, elle ne fait que décaler dans le temps la reprise d'érosion responsable de l'arrivée des sables crétacés inférieurs, la question de leur origine demeurant aussi posée.

Sur le dernier point, un début de réponse peut être apporté par l'analyse du cortège de minéraux lourds. A côté d'un fort pourcentage -70 à 80 %- d'espèces résistantes ubiquistes -tourmaline, zircon, oxydes de titane-, il existe toujours une fraction minoritaire -20 à 30 %- de minéraux du métamorphisme -staurotide, disthène, andalousite-. Parce que la staurotide l'emporte largement sur le disthène, les auteurs de l'article ont conclu à une origine massif-centralienne de la majeure partie des altérites. De fait, le disthène, minéral rare dans la partie septentrionale du Massif Central, sauf exception locale, a souvent été considéré par les chercheurs [L. CAYEUX, 1916 - A. VATAN, 1938 a - C. POMEROL, 1961] comme étant la marque, dans le Sud du bassin de Paris, d'un apport armoricain. L'article évoqué [1972, p. 185] adopte ce point de vue, l'augmentation des pourcentages de disthène obtenus pour les gisements sableux les plus occidentaux semble en confirmer l'idée. Pour d'autres spécialistes, cependant, les données ne seraient pas aussi claires : c'est ainsi que S. DUPLAIX [B. BRAJNIKOV et S. DUPLAIX, 1943 - S. DUPLAIX et S. GUILLAUME, 1962] a cru à une fourniture possible du disthène par le Massif Central ; quant à P. JUIGNET [1965], il a décrit sur les marges armoricaines la staurotide vermiculée tenue par A. VATAN [1947] pour caractéristique du Massif Central. Au total, si les incertitudes sur la participation exacte de chaque province distributrice restent importantes, la diversité d'origine des sables crétacés du bassin de Paris ne fait guère de doute. Le Massif Central, mais également les massifs armoricains et ardennais ont alimenté le détritisme pendant la première moitié du Crétacé sous forme d'alluvions continentales ; celles-ci ont été ensuite reprises, usées mécaniquement et redéposées au cours de la transgression albienne.

Sur le plan de la géomorphologie, les idées essentielles qui ressortent de l'analyse des sédiments s'appuient aussi sur le rôle joué par les remaniements. Imposés par le caractère très évolué du matériel, ces derniers me paraissent indiquer une grande planéité générale de la topographie et une relative faiblesse des crises morphogénétiques responsables de reprises d'érosion dispersées à la fois dans l'espace et dans le temps.

Dans l'article cité, les géologues ont admis un lien entre le degré d'altération du matériel et l'action de brassage des transgressions crétacées successives. Il paraît difficile de ne pas les suivre à ce sujet. Il convient, néanmoins, de remarquer que les sables crétacés avaient sans doute déjà connu une longue histoire avant de parvenir sur les rivages du golfe marin. Les sédiments albiens étant encore plus pauvres en minéraux fragiles que ceux du Trias, il est nécessaire d'expliquer l'élimination totale des feldspaths, or celle-ci ne peut se concevoir en dehors de l'action de multiples et importants remaniements. Rien n'assure, entre autres, de l'arrivée de matériel frais en provenance du socle au Néocomien ou au Barrémien ; il est au moins logique, sinon plus, de supposer des apports en matériel déjà altéré, par exemple ceux issus d'une érosion de la couverture triasique ou liasique. Les altérations continentales du Crétacé inférieur ont, de toute façon, envoyé des sédiments très évolués : la planéité du relief a, en effet, imposé une longue maturation des sols et une lenteur certaine des transports alluviaux. L'hypothèse d'un double remaniement, d'abord de dépôts triasiques ou liasiques par l'érosion continentale du Crétacé inférieur, puis des sables crétacés par la mer Albienne permet de bien comprendre l'épuisement du stock de minéraux altérables. La mer, en transgressant sur les auréoles sédimentaires du Bassin Parisien, a donc repris et mélangé des alluvions continentales d'âges divers. Cette remarque est sur le plan de la morphogénèse d'un extrême intérêt car elle évite d'envisager, à la fin du Crétacé inférieur, une crise brutale et puissante dont on ne retrouve pas l'écho au même moment sur le pourtour du Massif Central. Il faut la remplacer par plusieurs pulsations d'ampleur limitée, réparties sur les vingt millions d'années du Crétacé anté-albien. Chaque épisode aurait provoqué l'arrivée d'un stock d'alluvions fines, exclusivement sableuses, dans les bassins-versants tributaires du Massif Central. La granulométrie, sensiblement différente de celle observée sur les marges armoricaine ou ardennaise, plaide en faveur de pentes plutôt modestes : seuls les sables ont, à ce moment-là, été déplacés par les eaux courantes. Pour l'essentiel ils

se sont d'ailleurs déposés sur les plaines littorales, sans doute très planes, du golfe Bourguignon puisque les couches marines les plus détritiques de l'époque sont uniquement formées d'argiles et de silts. A partir de ces constatations, on peut avoir l'assurance qu'un réaménagement assez discret de la topographie du Massif Central au Crétacé inférieur a pu suffire à provoquer l'arrivée de ces matériaux.

De nombreux points communs existent entre les faits observés pour l'Albien du Sud-Est du bassin de Paris et ceux qui peuvent l'être dans d'autres accumulations détritiques crétacées à la périphérie du Massif Central.

b - LES VENUES DETRITIQUES AUTOUR DU LIMOUSIN :

Sur la figure 53 B, les venues sableuses les plus anciennes après l'Albien se rencontrent de part et d'autre du seuil du Poitou où se sont déposés, au Cénomaniens, d'abondants dépôts en provenance du socle. Dans le Bassin Parisien, qui possède les séries les plus épaisses, les travaux de P. JUIGNET [1968, 1974] ont montré de quelle façon différentes parties du Massif Armoricaïn, soumis à ce moment-là à une importante "regradation" [C. KLEIN, 1973, pp. 288 à 298], avaient nourri la sédimentation marine. La question qui doit être débattue ici porte sur la participation éventuelle du Massif Central aux jalons les plus proches de lui. On dispose, pour y répondre, des études réalisées par M. STEINBERG [1970, p. 69] et J. LOUAIL [1979] sur le seuil du Poitou, ainsi que celle de P. MOREAU [1968] sur les Charentes. Ces auteurs ont utilisé la même méthode, l'analyse du stock de minéraux lourds, et l'ont appliquée aux sables de la transgression cénomaniens. Au vu de leurs résultats on constate une identité remarquable des cortèges pour certaines phases et, à d'autres époques, de nettes variations dans l'espace.

Les dépôts du Cénomaniens inférieur du Poitou sont ainsi dominés par des assemblages de minéraux lourds où une proportion élevée de staurotide dans le groupe des silicates de métamorphisme et l'existence de zircons, en provenance soit "de formations hautement métamorphiques", soit "de massifs granitique et rhyolitique", ont permis à J. LOUAIL de reconnaître des apports très typés de l'arrière-pays sud-armoricain [1979, p. 216]. Les sables du Cénomaniens inférieur charentais ont révélé à P. MOREAU un spectre très semblable, confirmant l'importance des apports armoricains et la faible participation du Massif Central. P. MOREAU a, en effet, pu mettre en évidence une très sensible diminution des minéraux du métamorphisme et une augmentation des minéraux résistants entre Cognac, à l'Ouest, et Angoulême, à l'Est [1968, schémas 1 et 2]. Il semblerait, par conséquent, que tout le Cénomaniens inférieur du Nord-Ouest du Massif Central ait eu les mêmes sources d'approvisionnement : d'une part les parties méridionales du Massif Armoricaïn -Vendée-, lieu d'origine des apports en matériel "frais", d'autre part une couverture détritique pourvoyeuse de matériaux remaniés, située aussi bien sur les marges du Massif Armoricaïn que sur celle du Massif Central.

Au Cénomaniens moyen et supérieur, le rôle des provinces distributrices s'est modifié : sur le seuil du Poitou, J. LOUAIL a noté une brusque augmentation des teneurs en andalousite dans les minéraux du métamorphisme. Comme ce changement du cortège se retrouve au même moment plus au Nord, en particulier dans la Sarthe, où les "Sables et Grès du Mans" sont plus riches en andalousite que les formations du Cénomaniens inférieur [P. JUIGNET, 1978], il faut conclure à l'arrivée d'un nouveau stock d'altérites originaire du Massif Armoricaïn et, vraisemblablement, d'un secteur plus septentrional, situé au Nord de la Vendée. Une confirmation de cette hypothèse réside dans l'absence d'une telle modification pour le Cénomaniens supérieur des Charentes : les minéraux lourds y sont dominés par les espèces résistantes, dont les forts pourcentages en zircon et en oxydes de titane -rutilé, anatase- montrent l'ampleur des remaniements et une nette diminution des décharges détritiques directes. On doit déduire de ces données que ce n'est pas le socle du Massif Central mais celui du Massif Armoricaïn qui a été principalement soumis à l'érosion, lors des déformations connues au milieu du Crétacé par la partie occidentale du territoire français ; nous reconnaitrons, toutefois, un peu plus loin, une situation différente à proximité du couloir séquano-rhodanien.

Les apports terrigènes se sont poursuivis en bordure des mers de la Craie, dans le Sud-Ouest du bassin de Paris et au Nord-Est de l'Aquitaine, durant tout le Crétacé supérieur.

Au Turonien, tandis que la tendance était plutôt à une légère régression dans le bassin de Paris, la mer a transgressé largement sur les assises jurassiques du Périgord. Plus qu'en Touraine ou dans le Maine, où le problème de la part sans doute dominante prise par le Massif Armoricaïn dans l'alimentation en sables des tuffeaux et de la craie complique l'analyse, c'est dans le Nord de l'Aquitaine que l'on peut le mieux juger de la puissance des reprises d'érosion connues par le Massif Central. A ce sujet, une première constatation doit porter sur la faible importance du volume des matériaux détritiques crétacés supérieurs en regard de celui des couches carbonatées. Cependant, il convient de noter tout aussitôt que la plupart des niveaux présentent, au moins localement, des décharges grossières qui attestent d'une morphogénèse active dans les bassins-versants continentaux. Ainsi au Turonien supérieur, la bordure orientale des terrains crétacés conservés -Périgord Noir- correspondait à une sorte de golfe développé dans l'axe du cours actuel de la Dordogne [M. CASSOUDEBAT et J. P. PLATEL, 1973]. Des assises calcaro-gréseuses, voire de véritables grès -Gourdon, Carlux-, se sont déposées, démontrant une forte activité morphogénique à l'amont. Leurs caractères sédimentologiques -sables quartzeux dépourvus de feldspath, cortège de minéraux lourds dominés par les espèces résistantes, tourmaline, zircon, oxydes de titane, devant les espèces représentatives du métamorphisme, staurotide- ont incité M. CASSOUDEBAT et J. P. PLATEL à reconnaître en eux les effets, après soulèvement local du Sud-Ouest du

Massif Central, d'une reprise d'érosion s'exerçant dans un contexte rhexistasique -Angoumien supérieur- à l'issue d'une phase biostasique de climat chaud et humide qui aurait, auparavant, permis une altération pédogénétique intense -début de l'Angoumien-. J'aurai l'occasion de revenir sur l'interprétation climatique de la nature des altérites crétacées ; il me suffira de souligner maintenant que des changements dans les données atmosphériques n'avaient pas été jugés nécessaires pour rendre compte de la composition minéralogique, somme toute identique, des sables albiens ou cénomaniens du bassin de Paris.

A diverses époques du Sénonien, des sables sont venus soit se mélanger à la craie, soit former dans certains secteurs -"Pays aux bois" de la Nizonne, Angoumois- de véritables accumulations homogènes. S. DUPLAIX et J. DUPUIS [1961] ont étudié la nature de ces sables. Ils ont insisté, tout d'abord, sur l'écrasante domination des quartz, composant parfois plus de 90 % de l'ensemble des minéraux légers, et sur la rareté des feldspaths, uniquement représentés par des espèces potassiques. La disparition des silicates d'alumine leur a paru devoir être expliquée par la multiplicité des remaniements [1961, p. 11 et p. 24] d'un matériel déjà pédologiquement très altéré. Ils se sont prononcés, ensuite, sur une origine massif-centralienne des sédiments, en raison d'un cortège de minéraux lourds associant par ordre d'importance la tourmaline, la staurotite, l'anatase, l'andalousite et le zircon. Cette attribution peut être discutée : au vu des études récentes rapportées plus haut, il est indispensable d'observer qu'une partie du stock de minéraux lourds reconnu dans le Sénonien nord-aquitain a pu provenir du Massif Armoricaïn par le relais des formations cénomaniennes.

En résumé, l'étude des sables crétacés des marges nord-occidentales du Massif Central n'incite pas à avancer des hypothèses différentes de celles formulées pour le Crétacé du Nord-Est : des phénomènes assez similaires -remaniement de matériaux déjà très évolués- se sont produits à des moments divers et avec des intensités variables. Rien ne prouve, cependant, que le socle de la partie septentrionale du Massif ait été soumis à une forte regradation. L'observation des données paléogéographiques attenantes aux sédiments du couloir rhodanien conduit à une autre conclusion.

c - LES SABLES DES REGIONS RHODANIENNES :

On retrouve, au Sud-Est du Massif Central, des formations détritiques dont l'âge est compris entre le milieu et la fin du Crétacé. Au cours du Crétacé inférieur, la présence d'une mer bordière a toutefois permis la conservation de séries très complètes, grâce auxquelles les chercheurs peuvent aujourd'hui aborder le problème des apports terrigènes. De toute évidence ceux-ci sont restés avant l'Aptien très limités. Les faciès urgoniens en sont totalement dépourvus ; seuls des matériaux argileux ont été libérés par le Massif Central qui a alimenté en kaolinites et en smectites les bassins vauclusiens, en kaolinites mêlées à des illites les dépôts marneux du domaine vocontien [H. CHAMLEY et J. P. MASSE, 1975].

Avec l'invasion des fonds marins par les sables glauconieux du sommet du Gargasien, les venues continentales ont pris une importance nouvelle. Il est difficile de ne pas reconnaître dans ce phénomène la conséquence d'un événement tectonomorphologique d'envergure, puisqu'il constitue un écho méridional aux arrivées sableuses anté-albiennes du bassin de Paris oriental. Il marque, en tout cas, un changement paléogéographique profond sur la bordure sud-est du Massif Central. Après lui, les décharges détritiques en provenance du socle se sont succédé avec régularité au Crétacé supérieur. Elles ont envahi à plusieurs reprises les pièges à sédiments périphériques, le "golfe Rhodanien" étant relayé à partir du Campanien par les cuvettes du Bas-Languedoc.

Les problèmes paléogéographiques posés par le matériel détritique crétacé du Sud-Est ne sont pas identiques à ceux évoqués dans le cadre des Bassins Parisien ou Aquitain. Il n'est pas possible, par exemple, d'hésiter sur la provenance des sables du golfe Rhodanien. La logique interdit en effet de les attribuer à un autre domaine cristallin que le Massif Central dans la mesure où la zonation des faciès -la granulométrie notamment- indique avec netteté une alimentation par l'Ouest, tandis que la présence du "bombement Durancien" et, au-delà, le golfe de Basse-Provence, avec ses couches carbonatées, isolaient de toute façon le seul autre secteur cristallin régional : le "continent Pyrénéo-Corso-Sarde". Ce fait explique l'orientation différente des études sédimentologiques : il est significatif que ce matériel ait moins retenu l'attention des spécialistes des minéraux lourds. A ma connaissance, les seules données dont on dispose sont celles obtenues par P. DEMANGEON [1959] sur les sables du Gard, pour lesquels l'apport du Massif Central est confirmé par la présence d'espèces caractéristiques du métamorphisme : andalousite commune dans tout le Sud-Est du Massif, staurotite et disthène. D'autres travaux permettent néanmoins de cerner avec précision les caractères des dépôts crétacés ; j'en évoquerai deux d'un intérêt particulier.

Dans une thèse de 3^{ème} cycle consacrée à "l'étude des paléoaltérations, des grès du Crétacé supérieur du Gard", C. PARRON a, en 1975, proposé une description minéralogique précise des roches mères qui ont servi de support aux pédogenèses post-sédimentaires, objet de ses recherches. Grâce à de nombreuses analyses totales de roches aux rayons X, il a pu fournir de précieux renseignements sur la nature originelle des apports du Massif Central. Celle-ci a varié au cours de la période : aux fortes teneurs en quartz -85 à 100 %- des "Sables Verts" albiens ou des grès glauconieux cénomaniens s'opposent, à partir du Turonien, des sédiments dont la proportion de feldspath peut dépasser 40 %. Bien que le changement n'ait pas été systématique -les sables santoniens de Piolenc sont par exemple purement quartzeux et des feldspaths ont été signalés dans des

sédiments dont l'âge cénomaniens est vraisemblable [B. PORTHAULT, 1974, p. 127]-, les causes d'une telle variation méritent d'être recherchées avec attention en raison de ses implications paléogéographiques.

Le dépôt à la même époque -Turonien- des sables très altérés du Périgord et des sables feldspathiques du Gard contredit l'hypothèse climatique proposée par M. CASSOUDEBAT et J. P. PLATEL [1973]. Au contraire, il plaide en faveur de l'explication la plus souvent avancée par les géologues, celle des remaniements multiples [S. DUPLAIX et J. DUPUIS, 1961 - L. COUREL *et alii*, 1972]. La géomorphologie apporte d'ailleurs de sérieux arguments à cette dernière : les pentes extrêmement faibles de la topographie finijurassique ou crétacée inférieure doivent être placées à l'origine de l'épuisement des altérites en minéraux fragiles. La planéité du relief a favorisé, à la fois, l'attaque chimique des pédogenèses successives et l'usure mécanique des agents de transport, cours d'eau ou transgression marine, son rôle fondamental étant d'empêcher un nettoyage rapide des sédiments et leur immobilisation définitive au-dessous du niveau de base.

Dans ces conditions, l'arrivée de matériel moins altéré sur les rivages du golfe Rhodanien, au moment où des sables très évolués atteignaient le Bassin Aquitain, n'a pu être liée qu'à une augmentation d'apports directs et rapides à partir du socle. Le caractère local du phénomène me paraît démontrer sans ambiguïté la participation active du relief à la genèse et au degré de maturation des sédiments. Alors que le maintien d'une topographie plane dans l'Ouest fournissait des altérites pauvres, l'apparition de pentes plus fortes, capables à la fois de libérer le socle de sa couverture déjà épuisée et de diminuer la durée de la pédogenèse, s'est trouvée à l'origine des modifications minéralogiques constatées.

L'exemple des sables crétacés du Gard permet, en outre, de mieux comprendre la complexité des mécanismes de remaniement. La disparition des minéraux fragiles s'est vraisemblablement opérée de deux façons différentes : soit par remaniements "longs" dans l'espace et, surtout, dans le temps, à partir de reprises d'altérites parfois très anciennes -sables antérieurs au Turonien-, soit par remaniements "courts" qui sont bien illustrés par le cas des sables quartziteux santonien de Piolenc [C. PARRON et J. M. TRIAT, 1978]. Ces derniers ont été formés par la remobilisation, sur une faible distance, des sables feldspathiques parvenus jusqu'au littoral du golfe Rhodanien peu de temps auparavant -Turonien-, mais épuisés à ce moment-là, et très rapidement, par une puissante altération pédologique -voir page 253-.

En fonction des remarques précédentes, l'arrivée des sables feldspathiques turoniens du Gard doit être considérée comme la première mise à contribution directe et importante du socle du Massif Central au Crétacé.

On retrouve des données très similaires, bien que légèrement décalées dans le temps, sur la bordure languedocienne. Dans ce secteur, les premières décharges détritiques regardant le socle ont été datées par P. FREYTET [1970] du Sénonien. Il est clair que, dès cette époque, et après une éventuelle phase d'élimination de la couverture secondaire -phase dont l'ampleur est très difficile à préciser-, le substratum primaire a été franchement érodé. P. FREYTET a pu établir avec certitude le fait, en montrant la présence, dans les couches paléontologiquement datées du Campanien qui affleurent tout autour de St-Chinian, de galets paléozoïques fragiles : calcaires, dolomies, schistes. Au contraire des quartz et des quartzites, souvent remaniés des niveaux secondaires, ce matériel est l'indice évident d'un apport direct et, vraisemblablement, assez court. De la même façon, son étude des séries détritiques grossières du Carleucas, longtemps mal situées dans l'échelle stratigraphique -elles étaient le plus souvent attribuées au Pliocène, avant que l'on ne s'aperçoive de leur position intermédiaire entre les couches du Jurassique et des calcaires du Lutétien-, lui a permis d'envisager pour elles un âge campanien. Pas encore prouvée par la paléontologie, une telle attribution serait d'un grand intérêt car, grâce à la provenance méridionale des apports, soulignée par une décroissance sud-nord de la taille de blocs et de galets qui contiennent, à la base, de nombreux fragments de roches mésozoïques et, au sommet, uniquement des roches primaires, elle aboutirait à délimiter dans l'espace un des premiers bombements anticlinaux créés par la compression téthysienne à l'intérieur du Massif Central.

L'analyse que P. FREYTET a consacrée au bassin de Villeveyrac, situé à l'Ouest de Montpellier, doit enfin retenir l'attention : elle met en évidence, pour la région languedocienne, l'existence d'une période charnière sur le plan de la tectonique et de la géomorphologie, celle-ci s'étant traduite à l'échelle régionale par un véritable renversement des pentes. En effet, P. FREYTET a pu établir l'origine septentrionale, donc "massif-centralienne", des trois quarts inférieurs de la puissante série -un millier de mètres d'épaisseur !- comprise entre le toit du Jurassique et des calcaires bien datés du Rognacien. Ceci apporte la preuve qu'à cette époque le bassin de Villeveyrac se trouvait intégré dans un système de pentes nord-sud. Or, cette situation s'est brusquement modifiée au cours du dépôt du quart supérieur de la série avec, d'une part, une migration vers le Nord des niveaux les plus fins à dominante chimique -calcaires palustres ou lacustres- et, d'autre part, l'envahissement de la partie méridionale de la cuvette par un matériel grossier formé de roches mésozoïques "pyrénéennes", premier témoignage de l'existence de reliefs notables sur l'emplacement de la Méditerranée actuelle. On possède ainsi l'assurance que d'importantes déformations ont profondément modifié la topographie de la France méridionale avant la fin du Secondaire.

Avec quelques-unes des remarques précédentes, nous avons déjà quitté le domaine de la simple présentation des formations corrélatives crétacées, pour aborder celui de leur signification géomorphologique. Il convient, maintenant, d'exploiter au maximum les possibilités offertes par les sédiments sur ce plan.

3 - LA SIGNIFICATION DES ARRIVEES DETRITIQUES :

Avant d'envisager les enseignements qu'il est possible de tirer des dépôts crétacés du point de vue de l'évolution du relief, je m'arrêterai sur les causes de leur apparition, c'est-à-dire sur l'origine des reprises d'érosion qui les ont engendrés.

a - LES CIRCONSTANCES TECTONIQUES DE LA PRODUCTION DES ALTERITES CRETACEES :

Après une longue période d'arrêt dans la fourniture des matériaux grossiers en provenance du socle, le Massif Central a de nouveau, au Crétacé inférieur, exporté des sédiments sableux jusqu'aux mers bordières. Les raisons de ce phénomène doivent sans discussion possible être d'abord recherchées dans le comportement tectonique du socle. En dehors de l'habituelle discussion sur le rôle joué par la structure ou le climat dans la mobilisation des altérites, nous avons déjà précisé que l'on peut considérer comme démontrés les liens entre mouvements de plaques lithosphériques et changements topographiques connus par le Massif Central au Crétacé. On ne saurait trop insister, à ce propos, sur la position de carrefour du Massif par rapport aux principaux événements de cette période, à savoir la poursuite de la distension de la Pangée hercynienne, avec l'ouverture de l'Atlantique, et l'arrêt de l'expansion, puis le début de la fermeture de la Téthys alpine. De nouveaux systèmes de pente se sont alors mis en place, provoquant la reprise de l'activité morphogénique. Le moteur de l'évolution a donc été les mouvements du sol. Un tel constat ne suffit cependant pas ; deux questions majeures méritent d'être posées au sujet des modalités de la tectonique crétacée.

- Comment s'est-elle exercée dans l'espace ? C'est-à-dire a-t-elle concerné de la même façon l'ensemble du Massif, ou plus spécialement certaines de ses parties ?
- Comment s'est-elle exercée dans le temps ? Des variations dans l'intensité des phénomènes se sont-elles produites, avec apparition de véritables crises suivies de périodes plus calmes, ou bien l'activité structurale a-t-elle été relativement continue ?

Pour répondre à ces questions, qui interfèrent, au demeurant, puisque certaines phases tectoniques ont très bien pu s'exprimer différemment d'une région à l'autre, on dispose du seul témoignage des matériaux sédimentaires conservés jusqu'à maintenant. Or ce témoignage ne reflète pas, à coup sûr et de manière idéale, les effets des déformations du substratum au Crétacé. Par conséquent il nous faut évoquer, avant toute autre réflexion, la limite des arguments disponibles. Trois réserves viennent aussitôt à l'esprit.

- D'abord il est nécessaire d'observer que pour nombre de chercheurs la tectonique ne peut pas être considérée comme l'unique facteur de mobilisation des altérites, la participation au phénomène d'autres éléments du milieu, en l'occurrence le climat et la végétation, étant toujours jugée essentielle. Cette objection ne sera pas retenue ici dans la mesure où, par principe, le facteur climatique a été écarté pour l'instant du raisonnement ; nous en verrons la justification un peu plus loin.
- Une seconde réserve, autrement plus embarrassante, doit porter sur l'actuelle distribution des apports massif-centraliens. Une telle distribution pourrait très bien représenter le résultat des déformations enregistrées par les bassins périphériques, au moment ou après le dépôt des couches crétacées, et non celui de la tectonique développée à l'amont, dans le Massif Central. Rien ne prouve, en effet, que, d'une part, les marges des bassins aient de façon systématique retenu l'intégralité du matériel prélevé par l'érosion, que, d'autre part, elles n'aient pas été elles-mêmes a posteriori débarrassées d'une partie des altérites initialement piégées. Une double et sérieuse incertitude pèse ainsi sur le bilan que l'on peut établir de nos jours. Ce n'est pas la seule...
- Les relations spatiales qui unissaient au Crétacé les secteurs soumis à regradation et les domaines marqués par l'accumulation ne sont pas évidentes. Les premiers ne dominaient pas automatiquement les seconds et pouvaient même en être passablement éloignés, le réseau hydrographique servant de lien des uns aux autres, parfois sur de très grandes distances. L'exemple de l'approvisionnement des "Sables de Puisaye" par les massifs Armoricaïn, Central et Ardennais, soit au moins trois sources différentes, est sur ce point très évocateur. Il est donc délicat d'interpréter en terme de tectonique, et avec précision, des dépôts qui représentent en définitive les alluvions accumulées par les principaux organismes collecteurs à leur débouché sur le niveau de base, voire des remaniements par la mer de ce matériel. Pendant la plus grande partie du Crétacé, il n'y a pas eu de rapports directs entre les régions soulevées et les zones de sédimentation. Un tel constat est un handicap pour la résolution des problèmes posés... mais c'est déjà aussi un élément de réponse !

Au contraire de ce qui s'est passé au Tertiaire, où les apports détritiques ont, à certaines époques, envahi l'ensemble des marges du Massif Central et où il est souvent possible de localiser l'origine d'une partie des sédiments piégés, les exportations d'altérites se sont faites au Crétacé de façon discontinue, ponctuelle et anonyme. A partir de là, on doit conclure à l'absence d'un fort soulèvement épeirogénique du Massif Central, et de vigoureux mouvements différentiels de bordure. Si l'on en juge par les dépôts conservés jusqu'à aujourd'hui, et dans la mesure où ils restent représentatifs - ce que, personnellement, je serais tenté d'admettre -, le socle a été, dans la dernière période du Mésozoïque, soumis de manière saccadée à des déformations épeirogéniques de moyenne grandeur, accompagnées de quelques mouvements différentiels. C'est ce que suggère la distribution très irrégulière des jalons dans l'espace et leur âge sensiblement différent -fig. 52 B-.

Au Crétacé inférieur, l'épeirogenèse a d'abord concerné les rebords du Bassin Parisien ; l'importance du matériel armoricain mobilisé par les transgressions du Crétacé moyen démontre les rapports qu'elle a entretenus avec l'ouverture de l'Atlantique septentrional. Ses effets ont dû être assez discrets dans le Massif Central qui n'a pas fourni, alors, de grandes quantités de sables au littoral du golfe Bourguignon, surtout alimenté par les alluvions wealdiennes venues du Nord. Sur les marges orientales du Massif, les littoraux de la mer Alpine n'ont pas été approvisionnés en alluvions grossières, les apports terrigènes de cette époque se limitant aux argiles.

La situation s'est modifiée à l'Albien et au Cénomaniens, avec la fourniture concomitante aux trois grands bassins périphériques d'une quantité de sables dont l'estimation est rendue très difficile par l'effet de remobilisation induit par les transgressions marines. Des mouvements d'ensemble, d'ampleur toujours assez modérée, sont à l'origine du processus. Ils ont laissé la place, tôt dans le Crétacé supérieur, à une tectonique sans doute particulièrement active dans le Sud-Est du Massif Central. C'est, en tout cas, dans le quart sud-oriental du Massif qu'ont eu lieu à partir du Turonien l'essentiel des déformations capables d'aboutir à la production d'altérites grossières. L'évolution structurale de la Téthys alpine a été incontestablement le moteur de ces événements. L'ampleur et le style de la tectonique ont alors changé, le phénomène coïncidant avec le début du "poinçonnement de la plate-forme européenne, par le coin italo-hongrois" [P. TAPPONNIER, 1977, p. 450]. Une forte compression a accompagné l'amorce du mouvement de rotation anti-horaire des plaques ibérique et africaine dans la première moitié du Sénonien (fig. 53 A) : elle pourrait expliquer pour moi l'apparition des sables feldspathiques, c'est-à-dire un apport direct du socle, permis par l'existence de pentes suffisamment fortes pour mettre à contribution des roches cristallines modérément altérées et pour assurer rapidement le transport des produits de leur désagrégation. Une bonne illustration de la puissance de cette phase tectonique dans le Sud-Est de la France a été apportée par l'étude des "plissements antécampaïens" du Dévoluy de H. ARNAUD [1984, p. 358]. La coupe qu'il a proposée de ce secteur a été reproduite sur la figure 54 B 1. On y reconnaît, sous le Sénonien supérieur, plusieurs phénomènes et d'abord une remarquable diminution de l'épaisseur des couches. Après le dépôt des marnes néocomiennes, celle-ci a assez régulièrement diminué jusqu'à l'Albien, dont les sables se sont limités à d'étroits synclinaux. On constate, ensuite, une lacune correspondant aux étages postérieurs : Cénomaniens, Turonien, Coniacien et Santonien. C'est durant cette période que cassures et plis ont connu leur jeu maximum, avec formation de vastes structures couchées à l'image du "synclinal de Lauzon" -moitié septentrionale de la figure 54 B 1-. S'il est bien certain que la tectonique ne s'est pas exprimée sous les mêmes formes dans la masse des sédiments du bassin Alpin -nous verrons d'ailleurs plus loin qu'un problème se pose au sujet de leur origine- et dans le socle du Massif Central, il est difficile d'imaginer une inertie totale du bâti hercynien lors de l'exercice des contraintes responsables de la "crise antécampaïenne". L'identité d'âge et la proximité spatiale entre le "plissement" du Dévoluy et l'arrivée de sables feldspathiques dans le golfe Rhodanien autorisent, à mon avis, à reconnaître dans les deux phénomènes les conséquences différentes d'une même cause : le début de la compression alpine. Celle-ci se serait traduite sur le socle à la fois par un soulèvement d'ensemble, puisque les sables se sont généralisés à la périphérie sud-est du Massif Central, et par des mouvements différentiels. Le rôle de ces derniers m'apparaît primordial, ils sont la marque véritable du nouveau processus structural engagé. Il est bien entendu impossible de les localiser avec précision à l'intérieur du Massif à ce moment-là. La plus ancienne déformation "alpine" du substratum paléozoïque identifiée est, à ma connaissance, le bombement des monts de Faugères, reconnu par P. FREYTET grâce à l'analyse des séries du Carlenças et de St-Chinian. En l'absence de datation pour les couches du Carlenças, on doit se contenter de l'estimer crétacé supérieur. Malgré cette imprécision, il est facile de comprendre l'intérêt particulier du géomorphologue pour la mise en évidence de telles structures : elle permet de cerner de plus près les modalités de la tectonique et évite ainsi au chercheur, comme nous le verrons dans le paragraphe suivant, de partir dans des spéculations trop détachées de la réalité.

b - CLIMATS, ET PALEOALTERATIONS CRETACES :

Pour beaucoup de lecteurs les remarques précédentes présentent vraisemblablement ce défaut, puisqu'elles font abstraction des phénomènes climatiques et biogéographiques et n'envisagent pas d'interférences entre contexte tectonique et contexte climatique dans la genèse de la sédimentation. Parce que les géographes se sont plu, ces dernières années, à souligner l'absence fréquente de rapport entre la sédimentation actuelle et les données structurales, rappelant par exemple la fourniture d'un matériel très fin au bas de certains grands versants recouverts par la forêt sempervirente intertropicale, ils ne comprendront sans doute pas aisément mon point de vue. Il est donc nécessaire maintenant que je l'explique... en détail !

La plupart des auteurs ayant travaillé sur le Crétacé français ont admis que le climat avait favorisé, à plusieurs époques, l'arrivée de matériaux grossiers dans les bassins de sédimentation et l'avait contrariée à d'autres. H. ERHART [1967, p. 45] a ainsi placé la nature détritique des sédiments crétacés inférieurs du bassin de Paris sur le compte d'un changement dans la nature de la végétation : deux épisodes de climax forestier, jurassique supérieur et crétacé supérieur, encadrant d'après lui une époque où "le continent était dépourvu de végétation forestière ou à végétation mixte". C. KLEIN n'est pas allé aussi loin, puisqu'il a réservé une part, dans la mobilisation des altérites crétacées de l'Ouest, à la tectonique et à l'eustatisme. "Sans préjuger des caractères concrets de l'ambiance bioclimatique crétacée et sans donner un tour trop systématique aux considérations bio-rhexistasiques", il n'en a pas moins tenu à affirmer le rôle joué par le climat et les modifications du couvert végétal, à la fois dans la préparation des matériaux et dans leur transport [1973 p. 293]. P. MANDIER, enfin, évoquant les travaux sur les ocres du golfe Rhodanien -voir ci-dessous-, a

reconnu dans "l'érosion chimique des périodes humides auxquelles correspondaient des sédimentations vaseuses ou carbonatées" et dans "le caractère plus décuplant des périodes plus sèches avec sédimentation détritique" l'explication de l'efficacité des processus morphogéniques crétacés supérieurs [1984, p. 26]. Son texte tend donc à accréditer l'idée d'une évolution bioclimatique marquée par des pulsations brutales parfaitement capables de modifier, à elles seules, la nature de la sédimentation. Mon opinion est bien différente.

Après les observations déjà formulées à propos des périodes permo-triasique et jurassique, cette prise de position n'étonnera plus le lecteur ; elle mérite cependant d'être à nouveau argumentée dans le cas du Crétacé. Il est même nécessaire, avant d'entamer l'exposé, de rappeler avec clarté les points en litige.

Il ne viendrait à l'esprit d'aucun géomorphologue de nier la part prise par le climat crétacé dans la préparation ou le transport des altérites. A cette époque, comme aux autres, les conditions météorologiques -précipitations, températures- ont été directement ou indirectement -par le biais de la densité du couvert végétal- responsables de l'attaque du substratum et de la prise en charge des produits de sa destruction par l'eau courante. Il serait pour le moins absurde de discuter la participation active du climat aux processus fondamentaux de la morphogénèse, rassemblés par W. M. DAVIS dans le fameux concept d'"érosion normale". De toute évidence le problème posé par l'intervention des données climatiques n'est pas là ; il est, ainsi que j'ai déjà été amené à le préciser pour les périodes antérieures, dans la responsabilité prise par d'éventuelles variations climatiques qui auraient modifié les processus et accentué, ou ralenti, l'évolution du relief. Pour résoudre au mieux ce problème, il est indispensable de s'interroger sur les caractères du climat crétacé et sur les indices que l'on possède de ses éventuelles variations. En plus des habituels renseignements tirés de la faune et de la flore, on s'attardera sur la signification des altérations continentales qui ont accompagné, dans le Sud-Est, les régressions du Crétacé supérieur. Malgré leur difficulté d'interprétation, elles représentent une pièce très importante du dossier.

A en juger par les découvertes paléontologiques faites en Europe occidentale, aucune rupture fondamentale ne s'est produite dans la biosphère entre le Jurassique et le Crétacé, ni tout au long de cette dernière période. Tandis que la faune continentale continuait à être dominée par les grands Sauriens du Portugal à la Grande Bretagne méridionale [R. FURON, 1972, p. 150], la végétation a vu se dérouler un événement considérable : l'apparition, puis le développement rapide et, enfin, la domination des Angiospermes. C'est grâce à la palynologie que l'on a pu reconstituer le déroulement du phénomène. Il ne saurait être cependant question d'y voir l'effet d'une révolution climatique. D'une part, les transformations se sont opérées progressivement ; en France, elles se sont étendues de l'Aptien au Turonien, soit sur 20 millions d'années. D'autre part elle se sont déroulées partout à la surface du Globe et cela quelle qu'ait été la position latitudinale des régions affectées. Les modalités différentes des changements observés d'une province botanique à l'autre -les palynologues en distinguent trois principales : les provinces euro-nord-atlantique, pacifico-sibérienne et africano-sud-américaine [J. J. CHATEAUNEUF et Y. REYRE, 1974, p. 324]- indiquent même clairement, par leur relatif synchronisme, le caractère en quelque sorte inéluctable du changement et ses rapports étroits avec l'évolution des espèces vivantes. En dépit du renouvellement des groupes, le couvert végétal paraît d'ailleurs avoir conservé une physionomie très proche de celle reconnue au Jurassique, la frondaison des arbres étant mise à part. Les principaux traits sont demeurés l'absence de la strate herbacée et la coexistence fréquente, à peu de distance les unes des autres, de plantes hygrophiles et de plantes présentant certaines adaptations xéromorphes. Assez classique dans les gisements de végétaux fossiles, ce dernier point montre la poursuite du système à saison contrastée. Il est juste de signaler, cependant, qu'au total les indices d'environnement humide sont plus nombreux dans les paléoflores crétacées. Le fait pourrait être interprété comme le résultat d'une hausse sensible des précipitations. Une certaine augmentation du total pluviométrique entre le Crétacé inférieur, marqué par une importante régression, et le Crétacé supérieur, période d'ouverture de l'Atlantique Nord, inaugurée par la forte transgression cénomaniennne, semble plausible, puisque l'espace marin propice à l'évaporation s'est lui-même accru. Il convient, néanmoins, de noter que la majorité des flores témoins ont été retrouvées dans des couches de lignite formées dans le cadre de plaines littorales, c'est-à-dire dans des milieux palustres ou lagunaires [M. C. GAILLARD, 1982] ; elles ne sont pas forcément représentatives des conditions de vie qui étaient habituellement offertes à la végétation crétacée.

Beaucoup plus que sur la paléontologie, l'idée que se sont faite des climats crétacés les chercheurs français a été fondée sur la nature des altérations, bauxites et ocre, qui se sont développées au cours de la période dans le Sud-Est de notre pays. Leur caractère typé a très tôt attiré l'attention des géologues. A partir de là, de nombreuses reconstitutions paléogéographiques, dont certaines sont antagonistes, ont été proposées tour à tour. Un débat a été ainsi ouvert sur l'allochtonie ou l'autochtonie des gisements d'ocres ou de bauxites. Celui-ci mérite d'être rapporté ici pour la double raison qu'il concerne directement la question des variations climatiques et qu'il a suscité, ces derniers temps, de nouveaux travaux qui, sans épuiser le problème, l'ont considérablement éclairci.

On rencontre au Sud du Massif Central, des Pyrénées ariégeoises à la Provence, une série d'affleurements crétacés, dont la richesse en bauxite a parfois permis une exploitation active. Moins intéressants sur le plan minier, mais tout aussi significatifs du point de vue paléogéographique, des sables ocreux frangent au Nord, de part et d'autre de la vallée du Rhône, la bande de terrain affectée par les cuirassements alumineux. Ils prennent dans les bassins d'Apt ou de Mormoiron, ainsi que dans le Gard, une extension remarquable.

Situés par la stratigraphie dans des positions diverses, mais souvent proches du Crétacé moyen, ces matériaux ont été interprétés par la plupart des chercheurs contemporains [D. FAURE, 1962 - E. ROCH, 1967, 1971, 1973 - J. P. MASSE et J. PHILIP, 1976] comme des dépôts continentaux ou marins résultant du remaniement d'un manteau d'altération élaboré à l'amont. Bien que l'origine du phénomène n'ait pas toujours été clairement précisée, il apparaît, à la lecture de ces auteurs, que la mobilisation des altérites aurait eu toutes les chances de s'être réalisée dans le cadre d'une crise climatique. Cette explication s'est d'ailleurs imposée dans la thèse soutenue par E. ROCH, pour qui les bauxites et les ocres se sont formées aux dépens de loess aluminosilicatés entraînés par le vent depuis le Massif Central ou les Maures. H. ERHART [1967 a, p. 70] a admis cette opinion pour la mise en place des ocres, il s'en est légèrement démarqué pour celle des bauxites. Tout en affirmant que "l'interprétation autochtoniste constituait une erreur", il lui a semblé préférable d'envisager pour les bauxites, dans un premier temps, une phase de pédogenèse sous forêt vierge assurant la concentration des hydroxydes d'alumine sur les roches cristallines du socle, puis dans un second temps, le remaniement du manteau d'altérites par le réseau hydrographique à l'occasion d'une période de climat plus sec, "désertique à subdésertique" [1967 b, pp. 70 et 71]. La vieille théorie de l'élaboration in situ des bauxites, proposée par J. DE LAPPARENT [1930 b], paraissait ainsi condamnée, les recherches récentes l'ont au contraire confirmée.

Plusieurs travaux centrés sur le problème des bauxites ou des ocres ont été réalisés ces quinze dernières années. Ils se sont d'abord attachés à mieux décrire les phénomènes, tant sur le plan de la stratigraphie que sur celui de la paléopédologie. Grâce à ces bases nouvelles, ils ont pu entamer une réflexion sur les processus et la genèse des altérations. Ils ont réservé dans leur résultat une place à des remaniements, ceux dont les traces avaient exclusivement retenu l'attention des "allochtonistes", mais ils ont aussi cerné les limites de cette hypothèse. La plupart des indices de transport long sont ainsi apparus antérieurs à la pédogenèse, les remaniements postérieurs s'étant effectués sur de très courtes distances. Ils ont surtout montré que les altérations s'étaient formées sur place, à partir des matériaux terrigènes habituels de la sédimentation secondaire, marnes ou grès carbonatés ; or une telle démonstration interdit, à mon avis définitivement, tout recours à des variations climatiques importantes. Nous reviendrons sur ce point après avoir résumé les principaux acquis de ces travaux.

C'est P. J. COMBES [1969] qui a le premier ouvert la voie avec sa thèse consacrée à la genèse des bauxites. S'appuyant sur l'exemple, mal connu auparavant, des gisements ariégeois, il a indiqué l'existence de véritables couches de bauxites de plusieurs kilomètres carrés de superficie, dont la formation avait été provoquée par ferrallitisation in situ de niveaux primitivement argileux ou marneux. Ces derniers, interstratifiés dans des sédiments carbonatés de faciès urgonien, se sont déposés au Barrémien ou à l'Albien inférieur et ont été altérés à l'occasion de courtes pulsations régressives de la mer aboutissant à surélever la plaine littorale. Le retour des eaux marines a été, à chaque fois, précédé par le dépôt d'argiles ligniteuses dans des marécages dus à la transgression et suivi par la reprise de la sédimentation carbonatée classique. P. J. COMBES a, d'un autre côté, indiqué de quelle façon l'évolution karstique du mur des argiles bauxitiques avait pu créer des traces plus ou moins accusées de remaniements à courte distance.

Les études réalisées sur les sables ocreux conjointement par C. PARRON [1975] et J. M. TRIAT [1979] complètent parfaitement la mise au point de P. J. COMBES. Même si les ocrifications n'ont pas toujours été synchrones des bauxitisations, puisque celles-ci se sont formées dans leur majorité entre le Barrémien et l'Albien tandis que les ocres datent plutôt du Crétacé supérieur -très exactement du Cénomanién, du Turonien et du Santonien-, les unes et les autres sont apparues dans des contextes tout à fait similaires. Elles sont le produit de l'hydrolyse de sédiments marins brusquement placés par une régression dans un environnement continental. Dans le cas des ocres, l'altération, s'exerçant sur une roche mère composée de grès carbonatés et glauconieux, a abouti à une décarbonatation, à une déglauconitisation et à une désilicification dans la masse du sédiment. Le haut des profils a vu, au contraire, la silice et le fer s'accumuler en dalle de quartzite et en cuirasses ferrugineuses. Toutes les argiles concernées par l'altération ont par ailleurs été transformées ; elles ont évolué des smectites et des illites vers la kaolinite suivant la logique du processus de désilicification. On remarquera bien entendu dans ce bilan l'absence d'hydrates d'alumine : il s'agit de la différence fondamentale entre ocres et bauxites. C. PARRON et J. M. TRIAT n'en ont pas proposé d'explication. Ils ont, en revanche, bien établi trois faits qui m'apparaissent d'une extrême importance.

- Ils ont tout d'abord mis en évidence les liens qui pouvaient unir "ocrification" et nappes phréatiques, en montrant l'efficacité de l'"altération latérale sous couverture" dans plusieurs niveaux [J. M. TRIAT, 1979, pp. 264-265].

- Ils ont ensuite souligné les conditions très particulières dans lesquelles les processus d'altérations avaient opéré, montrant comment les équilibres affectant les principaux constituants de la roche mère -quartz, glauconite- avaient pu se rompre ou se rétablir alternativement. C. PARRON a ainsi attiré l'attention sur le fait que la glauconite, minéral pourtant réputé fragile, était quelquefois restée stable pendant que la limite de la solubilité du quartz était franchie [C. PARRON *et alii*, 1976].

- Ils ont enfin reconnu le synchronisme, au Turonien, du développement d'altérations sur le continent -sables ocreux ucétiens du Gard- et d'une sédimentation marine gréso-carbonatée au faciès très classique, dans le fond du golfe Rhodanien [C. PARRON et J. M. TRIAT, 1978].

Le choix des données qui viennent d'être exposées est évidemment le mien. Il n'est pas dit du tout qu'il soit aussi celui des auteurs cités qui, sans se voir trahis -c'est du moins mon espoir-, regretteront peut-être que l'on mette l'accent sur des points, à leurs yeux, secondaires. En effet, il me faut préciser qu'aucun de ces chercheurs ne s'est, sur le plan qui nous préoccupe ici, celui de la paléoclimatologie, clairement démarqué des

conceptions classiques. J. M. TRIAT ne s'est pas intéressé à la question. P. J. COMBES a, non sans difficulté, voulu intégrer dans son explication de la formation des bauxites la théorie de la bio-rhexistasie [1969, pp. 164 à 169]. Quant à l'opinion de C. PARRON, si elle est quelque peu différente, puisqu'il s'est opposé dans un "essai de reconstitution paléoclimatique" à la thèse de J. PHILIP [1970] suivant laquelle les variations dans la nature des sédiments crétacés reflétaient des changements climatiques, elle n'est pas fondamentalement originale. Il a qualifié le contexte atmosphérique ayant présidé à la sédimentation crétacée supérieure du Gard de "tropical humide" [1975, pp. 92 à 94]. Il est inutile que je revienne dans ce paragraphe sur la critique de principe de l'emploi d'expressions liées à la zonation actuelle. Je me contenterai d'observer qu'aucun des trois auteurs n'a tiré de ses observations les conclusions qui, à mon avis, s'imposent en matière de paléoclimatologie. Or leurs travaux me paraissent démontrer sans ambiguïté non seulement l'existence de liens étroits entre la pédogenèse crétacée et les données structurales, fait sur lequel ils ont tous insisté, mais encore la totale indépendance des altérations avec d'éventuelles alternances climatiques, ce qu'ils n'ont sans doute pas cru bon de préciser.

Il faut d'abord retenir de ces études que la sédimentation marine du Sud-Est n'a jamais changé de caractère tout au long du Crétacé. Si l'on excepte des arrivées très locales de matériaux complètement épuisés -quartz, kaolinite- repris à des altérations continentales proches des lieux de sédimentation -par exemple la formation sablo-argileuse de Piolenc-, les produits de l'érosion terrestre sont parvenus jusqu'au niveau de base sous forme de carbonates lors des phases de calme tectonique, sous forme de marnes ou d'argiles marneuses associant bases et silicates d'alumine pendant les épisodes de tectogenèse modérée, sous forme de sables mêlés d'argile à l'occasion des périodes de tectogenèse active. On doit en conclure que la végétation crétacée, pas plus que la végétation jurassique, n'a été capable de clairement séparer une "phase migratrice" d'une "phase résiduelle" suivant le principe avancé par la théorie bio-rhexistasique. C'est la valeur faiblement changeante des pentes, plus qu'un couvert végétal à coup sûr ouvert au niveau de la strate inférieure, qui a entraîné des variations limitées à la granulométrie. On ne disposerait en définitive d'aucun indice sérieux de changement dans la nature du climat... si les fameuses paléoaltérations ne posaient pas le problème de leur apparition à certaines époques. Cette constatation revient à centrer tout le débat sur leur genèse. Pourquoi des bauxites et des ocres se sont-elles formées au Crétacé dans le Sud-Est de la France et portent-elles témoignage de l'existence temporaire de circonstances climatiques particulières ? La réponse à une telle question passe bien entendu par une analyse des conditions accompagnant le développement actuel de la ferrallitisation.

Les spécialistes ont toujours associé la genèse des altérations hydrolysantes à des climats du type tropical humide. A l'occasion de sa thèse [1967], F. LELONG a ainsi décrit en détail les processus de la pédogenèse sur roches cristallines en mentionnant dans son titre la situation sous "climat tropical humide" de son terrain d'étude : la Guyane française. Pourtant, à lire avec attention ses conclusions, il n'est pas certain du tout qu'un lien impératif unisse ferrallitisation et climat hyperhumide. D'une part, il a souligné à plusieurs reprises [1967, p. 23, p. 135] les incertitudes attachées aux conditions bioclimatiques contemporaines de la formation des cuirasses ; d'autre part, en précisant le rôle joué par la nappe phréatique, il a indiqué avec netteté que des mouvements propres à assurer la ferrallitisation se produisaient, aujourd'hui, dans toute la zone intertropicale [pp. 119 à 126]. Bien qu'il ait accepté l'idée d'"un développement rapide de carapace et cuirasses superficielles très riches en fer dans les régions tropicales sèches et de la formation de bauxites ou d'argiles enrichies en aluminium sous climat plus ou moins humide", il a tenu à noter l'intervention, à côté des données atmosphériques générales, d'un "climat local", -topoclimat ?- pouvant expliquer la présence de cuirasses ferrugineuses sur les reliefs et d'accumulations bauxitiques dans les bas-fonds [p. 134]. Parce que son étude lui a révélé un "développement préférentiel de la gibbsite dans des pédoclimats assez secs" alors que "d'autres hydrates d'alumine (diaspore et boehmite) semblent pouvoir se former par désilicification dans des milieux marécageux réducteurs", il a admis que la bauxite pouvait très bien se constituer en deux phases successives d'évolution : l'une, en milieu hydromorphe, favorable à la néogenèse des argiles et à l'évacuation du fer, l'autre, après modification du réseau de drainage et passage à un milieu oxydant, favorable à la destruction des argiles et à l'accumulation d'alumine libérée [p. 135].

Au total, le tableau que F. LELONG a dressé est loin d'associer de façon systématique ferrallitisation et climat tropical humide. La plupart des phénomènes décrits impliquent d'ailleurs un climat à saisons contrastées sur le plan de la pluviosité, puisque son étude a bien mis en évidence le rôle des variations de niveau de la nappe phréatique sur les migrations de matière à faible distance. On doit donc en tirer une leçon ; si une forte tranche d'eau précipitée est à coup sûr un facteur susceptible d'accélérer certains processus, l'existence d'une saison sèche mérite également d'être considérée comme un élément indispensable à l'altération ferrallitique.

Pour en revenir au cas des paléoaltérations crétacées du Sud-Est de la France, il paraît difficile de leur conférer une signification climatique précise, pour au moins trois raisons : d'abord parce que la ferrallitisation n'est elle-même pas liée, ainsi qu'on vient de le voir, à des normes strictes ; ensuite parce que les seules conditions climatiques nécessaires à leur genèse, chaleur et pluviométrie contrastée, n'ont pas cessé d'exister sur la France tout au long du Mésozoïque ; enfin parce qu'il faudrait admettre que le contexte structural très particulier dans lequel on les rencontre est fortuit, ce qui serait étonnant.

Lorsqu'on considère la distribution spatiale des traces de pédogenèse crétacée, une question s'impose : pourquoi se limitent-elles au Sud-Est de la France ? La réponse la plus simple paraît évidemment basée sur la climatologie : le Sud-Est était alors dans notre pays l'unique région à posséder des conditions climatiques propres à assurer leur formation, sa position plus méridionale ayant permis, suivant le modèle actuel, de franchir un degré dans la zonation. Or, malgré sa cohérence, cette explication me semble en partie

erronée. La démonstration de ses limites doit partir de l'existence de témoignages très significatifs d'une pédogenèse hydrolysante s'étant exercée à des latitudes plus septentrionales. G. MILLOT [1964, p. 177] a reconnu, dans l'ensemble des dépôts continentaux wealdiens du bassin de Londres et de Belgique, un "Sidérolitique" associant le fer à la kaolinite et assurant de l'extension des climats tropicaux à toute l'Europe. J. ESTEOULE-CHOUX, J. ESTEOULE et J. LOUAIL [1969] ont identifié en Anjou, sous le Cénomaniens, un mince dépôt à kaolinite et à gibbsite ; il constitue à leurs yeux "une preuve irréfutable que des climats analogues à ceux qui ont présidé à l'élaboration des constituants des bauxites de Provence et des Pyrénées orientales ont régné dans l'Ouest de la France" au Crétacé inférieur. Ainsi, chaque fois que l'on a découvert, où que ce soit en Europe occidentale, des matériaux peu transformés par un milieu de sédimentation faisant office de niveau de base, donc entraînant par exemple l'aggradation des argiles ou la précipitation des carbonates, ce sont des sédiments très évolués, résultat d'une ferrallitisation, qui ont été décrits. Ils représentent les conséquences d'une pédogenèse commandée à la fois par le climat et la topographie. Le premier a engendré, par le biais de la chaleur, des précipitations et de ses variations saisonnières, une série de processus responsables de l'attaque des minéraux ; la seconde, en ralentissant l'évacuation des altérites et en multipliant ainsi la durée d'exercice des processus a assuré le degré de maturation du matériel qui est parvenu au niveau de base sous des faciès épuisés dans les secteurs plats, légèrement moins évolués dans les régions aux pentes plus affirmées. On retrouve là des aspects déjà évoqués à plusieurs reprises. La ressemblance sédimentologique remarquée entre tous les jalons continentaux crétacés s'explique par l'absence de différenciation spatiale, à l'époque, des facteurs climatique et topographique, leur degré d'altération très avancé étant d'ailleurs, à mon sens, plus une conséquence de la planéité générale du relief que de l'agressivité du climat.

Les paléoaltérations du Sud-Est ne doivent pas être considérées de par leur nature comme des exceptions. Seuls certains de leurs caractères et surtout les modalités de leur conservation en font des niveaux particuliers ; les uns et les autres sont à mettre sur le compte de la structure.

Est-il besoin de rappeler que si les témoins de pédogenèse mésozoïque ne nous sont pas parvenus c'est, soit en raison de leur destruction postérieure par l'érosion -zones d'antéclise-, soit de l'impossibilité où ils se sont trouvés de parvenir à maturation -zones de synéclise-. Au Jurassique la période de distension téthysienne a été très défavorable à la mise sous scellés de telles structures. Le jeu des failles normales a assuré avec régularité une séparation très nette entre des secteurs continentaux, sans cesse regradés, et des secteurs subsidents, soumis de façon continue à la sédimentation. Cette situation s'est prolongée durant la plus grande partie du Crétacé pour le Bassin Parisien sous l'effet de la distension atlantique ; elle a cessé à partir de l'Aptien, dans le Sud-Est, avec le début de la fermeture de la mer Alpine. De faibles compressions ont, alors, à plusieurs reprises entraîné l'exondation temporaire d'une fraction du bassin sédimentaire. Les derniers dépôts marins accumulés se sont ainsi trouvés placés dans les conditions d'évolution du milieu continental. Leur position, légèrement dominante par rapport au niveau de base, les a mis à l'abri d'une fossilisation tandis que leur situation topographique, malgré tout très basse, les préservait de l'érosion. Grâce à un équilibre rarement atteint en dehors de ces circonstances structurales bien particulières, la pédogenèse a pu s'exercer pendant des dizaines, voire des centaines de milliers d'années dans un plan très voisin, c'est-à-dire sur le même substratum. Les transgressions qui sont à chaque fois venues mettre un terme à l'exercice des processus continentaux et réamorcer le cycle de la sédimentation doivent être interprétées comme un retour à un régime de distension. Leur rôle est loin d'avoir été négligeable, puisque ce sont elles qui ont permis la conservation des paléosols. Sur ces bases, il ne paraît pas absurde de penser que les altérations crétacées du Sud-Est sont avant tout le résultat d'un certain contexte tectonique. Celui-ci me semble aussi être responsable des nuances séparant les diverses pédogenèses recensées : bauxites ou ocre.

C. PARRON et J. L. GUENDON ont récemment proposé une explication intéressante de la distribution des paléosols de Provence [1984] : leur répartition spatiale s'inscrirait "dans une mégachaine toposéquentielle de produits d'altération élaborés à une même époque sous un même climat". A l'amont se seraient élaborés les produits les plus alumineux, les bauxites, situées dans l'axe de l'isthme Durancien". L'intense désilicification résultant de ce premier phénomène aurait nourri en silice les ocre, placées à l'aval sur les rivages du golfe Rhodanien. Cette originale proposition mérite sans aucun doute de retenir l'attention du géomorphologue puisqu'elle privilégie le rôle de la topographie ; il me semble pourtant qu'elle n'intègre pas toutes les données en notre possession.

- Le synchronisme des bauxites ou des ocre reste à mon avis à démontrer. Une analyse serrée des données chronologiques obtenues jusqu'à présent laisse plutôt l'impression d'un décalage dans l'apparition des unes et des autres. Au Revest, là où la "fourchette" est la plus étroite pour l'âge du mur et du toit des bauxites provençales, elles se sont formées entre le Barrémien et le Cénomaniens moyen. Rien n'assure bien entendu que toutes les bauxites de Provence soient contemporaines ; pour admettre l'hypothèse de C. PARRON ET J. L. GUENDON, il faudrait être certain qu'elles ont continué à se former comme les ocre jusqu'au Santonien, ce dont rien ne témoigne non plus.

- Il me paraît difficile de parler d'amont et d'aval entre l'isthme Durancien" et le golfe Rhodanien. Si ce dernier était effectivement dominé dans la topographie par le Massif Central qui l'a nourri en sables quartzeux, si la Basse-Provence devait être à cette époque en contrebas du massif des Maures, puisqu'on a retrouvé, mélangés aux bauxites, des quartz rhyolitiques permien, la direction des pentes au niveau de l'isthme Durancien" demeure très incertaine. Imaginer une opposition tranchée entre un haut arrière-pays dans l'axe de l'isthme et des plaines littorales périphériques serait suivre à la lettre l'expression souvent employée de "bombement" provençal [J. P. MASSE et J. PHILIP, 1976] ; or la signification d'une telle formule est uniquement structurale, il va sans dire que, dans le détail, la topographie des terres émergées a pu être à la fois complexe et changeante, ceci en raison de la modification des contraintes

exercées sur le substratum. Des relations amont-aval se sont peut-être établies entre les secteurs où s'élaboraient bauxites et ocre ; elles ont forcément été temporaires et sujettes à variation. Il n'est d'ailleurs pas prouvé que les sols bauxitiques aient occupé les points hauts de la morphologie. Les nombreuses inconnues qui demeurent au sujet de la formation des bauxites provençales, puisqu'on n'a pas encore retrouvé de profil développé sur roche sédimentaire et que tous les jalons découverts ont été remaniés par l'évolution karstique, interdisent d'être affirmatif.

- Je reprocherai enfin à l'explication de C. PARRON et J. L. GUENDON de ne pas réserver une place suffisante à un facteur essentiel qui pourrait bien résoudre, à lui seul, tous les problèmes, à savoir la nature de la roche ayant servi de support à la pédogenèse.

Les caractères physiques du substratum ont tout d'abord joué un rôle sur les paléaltérations crétacées du Sud-Est en guidant le comportement du principal vecteur de l'évolution : la nappe phréatique. Les ocre doivent à la porosité de leur roche mère de s'être développées sur plusieurs dizaines de mètres. Il est admis aujourd'hui que les bauxites provençales se sont élaborées, comme leurs homologues de Languedoc ou des Pyrénées, aux dépens de niveaux marneux, c'est-à-dire sur un substratum imperméable. On a ainsi l'impression que l'hydrolyse a pu se traduire par un lessivage différentiel de la silice : moins intense sur les horizons où elle s'est exercée de façon diffuse à travers un épais profil -cas des ocre-, plus intense lorsqu'elle a concentré son action sur la partie superficielle du substratum -cas des bauxites-.

L'explication des nuances observées dans la pédogenèse crétacée pourrait surtout être attribuée à la composition minéralogique ou chimique des niveaux d'accueil. Sur ce plan, il me semble logique que la désilicification des argiles, nécessaire à la libération de l'alumine, ait pu se produire plus rapidement et plus complètement dans les milieux basiques de la Provence calcaire, où la charge en silice dissoute des eaux de la nappe phréatique était naturellement très faible. La localisation fréquente des cuirasses alumineuses sur des roches pauvres ou très pauvres en quartz est d'ailleurs un phénomène bien connu. La nature particulière des marnes crétacées aurait permis une pédogenèse du type "ferrallite primaire", identique à celle qui se produit actuellement dans certaines régions de l'Inde, de pluviosité au demeurant limitée [F. LELONG et J. P. TROY, 1978]. Dans le contexte beaucoup plus acide des rivages du golfe Rhodanien, les eaux interstitielles ont été capables d'assurer la transformation des smectites en kaolinite, mais le degré de saturation en silice alors atteint par la nappe a interdit à l'évolution minéralogique de se poursuivre. La genèse des bauxites pourrait donc être étroitement liée à la nature des roches mères et, par là, à un certain environnement structural : les paléaltérations bauxitiques se sont réalisées, dans l'espace et dans le temps, à l'abri des arrivées détritiques massives du socle cristallin. Dans les conditions climatiques de l'époque -qu'il n'est pas possible à mon sens d'assimiler purement et simplement aux conditions tropicales humides actuelles car elles étaient sans doute moins favorables à l'hydrolyse à cause de températures légèrement plus basses et d'une humidité plus faible-, elles constituent un indicateur très fin d'un état structural bien précis.

- Elles sont la conséquence, comme nous l'avons déjà observé, d'un début de compression capable d'exonder des sédiments marins et de les soumettre à une pédogenèse active en l'absence d'érosion mécanique.

- Dans la mesure où elles ne se sont formées qu'aux dépens de roches carbonatées peu chargées en matériaux acides, elles se sont limitées aux périodes et aux secteurs dépourvus de détritisme grossier. Pour cela, elles me paraissent soit antérieures aux ocre, soit distinctes de celles-ci dans l'espace : les bauxites s'étant élaborées avant que l'érosion n'envoie des altérites en provenance directe du socle sur les marges sud-orientales du Massif Central, ou dans des endroits protégés de ces apports.

Pour me résumer, les gisements de bauxites ou d'ocre du Sud-Est de la France résultent de la conjonction d'une série de facteurs très précis, au nombre desquels ne figure pas nécessairement un éventuel changement de climat. Les altérations qui leur ont donné naissance se sont développées sur des roches mères bien particulières, dans un milieu littoral soumis alternativement à des régressions et des transgressions. A chaque épisode continental, les composants des roches, argiles, glauconie, silice, ont vu leur équilibre remis en question par le pouvoir dissolvant de la nappe phréatique. Un lessivage plus ou moins intense s'est ainsi réalisé avec, pour conséquence, l'apparition des paléosols. Si l'on ne retrouve pas ces derniers dans d'autres secteurs, ce n'est pas en raison d'un contexte climatique propre au Sud-Est, mais bien plutôt parce que les modalités très spéciales de l'évolution structurale des marges téthysiennes ont, à la fois, favorisé leur formation et, surtout, assuré leur conservation. Partout dans le Massif Central ou sur sa périphérie, des pédogenèses de ce type ont pu et dû apparaître dans la mesure où la roche mère y était favorable ; on ne les retrouve plus aujourd'hui pour l'unique raison qu'elles ont été détruites par l'érosion postérieure. Le climat crétacé a joué le rôle qui est habituellement le sien, sans qu'il soit possible de lui réserver une place spéciale. Par le biais des précipitations et de la température, responsable d'une accélération des réactions chimiques, il a permis aux multiples agents de la morphogenèse de s'exercer sur les volumes portés par la tectonique au-dessus des niveaux de base marins, mer de la Craie, golfe de Gascogne, golfe Rhodanien. C'est par une tentative d'évaluation de l'importance de l'érosion crétacée sur le Massif Central qu'il convient de clore cette analyse.

4 - L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF CENTRAL AU CRETACE :

a - L'ESTIMATION DE L'AMPLEUR DE L'EROSION ET SES DIFFICULTES :

J'ai déjà eu l'occasion à plusieurs reprises dans le Livre I de préciser qu'il n'existait en définitive qu'une méthode valable pour cerner l'importance de l'érosion sur un secteur, à savoir établir les volumes de sédiments qui en ont été éliminés pendant le laps de temps étudié. Dans le cas du Massif Central au Crétacé, le chercheur doit par conséquent appuyer son raisonnement sur les jalons détritiques dont il vient d'être abondamment question. Ceci étant précisé, le plus difficile reste à faire : cuber les matériaux en évitant erreur ou oubli ! Le caractère ardu de la tâche, son caractère hypothétique aussi, explique sans doute que personne, à ma connaissance tout au moins, n'ait tenté de la mener à bien à l'échelle d'une vaste région. Il me semble indispensable d'en faire l'essai, non sans avoir clairement situé les difficultés auxquelles se heurtent par nécessité ce genre d'investigations.

Une telle tentative est tout d'abord impossible à réaliser lorsque les formations sédimentaires issues de la région considérée passent en continuité à des matériaux de nature identique provenant d'autres secteurs, comme cela s'est produit au Trias, où les alluvions issues du Massif Central se sont mêlées dans d'immenses plaines littorales à celles fournies par d'autres portions du système hercynien, et au Jurassique, dont les dépôts offrent, pour tous les bassins limitrophes, les mêmes faciès argileux ou carbonatés. Elle reste toujours aléatoire, puisque l'on ignore le plus souvent si l'ensemble des altérites originaires de la région soumise à l'érosion ont été piégées à sa périphérie immédiate, une partie pouvant être entraînée au loin, ou si l'évolution géomorphologique ultérieure des bordures sédimentaires elles-mêmes n'en a pas fait disparaître, après coup, d'importants volumes. Elle comporte, enfin, plusieurs incertitudes liées à la méthode utilisée. Du fait des problèmes posés par la détermination de l'origine des minéraux argileux appelés à subir des transformations, voire à se néoformer dans le milieu de sédimentation, il paraît sage, dans les grands bassins marins épicontinentaux, de limiter les raisonnements aux fractions granulométriques grossières supérieures à la taille des limons. Sans être aisée, la provenance de ce matériel est en effet en général plus simple à établir. Il convient donc, pour remonter aux volumes, d'estimer non seulement le taux de foisonnement mais encore les quantités de matériaux fins ou solubles qui ont été évacués. Ce dernier point constitue, de façon évidente, un obstacle sérieux à une estimation précise, la part du détritique grossier pouvant varier du simple au double -voir ci-dessous- en fonction de la roche mère ou des processus d'attaque de celle-ci. On doit d'ailleurs remarquer que les sédiments sableux entraînés hors d'une région ne sont pas forcément synchrones de l'épisode morphogénique responsable de leur mobilisation. Bien que la possibilité pour la végétation mésozoïque d'assurer la séparation entre une phase pédologique migratrice et une phase résiduelle ait été mise en doute, il demeure certain que la topographie a pu assurer ce rôle. L'évolution tectono-morphologique du Crétacé pourrait, ainsi, avoir contribué à déplacer une proportion notable d'altérites élaborées sur le Massif Central au cours du Jurassique, ou même au Trias.

Ce bref exposé se limite malheureusement aux plus graves difficultés ; malgré leur nombre, il ne saurait être question de renoncer car, si les résultats obtenus devront être considérés avec beaucoup de prudence, représentant au mieux des approximations, ils offriront l'inestimable avantage de sortir des simples appréciations qualitatives et permettront au moins d'orienter la réflexion dans une autre direction que la toujours dangereuse "hypothèse d'école" !

En utilisant les cartes à petite échelle proposées par les synthèses géologiques récentes -Bassin Parisien, Sud-Est- ou les cartes classiques au 50.000^{ème} ou au 80.000^{ème}, j'ai essayé de dresser, pour chacun des grands ensembles détritiques décrits précédemment, un cubage approximatif des matériaux reconnus en surface et par sondage.

De toutes ces venues sableuses, les plus faciles à évaluer en volume sont incontestablement celles parvenues au Crétacé moyen dans le Sud du bassin de Paris. Elles présentent la double particularité de s'être déposées dans une cuvette de sédimentation au fond régulier et de former un ensemble assez homogène. On les rencontre de la Touraine à l'Aube (fig. 53 B) où elles se sont succédé de façon intermittente entre le Barrémien et le Cénomaniens. Deux inconnues gênantes existent pourtant à leur sujet : on ignore, d'une part, l'importance exacte des sables en provenance du Massif Armoricain ou du Massif "Londres-Brabant", d'autre part, l'extension primitive de l'accumulation en direction du Sud-Est. L'étude des formations superficielles du Nivernais ou du Morvan démontre, par l'abondance des grains de quartz à émoussé marin, que la mer crétacée a largement transgressé sur les auréoles jurassiques et sur le socle lui-même ; l'élimination a posteriori par l'érosion d'une fraction de la couverture sableuse ne fait par conséquent aucun doute, mais l'épaisseur de la couche enlevée reste inconnue. En se basant sur les sondages ou les placages résiduels, le secteur concerné par les sables crétacés ressemble à un cercle d'environ 170 kilomètres de diamètre ; les sédiments en question s'étendaient ainsi sur à peu près 23 000 km². Leur épaisseur est évidemment plus difficile à déterminer ; elle dépasse parfois la centaine de mètres. En adoptant une moyenne de 50 mètres, je pense l'avoir plutôt établie par excès, dans la mesure où le corps sédimentaire devait s'amincir assez vite sur toute la zone d'où il est aujourd'hui absent.

On obtient avec ces chiffres un total approximatif de 1 150 km³ de sédiments accumulés dans le Sud du bassin de Paris au Crétacé moyen, mais ils ne sont pas formés de sables purs ; ils contiennent plusieurs corps argileux, par exemple les argiles de Myennes. Ceci implique, dans un premier temps, de réduire le volume d'au moins 30 %. Les 800 km³ de sables ainsi recensés ne représentent pas la contribution du Massif Central à la sédimentation détritique crétacée, puisqu'il faut d'un côté en déduire les matériaux originaires de l'Ouest ou du Nord -je les estimerai au tiers du volume-, d'un autre, y ajouter les arrivées sableuses qui ont pu éventuellement se déposer en bordure des mers de la Craie au Crétacé supérieur, avant de disparaître sous les effets de l'érosion tertiaire. Compte-tenu de ces différentes péripéties, un chiffre d'environ 700 km³ de sables parvenus depuis le Massif Central jusqu'au niveau de base du Bassin Parisien paraît assez vraisemblable.

Sur les marges occidentales du Limousin, les apports détritiques massif-centraliens qui se sont succédé du Cénomaniens au Sénonien sont beaucoup plus délicats à cuber. Non seulement le Massif Armoricain a joué un rôle notable dans l'alimentation des sables poitevins ou charentais, mais encore l'accumulation se révèle, à l'examen, très discontinue dans l'espace ou dans le temps. Des déformations anticlinales et synclinales ont ici énormément influencé la sédimentation détritique, créant des lacunes dans les premiers secteurs, d'épais dépôts sur l'emplacement des secondes [J. P. PLATEL et P. ROGER, 1978]. Pour compléter la difficulté d'évaluation, les sables se trouvent souvent mélangés à des faciès carbonatés -Périgord-, ou bien ils ne demeurent plus aujourd'hui que sous forme résiduelle, ayant été éliminés par les érosions postérieures -Quercy-. Dans ces conditions, il n'est plus possible de donner le détail des volumes pour chaque région, à moins de se livrer à l'énoncé d'une longue série de chiffres dont certains resteraient hypothétiques. J'ai obtenu un total d'à peu près 100 km³. Il est assez faible et paraîtra sûrement sous-estimé à quelques lecteurs. Parce que le déblaiement de faciès sableux sur les plateaux du Quercy a pu être aisé, je proposerai une autre hypothèse, indépendante celle-là des quantités de matériaux effectivement présents, mais s'appuyant sur leur distribution spatiale. En raisonnant sur l'étendue et l'épaisseur moyenne des jalons actuels, une hypothèse "forte" peut être établie, elle consiste à admettre qu'une bande sableuse littorale de géométrie régulière se serait formée au Crétacé supérieur, en bordure du Limousin, entre le rivage et les dépôts carbonatés. Celle-ci aurait eu 200 kilomètres de long sur 30 kilomètres de large, ce qui paraît être un maximum compte tenu des endroits où des faciès sableux ont été repérés. Une épaisseur croissante de 0 à 100 mètres, soit une hauteur moyenne de 50 mètres, a enfin été admise. Ce dernier chiffre rapporté aux 6 000 km² de superficie du secteur ainsi reconstitué, conduit à proposer un total de 300 km³. C'est, à mon avis, une quantité assez nettement surestimée, la vérité ayant toutes les chances de se situer entre les deux évaluations. Par souci de ne pas déformer les résultats dans le sens vers lequel j'aurai plutôt tendance à pencher, c'est, cependant, cette dernière hypothèse que je retiendrai.

Au Sud-Est, les modalités de la sédimentation rendent l'évaluation un peu moins hasardeuse qu'en Aquitaine. On retrouve pourtant dans cette zone les facteurs gênants habituels : déformations synchrones de l'accumulation et érosion post-sédimentaire. Les exemples susceptibles d'illustrer ces phénomènes sont nombreux ; c'est ainsi que, dans le Gard, les sables albiens, épais d'une bonne centaine de mètres à proximité de la Chartreuse-de-Valbonne, s'amincissent pour atteindre une quarantaine de mètres dans la plaine de Pont-Saint-Esprit, quelques kilomètres plus à l'Est, alors qu'ils se réduisent, au Sud, dans le synclinal de la Tave à un mince niveau de 4 à 5 mètres d'épaisseur. L'explication des conséquences limitées de cette organisation complexe est simple : les variations latérales d'épaisseur et l'ablation postérieure ont surtout concerné les séries littorales ; or celles-ci ont, à presque toutes les époques du Crétacé, représenté un faible volume en regard de la masse de matériaux parvenus jusqu'au coeur de l'ombilic rhodanien, affecté par une franche subsidence. En rive gauche du Rhône, le grand sondage de Suze-la-Rousse, situé à seulement une vingtaine de kilomètres au Nord-Est de Pont-Saint-Esprit, a ainsi recoupé plus de 1 500 mètres de sédiments crétacés supérieurs à faciès principalement gréseux !

On peut par conséquent affirmer sans crainte de se tromper que, de toutes les marges du Massif Central, la région sud-orientale est celle qui est la mieux pourvue en apports détritiques issus du substratum granitique. Je détaillerai l'importance des volumes sableux selon les grandes périodes du Crétacé. Ils ont été établis en fonction de la superficie de l'aire de sédimentation, de l'épaisseur moyenne des couches et d'un coefficient basé sur la présence, plus ou moins importante, d'argiles ou de carbonates mélangés aux sables.

La première grande phase d'arrivée de matériel sableux a été, comme nous l'avons déjà vu, le Gargasien et l'Albien. Dans toute la partie occidentale du golfe, vaste d'environ 4 500 km² se sont déposés des sables, des grès glauconieux ou des marnes sableuses sur une tranche de 200 mètres de hauteur moyenne. J'ai estimé le volume du détritique grossier dans ces couches assez chargées en fine -coefficient 0,6- à 550 km³. Le Cénomaniens a été ensuite la principale phase d'arrivée du matériel continental. Sur une étendue de 6 000 km² une zonation en trois grands domaines s'est élaborée depuis le littoral jusqu'à la haute mer. Des sables chenalisants et des argiles marquaient les secteurs continentaux ; des grès et des calcaires gréseux à faune littorale leur succédaient, avant de laisser eux-mêmes la place à des marno-calcaires gréso-glauconieux. Très riches en sables -coefficient 0,7- les niveaux du Cénomaniens représentent un volume d'environ 900 km³, car on peut leur accorder une puissance moyenne semblable à celle attribuée au Crétacé inférieur, soit 200 mètres. Il convient néanmoins de noter que ce chiffre ne reflète pas la même réalité : le Gargasien-Albien a une épaisseur assez constante au contraire du Cénomaniens, dont les faciès côtiers se limitent à quelques dizaines de mètres sur d'importantes surfaces tandis que les faciès subsidés, toujours moins grossiers, dépassent parfois 600 mètres. La remarque a son importance dans la mesure où le fort coefficient attribué -0,7- l'a surtout été en fonction des séries littorales. Pour les raisons déjà évoquées à propos du Nord-Est aquitain, je ne modifierai pas le total obtenu, mais je le crois, là encore, plutôt surestimé.

Au Turonien, les conditions de sédimentation ne semblent pas avoir fondamentalement changé, sauf sur deux points. D'une part la géographie du golfe s'est modifiée avec un accroissement de sa taille, qui est passée à 7 500 km² par développement de ses deux extrémités -Dauphiné, Languedoc-, et une diminution de sa subsidence que l'on reconnaît à une baisse de l'épaisseur moyenne -130 mètres contre 200 mètres-. D'autre part, et il s'agit de la remarque la plus importante, les carbonates ont vu leur proportion s'accroître : des calcaires bioclastiques s'intercalent souvent entre les grès calcaires ou les sables. Leur présence impose de diminuer sensiblement le coefficient de détritisme ; je l'ai fixé à 0,5. Toutes ces données aboutissent à un volume de sables turoniens de 500 km³.

La sédimentation s'est poursuivie au Sénonien inférieur, c'est-à-dire au Coniacien et au Santonien dans le golfe Rhodanien. L'aire de dépôt s'est cependant sérieusement réduite -2 500 km²- ; l'épaisseur moyenne des couches -130 mètres- et les rapports dépôts fins ou précipités-dépôts sableux -coefficient de 0,5- se sont en revanche maintenus. Un peu plus de 150 km³ ont dû atteindre à ce moment-là la plaine littorale ou le niveau de base marin.

Comptabilisées entre le Gargasien et le Sénonien, les arrivées de sables en provenance du Massif Central peuvent être évaluées à un peu plus de 2 000 km³. On obtient ainsi confirmation de l'importance de ces venues en regard de celles enregistrées par les bordures parisiennes ou aquitaines.

Pour être complet, ce tableau doit comprendre aussi les sédiments déposés aux extrémités sud-ouest -Bas-Languedoc et Aquitaine méridionale- et nord-est -plate-forme jurassienne- du Massif Central. Parmi eux, seuls les dépôts crétacés supérieurs du Languedoc ont été évoqués dans les paragraphes précédents. Nous avons signalé, alors, deux caractères particuliers de ces séries : elles représentent des alluvions déplacées sur des distances limitées et elles se sont accumulées dans des zones de subsidence bien circonscrites. Elles tranchent par conséquent avec netteté sur les couches que l'on vient d'étudier, puisqu'il n'y a pas eu triage granulométrique et accumulation privilégiée de sables. En cela, elles sont beaucoup plus proches des sédiments tertiaires dont il sera bientôt question. Quoi qu'il en soit, si l'on excepte le bassin de Villeveyrac assez étendu et d'une profondeur moyenne supérieure à 500 mètres, mais très pauvre en sable, aucun des réceptacles n'a représenté de volume important ; ils n'ont pas dépassé tous réunis 200 km³, chiffre qui, limité au détritisme grossier, peut être ramené à un peu moins du tiers, soit 60 km³. Il est juste de noter qu'en contrepartie, avant le Sénonien, de l'Aptien au Turonien, des faciès sableux classiques de la sédimentation crétacée se sont déposés à l'extrême Sud-Ouest du Languedoc. Les travaux de P. FREYTET [1970] ont toutefois bien montré qu'ils avaient été principalement alimentés en matériaux grossiers par des cours d'eau venus du Sud et non du Massif Central.

Dans le Sud-Est de l'Aquitaine, nous avons vu qu'il n'existe pas de terrains crétacés entre les sédiments jurassiques ou le socle du "môle Occitan" et la molasse tertiaire qui les recouvre. C'est donc dans les épaisses accumulations de sédiments du "sillon sous-pyrénéen" et ses séries flyschoides qu'il faudrait rechercher d'éventuels apports originaires du Massif Central. De fait, il n'est pas absurde de penser qu'une petite partie des grès d'Alet, par exemple, déposés au Campanien à l'extrémité orientale du "sillon" dans un contexte mi-marin - mi-continentale, soit venue du Nord-Est. Il est de toute façon impossible de chiffrer ces apports "noyés" dans le matériel "pyrénéen".

Malgré des circonstances très différentes, on retrouve un problème similaire sur la "plate-forme jurassienne". On ne connaît pas de jalons détritiques sableux sur les marges occidentales des dépôts carbonatés du Crétacé inférieur -du Berriasien au début de l'Aptien- ni sur celles de la mer de la Craie -du Cénomaniens supérieur au Sénonien-. En revanche, des couches sableuses se sont déposées ici, comme presque partout ailleurs à la périphérie du Massif Central, au Crétacé moyen, du milieu de l'Aptien au milieu du Cénomaniens. Leur particularité est d'être peu épaisses, au maximum une soixantaine de mètres, et aussi d'être très chargées en argile. Bien repérées dans les sondages du couloir de la Saône, ces niveaux posent, sur le plan des volumes détritiques sableux qu'ils contiennent, deux problèmes étroitement liés et également difficiles à résoudre : celui de leur extension primitive et celui de l'origine de la fraction grossière. Il est à peu près certain que les sables bressans sont bien venus du Massif Central. Leur importance est aujourd'hui modeste : au plus une trentaine de kilomètres cubes. Rien ne prouve cependant qu'ils ne se soient pas étendus beaucoup plus largement à l'Est, sur l'emplacement actuel du Jura. L'épaississement dans cette direction de l'Albien représente même un sérieux argument pour le croire, ainsi que la présence de nombreux vestiges de "sables verts" dans les synclinaux jurassiens. On serait donc tenté d'étendre très largement les secteurs ayant pu connaître une accumulation détritique en direction du Jura et de la Franche-Comté, ce qui aurait pour conséquence d'augmenter dans une forte proportion le volume des sables... mais pas forcément la mise à contribution du Massif Central ! A l'image des sables du Bassin Parisien, issus de plusieurs sources, il faut en effet noter que le détritisme crétacé moyen a pu être alimenté sur la plate-forme jurassienne à la fois par le Massif Central et/ou par l'ensemble Vosges-Forêt-Noire, dont les destins géomorphologiques ont sans doute été très proches.

Chiffrer avec précision les quantités de sables libérées par le Massif et déposées à ses extrémités sud-ouest et nord-est apparaît comme une tâche impossible. Celles-ci me semblent peu importantes ; toutes réunies, elles n'ont pas dû dépasser le millier de kilomètres cubes. Par mesure de précaution, je doublerai ce nombre de manière à rester dans le cadre d'une hypothèse "forte".

La figure 53 B permet de faire le point après ce long inventaire. La totalité des apports sableux en provenance du Massif y a été estimée à 5 100 km³. Il s'agit d'un nombre établi par excès. Il reste à le traduire

en volume de terrain enlevé par l'érosion ; pour cela nous devons procéder par étape, en nous penchant tout d'abord sur les liens qui unissent les différentes fractions granulométriques, afin de remonter de la fraction grossière à la masse totale d'altérites, avant d'envisager les problèmes posés par le foisonnement et la compaction.

La taille des particules produites par l'altération varie dans d'importantes proportions, en fonction des caractères structuraux ou texturaux de la roche ou des processus d'attaque auxquels celle-ci est soumise. Pour me faire une opinion valable dans le cas des roches du Massif Central et du contexte morphoclimatique crétacé, j'ai tout naturellement orienté mon enquête bibliographique sur les études pédologiques ou sédimentologiques réalisées sur les régions de socle de la zone tropicale actuelle, en particulier sur les travaux de N. LENEUF [1959] et F. LELONG [1967]. Certains de leurs résultats méritent d'être rapportés.

- La matière que la nappe phréatique entraîne en solution, constituée par les bases et une importante quantité de silice, peut représenter en poids jusqu'à 60 % de la roche de départ dans les horizons supérieurs des roches basiques. Elle diminue à l'intérieur des profils, mais atteint encore 30 à 35 % dans les horizons profonds sur roche acide.

- La fraction argilo-limoneuse forme entre 20 et 40 % du "squelette" des horizons profonds du sol ; elle est inférieure à 40 % en surface pour un substratum acide, en général supérieure à 50 % sur roche basique.

- Convertis en pourcentage de la roche initiale, les chiffres précédents permettent de constater que, sur un matériel basique, les horizons supérieurs du sol se partageront également entre fraction fine et fraction grossière -soit 20 % chacune du poids initial-, tandis que les parties profondes seront plus riches en sables -35 % du poids de départ contre 25 % pour les particules inférieures à 40 µ-. On retrouve bien entendu les mêmes tendances sur roches leucocrates avec un déséquilibre nettement plus affirmé en faveur des sables : ces derniers représentent encore 35 % de la roche initiale contre 15 % aux argiles et aux limons dans les horizons A ou B et plus de 50 % dans la zone d'altération.

On peut résumer ces données sur un tableau :

| | | Roches basiques | Roches acides | |
|------------------------|-------------|-----------------|---------------|-----------------------------------------------|
| horizon supérieur A | Solutions | 60 % | 50 % | En % moyen du poids initial de la roche |
| | fines | 20 % | 15 % | |
| | sables et + | 20 % | 35 % | |
| horizon inférieur C | Solutions | 40 % | 30 % | |
| | fines | 25 % | 15 % | |
| | sables et + | 35 % | 55 % | |

Elles n'expriment évidemment qu'un état moyen d'altération, mais, pour la question débattue ici, elles sont d'un intérêt premier. Elles ont été utilisées en considérant d'une part que la nature des roches cristallines du Massif Central était au Crétacé, acide à 80 %, d'autre part que l'altération devait, à ce moment-là, se poursuivre dans 70 % des cas jusqu'à son terme -évolution du type horizons supérieurs-, ceci en raison de la relative planéité qui a régné dans la topographie pendant au moins les deux tiers de la période. Une estimation des pourcentages respectifs des matières dissoutes, fines et grossières par rapport au poids initial de la roche donne ainsi, toujours en valeurs moyennes : 48, 16 et 36 %.

Parce que l'on peut considérer que la plupart des constituants fondamentaux des roches cristallines, silicates d'alumine et quartz, ont des densités très proches -2,5 à 2,7-, les pourcentages de poids peuvent être assimilés à des pourcentages en volume. De cette façon il est donc possible, en utilisant l'estimation du stock de sables crétacés accumulés sur les marges du Massif Central, soit 5 100 km³, de parvenir à la quantité de matière prélevée sur le socle :

$$5\ 100\ \text{km}^3 \quad + \quad (5\ 100\ \text{km}^3 \times 64/36) \quad = \quad 14\ 200\ \text{km}^3$$

(= 36 % de fraction grossière) (= 64 % de fractions fine et dissoute)

Ce résultat implique par hypothèse, outre l'exactitude des opérations précédentes -cubage des sables issus du Massif Central et proportion initiale entre altérites grossières et fines-, que tout le matériel crétacé ait été produit par attaque du socle à cette époque. Nous verrons plus loin que ce n'est pas forcément le cas. Cependant, un tel postulat permet de progresser dans un raisonnement déjà complexe et d'aborder, en particulier, le délicat problème des rapports entre volume d'altérite et volume de substratum enlevé par l'érosion.

Le lecteur se souviendra peut-être que cette question m'avait, dans le Livre premier, opposé à P. MANDIER qui a admis dans sa reconstitution de la bordure orientale le principe d'une équivalence entre roche saine et sédiment -voir page 123-. Pour trancher, il va nous falloir procéder à une réflexion sur la densité des matériaux mis en jeu par la morphogenèse. Le géomorphologue intéressé par ce sujet doit malheureusement constater que les spécialistes, eux-mêmes, lui ont accordé une attention limitée, variable suivant la nature des problèmes posés. Il faut en effet distinguer deux étapes différentes : d'une part le passage

roche saine-produits de la pédogenèse, qui s'accompagne toujours d'un important foisonnement, d'autre part le passage altérites-sédiments, marqué au contraire par un phénomène de tassement.

La plus connue de ces deux phases est sans conteste la première. Sédimentologues et pédologues en ont parfois entrepris l'analyse. On retiendra des conclusions dont on dispose aujourd'hui que l'altération dans les régions intertropicales se déroule dans les horizons profonds du sol, soit en isovolumétrie [opinion de F. LELONG, 1967], soit avec une augmentation appréciable de volume [opinion de N. LENEUF, 1959]. De toute façon le départ de matière sous forme dissoute s'y traduit par une diminution de la densité. Ce dernier phénomène a souvent été constaté : les péridotites de Conakry, par exemple, possèdent une densité de 2,8 à l'état sain, tandis que leurs faciès d'altération, dit "pain d'épice", ont une densité de seulement 1,6 [G. MILLOT et M. BONIFAS, 1955]. Parce que les produits libérés par la dissolution atteignent parfois plus de la moitié de la matière minérale de départ, il est donc évident que la pédogenèse aboutit à une notable augmentation du volume occupé par l'ensemble des altérites. La phase résiduelle et la phase migratrice des sols étant additionnées l'une à l'autre, on peut évaluer à au moins 150 % le foisonnement créé par l'exercice des différents processus d'altération. Il ne saurait être question pourtant de s'arrêter sur ce chiffre dans la comparaison entre substratum et dépôt, en raison de la compaction liée à la diagenèse d'enfouissement.

On ne trouve guère de référence à ce propos dans les habituels manuels de sédimentologie [A. VATAN, 1974 - L. BERTHOIS, 1975] et si R. MEYER, dans sa récente thèse, lui a consacré une rapide mise au point [1981, pp. 187 à 191], il faut reconnaître que l'on sait peu de chose sur un phénomène dont le déroulement s'inscrit à l'échelle des temps géologiques. Je me limiterai à quelques réflexions portant sur les données essentielles.

- Les sables possèdent, de ce point de vue, un comportement très simple. Leur porosité -rapport du volume des vides au volume total de la roche exprimé en pourcentage- est directement fonction du classement et du degré d'usure des particules ; elle varie entre 28 et 42 % et se trouve fixée définitivement au moment du dépôt, la pression provoquée par la colonne sédimentaire n'ayant par la suite pratiquement pas de conséquence. En revanche, la circulation active de l'eau entre les grains peut entraîner, plus ou moins rapidement après la sédimentation, la précipitation de matières dissoutes, silice ou carbonates. Ce ciment réduit les vides, mais jamais de manière considérable, les grès demeurant des roches de densité souvent faible. En l'absence de données précises au sujet de la porosité des sables et des grès crétacés, je leur attribuerai arbitrairement la valeur la moins risquée, c'est-à-dire le chiffre moyen de 35 %.

- Les roches carbonatées offrent des porosités moins élevées mais extrêmement variables d'un type à l'autre. On les connaît mal, car elles sont difficiles à établir puisqu'elles nécessitent l'emploi d'un porosimètre. On peut considérer que dans les roches les plus compactes les vides se limitent à 4 ou 5 % du volume total ; à l'autre bout de l'échelle, une craie dépasse facilement 40 % de porosité. Dans ce contexte une valeur moyenne perd sa signification. C'est à la suite de la consultation des résultats obtenus sur différents calcaires par le Laboratoire de Géomorphologie du CNRS de Caen -étude de la porosité en vue d'expérience de cryoclastie- qu'il m'a semblé plausible d'envisager dans une reconstitution globale le chiffre de 15 %.

- Le cas des argiles, intermédiaire sur le plan granulométrique entre les deux ensembles précédents, doit être analysé pour terminer : c'est le plus difficile à préciser dans la mesure où le volume des vides dans une argile varie dans un sens ou dans l'autre, suivant la quantité d'eau présente et le poids des terrains superposés. La densité des minéraux argileux la plus couramment admise est de 2,65 [L. BERTHOIS, p. 216] ; je me suis livré sur un échantillon d'argile compacte, prélevé dans un sondage carotté du fossé de Montbrison vers 100 mètres de profondeur -faible pression de la colonne sédimentaire- et laissé à l'air libre pendant plusieurs années -forte dessiccation-, à un calcul de densité, celui-ci a donné une valeur approximative de 1,65. Au moment de l'expérience, l'échantillon avait donc une porosité d'environ 37 % ! Je n'aurai bien entendu pas l'imprudence de tirer des conclusions générales d'une observation à la fois rudimentaire et ponctuelle, elle me paraît malgré tout bien mettre en évidence la fourchette très large dans laquelle la porosité d'un même échantillon de phyllites peut évoluer. Les épais niveaux marins d'argiles plus ou moins carbonatées qui se sont déposés au cours du Crétacé dans le bassin Alpin ont dû ainsi fixer énormément d'eau entre leurs feuillets. Une bonne partie en a été expulsée ensuite sous l'effet de la pression : la proportion exacte ne peut de toute façon pas être déterminée avec précision, puisque même l'argile surconsolidée remontée des sondages augmente de volume avec la décompression. Un phénomène identique se produit dans le substratum, lorsque l'érosion enlève une tranche de terrain. Il faut par conséquent constater l'impossibilité de situer avec exactitude l'importance des vides dans une masse argileuse. Après beaucoup d'hésitations, j'opterai dans l'estimation entreprise pour une porosité moyenne des roches phylliteuses de 20 %.

En appliquant les pourcentages relatifs à la granulométrie des sédiments crétacés -48 % de matière en solution, 16 % de fraction fine et 36 % de sables-, la porosité d'ensemble des dépôts fixés par les bassins sédimentaires peut donc être située vers 20 %. Ce chiffre permet d'établir un rapport entre les volumes des sédiments crétacés, dont le cubage a été évalué à 14.200 km³ et ceux du socle sain. Ces derniers représenteraient, dans la mesure où les hypothèses précédentes sont valables, seulement 80 % de la masse sédimentaire, soit 11.300 km³, le reste étant formé par des vides, vestiges du phénomène de foisonnement contemporain des phases d'altération et de transport.

A l'aide de ces données, il est maintenant possible d'en venir à des considérations intéressantes de manière directe la géomorphologie du Massif Central. Dans l'éventualité d'une érosion crétacée ayant partout travaillé dans un substratum non altéré, et en rapportant les volumes enlevés à une étendue comparable à celle occupée aujourd'hui par le Massif, on obtient une ablation équivalant à une tranche de terrain de 140 mètres d'épaisseur, ce qui donnerait pour les 70 millions d'années de l'époque crétacée une érosion de 2 mètres par million d'années. Ces nombres qui ne constituent que de simples ordres de grandeur, doivent impérativement être commentés.

La première remarque concernera la signification même de tels nombres et les chances qu'ils ont de refléter la réalité. On ne discutera pas bien entendu du principe qui consiste à considérer que l'érosion intervient partout de façon égale dans l'espace ; c'est la règle dans ce genre d'exercice et elle est d'une parfaite logique, puisqu'il est impossible d'espérer retrouver l'intensité de la morphogénèse dans ses nuances spatiales pour un paysage entièrement disparu. Bien qu'elle soit presque aussi délicate à établir dans le contexte du Crétacé, l'étendue du domaine soumis à l'érosion a été chiffrée ; la valeur proposée doit être discutée. Lorsque j'ai évoqué, un peu plus haut, une surface d'attaque du substratum identique à celle du socle actuel, il ne s'agissait pas de simplifier en supposant que le Massif Central avait conservé du Crétacé jusqu'à aujourd'hui des contours semblables, mais de constater tout simplement qu'en superficie la région soumise aux processus morphogéniques devait être assez comparable, malgré son dessin différent. La figure 53 B présente l'idée qu'il me semble possible de se faire de la physionomie du domaine placé au-dessus du niveau de base au Crétacé supérieur. On remarquera que trois secteurs avaient, à cette époque-là, une position très différente de l'actuelle : le Morvan était très effacé tandis qu'au Nord-Est et au Sud-Ouest, "l'éperon Lyonnais" et le "môle Occitan" participaient au relief. La forme offerte par l'ensemble, avec une orientation dominante franchement varisque, différait nettement de l'image à laquelle nous sommes aujourd'hui habitués par les cartes à petite échelle. En étendue, les terrains concernés devaient être, au Crétacé supérieur toujours, un peu plus importants que le cadre du massif ancien contemporain (fig. 53 B). Il m'a semblé cependant juste d'assimiler les deux chiffres. En effet, évaluée pour la totalité du Crétacé, la surface que l'on peut considérer comme ayant été impliquée par l'érosion doit être réduite car l'espace en question devait être moins important au Crétacé inférieur, à la fois par son altitude moyenne et par sa taille. Quelques lecteurs seront sans doute surpris par cette dernière supposition dans la mesure où, pour cette période, l'ampleur de la régression dans les bassins Parisien ou Aquitain sont des faits démontrés. IL m'est donc indispensable de signaler qu'à mon avis zone dominante et plaines littorales constituaient déjà des éléments bien distincts de la topographie. Parce que les bassins sédimentaires n'ont pas participé, comme je vais être amené à le préciser un peu plus loin, au début de l'épeirogenèse alpine, ils ne peuvent en conséquence pas être rattachés au domaine soulevé, même s'ils ont été localement regradés.

La deuxième remarque que l'on doit faire découle en partie de la précédente : j'ai admis jusqu'à présent dans un souci de simplification que la reprise d'érosion crétacée s'était déroulée dans le socle ; or une telle hypothèse est impossible à conserver. Un simple coup d'oeil aux croquis 52 C et 53 B montre que la plupart des régions érodées au Crétacé correspondent à des surfaces recouvertes par les mers du Jurassique inférieur. On ignore malheureusement l'importance de l'épaisseur des terrains qui s'y sont déposés ; une partie a pu en être éliminée très tôt, dès le Jurassique supérieur ; aucun témoignage de ces événements ne nous est parvenu. Il est vraisemblable, malgré tout, que l'essentiel de la couverture ait été conservé jusqu'au Crétacé, en raison de la tendance structurale du Jurassique orientée vers la distension. L'altération au Crétacé s'est donc exercée en partie aux dépens d'un substratum sédimentaire, ce qui complique d'autant l'évaluation des effets de l'érosion. Le phénomène interdit d'ailleurs, à lui seul, toute tentative qui prétendrait déterminer avec exactitude la puissance de la morphogénèse crétacée. Comme nous l'avons déjà signalé, celle-ci ne peut être qu'approchée, d'abord à l'aide des calculs proposés plus haut, ensuite grâce aux réflexions suivantes.

- L'estimation obtenue à partir de la fraction grossière ne prend pas en compte la couverture sédimentaire formée par des particules inférieures aux sables -limons, argiles ou roches précipitées- qui a pu être éliminée avant l'attaque du socle ou en même temps. Les volumes ainsi disparus doivent être ajoutés au total déjà avancé, le problème principal à leur sujet étant de les évaluer.

- L'observation précédente conduit à reconsidérer notre estimation à la hausse, un second constat va nous amener à la démarche inverse. Une proportion non négligeable des sables accumulés sur la périphérie du Massif Central a pu être elle-même reprise à une couverture sédimentaire grossière, du type arkoses triasiques par exemple. Dans ce cas, il va sans dire que les fractions fines et dissoutes associées primitivement aux sables dans la roche initiale ne seraient plus à comptabiliser avec les produits de l'érosion crétacée. En partant de l'hypothèse d'un remaniement intégral des 5 100 km³ de matériaux détritiques répertoriés ci-dessus, on disposerait ainsi directement du volume déplacé au cours du Crétacé des régions internes du Massif Central vers sa périphérie ; ce qui aboutirait, dans la mesure où l'on pourrait disposer de la preuve que l'activité morphogénique s'est limitée à ce phénomène, à un bilan de l'érosion inférieur à la moitié des chiffres cités plus haut.

En définitive, si l'on peut être certain d'une participation de la couverture sédimentaire apparue dans la première moitié du Secondaire à la tranche de terrain déblayée au cours de la seconde partie de la période, l'ampleur de cette participation est très difficile à situer. Pour parvenir à une estimation correcte, il faudrait connaître quatre paramètres : -l'épaisseur primitive de la couverture, -sa nature exacte avec les proportions respectives des dépôts grossiers, fins ou précipités, -la localisation des secteurs soumis à la surrection, donc le style de la tectonique, -enfin la puissance des mouvements. Parce que toutes ces données demeurent inconnues, il est aisé de citer des hypothèses opposées dans lesquelles les bilans morphogéniques

pourraient être très différents : avec, d'un côté, l'éventualité de puissants mouvements épeirogéniques soulevant un socle recouvert d'épaisses séries argilo-carbonatées et, de l'autre, celle de déformations de faible ampleur limitées à des portions de socle revêtues d'une couverture d'arkoses. Je ne pense pas cependant qu'il soit indispensable pour tenter de cerner au plus près la vérité de faire preuve de trop... d'"imagination" ! Le revêtement sédimentaire du Massif Central mis à contribution au Crétacé a eu toutes les chances de réunir des faciès variés de plus en plus détritiques, au fur et à mesure que l'on s'approchait du domaine interne demeuré à l'état d'îles au Jurassique inférieur. Parce que des mouvements différentiels ont accompagné l'épeirogenèse du Mésozoïque supérieur, j'aurais tendance à croire, en raison de la permanence maintes fois constatée des principaux traits structuraux, que ce sont d'abord ces secteurs qui ont été concernés par les soulèvements locaux. On trouve du reste confirmation de cette façon de voir dans l'évolution enregistrée par le Sud-Est : l'alimentation en matériel détritique grossier du "golfe Rhodanien" s'est réalisée à partir de la région qui avait été, au Jurassique, la plus "importante" et la plus constante province distributrice d'altérites (fig. 52 C). Les marges franchement recouvertes par des dépôts fins comme le Nord-Est ont pu participer à la surrection d'ensemble, mais elles n'ont pas été soumises à des déformations positives locales, elles ont ainsi perdu moins de matière.

Compte tenu de ces remarques, l'érosion crétacée s'est effectuée suivant les lieux et les époques dans la couverture argilo-carbonatée, dans les altérites à dominante sableuse, et dans le socle sain. Toute évaluation des volumes enlevés doit prendre ce fait en considération, c'est pourquoi je réviserai les chiffres obtenus précédemment à la hausse, afin d'y inclure la part de sédiments fins remaniés. Il me semble toutefois certain que l'augmentation de volume, pondérée par la diminution résultant de la présence de sables remaniés, ne saurait être très forte. Dans le cadre d'une hypothèse maximale, une tranche totale de terrains disparus au Crétacé comprise entre 150 et 200 mètres pourrait être envisagée. Je ne cacherai pas cependant, compte tenu des choix précédents toujours situés dans la partie haute des estimations que, pour moi, l'ablation générale connue par le Massif Central a plus de chance de se placer dans une "fourchette" inférieure : entre 60-70 mètres et 120-140 mètres.

Quels que soient les chiffres retenus, on constatera que l'érosion crétacée a été très modérée, surtout si l'on considère la longue durée de la période : 70 millions d'années. Une telle observation me paraît capitale pour situer le contexte géomorphologique dans lequel l'érosion s'est réalisée. Avant d'en arriver là, il convient toutefois de répondre par avance à certains lecteurs qui verront dans la faiblesse des chiffres avancés ci-dessus une contradiction manifeste avec des phénomènes admis depuis longtemps par la plupart des géomorphologues, à savoir l'existence sur le pourtour des bassins sédimentaires eux-mêmes de vastes aplanissements. Je reconnaitrai au demeurant volontiers la logique d'un tel raisonnement : l'ampleur très modérée de la reprise d'érosion connue par le Massif Central, secteur d'antéclise qui aurait dû connaître la vague d'érosion la plus forte, est incompatible avec le façonnement de surface biseautant d'épaisses séries sédimentaires situées plus en aval. C'est donc à la démonstration de l'inexistence de tels aplanissements que je m'attacherai maintenant.

b - LA QUESTION DES "SURFACES D'EROSION" SUR LES MARGES SEDIMENTAIRES :

L'idée d'une morphogenèse active sur les bordures des bassins sédimentaires soumis à une forte régression est assez ancienne. Elle s'est imposée dans l'esprit des géographes français depuis que J. TRICART l'a liée, dans son étude de l'Est du bassin de Paris [1949], à la discordance qui sépare le Jurassique de l'Albien. Pour lui, la position des "Sables Verts" sur différents termes du Jurassique supérieur serait le résultat, d'une part, de puissantes déformations positives responsables de la régression fini-jurassique, d'autre part, d'une efficace phase d'érosion continentale déclenchée par la tectonique. Il y aurait donc eu d'après J. TRICART soulèvement, puis nivellement. Cette interprétation est apparue renforcée à chaque découverte de traces d'érosion continentales au mur des couches du Crétacé moyen. M. RIOULT [1966] a été ainsi amené à évoquer la présence d'une véritable "surface d'érosion karstique" sous les sables albiens et à attribuer les silicifications visibles parfois au toit du Jurassique au même épisode d'érosion continentale. Il est juste d'ailleurs de noter que des observations mettant en évidence des phénomènes d'altération dans le plan de la surface de discordance sont connues depuis longtemps : G. GORROY par exemple remarquait, en 1925, que le "fer géodique" était exploité en Haute-Marne dans "des anfractuosités profondes" creusées dans le calcaire oolithique portlandien. On ne doit pas être étonné par ces témoignages, puisque la longue durée de l'émersion du Crétacé inférieur dans de nombreux secteurs des bassins sédimentaires Parisien et Aquitain appartient aux faits solidement établis. Si l'on ajoute que la nature perméable des "Sables Verts" a sans doute permis le développement d'une crypto-altération, il est facile de conclure que toutes ces traces n'ont pas de signification géomorphologique réelle. Elles ne témoignent pas de la disparition d'une épaisse tranche de terrain. Seule, en fait, doit être portée au crédit d'une puissante érosion infra-albienne l'importance, il est vrai souvent forte, de la discordance. A cause de ce phénomène, l'hypothèse du passage d'un aplanissement continental s'est imposée ; dans le contexte structural désormais mieux connu des bassins sédimentaires français, elle apparaît beaucoup moins probable.

Les progrès réalisés, ces dernières années, dans le domaine de la tectonique synsédimentaire comme dans celui de la tectonique globale permettent de penser que les migrations des aires de dépôt des couches géologiques, donc une tectonique en creux propre aux synéclises soumises à distension, ont beaucoup

plus de chance d'expliquer les discordances que des mouvements compressifs créant des reliefs nivelés ensuite par le "passage d'une surface d'érosion". Une telle solution offre le double avantage de mieux s'harmoniser avec les données de la structure, qui montrent une tectonique secondaire faite de retouches multiples et constantes plutôt qu'animée par de brutales et fortes pulsations de sens inverse, et d'être conforme aux enseignements apportés par ailleurs sur le plan de la paléogéographie ou de l'évolution géomorphologique. J'insisterai particulièrement sur ces divers points en présentant plusieurs exemples de réalisation de pseudo-aplanissements crétacés ; chacun reflète des circonstances bien particulières.

Le premier ne se situe pas au contact du Massif Central, mais il mérite d'être rapidement évoqué en raison de sa valeur démonstrative. Les marges nord-orientales du bassin de Paris montrent en effet, au contact de l'Ardenne occidentale, un magnifique plan de discordance qui amène les couches sableuses du Crétacé moyen à reposer successivement sur tous les niveaux régionaux, du Jurassique supérieur au socle. Or il est bien évident, ici, que l'on n'a pas eu successivement dépôt des couches, soulèvement de la bordure, puis érosion et enfin retour de la mer. L'évolution s'est déroulée en fonction du déplacement dans l'espace de l'ombilic de sédimentation. Par deux fois celle-ci a atteint l'Ardenne -Lias et Cénomaniens- et par deux fois, elle s'en est éloignée en modifiant sa géométrie : les reculs se traduisant par un jeu des flexures bordières, c'est-à-dire par une augmentation de la bathymétrie. On possède des preuves qu'il n'y a pas eu disparition d'une forte épaisseur de sédiments dans cette région. On peut d'abord s'en assurer grâce aux repères fournis par les faciès littoraux : l'Ardenne a toujours constitué, au cours de la première moitié du Secondaire, une terre émergée alimentant ses bordures en matériel détritique ; il est par conséquent possible de suivre, sinon les modifications des lignes de rivage, effectivement effacées par la regradation, tout au moins le déplacement des aires de sédimentation côtière marquée par une granulométrie plus grossière. On dispose, d'autre part, du témoignage des jalons sédimentaires de faciès "wealdien". La conservation d'assez nombreux lambeaux d'alluvions continentales disséminés sur tout le plan de la surface de discordance montrent que, dès le début du Crétacé inférieur, le biseautage des couches était réalisé, l'ensemble de la région étant suffisamment proche du niveau de base pour retenir des sédiments. Comme un certain travail de l'érosion sur les différents affleurements ne peut pas être nié, on doit conclure des observations précédentes que celui-ci s'est effectué très rapidement, peu de temps après l'exondation de chaque auréole, un léger soulèvement des secteurs littoraux ayant pu accompagner la migration vers le centre du bassin de l'ombilic de subsidence et ainsi provoquer une regradation plus ou moins forte suivant l'ampleur de la déformation. Tout l'espace n'a pas subi une érosion identique ; on va en avoir l'illustration avec le second exemple.

En Charente, on retrouve des données similaires dans un contexte structural légèrement différent. L'originalité de la région n'est plus dans une remontée rapide du socle mais dans un canevas complexe, organisé en une série d'ondulations synclinales et anticlinales. Un examen attentif de la discordance infra-cénomaniennes permet de reconnaître le jeu postérieur au Jurassique supérieur de certaines structures et une intervention énérgique à l'échelle locale des processus morphogéniques. A l'Est - Sud-Est d'Angoulême notamment, l'érosion du "pli faillé" de Bouëx est à l'origine de la discordance du Cénomaniens sur l'Oxfordien ou le Kimméridgien. Il est possible d'admettre, à cet endroit, que plusieurs dizaines de mètres de calcaires argileux et de marnes, effectivement déposés au Jurassique supérieur, aient été enlevés avant la transgression mésocrétacée. Situé à proximité d'une puissante flexure côtière ayant joué au Jurassique et au Crétacé, le phénomène a eu toutefois une importance assez limitée, puisqu'il est difficile de lui attribuer la disparition de plus d'une cinquantaine de mètres de matériaux tendres, ses effets s'étant circonscrits à une étendue de quelques kilomètres carrés. On comprendra, à partir de là, qu'il soit capital de bien distinguer cet événement local de celui, d'une autre dimension, qui a créé la discordance générale infra-cénomaniennes. En Charente, comme dans le Bassin Parisien, plusieurs faits attestent du rôle joué par les déplacements de l'ombilic de subsidence. D'étroites correspondances entre les variations d'épaisseur et de faciès dans les derniers niveaux déposés sous le Cénomaniens suggèrent, tout d'abord, de lier les amincissements des couches au retrait de la mer et à sa diminution de profondeur plutôt qu'à un biseautage. La médiocrité de l'érosion due à une absence de soulèvement est ensuite confirmée par la présence sous le Cénomaniens détritiques de séries parfois très peu résistantes, à l'instar des évaporites du Purbeckien. Enfin, la conservation, dans le plan de la discordance, de dépôts argilo-sableux qui rappellent les formations continentales du Crétacé inférieur, témoigne, là encore, d'une tendance pour les plaines littorales de cette époque à recueillir des sédiments plutôt qu'à en perdre.

Les deux exemples précédents concernaient des secteurs où l'érosion post-sédimentaire est en définitive assez peu intervenue ; les deux derniers cas exposés traiteront, au contraire, de régions où les conséquences des reprises d'érosion sont plus manifestes, tout en restant à mon avis dans des limites très inférieures à ce qu'un examen rapide de la situation pourrait laisser croire.

J'ai, dans le chapitre du Livre I consacré au Centre-Est, employé à propos des bordures sédimentaires l'expression de "surface infra-crétacée", en prenant soin d'inclure le terme entre guillemets. Il m'était, en effet, apparu qu'en Nivernais la "surface aquitaniennes" de J. GRAS était largement parsemée d'une pellicule de matériaux mésocrétacés. Parce que le plan de la paléotopographie en question recoupe avec netteté des accidents, failles ou flexures, qui dénivellent toutes les couches du Jurassique, on a, sur cette marge du Massif Central, la certitude d'une intervention de l'érosion aérienne avant le milieu du Crétacé. Tel est bien d'ailleurs l'avis final de J. GRAS qui, après avoir multiplié les affirmations de l'efficacité de la "surface aquitaniennes" dans ses pages sur le Nivernais [1963, pp. 260 à 315], reconnaît, dans sa conclusion sur "le contact des socles" [pp. 377 à 379], que l'érosion aquitaniennes s'est contentée de "broder autour d'un thème déjà fourni par l'extrême régularité de la plaine infra-crétacée". J. GRAS s'est même interrogé sur la perfection de la surface nivelant les auréoles sédimentaires jurassiques. Il a, en cette occasion, exprimé un point de vue tout à

fait similaire au mien, puisqu'il reconnaît que l'aplanissement en question "n'est pas l'oeuvre d'une érosion qui aurait attendu la fin de toute sédimentation" mais "s'est façonné par retouches successives en gagnant de la périphérie vers le centre" [p. 378]. Une telle interprétation me semble indiscutablement plus logique que la position qu'il a défendue dans sa démonstration sur la morphogenèse du Nivernais. Admis sans réserve à l'Ouest de la Loire, en Berry, où les conditions rappellent celles observées au contact des Ardennes ou en Charente, le modèle lui a sans doute paru moins adapté au contexte structural beaucoup plus "agité" du Nivernais ; ce en quoi il s'est, à mon avis, trompé. On retrouve ici, à quelques nuances près introduites par la vigueur de la tectonique, les données présentées plus haut.

Les accidents Nord-Sud, autour desquels s'organise la topographie des collines nivernaises, correspondent à de vieux traits structuraux déjà bien affirmés au Jurassique. Ainsi le horst de Saint-Saulge, dont on voit les implications dans la sédimentation dès l'Hettangien -celui-ci est calcaire à distance du horst et gréseux à sa proximité immédiate- a joué tout au long de la phase de dépôt des couches jurassiques. Bien qu'il ait toujours été immergé, son influence s'est manifestée sous la forme d'un haut-fond responsable d'un amincissement des niveaux. Il est aujourd'hui possible de vérifier le phénomène : le Lias diminue d'épaisseur à son approche tandis que des lacunes apparaissent, le Bajocien et l'Argovien étant par exemple absents au Sud-Ouest de Clamecy. Des effets similaires, mais plus discrets, se sont produits le long des autres accidents du Nivernais. Il faut en conséquence se méfier lorsqu'on veut estimer l'ampleur des reprises d'érosion post-jurassiques et infra-albiennes, car un fait demeure : les sables du Crétacé moyen sont venus recouvrir, dans cette région, un aplanissement tronquant des reliefs créés par la poursuite du jeu des failles nivernaises. On ne peut pas savoir à quel moment exact ces événements ont eu lieu ; ils s'inscrivent dans une fourchette chronologique assez longue, entre le retrait de la mer jurassique et la transgression albienne. Rien n'indique qu'ils soient les conséquences d'une crise brutale ; au contraire, l'hypothèse la plus vraisemblable reste celle d'une ablation s'exerçant au fur et à mesure du rythme lent des déformations. Bref, la tectonique a poursuivi son action suivant un schéma identique à ce qu'il était au Jurassique, mais au lieu de s'inscrire dans la sédimentation, les effets de la tectonique ont directement concerné le relief en raison de la régression marine. Reprenant les coupes de J. GRAS [1963, fig. 64 à 86], je me suis posé le problème des volumes enlevés par l'érosion anté-albienne sur les principales collines : Ouest de Menou, Sud-Ouest de Clamecy, région de Saint-Saulge. La figure 54 A reprend deux coupes de J. GRAS et montre sa position et la mienne. Il m'est apparu que sur chaque axe anticlinal faillé, compte tenu de l'amincissement général des couches jurassiques à proximité du socle, dont le plus bel exemple en Nivernais est offert par la diminution d'épaisseur et les changements de faciès du calcaire oxfordien, compte tenu aussi des effets locaux des mouvements synsédimentaires, c'est entre trente mètres, au moins, et cent mètres, au plus, de terrains qui ont été déblayés. Ces chiffres ne sont pas négligeables en eux-mêmes, cependant ils ne doivent pas faire illusion : ils ne s'appliquent qu'à un espace minime organisé en longues et minces lanières méridiennes, suivant le style tectonique éjectif bien reconstitué par J. GRAS (fig. 99, p. 377). Le Nivernais n'a pas perdu plus de 5 à 10 km³ de sédiments avant l'Albien et son recouvrement par la mer albienne prouve qu'il n'a pas quitté, au Secondaire, une situation proche du niveau de base.

L'ultime exemple cité portera sur une région où l'érosion paraît avoir abouti à des résultats si spectaculaires qu'il n'est jamais venu à l'idée des chercheurs de s'interroger sur ses modalités exactes d'intervention. J'ai déjà évoqué, plus haut, l'existence de puissantes déformations au sein des séries crétacées du bassin Alpin ainsi que l'expression de "phase de plissement anté-campanien" employée traditionnellement pour désigner l'épisode. L'étude précise de ces événements impose d'abord de les replacer dans leur cadre spatial. La "crise antécampanienne" a concerné un domaine peu étendu sur la marge nord de l'ancienne fosse vocontienne. Elle serait responsable de l'amorce de la structuration en plis ouest-est du Diois et des Baronnies, mais son résultat le plus certain dans ces deux régions reste le retrait total de la mer. Elle a eu surtout des effets dans le Bochaine et dans le Dévoluy [H. ARNAUD, 1984] où de véritables plis de direction N 75° E à N 40° E se sont alors mis en place, avec parfois de très fortes élévations d'axe et des profils aigus qui ont évolué vers le déversement (fig. 54 B1). De nombreuses failles les ont accompagnés ou ont joué indépendamment, comme la puissante faille de Menée à la limite Diois-Vercors (fig. 54 B2). Les coupes de la figure 54 B, empruntées à H. ARNAUD, montrent avec éloquence toute la puissance de ces mouvements ; pourtant leurs implications géomorphologiques n'ont peut-être pas été celles auxquelles on pourrait songer dans un raisonnement rapide.

Il serait tout d'abord erroné d'imaginer une sédimentation d'épaisseur partout uniforme, affectée par une brutale crise tectonique, elle-même suivie par l'apparition de reliefs qui auraient été "pénéplanés" dans un dernier temps. L'expression consacrée par les géologues de "phase anté-campanienne" tend à accréditer l'idée d'un épisode bref et violent, or il est actuellement démontré qu'en liaison avec le début de fermeture de l'Océan Ligure, les manifestations de la tectonique se sont poursuivies dans la région depuis l'Aptien jusqu'au Turonien.

Aux confins du Vercors (fig. 54 B2), les venues détritiques qui ont envahi dès le Gargasien -grès de Baule- l'espace occupé auparavant par la fosse vocontienne, doivent être considérées comme les premiers signes des mouvements ayant affecté l'aire de sédimentation ; elles sont synchrones d'un premier jeu important de la faille de Menée. Les variations latérales dans l'épaisseur et les faciès du Cénomaniens du fossé synclinal de Glandage, ainsi que les nombreux paquets glissés dans les niveaux marneux de cet âge, constituent des preuves d'une tectonique active, sans pour autant signifier l'apparition de forts reliefs, comme en témoigne la granulométrie des sédiments qui reste fine au contact des accidents (fig. 54 B2). Les seules traces d'érosion aérienne indiscutables que l'on possède sont, en définitive, représentées par le "conglomérat des Gas" d'âge

turonien et coniacien. Une épaisse formation emballant des blocs de calcaires barrémo-bédoulien s'est alors déposée en bordure d'un paléorelief. Rien n'assure pourtant que celui-ci ait eu une forte altitude, les blocs ayant pu se mettre en place au pied d'un abrupt de faille de quelques dizaines de mètres de hauteur. Son effacement rapide au Santonien puis son recouvrement par la transgression campanienne conduisent d'ailleurs à la seconde hypothèse.

Les partisans d'une topographie crétacée supérieure heurtée trouveront sans doute bien inutiles les remarques précédentes, puisque de toute façon l'assurance d'une forte surrection existe pour eux plus à l'Est, avec les magnifiques plis infrasénoniens du Dévoluy (fig. 54 B1). Je les étonnerai à coup sûr en livrant mon avis sur ce point. Il n'est bien évidemment pas question pour moi de nier la réalité des mouvements "antécampaniens", puisqu'ils sont inscrits sans ambiguïté dans le substratum du Dévoluy et que j'ai même proposé plus haut de les mettre en relation avec les arrivées de sables feldspathiques turoniens. On doit, en revanche, sérieusement réfléchir sur le contexte à la fois structural et géomorphologique auquel ils ont été associés. L'existence d'une puissante phase de compression à l'échelle régionale, impliquant d'une part l'apparition de plis faillés et déversés, d'autre part l'édification puis la destruction de reliefs sur l'emplacement du Dévoluy au début du Crétacé supérieur, m'a toujours laissé sceptique et cela pour plusieurs raisons.

- Le caractère local des déformations, en dehors de toute polarité d'ordre supérieur, est pour le moins surprenant. La direction des plis SW-NE est conforme aux contraintes qui existaient à cette époque entre les plaques -voir page 243-, mais dans l'hypothèse d'une transmission des forces à partir du Sud-Est -compression de la Téthys- des structures de plus en plus heurtées devraient se rencontrer dans cette direction, ce qui n'est pas le cas. Il est par ailleurs difficile de comprendre que les effets principaux de la compression soient apparus dans l'épais matériel incompetent de la fosse vocontienne.

- Le plus étonnant dans l'interprétation classique des structures antécampaniennes relève pourtant de la morphogenèse. Outre l'extrême rapidité d'érosion pour des plis dont l'élévation d'axe au-dessus du niveau de base a pu dépasser le millier de mètres (fig. 54 B1), il faut noter l'absence totale de produits corrélatifs de leur destruction ! En effet, il n'existe pas, au coeur des synclinaux ou à la périphérie de la zone plissée, la moindre trace de matériaux détritiques d'âge cénomanien ou turonien qui puisse être rattachée à ces événements et s'il est facile de comprendre que la majorité de sédiments marneux des anticlinaux ait été exportée au loin sans laisser de témoignage, il n'en va pas de même pour les niveaux calcaires du Barrémien et du Jurassique supérieur.

On comprendra, dans ces conditions, mon ralliement sans réserve à la très récente proposition faite par les géologues strasbourgeois [A. MICHARD *et alii*, 1986]. A partir d'une étude de la disposition des couches, ceux-ci ont suggéré de reconnaître dans la discordance du Dévoluy le résultat de décollements gravitaires sous-marins sur le talus nord-vocontien. N'ayant aucune compétence pour discuter leurs arguments, je me contenterai de les citer, non sans avoir constaté qu'ils complètent parfaitement les miens. Après avoir rappelé, d'une part, le caractère unique de ce dispositif dans les Alpes externes, d'autre part l'explication classique de la discordance par "l'émersion turonienne de plis en échelons sur des failles de socle NE-SW senestre", ils ont fait valoir :

- que la géométrie des structures antécampaniennes était celle de plis et failles de glissement tangentiel dans des roches incomplètement lithifiées,
- que l'on n'observait jamais de trace d'émersion entre les séries déformées et le Campanien, au faciès pélagique très affirmé,
- que le contact de discordance, ainsi que la stratification du Campanien étaient encore déformés par des glissements synsédimentaires de même vergence SSE que les précédents.

L'ensemble des remarques qui viennent d'être faites m'amène à croire qu'il est désormais plus sage d'abandonner l'idée d'une phase de plissement ayant entraîné dans la région du Dévoluy l'apparition de forts reliefs, puis leur élimination par l'érosion. De très importantes déformations se sont bien produites dans ce secteur vers le milieu du Crétacé mais, correspondant au tout début de la compression téthysienne, il est normal qu'elles aient moins intéressé le contenu sédimentaire du bassin téthysien que son tréfonds, c'est-à-dire le socle. La couverture du Dévoluy a été concernée presque fortuitement par cet épisode : elle le doit à sa position sur la limite septentrionale de la fosse vocontienne, zone très sensible au déplacement des plaques encadrant la Téthys. Partout ailleurs dans le Sud-Est, les mouvements ont d'abord concerné le socle que ce soit au niveau de l'"éperon Lyonnais" ou du "bombement Durancien". On comprend mieux ainsi les liens étroits qui ont uni, à ce moment-là, la tectonique du Massif Central et celle de sa marge sud-orientale.

Pour en terminer avec les "plis antécampaniens", l'hypothèse adoptée m'amène à nier leur réalité : seules des structures synclinales sont apparues lors de l'écoulement gravitaire ; des failles ont fait office de charnière et permis la déformation des couches, imitant à la perfection des plis faillés et déversés (fig. 54 B1). Ce type d'évolution structurale constitue un remarquable exemple de ce que j'appellerai la "tectonique négative" ; expression sous laquelle je propose de rassembler tous les mouvements, quelle que soit leur puissance, qui n'ont pas eu, ou très peu, de conséquence directe sur la disposition des volumes placés au-dessus du niveau de base.

Dans le Sud-Est, comme partout ailleurs dans les bassins sédimentaires entourant le Massif Central, la topographie est demeurée basse au Crétacé. Des retouches locales ont pu se produire dans les zones soumises à des mouvements positifs, elles n'ont fait que modestement regradier la surface d'accumulation dégagée par le retrait de la mer. Il est capital pour une bonne compréhension de l'évolution géomorphologique mésozoïque de bien distinguer, dans les pseudo-aplanissements apparus sur les marges des bassins, les effets

toujours très mesurés de l'érosion de ceux qui résultent de la "tectonique négative". Les déplacements incessants des ombilics de sédimentation, provoqués par des variations dans les forces distensives, de même que de multiples déformations en tout genre -de la simple ondulation anticlinale aux synclinaux dissymétriques du Dévoluy-, résultant des contrecoups de la tectonique globale sur le tréfonds hercynien, ont rendu d'une extrême complexité l'organisation des couches secondaires. Il n'est pas surprenant, dans de telles circonstances, que la faible érosion connue par les zones les plus externes des bassins ait révélé une véritable marqueterie d'affleurements différents. Celle-ci donne l'illusion d'une morphogenèse très active ayant effacé les reliefs nés de puissants mouvements positifs, alors qu'elle est due, en réalité, à de simples retouches sur une surface d'accumulation transformée en puzzle par la tectonique négative. En conséquence, je me crois autorisé à conclure qu'il n'y a aucune contradiction entre la faiblesse de l'érosion crétacée, telle qu'elle ressort de ma tentative d'évaluation pour le Massif Central, et l'évolution géomorphologique des bassins, qui ont à ce moment reçu beaucoup plus de matières du socle qu'ils n'en ont, eux-mêmes, cédé aux mers bordières.

c - LES MODALITES DE L'EROSION SUR LE SOCLE :

La perte enregistrée au Crétacé par le Massif Central représente en volume, avec plus de 10 000 km³, un chiffre impressionnant. Rapporté à la superficie du Massif et à la durée de la période, il devient modeste. Il ne s'agit cependant que d'estimations moyennes qui peuvent cacher des écarts sensibles du rythme de l'érosion dans le temps et dans l'espace. Pour clore cette mise au point, il convient d'essayer de cerner certaines des modalités de la morphogenèse, c'est-à-dire de préciser dans la mesure du possible les paysages, les agents de la dynamique, et surtout les variations ayant pu affecter les uns et les autres selon les régions ou les époques. A n'en pas douter, la tentative comporte beaucoup de paramètres inconnus ; on ne possède aucun moyen de connaissance directe de ces événements, seules les données acquises grâce à l'étude des altérites permettent de donner quelques bases concrètes à la reconstitution. J'avancerai donc, là encore, avec prudence dans un domaine où il est difficile de sortir des généralités sans faire appel à une imagination excessive.

Le Crétacé a été la première époque du cycle alpin à voir s'exercer une tectonique positive à l'échelle de la plus grande partie du Massif Central. Deux faits me semblent à ce sujet acquis.

- A la fin du Jurassique, la topographie était très basse : plusieurs secteurs du Massif, le Sud, le Nord-Est, devaient directement servir de plaines littorales aux mers périphériques. Toutefois, si l'essentiel des bordures était proche du niveau de base, il n'est pas interdit de penser que les parties les plus internes comportaient des reliefs résiduels. Dans cette hypothèse, l'absence d'apports détritiques dans les bassins sédimentaires devrait être interprétée soit comme le résultat d'une regradation insuffisamment active, en raison de la faiblesse des pentes des reliefs eux-mêmes, soit, plus vraisemblablement, comme une conséquence de la basse altitude générale du Massif Central, incapable d'assurer le transport de la fraction non dissoute des sols.

- L'évolution s'est organisée, tout au long du Crétacé, autour d'une série de déformations du socle qui ont abouti à transformer sa physionomie : un paysage, ayant tendance à se déniveler de façon locale et temporaire, a succédé au relief plutôt monotone du Jurassique.

On ne peut manquer d'évoquer, à propos de la morphogenèse crétacée du Massif Central, le schéma théorique proposé par le géologue allemand W. PENCK [1924]. On sait que la volonté de celui-ci avait été de souligner dans la reconstitution de l'histoire du relief le rôle de la structure, trop négligé de son point de vue par la géomorphologie davisienne, tout entière axée sur le temps et le travail de "l'érosion normale". Or, il m'apparaît, d'une façon semblable à celle qui m'avait amené à taxer la topographie fini-hercynienne de "pénéplaine", que le terme de "Primärrumpf" s'impose pour désigner la topographie crétacée. Les deux expressions sont en effet les seules du vocabulaire géomorphologique à établir des liens précis entre évolution du relief et cycle orogénique -voir page 229 le sens que j'ai bien précisé donner au mot "pénéplaine"-. En l'occurrence, tous les événements morphogéniques se sont résumés, dans le Massif Central au cours du Secondaire supérieur, à un lent soulèvement par la tectonique de l'aplanissement post-hercynien aggradé ou regradé au Jurassique. Le schéma de W. PENCK paraît donc convenir au cas étudié ici qui est conforme aux bases morphostructurales du raisonnement proposé par le géologue allemand. A partir de là, on doit s'interroger sur les autres réflexions théoriques de W. PENCK et leur utilité éventuelle pour comprendre la mise en place des reliefs crétacés du Massif Central.

Il est inutile de rappeler longuement de quelle manière W. PENCK a admis que des mouvements de surrection, ayant par hypothèse tendance à s'accélérer et à s'étendre dans l'espace, conduisaient à l'apparition d'un relief de banquettes étagées, les célèbres *Piedmonttreppen* [1924, 1925]. Par l'intermédiaire d'un raisonnement dynamique original, il a placé la topographie en gradins si caractéristique des régions de socle sur le compte de l'érosion continentale, comme avaient voulu le faire avant lui les géomorphologues français en adoptant le schéma polycyclique. Directement liée aux questions débattues dans ce paragraphe, la théorie de W. PENCK amène le chercheur à se demander si un paysage étagé s'est effectivement mis en place au Crétacé sur l'ensemble ou une partie de l'espace massif-centralien. Une réponse catégorique est naturellement exclue, puisque l'on ne connaît pas de relief hérité de cette période. Pire, dans la mesure où la faiblesse constatée de la morphogenèse crétacée rend invraisemblable l'hypothèse d'un soulèvement puissant étendu à l'ensemble du Massif, on se trouve même dans l'incapacité de préciser les contours des secteurs portés en altitude, donc l'ampleur qu'aurait pu revêtir le phénomène de *Piedmonttreppen*. Quoi qu'il en soit, on dispose à mon avis de sérieux arguments pour penser que de telles formes ne sont jamais apparues à cette époque.

Le premier concerne la minéralogie des sables exportés jusqu'au niveau de base marin. L'augmentation des quantités de minéraux fragiles, parvenus entre le Crétacé moyen et le Crétacé supérieur sur la bordure sud-orientale du Massif Central, a été interprétée plus haut comme le résultat d'une arrivée de matériel frais permise, en dehors de toute autre modification de la dynamique, par une accentuation des pentes responsable à la fois d'une liquidation des vieux stocks d'altérites et d'une libération rapide d'arènes modérément évoluées. Dans la mesure où cette façon de voir est la bonne, elle me paraît interdire une évolution morphologique avec recul latéral des pentes, suivant le schéma élaboré par W. PENCK. En effet, seul un abaissement de la topographie de haut en bas dans un substratum initialement revêtu d'une épaisse couverture d'altération me semble susceptible d'expliquer un changement aussi radical de la composition des sables, une reprise d'érosion en banquettes étagées ne pouvant qu'entraîner des mélanges propres à gommer l'opposition entre les stocks.

Le second argument est décisif ; il s'appuie sur le volume et la répartition des altérites grossières autour du Massif central. L'un et l'autre infirment le postulat admis par W. PENCK et indispensable à la réalisation des *Piedmonttreppen*, à savoir l'existence de mouvements tectoniques uniformément accélérés. Je ne discuterai pas la vraisemblance d'une telle tectonique ; celle-ci n'a rien d'absurde et il est bien possible, sous réserve du rythme "uniforme" plutôt incompatible avec l'exercice des contraintes dans un matériel non homogène, que des déformations de ce type se soient produites, y compris dans certaines régions du Massif Central au Crétacé. Il est cependant exclu qu'elles aient pu intervenir à l'échelle du Massif. On peut adresser à W. PENCK le même reproche qu'à W. M. DAVIS : ils ont voulu, tous les deux, établir des schémas théoriques sans leur attribuer de cadre spatio-temporel précis ; ils n'ont pas situé leurs réflexions par rapport à une échelle donnée, ce qui nuit beaucoup à l'utilisation des modèles préconisés. J'avais déjà rencontré ce problème avec l'emploi du terme de pénéplaine, je le retrouve, ici, avec celui du concept de *Primärrumpf*. Il me semble personnellement indispensable, dans l'application des vues de W. PENCK au Massif Central crétacé, de distinguer deux échelles. Comme cela vient d'être affirmé, il n'est pas logique d'admettre qu'une morphologie de gradins ait concerné l'ensemble du socle. Si, à cette échelle spatiale et à celle de la durée du Crétacé, on peut considérer qu'il s'est effectivement produit à l'époque une sorte d'accélération de la tectonique, avec des mouvements de plus en plus fréquents et de plus en plus amples, le rythme est toujours resté faible. La démonstration en est assurée par les volumes de terrain regradés qui impliquent une surrection lente et sans doute hachée, tandis que la localisation des dépôts plaide en faveur de mouvements différentiels -voir pages 249 et 250-. On ne peut donc envisager une topographie étagée qu'à une échelle très inférieure, à celle des horsts par exemple, c'est-à-dire dans un contexte aujourd'hui difficile à vérifier. Le plus important des secteurs soulevés, celui qui a alimenté en sables argileux le golfe Rhodanien, aurait pu connaître une semblable évolution, mais nous avons noté que la minéralogie des sédiments constituait un argument contraire à l'hypothèse. Ainsi, avant même d'être discutées sur le plan dynamique, certaines des conceptions de W. PENCK apparaissent, à la différence de l'idée de *Primärrumpf*, inapplicables au cas du Massif Central crétacé. Je reviendrai sur leur bien-fondé à l'occasion de l'analyse de la morphogenèse tertiaire ; il me suffira de rappeler, pour l'instant, qu'elles m'ont semblé inadéquates en raison de la vitesse et du style de la tectonique, incapable de remettre véritablement en cause la physionomie de *Primärrumpf*. Une question découle d'ailleurs de ce constat : que doit-on qualifier de *Primärrumpf* : le paysage plat et monotone de la fin du Jurassique ou le paysage plus différencié créé par la tectonique et la morphogenèse crétacée lors des tensions tectoniques maximales ? Pour y répondre il faut apporter des précisions sur certains caractères du relief, en particulier sur les plus importants d'entre eux : la valeur et l'organisation des pentes.

La présente enquête a déjà permis de rassembler à leur sujet quelques données. Dans le paragraphe consacré aux modalités de la tectonique, deux types de mouvements avaient été évoqués : d'une part, une épéirogenèse faible mais capable d'affirmer la position d'amont du Massif Central par rapport aux bassins périphériques, d'autre part une série de mouvements différentiels. Chacun de ces types a joué un rôle dans la topographie crétacée.

Le soulèvement d'ensemble explique la localisation périphérique des sables. Il est à l'origine de l'exoréisme du réseau hydrographique. Le léger régime de compression qu'il suppose paraît en effet avoir empêché l'exercice sur le socle d'une tectonique différentielle négative, puisque l'on constate qu'aucun des futurs grands fossés paléogènes ne s'est esquissé au cœur du Massif Central à ce moment-là et que l'on ne connaît nulle part de sédiments crétacés continentaux conservés, à l'exception des petites poches d'argiles plastiques du Larzac, piégées par l'érosion karstique et datées récemment du Crétacé supérieur grâce à la palynologie [B. ALABOUVETTE *et alii*, 1984].

Les déformations locales positives, sous forme de bombement ou de horst, ont sans doute pris une part décisive à la physionomie des paysages. Les reprises d'érosion qu'elles ont provoquées sont à l'origine de l'essentiel des volumes exportés, elles expliquent l'organisation des bassins-versants et, par là, la concentration dans certains secteurs et à certaines époques de matériel détritique sableux. J'ai insisté sur le côté spectaculaire de quelques-unes de ces accumulations -Sud-Est du bassin de Paris à la fin du Crétacé inférieur, golfe Rhodanien au Crétacé supérieur-, il mérite de recevoir une justification. De prime abord, on serait tenté d'y reconnaître une simple conséquence de la tectonique en creux des bassins sédimentaires : la subsidence fonctionnant, ici ou là, au hasard des déformations du canevas structural et la présence des sédiments grossiers n'ayant pas d'autre signification que le dépôt local d'une partie des altérites expédiées partout à la périphérie du Massif à l'occasion d'épisodes morphogéniques plus intenses. A la réflexion pourtant, cette interprétation n'est pas satisfaisante, car si elle est plausible pour l'Albien ou le Cénomaniens, étages de faciès uniformément sableux, elle ne l'est plus pour le Crétacé supérieur où une sédimentation fine carbonatée

a coexisté avec un matériel plus grossier. On est ainsi amené à considérer que les produits terrigènes pourraient s'être accumulés à proximité des reliefs -golfe Rhodanien- ou au débouché de grands bassins-versants -Touraine, Quercy- dont ils indiqueraient l'existence. La vérification de l'hypothèse reste à faire, son degré de probabilité est malgré tout élevé. Dans la mesure où elle serait confirmée, le géomorphologue disposerait d'arguments sérieux pour dresser une carte de la paléotopographie du Massif Central au Crétacé. La figure 55 représente une première et rapide tentative de l'élaboration d'un tel document ; elle n'indique que des tendances et ne prétend pas être complète. D'ailleurs il ne s'agit pas à proprement parler d'une carte mais d'une série de schémas correspondant chacun à une période clé du Crétacé. Je ferai à son propos trois remarques.

- Entre le début et la fin du Crétacé, il a dû se produire un déplacement assez sensible de la zone affectée par l'épeirogenèse : située plutôt dans la partie septentrionale du Massif et débordant même localement sur le Sud-Est du Bassin Parisien ou le Nord de l'Aquitaine au Crétacé inférieur, elle s'est probablement ensuite recentrée avec lenteur sur un axe principal de relief qui s'allongeait, à cette époque, du "môle Occitan" à l'"éperon Lyonnais". Il convient par ailleurs de noter que les mouvements de masse se sont parfois exprimés de façon dissymétrique : l'abondance plus grande des sédiments détritiques, du côté du Bassin Parisien au Crétacé inférieur, du côté du "golfe Rhodanien" au Crétacé supérieur, a été la conséquence de la taille inégale des pentes et des bassins-versants (fig. 55 A et C).

- Parmi les reliefs locaux nés de mouvements différentiels, le trait le plus constant au cours du Crétacé paraît avoir été la partie centre-orientale du Massif Central, principale zone de départ des altérites accumulées dans le golfe Rhodanien. Bien que l'on ne dispose pas d'études minéralogiques suffisamment précises pour le démontrer, un simple coup d'oeil jeté sur une carte géologique à petite échelle permet de constater que la nature sédimentaire ou schisteuse de l'extrême Sud-Est ne laisse guère de choix sur l'origine possible des sables quartzo-feldspathiques de la vallée du Rhône : il faut la rechercher en direction du Vivarais et du môle qui le prolongeait vers le Nord-Est, ainsi que l'a proposé P. MANDIER dans sa thèse [1984, p. 25]. On notera d'autre part l'existence d'un très bas relief, peu soumis à l'érosion, sur l'emplacement du Limousin. Il explique, selon moi, le détournement vers le Nord ou vers l'Ouest des alluvions sableuses issues du Massif Central, donc l'abondance relative des sables armoricains au Nord-Ouest.

- Il est très difficile de donner des valeurs précises aux dénivellations qui ont affecté la topographie crétacée. Les signes utilisés sur les croquis A, B, et C de la figure 55 sont simplement proportionnels à l'importance supposée des mouvements. J'essaierai ici d'aller plus loin et d'avancer quelques estimations chiffrées. Celles-ci ont pour unique base ce qui m'apparaît vraisemblable ; elles sont par conséquent très subjectives.

L'abondance et surtout l'omniprésence des matériaux sableux périphériques reflétant directement à mon sens l'intensité de l'épeirogenèse, j'ai choisi de donner à cette dernière une importance maximale au Crétacé moyen. Un écart de 300 à 400 mètres entre l'extrême amont et le niveau de base général me semble être suffisant pour avoir permis dans le contexte morphobioclimatique de l'époque une exportation massive d'altérites sablo-argileuses. Pendant la plus grande partie du Crétacé -Crétacé inférieur et supérieur-, la déformation d'ensemble a sans doute été nettement plus faible -150 à 250 mètres ?-. Ceci expliquerait le degré d'évolution très accusé des altérites parvenues aux mers bordières, en dehors des secteurs alimentés directement par les reliefs. La valeur moins forte des pentes a laissé une durée de maturation assez longue aux sols, formés dans la zone concernée par l'épeirogenèse, ou aux alluvions, issues des reliefs mais transitant sur les flancs du bombement.

L'altitude relative des reliefs est évidemment encore plus difficile à établir. Dans les faits, celle-ci s'est trouvée sous la dépendance de deux paramètres : d'un côté, la puissance des mouvements différentiels et, de l'autre, la rapidité de l'érosion. On ne dispose aujourd'hui d'aucun moyen pour évaluer l'une ou l'autre. La seule indication en notre possession est la nature quartzo-feldspathique des sables crétacés supérieurs du Gard ; ils indiquent des arrivées de matériel prélevé dans un socle soumis à une altération ménagée, or celle-ci ne peut être envisagée dans le milieu physique du Massif Central crétacé que sur des pentes déjà fortes, non seulement capables d'offrir à l'érosion de la roche saine, mais encore d'assurer une exportation rapide des produits libérés jusqu'au niveau de base. Le phénomène implique, à mon avis, une dénivelée de plusieurs centaines de mètres. Aussi ai-je avancé, sur le croquis relatif au Crétacé supérieur, une altitude relative d'environ 200 à 250 mètres pour les reliefs vivarois. Dans cette hypothèse, le Massif Central aurait culminé au plus fort de la "crise antécampaennienne" vers 500 mètres. C'est pour moi le chiffre maximum qui puisse être avancé. Très vite, cependant, l'érosion a dû user les portions soulevées du socle et rétablir une certaine continuité dans les paysages, car tout indique une grande efficacité des processus morphogéniques.

J'ai précédemment insisté sur l'absence de preuves dont on disposait pour affirmer l'existence d'importants changements climatiques durant le Crétacé. Au contraire de ce que certains lecteurs ont peut-être pensé, cela ne signifiait pas pour autant ma croyance en un manque de puissance des agents d'érosion contrôlés par l'atmosphère. L'efficacité morphologique de véritables "crises" rhexistasiques ne saurait d'ailleurs se concevoir qu'à l'issue d'une biostase complète, du type forêt dense actuelle, or nous avons déjà eu l'occasion de signaler que le couvert végétal crétacé n'a sûrement pas engendré un tel phénomène. Dans un climat marqué par une chaleur constante, donc très favorable aux réactions chimiques, ce sont les contrastes pluviométriques saisonniers qui ont été les principaux facteurs d'instabilité du milieu. Agressifs vis-à-vis de la végétation et des sols, desséchés périodiquement, ils ont permis, au début de la saison des pluies, une efficacité maximale du ruissellement. Aidées par l'absence d'un véritable tapis herbacé, premier stabilisateur par son feutrage de racines des horizons superficiels du substratum, les circulations d'eau diffuse ont pu alors mobiliser les

produits de la pédogenèse partout où les pentes excédaient 2 à 3 %, c'est-à-dire sur les reliefs et sur les flancs flexurés du bombement épeirogénique.

Personne ne songera, je pense, à contester l'importance du rôle morphogénique du rythme saisonnier des pluies... dans la mesure où un tel régime a bien existé ! On me reprochera plus sûrement d'avoir admis l'existence d'une sécheresse annuelle sur des remarques paléobiogéographiques somme toute sommaires, puisque mon argument essentiel a été, plus haut, le mélange parfois réalisé dans les flores fossiles de végétaux hygrophiles ou xéromorphes. Devant l'importance conférée aux saisons pluviométriques, je conviendrai volontiers de la nécessité d'apporter, pour asseoir mon interprétation, des précisions sur les mécanismes météorologiques qui ont pu engendrer ces alternances. Toutefois, parce qu'il concerne la plupart des périodes traitées dans le présent travail, du Trias au Miocène, ce problème ne sera pas abordé maintenant. Il sera évoqué à propos des climats paléogènes -voir page 417 et suivantes-, puis dans les conclusions générales -voir page 579 et suivantes-.

Le lecteur ne devra pas commettre non plus l'erreur de croire que mes interprétations ignorent la présence d'un couvert végétal. Mettre en doute le rôle de filtre supposé par beaucoup d'auteurs ne revient pas à nier une participation passive ou... active, de la végétation à la dynamique du relief. Il est inutile de revenir une nouvelle fois sur les conséquences qu'a eues l'absence de nombreuses familles de plantes au Crétacé ; j'insisterai plutôt sur les effets provoqués par les apparitions d'espèces nouvelles. Le sujet est délicat, mais digne d'intérêt, car il offre la particularité d'avoir été rarement évoqué.

La diversification de la végétation a abouti à deux résultats différents : le développement du phénomène de concurrence et l'extension spatiale de la couverture. Les implications morphologiques de ces changements ont été extrêmement variées ; elles ne sont pas toutes allées dans le même sens : certaines ont freiné l'érosion, d'autres l'ont favorisée. Un bilan précis est par conséquent impossible à dresser. Je me contenterai de citer deux exemples aux effets opposés.

- L'apparition des Angiospermes a été, avons-nous dit, l'événement majeur de la période crétacée. Leur rapide adaptation explique qu'ils aient concurrencé, puis remplacé, les Conifères dans la strate arborée de la province euro-nord-atlantique. Cette modification ne s'est sûrement pas accomplie sans avoir de notables répercussions sur les modalités de l'érosion. Ainsi l'effet de battance de la pluie a dû connaître une diminution non négligeable, d'un côté grâce à une meilleure protection assurée par le feuillage contre l'énergie cinétique des gouttes, de l'autre par suite d'une amélioration de la cohésion des horizons superficiels du sol permise par l'action sur la structure d'une litière plus riche.

- On serait tenté de conclure que la diversification de la couverture végétale et l'occupation de niches écologiques restées jusque-là vides ont eu aussi un effet stabilisateur. Il ne s'agit pas pourtant d'une règle : par l'intermédiaire de leurs racines, ces plantes nouvelles ont pu accélérer les altérations. A ce propos, l'étude de certains biotopes est à mon avis susceptible de réserver des surprises. Le développement des bauxites et des ocres a été lié plus haut à l'agressivité des nappes phréatiques des plaines littorales et il me paraît légitime de se demander si la végétation n'y a pas efficacement participé, soit directement en agissant sur l'acidité des eaux, soit indirectement en favorisant l'intervention de bactéries.

En résumé, je crois que le Massif Central a été concerné, durant tout le Crétacé, par un système morphobioclimatique capable d'assurer une évolution rapide des secteurs portés au-dessus du niveau de base. La principale source de discontinuité dans l'exercice des processus d'érosion a été la tectonique et ses pulsations, car l'agressivité du système aurait dû aboutir à la disparition de volumes beaucoup plus considérables. Le travail mesuré de l'érosion est d'abord le résultat de l'intensité limitée de la tectonique. C'est parce que la tendance au soulèvement du Massif Central est demeurée modeste que les quantités de matière perdues ont été faibles.

Cette remarque est capitale : elle conduit à l'hypothèse d'un paysage resté d'une grande régularité, sauf au plus fort des manifestations tectoniques -fig. 55-. Doit-on en conclure, suivant une formule souvent employée par les géomorphologues, que l'érosion est parvenue à contrôler les effets de la tectonique, c'est-à-dire à éliminer les formes tectoniques au fur et à mesure de leur apparition ? L'expression ne me semble pas adéquate, tout particulièrement pour le Crétacé, période de tectogenèse modérée, car l'érosion n'a pas pu opérer au-dessous d'un certain seuil de pente. Ceci explique la position dominante du Massif Central tout au long de la période, l'épeirogenèse n'ayant pas entraîné de véritable reprise d'érosion mais une simple regradation de ses flancs, proportionnelle à sa puissance. On peut penser, en revanche, que, dès le début de leur mise en place, les reliefs issus des mouvements différentiels -horst ou bombement- ont été attaqués par une érosion dans laquelle l'hydrolyse, en tant qu'agent d'attaque, et l'eau courante, comme agent mobilisateur, ont joué les rôles fondamentaux. L'absence de discontinuité majeure dans l'exercice des processus, en dehors des pulsions tectoniques, paraît avoir été le gage d'une évolution régulière du modelé et de l'usure des formes structurales. Une topographie basse mais vallonnée, dominée par des reliefs d'origine tectonique vite émoussés, a sans doute été le trait le plus constant des paysages crétacés du Massif Central. La régularité des horizons n'ayant été détruite que localement et temporairement, il n'y a donc pas eu de véritable remise en cause de l'état de *Primärrumpf*. De mon point de vue le terme convient aussi bien pour désigner la situation géomorphologique fini-jurassique que celle du Crétacé moyen ou du milieu du Sénonien. Malgré des variations dans l'altitude moyenne ou l'agencement des bassins-versants, chacune des situations n'a pas été fondamentalement différente, la topographie continuant à associer durant la majeure partie du Crétacé des portions de la pénéplaine post-hercynienne, des fragments des surfaces d'aggradation jurassiques, et des plans d'érosion

secondaires. Bien entendu seule la part des derniers est allée en s'accroissant, mais c'est précisément parce que ce processus a été très lent qu'il me paraît difficile d'y reconnaître des épisodes distincts. Le problème du Crétacé terminal se pose pourtant, c'est la raison pour laquelle j'ai cru devoir réserver le cas d'une période qui, sur le plan de la géomorphologie, inaugure l'épisode paléogène.

* * *

CONCLUSIONS DU CHAPITRE 2

* * *

La réalisation de la pénéplaine post-hercynienne représente un événement de première importance à l'échelle des temps géologiques. C'est même, à mon sens, une donnée sur laquelle les géomorphologues doivent se pencher avec le maximum d'attention s'ils veulent parvenir à découvrir certaines des règles de l'évolution du relief terrestre. Face à une question d'une telle dimension, il m'a paru plus sage, dans la mesure où l'étude du seul Massif Central ne pouvait fournir tous les éléments de réponse, de me limiter à deux remarques :

- **d'une part l'aplanissement de la topographie avec ses caractères originaux -extrême diminution de la valeur des pentes, disparition presque totale, au moins dans le domaine des plaines d'aval, des accidents du relief- doit être considéré comme une donnée nouvelle** : il n'existe aucune preuve que des morphologies de type semblable l'aient précédé dans l'histoire hercynienne du Massif Central après le déclenchement de l'orogénèse.

- D'autre part les conséquences du phénomène d'aplanissement sur le milieu naturel ont été énormes : **une transformation complète dans le sens de l'uniformisation s'est produite à une échelle continentale**. D'importantes variations climatiques dont la plus notable correspond à une diminution de l'humidité au niveau du sol, l'ont accompagné.

On peut considérer que, **dans le domaine de l'évolution du relief, la véritable charnière entre les cycles hercynien et alpin a été la période jurassique**. S'inscrivant du point de vue structural dans la droite ligne du Trias, avec la poursuite du régime de distension, le Jurassique a été dominé par l'ouverture sur le flanc sud-est du Massif Central de l'"océan Ligure", appendice extrême de la Téthys alpine. La très forte transgression qui en est résultée a largement recouvert le socle hercynien, mis en quelque sorte sous scellés. Dans ces conditions il n'est pas difficile de comprendre la raison qui conduit à conférer au Jurassique un rôle de limite : il a été le seul épisode de quasi-silence morphogénique de toute l'histoire du Massif Central, l'aggradation l'emportant sur la regradation.

Les débuts du cycle morphologique alpin ont coïncidé, dans le Massif Central, avec une série de déformations provoquées par l'ouverture de l'Atlantique Nord et par l'amorce de la fermeture de la Téthys. Une topographie polygénique -au sens le plus général du mot-, intégrant des éléments de la pénéplaine post-hercynienne et des plans d'accumulations jurassiques, a alors été soumise à une morphogénèse qui, sans être intense, n'en a pas moins été capable de nettoyer en grande partie certains secteurs de leur couverture de sédiments ou d'altérites, voire de mordre dans le socle sain.

L'analyse qui a été consacrée à ces événements, a abouti à cinq conclusions principales :

- **de multiples témoignages conduisent à situer le moteur de l'évolution dans les phénomènes tectoniques**, qu'ils se soient manifestés par des déformations d'ensemble à très grand rayon de courbure -épirogenèses- ou par des mouvements différentiels locaux -bombements ou blocs faillés-. A une époque marquée dans cette partie de la plaque européenne par un régime de légère compression, le Massif Central a eu un comportement simple, dominé par une tectogénèse faiblement positive. Chacune des grandes étapes du déplacement des plaques péritéthysiennes ou péri-atlantiques y a provoqué un jeu des structures qui a déclenché, à son tour, une accélération des agents de l'érosion et une perte de matière. **La tectonique a, de cette manière, contrôlé la plupart des éléments du milieu physique** ; le degré de maturation des sols et des altérites a été ainsi placé sous sa dépendance par le biais de la valeur des pentes. Nous avons vu également quel rôle devait être accordé au contexte structural dans la genèse de certaines altérations comme les ocre ou les bauxites.

- En réservant le problème fondamental de l'explication des caractères du climat mésozoïque, remarquable par la constance de ses fortes températures, il m'est apparu à son sujet **d'une part qu'il n'existait aucune preuve de brutales et notables modifications ayant pu l'affecter, d'autre part qu'il avait participé avec efficacité au système d'érosion** ; suivant les processus habituels, il a assuré l'altération du substratum et la mobilisation des sols dans le cadre des volumes "mis à sa disposition" par la structure.

- La place exacte tenue par le couvert végétal dans le complexe naturel crétacé est plus difficile à préciser. **En plein développement floristique, la végétation a vraisemblablement vu ses effets sur la morphogénèse se multiplier**, sans qu'il soit question toutefois de les comparer à ce qu'ils sont aujourd'hui.

- A partir d'une étude des sédiments sableux crétacés accumulés sur les marges du Massif Central, une estimation des volumes enlevés par l'érosion a été tentée. Les chiffres obtenus ont clairement indiqué par leur ordre de grandeur **l'importance très modérée des diverses reprises d'érosion connues par le socle hercynien et sa couverture jurassique au Crétacé. Un cubage équivalent à une tranche de terrain étendue à toute la surface du Massif et d'épaisseur comprise entre, au minimum, quelques dizaines de mètres et, au maximum, deux cents mètres aurait été déblayé.** Ces résultats paraissent étonnants, comparés aux idées en général admises sur l'évolution des bordures des bassins sédimentaires où des surfaces d'aplanissement ont souvent été décrites ; ils s'harmonisent pourtant avec l'analyse que l'on peut faire aujourd'hui de ces mosaïques d'affleurements sédimentaires d'âge varié, dues à un long, mais toujours très modeste, travail de regradation sur une structure complexe.

Enfin il m'a semblé qu'une **expression s'imposait pour décrire à la fois la physionomie prise par le relief et l'ensemble des conditions proposées à la morphogenèse : celle de *Primärrumpf*.** Elle est d'abord justifiée par l'extrême régularité des paysages topographiques offerts par le Massif Central, assez peu modifiés entre le début et la fin du Crétacé. Malgré le style tectonique très particulier ayant animé le socle, style provoqué lui-même par les premiers soubresauts d'un cycle orogénique atteignant sa phase de compression, les rapports qui se sont établis entre la tectonique et l'érosion, permettent de comprendre que les équilibres n'aient pas été compromis à petite échelle, les retouches se faisant de manière ponctuelle et temporaire. **L'expression "Primärrumpf alpine" désignera dans les pages à venir la topographie régularisée qui s'est maintenue sur le socle et ses marges en dépit des mouvements du sol.** Le féminin utilisé m'a semblé plus logique en français que le masculin allemand ; quant au qualificatif "alpine", il marque la relation de cause à conséquence entre l'amorce de l'orogénèse liée au déplacement des plaques et l'apparition des phénomènes de regradation du relief.

* * *

TABLE DES MATIERES

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------|-----|
| CHAPITRE 3 : LE SUD | 140 |
| A - DESCRIPTION | 142 |
| 1 - L'INTERIEUR | 142 |
| a - L'OUEST | 142 |
| b - LES CAUSSES | 146 |
| c - L'EST | 149 |
| 2 - LES BORDURES | 152 |
| a - ENTRE LE LOT ET L'AVEYRON | 152 |
| b - DE L'AVEYRON A L'HERAULT | 152 |
| c - DE L'HERAULT A L'ARDECHE | 153 |
| B - LES INTERPRETATIONS | 160 |
| 1 - H. BAULIG [1928] | 160 |
| 2 - A. MEYNIER [1931] | 163 |
| 3 - P. MARRES [1935] | 164 |
| 4 - H. ENJALBERT [1952 b, 1972] | 165 |
| 5 - G. BERTRAND [1960] | 166 |
| 6 - G. KIEFFER [1962] | 167 |
| 7 - E. COULET [1978] | 168 |
| 8 - R. ETIENNE [1976] | 171 |
| 9 - P. AMBERT [1977, 1979, <i>et alit</i> 1981, 1982 a, 1982 b, 1982 c] | 173 |
| CONCLUSIONS DU CHAPITRE 3 | 178 |
| CONCLUSIONS DU LIVRE I | 180 |

LIVRE II HISTOIRE DU RELIEF : HERITAGES ET MISE EN PLACE

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| INTRODUCTION | 185 |
| CHAPITRE 1 : LE CYCLE OROGENIQUE HERCYNIE ET SES CONSEQUENCES STRUCTURALES | 189 |
| A - LE MASSIF CENTRAL AVANT LE DEVONIE | 191 |
| 1 - LES ANCIENNES SERIES SEDIMENTAIRES AU SUD DU LOT | 191 |
| a - LES SEDIMENTS PEU METAMORPHISES DE LA "MONTAGNE NOIRE" | 191 |
| b - LES "SCHISTES" DE L'ALBIGEOIS, DU ROUERQUE ET DE LA CHATAIGNERAIE | 192 |
| c - LES "SCHISTES DES CEVENNES" | 193 |
| 2 - LES ANCIENNES SERIES SEDIMENTAIRES DANS LE NORD DU MASSIF CENTRAL | 194 |
| a - LE "GROUPE DU BAS-LIMOUSIN OCCIDENTAL" | 194 |
| b - LES ANCIENS SEDIMENTS DU "NOYAU ARVERNE" | 195 |
| 1°) LE "GROUPE LEPTYNO-AMPHIBOLIQUE" | 196 |
| 2°) LES DIFFICULTES DE LA LITHOSTRATIGRAPHIE DANS LE "NOYAU ARVERNE" ET A SA PERIPHERIE IMMEDIATE | 197 |
| 3 - LES INDICATIONS DES ROCHES MAGMATIQUES ET LA PALEOGEOGRAPHIE ANTEDEVONIE | 199 |
| a - LES ROCHES VOLCANIQUES ANTEDEVONIENNES DU MASSIF CENTRAL | 199 |
| b - LES ROCHES PLUTONIQUES ANTEDEVONIENNES | 200 |
| c - LA SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES | 201 |

| | |
|----------------------------------------------------------------------------|-----|
| B - L'OROGENESE HERCYNIEUNE DANS LE MASSIF CENTRAL | 203 |
| 1 - LA PREMIERE PHASE DU CYCLE HERCYNIEUN | |
| DU DEVONIEUN INFERIEUR AU CARBONIFERE MOYEN | 203 |
| a - LES NIVEAUX SEDIMENTAIRES ET LEURS ENSEIGNEMENTS | 203 |
| b - LES DIFFERENTES PHASES DU METAMORPHISME | 204 |
| c - LES GRANITES HERCYNIEUNS | 206 |
| d - PHYSIONOMIE DE LA PARTIE MASSIF-CENTRALIENNE | |
| DE LA CHAINE VARISQUE | 209 |
| 2 - LA SECONDE PHASE DU CYCLE HERCYNIEUN | |
| DU STEPHANIEUN A LA FIN DU PERMIEUN | 216 |
| a - DEFORMATIONS ET SEDIMENTATION STEPHANIEUNNES | 216 |
| b - DEFORMATIONS, SEDIMENTATION | |
| ET CONTEXTE MORPHOBIOCLIMATIQUE AU PERMIEUN | 217 |
| CONCLUSIONS DU CHAPITRE 1 | 221 |
| | |
| CHAPITRE 2 : LE MASSIF CENTRAL AU MESOZOIQUE : L'APLANISSEMENT | |
| POST-HERCYNIEUN ET LES DEBUTS DE L'HISTOIRE ALPINE | |
| A - LES CONDITIONS DE REALISATION DE LA TOPOGRAPHIE POST-HERCYNIEUNE | 223 |
| 1 - LA REDUCTION DU RELIEF, | |
| CONSEQUENCE OU CAUSE DE L'EVOLUTION DU MILIEU | 223 |
| 2 - LE NIVELLEMENT DU RELIEF, PHENOMENE NOUVEAU OU REPETTIF | |
| DANS LE CADRE DU CYCLE OROGENIQUE HERCYNIEUN | 227 |
| B - L'EVOLUTION DE LA PENEPLAINE POST-HERCYNIEUNE AU JURASSIQUE | 231 |
| 1 - LES GRANDES ETAPES DE LA SEDIMENTATION JURASSIQUE | |
| AUTOUR DU MASSIF CENTRAL | 231 |
| 2 - LES CIRCONSTANCES STRUCTURALES ET CLIMATIQUES | |
| DE LA SEDIMENTATION | 233 |
| a - LES EFFETS DE LA TECTONIQUE | 233 |
| b - CLIMATS ET CHANGEMENTS CLIMATIQUES AU JURASSIQUE | 235 |
| 3 - L'EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU MASSIF CENTRAL AU JURASSIQUE | 239 |
| C - LE CRETACE ET SES MODIFICATIONS FONDAMENTALES | 241 |
| 1 - L'EVOLUTION DES BASSINS SEDIMENTAIRES | 241 |
| a - LE BASSIN PARISIEUN | 241 |
| b - LE BASSIN ALPIN | 242 |
| c - LE BASSIN AQUITAIN | 243 |
| 2 - LES FORMATIONS CORRELATIVES DEPOSEES | |
| A LA PERIPHERIE DU MASSIF CENTRAL | 244 |
| a - LES VENUES DETRITIQUES SUR LES MARGES NORD | 244 |
| b - LES VENUES DETRITIQUES AUTOUR DU LIMOUSIN | 245 |
| c - LES SABLES DES REGIONES RHODANIENNES | 247 |
| 3 - LA SIGNIFICATION DES ARRIVEES DETRITIQUES | 249 |
| a - LES CIRCONSTANCES TECTONIQUES | |
| DE LA PRODUCTION DES ALTERITES CRETACEES | 249 |
| b - CLIMATS ET PALEOALTERATIONS CRETACES | 250 |
| 4 - L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU MASSIF CENTRAL AU CRETACE | 256 |
| a - L'ESTIMATION DE L'AMPLEUR DE L'EROSION ET SES DIFFICULTES | 256 |
| b - LA QUESTION DES "SURFACES D'EROSION" | |
| SUR LES MARGES SEDIMENTAIRES | 262 |
| c - LES MODALITES DE L'EROSION SUR LE SOCLE | 266 |
| CONCLUSIONS DU CHAPITRE 2 | 271 |

Imprimé à SAINT-ETIENNE par l'auteur

Dépôt légal : 1^{er} trimestre 1991
