HAL
open science

Géologie et relief de la plaine du Forez.

Alain Le Griel

To cite this version:

Alain Le Griel. Géologie et relief de la plaine du Forez.. Paysages et milieux de la plaine du Forez, C.I.E.R. des structures régionales de L'université de Saint-Étienne, pp. 139-188, 1984. hal-00781805

HAL Id: hal-00781805

https://hal.science/hal-00781805v1

Submitted on 28 Jan 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.

ALAIN LE GRIEL

GEOLOGIE ET RELIEF DE LA PLAINE DU FOREZ

Ces pages constituent une mise au point sur l'état actuel des recherches menées par les géologues et les géographes dans la plaine du Forez. Avant d'exposer les conclusions auxquelles permettent d'aboutir les différentes études entreprises jusqu'ici, il n'est pas inutile d'en tracer un bref historique.

Les géologues de l'école des Mines de Saint-Etienne ont été les premiers, dans la seconde moitié du XIXe siècle, à s'intéresser à la plaine :

– M.L. GRUNER (1857) lui a tout d'abord consacré une place de choix dans sa "description géologique et minéralogique du département de la Loire". Bien qu'il ait été un pionnier en la matière, nombre de ses remarques conservent aujourd'hui de l'intérêt.

– U. LE VERRIER (1888, 1890), auteur de la carte géologique au 80.000^{e}, a ensuite proposé un schéma stratigraphique et structural nouveau.

Cette interprétation a connu un grand succès, les problèmes géologiques foréziens paraissaient résolus pour la plupart des spécialistes. Les vues de LE VERRIER ont été reprises pour l'essentiel dans une thèse récente par P. DUCLOS (1967) et elles ont largement inspiré les auteurs de la nouvelle carte géologique au 50.000^{e} (1974).

Ainsi, les terrains sédimentaires du FOREZ ont attiré très tôt l'attention des géologues. Si l'on établit une comparaison entre la plaine de MONTBRISON et la Grande Limagne, l'autre grand fossé de la partie orientale du Massif Central, on ne peut manquer de constater que deux études très complètes avaient été consacrées au Forez avant la parution de la première synthèse sur les dépôts de Limagne (J. GIRAUD, 1902). Malheureusement, en raison des caractères propres de la sédimentation forézienne et des difficultés d'observation du substratum, le Forez attend encore une analyse stratigraphique de la précision de celle de J. GIRAUD.

Les géographes ont manifesté beaucoup moins rapidement leur intérêt pour la plaine. H. BAULIG dans son ouvrage magistral consacré au "Plateau central" (1927) a évoqué très succintement le relief du Montbrisonnais ; après avoir rappelé les conceptions de LE VERRIER, il n'a

même pas pris la peine de définir les principales formes de la plaine, préférant l'étude des surfaces d'aplanissement en terrains cristallins suivant les idées de l'époque. Il a fallu attendre la création de l'Université stéphanoise pour voir progresser la connaissance géomorphologique du bassin : F. TOMAS avec sa thèse de 3e cycle portant sur "Le relief et les sols de la plaine du FOREZ" (1971) a ouvert une voie que j'ai à mon tour empruntée (LE GRIEL, 1975).

Les considérations qui vont suivre reprennent bien sûr les acquis des auteurs précédemment cités. Il est toutefois utile de préciser qu'elles s'appuient aussi sur des faits nouveaux dont elles tentent la synthèse. Sur le plan géologique, plusieurs conclusions de P. DUCLOS sont aujourd'hui remises en cause par les travaux de "l'école de Strasbourg" (SCHULER et SITTLER, 1969, 1976 - LARQUE et WEBER, 1969 - LARQUE, 1981) et par mes propres observations ; de la même façon, sur le plan géomorphologique, les recherches consacrées à la génèse du relief du Massif Central au tertiaire et au quaternaire m'ont conduit à modifier sensiblement des vues développées en 1975 sans l'expérience tirée de l'étude des autres bassins d'effondrement.

I - SITUATION DES PRINCIPAUX PROBLEMES :

1°) La plaine du Forez à petite échelle : une position originale.

S'allongeant sur quarante kilomètres suivant un grand axe de direction NNO-SSE, large au maximum d'une vingtaine de kilomètres, la plaine du Forez est, avec une superficie supérieure à 750 km2, la plus vaste dépression "fermée" du Massif Central. Elle est dominée sur l'ensemble de son pourtour par le socle hercynien ; en cela elle diffère des autres grands bassins du Massif central – ceux de LIMAGNE, de ROANNE-DIGOIN et de MONTLUCON – qui "s'ouvrent" sur les auréoles sédimentaires du Bassin Parisien - figure 1-.

Une telle position au sein du Massif s'explique par la nature structurale de la plaine : il s'agit d'un fossé d'effondrement. Cette donnée est essentielle pour comprendre l'originalité de la région car elle commande la plupart de ses autres caractères géologiques et morphologiques. Compartiment qui a commencé de s'affaisser sous l'effet des mouvements alpins dans la première moitié du tertiaire, le Forez a connu deux périodes très différentes mais également influencées par la tectonique.

– une première période correspond à l'apparition de la structure effondrée et à son comblement par des sédiments dans un contexte hydrographique endoréique ou semi-endoréique sans rapport avec le réseau actuel. En effet, si la Loire sert aujourd'hui de trait d'union entre le VELAY, le FOREZ, le ROANNAIS, le BOURBONNAIS et le Bassin de PARIS méridional, il n'en a pas toujours été ainsi ; pendant toute une

Fig. 1 – Les fossés paléogènes du Massif central

BASSINS "OUVERTS"

1 Limagnes
2 Roanne
3 Montluçon

BASSINS "FERMES"

1 Forez
2 Le Puy - Emblavès - Bas en Basset
3 Aurillac
4 St Flour - Malzieu - St Alban
5 Paulhaghet
6 Ambert
7 bassins tertiaires du "sillon houiller"
8 Gouzon
9 Maurs
10 Rouergue

0 km 200

socle hercynien
terrains secondaires
terrains paléogènes
terrains volcaniques

Seuil de Neulise
Monts du Forez
Monts du Lyonnais
Seuil du Pertuiset

0 3 km 10

formes concaves
talus raide
terrains tertiaires

limite des parties occidentale et orientale
basse-vallée des rivières
espaces plats ou en légère déclivité
buttes et régions dominantes
cuvettes

Fig. 2 – L'organisation du relief de la plaine du Forez

partie du tertiaire la plaine représentait un niveau de base régional. L'évolution en bassin fermé explique l'accumulation des terrains paléogènes et une sédimentation mi-continentale, mi-lacustre aux faciès très caractéristiques. La tâche essentielle du géologue consiste à comprendre exactement l'imbrication des dépôts et à les dater, de façon à reconstituer la paléogéographie du Forez au cours de cette première phase.

– Dans un deuxième temps, l'organisation d'un drainage exoréique et la naissance du bassin de la Loire a constitué une charnière dans l'évolution du relief. C'est à partir de ce moment-là que la topographie que nous connaissons s'est esquissée. De nouveaux et importants mouvements tectoniques ont été à coup sûr à l'origine de cette "révolution". L'accord a été facilement réalisé sur ce point ; mais l'avis des chercheurs diverge sur leur âge et leur nature exacte. La situation déprimée de la plaine par rapport à ses bordures cristallines est-elle le résultat de la seule glyptogénèse suivant la thèse d'Henri BAULIG pour qui le réseau hydrographique, en s'encaissant par étape sous l'effet de mouvements épeirogéniques, est directement à l'origine du relief ? Ou bien est-elle une conséquence de déformations plus localisées qui auraient soulevé le socle tandis que la plaine restait en position basse ?

Du choix entre ces deux hypothèses dépendent les définitions géomorphologiques qu'il convient d'adopter pour la plaine et ses bordures : dépression due principalement à l'érosion différentielle et escarpements de ligne de faille d'un côté, fossé tectonique et escarpements directs de l'autre.

2°) La plaine du Forez à l'échelle moyenne : une organisation du relief bien particulière, des formes classiques mais de génèse parfois complexe.

La topographie forézienne surprend l'observateur par une organisation faite de symétries et d'oppositions – figure 2.

Malgré la forme ovale presque parfaite, une dissymétrie évidente oppose les parties occidentale et orientale de la plaine : à l'ouest, trois couples de cours d'eau, MARE – CURRAIZE, LIGNON – VIZEZY, AIX – ONZON, se partagent l'espace du sud au nord et correspondent à trois vastes cuvettes ; à l'est, la division en cuvette est remplacée par deux longues bandes méridiennes : le lit majeur de la LOIRE et une zone aplatie comprise entre la balme limitant la vallée de la LOIRE et les Monts du Lyonnais.

Une deuxième dissymétrie se greffe sur la première ; elle oppose les rebords occidentaux et orientaux : les monts du FOREZ se rattachent à la plaine par des pentes longues et molles alors que le talus des monts du Lyonnais est à la fois plus court et plus raide.

Pourtant une certaine harmonie règne au sein de chacune des deux grandes régions. Bien plus que l'homogénéité des formes, arrondies et concaves à l'ouest, planes et rectilignes à l'est, c'est l'analogie existant entre les trois cuvettes de la partie occidentale qui frappe l'observateur : des cours d'eau orientés O.E. – CURRAIZE, LIGNON, AIX – reçoivent des rivières orientées SSO – NNE – MARE, VIZEZY, ONZON –. La ressemblance entre les régions de l'AIX et du LIGNON est poussée jusqu'à la perfection avec de basses rives droites et des balmes de rive gauche dominant d'une trentaine de mètres le lit des cours d'eau. On ne peut voir dans ces organisations parallèles le simple résultat du hasard ; le problème est d'expliquer cette disposition générale des unités topographiques tout comme de comprendre la génèse de chacune d'entre elles.

Dans l'ensemble les formes visibles à travers la plaine restent très classiques : la plupart d'entre elles sont simples à décrire. A l'image de la GRANDE LIMAGNE on reconnait dans le FOREZ un pays de buttes, fait de bosses et de creux d'ampleur très inégale et une zone aux horizons plus "calmes", formée de replats ou de surfaces très légèrement inclinées. Le premier secteur correspond à l'ouest de la plaine, le second à sa partie orientale.

La simplicité des formes s'arrête parfois au stade de la description ; les choses se compliquent lorsqu'il faut définir certaines d'entre elles et expliquer leur génèse. Le meilleur exemple en est la morphologie de la région orientale : d'une banalité topographique extrême, elle amène, comme nous le verrons à réfléchir sur les limites du vocabulaire habituellement employé et sur la difficulté à cerner au plus près l'originalité des paysages.

II – UN FOSSE DE SEDIMENTATION PALEOGENE :

La moitié inférieure du tertiaire a été marquée dans toute l'Europe par la première phase orogénique alpine. Celle-ci a provoqué l'apparition des grandes chaînes méditerranéennes et la déformation du bâti hercynien de leur avant pays sous l'effet du choc entre les plaques africaines et européennes. Un réseau de fractures dont les directions principales orientées perpendiculairement à l'axe des chaînes en voie de formation, étaient principalement héritées des dislocations hercyniennes, ont rejoué en distension. Ainsi, le vaste rift rhodano-rhénan s'est mis en place à la limite du système alpin et de grands affaissements se sont produits à l'intérieur du Massif Central. Le fossé de MONTBRISON participe avec les bassins du PUY, de l' EMBLAVES, de BAS et de ROANNE à ce que l'on peut dénommer le rift ligérien.

Les uns et les autres ont fonctionné en piège à sédiments pendant une bonne partie du paléogène.

1°) Géométrie du fossé :

a – L'extension des sédiments et les failles limitrophes :

La délimitation des terrains sédimentaires correspond aujourd'hui très exactement à la dépression topographique. C'est seulement à l'Est entre MONTBRISON et BOEN que l'on découvre des dépôts tertiaires en position haute, qu'ils soient protégés en partie par des venues volcaniques comme à CURTIEUX ou qu'ils reposent directement sur le socle comme au-dessus de PRALONG.

Malgré cette concordance, on doit se demander si les limites actuelles de la plaine sont les mêmes que celles de l'aire de sédimentation paléogène. En effet, des rejeux tectoniques et le travail de l'érosion ont très bien pu modifier sensiblement l'extension originelle du fossé. Autrement dit, rencontre-t-on des traces de sédiments en dehors de la plaine ?

Pour U. LE VERRIER et pour P. DUCLOS, la réponse à la question est positive : l'aire de sédimentation aurait largement débordé plus à l'est, sur l'emplacement actuel des monts du LYONNAIS, avant qu'une phase tectonique récente ne donne à cette région la physionomie que nous lui connaissons. Or, aucun des arguments avancés pour étayer l'hypothèse n'est plus recevable. Le lambeau de calcaire de SOLHEIHAN (N. de VALEILLE) n'a jamais été retrouvé sur le terrain (F. TOMAS, 1971, p. 73) ; de toute façon il se situerait dans la plaine et non comme LE VERRIER le pensait à l'est de la faille limitrophe (Notice de la carte géologique de MONTBRISON au 50.000e, p. 13). Quant à la couverture des "Terres à pisé" qui masquent le paléogène dans l'est de la plaine, leur analyse sédimentologique (A. LE GRIEL, 1975, p. 71 à 126) a montré qu'elles ne pouvaient résulter d'un colluvionnement à partir des dépôts tertiaires soulevés par la tectonique (P. DUCLOS, 1967, pp. 74-75).

Doit-on pour autant affirmer que la sédimentation n'a pas dépassé les limites actuelles de la plaine ? Ce n'est pas évident. Sans aller jusqu'à des hypothèses aussi "catastrophistes", certaines observations tendent à prouver que des sédiments forment des placages sur le socle à la périphérie de la plaine : les géologues du C.E.T.E. pensent avoir recoupé à l'occasion des sondages implantés le long du tracé de l'autoroute CLERMONT-SAINT-ETIENNE des niveaux d'argiles vertes tertiaires près de GREZOLLES, au N.-O. de la plaine. On pourrait ausi retrouver des lambeaux sédimentaires sur les plateaux cristallins entre MARGERIE-CHANTAGRET et CHAMBLES, au sud du FOREZ ; les dépôts sablo-argileux conservés jusqu'à une altitude de 600 mètres sur les flancs du mont CLARET au nord de BOISSET-SAINT-PRIEST permettent de le supposer.

Les talus ceinturant aujourd'hui la plaine paraissent donc à peu de chose près coïncider avec les limites de la zone affaisée au paléogène. On doit remarquer à la suite de P. DUCLOS (1967, pp. 57 à 72) que ces talus s'appuient toujours sur des failles.

Celles-ci ont une importance variable. D'une façon générale, les failles du versant oriental des monts du FOREZ possèdent une ampleur moindre mais forment un système plus dense que du côté des monts du Lyonnais où quelques grandes failles de fort rejet assurent le contact entre le socle et le sédimentaire.

La plaine possède une forme ovale presque parfaite ; cette régularité est trompeuse : dans le détail des sections rectilignes se succèdent avec des orientations différentes. Si l'axe du bassin suit une direction générale N. 160 E., ses limites sont dues au recoupement de deux séries d'accidents dont l'orientation précédente est la bissectrice : elles épousent d'une part des accidents de direction "alpine" N. 175 à 180 E., d'autre part des accidents de direction "hercynienne armoricaine" N. 140 à 145 E. – figure 4 –. Les premières se rencontrent au S.-E. avec la grande faille passant par SAINT-GALMIER et VALEILLE et au N.-O. où toute une série de petites failles en relais abaissent rapidement le socle sous le sédimentaire à partir d'une ligne joignant BOEN à SAINT-GERMAIN-LAVAL. Les secondes limitent la plaine au N.-E. – faille de POUILLY-LES-FEURS – et au S.-O. – faille de MONTBRISON –.

Les rejets de ces failles sont impossibles à déterminer en raison de la nature de la sédimentation tertiaire. Ils varient vraisemblablement entre la dizaine et la centaine de mètres. P. DUCLOS a admis dans sa thèse que le rejet de la faille de SAINT-GALMIER était supérieur à 500 mètres ; ce chiffre est a coup sûr exagéré (Notice de la carte géologique MONTBRISON au 50.000e, pp. 17-18) : des sondages ont montré qu'il existe là, comme ailleurs, non pas un effondrement unique mais toute une série de panneaux de plus en plus affaissés au fur et à mesure que l'on pénètre dans la plaine.

L'âge du ou des rejeux de ces failles jalonnant de très vieux accidents primaires est difficile à préciser en dehors de l'analyse de la sédimentation et de l'évolution morphologique.

b – L'épaisseur et la structure d'ensemble du corps sédimentaire :

Au milieu du XIXe siècle, GRUNER avait supposé une épaisseur de sédiments nettement moins importante que celle qui allait être vérifiée par la suite. Il pensait d'autre part que les couches, disposées en strates subhorizontales, offraient une moindre épaisseur dans l'axe de la plaine, à proximité du lit majeur de la Loire, responsables de l'affleurement des terrains les plus anciens – figure 3a –.

Sans doute est-ce cette conception qui a incité F. LAUR à entreprendre le sondage de MONTROND-LES-BAINS dans l'espoir de retrouver rapidement le socle primaire et d'éventuels dépôts houillers.

L'année 1879 vit progresser sensiblement la connaissance de la structure du bassin puisque l'on apprit par le sondage de Montrond que l'épais-

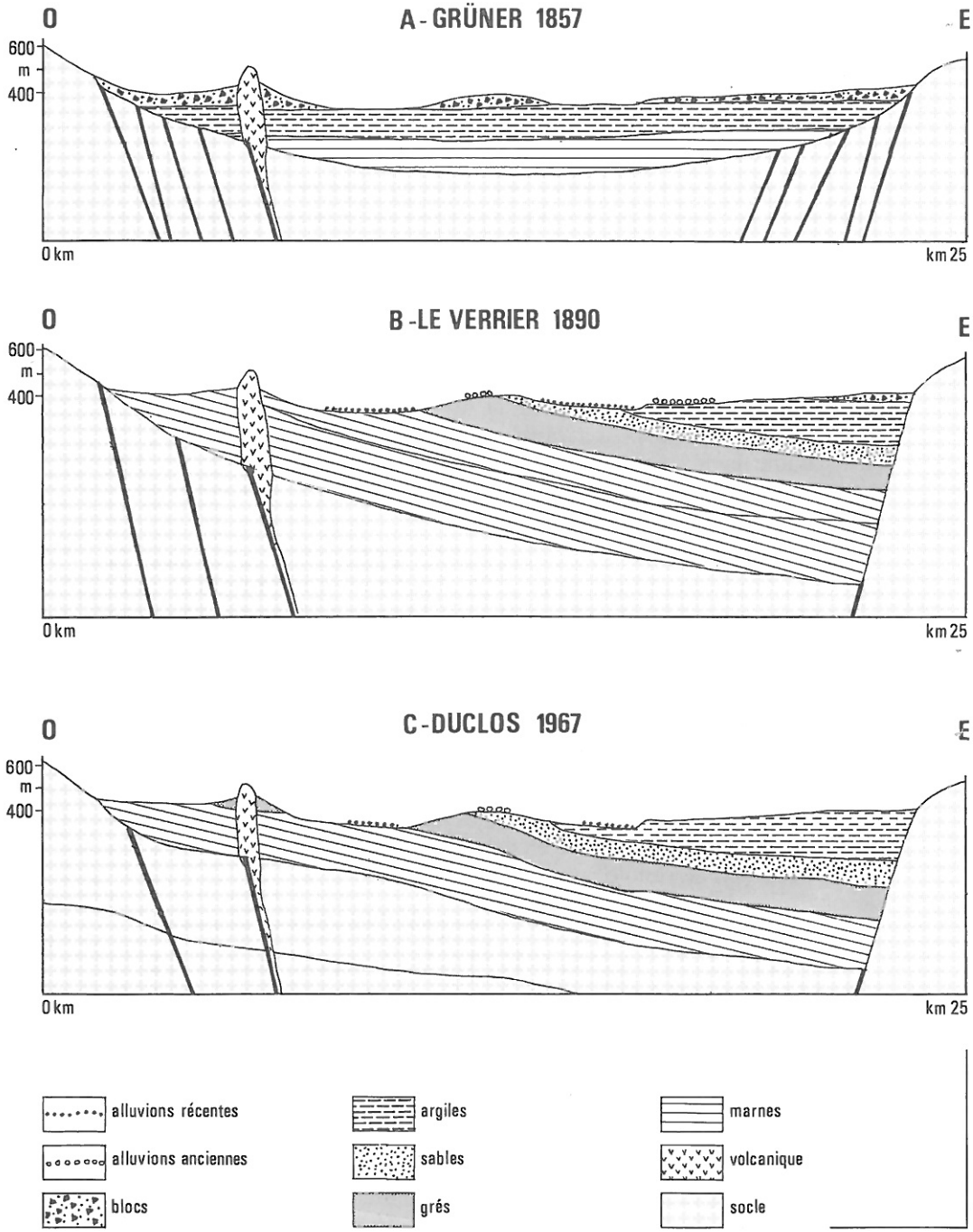

Fig. 3 – Différentes interprétations structurales de la plaine

seur du tertiaire dépassait cinq cent mètres tandis que P. MORTIER (1879) remarquait pour la première fois l'existence de forts pendages dans les strates visibles le long des berges de la Loire. Depuis cette date les précisions obtenues concernent seulement des points de détail.

On dispose à ce jour de quatre grands sondages dont un seul, le plus récent, a atteint le socle ; dans l'ordre chronologique de leur réalisation, ce sont les sondages de MONTROND-LES-BAINS – 500 m de profondeur –, de la gare de SAINT-GALMIER – CITE SAINT-LAURENT – 370 m –, de CHALAIN-LE-COMTAL – 260 m – et de SAINT-SULPICE – 500 m –. On ne possède malheureusement aucune étude comparable à celle réalisée en Limagne pour les recherches pétrolières. S'il est possible d'estimer l'épaisseur maximale des sédiments dans une fourchette comprise entre 800 et 1000 mètres, il est par contre très délicat de vouloir préciser la structure du fossé et cela malgré sa profondeur limitée. Pour U. LE VERRIER cette structure était nettement dissymétrique, la partie la plus profonde se situant entre FEURS et MONTROND, sous la rive gauche de la Loire – figure 3b –. L'hypothèse s'appuyait sur les résultats du sondage de MONTROND, sur les observations réalisées par P. MORTIER le long des berges de la LOIRE et sur l'idée déjà signalée d'une sédimentation se poursuivant à l'est sur l'emplacement actuel des monts du Lyonnais. P. DUCLOS, sans apporter d'éléments nouveaux, a repris le même schéma et la carte géologique de MONTBRISON au 50.000e le confirme partiellement puisque les auteurs de la notice (p. 17) évoquent des études géophysiques dont je n'ai pas eu connaissance qui situeraient la profondeur maximale près de la bordure orientale. Certes, il serait logique de supposer une telle disposition : si l'on compare le MONTBRISONNAIS à la LIMAGNE en imaginant les deux fossés symétriques de part et d'autre des monts du FOREZ. De fait, les quelques pendages reconnaissables dans les niveaux consolidés par des carbonates indiquent un centre de sédimentation situé vers SAINT-LAURENT-LA-CONCHE. Cependant, je pense qu'il serait prudent d'attendre une meilleure connaissance de la structure profonde avant de conclure. Plusieurs observations imposent cette démarche :

– L'argument de la symétrie avec la LIMAGNE est extrêmement fragile : dans le Roannais, les pendages et la structure sont inverses de ceux reconnus en FOREZ, malgré une situation tout à fait comparable par rapport à la LIMAGNE.

– Les pendages sont d'une part difficiles à estimer, notamment dans les faciès détritiques, et d'autre part sujets à de fortes variations.

– Enfin, il apparait vraisemblable, comme nous allons le voir maintenant, que le centre du bassin s'est déplacé en cours de sédimentation.

2°) Stratigraphie des sédiments :

a – L'état de la question :

Les géologues ont reconnu dans la disposition des sédiments foréziens un certain nombre d'"étages".

M.L. GRUNER (1857) a été le premier à utiliser cette notion. Comme il retrouvait à travers la plaine trois faciès différents : des argiles, des marnes entrecoupées de niveaux calcaires et des dépôts sablo-graveleux à lentilles de galets, il a conclu à une division des terrains tertiaires "en trois étages subhorizontaux dont l'étendue superficielle s'accroît de bas en haut tandis que leur puissance varie en sens inverse" – figure 3a –. Par analogie avec les formations de LIMAGNE, il a daté les argiles et les marnes du "début de la période Miocène" (= l'Oligocène), alors qu'il met en rapport les formations grossières supérieures avec les sables de SOLOGNE.

U. LE VERRIER (1883) a bouleversé ce schéma stratigraphique en remplaçant la disposition horizontale et symétrique précédente par une organisation monoclinale et dissymétrique puisqu'"on ne retrouve pas à l'Est de la LOIRE les faciès reconnaissables en rive gauche" – figure 3b –. Il a augmenté par ailleurs le nombre des "étages", tout en essayant de préciser leur âge. Il a décrit quatre étages qui apparaissent successivement d'Ouest en Est : – les "argiles et sables feldsphathiques", situés à la base de la série et épais de plusieurs centaines de mètres, seraient avec leur âge TONGRIEN nettement séparés des trois autres étages placés dans l'AQUITANIEN. – les "grès de VEAUCHE" et les dépôts carbonatés du sud de la plaine formeraient une deuxième couche – les "sables quartzeux" constitueraient dans le centre du bassin le niveau le plus discret par l'étendue – enfin les "marnes vertes et grises" occuperaient toute la partie orientale de la plaine, masquées localement par des alluvions et les "Terres à pisé".

P. DUCLOS (1967) a admis pour l'essentiel les idées de LE VERRIER – figure 3c –. Tout en regrettant le manque d'arguments paléontologiques qui auraient permis de situer avec plus de précision la sédimentation forézienne dans l'échelle stratigraphique, il n'en est pas moins demeuré catégorique dans ses conclusions : il a reconnu, non seulement à travers la plaine mais encore dans plusieurs sondages profonds réalisés par le C.E.A., les quatres étages de LE VERRIER. La récente carte géologique au 50.000e de MONTBRISON a repris à son tour ce schéma.

Quiconque a parcouru la plaine en portant attention aux affleurements du substratum ou simplement aux sols, sera sans aucun doute surpris de la sûreté des géologues dans leur reconstitution stratigraphique ; en effet, les terrains à texture sableuse ou argileuse forment une véritable mosaïque dans laquelle il est bien difficile de trouver une trame précise. Il

est par conséquent nécessaire de s'interroger sur la nature exacte des "étages" foréziens.

Il n'est pas possible d'utiliser ici le terme "étage" dans son sens classique ; je rappellerai que l'on définit ainsi une unité chronostratigraphique caractérisée par des relations paléontologiques et éventuellement lithologiques avec une coupe référence, le stratotype. L'absence de fossiles caractéristiques interdit ici tout recours à cette notion. Les quelques rares découvertes paléontologiques faites dans le FOREZ sont soit imprécises, soit douteuses.

On sait depuis les recherches de M.L. GRUNER que les sédiments du centre de la plaine renferment comme les faciès très proches des marnes vertes de LIMAGNE, de très nombreux restes de petits crustacés bivalves du type "ostracode" : des cypris. Leurs petites coquilles millimétriques pullulent dans certains niveaux et il suffit d'observer les plans de débit des marnes le long des balmes de la LOIRE entre MONTROND et FEURS pour les découvrir par centaines. Une étude réalisée sur les microfaunes présentes dans les sondages du C.E.A. (M. SCHULER et C. SITTLER, 1968) a reconnu parmi les ostracodes recensés les genres CYPRIDOPSIS, EUCYPRIS et HETEROCYPRIS PARVA. La signification de cette découverte est mince ; ces espèces existent dans les fossés des rifts européens (FRANCE, ALLEMAGNE) aussi bien à l'Oligocène qu'au Miocène inférieur.

C'est à F. MAYENCON (1869) que l'on doit la seconde découverte. Celui-ci a trouvé sur les berges de la LOIRE, à SAINT-CYPRIEN, quelques restes de gastéropodes, au demeurant mal conservés, dans lesquels DOUVILLE crut reconnaître POTAMIDES LAMARCKI. La trouvaille aurait pu avoir de l'importance dans la mesure où cette espèce est représentative dans le centre du Bassin de Paris du STAMPIEN SUPERIEUR alors qu'elle semble apparaître un peu plus tôt — au STAMPIEN MOYEN — dans les Limagnes. Cependant elle n'a pas été confirmée par d'autres découvertes et il est difficile d'en tenir compte. On doit remarquer que l'on n'a pas retrouvé jusqu'à maintenant dans le FOREZ de fossiles de mammifères ; or, ceux-ci constituent les meilleurs marqueurs chronostratigraphiques pour le tertiaire.

C'est donc uniquement dans un sens lithostratigraphique que le concept d'"étage" a été utilisé dans la plaine : U. LE VERRIER a pu parler d'"étage des argiles et sables feldspathiques" ou d'"étage des grès de VEAUCHE" en sous entendant une continuité des faciès d'un secteur à l'autre du bassin. Malheureusement ce principe de continuité est irrecevable dans toute sédimentation continentale à cause de deux phénomènes, omniprésents dans le cas du FOREZ : la variation latérale et la récurrence de faciès. Plusieurs carrières permettent de constater le fait : à SURY-LE-COMTAL comme à SAINTE-AGATHE-LA-BOUTERESE on voit laté-

ralement des lits d'argile pure passer à des lentilles sablo-caillouteuses alors que les uns et les autres se succèdent à de nombreuses reprises sur une même verticale ; on voit même s'intercaler sur la coupe de SURY des niveaux carbonatés qui représentent autant d'encroutements d'origine pédologique.

Naturellement il reste possible de dégager par delà ces variations granulométriques incessantes de grandes tendances : les sédiments sont plus grossiers à la périphérie de la cuvette, ils sont fins au centre, tandis que les faciès calcaires dominent dans la moitié méridionale. Les "étages" reconnus en FOREZ expriment ces tendances ; mais en leur affectant un numéro et en supposant qu'ils s'empilaient les uns sur les autres, U. LE VERRIER a commis une grave erreur : il a attribué les variations enregistrées à des changements dans le mode de sédimentation en fonction du temps, sans soupçonner que ces changements pouvaient aussi s'expliquer par leur situation dans l'espace. Les faciès grossiers des bordures passent au milieu du fossé à des faciès contemporains beaucoup plus fins.

b - Essai de lithostratigraphie

De prime abord la délimitation même approximative des niveaux de même âge paraît une gageure. En l'absence du critère granulométrique, il faudrait s'appuyer sur la pétrographie des dépôts ; mais son emploi est tout aussi problématique. La plaine a évolué pendant une partie du tertiaire en bassin fermé et a recueilli les altérites en provenances de ses bordures ; or celles-ci présentent un éventail de roches du socle très disparate allant des granites du Forez aux terrains volcano-sédimentaires du seuil de NEULISE. Il est par conséquent très difficile de corréler les produits détritiques de matériaux aussi divers. Une analyse rapide des minéraux légers contenus dans les sables du pourtour de la plaine le montre : les forts pourcentages en quartz obtenus dans le sud du Forez s'expliquent par la présence des micachistes du seuil de LA FOUILLOUSE et l'abondance du feldspath au Nord du LIGNON par la nature monzonitique des microgranites du seuil de NEULISE.

Avant de pouvoir compter sur la pétrographie des dépôts, il serait donc indispensable de démêler l'écheveau complexe des différents courants de sédimentation grâce à une étude longue et minutieuse des minéraux lourds. Comme celle-ci, affaire de spécialiste, reste à pratiquer, on ne dispose plus que d'une autre possibilité pour établir une lithostratigraphie : tenter d'identifier les principales variations dans le milieu de sédimentation puis, à partir de là , de réaliser des corrélations à distance. C'est la méthode que je me propose d'employer.

Les pulsations tectoniques tout comme les modifications climatiques ont été à l'origine de changement dans le confinement du bassin. Pendant les phases d'affaissement rapides et/ou de climat plus sec, le fossé constituait un milieu franchement endoréique dans lequel les matières dissoutes

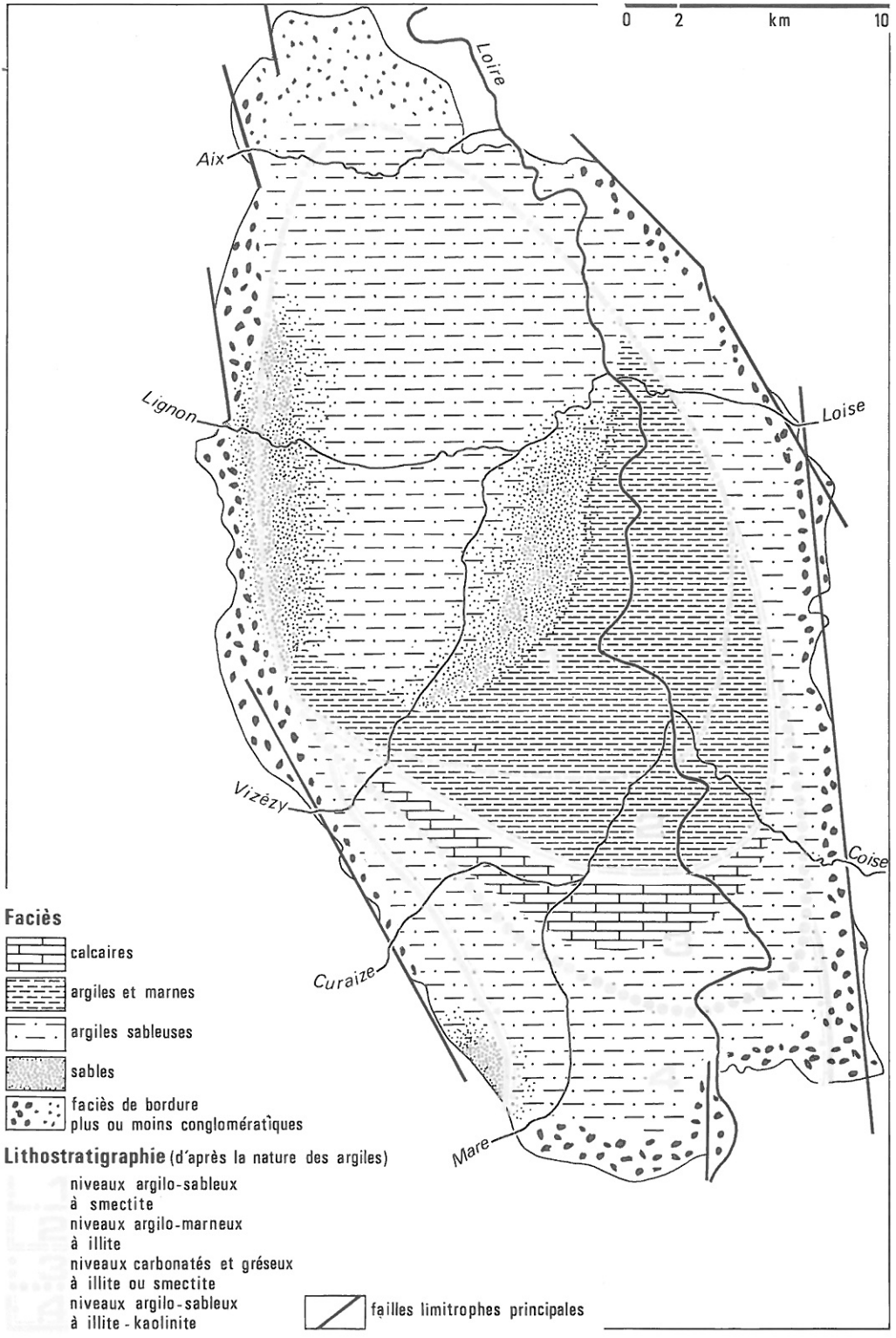

Fig. 4 – Shéma géologique du Forez

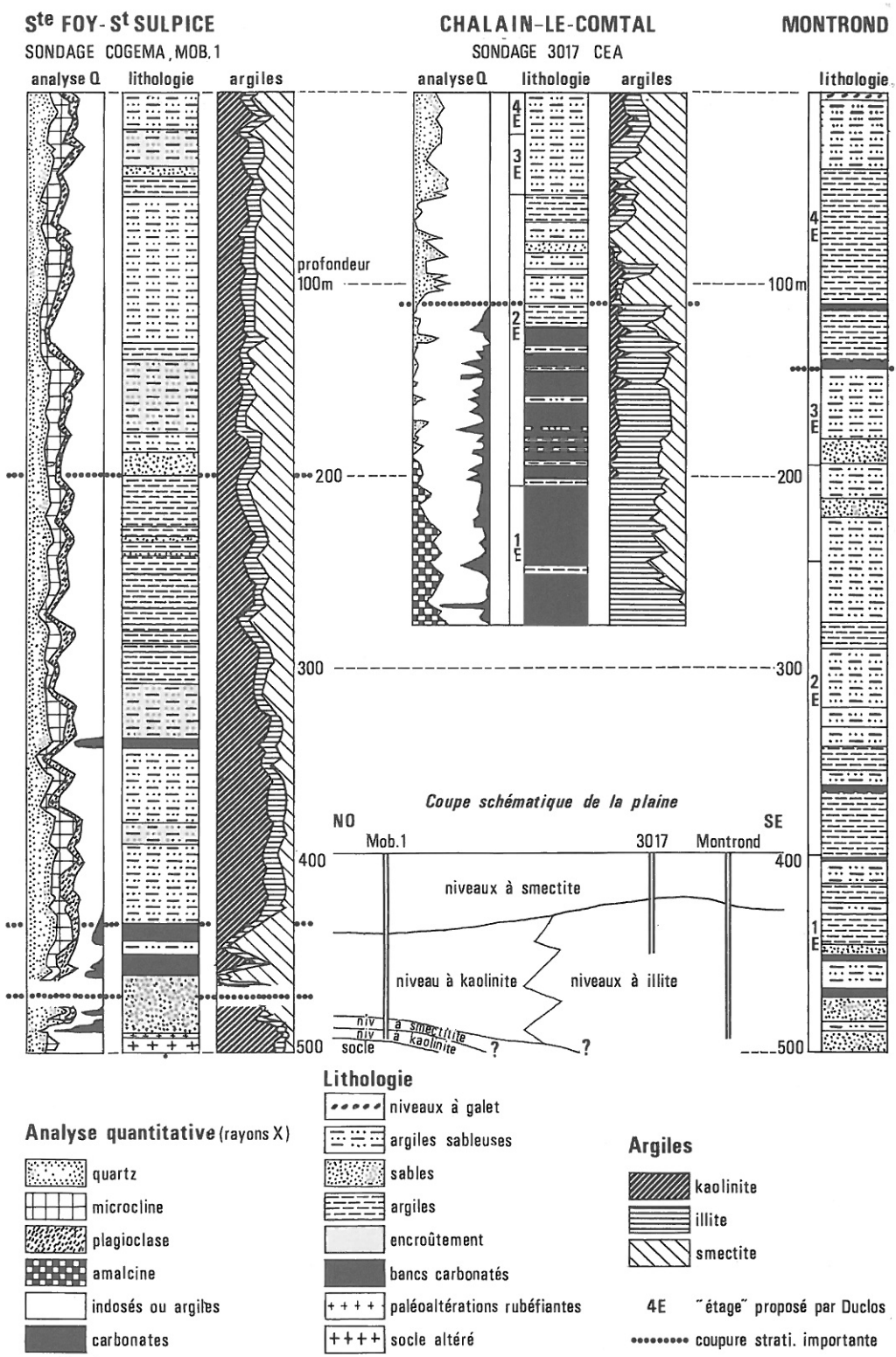

Fig. 5 – Sondages profonds dans le Tertiaire forézien
(en partie d'après P. LARQUE et F. WEBER – 1969 et P. LARQUE - 1981)

du bassin versant — carbonates et sels — venaient se déposer. Au contraire, pendant les périodes d'affaissement lent et/ou de forte humidité, il est vraisemblable qu'une partie des eaux poursuivait son chemin en direction d'un niveau de base plus éloigné, entraînant avec elle la charge dissoute. De ce fait, la nature des minéraux comme les argiles, susceptibles de se transformer ou de se néoformer dans le milieu de sédimentation, a varié dans d'appréciables proportions. Certes, les circonstances entourant la formation des argiles ne sont pas toutes connues et il faut rester prudent sur leur signification paléogéographique exacte ; cependant, il serait désolant de se priver des indications qu'elles fournissent en Forez, surtout dans la mesure où d'autres moyens, plus fiables, font défaut.

Une étude en plan des affleurements argileux de la plaine montre que trois familles d'argiles se partagent l'espace : tandis que les smectites dominent dans le centre et sur la bordure occidentale au nord du VIZEZY, la kaolinite est le minéral des bordures faiblement relevées du Nord et du Sud et l'illite, celui notamment des niveaux carbonatés ou gréseux des régions méridionale et orientale – figure 4 – .

Plusieurs études traitant de la nature des argiles ont été effectuées sur les "cutting" de sondages profonds par P. LARQUE (1969, 1981). Les résultats obtenus sur le sondage de SAINT-SULPICE, qui a été le seul à atteindre le socle, sont particulièrement intéressants. Les 500 m. du sondage se répartissent du point de vue de la minéralogie des argiles en quatre ensembles – figure 5 – :

– A la base, le socle est rubéfié par des paléoaltérations à kaolinite qui paraissent avoir été remaniées dans les sédiments détritiques plus ou moins carbonatés formant les trente premiers mètres de l'accumulation.

– Entre 470 m. et 430 m., une modification très nette se produit puisque les smectites parviennent jusqu'à représenter 90 % des lits argileux. Ceux-ci sont toujours entrecoupés de bancs calcaires.

– A partir de 430 m. et sur près de deux cent cinquante mètres, c'est à nouveau la kaolinite qui l'emporte. Elle accompagne des dépôts caractérisés par une granulométrie grossière : des sables graveleux parfois consolidés en arkose. On doit préciser qu'à partir de 325 m. et jusqu'à la limite supérieure de l'ensemble – 180 m. – le pourcentage de kaolinite décroit peu à peu au profit des smectites qui restent toutefois minoritaires.

– C'est seulement dans les cent quatre vingt premiers mètres du sondage que les rapports s'inversent en faveur des smectites qui dominent faiblement mais d'une manière constante la kaolinite.

On remarquera le faible rôle joué par l'illite bien qu'elle soit présente pratiquement à tous les niveaux.

La comparaison entre les résultats obtenus sur ce sondage et ceux donnés par P. LARQUE et F. WEBER (1969) pour le sondage 3017 du

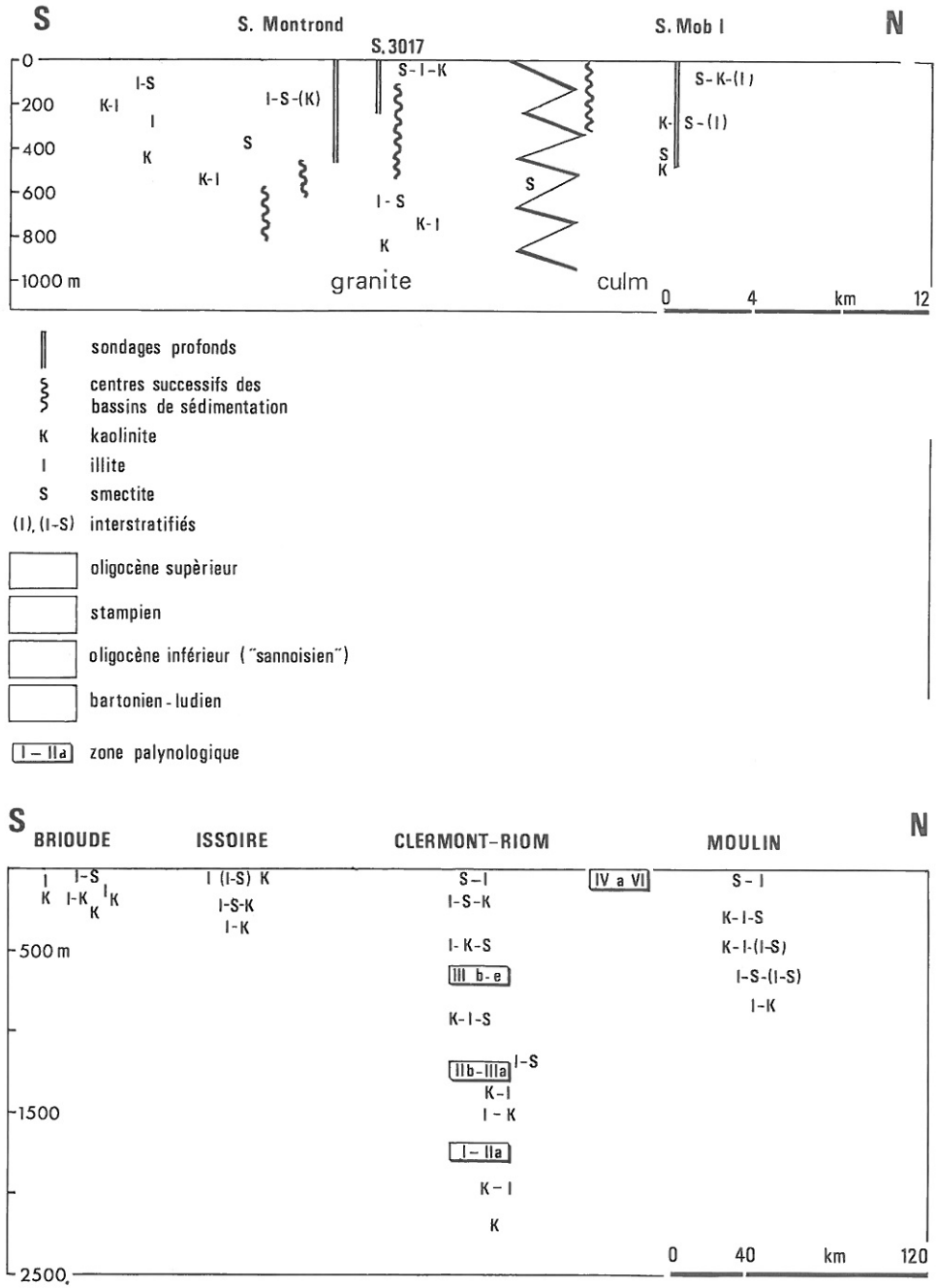

Fig. 6 – Coupes stratigraphiques longitudinales du Forez et des limagnes

C.E.A. est riche d'enseignements, même si, dans ce dernier cas, les données minéralogiques se sont révélées beaucoup plus simples ; il est vrai que la profondeur du sondage est moitié moindre avec 265 m. de profondeur réelle – le sondage a été poursuivi sur 300 m. mais il n'a pas été foré à la verticale –. On y observe seulement deux ensembles – figure 5 – : au-dessous de 110 m. de profondeur l'illite domine les smectites qui l'emportent uniquement dans quelques lits ; la kaolinite complètement absente de la base du sondage apparait à partir de la cote 200. Dans les cent dix premiers mètres, c'est au contraire les smectites qui devancent l'illite puis la kaolinite. On retrouve donc dans les deux sondages un horizon supérieur à smectites semblable – même si cette nature d'argile est un peu moins abondante dans le sondage de SAINT-SULPICE – et des horizons inférieurs qui s'opposent avec d'un côté la kaolinite majoritaire et de l'autre l'illite.

Doit-on estimer que les couches à smectites reposent sur des niveaux d'âge différent dans chacun des sondages ? Je ne le crois pas et il faut à mon sens, expliquer d'une autre façon l'abondance de la kaolinite dans la partie septentrionale du FOREZ et celle de l'illite dans sa partie méridionale. Le phénomène peut se comprendre si l'on se réfère à la pétrographie des bassins versants : le complexe Dinantien du seuil de NEULISE se serait altéré en produisant un maximum de kaolinite dans la mesure où les roches mères – microgranite monzonitique, tufs, andésites, etc. – étaient originellement pauvres en silice alors que les granites du FOREZ donnaient en plus grande abondance des smectites et surtout de l'illite produite par simple altération mécanique des phyllites. A partir de là, il est facile de reconstituer sous le niveau à smectites supérieur, un seul et même horizon, dans lequel la kaolinite s'impose en aval du pays d'URFEE pour s'estomper au profit de l'illite et des smectites au sud du LIGNON, en aval des monts du FOREZ.

Lorsqu'on tente d'établir des relations entre la répartition des argiles en plan et celle provenant des sondages, on obtient une lithostratigraphie très différente de celle proposée par U. LE VERRIER et reprise par P. DUCLOS : les couches ne s'organisent plus d'ouest en est, mais plutôt du sud au nord – figure 4 et 6 –.

Les sédiments les plus récents puisqu'ils recouvrent les autres niveaux sont caractérisés par les smectites. Ils occupent le nord-ouest de la plaine et présentent deux faciès : un faciès de bordure sablo-caillouteux entrecoupé de lits d'argile qui possède des teintes oxydées jaune orangé et un faciès central fin et réduit formé par des argiles vertes. L'épaisseur maximale de cette unité semble située à proximité de PONCINS où elle pourrait atteindre 300 m.

Sous le niveau à smectites un ensemble à illite dans le sud et à kaolinite dans le nord représente sans doute la série la plus importante. Bien

que l'on ne dispose pas d'analyse d'argiles sur le sondage de MONTROND, j'aurai tendance à penser qu'il est recoupé par le sondage depuis la cote 140 jusqu'à sa base, soit sur plus de 350 m. Cette phase de l'histoire du bassin correspond à une arrivée massive de matériaux avec des faciès périphériques grossiers très développés. Le centre de la cuvette de sédimentation devait se situer dans la région de CHALAIN-LE-COMTAL.

Les horizons inférieurs, qui représentent seulement une soixantaine de mètres dans le sondage de SAINT-SULPICE, sont vraisemblablement beaucoup plus développés au sud. Sur les niveaux rubéfiés à kaolinite, dont les plus beaux affleurements sont visibles dans les carrières de SAINT-MARCELLIN viennent des terrains de transport. Ceux-ci sont constitués par des argiles sableuses interstratifiées avec des passées conglomératiques. Les uns et les autres possèdent des couleurs oxydées assez vives rouges à orange et leur matrice argileuse est dominée par l'association kaolinite-illite. On retrouve les mêmes argiles dans les sédiments à encroûtements calcaires des carrières ouvertes au sud de SURY-LE-COMTAL. Tous ces terrains correspondent aux trente mètres d'argiles sableuses à kaolinite de la base du sondage de SAINT-SULPICE, tandis que les séries carbonatées à smectites des trente mètres suivant trouvent leur équivalent dans les dépôts eux-mêmes riches en calcaire qui affleurent en auréole depuis CREMIEUX, à l'est de MONTBRISON, jusqu'à SANZIEUX, au nord de SURY-LE-COMTAL. L'épaisseur des horizons inférieurs, sans doute supérieure à plusieurs centaines de mètres dans la région de SURY, montre clairement que le centre de la sédimentation était à cette époque largement décalé vers le sud.

Le FOREZ, comme les autres bassins du Massif Central, a connu au cours du Paléogène une lente migration de son centre de subsidence. Celui-ci s'est déplacé du Sud au Nord – figure 6 –. Il reste à préciser dans la mesure du possible la durée et l'âge relatif des principales phases de la sédimentation.

c – L'âge des niveaux :

La tâche du chercheur est, dans ce domaine encore, rendue délicate par le manque de renseignement. Il existe quelques rares faits d'importance que l'on peut désormais considérer comme définitivement acquis, mais, le plus souvent, on doit se contenter d'émettre des hypothèses. Fort heureusement, ces dernières peuvent être sérieusement étayées par des comparaisons avec les bassins voisins, beaucoup plus riches en moyen de datation.

Une remarque mérite d'être faite à ce propos : les premiers auteurs qui ont travaillé en FOREZ ne disposaient d'aucun point de comparaison puisque les autres fossés n'avaient pas encore été étudiés ; leur relative imprécision et leurs hésitations sur l'âge des dépôts s'expliquent ainsi. Les

récentes conclusions de P. DUCLOS sont sur ce point plus surprenantes. Il a affirmé, sans la justifier, l'originalité du FOREZ : "Seul, écrit-il, l'étage inférieur des "argiles et sables feldspathiques" daté du Stampien Inférieur rappellerait la sédimentation des Limagnes. Mais dès la fin du dépôt du premier étage, un basculement vers le sud a constitué une première anomalie". Elle expliquerait la localisation des "Grès de VEAUCHE" équivalent selon P. DUCLOS des faciès marneux de la grande Limagne. "A partir de l'Aquitanien, ajoute-t-il, alors que l'ensemble des Limagnes achèvent son basculement vers le nord et que la mer se retire de la partie sud, la plaine du FOREZ aurait achevé son histoire séparément". Il pense en effet que les troisième et quatrième "étages" sont d'âge miocène.

Il n'a d'ailleurs pas été le seul à le penser. Tout en remettant en cause le schéma stratigraphique de P. DUCLOS, P. LARQUE et F. WEBER (1969, p. 268) ont opté également pour un âge miocène des sables et argiles à smectites de la partie supérieure du sondage 3017 du C.E.A. ; leur opinion s'appuyait sur la présence des ostracodes dont les genres étaient, selon des études réalisées par des spécialistes allemands, caractéristiques de l'Aquitanien du fossé de MAYENCE. Utilisant leur conclusion, j'ai émis l'hypothèse d'un âge burdigalien des couches supérieures du FOREZ par rapprochement avec les formations classiquement attribuées à cette période en Limagne (LE GRIEL, 1975, p. 29). Enfin, P. LARQUE (1981, p. 23) a maintenu l'avis exprimé en 1969. Pourtant, cette opinion n'est plus acceptable : elle ignore les découvertes palynologiques effectuées par M. SCHULER et C. SITTLER. Celles-ci sont d'un intérêt considérable puisqu'il s'agit des seuls éléments de datation probants dont on dispose en FOREZ.

Dans une première étude (1969), M. SCHULER et C. SITTLER avaient réparti les différents échantillons extraits des sondages 3015 et 3017 du C.E.A. et comportant des pollens en sept associations – figure 7 –. Les deux premières, contenues par les couches à illite, ont révélé une flore de substrat sec dominante – PINACEES, CUPULIFERES, CUPRESSACEES –, caractéristique d'un climat de type subtropical.

Les cinq autres associations ont été retrouvées parmi les sables argileux à smectites ; elles montrent la même végétation de substrat sec, mais aussi une grande abondance d'espèces appartenant à une végétation humide du bord des eaux. Aucun pollen ayant valeur de marqueur stratigraphique n'avait alors été signalé.

En 1975, la connaissance palynologique du Paléogène du Massif Central a fait de sérieux progrès avec la parution de la thèse de G. GORIN consacrée à la LIMAGNE. En travaillant sur les grands sondages pétroliers et sur plusieurs coupes de terrain, G. GORIN a pu préciser les grandes lignes de l'évolution du couvert végétal régional au Paléogène. Il a

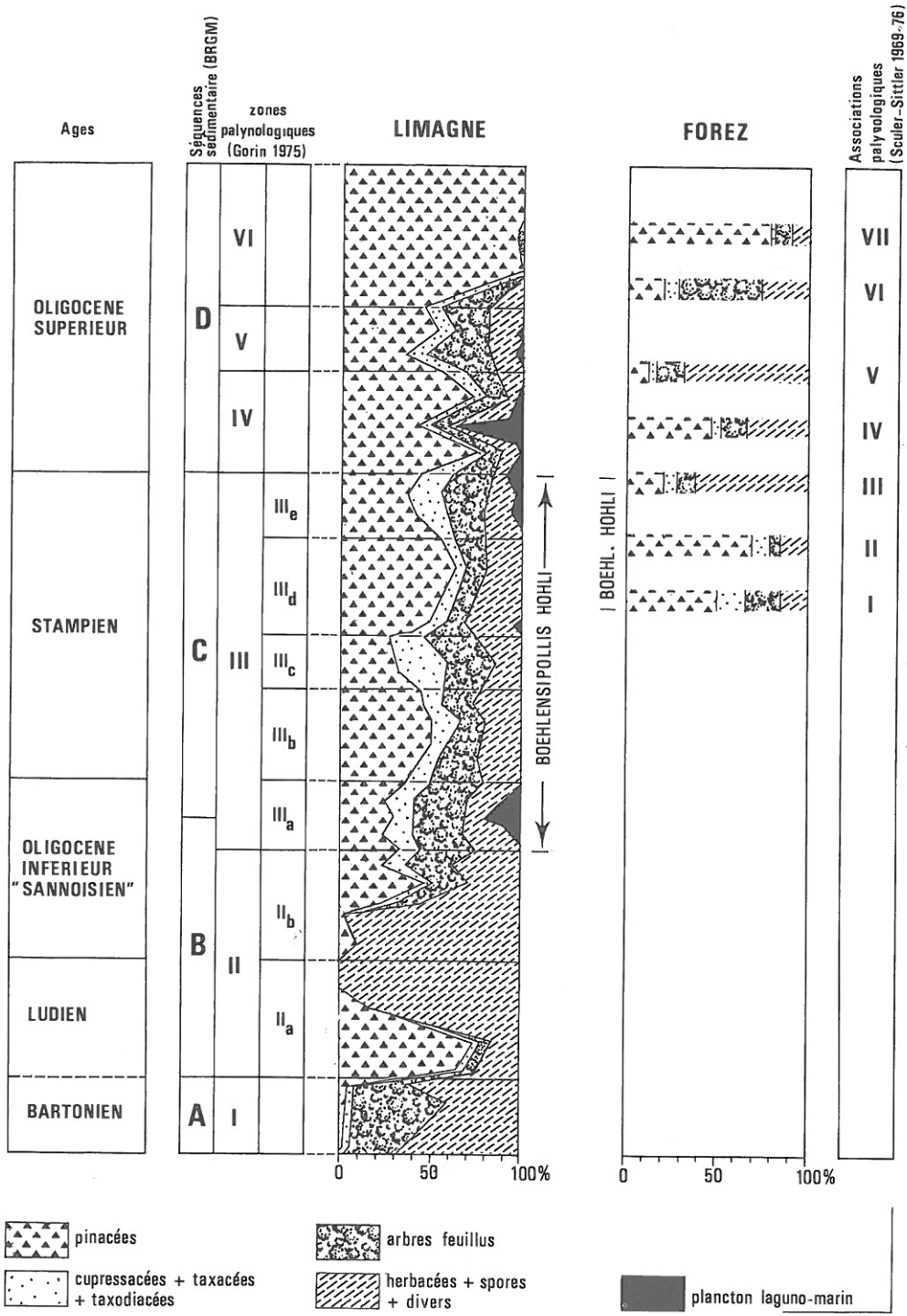

Fig. 7 – Echelle palyno stratigraphique limagne – Forez

utilisé pour établir une stratigraphie les nombreuses données acquises par ses prédécesseurs : J. GIRAUD, les paléontologues et les géologues du B.R.G.M. Il a ainsi divisé la période de sédimentation en quatre ensembles dénommés A, B, C, D – figure 7 –. Ces lettres correspondent pour G. GORIN à des âges précis : "A" recouvre l'Eocène Supérieur, "B" l'Oligocène Inférieur, "C" l'Oligocène Moyen, "D" l'Oligocène Supérieur et le début du Miocène. S'il est permis de discuter certaines délimitations – en particulier "B" doit être, à mon sens, divisé en deux parties : II A se rattachant à I du point de vue stratigraphique, en une phase bartonoludienne ; II B et III A correspondant à la phase "sannoisienne" – les données fournies ont été fondamentales pour la géologie du Massif Central ; elles ouvraient la voie à des comparaisons. G. GORIN (1975, p. 169) n'a d'ailleurs pas oublié de situer par rapport à son étude les résultats obtenus par M. SCHULER et C. SITTLER. Après avoir constaté l'absence d'espèce stratigraphiquement importante et l'obligation de raisonner uniquement sur l'évolution des couvertures végétales, il proposait de corréler les associations reconnues en FOREZ avec la partie supérieure de l'ensemble Limagnais parce que les gymnospermes l'emportent largement sur les angiospermes. Dans la mesure où le pollen marqueur le plus significatif de l'ensemble C., BOEHLENSIPOLLIS HOHLI, n'a pas été retrouvé dans les sondages du C.E.A., il plaçait les dépôts foréziens au niveau de sa zone "D" et admettait la possibilité d'un âge miocène.

En 1976, une note brève de M. SCHULER et C. SITTLER allait bouleverser toutes les données acquises : dans le cadre d'une recherche systématique sur l'extension stratigraphique et géographique du pollen BOEHLENSIPOLLIS HOHLI, les deux chercheurs l'ont identifié dans deux des sept associations foréziennes, les associations I et IV. Ceci signifiait que les sédiments traversés par les sondages de CHALAIN-LE-COMTAL sont oligocènes, y compris les sables argileux à smectites supérieurs.

En définitive, les évolutions paléogéographiques du FOREZ et de la LIMAGNE ont été très proches ; on peut assez facilement mettre en relation les événements foréziens et ceux stratigraphiquement mieux situés du bassin de CLERMONT-FERRAND. Sans pouvoir dans le cadre limité de cette note justifier tous les rapprochements, je crois qu'on doit résumer ainsi les principales étapes de la formation des fossés – figure 6 – :

– des paléoaltérations rubéfiés à kaolinite, surmontées par des terrains de transport remaniant en partie ces horizons, ont marqué la base de la série paléogène. Leur âge exact pose un problème ; il est à coup sûr éocène et vraisemblablement bartono-ludien. Cette phase s'est achevée dans le sud du Forez par le dépôt des premiers niveaux carbonatés où prédomine l'illite.
– souvent entrecoupés de lentilles sableuses ou argileuses, des encroûtements calcaires, voire de véritables bancs, ont constitué l'essentiel de la phase "sannoisienne" avec laquelle l'Oligocène a débuté. La séparation

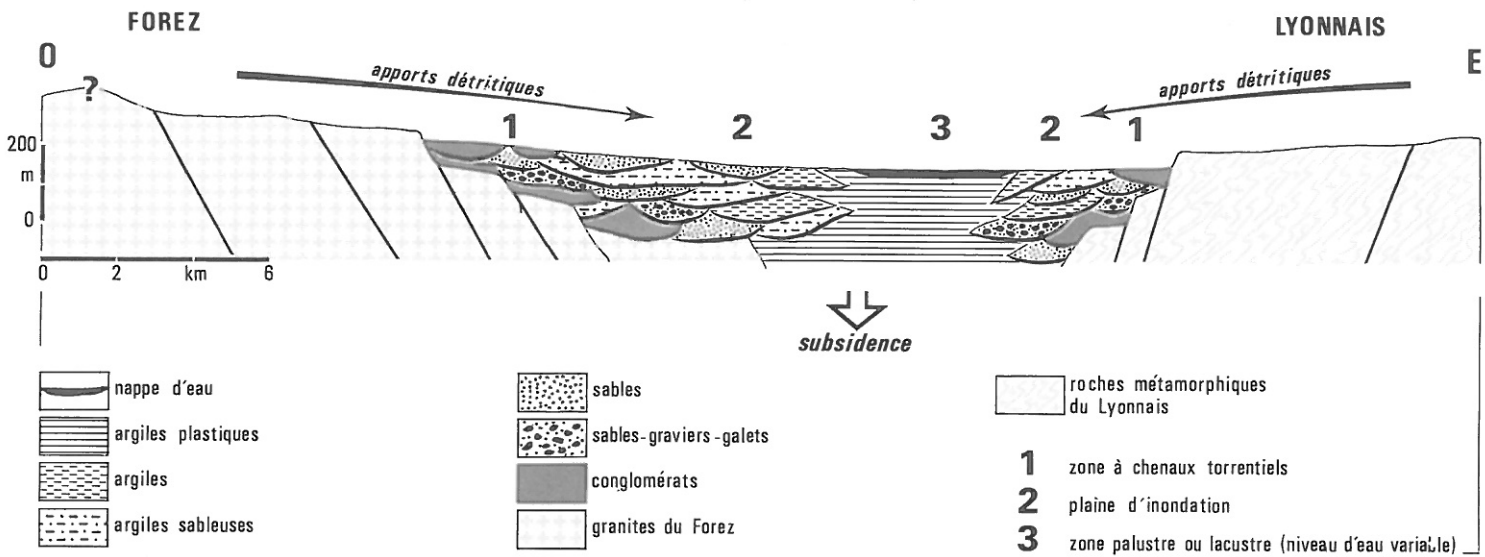

Fig. 8 – Topographie et sédimentation au Paléogène

précise des dépôts carbonatés du Ludien supérieur et du "Sannoisien" repose sur l'apparition dans ces derniers des smectites.

– l'épisode suivant a vu se déposer les couches les plus épaisses d'âge stampien, les matériaux qui ont envahi le fossé à l'occasion d'une activité tectonique intense ont été d'une extrême variété. Ils regroupent du point de vue granulométrique des conglomérats cyclopéens et des argiles plastiques ; leur fraction argileuse associe les trois grandes familles d'argile, l'illite ou la kaolonite l'emportant tour à tour dans le temps ou dans l'espace.

– la sédimentation s'est achevée en Forez par les sables argileux à smectites. Ceux-ci sont parvenus dans le bassin à la suite d'un nouveau et ultime paroxysme tectonique au début de l'Oligocène Supérieur. L'absence des faciès à calcaire construit visibles en Limagne parait indiquer ici un arrêt plus précoce de la sédimentation ; il faut par conséquent renoncer à conférer un âge aquitanien, à plus forte raison miocène, aux différentes couches recensées. La question se pose cependant de savoir si l'érosion néogène ou quaternaire n'a pas pu faire disparaître en totalité des couches postérieures.

CONCLUSION

Entre le milieu de l'Eocène et l'Oligocène Supérieur, d'énormes quantités de sédiments ont été "piégées" dans le fossé de MONTBRISON : environ trois cents kilomètres cubes de matériaux détritiques se sont accumulés dans une zone en voie d'affaissement perpétuel. La cuvette représentait un domaine faiblement déprimé – quelques dizaines de mètres – dans un contexte topographique général assez peu différencié – la "surface Eogène" d'H. BAULIG –. Deux observations le prouvent :

– d'une part, les faciès à blocs et cailloux laissent rapidement la place à des séries argileuses ou sableusees à petits galets.

– d'autre part, ces faciès conglomératiques comportent toujours des roches provenant d'un bassin versant très proche. Il est donc certain que le horst des monts du FOREZ n'existait pas, au moins sous sa forme actuelle, au Paléogène.

Quand au paysage offert par la zone "effondrée", il n'était pas celui d'un lac comme on l'a souvent écrit. La plupart des faciès sédimentaires présentent des structures de dépôts continentaux, fluviatiles ou palustres – fig. 8 –. Les conglomérats de bordure sont constitués par un enchevêtrement de lentilles évoquant des chenaux torrentiels ; les sables et les argiles qui les relaient à l'aval correspondent à des alluvions de plaine d'inondation ; les niveaux d'argile plastiques du centre marquent enfin la zone la plus basse de la cuvette, là où seule la charge en suspension est parvenue. L'eau ne stagnait donc que dans ce dernier secteur : encore faut-il remarquer le caractère temporaire de la nappe. En effet, les perforations visibles dans certains horizons durcis doivent être interprétées comme des traces

de racine qui indiquent le caractère pallustre du milieu de sédimentation. Une tranche d'eau pérenne parait avoir été réclamée uniquement par la formation des marnes à ostracodes. Le paysage du Forez devait correspondre aux bassins endoréiques actuels du type des BOLSONS mexicains ou des SEBKHAS sahariennes. Le contexte climatique du Paléogène différait pourtant des conditions subtropicales actuelles par une aridité moindre.

On retrouve les mêmes faciès pendant la plus grande partie de l'Eocène et de l'Oligocène. Les changements dans le confinement du milieu qui se sont traduits par une nature différente des argiles ont été le résultat de simples "à-coups" dans les rythmes tectonique et climatique. Malgré l'intensité des mouvements du sol et sans doute en raison de leurs caractères essentiellement négatifs – des affaissements bien localisés – l'équilibre morphogénétique s'est maintenu tout au long de cette phase de l'histoire du FOREZ et n'a été rompu que beaucoup plus récemment par la "révolution" paléogéographique à l'origine des paysages actuels.

III – UNE REGION DEMEUREE BASSE LORS DES MOUVEMENTS PONTOPLIOCENES, REMODELEE AU QUATERNAIRE PAR LES COURS D'EAU

Puisque la plaine du Forez et les régions environnantes possédaient à la fin de l'Oligocène une topographie peu différenciée, le principal problème géomorphologique est de savoir à partir de quel moment la bordure orientale du Massif Central a acquis la physionomie heurtée qui est actuellement la sienne. Faisant suite à de nombreuses observations géologiques ou géographiques, la brillante synthèse formulée par H. BAULIG (1927) a accrédité l'idée que l'essentiel des déformations responsables du relief actuel était antérieur aux grands épanchements volcaniques, donc d'âge miocène ; les recherches que j'ai entreprises m'ont conduit à une autre conclusion : la topographie fini-oligocène s'est maintenue durant la plus grande partie du Miocène ; à l'extrême fin de cette période, au "Pontien", des mouvements différentiels ont tout d'abord créé les horsts et provoqué une réorganisation du réseau hydrographique – 9 à 4 Millions d'années avant aujourd'hui – ; dans une seconde étape – 4 à 1 M.A. – un soulèvement d'ensemble qui a entraîné une forte incision de tous les cours d'eau, a achevé de donner au Massif Central le visage que nous lui connaissons.

La position déprimée de la plaine de MONTBRISON résulte de l'apparition du horst des monts du FOREZ et de la surrection du plateau LYONNAIS, complétés au sud et au nord par le soulèvement des seuils du PERTUISET et de NEULISE. C'est ce que je vais essayer de démontrer.

1 – L'apparition de la dépression par soulèvement de ses bordures :

a) L'organisation du bassin de la LOIRE et les problèmes liés au passage du fleuve à travers le Forez :

Pour les raisons qui viennent d'être exposées, connaître le moment où les grandes artères du réseau hydrographique se sont organisées est le fondement de toute réflexion sur l'évolution géomorphologique néogène du Massif Central.

Le tracé des principales rivières résulte de l'apparition des caractères les plus notables de la topographie régionale : pente générale vers le Nord, existence des alignements montagneux DEVES – FOREZ – MADELEINE à l'Ouest et VIVARAIS – LYONNAIS – BEAUJOLAIS à l'Est, et, bien sûr, établissement d'un drainage franchement exoréique. Il est cependant certain que la plupart de ces caractères sont très anciens. Ils se sont amorcés dès le Paléogène : la migration des bassins de sédimentation du sud au nord traduit par exemple la naissance de la pente vers le Bassin Parisien, tandis que les faciès grossiers de bordure prouvent l'existence de reliefs séparant les rifts parallèles de l'Allier, de la Loire et du Rhône. L'exoréisme serait peut-être le trait le plus significatif ; encore convient-il de rester prudent sur sa signification réelle : malgré l'indépendance relative des bassins les uns par rapport aux autres, il n'est pas certain du tout que l'endoréisme de la première moitié du tertiaire ait été totale. Une partie des eaux pouvait très bien s'écouler vers l'extérieur après avoir abandonné dans les fossés sa charge alluviale insoluble.

Il est très difficile de touver des arguments décisifs pour fixer l'âge et les modalités de la naissance des axes hydrographiques. Les formations alluviales résiduelles reconnues sur le socle ou à sa périphérie sont des témoins à la disposition du chercheur, mais elles sont loin d'avoir livré tous leurs secrets.

Il est établi que, durant le Miocène, des alluvions issues du Massif Central on été piégées dans la cuvette de SOLOGNE. Ce fait constitue la preuve d'un exoréisme au moins partiel ; toutefois, comme L. RASPLUS (1976) place l'origine des sables argileux de SOLOGNE dans le bassin du CHER, on ne peut en tirer aucune conclusion pour le domaine ligérien. En tout cas les bassins versants n'avaient pas à cette époque leur délimitation et leur pente actuelle. L'étude sédimentaire des bordures aquitaine, languedocienne ou rhodanienne du Massif Central où les mers molassiques des avant-pays pyrénéen et alpin recueillaient d'énormes quantités de matériaux détriques, le prouve : on y retrouve très peu de dépôts issus du Massif. Or, malgré la pente générale vers le Nord, l'existence des grands versants du PILAT au SIDOBRE n'auraient pas manqué de produire d'abondantes altérites. Des cours d'eau comme le LOT, le TARN, l'HERAULT, l'ARDECHE ou l'EYRIEUX ont vu leur bassin s'organiser tardivement.

A L'intérieur du Massif Central on rencontre parfois des alluvions à la base des coulées volcaniques d'âge miocène supérieur – périphérie du CANTAL –. Celles, visibles dans le haut bassin de la LOIRE sous les basaltes du VELAY, indiquent un drainage très mal hiérarchisé : des alluvions finement sableuses abandonnées par de petits cours d'eau cotoient des argiles déposés dans des bas-fonds marécageux. Les "sables à chailles" décrit par M. BOULE (1892) près du MONASTIER ont longtemps été tenus pour les premiers jalons d'une Loire miocène. Les niveaux à galets de chailles que j'ai pu observer dans les formations digocènes inférieures du PONT de MOLINES, au sud-est du PUY, pourraient bien remettre en cause cette hypothèse en démontrant la présence de chailles dès le Paléogène.

En aval du FOREZ, les alluvions sabloargileuses à galets de quartz et chailles connues sous le nom de "Sables et Argiles du BOURBONNAIS" sont indiscutablement post-oligocènes puisqu'elles recouvrent en grande partie les terrains paléogènes du fossé de DIGOIN. Elles forment à proximité de la confluence LOIRE-ALLIER un vaste cône de déjection dans lequel de nombreux chercheurs ont vu le pendant de la cuvette de SOLOGNE. J. GRAS (1963, 1976), par exemple, a supposé qu'à la suite des mouvements responsables de la surrection des principaux horsts, au BURDIGALIEN, les trois grands axes fluviaux, LOIRE, ALLIER, et CHER, avaient entraîné sur la bordure nord du Massif Central les altérites enlevées aux zones en cours de soulèvement. Des découvertes récentes faites conjointement par les minéralogistes (J. TOURENQ, 1971) et par les palynologues (N. PLANCHAIS, 1973 – J.J. CHATEAUNEUF, 1973 – H. MEON, 1980) ont changé les données du problème. Dans un article de synthèse (A. LE GRIEL, 1983) j'ai pu situer l'essentiel du dépôt des "Sables et Argiles" entre 2,7 et 2,4 M.A. ; mon argumentation repose sur la présence au sein de la nappe de minéraux lourds appartenant à des épisodes datés du volcanisme des MONTS-DORE. Ceci est d'une importance capitale ; si les "Sables et Argiles du BOURBONNAIS" sont effectivement liés aux déformations du socle et à la réorganisation de l'hydrographie, on peut être certain que ces événements, attribués auparavant au Miocène, sont en réalité pliocènes, voire pliovillafranchiens.

Les problèmes attachés à la naissance de la LOIRE, ne se résument pas uniquement en terme de datation. On doit aussi s'interroger sur les modalités de son installation. Une carte à petite échelle permet de reconnaître aisément l'influence exercée par les fossés paléogènes sur le tracé du fleuve : il traverse les bassins le plus souvent dans leur axe longitudinal. La question se pose pourtant de savoir de quelle façon se sont réalisées les sections épigéniques grâce auxquelles la LOIRE passe d'un bassin à l'autre. Comment la LOIRE a-t-elle pu s'inscrire dans les seuils du PERTUISET et de NEULISE ? En répondant, on obtiendra du même coup l'explication de la position déprimée de la plaine par rapport à ses bordures.

Deux hypothèses peuvent justifier un tracé épigénique : la surimposition et l'antécédence. Après les travaux d'Henri BAULIG la première hypothèse a été la plus utilisée dans le Massif Central ; j'avais moi-même admis cette interprétation pour la LOIRE forézienne (A. LE GRIEL, 1975, p. 211). Selon H. BAULIG, les grands cours d'eau se seraient installés sur d'épaisses couvertures sédimentaires qui masquaient alors complétement les seuils ; ceux-ci auraient été exhumés ensuite par l'encaissement du réseau hydrographique. H. BAULIG a ainsi généralisé la situation particulière que l'on peut observer au nord d'ISSOIRE où l'ALLIER a effectivement révélé un large affleurement cristallin. Dans le cas du FOREZ, l'hypothèse de la surimposition pouvait s'appuyer sur l'analyse du système alluvial de la LOIRE faite par E. CHAPUT (1917). Pour l'élève de DEPERET, la LOIRE avait tout d'abord façonné dans le socle un niveau de hauts plateaux dominant le lit actuel de 200 mètres à l'Est de FEURS et se prolongeant par les plus hautes croupes du seuil de NEULISE. Une période de forte incision se serait ensuite produite, avant qu'une nouvelle phase d'érosion aréolaire ne sculpte dans les roches dures un second niveau à 100 – 130 M. d'altitude. Ces deux hautes terrasses, d'âge pliocène n'auraient laissé aucun témoin dans la plaine du FOREZ qui aurait été entièrement modelée par la glyptogénèse quaternaire. Malheureusement le schéma établi par E. CHAPUT présente deux point "faibles" :

– On ne retrouve pas aux altitudes qu'il a indiquées les preuves d'un ancien passage du fleuve sous forme de galets roulés. Seuls des cailloutis, peu ou pas émoussés, sont localement visibles sur les croupes du seuil de NEULISE. De toute façon on doit remarquer que l'éventuelle découverte d'alluvions ligériennes sur le seuil ne saurait constituer un témoignage décisif en faveur de la surimposition. En effet, pour cela il faudrait être certain d'une stabilité tectonique régionale rigoureuse depuis le Pliocène, alors que les observations infirmant ce postulat tendent à se multiplier.

– Il serait par ailleurs indispensable de démontrer que les deux cents mètres de sédiments nécessaires pour "gommer" le seuil de NEULISE ont effectivement existé en FOREZ et en ROANNAIS avant d'être érodés. La chose parait très difficile...

b) Sédimentation et creusement au Néogène

Le problème de la nature des couches enlevées des fossés paléogènes par l'incision du réseau hydrographique n'a pas intéressé H. BAULIG, ni les partisans de la surimposition ; il est pourtant indispensable de l'évoquer.

On a le choix entre deux solutions : – l'érosion s'est exercée aux dépens des séries oligocènes

– ou bien elle a éliminé des sédiments plus récents. Nous examinerons tour à tour ces deux possibilités.

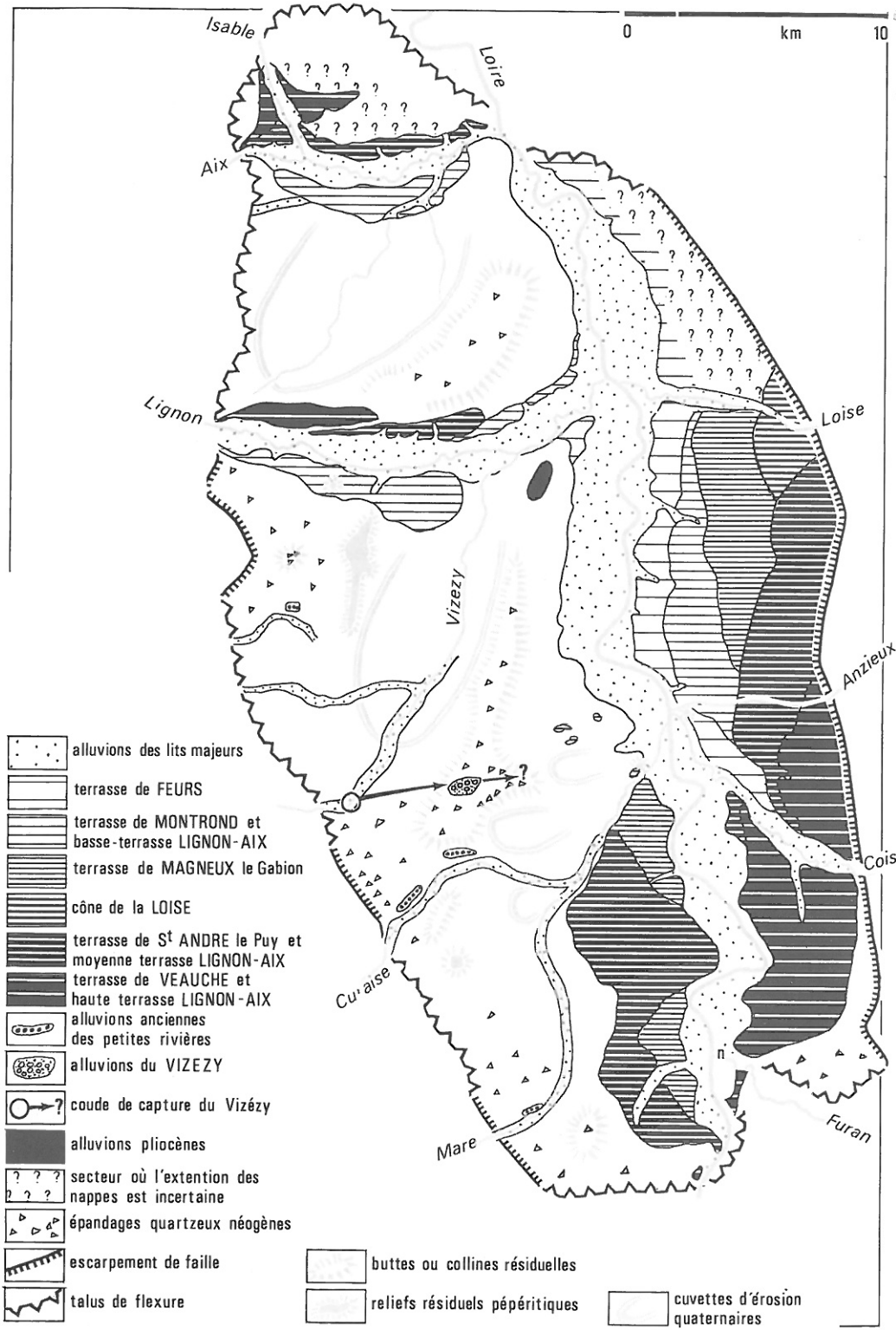

Fig. 9 – Schéma géomorphologique du Forez

La poursuite de la sédimentation dans les fossés du Massif Central pendant une partie du Néogène a été admise par de nombreux chercheurs. En Limagne, les "Sables Feldspathiques" de la bordure occidentale ont été, à la suite des travaux de J. GIRAUD (1902), individualisés des horizons oligocènes supérieurs et rangés dans le BURDIGALIEN. Trois raisons expliquent l'âge attribué et le succès connu par cette hypothèse :
–l'existence d'un curieux affleurement d'argiles sableuses sur le flanc sud-est de la butte de GERGOVIE, classiquement rattaché au BURDIGALIEN INFERIEUR.
– la présence des restes de mammifères burdigaliens dans le remplissage sableux de la poche karstique de GIVREUIL (S.O. de MOULINS) qui s'est développée aux dépens des calcaires aquitaniens avant d'être recouverte par les "Sables et Argiles du BOURBONNAIS".
– enfin, la volonté de découvrir une racine amont aux "Sables de SOLOGNE" immédiatement postérieurs aux "Sables de l'ORLEANNAIS", eux-mêmes bien datés du début du Burdigalien. Mais aucun fossile n'a jamais été retrouvé dans les "Sables Feldspathiques" ; quant aux motifs cités par J. GIRAUD pour affirmer leur âge post-oligocène, ils sont loin d'être convaincants : c'est, écrit-il, parce que ces sables ravinent plusieurs assises oligocènes supérieures carbonatées – "Marnes Blanches", "Calcaires Concrétionnés" – qu'ils sont postérieurs au Paléogène. On peu s'interroger sur la valeur de l'argument puisque J. GIRAUD, lui-même, a démontré que ravinements et discordances sont fréquents à tous les niveaux de l'Oligocène. Comme des sables argileux feldspathiques, en tous points comparables aux dépôts députés Burdigaliens , sont parfois intercallés entre des bancs de calcaire concrétionné (flancs de la butte de DURTOL, dans la banlieue de CLERMONT-FERRAND), il me parait plus conforme à la logique des observations de terain de faire des "Sables Feldspathiques" un simple faciès particulier de l'Oligocène Supérieur. Il est à remarquer d'ailleurs que la position des "Sables Feldspathiques" avec leur épaisseur diminuant à l'Est, vers le centre de la Limagne, était particulièrement difficile à justifier. Les auteurs devaient supposer une reprise d'érosion curieusement située en bordure du fossé ; mais ils étaient confortés dans cette idée par la "paléovallée" comblée d'authentiques sédiments burdigaliens de la butte de GERGOVIE. Or, on sait aujourd'hui que ces argiles sableuses sont en réalité venues combler un ancien cratère d'explosion de type "MAAR".

On a sans doute très exagéré l'importance des dépôts miocènes en Limagne et dans le reste du Massif Central. Il n'y a aucune raison de supposer leur présence en FOREZ dans la mesure où l'âge paléogène des sables et argiles à smectites a été établie par la palynologie. Une situation inverse ne manquerait d'ailleurs pas d'étonner vu ce qui a été dit à propos de l'organisation du bassin de la Loire. Si des matériaux détritiques ont eu quelque chance de s'accumuler dans la plaine de MONTBRISON, ils appartiennent plutôt au pliocène et à la génération des "sables et argiles

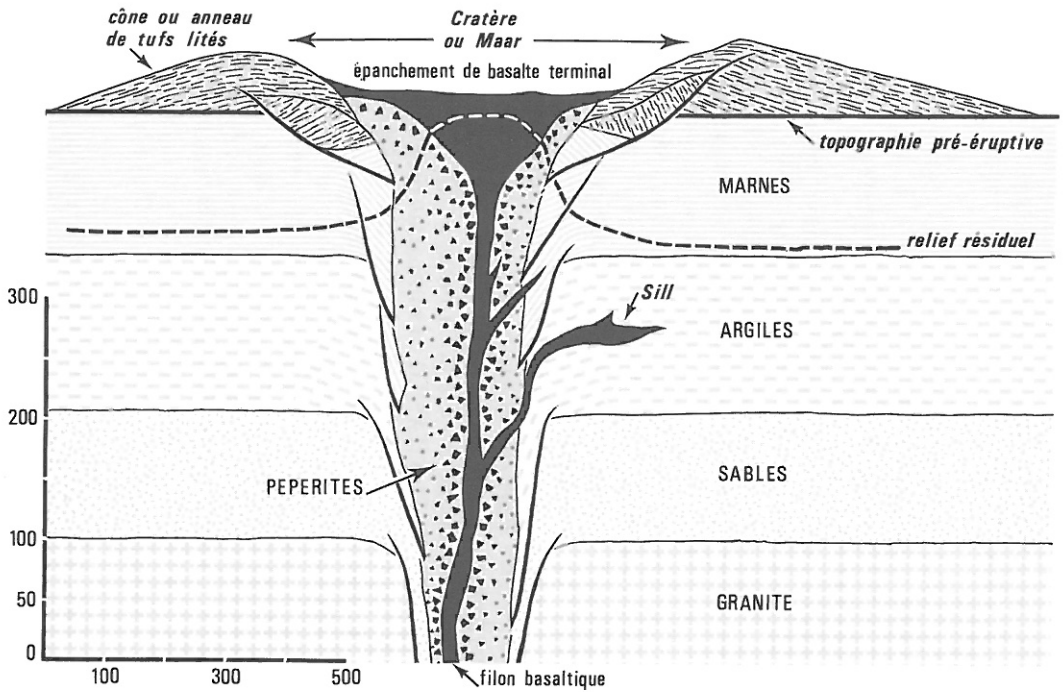

Fig. 10 – Coupe théorique d'un diatrème pépéritique
(en partie d'après J. PETERLONGO et A. DE GOER DE HERVE 1978)

du BOURBONNAIS". Etant donné l'importance de ces derniers dans le ROANNAIS, il est légitime de s'interroger sur leur devenir à l'amont.

Dans ma thèse de 3e cycle (1975, p. 35) j'avais rattaché à l'épisode BOURBONNAIS, alors daté à tort du Miocène, les alluvions anciennes couronnant, au dessus de PONCINS, l'extrémité septentrionale de la longue échine qui domine le lit majeur de la LOIRE entre MONTROND et FEURS – figure 9 – ; je crois toujours la supposition plausible. Avec leurs galets exclusivement quartzeux, ces alluvions semblent bien appartenir au stock des altérites déplacés par la réorganisation fini-tertiaire du relief. Leur position au centre de la plaine, à proximité du système des terrasses quaternaires de la LOIRE, indique un réseau hydrographique proche de l'actuel. Enfin, et c'est pour l'instant une remarque capitale, leur épaisseur limitée à une dizaine de mètres ne traduit pas une accumulation subsidente : à l'évidence le FOREZ n'a pas fonctionné en piège sédimentaire comme la cuvette BOURBONNAISE. En aucun cas les dépôts pliocènes foréziens, simples placages, ne peuvent servir à l'idée d'une fossilisation du seuil de NEULISE sous une couverture sédimentaire.

En l'absence de dépôts postérieurs, l'hypothèse la plus simple, une surimposition à partir de la surface d'accumulation des terrains oligocènes, reste seule envisageable. Pour la vérifier les horizons supérieurs à smectites auraient du posséder primitivement une puissance double de celle reconnue en sondage, soit environ 400 mètres au centre de la plaine. Rien en principe ne s'oppose à une telle supposition, mais c'est en vain que l'on chercherait des faits susceptibles de l'authentifier. S'il y a bien eu localement un creusement notable dans les sédiments foréziens, il s'est limité à quelques dizaines de mètres.

Les différentes manifestations volcaniques qui se sont produites au Miocène offrent à ce sujet des témoignages précieux. Bien que l'on ne dispose pas de véritables coulées moulant la surface du sol à l'image des "MESAS" auvergnates, il existe en FOREZ des édifices volcaniques mis en inversion de relief par l'érosion différentielle.

Notre connaissance du volcanisme forézien a progressé au cours des dernières années grâce aux études réalisées par J. HERNANDEZ (1971) sur la pétrographie des roches et par H. BELLON (1979) sur leur âge. D'autre part les importants travaux menés par l'équipe des volcanologues de l'Université de CLERMONT-FERRAND sur le phréatomagmatisme ont permis de mieux comprendre sa génèse (Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne, numéro spécial sur la géologie du MASSIF CENTRAL, 1979). La plupart des appareils de la plaine représentent des diatrèmes pépéritiques : c'est à dire des cheminées ouvertes dans les terrains encaissants. Bourrées d'un mélange de matériaux cristallins et sédimentaires avec des granules de lave basaltique, elles débouchaient à l'origine sur un cratère d'explosion, un maar – figure 10 –. Leur formation a été liée au

dégagement explosif d'un volume de gaz important accompagnant le magma. En FOREZ, comme en LIMAGNE, où ces phénomènes ont aussi été très fréquents, l'accumulation des gaz a été causée par la rencontre de la lave avec des nappes aquifères souterraines, d'où le terme de phréatomagmatisme. Après la phase explosive phréatomagmatique, le magma basaltique normal a pu s'insinuer en dykes et en sills dans le remplissage du diatrème, ce qui explique les chapeaux de basalte plus ou moins larges couronnant presque toutes les buttes pépéritiques de la plaine. Il était admis auparavant que les pépérites s'étaient formées dans les boues encore non consolidées des lacs oligocènes ; les âges obtenus par H. BELLON en utilisant la méthode potassium – Argon (1979) confirment bien que ce volcanisme est postérieur : le mont d'UZORE a donné un âge de 17,8 M.A. (+ 0,9 M.A.) et la butte de MONTROND-LES-BAINS 13,9 M.A. (+ 1 M.A.).

L'observation des terrains encaissants sur les flancs des buttes permet d'estimer l'ampleur de l'érosion différentielle. La disparition de la partie supérieure des appareils, en particulier des anneaux de tufs lités qui ceinturaient chaque cratère – figure 10 –, empêche bien entendu de situer avec précision la surface sur laquelle ils se sont déposés. Il est possible cependant de s'en faire une idée : les chapeaux de basalte ont parfois été assez peu attaqués ; ils marquent à quelques dizaines de mètres près la topographie miocène.

Le mont d'UZORE apporte ainsi de nombreux renseignements. Il s'agit d'un ensemble complexe édifié visiblement sur le passage de plusieurs failles (P. DUCLOS, 1967, p. 63). Le diatrème correspond à leur point de rencontre. Bien protégé par une importante venue de basalte, il apparait actuellement sous la forme d'un neck culminant à 535 M. Les dimensions du culot basaltique, large de presque trois cents mètres, sont suffisants pour envisager que l'on soit en présence d'un véritable lac de basalte, installé autrefois à l'intérieur du maar. On a montré que de tels épanchements terminaux dominaient le plus souvent la surface des terrains encaissants (G. CAMUS, 1979) ; l'absence de ces derniers tout autour du culot sommital tend à confirmer l'hypothèse et il est vraisemblable que les sédiments paléogènes n'ont jamais recouvert le mont d'UZORE. Par contre les trois dykes émis par le diatrème semblent être demeurés enfouis dans le substratum. On peut voir l'enveloppe sédimentaire, formée ici par les sables et argiles à smectites, parvenir jusqu'au sommet du plus important d'entre eux et atteindre la cote 460 – carrière de SAINT-PAUL-D'UZORE –. On dispose donc d'une "fourchette" assez précise pour situer la surface d'accumulation fini-oligocène entre 460 et 530 M. sur les flancs du mont d'UZORE.

Ces chiffres se retrouvent à peu de chose près dans le sud de la plaine où la butte de ST-ROMAIN-LE-PUY culmine à 480 M. Des sables argi-

leux montent sur son versant méridional jusqu'à 450 M. d'altitude avant de disparaître sous les éboulis basaltiques issus du pointement terminal.

Malheureusement, la plaine manque d'autres buttes-repères : les pointements volcaniques recensés par ailleurs – MONTROND-LES-BAINS, BOISSET-LES-MONTROND, LA ROCHE au sud de PONCINS – possèdent des circonférences trop modestes. Ils n'ont pas été capables de résister à l'érosion et sont inutilisables pour fixer l'altitude atteinte par la sédimentation. Privé de témoignages directs, le chercheur doit élargir son champ de vision et avoir recours au raisonnement.

Nous avons vu qu'à l'issue des mouvements d'effondrement paléogènes, le Massif Central était demeuré en position basse par rapport au niveau de base des mers voisines durant l'essentiel du Miocène. Quels ont été alors les principaux événements morphologiques ? Il serait obsurde d'imaginer une mise sous scellés totale de la topographie fini-oligocène ; des déformations locales ont pu se produire et, surtout, les reliefs nés au Paléogène ont continué d'évoluer à un rythme certes très ralenti mais capable d'assumer malgré tout l'exportation de respectables volumes d'altérites comme le prouve l'accumulation des sables de SOLOGNE. Des retouches ont été ainsi apportées à la morphologie des régions "hautes", à l'image des monts du FOREZ ou du LYONNAIS. Dans la plaine, l'évolution a surement été très modeste. F. TOMAS (1971, p. 69) a évoqué la réalisation d'une "surface d'érosion" parce que des failles repérées par P. DUCLOS dans les terrains sédimentaires avaient été nivelées. Je ne l'ai pas suivi dans ma thèse de 3e cycle (1975, p. 212) car l'importance de ces accidents me paraissait impossible à estimer. Mon opinion n'a pas changé ; le terme de "surface d'érosion" dans son acceptation géographique ne convient pas ici. Les volumes enlevés ont été minimes : si des mouvements miocènes se sont réellement produits dans le FOREZ, par exemple au moment du volcanisme, leurs effets ont du être très limités. Ils ont provoqué au plus un travail de régularisation de la topographie. Quelques mètres, voire une dizaine de mètres ou deux, de terrains tendres ont été déblayés en de rares endroits, mais, partout ailleurs, on peut admettre que le relief fini-miocène s'est trouvé en correspondance avec la surface d'accumulation paléogène. Par conséquent, et pour en revenir au problème de départ, déterminer la situation de la topographie miocène dans le paysage forézien actuel permet du même coup de connaître le niveau atteint par les sédiments oligocènes. Or, la chose est réalisable grâce aux formations corrélatives qui en ont jalonné l'extension. Pendant tout le Miocène des colluvions et des alluvions ont circulé avec lenteur sur les faibles pentes du relief ; la fraction grossière transportée en était caractéristique puisqu'elle était composée principalement de quartz très mal roulés, les autres roches étant détruites à la longue par la désagrégation granulaire. Les cailloutis quartzeux qui parsèment de nos jours les points les plus élevés de la plaine en sont les héritiers directs. Ils ont été en quelque

sorte piégés dans les zones restées en creux lors des mouvements pliocènes, tandis que les mêmes cailloutis jonchant les régions en voie de soulèvement allaient être repris par le nouveau réseau hydrogaphique et donner les galets siliceux des accumulations du types "Sables et Argiles du BOURBONNAIS". Les épandages quartzeux disséminés à travers la plaine constituent donc de précieux jalons. Bien que les éléments qui les composent ne soient pas toujours caractéristiques et puissent être en partie repris aux sédiments oligocènes ou à des alluvions plio-villafranchiennes, ils permettent de situer la topographie miocène dans le plaine – figure 8 – : toutes les hauteurs de l'axe central qui se tiennent vers 400 M. d'altitude entre GREZIEUX-LE-FROMENTAL et STE-FOY-ST-SULPICE, semblent y avoir participé. L'hypothèse est du reste en partie confirmée par la position des alluvions anciennes de PONCINS. La base de la nappe correspond à peu près à la cote 380 et n'est inférieure que d'une vingtaine de mètres au niveau supposé miocène. Cette situation mérite d'être rapprochée de celle observée en BOURBONNAIS où les dépôts du pliocène supérieur présentent les mêmes rapports avec la topographie miocène. La conservation du paléokarst burdigalien de GIVREUL, au toit des calcaires aquitaniens et sous les Sables et Argiles du BOURBONNAIS, démontre aussi un ravinement franc mais d'ampleur limitée.

En définitive, l'érosion antéquaternaire parait avoir eu des effets restreints dans le cadre du FOREZ. Il faut donc envisager une mise en creux de la plaine par la tectonique.

c) Les déformations post-miocènes :

La figure 11 propose une reconstitution de la surface d'accumulation paléogène suivant une coupe transversale Ouest-Est.

En partant des chiffres précédemment cités, on s'aperçoit qu'il existe de très fortes dénivellations dans la partie occidentale : le haut de la sédimentation protégé par le basalte ou plaqué contre le socle atteint 600 M. entre MONTBRISON et MARCILLY-LE-CHATEL, s'abaisse rapidement en dessous de 500 M. sur les flancs du MONT D'UZORE et s'établit vers 400 M. en rive gauche de la LOIRE. La différence d'altitude entre le milieu du bassin et sa bordure est naturellement à mettre au compte d'un soulèvement néogène des monts du FOREZ. Sur la coupe la pente de la surface augmente en une brutale concavité à l'approche du socle ; il faut voir là l'effet des flexures qui ont pris le relais des failles à l'intérieur des terrains sédimentaires. Toutefois, il est délicat de préciser l'importance voire la nature exacte de ces déformations car elles ont provoqué une reprise d'érosion qui a eu pour résultat de modifier le relief tectonique originel. En collaboration avec B. ETLICHER (1976), j'ai eu l'occasion d'étudier cet épisode morphologique. Nous l'avions à l'époque rendu seul responsable de la physionomie très particulière prise par la bordure occidentale de la plaine ; je serais tenté d'adopter aujourd'hui une position

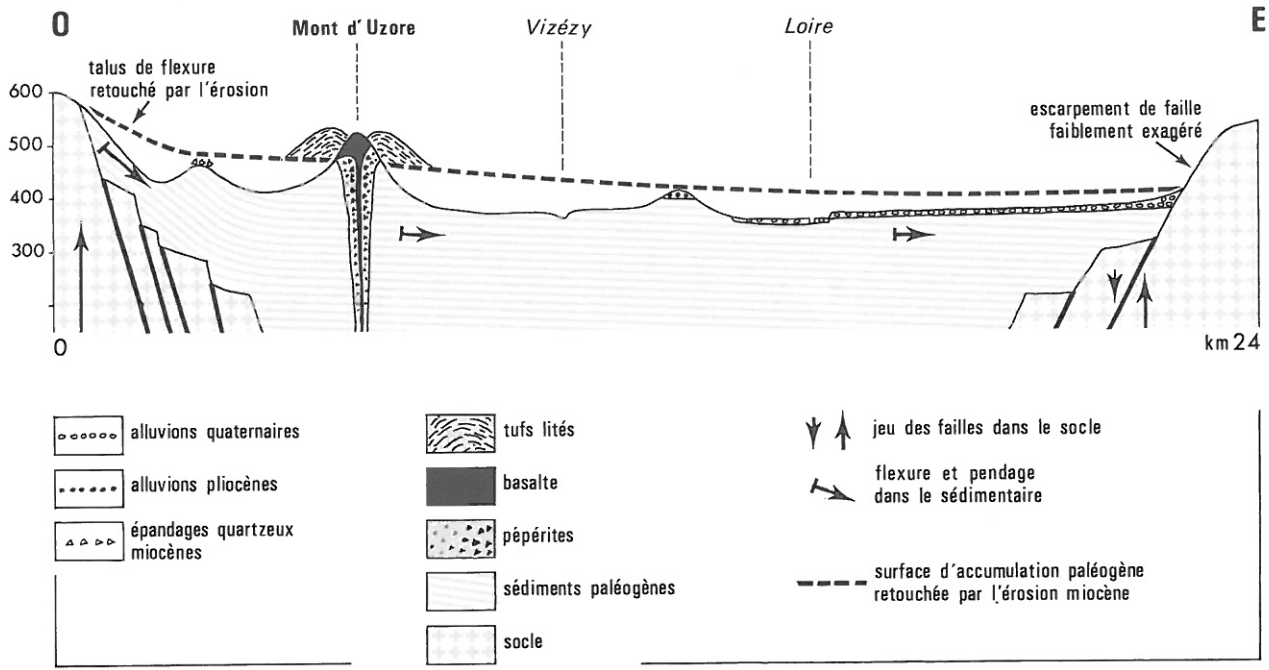

Fig. 11 – L'évolution morphologique plio-quaternaire de la plaine vue sur une coupe transversale

sensiblement différente. Les glacis qui unissent la plaine aux plateaux cristallins périphériques doivent, malgré le travail postérieur de l'érosion aréolaire, de nombreux traits à la tectonique : notamment leur longueur et leur déclivité. L'opposition entre les pentes fortes et courtes du MONTBRISONNAIS et celles beaucoup plus faibles et longues du nord de la plaine s'expliquent facilement par la vigueur des mouvements foréziens en regard du simple bombement qui a affecté le seuil de NEULISE. Par suite de l'inégalité des mouvements, il est aisé de concevoir que l'intensité de la reprise de l'érosion a été, elle-même très variable : forte entre MONTBRISON et BOEN, faible au Nord-Ouest et au Sud-Est. Finalement c'est dans ces derniers secteurs que les formes tectoniques primitives ont été le mieux conservées. Le talus raide qui marque le contact entre le socle et le sédimentaire au Sud de MOINGT offre tous les caractères d'un authentique escarpement de faille. On voit mal ce qui aurait permis à l'érosion différentielle de s'exprimer ici mieux qu'ailleurs et la présence de cailloutis quartzeux de type miocène jusqu'au pied du talus parait bien constituer une preuve décisive. Une telle situation est cependant l'exception sur la bordure occidentale. Au dessous des nombreux escarpements de faille qui abaissent régulièrement le horst forézien, le contact socle-sédimentaire a été marqué essentiellement par des déformations souples – figure 8 –.

La situation est inverse pour la bordure orientale.

Malgré la simplicité de la forme : un talus au profil raide et au tracé rigide, l'évolution morphologique est ici particulièrement difficile à reconstituer. En effet, on peut voir sur les figures 9 et 11 que l'on ne dispose en rive droite de la LOIRE d'aucun repère, butte volcanique ou cailloutis miocènes, puisque les alluvions quaternaires du fleuve ont tout recouvert ; il est apparemment impossible de savoir où se situait la surface d'accumulation paléogène à l'est de la Loire. Les seuls jalons utilisables sont les épandages quartzeux de l'axe central et les alluvions anciennes de Poncins. Ces dernières que nous avons mises en relation avec la réorganisation du réseau hydrographique au Pliocène, constituent des auxiliaires précieux. Encaissés d'une quinzaine de mètres par rapport à la topographie miocène, elles devraient dominer d'à peu près autant le plus haut niveau quaternaire de la LOIRE qui, plaqué contre la bordure orientale, disparait actuellement au nord de BELLEGARDE-EN-FOREZ – figure 8 –. On s'aperçoit donc qu'il s'est produit entre le dépôt de ces deux nappes alluviales un creusement très modéré mais, par contre, un important changement de tracé. La migration du cours de la LOIRE à l'extrême Est de la plaine est indiscutablement à mettre en relation avec la morphologie du talus ; toutefois, deux hypothèses peuvent être proposées sur leur rapport :

– soit la bordure orientale était à l'issue de la dernière phase tectonique modelée par les flexures en un glacis amenant la surface d'accumulation paléogène, légèrement retouchée au Miocène, de 400 M., dans le centre

du bassin à plus de 500 M. sur le plateau Lyonnais. Auquel cas ce serait la LOIRE qui en sapant latéralement aurait exhumé un escapement de ligne de faille.
– soit le talus a été directement créé par un rejeu tectonique soulevant les monts du LYONNAIS.

J'opterai sans hésitation pour cette dernière solution qui a le mérite d'expliquer du même coup le comportement de la LOIRE, attirée à l'Est par un léger basculement de la plaine – figure 11 –.

Des indices sérieux permettent de supposer que la position déprimée du FOREZ est due avant tout à un soulèvement des montagnes qui l'encadrent à l'Est et à l'Ouest. Il reste à démontrer que les seuils qui la ferment au sud et au nord ont bien participé à ces mouvements et que le tracé de la LOIRE leur est antécédent.

Jusqu'à présent j'avais renoncé à adopter une telle solution pour le seuil de NEULISE (LE GRIEL, 1975, p. 211) : il m'apparaissait "improbable que des mouvements tectoniques d'une centaine de mètres aient pu affecter l'étroite portion de socle séparant le FOREZ du ROANNAIS sans donner au contact roches primaires – roches tertiaires une allure plus nette". Cette remarque est maladroite ; elle ne tient pas compte des déformations à moyen rayon de courbure dont le rôle à l'intérieur des socles est aujourd'hui connu (Y. BATTIAU – QUENEY, 1978). Un bombement est ici d'autant plus plausible que l'on a affaire non pas à une portion de roches granitiques mais aux faciès très particuliers du CULM, à coup sûr beaucoup moins rigides. Le plongement très régulier du seuil sous les sédiments paléogènes, du côté forézien comme du côté roannais, tend du reste à confimer ce style tectonique, sans garantir cependant son âge néogène. En effet, ainsi que nous l'avons vu, des différences notables dans la structure et la sédimentation des deux bassins semble imposer l'existence d'un seuil dès le paléogène. Il faut donc admetre que la LOIRE s'est installée sur un bombement situé dans le plan des surfaces d'accumulation finioligocène et de la topographie miocène, c'est-à-dire sur un seuil beaucoup moins soulevé qu'actuellement. L'altitude d'environ 400 M. reconnue en FOREZ aux dépôts corrélatifs à quartz du miocène et du pliocène – alluvions anciennes de PONCINS – par rapport aux 500 M. du plateau de CORDELLE, à l'O.N.O. de NEULISE, implique une surrection plio-quaternaire d'une centaine de mètre et confirme le phénomène d'antécédence.

L'âge récent de ces mouvements peut être démontré d'une autre manière. Nous verrons qu'un certain nombre d'anomalies dans les profils en long ou dans le dessin des systèmes alluviaux quaternaires s'explique précisément par un soulèvement de l'extrémité septentrionale de la plaine.

Au sud, le plateau de SAINT-VICTOR-SUR-LOIRE doit lui aussi ses 700 M. d'altitude à des déformations post-miocènes. Le talus abrupt

dominant SAINT-MARCELLIN-EN-FOREZ dénivelle au niveau de LUCENOL un épandage de cailloutis quartzeux. Celui-ci présente des caractères sembables sur le sédimentaire et sur le socle ; il jalonnait par conséquent une seule et même topographie avant que la tectonique interviennent. A ce moment-là, la plaine, le plateau de SAINT-MAURICE-EN-GOURGOIS et celui de ROCHE-LA-MOLIERE formaient un vaste plan intégré à la topographie peu différenciée du Miocène. La Loire s'est installée avec son tracé actuel lorsque les premiers et les plus notables des reliefs actuels, FOREZ, PILAT, se sont esquissés ; elle a nettement précédé les dernières déformations parmi lesquelles il faut ranger le soulèvement des seuils.

2 – L'évolution quaternaire

En regard de sa durée relativement courte, environ deux millions d'années, le Quaternaire a été une période de morphogénèse intense au cours de laquelle les grandes formes simples nées de la tectonique pliocène se sont différenciées et ont été en partie oblitérées. Les actions morphologiques quaternaires directement provoquées par les crises climatiques ont été violentes et brèves : à des phases tempérées aux effets très limités se sont opposés des pérides froides qui ont largement remodelé les paysages. Les principaux agents de ces transformations ont été les cours d'eau ; ils ont élaboré dans la plaine de remarquables systèmes de terrasses qui recouvrent plus de la moitié de sa superficie – figure 9 –.

a – les systèmes alluviaux

Trois systèmes méritent de retenir l'attention en raison de leur ampleur et de leur complexité : ceux du LIGNON, de l'AIX et de la LOIRE. On doit néanmoins préciser que tous les cours d'eau d'une certaine importance ont leur tracé jalonné par des alluvions.

1°) Description des nappes d'alluvions la LOIRE

Elles occupent toute la partie orientale de la plaine en rive droite du fleuve et débordent même largement sur sa rive gauche au sud de BOISSET-LES-MONTROND. Les surfaces concernées sont d'environ 230 km², soit 80 km² pour le lit majeur actuel et 150 km² pour les terrasses.

La figure 9 montre la distribution en plan des différentes nappes. Leur individualisation se faisant par leur altitude relative les unes par rapport aux autres ou par les talus qui les séparent, il est nécessaire de joindre à la carte une série de coupes longitudinales ou transversales – figure 12 –. Un rapide regard sur tous ces documents permet de réaliser trois observations :
– il n'y a pas symétrie dans le système de terrasse, développé essentiellement en rive droite du cours d'eau.

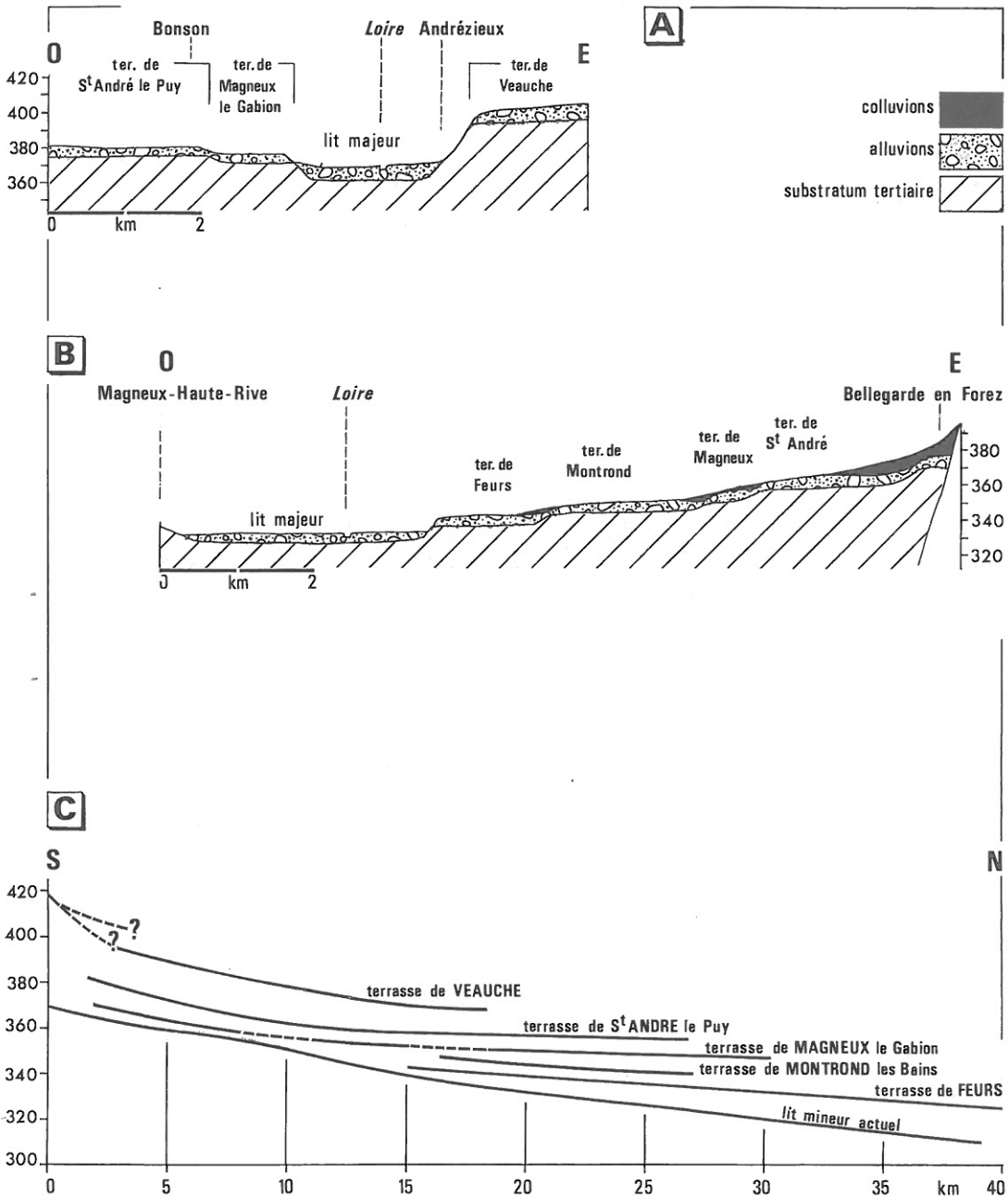

Fig. 12 – Coupes et profil en long des nappes alluviales de la Loire

– on ne rencontre pas toujours le même nombre de niveaux au-dessus du lit majeur.
– les profils en long des différentes nappes ne sont pas parallèles.

L'organisation du système est donc complexe ; les choses se trouvent d'ailleurs aggravées comme nous le verrons par l'évolution géomorphologique postérieure à l'apparition des niveaux.

On peut résumer la situation en décrivant les deux coupes de la figure 12 :
– à hauteur d'ANDREZIEUX – figure 12a – quatre nappes seulement occupent l'espace : deux forment en rive gauche une moyenne et une basse terrasse, à respectivement 14 M. (niveau de ST-ANDRE-LE-PUY) et 7 M. (niveau de MAGNEUX-LE-GABION) d'altitude relative au-dessus du lit majeur et de la plus récente des nappes. La rive droite est dominée par un talus très raide qui délimite la haute terrasse de VEAUCHE, ici à 34 M. d'altitude relative.
– c'est entre MAGNEUX-HAUTE-RIVE et BELLEGARDE-EN-FOREZ – figure 12 b – que l'on découvre l'étagement le plus complet : six niveaux se succèdent à l'est du fleuve. Mais leur nombre et leur extension exacte n'ont pu être déterminés qu'au moyen de sondages car leur talus limitrophes, de faible commandement, sont très estomppés dans le relief – voir plus bas –. Au-dessus du lit majeur, établi sur la plus basse nappe, on reconnait une première terrasse de 6 M. d'altitude relative (terrasse de FEURS) puis successivement : une seconde à + 15 M. (terrasse de MONTROND-LES-BAINS) ; une troisième qui s'amorce juste au passage de la coupe avec une altitude relative de 20 M. et qui peut être considérée comme la poursuite de la basse terrasse de la coupe précédente (terrasse de MAGNEUX-LE-GABION), une quatrième, prolongement de la moyenne terrasse de rive gauche, avec ici une altitude de 25 M. (terrasse de SAINT-ANDRE-LE-PUY) ; enfin, une cinquième terrasse qui porte la sixième et dernière nappe. Celle-ci située à + 35 M. au-dessus de la LOIRE et forme l'extrémité septentrionale du niveau de VEAUCHE.

Bien qu'il soit très difficile de savoir ce que deviennent les terrasses au nord de la LOIRE, la figure 12 C propose une reconstitution du profil en long de la base de chacune des nappes. Elles met ainsi en évidence un curieux phénomène : seule la nappe établie sous le lit majeur conserve, conformément à la bonne logique des choses, une pente régulière d'amont en aval ; toutes les terrasses voient leur pente diminuée vers l'aval et par conséquent leur altitude relative augmentée par rapport au cours actuel de la LOIRE. Je proposerai dans le paragraphe consacré à la mise en place des nappes une explication de ce fait.

Les épaisseurs des nappes n'ont pu être réellement figurées sur les coupes en raison de leur faiblesse et des variations notables qui les affectent d'un endroit à l'autre. Il est seulement possible d'indiquer pour cha-

que nappe une épaisseur moyenne, déterminée à l'aide des sondages qui ont atteint sa base. Le haut niveau de VEAUCHE et la terrasse de SAINT-ANDRE-LE-PUY sont jalonnés par une couche d'alluvions épaisse de six mètres tandis que les autres terrasses ont révélé des hauteurs inférieures, avoisinant quatre mètres. Le lit majeur repose cependant sur une couche un peu plus importante : cinq mètres cinquante en moyenne.

Le matériel alluvial offre des caractères sédimentologiques qui ont pu varier dans le temps ou dans l'espace. Les traits les plus stables correspondent à la pétrographie ; la fraction grossière en est l'élément le plus représentatif, les galets d'une taille comprise entre 5 et 10 centimètres de grand axe se répartissent de la manière suivante lorsqu'ils sont prélevés dans des horizons non altérés :

QUARTZ	GRANITE	ROCHES METAMOR-PHIQUES	BASALTE	PHONOLITE
6 %	55 %	17 %	15 %	7 %

La granulomètrie des alluvions change sans cesse en fonction de l'organisation en lentille du dépôt ; mais d'une façon générale, à la lumière de ce qui est observable dans les nombreuses gravières ouvertes dans la nappe du lit majeur, la taille moyenne des particules décroit de bas en haut. Un pavage de blocs, d'autant plus gros que l'on se trouve plus à l'amont de la plaine, marque la base des nappes. Des lentilles de galets emballés dans une matrice de graviers et de sables grossiers viennent ensuite ; elles sont entrecoupées de lentilles sableuses, rares dans la partie inférieure puis de plus en plus nombreuses. L'ensemble est recouvert au niveau du lit majeur par une nappe d'alluvions extrêmement fines déposées par les crues actuelles : les chambons.

2°) Description des systèmes des principaux affluents :

On doit remarquer tout d'abord que des cours d'eau importants descendus des monts du LYONNAIS – la COISE et la LOISE – n'ont pu développer de système de terrasses indépendant de celui de la LOIRE. Ils ont simplement provoqué des modifications dans la pétrographie ou dans l'épaisseur des nappes ligériennes. Ceci s'explique par la situation très particulière du système alluvial de la LOIRE déporté sur la partie orientale de la plaine.

Dans la moitié occidentale du bassin, les rivières descendues des monts du FOREZ ont pu déposer librement leur charge alluviale. La MARE et la CURRAIZE qui prennent leur source à moins de 1000 M. en

région cristalline ont abandonné au long de leur cours un maigre ruban d'alluvions. Celles-ci forment parfois une terrasse ; nulle part on ne reconnait de véritables systèmes à plusieurs niveaux. Des "escaliers" de terrasses apparaissent seulement sur le LIGNON et sur l'AIX. Ces deux cours d'eau ont en effet charrié puis abandonné à leur arrivée dans la plaine des quantités considérables de matériaux. L'importance de leur alluvionnement s'expliquent différemment. Le LIGNON est établi sur le même substratum cristallin que la MARE et la CURRAIZE, mais l'altitude de son bassin versant est très supérieure tant et si bien que le gel et la glace (B. ETLICHER, 1980) ont collaboré pour l'alimenter en fragments de toutes tailles. Dans le cas de l'AIX, les conditions climatiques n'ont pas joué, l'essentiel du bassin est à moins de 1000 M. ; c'est la lithologie, en particulier les multiples filons de microgranite, qui semble à l'origine de l'abondante fourniture de matériaux détritiques.

La description des deux systèmes alluviaux peut être menée conjointement puisque leur disposition est similaire – fig. 9 –. Une basse terrasse, limitée par une balme modeste atteignant au maximum une dizaine de mètres à l'aval, domine au sud les lits majeurs de l'AIX et du LIGNON, tandis qu'un talus beaucoup plus haut – 20 à 30 M. – amène au nord sur une moyenne terrasse ; cette dernière est, elle-même située dans la partie amont en contre-bas d'un troisième niveau. Les seules différences notables entre les deux systèmes concernent d'une part l'existence d'une très basse terrasse qui apparait à proximité de la confluence LOIRE-LIGNON et ne se retrouve pas sur l'AIX, d'autre part les incertitudes qui pèsent sur l'extension précise des nappes de l'AIX. En effet, si la recherche des nappes est facilitée dans la région du LIGNON par une reconnaisance aisée de la surface de discordance séparant les alluvions quaternaires du substratum paléogène, il n'en va pas de même à l'extrême nord de la plaine. Les nombreuses coupes réalisées dans ce secteur sur le tracé de l'autoroute SAINT-ETIENNE-CLERMONT ont révélé une identité de faciès assez troublante entre les nappes de l'Aix et le tertiaire. Aux alentours de la FORET DE BAS, il est pratiquement impossible de distinguer les premières des passées grossières paléogènes : les mêmes roches s'y retrouvent par suite des remaniement ou d'une délimitation semblable des bassins versants. Les contours donnés aux terrasses de la rive gauche de l'Aix sont par conséquent susceptibles de modifications.

Pour les raisons que je viens d'indiquer, il est très difficile de déterminer l'épaisseur des nappes de l'AIX : les alluvions de la moyenne terrasse à l'ouest de POMMIERS semblent posséder une épaisseur d'une quinzaine de mètres, chiffre jamais atteint sur la LOIRE. On peut se demander s'il n'y a pas ici superposition d'alluvions quaternaires et tertiaires, car la basse terrasse entre AIX et ONZON forme une couche de seulement quatre mètres de hauteur. Cette épaisseur se retrouve très fréquemment sur le LIGNON.

La composition pétrographique des alluvions permet bien entendu de distinguer les deux cours d'eau entre eux et par rapport à la LOIRE.

	GRANITE	MICROGRANITE OU RHYOLITE	QUARTZ	DIVERS
LIGNON	74 %	0 %	8 %	18 %
AIX	18 %	49 %	7 %	26 %

3°) L'évolution des systèmes alluviaux

Après leur dépôt, les nappes alluviales ont connu une évolution interne sous la forme d'une altération de leur matériel ; elles ont aussi connu des modifications dans leur géométrie.

Par simple action de la gravité les talus des terrasses qui ne sont plus entretenus par des crues tendent à se dégrader et il est exceptionnel en FOREZ que des talus soient nettement marqués au sein d'un escalier de terrasses. Sous l'effet du processus l'extrémité des nappes s'amaigrit, les horizons sablo-limoneux supérieurs sont entraînés et les faciès grossiers inférieurs apparaissent, jonchant la surface du sol de galets. On ne retrouve donc plus l'épaisseur primitive de la nappe dans ces secteurs ; il arrive même qu'elle se réduise à très peu de chose et ne forme plus qu'un simple placage résiduel comme cela semble être le cas au Sud-Est de FEURS.

Au contraire des parties située à proximité du talus limitrophe d'une nappe, la zone interne, placée au bas d'un niveau antérieur, se trouve peu à peu recouverte par des attérissements. Un phénomène semblable s'est produit pour les nappes localisées au pied de talus établis dans le tertiaire ou le socle : les sondages réalisés sur le territoire de la commune de SAINT-GALMIER ont rencontré les alluvions de la plus haute terrasse sous quinze mètres de colluvions descendues de l'escarpement oriental.

Le résultat de ces diverses actions a été localement spectaculaire puisque des escaliers de terrasse ont été effacés. L'exemple de la rive droite de la LOIRE entre MONTROND et FEURS – figure 12 b – est sans doute le plus éloquent : la topographie s'y organise en un long glacis dans lequel il est impossible, ou presque, de reconnaître les terrasses.

Cet exemple n'est pourtant pas unique : la rive gauche de l'AIX entre POMMIERS et SAINT-GEORGES-DE-BAROILLE a connu une évolution géomorphologique similaire. La tâche des chercheurs intéressés par la reconstitution des systèmes alluviaux s'en trouve singulièrement compliquée.

L'altération des alluvions, et en particulier la pédogénèse qui affecte la partie superficielle des nappes, contribue, elle aussi, à gêner l'identification des dépôts. Le phénomène est évident pour la haute terrasse de VEAUCHE, qui, étant la plus ancienne nappe quaternaire de la Loire, a subi la plus longue action pédogénétique. Les coupes ouvertes dans ses horizons supérieurs montrent un sol d'environ deux mètres d'épaisseur. Il s'agit d'un sol à PSEUDOGLEY composé sous une couche humifère d'une vingtaine de centimètres, d'un épais horizon argileux de teinte grise – horizon Bg – parsemé de taches rouilles et noirs – précipitations d'oxydes de fer et de manganèse –. Dans toute cette zone, les galets de granite ont le plus souvent été réduits à l'état de "fantôme" ; ceux de basalte ont été, eux aussi, pourris "à cœur" ; seuls les galets phonolites, entourés d'une patine blanche, et les quartz rappellent au milieu des argiles sableuses l'origine alluviale du matériel.

En profondeur les alluvions sont nettement moins altérées. L'intensité de l'altération est toutefois variable en fonction du comportement de la nappe phréatique qui baigne en général la partie inférieure de l'accumulation. A proximité du talus limitrophe la nappe phréatique reste basse, elle circule facilement dans un sédiment peu colmaté par l'argile et les alluvions sont saines ; celles-ci sont au contraire plus altérées au bas de la terrasse supérieure, surtout sur le passage des principaux axes de drainage de la nappe phréatique.

L'épaisseur de la pédogénèse comme l'altération à l'intérieur des nappes diminue au fur et à mesure que l'on descend l'escalier de terrasses et que l'on se rapproche des alluvions "récentes" du lit majeur actuel. A partir de là on pourrait penser que l'on tient avec le degré d'altération sinon un moyen précis de datation au moins un élément important de corrélation à distance, par exemple entre les terrasses de la LOIRE et celles de ses affluents. L'observation attentive du terrain démontre qu'il n'en est rien : l'intensité des processus d'altération a été visiblement plus forte dans les alluvions granitiques, donc "acides"' du LIGNON tandis qu'elle était freinée dans les nappes riches en matériaux volcaniques de la LOIRE.

4º) L'âge et les modalités de dépôt des nappes

Les alluvions du FOREZ n'ont jusqu'à ce jour jamais livré de fossiles ou d'industries préhistoriques significatives. Le seul moyen pour connaître leur âge serait de les situer par rapport à leurs homologues d'amont et d'aval pour lesquels on dispose de plus d'informations. La datation des terrasses foréziennes passe donc par une reconstitution de tout le système alluvial de la LOIRE. Pendant longtemps, à peu près la première moitié du siècle, on a cru y parvenir en utilisant un critère simple : l'altitude relative d'une terrasse au-dessus du lit majeur. Il est désormais évident que la théorie eustatique est inacceptable non seulement en raison des

rapports qu'elle établit entre les différents lambeaux mais encore, et surtout, pour les causes supposées du dépôt des nappes alluviales. On sait que dans le cadre de la théorie eustatique l'alluvionnement serait une conséquence directe des variations du niveau de la mer : à l'abaissement du niveau au cours des périodes froides correspond une phase de creusement le long des rivières et aux remontées des mers à la fonte des inlandsis, le dépôt des nappes. Or il est certain que ce schéma ne peut être appliqué à la partie amont des fleuves, donc au bassin supérieur de la LOIRE.

Ici la succession des niveaux s'explique par les particularités de la dynamique fluviale quaternaire. L'évolution générale s'est traduite à partir de la phase tectonique plioquaternaire évoquée plus haut par une tendance continuelle au creusement, la LOIRE cherchant à atteindre son profil d'équilibre. Toutefois cette tendance s'est trouvée sous le contrôle du système morphoclimatique : le couple débit-charge est ainsi intervenu dans les modalités de creusement. La dissection s'est imposée dans les périodes anaglaciaires lorsque le débit était fort et la charge faible ; lors du maximum froid et dans la phase cataglaciaire, l'accumulation s'est produite par excès de charge quand les cours d'eau arrivaient dans des sections à faible pente comme les fossés paléogènes.

Grâce à ces conditions très particulières de mise en place on devrait pouvoir dater les terrasses : leur nombre reflétant celui des périodes froides. Malheureusement, ce n'est pas le cas. Si l'âge "wurmien" – première glaciation avant aujourd'hui – des alluvions du lit majeur ne fait guère de doute, il est impossible d'affimer l'âge "rissien" avant dernière glaciation – de la terrasse de FEURS ou des basses terrasses de l'AIX ou du LIGNON. En effet on connait très mal l'influence exacte de facteurs tels que les pulsations climatiques internes aux glaciations ou la tetonique, capables de perturber la dynamique fluviale. Les stades et les interstades, repérés par les quaternaristes à l'intérieur de la dernière période froide, ont très bien pu laisser leur empreinte dans la morphologie alluviale : le creusement reprenant à l'occasion d'une diminution de la charge causée par le réchauffement interstadiaire (arrêt de la gélifraction). Plusieurs indices conduisent d'ailleurs à rapprocher les nappes du lit majeur et de la terrasse de FEURS, sur la LOIRE.

La tectonique a certainement eu aussi un rôle à jouer dans les phases d'alluvionnement ou de creusement et il se pourrait bien que les systèmes de terrasses quaternaires soient en définitive la résultante des actions conjuguées ou contrariées des phénomènes climatiques et tectoniques. En Forez, certains faits suggèrent l'intervention de mouvements du sol.

L'observation de la distribution en plan des nappes de la LOIRE – figure 9 – montre que celles-ci ne sont pas présentes tout le long du fleuve. Ainsi les niveaux de FEURS et de MONTROND ne semblent pas avoir d'équivalents au sud de la plaine. Tout se passe comme si les nappes du lit

majeur et de la basse terrasse de la section SAINT-JUST – MONTROND se dédoublaient à partir de cette localité. On doit rapprocher la remarque de celle formulée à propos de l'étude des profils en long – figure 12 c – qui a relevé une diminution de la pente des terrasses dans la moitié septentrionale de la plaine. Les deux phénomènes ont vraisemblablement la même explication : un soulèvement du seuil de NEULISE lent mais constant au cours du Quaternaire. Cette déformation est, enfin, confimée par un troisième et dernier fait : la dissymétrie qui affecte les systèmes de terrasses de l'AIX et du LIGNON. Les paliers en descente vers le sud et le déplacement systématique des cours d'eau dans cette direction ne sauraient résulter du hasard ; il existe une cause commune au comportement des deux rivières la seule cause logique apparaît être, là encore, un basculement de la partie nord de la plaine à la suite du soulèvement du seuil de NEULISE.

En prenant une part active à l'édification des terrasses, des données variables dans l'espace ou dans le temps, à l'image de la tectonique, rendent très incertaine toute reconstitution à l'échelle du bassin-versant d'un fleuve. On ne dispose pas encore à l'heure actuelle du moyen d'identifier à distance les lambeaux d'une même nappe. Il n'est donc pas possible de dater avec précision les alluvions du FOREZ. Cependant le degré d'altération limité des plus hautes terrasses plaide en faveur d'un âge pas trop ancien. Contrairement à l'hypothèse retenue dans ma thèse de 3e cycle (LE GRIEL, 1975, p. 206), je choisirais aujourd'hui une solution rejetée alors (idem, p. 202) : les plus hauts niveaux foréziens sont vraisemblablement du Quaternaire Moyen.

Les cuvettes et les buttes

A côté de la partie de la plaine régularisée par l'alluvionnnement, l'autre moitié du Forez présente une topographie vallonnée. Les cours d'eau de moyenne ou de faible importance n'ont pas construit de systèmes alluviaux parce que leur charge, en provenance du socle notamment, était trop faible pour dépasser leur capacité de transport. Guidés par l'abaissement du niveau de base local : la LOIRE et par les conditions structurales, ils ont eu pour rôle morphologique essentiel de creuser et d'élargir leur vallée. Les cuvettes de l'ONZON et du VIZEZY témoignent de l'activité en ce domaine des organismes de petites tailles.

L'ONZON avec sa direction SO-NE est né à l'issue des principaux mouvements pliocènes : surrection des monts du FOREZ et basculement Sud-Nord du Massif Central ; par contre, il s'est installé avant le soulèvement du seuil de NEULISE. Il est parvenu à organiser peu à peu son bassin versant entre les grands collecteurs descendus des monts du soir : AIX et LIGNON, drainant suivant la pente de l'époque la majorité des précipitation tombées sur la partie nord de la plaine. Malgré sa taille réduite, il a pu façonner une large cuvette en raison de la très faible cohé-

sion des sédiments argilo-sableux de ce secteur. L'intégralité de ce travail parait avoir eu lieu au Quaternaire puisque le val d'ONZON est en contrebas de la haute terrasse du LIGNON.

Des événements similaires expliquent la naissance au sud du LIGNON de la cuvette du VIZEZY dont la seule originalité, en dehors de la présence de la butte structurale du mont d'UZORE, est le tracé curieux de son drain principal. A L'évidence, c'est un cours d'eau analogue à l'ONZON qui a créé la forme puis est allé capturer le VIZEZY par recul de tête de source. L'existence d'alluvions anciennes sur le seuil de GREZIEUX-LE-FROMENTAL (LE GRIEL, 1975, p. 215) prouve la direction primitive Ouest-Est du VIZEZY. On pourrait s'étonner que le LIGNON n'ai pas été capturé de la même façon par l'ONZON : outre la puissance beaucoup plus grande du LIGNON, la chose s'explique par sa tendance à migrer vers le sud.

La convergence de forme qui unit les dépressions de l'ONZON et du VIZEZY est le résultat d'une organisation analogue ; c'est aussi la conséquence du travail de l'érosion dans un même matériel : les sables argileux à smectites. Le modelé plus diversifié des régions de la MARE et de la CURRAIZE est principalement dû à la lithologie. Les changements de faciès y sont très fréquents et l'érosion s'est comportée diversement en fonction de la nature des roches : argiles, sables, calcaires, grès.

Dans les argiles, les "glaciations" ont été des périodes d'intense dissection. A chaque saison "chaude" les horizons superficiels, ramollis par le dégel et mal protégés par une couverture végétale discontinue, étaient entraînés par la solifluxion laminaire et évacués en suspension dans l'eau des rivières. Des vallons aux pentes douces comme ceux de l'étang du Comte ou de la SAUZEE autour de PRECIEUX occupent les zones d'affleurements argileux. Ils doivent leur aspect de cuvette presque fermée à l'existence de bancs dolomitiques qui ont résisté à la solifluxion.

Les sables ont eu un comportement morphologiques différent : la plupart des secteurs dominants, en dehors de quelques buttes armées par des bancs calcaires (MESILLEUX, RUFFIEUX), sont couronnés de sables. Une explication simple serait d'attribuer cette position à une consolidation de certains niveaux et il est vrai que des passées gréseuses sont parfois visibles sur le flanc des collines (cote de TOURETTES, JAILLEUX), mais le plus souvent les dépôts sableux n'ont aucune cohésion. L'élimination systématique, sur le haut des buttes, des faciès argileux qui leur sont associés (axe central de GREZIEUX à NERVIEUX, FORET DE BAZOURGE) prouve que les sables ont mieux résisté à l'érosion quaternaire. Un tel comportement n'est pas difficile à justifier : la solifluxion a eu peu d'effet dans un matériel très perméable en surface et consolidé en profondeur par le gel.

CONCLUSION

Le bassin du FOREZ correspond dans ses contours à une aire de sédimentation demeurée active pendant une grande partie du Paléogène. Sa position déprimée actuelle est dûe pour l'essentiel à un mouvement relatif : à la fin du tertiaire, il est demeuré à faible altitude tandis que ses bordures étaient plus ou moins vigoureusement soulevées. L'érosion différentielle est surtout intervenue au quaternaire, où les rivières ont largement déblayé des sédiments peu résistants. La Loire a ainsi façonné un escalier de terrasses qui occupe toute la moitié orientale de la plaine ; son lit majeur est aujourd'hui encaissé d'une soixantaine de mètre par rapport à une surface d'accumulation fini oligocène qui a très peu évolué au cours du Néogène.

On retrouve en FOREZ tous les évènements caractéristiques de l'évolution tertiaire et quaternaire des autres régions du Massif Central. La plaine est bien une dépression isolée de l'extérieur si l'on ne tient pas compte de l'axe ligérien, mais elle a connu une évolution parallèle à celle des autres fossés. Une comparaison méthodique avec la Grande Limagne, plus riche en repères stratigraphiques et morphologiques, est une nécessité pour la compréhension de sa géologie et de son relief. Le retard pris dans ces domaines par la recherche tient au fait que cette démarche comparative n'a pas été employée jusqu'ici.

Ceci ne signifie pas naturellement que la plaine du FOREZ ne présente pas de caractères propres ; bien au contraire les données communes à tout le Massif Central y ont pris souvent des aspects particuliers. Entre autre je crois nécessaire d'insister sur l'originalité des mouvements qui ont affecté la région : celle-ci a été nettement moins soulevée que la Limagne à latitude égale – partie méridionale, au sud de CLERMONT-FERRAND–; la faible dissection plioquaternaire du FOREZ s'explique de cette façon. Mais c'est surtout le bombement récent du seuil de NEULISE qui, en "fermant" la plaine au nord, lui a donné son trait le plus original.

BIBLIOGRAPHIE

– BATTIAU-QUENEY Y. (1978) : " Contribution à l'étude géomorphologique du Massif Gallois. L'héritage pré-glaciaire dans le relief actuel", thèse, Librairie CHAMPION, PARIS, 792 p.

– BAULIG H. (1928) : "Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne", thèse, COLIN, PARIS, 591 p.

– BELLON H. et HERNANDEZ J. (1979) : "Chronologie du volcanisme dans le Forez (Massif Central Français). Place dans l'activité magmatique tertiaire de France". Compte Rendus Sommaires, Soc. géol. de France, facc. 4, pp. 175 à 179.

– BOULE M. (1892) : "Description géologique du VELAY", thèse, Bull., Service carte géol. de France, n° 28, t. 4.

– Bureau Recherches Géologiques et Minières (1974) : carte géologique au 50.000e de MONTBRISON et notice explicative, 24 p.

– CAMUS G. (1979) : "Diatrèmes et lacs de lave", 4e colloque de géomorphologie volcanique – publ. de l'Institut de Géographie de la Faculté des Lettres de CLERMONT-FERRAND, LVII, pp. 5 à 10.

– CHAPUT E. (1917) : "Recherches sur les terrasses alluviales de la Loire et de ses principaux affluents, thèse, annales de l'Université de Lyon, 303 p.

– CHATEAUNEUF J.J. (1973) in notices explicatives des cartes géologiques au 50.000e de MOULINS et SAINT-POURCAIN-SUR-SIOULE (p. 18) – B.R.G.M.

– DUCLOS P. (1967) : "Géologie et minéralisations uranifères de la plaine tertiaire du FOREZ", thèse, Centre à l'Energie atomique – Rapport 3117 – FONTENAY-AUX-ROSES, 104 p.

– ETLICHER B. (1980) : "Problèmes du glaciaire forézien". Bull. Labor. rhodanien de géomorphologie, n° 7, pp. 3 à 28.

– ETLICHER B. et LE GRIEL A. (1977) : "Contribution à l'étude des glacis : la bordure occidentale de la plaine du FOREZ". Bull. Labor. rhod. de géomor., n° 1, pp. 7 à 33.

– GIRAUD J. (1902) : "Etude géologique sur la Limagne d'Auvergne, thèse, Bull. Service carte géol. de France, n° 87, 410 p.

– GORIN G. (1974) : "Etude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif Central Français) avec applications de la statistique et de l'informatique", thèse – Genève – 314 p.

– GRAS J. (1963) : "Le Bassin de Paris méridional : étude morphologique", thèse – Rennes – 494 p.

– GRAS J. (1976) : "Bassin de Paris occidental et socles bordiers : observations géomorphologiques à partir de thèses inégalement récentes", Norois, N° 92, pp. 355 à 374.

– GRUNER M.L. (1857) : "Description géologique et minéralogique du département de la Loire", Imprimerie Impériale – Paris, 778 p.

– HERNANDEZ J. (1972) : "Les volcans des monts du Forez et du fossé de Montbrison", thèse 3e cycle – Lab. pétrologie – Faculté des Sciences de Paris, 250 p.

– LARQUE PH. (1981) : "La sédimentation et les paléoltérations tertiaires de la plaine du Forez, nouvelles données. Essai de corrélations lithostratigraphiques". Sciences géologiques, Bull. 34, 1, pp. 21 à 35.

– LARQUE PH. et WEBER F. (1969) : "Etudes sédimentologiques sur la formation tertiaire de la plaine du Forez. Géochimie des argiles". Bull. Serv. carte géol. d'Alsace Lorraine, 22, 4, pp. 249 à 278.

– LE GRIEL A. (1975) : "L'évolution morphologique de la plaine du FOREZ au Pliocène et au Quaternaire". Thèse de 3e cycle. travaux du Lab. rhodanien de géomorphologie nº 1 – 268 p.

– LE GRIEL A. (1983) : "Age et principales étapes du dépôt des sables et argiles du Bourbonnais". Revue de géologie dynamique et de géographie physique – Vol. 24, Fasc. 5, pp. 425-433.

– LE VERRIER U. (1888) : "Etude sur la géologie du FOREZ" – Bull. Soc. Industrie Minérale – 3e série T. II.

– LE VERRIER U. (1890) : "Note sur les formations géologiques du FOREZ et du ROANNAIS". Bull. Service carte géol. de France nº 15 – 68 p.

– MAYENCON F. (1869) : "Découverte de fossiles dans la plaine du Forez". Ann. Société d'agriculture de la Loire.

– MEON H. (1981) in LE GRIEL A. et MEON H. : "Remarques sur la détermination par l'analyse sporo-pollinique de l'âge des Sables et Argiles du Bourbonnais". Bull. Lab. rhod. géom., ne 9, pp. 63 à 67.

– MORTIER P. (1879) : "Etude géologique de la plaine du Forez", Saint-Etienne.

– PETERLONGO J. et DE GOER DE HERVE A. (1978) : "Massif Central, guides géologiques régionaux – Edition MASSON – 2e édition.

– PLANCHAIS N. (1973) in FAVROT J., LEGROS J., PLANCHAIS N. Sur la présence de bois et de pollens fossiles dans Sables et Argiles du Bourbonnais", 98e Congrès des Soc. Savantes, Saint-Etienne, t. I, pp. 193 à 200.

– RASPLUS L. (1978) : "Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires de la Touraine, de la Brenne et de la Sologne", thèse, Orléans – 454 p. et un volume de planches et figures.

– Revue Naturelle des Sciences d'Auvergne (1979) : numéro spécial consacré à la géologie du Massif Central – ouvrage collectif.

– SCHULER M. et SITTLER C. (1969) : "Etude palynologique des formations oligomiocènes rencontrées par deux sondages dans la plaine du FOREZ (Bassin de Montbrison)". Bull. Service carte géol. d'Alsace Lorraine, 22, 2, pp. 159 à 184.

– SCHULER M. et SITTLER C. (1976) "Présence d'un grain de pollen – BOEHLENSIPOLLIS HOHLI – dans les séries tertiaires de la plaine du Forez (Massif Cental). Attributions stratigraphiques nouvelles de ces terrains". Sciences géol. Bull. 29, 1, pp. 91-92.

– TOMAS F. (1971) : "Le relief et les sols de la plaine du Forez". Thèse de 3e cycle. Centre d'Etudes Foréziennes – Saint-Etienne. 118 p.

– TOURENQ J. (1971) in CLOCHIATTI R. et TOURENQ J. : "Présence de quartz des ponces du MONT-DORE, d'âge Pliocène, dans les Argiles Sableuses du BOURBONNAIS", C.R. Acad. Sciences, t. 273, série D, pp 2453 à 2455.