

Zeitschrift: Mémoires de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 6 (1938-1941)
Heft: 3

Artikel: Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat
Autor: Bersier, Arnold
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-287459>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 15.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat

PAR

Arnold BERSIER

(Présenté à la séance du 19 juin 1937.)

La science est faite suivant les données fournies par un coin de l'étendue. Peut-être ne convient-elle pas à tout le reste qu'on ignore, qui est beaucoup plus grand et qu'on ne peut concevoir.

FLAUBERT, *B. et P.*

AVANT-PROPOS

Le point de départ de ce travail fut la nécessité de cartographier géologiquement les trois feuilles de l'atlas Siegfried Nos 305-6-7 au 1: 25 000 qui seules demeuraient inexplorées à cette échelle sur la feuille Dufour N° XI au 1: 100 000, et au sujet desquelles les données géologiques étaient à peu près nulles¹. Le présent mémoire représente donc le commentaire, à vrai dire élargi dans ses conclusions, de ce travail cartographique. Ces recherches ont été poursuivies dès l'automne 1928 jusqu'à fin 1935 dans la mesure où d'autres occupations d'assistant au laboratoire puis au musée de géologie nous en ont laissé le loisir.

Extraire d'une région au faciès si apparemment morne et si arbitrairement délimitée une étude quelque peu significative, nous parut d'emblée une gageure. Il est de fait que de l'étroitesse de ce cadre est résulté une gêne sensible. Cette difficulté de principe s'aggravait de ce que la stratigraphie détaillée devait être abordée par le haut, puisqu'aucun travail semblable n'existe sur la région de Lausanne, où les repères paléontologiques sont les plus nets et ont servi de départ aux premières subdivisions de la formation. Les méthodes et critères stratigraphiques habituels ne tardèrent pas à être mis en défaut devant l'impressionnante uniformité de séries dont

¹ A cette époque, W. Custer avait entrepris le levé systématique de toutes les minutes « molassiques » de la F. XI, hormis les trois précitées.

la puissance et la stérilité s'avérèrent rapidement. Souvent remises, ces recherches ne durent donc leur essor qu'à l'application des méthodes d'analyses sédimentaires, encore bien perfectibles certes, mais dont la fécondité, nous en sommes certain, autorise de grands espoirs quant au déchiffrement de l'avant-fosse alpine. Mais il apparaît vain de pousser plus avant des études détaillées sur le territoire envisagé ici tant que les grands traits de l'ensemble du bassin n'auront pas été approfondis davantage. Pour cette raison, laissant de côté un certain nombre d'observations relevant de confirmations plus générales, nous publions maintenant, sans nous en dissimuler les insuffisances, le résultat de nos premiers pas dans ce tertiaire vaudois d'apparence si terne qui, en dépit des difficultés inhérentes à son étude, et par la remarquable netteté de ses caractères d'avant-fosse typique, nous paraît mériter une place moins mesurée dans la recherche géologique.

A mon Maître, M. le Professeur M. LUGEON, auquel je dois non seulement ma formation scientifique, mais, plus encore, tout mon *métier* de géologue, j'exprime ici ma reconnaissance pour la bienveillance qu'il m'a constamment témoignée. Formé au contact de l'école alpine, mon vœu eût été d'aborder aussi les séduisants problèmes de la grande chaîne. La relégation, voulue par les circonstances, à la zone de bordure de maussade apparence, fut largement compensée, à mesure que se précisaient les conclusions intégrant davantage la Molasse dans le problème alpin, par la joie secrète et grandissante de rejoindre les Alpes.

A la sollicitude de MM. les professeurs L. DÉVERIN, E. GAGNEBIN, N. OULIANOFF, je suis redevable de mes connaissances concernant la Paléontologie, la Minéralogie, et la Pétrographie.

Je dois à M. le Professeur L. CAYEUX, de l'Institut, une gratitude profonde pour l'accueil qu'il m'a réservé à son Laboratoire du Collège de France. L'initiation que j'ai reçue de lui, au cours d'un semestre, à ce magnifique chapitre des Sciences géologiques qu'est la Micrographie des roches sédimentaires, initiation déjà esquissée puis approfondie ensuite au contact de sa grande œuvre, m'a fourni pour une bonne part la clef de ce travail. MM. A. RANDOIN et G. LUCAS, assistants au Collège de France, m'ont prodigué d'utiles et amicaux conseils.

M. le Professeur Ch. JACOB, de l'Institut, m'a accordé au Laboratoire de Géologie de la Sorbonne, une hospitalité aussi bienveillante que profitable.

Enfin à mes amis et aînés du Laboratoire de Lausanne, particulièrement à E. POLDINI, E. PETERHANS, W. CUSTER, Mme A. SCHNORF-STEINER, R.-B. MACCONNELL, D. AUBERT, H. BADOUX, P. FREYMOND, G. de WEISSE, je dois cette longue et précieuse camaraderie, ces cordiaux encouragements qui facilitent toute tâche et particulièrement celle du début.

Musée géologique de Lausanne, mai 1936.

INTRODUCTION

Le Jorat¹ représente, en topographie et stratigraphie, la partie élevée du bassin tertiaire vaudois. Géographiquement, il comprend toute la région dominant Lausanne et le Léman entre la Venoge et la Broye.

C'est un pays étagé en une suite de gradins plus ou moins accentués, s'élevant progressivement jusqu'à la région contrale, au N de Ste-Catherine, à l'altitude de 932 m. Vers le N le Jorat s'abaisse lentement, s'attarde en une série de petits massifs échelonnés sur le plateau et décroissants jusqu'au lac de Neuchâtel.

Son réseau hydrographique, ramifié et important, naissant d'un sol morainique à couverture de forêts de sapins étendues, est tributaire d'une part du bassin du Rhône, d'autre part de celui du Rhin. Une érosion de caractère juvénile dont l'origine, cependant, est antérieure au dernier envahissement du pays par le glacier rhodanien, a taillé dans les assises gréseuses du sous-sol des ravins souvent fort encaissés. A part cela les formes topographiques gardent l'allure adoucie propre aux anciens inlandsis, sculptés par les invasions glaciaires et tapissés de matériel erratique.

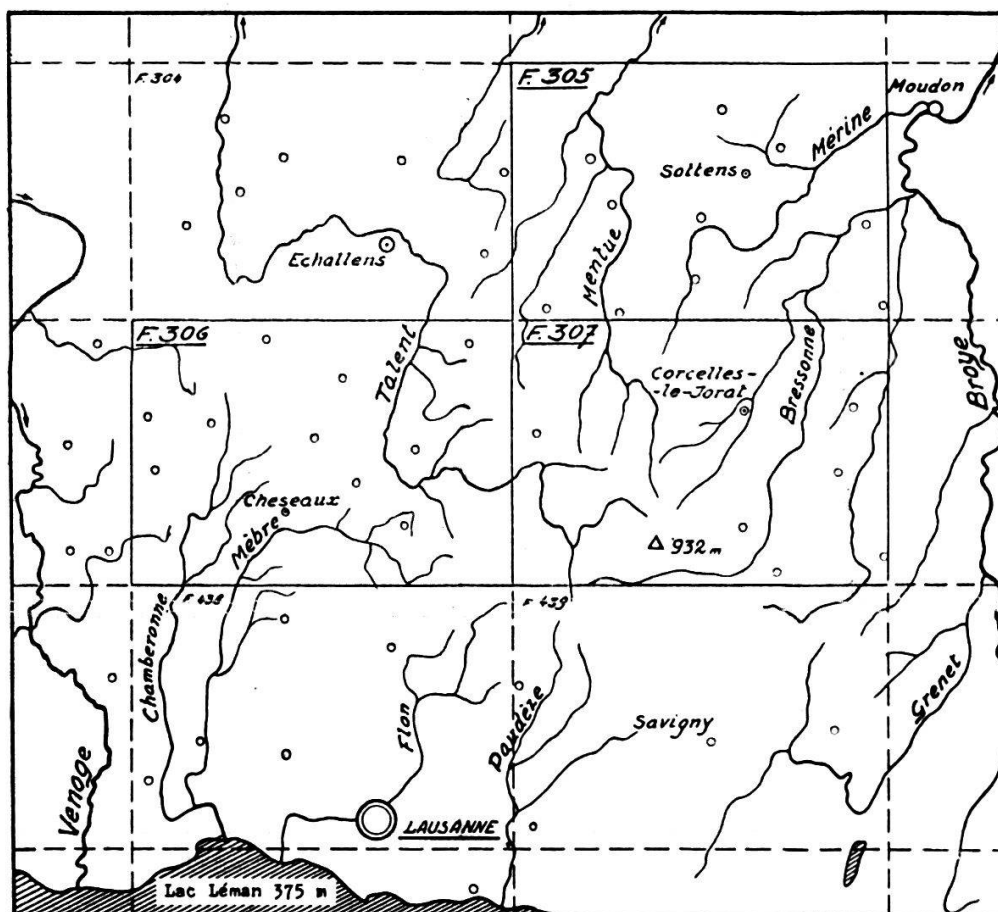
L'étude géologique de cette partie du plateau n'a jamais été poussée bien loin. Les deux bordures du bassin sont partiellement connues grâce aux travaux récents de W. Custer (15)² pour le pied du Jura, et de E. Ritter (14) pour la molasse chevauchante. La région de Lausanne, dans laquelle se cantonnèrent surtout les observations des géologues du précédent siècle, n'a jamais été reprise depuis lors et sa stratigra-

¹ Rappelons que *Jorat* paraît dériver de la racine *Jur* désignant une *forêt montagnarde*, et dont relèvent également *Joux*, *Jeur*, *Jor*, *Jura*, etc... (6, p. 20).

² Les chiffres en caractères gras sont des renvois à la liste bibliographique.

phie est à peine ébauchée. Quant à la région centrale dont traite ce travail, limité aux cadres des feuilles Siegfried au 1: 25 000 Nos 305-306-307, elle semble avoir particulièrement rebuté nos prédécesseurs.

Cette dépréoccupation générale manifestée à l'égard du Jorat ne surprend guère. Elle s'explique aisément par l'extrême et désespérante monotonie du faciès molassique, par



Situation de la région étudiée (Feuilles 305-306-307).

l'absence quasi complète de fossiles et de niveaux stratigraphiques repérables, et par les variations lithologiques rapides et déroutantes jointes à la rareté des bons affleurements.

Aussi le tour des observations antérieures est-il tôt fait:

G. de Razoumowski (1) fut le premier auteur à s'intéresser à la géologie du pays. Son *Histoire naturelle du Jorat*, publiée en 1789, abonde en descriptions pittoresques parmi lesquelles il faut se borner à retenir quelques indications relatives à des blocs erratiques ou à des carrières disparues depuis lors.

On doit au Neuchâtelois Aug. Jaccard (3) le seul essai sur la région. Il y fut amené en levant la carte géologique (Feuille Dufour XI, au 1: 100 000) qu'il fit paraître en 1849. Encore ne s'y attarda-t-il pas longuement, constatant que « le géologue est loin d'y trouver des sujets d'observations comparables à ceux des terrains de même âge des autres contrées d'Europe ».

Il situe dans l'Helvétien les grès coquilliers et la Molasse marine qui sont, dit-il, deux niveaux distincts dont le passage s'effectue sans transition. La *Molasse grise*, ou *Langhien* d'eau douce, ne semble pas, selon lui, constituer « une assise distincte de la molasse marine sur le plateau d'Echallens ». C'est un faciès de passage qui disparaît vers le N.

Quant à l'Aquitanién, molasse à intercalations de bancs calcaires plus ou moins épais, à mollusques terrestres et d'eau douce, dont l'existence « est révélée seulement par les fouilles pratiquées en vue de retirer du sol des matériaux de construction un peu plus solides que ceux qui se présentent à la surface », il n'en indique que dans la Venoge, puis en plein pays burdigalien, à Villars-Mendraz, où aucun indice n'autorise cette attribution.

Sur sa carte, Jaccard fixe la limite inférieure de la *Molasse marine* à la hauteur de Cheseaux dans la Mèbre, au pont du Moulin de Cugy dans le Talent, et beaucoup plus loin au N, près de Donneloye, dans la Mentue. Une large bande de grès coquillier occupe la région de Froideville-Sottens.

Cette stratigraphie indique que l'auteur ne s'est point soucié des plongements. En effet, il ne donne de ceux-ci que deux indications, au S-E dans le haut du Talent où réellement les assises sont tabulaires, et au N-W en face, à Planche-Riande près de Bottens, où comme on le verra plus loin, une série de petites failles ont découpé les couches en compartiments à plongements divergents et très locaux, dans une région où l'inclinaison générale au S-E se maintient faiblement. De la sorte s'annonçait un bombement anticlinal dont la molasse aquitanienne de Villars-Mendraz devait figurer le noyau.

En ce qui concerne le terrain glaciaire, l'auteur s'est limité à tracer des contours d'*erratique* et de *quaternaire alpin stratifié*.

En 1881, G. Maillard (4), dont les rares notes témoignent

¹ Les géologues suisses admettent que la racine de ce terme est *mola*, meule, et l'orthographient *molasse* et non *mollasse*. Nous suivons ici la tradition; *molasse* désignera une entité pétrographique (v. p. 95) et *Molasse* une formation ou un terrain.

d'une compréhension avancée du faciès molassique, signale en une brève communication que nous citerons partiellement plus loin, un gisement de feuilles fossiles au Bouzinet, près de Che-seaux.

Les synthèses de Ch. Depéret (17) et de H. Douxami (18) ont englobé toutes deux le Jorat sans apporter à son sujet aucune observation originale, se bornant à grouper les résultats obtenus dans la région du Léman et de la Venoge. Nous donnons un aperçu de leur classification des terrains de la région lausannoise, dans la partie stratigraphique de ce travail. Notons simplement cette réflexion caractéristique de H. Douxami à propos du tertiaire vaudois: « Les difficultés sont encore accrues par les grandes variations de faciès que présentent tous les dépôts gréseux, par l'état de conservation fort défectueux des fossiles, généralement à l'état de moules plus ou moins déformés, ainsi que par la continuité parfaite entre les dépôts aquitaniens généralement d'eau douce, et les miocènes marins; cela rend la limite des étages fort difficile à préciser. »

Enfin F. Jaccard, pour une étude géographique de Ch. Biermann (6) sur laquelle nous reviendrons au cours de ce travail, a levé une petite carte géologique de Corcelles-le-Jorat, qu'il situe dans l'Helvétien.

En somme le Jorat a toujours paru représenter le simple prolongement septentrional des assises du versant lémanique. Cette conception rudimentaire s'ajoutant aux difficultés signalées plus haut, des recherches plus approfondies semblaient vouées à la stérilité. Une ignorance quasi totale persista donc sur la géologie de cette région, et la bibliographie, durant nos premières hésitations, ne nous a guère été secourable.

CHAPITRE PREMIER

Revêtement et morphologie glaciaires

La connaissance de l'histoire glaciaire du plateau vaudois est peu avancée, et les échelons stratigraphiques élémentaires ne sont pas encore nettement déterminés. Une étude de détail comme celle-ci, sur une fraction de territoire arbitrairement découpée, sera donc forcément limitée dans ses conclusions.

La difficulté principale dans l'interprétation morphologique réside dans la discrimination entre relief erratique et relief molassique. A quelques exceptions près, les molasses sont

des roches de cohérence faible, gélives, que le contact avec l'atmosphère ou simplement la proximité de la surface décompose et ameublissent encore. Ce qui affleure d'un banc, même cohérent ou dur à l'intérieur du sol, ce n'est souvent qu'une matière sableuse, pulvérulente, complètement désagrégée par l'effet de l'air, de l'humidité et du gel, et dont la consistance est à peine supérieure à celle des moraines.

Les formes arrondies et douces que l'altération superficielle et l'ablation donnent aux bancs rocheux affleurants sont donc pareilles dans l'ensemble à celles qui résultent du jeu de l'érosion sur les matériaux morainiques. Si l'on ajoute que ces deux matières de résistances voisines ont subi au même degré le modelé glaciaire, et que le glacier distribua la moraine sur la molasse sans que rien, souvent, permette de saisir l'ordre de cette distribution, on comprendra combien il peut être ardu et aléatoire de distinguer la nature du sol au simple examen topographique de la surface.

A cela s'ajoute que la végétation ne trahit rien de cette différence des sols. Ils sont pour cela trop intimement mêlés. D'autre part leurs constitutions minéralogiques sont voisines, molasse et erratique n'étant que deux formes d'alluvions du même édifice alpin.

L'examen direct du sol, dans les champs labourés, par exemple, ne peut guère fournir davantage d'arguments. Des cailloux alpins striés, disséminés dans un champ, feront croire qu'on est là sur la moraine. Or il se peut fort que les seuls éléments erratiques de ce sol en soient ces quelques cailloux épars et que tout le reste ne soit que molasse désagrégée. Dans une terre riche en argile on voudra voir l'indice de moraine de fond. Il est tout aussi probable qu'on ait là, en réalité, de l'argile molassique.

Certes à la longue l'œil s'exerce, et scrutant attentivement les linéaments de la face du sol, il en pénètre l'essence dans une certaine mesure. Le relief molassique est moins franchement mou que l'erratique, plus riche en disharmonies de forme dont il faut voir l'origine dans les variations de cohésion au sein d'un même banc rocheux. Mais il s'agit là de critères de différenciation bien subtils et qui souvent prêtent à confusion. Hormis les cas tranchés par un affouillement, une gravière, un terrassement de route, il faut bien dire que faire le départ entre la roche moutonnée et le matériel morainique modelé est en général une impossibilité. Il ne faut pas se dissimuler que c'est là le principal, l'insurmontable obstacle à toute vraie connaissance du glaciaire sur le plateau.

A. Définition de quelques termes.

La grande confusion régnant dans la nomenclature des anciennes formations glaciaires fait qu'il n'est pas inutile de définir le sens attribué aux divers termes dont on usera pour les désigner. Sur une étendue de terrain relativement restreinte, on n'éprouve pas de grandes difficultés à distinguer et à classer ces formations; il est entre elles de grands traits communs. La difficulté est de les désigner d'un terme qui traduise leur véritable signification. Et c'est dans cette attribution que les interprétations et représentations personnelles jouent un rôle prédominant. Il en résulte, lorsqu'on passe d'un auteur à l'autre, de regrettables divergences de définition pour un objet commun, qui, jointes au désordre des déterminations, sont un obstacle énorme à toute tentative de coordination.

Une telle confusion est compréhensible: s'il est possible, localement, de grouper entre elles des formations présentant une certaine homogénéité, résultant d'une similitude de conditions de dépôt, la difficulté s'accroît considérablement si l'on cherche à englober sous une nomenclature régionale des faciès à l'origine desquels interviennent une multitude d'agents. Aussi bien nous garderons-nous de proposer une généralisation des définitions qui suivent, limitant leur validité au seul territoire sur lequel nous les avons établies.

1. MORAINES DE FOND.

Par là nous entendons un mélange confus et sans aucun ordre apparent de matériaux graveleux, sableux, d'aspect argileux ou le plus ordinairement terreux. Les argiles plus ou moins lavées et sablonneuses, englobant des graviers subanguleux ou roulés de volume variable (*argile à blocs* des auteurs), existent aussi, mais dans plus d'un cas il y a lieu de croire qu'elles sont le résultat de dépôts boueux dans des lacs ou poches d'eau péri- ou post-glaciaires et s'apparentent alors plutôt à la moraine remaniée ou même au fluvioglaciaire.

Les graviers de cette formation sont émoussés, très généralement striés, surtout s'ils sont de nature sédimentaire. Toutes les roches alpines s'y trouvent mélangées, et l'on y découvre aussi quelquefois des poudingues du Pélerin et des grès molassiques.

Nous verrons plus loin qu'il faut y comprendre de nombreux matériaux originaires de moraines superficielles ou fron-

tales, intimement mêlés en cours de dépôt et dont la distinction n'est plus possible.

2. MORAINES REMANIÉES.

Ce sont les matériaux précédents repris et transportés, si peu que ce soit, par les eaux de fusion. Leur aspect est plus net, ils ont souvent perdu par lévigation leur enrobement terreux. Il s'est produit déjà une certaine sélection, il y a par place des amorces de stratification, des ébauches de lits.

Il s'agit là d'une action des eaux de fusion en conjonction étroite avec celle de la glace elle-même, opérant aux abords immédiats du glacier et plus souvent sous lui, au sein de la moraine, dans des nappes infraglaciales, des poches ou des crevasses. Ce peuvent être aussi bien des dépôts morainiques repris par l'eau que des alluvions sous-glaciaires remaniées par la masse de glace. Il est certain que ce remaniement doit être attribué en bonne partie aux crues et décrues amenant un déplacement incessant du front glaciaire soit en phase de récurrence, soit en phase de retrait. Il en résultait, outre le mélange des moraines frontales et de fond, une reprise partielle de ce matériel morainique par l'eau, que bousculait ensuite une crue de la glace.

Il va de soi que tous les termes de passage sont concevables, tant des moraines proprement dites à la moraine remaniée que de celle-ci au fluvioglaciaire.

3. FLUVIOGLACIAIRE.

Il s'agit d'alluvions fluviales de toutes tailles, limons plus ou moins argileux ou sableux, sables, graviers, galets, ordonnés en lits et résultant du transport par eau courante de matériaux d'origine glaciaire, mais sans qu'on puisse cependant en exclure d'origine purement fluviale. Ils se sont déposés en avant ou au large du front glaciaire; il ne peut faire aucun doute qu'ils aient également pu se déposer sous le glacier. En dehors de ce dernier cas, ils sont inter- ou post-glaciaires et peuvent renfermer des vestiges de faune. On y découvre presque toujours, mêlés aux galets roulés, des cailloux à stries encore nettes, dont s'emparait le torrent s'échappant du glacier pour les incorporer à ses alluvions.

La structure de ces alluvions démontre que, loin d'appartenir à une nappe parfaite, elles résultent d'un ruissellement tumultueux dont la direction d'écoulement se modifiait sans cesse. Entre deux phases de dépôt, on peut observer dans les bancs des rubéfactions locales indiquant un temps prolongé

d'exposition à l'action atmosphérique. Quelquefois une sapropélisation montre un envahissement par la végétation. Il arrive qu'un début de cimentation donne à ces cailloutis un aspect de conglomérat. Leur décomposition superficielle et leur transformation en sol peuvent leur rendre un aspect terreux, jusqu'à donner l'illusion d'un revêtement morainique. Les glissements, particulièrement sur les flancs des ravins, peuvent en brouiller la stratification. Nulle part sur le territoire étudié ils n'ont l'apparence de delta lacustre.

4. LA NOTION DE DRUMLIN.

Ce terme a donné lieu dans la littérature géologique à de fort nombreuses confusions. Le résultat en est son emploi généralisé pour désigner non seulement des formations hybrides, mais jusqu'à des buttes moutonnées de forme elliptique.

Au sens strict et original, *le drumlin est un amas ovoïde de moraine de fond, à grand axe dirigé dans le sens du cheminement glaciaire, situé à l'intérieur d'un arc morainique frontal*. Il appartient donc, comme tel, au terrain erratique avec une origine et un rôle géologique et morphologique bien déterminés.

C'est bien cette définition, la seule possible, que Biéler (12) entendait lorsqu'il décrivait les trains drumliniques du plateau vaudois. Toutefois, en terminant son étude, cet auteur fait quelques réserves à ce sujet, et laisse entendre qu'il range sous ce nom des *collines de constitution uniquement morainique*, mais sans spécification du genre particulier de moraine, des *mamelons rocheux sculptés* par la masse glaciaire, et de nombreux *termes de passage à noyau rocheux* ayant amorcé un dépôt erratique postérieur.

D'autres auteurs, dans diverses parties du plateau suisse, ont usé du terme dans son sens généralisé. En s'attachant à déterminer les variétés de constitution de ces monticules, ils ont précisément mis en évidence la grande uniformité morphologique d'individus de nature diverse. Et c'est l'impossibilité de fixer cette nature chaque fois qu'aucun indice extérieur ne vient révéler la composition du sous-sol, qui leur a fait adopter la généralisation du terme drumlin. Pourtant si dans un train drumlinique les individus de nature rocheuse ou fluvioglaciaire s'apparentent morphologiquement aux autres, leur fonction géologique n'est plus la même. On ne saurait, en effet, admettre *a priori* que le résultat de l'action glaciaire sur des buttes de cette nature et de forme quelconque soit leur ciselure en collines allongées indiquant la direction de cheminement.

Mais si désirable soit-il de conserver leur sens original aux drumlins, on sera constamment arrêté en les cartographiant, par l'impossibilité de déterminer leur nature. Il y aura donc un certain flou dans l'interprétation de la carte, et toujours subsistera l'éventualité, dans le figuré adopté, de buttes moutonnées rocheuses ou fluvioglaciaires d'aspect et d'orientation drumliniques. Remarquons d'ailleurs que la figuration sur une carte de terrains erratiques, étant donné leur diversité de genres et l'extrême variabilité de leur épaisseur, soulève un certain nombre de problèmes pratiquement insolubles.

B. Descriptions régionales.

Un trait qu'il faut mettre en évidence parce qu'il domine toute la morphologie de la région et qu'il s'impose d'emblée au premier examen de la carte topographique, c'est l'orientation générale au N ou au N-E des formes topographiques. Les exceptions ne manquent point, surtout dans le Haut-Jorat, mais dans l'ensemble cette orientation du paysage est des plus nettes. Dans la région occidentale, aux environs de Sullens, par exemple, elle est méridienne, à peine déclinée au N-E. Puis au fur et à mesure qu'on se déplace vers l'orient cette déclinaison s'accroît. Aux alentours de Cugy-Bettens, elle est déjà au N-N-E, à Corcelles-le-Jorat aussi. Plus loin, au N, dans la région de Sottens, la déclinaison à l'E s'accroît encore.

Cette orientation serait-elle le résultat d'une érosion glaciaire dirigée correspondant aux lignes de progression de l'ancien glacier du Rhône, ou d'une érosion fluviale orientée par l'action glaciaire ? C'est ici le lieu de remarquer que le plongement général des couches molassiques est au S-E, donc cette direction coïncide avec celle des assises et des gradins étagés de la Fosse molassique du Jorat ; *c'est celle des têtes de bancs avec mise en évidence des assises résistantes dans le relief.*

Ces divers facteurs peuvent être entrés en jeu dans la morphologie. Quelles sont leurs importances respectives ? Lequel domine l'autre, ou bien faut-il attribuer à un seul d'entre eux ce modelé caractéristique ? Il importe, avant de répondre, d'analyser autant que possible les résultats de l'action glaciaire et la répartition du terrain erratique dans la région.

1. LE PAYSAGE DRUMLINIQUE DE BOUSSENS.

La région dont BousSENS occupe le centre, vaste replat compris entre le gradin de Sullens-BousSENS descendant vers la

Venoge, et la gradin ascendant vers le Haut-Jorat à partir de la ligne Cheseaux-Étagnières-Assens, est un plateau à caractère drumlinique. C'est la continuation méridionale du champ drumlinique de St-Barthelémy près d'Echallens signalé en premier lieu par Biéler (12). Situé aux confins des deux bassins du Léman et du lac de Neuchâtel et non encore atteint par l'érosion régressive, c'est un *territoire glaciaire conservé* à peu près tel qu'a dû l'abandonner l'ancien glacier. C'est une suite de collines surbaissées, arrondies, dont la forme en plan est grossièrement elliptique avec un grand axe dirigé au N ou au N-N-E, entre lesquelles s'accumulent les eaux formant de nombreux marécages sur le fond morainique argileux du sol. Il y a là, à 600 m. d'altitude, au N-E de Boussens, un marécage étendu et typique, le Marais de Planaize. Le fond en est occupé par une tourbe épaisse et exploitable, dans laquelle ont été découvertes, fort bien conservées, des élytres de coléoptères (Musée de Lausanne). Ce marécage a un émissaire, la Chamberonne, qui le draine imparfaitement. Aussi a-t-on approfondi son cours sur plus d'un kilomètre pour récupérer quelques hectares de terrain cultivable. C'est un exemple d'un fait souvent observable ailleurs, de façon moins frappante il est vrai.

Le train drumlinique de Boussens-Bioley débute à la hauteur de la route joignant Cheseaux à Sullens. Les premiers individus en sont aux lieux-dits suivants : à Montauban avec un sommet coté 621; le point 620, à l'E du précédent, en est un autre de petite taille; la ferme de Grande-Condemine, à 600 m., en surmonte un de belle taille; à Grassaz, coté 609. Dominant Sullens, les points 607 au Paquier, 606 à La Croix, 610 aux Perrelets, en représentent des cas douteux. Mais les plus beaux individus sont autour du marécage de Champ-Buet au N de Boussens, à Champ-Garrin, Talachet, Bois-de-Bettens. Celui de Chaneys, coté 628, est de forme particulièrement typique. Vue du S, la butte que domine le village de Bioley-Orjulaz paraît un bel exemple de drumlin. Il n'en est rien cependant; au sommet même une excavation de maison met en évidence le grès molassique. La tranchée de la route descendant à l'W montre également ce même grès.

Un tel exemple donne à réfléchir sur l'authenticité des drumlins de cette région. Sans la construction de ce village et ses affouillements révélateurs, il est probable que nul n'eût jamais douté de l'existence ici d'un vrai drumlin, de forme typique. Et ce cas doit induire à la prudence dans l'interprétation des collines qui poursuivent vers le N, le champ drumlinique de St-Barthelémy.

Biéler ne doutait pas de l'authenticité de ces drumlins. W. Custer, dans son étude de détail de la région d'Echalens (15, p. 39), dit ne pouvoir se prononcer sur leur nature. Cette question doit rester en suspens, me semble-t-il, jusqu'à ce que des travaux ou des fouilles mettant à jour le sous-sol permettent d'en juger, mais on peut tenir pour certain que la molasse y apparaîtra plus fréquemment qu'on ne le pourrait croire.

Le cas de Bioley-Orjulaz est d'autant plus curieux qu'à 130 m. en contre-bas à l'W, à 500 m. du village, est un des plus beaux affleurements de glaciaire que possède la région. C'est une grande gravière activement exploitée pour l'entretien des routes cantonales, qu'une exploitation future probable maintiendra longtemps en état de fraîcheur. Le front de taille montre une épaisseur de 5 à 7 m. d'alluvions fluvioglaciaires bien stratifiés, en lits horizontaux alternants de sables et galets d'origine alpine. Des ossements de Cerf y ont été découverts, et le Musée de Lausanne en conserve une molaire de *Rhinoceros tichorhinus*, FISCH. Un sondage de 5 m. pratiqué sur le fond actuel de la gravière n'a pas atteint le substratum rocheux.

Ces alluvions sont recouvertes, en superposition parfaitement nette et tranchée, d'une épaisseur de matériaux morainiques, à vrai dire très terreux et décomposés, atteignant jusqu'à 3 m.

La surface de ces alluvions n'est pas horizontale; elle s'abaisse à l'W de deux ou trois mètres, témoignant ainsi d'une érosion antérieure au dépôt de la moraine, érosion qui peut être le fait soit du ruissellement précédant l'avance des glaces, soit du glacier lui-même.

Les alluvions fluvioglaciaires sont donc ici beaucoup plus importantes que la moraine qui les recouvre. Nul doute qu'elles ne jouent un rôle essentiel dans la formation du manteau erratique épais de ce plateau de Boussens où nulle part ailleurs elles ne sont mises en évidence.

Un fragment de défense d'*Elephas primigenius*, BLUM., conservé au Musée de Lausanne, a été trouvé dans la région des Champs-d'Ost, à 2 km. de Bioley, à l'E, dans des alluvions visibles dans une gravière du versant gauche de la Molombaz.

1. LA RÉGION DE VERNAND (AU S DE CHESEAUX).

Les dépôts glaciaires y sont importants. A l'W dans le Bois-de-Plamont, entre les deux Chamberonnes, ils apparaissent nettement. Une gravière a été creusée dans une masse qui tient

à la fois du fluvioglaciaire et de la moraine remaniée. Les graviers et sables y sont bien lavés, mais beaucoup moins ordonnés en lits qu'à Bioley, par exemple; d'ailleurs l'affleurement est d'importance bien moindre. Sans doute est-ce le cas, simplement, de parler ici de moraine remaniée. Un matériel identique se retrouve à Timonet, le versant W de la colline 574 en est constitué, et le haut du ravin de la Petite-Chamberonne le met en évidence.

Vernand-dessous est un plateau de glaciaire. Les blocs erratiques y sont nombreux, non pas dans la partie cultivée, d'où ils ont disparu, mais dans le bois dominant la Mèbre. Signalons-y l'existence d'un des plus grands blocs connus aux environs de Lausanne, la Pierre-à-Cambot, en poudingue de Vallorcine, qui n'a de comparable, comme taille, qu'un autre grand bloc tout à fait inconnu, dans la Bressonnaz, près de Ste-Catherine.

A Bel-Air, un puits profond de 6 m., creusé dans le glaciaire, n'atteint pas la molasse. D'autre part, cette dernière cesse dans le ravin de la Mèbre, à l'aval de la route cantonale. Plusieurs petites gravières ont été creusées dans la région jusqu'à une profondeur de 4 m. On y voit, en particulier, entre Vernand et Romanel, un matériel morainique plus ou moins lavé, avec par places des amorces de stratification. Le glaciaire apparaît donc, sur ce territoire assez uniformément épais.

Un seuil de molasse domine ce plateau, entre 630 et 640 m. d'altitude, au-dessus de l'ancienne route reliant Romanel à Cheseaux. A ce premier gradin molassique en fait suite un second, entre 680 et 700 m., dans le Bois de Vernand-dessus. Le replat qui les sépare est aussi recouvert de glaciaire épais qu'on voit fort bien dans une gravière derrière les maisons de Vernand-dessus, et qui présente ce même caractère de moraine plus ou moins reprise par le ruissellement.

On a donc affaire ici à un relief préglaciaire en gradins dont les replats ont été recouverts par d'abondants dépôts. Les blocs erratiques sont fréquents aussi dans le Bois de Vernand-dessus. Il en existe tout un essaim, d'assez belles tailles, dans le haut du ravin de la Mèbre, sous le point 668.

3. LE PLATEAU DE CUGY.

Entre la colline rocheuse de Morrens et le gradin burdigalien du Haut-Jorat, limité au S et au N par les deux ravins de la Mèbre et du Talent, s'étend le plateau de Cugy, à couverture glaciaire épaisse. Il s'agit là surtout de moraine de

fond, pour autant qu'on en puisse juger dans les nombreuses gravières du pays, malheureusement envahies par la végétation.

Signalons près de Morrens, à La Rochette et à Montellier, de curieuses buttes escarpées et rocheuses, à contour elliptique orientées au N-E.

4. LE HAUT-JORAT.

Il ne semble pas, de prime abord, que le glaciaire abonde dans la partie haute du Jorat. Le grès burdigalien, en effet, apparaît dans les ruisseaux sitôt que leurs ravins s'enfoncent quelque peu. Le sol, parfois très sableux, paraît surtout formé d'éléments résultant de la décomposition des grès. Dans ces grandes forêts, à distance des habitations, il ne semble pas que l'exploitation des blocs ait dû être poussée aussi activement qu'ailleurs, pourtant ils y sont plutôt rares.

A la vérité, si le glaciaire est à peu près absent sur les croupes molassiques, il occupe plutôt les dépressions, et il y paraît souvent épais. Son rôle géographique y est important, nous ne nous y attarderons pas puisque c'est un fait déjà bien connu: nous voulons parler du réservoir qu'il constitue pour les sources. La carte hydrographique du Jorat présente toute une ramification développée, un vrai chevelu de ruisselets et les sources y sont légion. La cause n'en est pas tant aux précipitations atmosphériques, guère plus élevées que dans le pourtour, qu'à deux agents importants ajoutant leurs effets pour la conservation de cette eau de pluie. Le premier est l'action des grandes étendues forestières peuplées de sapins. Si leur rôle dans la condensation des vapeurs atmosphériques est encore mal connu, on sait au moins qu'elles sont un important obstacle à l'évaporation, et cette dernière influence est énorme. Le second, c'est la présence d'un sol en grande partie erratique, poreux, dans lequel les infiltrations s'accumulent et se filtrent admirablement.

L'étude de la répartition de l'erratique dans ces régions dévoile un fait frappant: *l'existence de matériaux erratiques dans des dépressions préglaciaires, à tout le moins antérieures à la dernière glaciation, et plus profondes que le réseau hydrographique actuel.* Il faut examiner de près les ravins des cours d'eau pour voir apparaître bien clairement ce phénomène.

Nous en trouverons le premier exemple dans le Talent. A 250 m. en amont du coude de cette rivière, vers Froideville, les grès du Burdigalien qui occupent jusque-là les deux versants de la vallée, cessent brusquement, et c'est du matériel erratique qui se substitue à la molasse sur les versants et

dans le thalweg. S'agit-il d'un placage, ou du recoupement d'un ancien lit? En tout cas la transition est nette, et le glacier descend plus profondément que le lit de la rivière. A Paturiau, sous Les Saugealles, un pointement rocheux sort du glacier, mais sur un court trajet de la rivière, et le glacier se substitue à nouveau au grès, descendant encore visiblement plus bas que le thalweg, jusque tout près du pont coté 783. Il y a là sur rive gauche, dans le ravin, une exploitation de graviers appartenant à la moraine remaniée. On peut admettre que la vallée actuelle est épigénétique, qu'elle recoupe une vallée plus ancienne et plus sinueuse, mais il est malaisé de saisir par où s'échappait cette ancienne vallée. Les alentours paraissent, en effet, constitués partout à cette profondeur par de la molasse. Cependant la roche n'apparaît pas partout, tant s'en faut, et l'on ne peut absolument écarter d'emblée l'existence d'un ancien tronçon de ravin dissimulé sous le sol et la végétation.

Un fait semblable s'observe immédiatement en aval de la patinoire de Ste-Catherine, dans la tête du ravin de la Bressonnaz. Le grès burdigalien qui, aux alentours de Montpreveyres et des Cullayes, s'observe partout dans la vallée, cesse à la hauteur de la Rèce, 1 km. en aval de la patinoire. La Bressonnaz coule alors nettement dans de la moraine, visible sur plusieurs mètres de puissance, avec de nombreux blocs erratiques. Il y a, à 700 m. de la patinoire, à l'altitude de 835 m., un des blocs les plus volumineux du Jorat, en conglomérat du Pélerin, tout à fait ignoré, même de la carte d'Alph. Favre (9).

Au nord, dominant la Bressonnaz, le versant de la Montagne-du-Château est essentiellement rocheux, ainsi que cela est visible dans les petits affluents qui en descendent. Près de la patinoire, sur l'autre versant du vallon, la molasse se montre aussi: c'est donc une vraie dépression dans la molasse que la moraine a comblée, et la Bressonnaz actuelle n'en a pas encore atteint le fond.

Dans le bois des Riaux, ou plus joliment Rios, entre Les Cullayes et Mézières, le ravin du rio principal, aux belles parois de grès gris-vert burdigalien, a aussi été rempli de glacier. En face d'une grande carrière de grès, encore un peu exploitée actuellement, s'en trouve une autre, de gravier, probablement de la moraine remaniée ou du fluvioglaciaire, occupant la partie gauche du fond du ravin. L'exploitation a mis à découvert, sous ces graviers, un ancien thalweg comblé. Le cours actuel est épigénétique sur ce tronçon, mais dans l'ensemble il occupe cependant un ravin préexistant, antérieur à l'invasion morainique.

Voilà qui diverge passablement de l'interprétation de M. C. Biermann (6) qui voit dans le talus de molasse que forme le bois des Rios et les ruisseaux qui le franchissent la démonstration que cette roche, qu'il dit très fissurée, est plus rapidement attaquée par l'érosion que le matériel erratique.

On n'en finirait pas de décrire les points où se montre la moraine dans le Haut-Jorat. Citons-en cependant quelques autres :

Au-dessus de Montherond, sur le versant gauche du Talent, où grimpent les lacets de la route de Lausanne, le glacière est important. Ce sont des argiles de fond qui ont fait l'objet d'une description de la part de E. de la Harpe (2). C'est un placage morainique de versant. Une carrière montre que les graviers y abondent également.

Sur l'autre versant, dans le Bois d'Arches, autour du Châlet à Marin, le placage est épais, avec de nombreux, mais peu volumineux blocs erratiques, surtout dans les ruisseaux de Tiolleyre et de Freteyre. De nombreuses sources s'alimentent à cette moraine. Une carrière, au N de Fayules, montre de la moraine remaniée avec stratifications.

Plus loin, au N, sur la butte de Planche-Riande, dans un chemin creux, le contact de la moraine sur la molasse est visible. Des fragments de grès molassiques décomposés y sont mêlés aux matériaux alpins. La présence de ces matériaux autochtones, observés ailleurs également, montre de frappante manière l'activité érosive du glacier sur le plateau.

Dans la haute Mentue, la moraine de fond sableuse ou argileuse apparaît fréquemment. Le ruisseau de la Rose, en particulier, qui relie deux bassins hydrographiques, creuse son lit côté Mentue, dans des argiles glaciaires homogènes, épaisses d'une vingtaine de mètres.

5. LA DÉPRESSION PRÉGLACIAIRE D'USSIÈRES.

Le relief préglaciaire (et nous entendons par ce terme: antérieur aux dépôts superposés, sans préjuger ici de l'âge relatif) à comblement morainique dont nous avons vu quelques exemples dans les vallées, apparaît sous un aspect plus vaste sur le plateau de Mézières-Corcelles-le-Jorat. Cette région forme une sorte de concavité, dont Ussières occupe le centre, recouverte d'un important matériel erratique.

La Bressonnaz la traverse, et malgré l'indication par une carte précédente (6) de molasse sur presque tout le trajet du lit, celle-ci est interrompue pendant toute la traversée de la

plaine d'Ussières. On la quitte, en remontant le cours d'eau, un peu en amont du Moulin des Vaux; elle ne reprend qu'au voisinage du pont de la route cantonale.

Le glacière se montre en de nombreux points de cette concavité: au-dessus du Moulin des Vaux dans une gravière, dans une autre encore à Molleyre, et dans le lit du petit ruisseau qui en descend, où l'on trouve des blocs erratiques près de Pacoton. Mais c'est aux carrières des Usines d'Ussières, à proximité immédiate de la Bressonnaz, qu'il apparaît dans toute sa puissance. Ce sol d'alluvions a été exploité depuis fort longtemps par d'anciennes carrières abandonnées. Actuellement ce travail se poursuit dans la principale des exploitations. On y voit des lits de sables et de graviers; il s'agit de fluvioglaciaire. Mais les matériaux argileux abondent aussi, et ce fluvioglaciaire ne doit guère être autre chose que de la moraine remaniée. L'exploitation descend de plusieurs mètres en contre-bas du lit actuel de la Bressonnaz, et cependant le substratum molassique n'est pas atteint.

Cette dépression d'Ussières se poursuit au S, au bas du gradin rocheux de Champ Doguz-Pendens-Moilles. Les ruisseaux quittent la molasse dès leur arrivée au bas de ce gradin et coulent sur l'alluvion glaciaire. Le Flon lui-même, à la hauteur de Servion, coule sur ces alluvions.

Les buttes molassiques de Servion, Ferlens, Mézières, Main-de-Fer, bordent la dépression à l'E. Que les glaciers quaternaires soient les principaux agents sculpteurs de ces collines rocheuses plus ou moins tapissées de glaciaire, on n'en saurait disconvenir, sans y voir pour cela des drumlins typiques (6, p. 27 et pl. 9).

Le Flon de Carrouge lui aussi, près du village du même nom, interrompt son lit rocheux sur un espace de 2 km. 5. Le glacière sur lequel il coule pendant ce trajet remplit encore une dépression ancienne.

6. LA HAUTE-MÉRINE.

L'exemple le plus frappant de dénivellation préglaciaire comblée puis rajeunie par l'érosion fluviale postglaciaire, c'est dans la Haute-Mérine, en aval de Villars-Mendraz, qu'il faut le voir. La Mérine occupe une des vallées les plus profondes du Jorat. Dans la partie inférieure, l'erratique ne joue aucun rôle. Il est, par contre, important dans le haut de la vallée.

Déjà sous Le Chalet, à l'E de Sottens, immédiatement au-dessus de la route, une petite gravière fait apparaître du maté-

riel graveleux, de la moraine de fond sans doute, sur le versant de la vallée. Sur l'autre versant, comme l'indiquent plusieurs gravières à Vy de Sottens, la moraine existe aussi, elle descend même fort bas, presque jusqu'au cours d'eau, voilant la roche, qui n'apparaît plus que dans le haut d'un des affluents, un ruisseau privé de sa tête, capturée par la Bressonnaz vers Moille-Robert.

Si l'on abandonne la vallée adventive descendant de Sottens, fort encaissée et essentiellement rocheuse, pour continuer à remonter le cours de la Mérine, on constate que la molasse s'abaisse sur les versants pour cesser bientôt complètement dans le thalweg en aval du gué de Baumaz. La vallée, qui s'est élargie, apparaît maintenant comme entièrement taillée dans le glaciaire et le lit de la rivière est encombré de blocs erratiques dévalés des versants.

Après un demi-kilomètre d'interruption, la roche reparait, n'occupant que l'extrême fond de la vallée, et appartenant sans doute à un ancien versant. Au-dessus, les deux versants paraissent constitués de glaciaire épais. Au Moulin des Forges, la roche disparaît à nouveau.

Cette région du Moulin des Forges est extrêmement intéressante par le jeu de l'érosion dans la molasse et dans son manteau de matériel erratique. Le bras de la Mérine parcouru jusqu'ici s'y divise en deux. Celui du S est le ruisseau de Lava-Bobiux, au N-W c'est celui de Neyrevaux. Or, soit qu'on examine, sur la rive gauche, le ruisseau de Lava-Bobiux ou son affluent des Gandines, ou bien, sur rive droite, le ruisseau de Neyrevaux et ses petits collatéraux, ce n'est jamais que dans leur partie tout à fait supérieure que leurs ravins sont taillés dans la roche. Toujours la partie basse est dans le fluvioglaciaire ou la moraine. Cela est particulièrement net dans les deux petits ruisselets au N-W des lacets de la route de Peney. On voit la roche dans le haut, sur le flanc du ravin, et sur une hauteur d'une trentaine de mètres. Le fluvioglaciaire de la base est mis en évidence, de fort belle façon, dans une grande gravière en exploitation, juste au bord du premier virage de la route, en montant. Il y a là, visibles sur une hauteur de 15 m., d'épais lits de sable entremêlés de lits de graviers, le tout fort bien stratifié. C'est donc du fluvioglaciaire accroché contre le flanc de la vallée, et qui devait antérieurement la combler presque entièrement.

Ce fluvioglaciaire est important. La butte 791 en est constituée. De petites gravières, où il se montre plus ou moins soudé en poudingue, permettent de n'en pas douter. Cette butte est

séparée d'une autre, cotée 781, par une petite vallée morte. Il est permis de supposer que le ravin actuel prenant de l'importance et s'enfonçant davantage, sans doute après capture de la partie supérieure du ruisseau franchissant précédemment le col de Villars-Mendraz, les eaux que drainait cette vallée morte se sont infiltrées dans le sous-sol perméable. Le point d'eau dans le thalweg principal, en prolongement de cette vallée, en représenterait donc l'écoulement actuel.

Ce n'est qu'après le coude de capture de Villars-Mendraz que la molasse réapparaît dans le lit du ruisseau de Neyrevaux.

Dans les ruisseaux descendant du Bois des Oliviers et de Côte-Germain, le revêtement morainique apparaît sous forme d'argile ou de blocs erratiques.

Dans le bas du ruisseau de Lava-Bobiux, le glaciaire est représenté par des sables argileux, homogènes. Il faut voir là, pensons-nous, de la moraine de fond. Après ces sables, la molasse reprend et il est bien visible qu'il s'agit ici du bord d'un versant ancien. Le passage d'un matériel à l'autre détermine une cascade, et la paroi rocheuse formant le seuil fait preuve d'une décomposition avancée.

Plus haut, dans les environs de Peney, la moraine de fond paraît importante. La gravière du Chalet au Renard la rend apparente, montrant qu'il s'agit plutôt de moraine remaniée, agrégée par places en masse conglomératique, la « grappe » dans le langage des carriers.

7. LE PLATEAU DE SOTTENS.

Le paysage de la région de Sottens est, nous paraît-il, l'un des plus caractéristiques du pays molassique vaudois. C'est un plateau irrégulièrement accidenté et bosselé, limité par deux vallées, deux coupures profondes, celles de la Mentue et de la Mérine. L'encaissement brusque de l'une et l'autre met en évidence la jeunesse de l'érosion actuelle.

Le plateau est abondamment couvert d'erratique. On pourrait lui appliquer, comme à celui de Boussens, l'épithète de *paysage glaciaire conservé*. La nature de ce revêtement se révèle dans plusieurs gravières importantes. Les principales sont à côté de la station radioélectrique, de part et d'autre de la route de Chapelle, à 200 m. du carrefour coté 777. Sur une épaisseur de 5 m. apparaît du fluvioglaciaire bien stratifié, à cailloutis de tous calibres, présentant parfois un début de cimentation, alternant avec des bancs de sables de tailles variables, quelquefois argileux ou même terreux. A divers niveaux

peuvent s'observer des zones plus ou moins rubéfiées. Dans la gravière E, sur un front de taille étendu, la partie supérieure des cailloutis est simplement décomposée, rubéfiée et transformée en sol. Toutefois H. Lagotala (7) considère cette mince formation superficielle comme moraine de fond.

L'excavation de l'W est creusée dans les mêmes cailloutis; toutefois, à droite de l'entrée, dans un talus malheureusement mal dégagé, et sur une surface de quelques mètres carrés, les sables et graviers sont mêlés sans stratification apparente. On peut voir là, dans de bien précaires conditions, il est vrai, un indice de la présence de moraine sur le plateau.

Un kilomètre plus à l'W, au coude de la route de Possens, une autre grande gravière met aussi le terrain à découvert sur une hauteur de 5 m. à peu près. Ce sont également des cailloutis fluvioglaciaires, pourtant la disposition en lits est moins nette qu'aux gravières de la station radioélectrique. Au sommet de cette masse stratifiée et s'en différenciant clairement à première vue par sa teinte brunâtre, s'étend une couverture superficielle, épaisse de 1 à 3 m., composée de matériaux terreux, rubéfiés, sableux ou limoneux, mêlés à des cailloux analogues à ceux du soubassement quoique beaucoup plus patinés et souvent fort décomposés. Nous inclinons à ne pas considérer cette couverture comme moraine, mais plutôt, à cause de sa rubéfaction avancée, comme *éluvion* ou *limon de ruissellement de pente*.

A la sortie N du village de Martherenges, une excavation restreinte met aussi en évidence des graviers fluvioglaciaires soudés par places en conglomérats, et sans dépôt morainique à leur sommet.

Au N de Chapelle, au lieu dit « Champs-Jacquenoud », un sondage en vue du captage d'une source effectué en 1916, a donné les résultats suivants ¹:

- 0-1,2 m. terre végétale tourbeuse.
- 1,2-2,5 m. limon et marne bleue.
- 2,5-6,5 m. sables et graviers.

Ce banc marneux, qu'une galerie suivit plus tard d'une quinzaine de mètres, est-il un indice de moraine de fond? Ou bien ne s'agit-il encore que de limon de surface ou plus simplement et plus probablement d'un épisode argileux dans le fluvioglaciaire, analogue à ceux de bien des gravières?

¹ D'après documents manuscrits déposés aux Archives communales de Chapelle.

Il existe, dans cette région, une série de collines allongées en direction SE-NW, à l'aspect de drumlins.

Elles se trouvent aux lieux dits Tiveret, sommet coté 793, Praz-Feuilly 779, Champ-Monnet 780, Morenches 781, Haut-de-la-Crestaz 795, et peut-être faut-il y comprendre le sommet de Possession 795, sur le versant droit de la Mentue. Toutes ces collines sont très probablement en terrain glaciaire, au moins pour la majeure part. Pour celle de Morenches, au pied de laquelle est la gravière de Possens, il semble que cela ne puisse faire aucun doute. Et pourtant nous retrouvons ici la même disposition qu'à Bioley-Orjulaz: une colline arrondie avec, à l'W, en contre-bas, une gravière dans le fluvioglaciaire; cependant la colline de ce dernier village est rocheuse. On le voit, il serait parfaitement vain d'épiloguer à ce sujet, où encore sur une distinction possible entre constitution morainique ou fluvioglaciaire. Mais il peut être permis, dans le doute, en soulignant sur la carte l'alignement général de ces monticules, de leur donner figure de drumlins.

C. La difficulté d'une conclusion.

Les diverses observations que nous venons de décrire: alignement des crêtes et des gradins, drumlins, dépressions comblées, alluvionnements fluvioglaciaires, dépôts morainiques et blocs erratiques, ne révèlent que des épisodes isolés d'une longue histoire glaciaire. Vouloir les ordonner, les classer chronologiquement, chercher parmi les diverses interprétations s'offrant en foule les plus propres à reconstituer cette histoire, est une tâche délicate et risquée. C'est qu'avant tout il importe, en effet, de ne point se dissimuler combien pauvres, ambigus et peu éloquents sont ces témoins, en face des multiples péripéties de l'invasion glaciaire que le géologue voudrait reconstituer.

Ajoutons que le passage de glaciations successives s'inscrit moins nettement sur un plateau que sur le fond ou les versants d'une vallée. Les différences altitudinales y sont moins prononcées, et l'on n'y a le secours ni des formes typiques d'érosion en auge, ni des banquettes, ni des moraines étagées. De plus, les multiples phénomènes secondaires accompagnant le retrait des glaces, alors que toute surface de fond devenait surface de front soumise à d'incessantes crues et décrues, ravinée par des eaux d'écoulement guidées par une topographie disparue, recouverte de lacs périphériques où s'alluvionnaient les dépôts plus ou moins remaniés, doivent avoir joué un rôle considérable dans la disposition des dépôts.

Ces réserves faites, qu'il importe de ne point perdre de vue au cours des essais de coordination que nous allons tenter, passons en revue les divers phénomènes que nous avons constatés, et leur rôle dans l'histoire glaciaire du pays.

1. LA MORAINÉ.

Une couverture étendue de moraine est révélée en de nombreux points par les carrières ou par les ravins. L'ensemble du pays en paraît recouvert et presque uniformément des cailloux d'origine alpine se mêlent partout à la terre des champs. A défaut d'autre critère, on les attribue à la moraine de fond, pourtant ils doivent appartenir pour une part au fluvioglaciaire affleurant en surface. On pourrait objecter que ce dernier doit fournir un sol plus riche en galets que la moraine de fond au caractère plus argileux ou sableux. Mais des générations successives de laboureurs ont enlevé des champs une masse considérable de cailloux. Une seconde objection portera sur l'existence ou l'absence de striation. L'expérience montre rapidement que ceci n'est pas un critère. Les galets, entièrement roulés, sont tout aussi nombreux dans les champs morainiques de Bousens que dans les sols d'origine fluvioglaciaire de Sottens. Dans ces derniers, la proportion entre galets striés et non-striés est sensiblement égale à ce qu'elle est généralement. Et tout comme on découvre toujours des galets d'apparence roulés dans la moraine, on finit de même par découvrir de nombreux galets striés dans les cailloutis fluvioglaciaires.

Fréquemment, cette moraine de fond est remaniée, à ce point que l'on n'hésiterait guère à l'attribuer au fluvioglaciaire. D'ailleurs, nous l'avons dit plus haut, tous les passages existent entre ces deux termes extrêmes. Cette reprise du matériel déposé a dû s'effectuer soit immédiatement en avant du front de retrait alors qu'alternaient crues et décrues déposant ou reprenant les éléments morainiques déjà plus ou moins lavés et déplacés par les eaux de fonte, soit sous le glacier lui-même déjà au cours du dépôt.

D'autre part, nous ne sommes pas éloignés de croire que dans plus d'un cas, dans celui des couvertures de nappes d'alluvions en particulier, le revêtement morainique superficiel n'est qu'une *pseudo-moraine* dont l'origine est à rechercher dans l'active solifluxion des matériaux meubles soumis sans relâche aux actions de gel et de dégel des climats périglaciaires. Il n'est non plus exclu qu'une partie de ces revêtements rentre simplement dans la catégorie des *limons* sablo-argileux ou

des *éluvions* dont le dépôt peut remonter à des phases climatiques plus humides que la période présente, dans celle des coulées boueuses entraînant des blocs, ou encore dans celle des *limons de solifluxion*. Enfin il faut envisager une autre origine possible, celle du dépôt plus ou moins tumultueux dans des nappes d'eau temporaires. Les argiles à blocaux, entre autres, peuvent être tout autre chose que strictement une moraine de fond.

Quel est le rôle des moraines frontales ou marginales? Topographiquement elles ne peuvent être distinguées, on le sait, que dans le seul cas où elles revêtent la forme de vallum ou de crêtes caractéristiques. Il est impossible, selon nous, d'en distinguer avec quelque sûreté sur le territoire qui nous occupe. Les matériaux de ces moraines superficielles se différencient de ceux de la moraine profonde par la vivacité de leurs angles et leur aspect général moins usé. A vrai dire, c'est pour nous une obligation que de constater l'existence très générale de tels matériaux. Très fréquemment on trouve, mêlés aux autres, des cailloux encore anguleux, des fragments de roche incomplètement émoussés sans que de leur répartition on puisse tirer la moindre conclusion.

Les seuls témoins nets de ces moraines sont *les blocs erratiques*. Il en subsiste, non encore exploités, dans les bois de Vernand où ils sont le plus nombreux, dans le bois de la Judée près de Cheseaux, dans le bois de Boussens, aux alentours de Montherond où leur taille est plus restreinte, à Ste-Catherine; on en pouvait voir récemment encore près de Servion; ils sont fréquents dans le fond de la Haute-Mérine. Il en est de polis, émoussés par l'action glaciaire, il en est aussi à angles vifs, d'où l'on peut conclure qu'ils ont dû cheminer à toutes profondeurs dans le glacier. Certains n'apparaissent que partiellement, d'autres étaient enterrés avant qu'une érosion récente les dégage, les faisant rouler dans le fond des ravins. Sont-ils englobés dans la moraine de fond, ou dans des apports superficiels? On ne peut qu'accidentellement le déterminer.

Lors d'une progression glaciaire sur le plateau, la nappe de glace devait s'étendre dans un temps relativement restreint. De même en période de régression, la glace présentant à l'ablation une surface étendue et une épaisseur faible devait rapidement abandonner le terrain. Donc, *soit en crue, soit en décrue, le front glaciaire parcourait le plateau plus rapidement qu'une vallée*, et les moraines superficielles qu'il abandonnait, d'autant moins volumineuses que la surface à couvrir était vaste et

les stationnements moins localisés, se mêlaient, en grande partie sous l'action des eaux de fusion, à la moraine de fond déjà déposée.

Donc aucun stationnement prolongé lors du retrait des glaces ne peut être mis en évidence dans le Jorat, et son revêtement morainique associe en un ensemble d'apparence uniforme les moraines profondes et superficielles du dernier glacier.

2. LE FLUVIOGLACIAIRE ET SON AGE RELATIF.

L'existence d'un ensemble d'alluvions fluvioglaciaires se constate, elle aussi, dans une série d'exploitations.

A Bioley-Orjulaz, ces alluvions sont sous-jacentes à la moraine de fond.

Sur le plateau de Sottens, il y a des présomptions en faveur d'une disposition semblable, mais la superposition est beaucoup plus douteuse. Ces cailloutis de la station radioélectrique de Sottens que M. Lagotala (7) considère comme antérieurs au Néowurm et raccorde hardiment à la nappe d'alluvions de La Côte, nous nous bornerons, encore que sans certitude complète, à les juger contemporains de la moraine remaniée du Chalet-au-Renard (3 km. au S-E). Ceux d'Ussières, sans doute, doivent se rattacher à la même formation.

Au Moulin des Forges, le fluvioglaciaire a envahi l'ancien lit de la Mérine et repose sur la molasse. Ici la présence de blocs erratiques soit dans le lit du cours d'eau en aval, soit au-dessus des Forges, la proximité à Moille-Robert d'une nappe morainique descendant dans la vallée sont autant d'indices d'une couverture de moraine.

On peut donc envisager plusieurs solutions quant à l'âge de ces cailloutis relativement à la moraine.

Recouverts par elle, ils se sont déposés au cours de la période *interglaciaire* qui précéda la dernière glaciation. C'est le cas à Bioley-Orjulaz, et peut-être aussi sur le plateau de Sottens.

Dépourvus de couverture morainique, ces cailloutis, théoriquement, doivent résulter de la reprise des matériaux morainiques par les eaux s'échappant du front du glacier, lors de son retrait définitif, et se répandant sur l'avant-pays. Les érosions ultérieures ont à coup sûr joué un rôle dans l'arrangement en nappes des cailloutis. Les alluvions de cette catégorie doivent donc être considérés comme *postglaciaires*.

Il faut bien envisager aussi une autre hypothèse: celle du dépôt *sous-glaciaire* d'une partie de ces alluvions. On sait la

possibilité de tels dépôts par les eaux circulant sous la glace, et leur existence a été maintes fois reconnue dans les pays d'inlandsis quaternaire. On peut fort bien admettre cette origine pour les alluvions comblant les anciennes vallées et les dépressions préglaciaires du Jorat. Les cailloutis de cette catégorie seraient donc contemporains de la moraine de fond déposée ailleurs, eux-mêmes en étant ou non recouverts par la suite, au cours cependant de la même glaciation. Ce pourrait être le cas notamment, au Moulin des Forges dans la Mérine. Enfin, on ne peut exclure d'emblée le dépôt de ces alluvions au large d'un front glaciaire en avancement qui, poursuivant sa progression, les revêtit de moraine de fond, auquel cas il serait permis de les dater d'une glaciation plutôt que d'un interglaciaire. Seule une étude d'ensemble, en établissant le raccordement de ces nappes à d'anciens arcs frontaux postérieurement recouverts par l'invasion (c'est-à-dire pratiquement effacés, et l'on juge alors de la difficulté du problème!) pourra prétendre établir s'il s'agit, pour une part de ces alluvions, de *graviers de progression*. Il est hors de question pour nous d'en préjuger sur le territoire étudié.

On le voit, il importe de se garder d'illusion quant à la précision de l'âge à attribuer à ces formations alluviales. *Celui-ci dépend essentiellement de l'existence d'une couverture morainique*. Or rien n'est plus conditionnel, plus aléatoire, que cette existence. La moraine ne s'est pas uniformément répandue partout; souvent des érosions périglaciaires ou récentes ont pu l'enlever totalement ou la déposer plus loin sur des alluvions interglaciaires dont elle ne se distingue plus. *Et rien n'apparaît plus vague, dans le langage géologique, que ces termes de moraine remaniée, d'alluvions inter, post, ou sous-glaciaires*.

Nulle part, même dans les anciennes vallées ou dépressions comblées, on n'aperçoit de moraine sous le fluvioglaciaire. A plusieurs reprises, par contre, il apparaît clairement que ce dernier repose directement sur le substratum miocène. Aussi, envisageant comme dernière glaciation une invasion générale des glaces, qui franchit à coup sûr le Jorat, dirons-nous que la moraine de fond est *würmienne*¹ et que le fluvioglaciaire subordonné est *interglaciaire Riss-Würm*.

¹ Et non pas *néowürmienne* comme l'a admis H. Lagotala (7) pour le plateau de Sottens. En effet, il nous paraît bien trop hasardeux de relier à travers un large espace dont la glaciologie est loin d'être au point, les cailloutis du Jorat septentrional connus sur quelques décamètres carrés seulement et sans qu'apparaissent clairement leurs propres relations chronologiques, aux nappes d'alluvions interglaciaires de La Côte.

3. PRÉEXISTENCE D'UN ANCIEN RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ET VARIATIONS DU NIVEAU DE BASE.

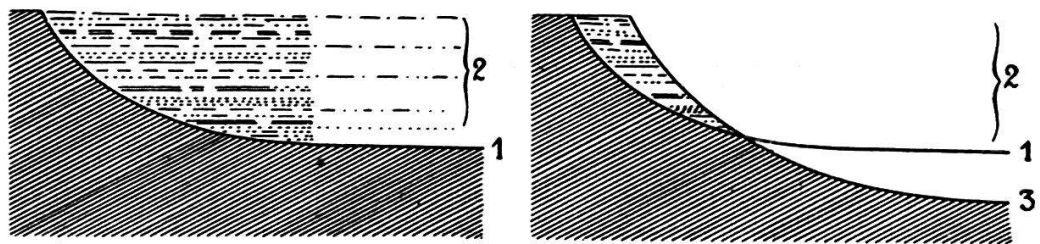
La préexistence d'un réseau hydrographique plus profond que l'actuel, révélé par cette étude dans le Jorat, n'est pas un fait isolé sur le plateau. Interprétant des résultats de sondages dans la région de Genève, M. E. Joukowsky (13, p. 115) a démontré l'existence d'un ancien thalweg du Rhône à un niveau inférieur. Les exemples du Talent, de la Bressonnaz, de la Mérine, nous amènent à un résultat d'apparence analogue pour cette partie élevée du bassin rhénan. Soulignons l'apparence seule de l'analogie, puisqu'une analyse plus complète nous amènera, au contraire, à admettre un niveau de base supérieur à l'actuel.

Plus on scrute attentivement la géologie du Jorat et plus on essaie de pénétrer son relief rocheux, plus aussi se forme la conviction que le canal d'écoulement des plus importants cours d'eau occupe l'emplacement même des anciennes vallées préwürmiennes partiellement comblées. On ne saurait admettre en effet, pour une ancienne Mérine, par exemple, un passage pour le moins aussi important que l'actuel puisque supposé plus profond, comblé par le glaciaire et dont l'emplacement ne serait qu'en partie réoccupé, sans que rien dans la morphologie ne trahisse cette entaille considérable, sans que les affleurements rocheux ne s'effacent sur de larges espaces continus. Rien n'autorise même à invoquer l'éventualité de gorges plus aisément dissimulées sous le couvert morainique, puisque les placages erratiques des versants témoignent d'anciennes vallées au moins aussi ouvertes que les actuelles. La constitution molassique, d'ailleurs, y mettrait obstacle. On ne peut donc être autorisé à voir, dans la partie aval de la Mérine, où le thalweg n'est plus dans la moraine ou le fluvioglaciaire, mais dans la roche même, une vallée épigénétique. C'est bien là l'ancienne vallée, que l'érosion régressive a atteinte et dont elle poursuit le creusement après l'avoir déblayée. Si donc il subsiste en amont du matériel glaciaire, c'est que *l'érosion régressive n'a pas encore entièrement reconquis l'ancien profil rocheux*.

Cette anomalie dans la constitution des thalwegs met en évidence un rajeunissement, donc un abaissement du niveau de base, de l'hydrographie du Jorat. Nous schématiserons cela par les figures ci-contre.

Le profil d'équilibre primitif correspondait à un certain niveau de base, soit 1. L'alluvionnement, pour occuper les ra-

vins précédemment en cours d'érosion, exige un exhaussement du niveau de base, dont il est difficile de fixer l'amplitude, représenté par 2. Une modification négative, 3, nous amène au profil d'équilibre actuel, consécutif à la réoccupation des thalwegs. De l'alluvionnement précédent ne subsistent que des témoins en proie à l'érosion régressive. Notons ce détail qu'au Moulin des Forges, les versants de fluvioglaciaire ont un escarpement aussi accentué que celui de la molasse.



Il serait prématuré de vouloir tirer parti de cet ensemble de faits avant de savoir si des dispositions semblables ont été constatées en d'autres points de la bordure du bassin du lac de Neuchâtel ou de l'Aar, ce qui n'est pas le cas jusqu'ici, à notre connaissance. On peut invoquer pour l'établissement du niveau 2, correspondant à l'alluvionnement intermédiaire, toutes sortes d'accidents purement locaux. L'abaissement de 1 à 3 doit revêtir, par contre, un caractère général.

Remarquons cependant qu'une surélévation générale du Jorat entre 1 et 3 aurait abouti au même état de chose sans que 3 soit nécessairement dans ce cas plus bas que 1.

Au-dessus de la zone encore occupée par l'erratique, il arrive que les têtes de ravin entaillent la roche. Que tirer de cette observation, si ce n'est que l'invasion glaciaire, en dérangeant si peu que ce soit le relief préexistant, a modifié l'emplacement du haut des cours d'eau. *Les têtes des cours d'eau n'occupent donc pas dans le Jorat leurs cours antérieurs au Würm*, ce n'est qu'un peu en aval seulement que les vallées sont réoccupées, soit à la suite d'un comblement imparfait ayant réamorcé l'érosion, soit par un second creusement régressif guidé depuis le bas par la moindre résistance du remplissage. Et de ces deux hypothèses, peut-être concomitantes, il est peu probable que nous sachions jamais laquelle préférer à l'autre.

Dans quelle mesure peut-on préciser l'âge respectif de ces *vallées juxtaposées*? Nous avons vu à plusieurs reprises que

la moraine würmienne subsiste encore par place sur les versants et qu'elle recouvre le fluvioglaciaire Riss-Würm occupant lui-même les vallées. Celles-ci étaient donc creusées lorsque le glacier rissien abandonna le Jorat. Est-il indispensable pour conjecturer de leur âge anté-rissien d'exiger la découverte de moraine rissienne sous ces alluvions? A moins d'admettre le ruissellement Riss-Würm creusant ces ravins pour les alluvionner ensuite, ce qui sous-entend un changement positif considérable et inattendu du niveau de base au cours d'un interglaciaire, il faut bien convenir que les matériaux du glacier rissien ont été alluvionnés, consécutivement à son retrait, dans des dépressions déjà existantes, et l'on ne saurait faire état de l'absence aléatoire de moraine de fond. Donc à moins de la possibilité d'un creusement sous-glaciaire, on est conduit à cette conclusion que ces vallées primitives sont l'œuvre de l'érosion interglaciaire *Mindel-Riss*, c'est-à-dire antérieures aux glaciations dont l'existence est prouvée par les apports morainiques.

4. ORIENTATION DES LIGNES TOPOGRAPHIQUES ET ACTION GLACIAIRE.

Un problème important est posé par l'orientation générale des lignes topographiques signalées plus haut et par celle des *drumlins*.

Ces deux données sont-elles d'égale signification? La direction fournie par les drumlins, une fois admise leur existence, ne saurait prêter à discussion. L'action érosive glaciaire, par contre, en s'exerçant sur un plateau, peut-elle y creuser des fossés, mettre en évidence des crêtes parallèles entre eux, dont la direction soit la sienne propre?

En abordant la question des buttes moutonnées et des drumlins, nous n'avons pas admis la ciselure en long des mamelons quelconques. Nous ne pourrions l'admettre davantage pour des fossés. Le glacier rencontrant des ravins ou des dépressions préexistantes, sera, au moins en partie, contraint de s'écouler par eux. Néanmoins on ne peut prétendre de prime abord voir dans leur direction celle-là même de la totalité du glacier. Il en résulte que l'indication fournie par les drumlins est de valeur supérieure à celle des alignements topographiques.

C'est ici le lieu de faire intervenir les hypothèses de Rütimyer (8), puis de M. Lugeon (11), montrant un Rhône et une Drance de Savoie pliocènes s'écoulant au N dans le bassin du Rhin. Ceci permet, une fois admis, de supposer l'existence de tout un réseau hydrographique parallèlement orienté,

créant une topographie conductrice pour les glaciations quaternaires, et dont les gradins et coteaux actuels sont les reliques.

L'apport principal de glace, lors des invasions, débouchait de la vallée du Rhône valaisan. Il en est résulté cette opinion générale que le flux glaciaire s'avancait essentiellement en prolongement de la vallée, suivant la ligne Villeneuve-Jorat-Chasseron, opinion concrétisée entre autres par la carte de A. Jaccard (10) et appuyée par l'altitude maximale des moraines rhodaniennes au Chasseron. Cette idée, inspirée de l'analogie avec un jet liquide, ne résiste pas à la critique. On ne saurait en effet, dans l'écoulement glaciaire, faire intervenir l'énergie cinétique, puisque si la masse est considérable, la vitesse, facteur prédominant, est extrêmement réduite. La masse glaciaire est sollicitée en premier chef par le relief du lit et la direction des versants, l'afflux en est déterminé par la pente et la poussée postérieure, il ne peut être question d'élan.

Les invasions glaciaires se sont donc pliées docilement au relief antérieur, suivant la ligne de plus grande pente. Ce relief et cette pente, les hypothèses précitées et nos propres observations nous autorisent à les admettre orientés au N. Cette direction, favorisée par le vide existant sur la droite en bordure des Préalpes, a donc été celle du cheminement principal sur la région joratienne, ce qui, du reste, ne mettait pas obstacle à l'accumulation de masses dérivées contre le Jura ou à leur fuite au S-W. Et c'est aussi la même direction, et non celle de Villeneuve-Chasseron, que nous indiquent les drumlins.

On le voit, en optant de la sorte, il faut admettre la prédominance de l'érosion fluviale anté- ou interglaciaire, et même contemporaine dans le cas de ravinements sous-glaciaires, sur l'érosion du glacier proprement dite. Nous rejoignons en cela de nombreuses observations poursuivies bien ailleurs actuellement, et qui tendent à le démontrer.

* * *

Il subsiste certes dans le relief du Jorat lui-même de nombreux hiéroglyphes dont il faut se borner à constater l'existence sans en posséder la clef. De nombreuses questions surgissent, appelant des recherches plus étendues. A quelle époque la dépression lémanique a-t-elle contraint l'éventail glaciaire à diriger en partie son flux à l'W, le divisant en deux branches tranchées par l'éperon du Pélerin? Faut-il admettre que par la suite le glacier dirigé entièrement au S du Pélerin, soit par approfondissement de la dépression, soit par diminution de l'épaisseur des glaces, a débordé encore par-dessus le Jorat,

ce débordement reprenant la direction N ou N-E des assauts précédents? Un des aspects de la dernière régression n'est-il pas un glacier insuffisant à franchir le Jorat, n'y envoyant plus que ses eaux de bordure, et qui, s'amoindrissant encore par la suite, ramenant à lui ses eaux et celles du versant rhodanien, s'allongeait encore beaucoup plus loin dans la direction de Genève? Il n'est pas exclu que les nombreux blocs erratiques de Vernand ne relèvent d'une telle origine, n'étant que les dépôts marginaux d'un glacier semblable ou d'un lobe débordant, alors que la région joratienne était entièrement dégagée. Une dernière réoccupation ne dépassant pas cette amplitude ne peut-elle fort bien avoir eu lieu? Auquel cas la moraine supérieure du Jorat n'aurait plus rien de commun avec cette dernière glaciation.

Cette étude, on le constate, pose plus de questions qu'elle n'en résout, ce à quoi l'exiguité du territoire auquel elle s'applique la conduisait fatalement. Si l'on est trop souvent tenté, en glaciologie quaternaire, de retourner la proposition de Buffon: «observer les faits pour qu'ils nous donnent des idées», il n'en reste pas moins qu'un malheureux aspect de cette discipline c'est que de pauvres faits — d'ambiguës et minimes particularités locales — y suggèrent trop d'idées.

CHAPITRE II

Lithologie des sédiments

Parmi les nombreux cas de nomenclature abusive ou erronée de roches sédimentaires, le terme de *molasse* occupe une place de premier rang. On désigne couramment par là non seulement les *grès feldspathiques à ciment calcaire* (22, p. 166) répondant en propre à cette définition, mais aussi l'ensemble des sédiments tertiaires du bassin périalpin, allant des grès de toutes sortes aux marnes, des marnes aux argiles et de celles-ci aux calcaires avec une foule de variétés intermédiaires. Certes la molasse *sensu stricto* domine dans cette formation, mais l'emploi trop généralisé de ce vocable ajoute encore à l'idée d'uniformité qu'on se fait généralement de ce faciès.

Au contraire, la distinction des diverses variétés lithologiques permet d'aborder l'analyse de la sédimentation de ce bassin, si monotone de prime abord, et d'en reconstituer dans une certaine mesure la paléogéographie. Pour peu qu'on s'y

attache d'une manière suivie, l'étude micrographique des molasses et du cortège des roches intercalées apparaît féconde, et dans cet ensemble dépourvu de fossiles caractéristiques, elle sera sans doute la clef de la stratigraphie.

Dans sa magistrale étude des roches sédimentaires siliceuses de France, L. Cayeux (22) a décrit plusieurs exemples de molasses de Suisse française. On lui doit d'avoir fixé les caractères synthétiques de cette roche et défini son entité pétrographique. Les jalons ainsi posés nous ont été fort précieux au cours des recherches que nous avons poursuivies sur ce sujet. Ces recherches, notre intention n'est pas d'en donner ici le total. D'ailleurs, tout en attendant beaucoup, ne faisons-nous qu'y débiter, sans avoir réussi jusqu'à présent à surmonter toutes les difficultés techniques que pose une telle étude. Aussi bien nous limiterons-nous pour l'instant à fixer et définir un nombre restreint de types principaux choisis dans l'ensemble des sédiments et nous ramènerons à eux toutes les variétés. Ce faisant, nous ne débordons ni du cadre du territoire étudié, ni du caractère avant tout géologique de ces recherches. On voudra bien ne point voir dans cet essai une classification définitive; il est fort probable, en effet, que des travaux plus étendus amèneront à créer d'autres termes.

Le classement que nous avons adopté présente les défauts inhérents aux coupures arbitrairement établies dans toute série dont les éléments de distinction varient progressivement. Les types décrits ont été rangés dans l'ordre d'accroissement des dimensions des éléments détritiques essentiels, c'est-à-dire les quartz et les feldspaths. Etant donné que la granulation est, généralement, fine au bas de la formation, pour croître ensuite dans les sédiments plus jeunes, cette description débutera par les types du Chattien et de l'Aquitainien pour se terminer par ceux du Burdigalien, sans pour cela que leur ordre soit strictement chronologique. Du reste les références d'origine données dans chaque cas permettront de replacer ces divers types dans la série stratigraphique décrite au chapitre suivant. Ajoutons qu'outre les types les plus représentatifs, nous avons donné la description de quelques variétés particulières, spécialement significative pour l'histoire de la sédimentation.

Nous avons introduit le terme de *macigno*, inusité jusqu'ici dans le bassin miocène suisse¹, pour désigner des grès feldspathiques calcaréo-argileux, d'une grande fréquence, répon-

¹ H. Schardt et A. Favre ont employé ce terme autrefois, mais dans un sens différent, pour désigner les grès du Flysch.

dant à la définition qu'en a donnée L. Cayeux (22, p. 169).

Quant aux conclusions de cette étude, elles s'intègrent dans celles de la stratigraphie auxquelles nous les avons réunies dans le dernier chapitre.

1^{er} TYPE: CALCAIRE ARGILEUX.

Origine: La Chamberonne, sous Les Vaux (voir coupe 2).

Aquitaniens. $\text{CaCO}_3 = 98\%$.

Ce type de sédiment est localisé dans le Chattien et la base de l'Aquitaniens. Son importance rapportée à l'ensemble des sédiments est extrêmement faible. C'est un calcaire gris-brun ou rosé, en couches de quelques centimètres de puissance, terminant à la partie supérieure les complexes argilo-marneux.

La pâte de la roche est des plus homogène et présente une grande ténacité. Des ponctuations de calcite claire trahissent à la loupe la présence d'organismes. De fines zébrures plus ou moins foncées parcourent la roche sans entrecroisement et parallèlement à la surface. La couche dont relève l'échantillon décrit est très étendue, ondulée dans son ensemble et les zébrures participent à cette ondulation, il ne s'agit donc pas ici de ripple-marks; de plus, les surfaces limites de la couche sont lustrées et striées. Il semble donc que cette roche, de nature lithologique si particulière dans ce milieu gréseux, ait subi un effort de compression postérieurement à la consolidation ou au cours de celle-ci.

Au microscope, la pâte de ce calcaire apparaît extrêmement fine, coupée par de nombreuses et minces traînées ondulantes de substance grise qui n'est autre que de l'argile, à défaut de toute matière organique. D'ailleurs des particules argileuses souillent uniformément la pâte, lui donnant un aspect général grisâtre.

Les *tiges et oogones de Chara* sont fréquentes et se présentent sous forme de sections étoilées presque toujours dépourvues de leurs tubes corticaux. Cette décortication très générale semble indiquer un flottage prolongé de ces algues.

Les seuls témoins de la faune sont de nombreux *Ostracodes* à test mince. Les individus sont d'ordinaire entiers, rarement écrasés. Pourtant de fréquents débris de carapace sont répartis dans toutes les préparations sur le fond grisâtre desquelles ils dessinent de fines lignes blanches.

L'intérieur des tiges de *Chara* et des carapaces d'*Ostracodes* est rempli de calcite claire, largement cristallisée, dépourvue des impuretés de la pâte. Le fait que ces organismes n'ont

pas été écrasés par la sédimentation rapide des grès superposés indique un remplissage secondaire et une consolidation rapidement effectués.

Ces calcaires, localisés à l'W du bassin, correspondent à des dépôts particulièrement tranquilles d'eau douce ou lagunaire chargée de carbonate de chaux, hors d'atteinte de la sédimentation détritique se poursuivant à l'E. Ces phases d'arrêt quasi total de l'apport détritique, extrêmement rares dans l'histoire sédimentaire du bassin, ont deux causes essentielles: le comblement presque achevé des fosses de sédimentation, antérieur à une brusque rupture d'équilibre réamorçant l'acheminement des matériaux grossiers, d'autre part une grande distance des embouchures fluviales, ou tout au moins de la partie rapide des cours d'eau. Dès l'Aquitaniens inférieur, on ne constate plus de ralentissements aussi accentués de la sédimentation.

2^{me} TYPE: VASE ARGILO-CALCAIRE BIGARRÉE (MARNE)

Origine: La Petite-Chamberonne (v. coupe 7).

Aquitaniens. $\text{CaCO}_3 = 24\%$.

Par son aspect extérieur, cette vase consolidée de composition essentiellement argileuse et calcaire diffère passablement du calcaire argileux précédent. Elle est beaucoup plus fréquente que ce dernier et termine le plus ordinairement les complexes argilo-marneux de l'Aquitaniens surtout vers la base de l'étage. Dans les affleurements où elle forme couche imperméable, elle est le plus souvent gorgée d'eau d'imbibition. Son aspect est alors tout à fait celui d'une marne. La teneur fort élevée, quoique très variable, en matière argileuse, l'impossibilité de recourir sans cesse à l'analyse microscopique par suite des difficultés inhérentes à la préparation de sections minces de roches si peu cohérentes, et surtout la multitude des variétés, nous ont conduit à désigner très souvent les roches de ce type par le terme courant de *marne*.

Cette roche est d'aspect schisteux, disposition dont l'origine tient à la proportion variable du liant calcaire et aussi à la présence de fines bandes essentiellement argileuses. Ce dernier caractère est aisément reconnaissable à ceci qu'un fragment de la roche salit les doigts, ce qui ne se produit jamais avec le type précédent.

Aucun organisme n'apparaît dans cette vase et nous avons acquis, par un échantillonnage abondant, la certitude qu'elle doit en être ordinairement dépourvue. Le fond de la roche n'est plus une pâte, mais une série de grains de calcite enclo-

sant entre eux de la matière argileuse grise. Les grains de calcite sont clairs et exempts d'impuretés; ils ont relégué ces dernières sur leur pourtour, indiquant par là que leur développement est postérieur au dépôt. L'ensemble est ainsi un mélange uniforme et constant, une boue consolidée par la recristallisation de la calcite, avec substance argileuse prédominante.

Certaines de ces vases renferment de la substance sapropélique disséminée, d'où l'on doit conclure, malgré l'absence d'organisme, à l'existence de matière organique, à tout le moins végétale, dans le milieu régénérateur.

La bigarrure : Cette roche est bigarrée, et ce phénomène est si fréquent dans les séries chattiennes et aquitaniennes qu'il convient de le décrire une fois pour toutes. L'aspect bigarré, ou bariolé, est dû au voisinage dans la roche de plages ou zones de teintes diverses, généralement deux pour un même sédiment, qui sont d'une part le gris plus ou moins bleuâtre, de l'autre le brun-jaunâtre, rougeâtre ou violacé. Ces plages ne sont pas limitées par les plans de stratification, mais se montrent au contraire toujours indépendantes de ces derniers.

Il est remarquable que plus le sédiment bigarré est fin, plus aussi les teintes y sont accentuées. La coloration des argiles bigarrées est intense, elle s'atténue dans les marno-grès et les grès fins et disparaît à partir des grès moyens. Dans les formations contenant des argiles rouges ou brun-rouge, on retrouve la même tonalité dans les bigarrures. Ainsi les plages rouges des bigarrures et le rouge des argiles du Chattien sont d'une teinte violacée, ce sont les *argiles lie-de-vin* de la région de la Venoge ou de la Morge, tandis que le rouge de l'Aquitainien se rapproche de la teinte brique.

Les grès burdigaliens, plus rarement ceux de l'Aquitainien, renferment de nombreux fragments ligniteux à pyrites plus ou moins décomposées. Cette décomposition engendre autour du fragment, par diffusion de l'oxyde de fer, une auréole dégradée de teinte rouille. C'est d'un processus semblable, pensons-nous, que résulte la bigarrure, et les plages grises ou gris-bleu représentent les zones de teinte originelle non atteintes par la diffusion des hydroxydes. Cette teinte de fond demeure constante dans les bigarrures violentes où seule la couleur des hydroxydes est accentuée.

Il semble donc que la diffusion se soit plus largement effectuée dans les sédiments à granulation grossière. De fait, il est des grès à gros éléments de teinte gris-jaune moins fréquente que le gris ou le gris-verdâtre habituel, dans lesquels la substance colorante atteint à une répartition uniforme.

D'autre part, la proportion de matière organique (feuilles) renfermée devait être plus élevée dans les sédiments fins, argiles ou marno-grès correspondant à une durée de dépôt supérieure, que dans les grès à gros éléments. Par suite, la concentration des hydroxydes y est plus forte.

Il n'est pas rare de rencontrer au microscope, dans les sédiments fins du type des vases, au centre des plages rougeâtres, de fines taches annulaires fortement colorées qui sont des sections de concentrations sphéroïdales d'hydroxydes pouvant faire croire à la présence de tiges ou d'organismes tubulaires.

3^e TYPE: ARGILE NOIRE.

Origine: La Mèbre, au Bouzinet (v. coupe 12).

Aquitaniens. $\text{CaCO}_3 = 18\%$.

Nous rangerons ici les argiles puisque dans l'ordre de stratification des complexes grés-marneux elles sont subordonnées aux sédiments précédents. D'autre part, alors que les éléments détritiques bien caractérisés n'apparaissent pas dans ces derniers, les argiles étudiées en présentent les premiers indices sous forme de paillettes de muscovite très réduites.

Les argiles noires, bien moins fréquentes que les autres argiles versicolores, leur sont généralement superposées et il est assez rare de trouver au sommet d'un même complexe argilo-marneux une récurrence du faciès argileux habituel sur une argile noire. La puissance des bandes argileuses noires n'excède pas d'ordinaire une dizaine de centimètres.

Le microscope y décèle de nombreuses paillettes de dimensions réduites à 0,05 mm. en moyenne qui sont surtout de la muscovite, rarement de la chlorite ou d'autres phyllites. Ces paillettes brillantes s'aperçoivent du reste à l'œil nu sous un éclairage approprié. Le fond de la roche est de la kaolinite en lamelles subrectangulaires de très petite taille mêlée à une substance grise abondante, d'aspect colloïdal, contenant sans doute d'autres éléments argileux amorphes que le microscope ne permet pas d'identifier, alliés à des particules limoneuses d'origine détritique extrêmement ténues.

On découvre aussi de fréquents corpuscules d'aspect ligneux, sans trace de fossiles végétaux, et cette argile dégage souvent une odeur sapropélique. Quelle est l'origine de cette matière organique? Seraient-ce les mêmes feuilles qu'on retrouve si fréquemment enrobées dans les grès qui, au cours d'une sédimentation beaucoup moins rapide, se seraient entièrement décomposées, ou faut-il y voir l'indice de l'envahisse-

ment par une faune planctonique d'eaux clarifiées à certaines périodes de sédimentation calme? L'analogie avec certains débris ligniteux des grès à gisements de feuilles semble favoriser la première hypothèse, tandis que l'absence totale d'organismes infirme la seconde.

4^e TYPE: ARGILE ROUGE.

Origine: La Mèbre, au Bouzinet (v. coupe 12).

Aquitaniens. $\text{CaCO}_3 = 3\%$.

Ce type d'argile est beaucoup mieux représenté que le précédent. Il n'abonde pas cependant, et reste localisé à la partie supérieure des complexes argileux. Il n'est pas rare pourtant, et c'est là une chose fort curieuse, d'observer de minces intercalations lenticulaires d'argile rouge dans des bancs de grès, correspondant à des périodes d'arrêt de dépôt des éléments gréseux et de leur ciment calcaire.

La teinte de ces argiles, nous l'avons dit, est en liaison avec celle des taches rouges des argiles et marnes bigarrées. Par continuité, on est amené à faire remonter l'origine de cette coloration à du fer organique provenant essentiellement de feuilles ou d'autres substances végétales ligneuses qui jouent un si grand rôle dans la molasse. Fossilisées dans les grès par suite du dépôt rapide de ceux-ci, elles étaient, dans le cas des argiles, entièrement décomposées et non fossilisées lors d'une sédimentation extrêmement lente.

L'apparence microscopique de cette argile est tout à fait analogue à celle de l'argile noire, à ceci près que les corpuscules ligniteux sont absents et que les hydroxydes de fer colorent encore vivement les préparations.

De toutes les variétés pétrographiques du bassin, celle-ci est la plus dépourvue de carbonate de chaux. Nul doute que cette absence de ciment calcaire ait contribué à accélérer et à compléter les transformations de la substance organique incluse.

D'autres types d'argiles versicolores, jaunes, bleuâtres, grises ou bigarrées existent encore. A la teinte près, ils sont analogues à ceux que nous venons de décrire, aussi ne nous y attarderons-nous pas. Dans l'ordre des dépôts, ces argiles sont le plus souvent subordonnées aux précédentes, et les particules détritiques tendent à y augmenter de taille. Elles sont, d'ailleurs, beaucoup plus fréquentes et en couches plus épaisses. Elles rentrent pour la plupart dans la catégorie des argiles maigres.

La teneur en CaCO_3 est des plus variables et à toutes ces argiles correspondent des types respectifs d'argilo-marnes et de marnes.

Toutes ces argiles sont localisées dans les étages inférieurs: le Burdigalien en est entièrement dépourvu dans notre région.

5^e TYPE: CALCAIRE ARGILO-GRÉSEUX BIGARRÉ.

Origine: La Mèbre (v. coupe 8).

Aquitanien. $\text{CaCO}_3 = 51\%$.

Ce type est extrêmement répandu dans l'Aquitanien où il forme des bancs épais. Il est placé dans les complexes grésomarneux, le plus ordinairement, au-dessus des grès fins dont on ne le distingue d'ailleurs qu'au microscope. Il est toujours bigarré, de teintes assez vives, gris et jaune ou bleu et brun, d'un aspect un peu terne dû à l'argile, résistant à la cassure, homogène et compact. De larges lames de mica blanc sont visibles à l'œil nu dans la masse. A la loupe, la granulation due aux éléments détritiques apparaît déjà sans qu'on puisse nettement déterminer les éléments.

La majeure partie de la roche est une gangue calcaire largement cristallisée, englobant de la matière argileuse entre les grains de calcite. Dans ce ciment primordial, de nombreux éléments détritiques sont clairsemés. Ce sont avant tout des quartz subanguleux, d'une taille allant de 0,02 à 0,15 mm., et des feldspaths altérés parmi lesquels domine l'orthose. La muscovite est fréquente, en lames d'une taille supérieure à celle des autres éléments. On y distingue aussi de minces fragments de calcaires grenus. A part une ou deux tourmalines à angles émoussés, on ne constate l'existence d'aucun minéral particulier ou dense, ni d'aucune espèce d'organisme.

C'est là le dépôt d'une eau riche en carbonate de chaux, à sédimentation détritique ralentie.

6^e TYPE: GRÈS (MACIGNO) TRÈS FIN ARGILO-CALCAIRE BIGARRÉ.

Origine: La Mèbre (v. coupe 8).

Aquitanien. $\text{CaCO}_3 = 18\%$.

Il diffère à peine du type précédent par l'aspect extérieur et il est aussi extrêmement répandu, formant des bancs épais, situés à la partie supérieure ou médiane des complexes grésomarneux. Il s'en distingue aisément cependant, par sa cohésion plus faible provenant de la présence d'argile et de l'abondance moindre du ciment. A l'œil nu, il présente l'aspect granulé sans que les grains s'individualisent bien nettement.

Les quartz sont de tailles très diverses, des plus minces fragments jusqu'à 0,1 mm., et sont en moyenne plus arron-

dis que dans la généralité des grès. Les autres minéraux constituants sont des feldspaths divers toujours altérés, dont il ne subsiste souvent qu'une trame emplie de matières phylliteuses. Certains de ces éléments se noient entièrement dans le ciment, et leur forme première ne se distingue plus. Il est certain qu'une foule de petits feldspaths ont été englobés de la sorte après entière transformation en phyllites, en agrégats quartzeux ou granules de calcite. Des lamelles de muscovite, beaucoup plus grandes que les autres éléments, sont tordues entre les grains détritiques.

Le ciment est composé de calcite grenue, à laquelle se mêle une notable quantité d'argile uniformément répartie, entourant les grains ou enclose à leur intérieur. Quelques fragments de substance ligniteuse opaque ou translucide, dont les contours s'évanouissent dans le ciment, ont été partiellement dissous et leur matière brunâtre s'est dispersée dans la roche au hasard des interstices. Elle donne lieu ainsi à des taches plus ou moins foncées, de l'ensemble desquelles naît la bigarrure. On note déjà dans ces grès fins la présence de minéraux lourds fragmentaires, tourmaline, zircon, magnétite, etc.

Le caractère le plus saillant de cette roche est l'hétérogénéité des éléments jointe à la multiplicité des tailles, ne témoignant d'aucun classement par la vitesse de chute, comme c'est ordinairement le cas dans les molasses où les éléments détritiques appartiennent pour la plupart à un certain ordre granulométrique dépendant de la distance à la côte. Ce mélange suggère l'idée d'un dépôt en eaux calmes et peu profondes après décantation des parties sableuses grossières et au voisinage du bord opposé du bassin, obstacle à la dispersion des particules les plus fines. Il ne doit donc pas, à ces bancs gréseux, correspondre de formation argileuse au large.

Ce type et le suivant, qui sont tous deux des grès calcaires à forte teneur d'argile, répondent donc à la définition des *macignos* auxquels il convient de rapporter une part importante des sédiments du bassin oligocène. Au cours de la description de ces derniers, nous avons fréquemment usé de ce terme pour désigner de tels grès. D'autre part, pour indiquer leur caractère de transition continue entre les grès et les marnes des complexes sédimentaires, nous avons employé, pour certaines de leurs variétés, les termes de *grès marneux* ou *marno-grès*.

7^e TYPE: GRÈS (MACIGNO) FIN CALCARÉO-ARGILEUX BIGARRÉ.

Origine: La Mèbre (voir coupe 9).
Aquitanién marin. $\text{CaCO}_3 = 25\%$.

La structure macroscopique, confuse dans les types précédents, apparaît clairement et les éléments de la roche sont déterminables à l'œil nu. La teinte générale est grise, mais à y regarder de près, la bigarrure est encore nette malgré l'effacement des couleurs plus avancé que dans les sédiments fins déjà décrits.

Les éléments sont de tailles bien mélangées, atteignant pour les quartz jusqu'à 0,3 mm., avec une moyenne de 0,1 mm. Les contours des minéraux essentiels, quartz et feldspaths, sont les plus arrondis de tous les grès étudiés. Les feldspaths, à macles polysynthétiques serrées, sont surtout basiques et plus altérés que dans les sédiments précédents. Quelques grains de quartz sont associés par groupe de deux ou trois et montrent un accroissement secondaire. La décomposition étant moindre, les phyllites sont peu représentées, ce sont surtout des chlorites et de la muscovite toujours en grandes lamelles.

La gangue de calcite grenue est chargée en matière argileuse, passablement moins toutefois que dans le type précédent. Les fragments ligniteux sont rares et leurs contours nets. Leur substance n'a presque pas envahi la roche. Nous avons découvert dans ce grès un foraminifère (*Rosalina*) qui n'est pas remanié mais partiellement brisé, et deux ou trois autres fragments paraissant appartenir au même genre. En outre, quelques grains de glauconie sont disséminés dans la roche.

Cette roche est donc aussi un vrai *macigno*, plus grossier et plus calcaire que le précédent, dont il se distingue à première vue par sa structure plus grenue et sa cohésion plus élevée. Sa consolidation paraît avoir été plus rapide. Il est à remarquer que sa calcarité est faible comparativement à la majorité des dépôts du bassin et que pourtant on y trouve des foraminifères ne présentant pas trace de dissolution. Cette constatation controuve l'hypothèse souvent admise de la dissolution des fossiles dans la molasse postérieurement à la fossilisation. Si tel était le cas, en effet, ces organismes ténus, dans une roche peu calcaire, auraient été détruits en premier lieu.

8^e TYPE: GRÈS LIGNITIFÈRE.

Origine: Rogény près Assens (v. coupe 16).

Aquitanién. $\text{CaCO}_3 = 37\%$.

Il représente un faciès particulier des grès moyens ou fins, assez répandu dans le Chattien et l'Aquitanién, où il ne constitue jamais des masses importantes. C'est à prime abord un grès d'une teinte bistre sombre ou quelquefois bleutée, plaqueté, dont la schistosité est déterminée par des empreintes charbonneuses de feuilles disposées en lits. A la surface des plaquettes apparaissent toujours de nombreux débris végétaux noirâtres.

La composition est celle d'une molasse moyenne ordinaire, pauvre en feldspaths. C'est la gangue qui domine, englobant de fins fragments ordinaires de roches calcaires et une assez forte proportion de substance argileuse. Uniformément répartis dans la roche, on distingue de nombreux fragments de matière ligniteuse, entièrement opaques, noirs en lumière réfléchie, de dimension fort variable allant de la fine ponctuation à la taille moyenne des minéraux détritiques. Cette substance organique a circulé dans la roche, s'insinuant entre les grains dont elle souligne les contours, pénétrant jusqu'aux clivages des feldspaths, la gangue en est entièrement imprégnée.

La proportion élevée d'éléments détritiques volumineux ne permet pas de supposer que le dépôt se soit effectué dans des zones marécageuses. Il semble que les substances organiques décomposées ou le sapropèle n'y aient pas pris part et que toute la matière charbonneuse soit d'origine ligneuse. En somme ce n'est là qu'une variété des dépôts à feuilles caduques si fréquents dans la molasse. Ici la proportion de ces dernières est particulièrement élevée; elles ont subi en outre une fragmentation dont la cause mécanique nous échappe, et qui n'est peut-être que la trituration par les vagues au cours de la décomposition.

9^e TYPE:

GRÈS («MOLASSE GRISE») AQUITANIEN A GROS ÉLÉMENTS.

Origine: La Mèbre (v. coupe 8).

 $\text{CaCO}_3 = 22\%$.

Le faciès lithologique représenté par ce type est le plus répandu dans la série communément désignée par le terme de *Molasse grise de Lausanne*, c'est-à-dire l'Aquitanién. C'est un grès homogène gris-clair, sableux, friable au toucher, qui forme à lui seul d'imposantes assises. Le fond de la roche est blanchâtre, piqueté de nombreuses granulations sombres qui sont

surtout des éléments calcaires et des chlorites foncés dont l'ensemble donne le ton caractéristique de la formation.

L'examen microscopique y révèle une foule d'éléments divers dont la détermination ne peut toujours être menée à chef. Le quartz en grains anguleux ou subarrondis domine avec une taille moyenne de 0,3 mm. Cette taille peut varier, d'ailleurs, sans que pour cela l'aspect de la roche se modifie sensiblement. D'ordinaire, la granulation est plus grossière à la base des bancs sans que la composition globale en soit modifiée, ainsi les quartz y atteignent-ils 0,65 mm. Des assemblages de deux ou trois grains de ce minéral ne sont pas rares; il arrive même qu'on y distingue un accroissement secondaire indiquant des quartzites originaux. Enfin les individus des agrégats quartzeux d'altération des plagioclases peuvent atteindre une taille comparable à celle des plus fins éléments détritiques.

Les feldspaths sont de toutes sortes et abondent, en moindre proportion que les quartz. Le microcline, en particulier, est bien représenté. Quelques-uns, en faible proportion et presque toujours de l'orthose, sont parfaitement clairs, mais pour la plus grande part, ils témoignent d'une altération plus ou moins avancée. Celle-ci se traduit avant tout par la formation d'agrégats quartzo-phylliteux, rarement par le développement d'inclusions de calcite dans les lamelles hémitropes des plagioclases. La phyllitisation se trahit au début par l'apparition dans les plans de clivage de fines ponctuations chatoyantes en lumière polarisée. A vrai dire, cette substance est parfois si ténue qu'elle reste constamment grise, analogue à de la matière argileuse, sans que le microscope permette d'en déceler l'état cristallin. C'est là le stade de début, après quoi l'altération se propage avec une préférence marquée pour g_1 , et les fines paillettes secondaires de muscovite, parfois de chlorite, s'individualisent mieux. Tous les degrés d'avancement existent, jusqu'au terme ultime qui est le remplacement total de l'individu primitif par des agglomérats de phyllites orientées en tous sens, auxquels se mêlent des granulations de calcite et des agrégats de granules quartzeux à orientations diverses rappelant les associations de certains quartzites fins. Le voisinage d'individus à altérations diversement avancées a conduit L. Cayeux (22) à admettre que la transformation n'a pu se produire *in situ* et qu'elle remonte à la roche-mère. Pour certains d'entre eux, cependant, qui sont entièrement transformés et partant très hétérogènes, il semble difficile d'admettre que le transport fluviatile et la sédimentation aient pu s'effectuer sans dissociation des agrégats de natures diverses; aussi peut-on ad-

mettre que le phénomène se poursuivait postérieurement au dépôt. Rien n'indique, d'ailleurs, que sa marche se continue parallèlement dans des éléments à divers stades d'avancement, et sans doute des feldspaths à quartzo-phyllitisation avancée lors de leur dépôt ont-ils pu continuer leur évolution au sein du sédiment sans pour cela que des éléments sains et compacts aient subi une altération comparable.

Les autres éléments constitutants ou accessoires de la roche sont variés. Ce sont des fragments arrondis de calcaires grenus, ferrugineux, siliceux, quelquefois des fragments d'oolithes, des micas détritiques surtout représentés par de la muscovite en grandes lamelles souvent tordues. La biotite est beaucoup plus rare, sans doute est-elle passée à l'état de chlorite. Cette dernière abonde, et c'est elle que plus d'un auteur avait en vue en parlant de molasse glauconieuse, sans songer que cette erreur de détermination classait un sédiment considéré comme limnal dans les dépôts marins. La glauconie, dans le grès aquitanien, est exceptionnelle, et nous n'avons réussi jusqu'ici, en dehors des cas de remaniement, à en déceler avec sûreté la présence qu'à deux niveaux seulement.

Les minéraux denses¹ sont de toutes sortes, bien que souvent difficiles à déterminer par suite de l'absence générale de formes géométriques, et dispersés de telle manière qu'on n'en peut saisir l'ordre de distribution. Ce sont: magnétite, grenats, tourmaline, rutil, épidote, zircon, hornblende, pyrite, sphène, d'autres encore. Ces minéraux se retrouvent toujours dans les molasses sitôt que la granulation de celles-ci devient un peu grossière, et tout ce qu'on en peut dire est que leur taille reste en relation avec celle des éléments du grès environnant.

Le ciment est toujours de la calcite grenue à l'exclusion de toute substance argileuse, et sa proportion est considérable. On ne peut distinguer d'éléments de calcite proprement détritique.

10^e TYPE: GRÈS (MOLASSE) BURDIGALIEN A ÉLÉMENTS CLASSÉS.

Origine: Ruisseau de Bérallaz (sur Montherond).

$$\text{CaCO}_3 = 52\%.$$

C'est le type dominant et le plus caractéristique parmi toutes

¹ Les recherches concernant cette catégorie de minéraux ont porté pour chacun des grès décrits ici à la fois sur le résidu de décalcification par HCl étendu et sur les plaques-minces. Ces minéraux se retrouvant de manière quasi constante dans toutes les molasses nous ne les avons pas cités dans chaque cas. Voir la liste générale et sa signification au paragraphe des roches-mères, p. 175.

les variétés de grès burdigalien, coquillier ou non. Il est assez dur, de grain homogène, et ne renferme pas de galets. De nombreux débris ligniteux disséminés et dont la substance a circulé dans les interstices, ont donné au gris de la roche une tonalité jaune-brunâtre chaude.

Ce grès forme des bancs épais et étendus, à granulation longuement persistante en hauteur. On y découvre certes des éléments de tailles diverses, mais une moyenne domine d'une certaine grandeur. Ainsi les quartz de l'échantillon mesurent en général 0,35 mm. Cette moyenne des tailles est elle aussi sujette à variation, et l'on a de la sorte des grès à éléments classés fins, moyens, ou gros.

Au microscope, ce type est un des plus beaux exemples de molasse qui se puisse voir. Des quartz subarrondis en individus simples ou quelquefois composés, des feldspaths de toutes sortes à tous les degrés possible d'altération, de nombreuses phyllites: muscovite, biotite, chlorites diverses, quelques grains de glauconie, des éléments calcaires détritiques, sont enrobés dans une gangue calcaire des plus pures, largement cristallisée, et très abondante, sans trace d'argile. Le cortège des minéraux denses se révèle d'une grande variété: magnétite, zircon, grenats, tourmaline, andalousite, etc.

Dans la succession idéale des dépôts à partir des embouchures, des conglomérats aux argiles et calcaires, ce grès se situe dans une zone de décantation bien déterminée, d'où le nom qui lui a été attribué. Il suppose un certain éloignement du rivage; il suppose aussi, à l'inverse du suivant, qu'aucun obstacle n'entravait le flottage des éléments plus fins vers le large.

11^e TYPE.

GRÈS (MOLASSE) BURDIGALIEN A ÉLÉMENTS NON-CLASSÉS.

Origine: Froideville (carrières).

$\text{CaCO}_3 = 53\%$.

C'est une molasse gris-foncé, plus dure que la précédente, de granulation très hétérogène à première vue, subconglomératique, dont les éléments caillouteux calcaires atteignent jusqu'à 8 mm. Les empreintes coquillières y sont soit en calcite secondaire, soit à l'état de simples moulages.

La principale caractéristique de ce grès est la grande variabilité de taille des éléments, allant pour le quartz du fragment le plus fin jusqu'à 0,7 mm. Les feldspaths, de même, sont de toutes grandeurs avec une proportion élevée des types acides et une altération en général moins avancée que dans la

roche précédente. Les autres minéraux détritiques, fragments de roches calcaires et minéraux accessoires ou lourds, ont aussi toutes les dimensions. De grandes lamelles de muscovite et fréquemment de biotite sont froissées entre les éléments.

La grande compacité de cette roche, outre l'abondance du ciment calcaire, tient à l'intime mélange des matériaux facilité par la diversité des tailles, tous les vides possibles étant entièrement comblés. Il est à remarquer, malgré les dimensions très réduites de certains fragments, que la matière argileuse proprement dite est tout à fait absente.

La glauconie est fréquente. De toutes les molasses étudiées c'est bien ce type qui en contient le plus; on en découvre toujours deux ou trois grains dans le champ du microscope. Elle se présente sous son aspect habituel en grains arrondis, ou encore elle tapisse les loges de Foraminifères brisés.

Nous concluons de la multiplicité des tailles de ces éléments que cette roche, comme le type 6, s'est déposée dans un bassin restreint où un obstacle, qui ne doit être autre que la rive opposée aux embouchures, empêchait les éléments fins de flotter au large. La décantation préalable s'est donc bornée à la chute des plus gros cailloux. La présence des plus petits de ces derniers, intercalés dans des roches à granulation plus fine, est l'indice soit d'un rapprochement des embouchures, soit de l'existence de courants d'apport plus violents. Pourtant les matières limoneuses et argileuses ne se sont pas déposées. Sans doute les courants du bras de mer burdigalien les entraînaient-ils latéralement vers des zones élargies.

12^e TYPE: GRÈS CHLORITEUX A ÉLÉMENTS REMANIÉS.

Origine: Froideville (carrières).

Burdigalien. $\text{CaCO}_3 = 19\%$.

C'est une variété très particulière de grès burdigalien en bancs minces à stratification entrecroisée et même discordante, alternant avec des molasses du type 11. Il est de teinte vert foncé, très friable, et de grain homogène, opposant par ce dernier caractère un contraste marqué aux molasses dans lesquelles il s'intercale, dont les éléments sont toujours de taille très variable et non-classés.

Les quartz subarrondis forment le 1/5^e de la roche et mesurent en moyenne 0,15 mm. Les feldspaths sont parmi les plus décomposés qui se puissent voir et leurs éléments d'altération forment à eux seuls une partie essentielle du ciment. On trouve par-ci par-là un élément lourd, quelques grains de

glauconie, et surtout de la chlorite détritique en éléments assez volumineux et n'intéressant pas le ciment. C'est cette chlorite, et non pas la glauconie, bien insuffisante, qui donne à la roche sa teinte verte. Cette remarque est valable, d'ailleurs, pour tous les grès molassiques.

Des grains de calcite isolés dans la roche paraissent avoir été déplacés en cours de croissance. Ces grains sont purs, puis témoignent sur leur pourtour d'une seconde croissance englobant de fins corpuscules argileux, et passent périphériquement au ciment. Ce dernier est peu abondant, les éléments se touchent et l'on ne peut parler ici, comme nous l'avons vu pour la majorité des molasses, d'un ciment primordial. Il s'agit là plutôt d'un remplissage par circulation en cours de diagenèse. Quelques fragments ou sections endommagés de Globigérines y sont enrobés.

Cet ensemble de caractères nous conduit à considérer cette roche comme un grès secondaire, composé d'éléments remaniés ayant appartenu antérieurement à d'autres molasses sédimentées puis reprises par des courants sous-marins. Le second dépôt s'est effectué rapidement dans des points bas très localisés, lors des modifications de l'horizontalité du fond dont témoignent les discordances de stratification.

13^e TYPE: GRÈS-CALCAIRE COQUILLIER GROSSIER.

Origine: Aillérens sur Moudon.

Burdigalien. $\text{CaCO}_3 = 71\%$.

C'est un des sédiments les plus grossiers du Jorat, les éléments y atteignent une taille de 3 à 4 mm. Il contient de fines alternances de grès fin le recoupant en dalles.

Les éléments détritiques sont surtout de grands quartz (0,6 mm.) anguleux, et bien moins fréquemment de l'orthose, du microcline, des feldspaths tricliniques décomposés. Les micas sont presque totalement absents par suite de leur décantation moins rapide que celle des éléments gréseux grossiers. Le ciment de calcite est particulièrement pur.

De nombreuses sections de test coquillier sont remplacées par deux alignements d'éléments de calcite allongés partant des bords de la section et se rejoignant suivant une ligne médiane. Il arrive que la jonction ne se soit pas opérée, un vide subsiste alors entre les deux alignements cristallins, dont les éléments se terminent par des pointements.

Les débris d'organismes sont fréquents, ce sont des spicules, des foraminifères incomplets, surtout des Globigérines et des

fragments de Lithothamnies: dans ce milieu marin stable, la vie réapparaissait sous diverses formes. Les grains de glauconie sont abondants.

La calcarité de ces grès est renforcée, pour une part importante, par la présence de coquilles, sans que la proportion de ces dernières soit comparable à celle du type suivant. La grande taille des éléments détritiques paraît indiquer une corrélation entre leur dépôt et une poussée orogénique alpine.

14^e TYPE: CALCAIRE COQUILLIER GRÉSEUX (LUMACHELLE).

Origine: Cornier sur Moudon.

Burdigalien. $\text{CaCO}_3 = 86\%$.

Ce type représente un cas particulier, une concentration extraordinaire de débris coquilliers de lamellibranches dans un enrobement gréseux grossier à calcarité dominante, observable seulement dans la partie haute du Burdigalien, où il forme des bancs minces dans des grès calcaires à coquilles clairsemées.

Les sections microscopiques sont principalement occupées par des fragments de test recristallisés qui représentent l'élément constitutif de la roche. Les grains de calcite du ciment sont de toutes tailles et décroissent progressivement par place jusqu'à ne plus s'apercevoir. Dans les substitutions au test, par contre, les grains sont volumineux, très généralement maclés et clivés.

Les éléments détritiques gréseux sont cantonnés par plages entre les zones de calcite substituée au test. Les quartz sont grands (0,5 mm.), très anguleux, et les amas grenus sont fréquents. Les feldspaths, orthose, microcline, basiques, sont très décomposés, ces derniers surtout, jusqu'à en être totalement gris. D'autres, complètement minés, par plages microcristallines de quartz agglomérés mêlés à des phyllites, s'associent à de la matière argileuse et à de nombreux et fins éléments de calcite pour constituer le ciment. Celui-ci contient quelques débris de Foraminifères parmi lesquels nous avons pu reconnaître une Globigérine, et des fragments d'algues se rattachant aux Lithothamnies.

Il arrive que la pseudomorphose du test conserve des traces de la structure primitive, et les plans de division lamellaire se poursuivent à travers les différents grains de calcite sous forme de fines inclusions de matière pigmentaire de nature probablement organique. Ils dessinent des lignes incurvées parallèles, cloisonnées en cellules, correspondant à la couche lamelleuse des Lamellibranches.

De nombreux vides tapissés de cristaux de calcite subsistent entre les fragments enchevêtrés des coquilles. Cette roche, assurément, n'a pas subi de fortes pressions.

CHAPITRE III

Stratigraphie descriptive

INTRODUCTION

Voici, très brièvement résumé, l'état de nos connaissances chronologiques sur le tertiaire du plateau vaudois, plus particulièrement de la région de Lausanne, où les découvertes de faunes et flores ont été relativement abondantes.

Des trois termes classiques de la Molasse suisse: *Molasse d'eau douce inférieure*, *Molasse marine*, *Molasse d'eau douce supérieure*, seuls les deux premiers y sont représentés. Ils s'y présentent sous l'aspect de quatre formations principales toujours considérées par les auteurs comme se succédant sans transition :

1^o Sur le substratum crétacé et le Sidérolithique éocène une formation à faciès variable, probablement saumâtre, comprenant des grès, marnes et calcaires (*Molasse rouge*), pauvre en restes organiques. Elle affleure dans le bord de la Molasse subjurassienne peut-être contemporaine d'une partie de la Molasse subalpine (*Molasse rouge de Vevey et du Bouveret*).

2^o Une formation marno-gréseuse, à argiles et calcaires d'eau douce à *Chara*, *Planorbes* et *Limnées* et à *Helix* (*Plebecula*) *Ramondi*, BRGT. La molasse à *Potamides margaritaceus*, BROU. de St-Sulpice semble en occuper la base. Cette formation constitue une bonne partie des territoires de l'W du canton, dans les vallées de la Venoge et de l'Orbe.

Cette molasse à *H. Ramondi* a fourni à Rochette (*Molasse à lignites*) une belle faune de Vertébrés terrestres et d'eau douce (*Anthracotheirus valdense*, KOW., *A. minus*, CUV., *Trionyx valdensis*, *T. rochettiana*, PORTIS, *Emys lignitarium*, PORTIS, *E. Laharpi*, *E. Charpentieri*, PICT. et HUMBERT, etc.). Les gisements de plantes du Moulin Monod et de Rivaz, dans la Molasse chevauchante et conglomératique, se rattachent à cette formation, de même que, pour une part au moins, les *conglomérats du Pélerin*.

3^o La *Molasse grise de Lausanne* (ancien *Langhien* et *Lausannien* des géologues suisses) comprenant des grès, marnes et argiles, avec prédominance des épais bancs de grès gris. Elle a livré de nombreux débris de plantes terrestres et toute une faune de Mammifères terrestres et de Chéloniens (Tunnel et Borde).

Cette Molasse occupe toute la vallée inférieure du Flon lausannois, le territoire de la ville de Lausanne et les hauteurs du Signal et du Bois-de-Vaux.

4^o La Molasse marine faisant suite progressivement, a-t-il semblé, à la Molasse d'eau douce lausannienne. Elle est essentiellement gréseuse et l'on y trouve, avec encore de nombreux débris de plantes, des dents de *Squales* et des *Bivalves* marins. C'est la *Molasse du Mont et d'Épalinges* qui plus haut dans le Jorat contient des bancs de *grès coquilliers*.

Depéret (17) en 1893, puis Douxami (18) en 1896, ont attribué les formations 1 et 2 à l'Aquitanién (Oligocène), considérant la Molasse grise de Lausanne comme base du Burdigalien (Miocène inférieur), la Molasse marine à grès coquillier lui faisant suite dans ce même étage. Ces deux auteurs admettent la parfaite continuité des dépôts oligocènes d'eau douce et du Miocène marin.

Renevier (19) en 1897 a rangé toutes ces formations à la base du Miocène. Il considère comme aquitaniennes la Molasse rouge, la Molasse à lignites de la Paudèze (types limnaux) et la Molasse à *Pot. margaritaceus* de St-Sulpice (type estuarial). Au Burdigalien inférieur correspond la Molasse de Lausanne (t. limnal) et au Burdigalien supérieur la Molasse du Mont (t. estuarial). Les conglomérats de Lavaux (t. limnal) occupent les deux étages.

Plus récemment, les auteurs suisses alémaniques, considérant la transgression marine de la base du Miocène comme un trait stratigraphique de première importance, en ont fait la limite oligo-miocène¹, en rangeant d'autre part la Molasse à *Plebecula Ramondi* dans le Stampien supérieur (Chattien). On a de la sorte pour le tertiaire vaudois la classification du tableau de la page suivante.

Cette échelle a le mérite d'être mieux adaptée aux dispositions locales que les précédentes. Il importe simplement de ne pas considérer la transgression miocène dans la région comme strictement synchronique de celle du golfe rhodanien méridional.

¹ Voir à ce propos la mise au point de E. Baumberger (23).

Miocène inf.	Burdigalien (marin)		Mol. du Mont et d'Epalinges	
Oligocène sup. et moyen	Aquitanién (limnal)		Mol. grise de Lausanne	
	Stampien	Chattien (limnal et saumâtre)	Mol. à <i>Pl. Ramondi</i> et à lignites Mol. de St-Sulpice	Conglom. de Lavaux
		Rupélien (saumâtre ?)	Mol. rouge de Vevey-Bouveret	

C'est cette chronologie, du moins en ce qui concerne les termes apparents de son territoire, que W. Custer (15) a adoptée dans sa monographie détaillée. Par raison d'uniformité nous avons fait de même, ne disposant, quant à nous, d'aucun argument paléontologique propre à en modifier la disposition. On verra cependant que les conclusions de ce travail nous amènent à une répartition différente des faciès dans le temps.

A. Descriptions stratigraphiques régionales.

La stratigraphie du bassin molassique est malaisée à déchiffrer. Les raisons de cette difficulté résident essentiellement dans les rapides variations latérales de faciès entraînant l'absence totale d'horizons quelque peu constants, dans la carence de toute faune caractéristique, et dans la pauvreté des affleurements. La tâche du stratigraphe y est donc ardue, elle nécessite une patience que ne rebute point l'uniformité des affleurements et, plus encore, une assez longue habitude du faciès.

Les seuls affleurements de valeur sont ceux qu'une érosion récente a mis à jour sur les versants ou dans les thalwegs des ravins. Il en existe d'autres, certes, nombreux et disséminés à la surface du plateau, mais ceux-là n'ont pas grande signification. Ce sont toujours des grès très décomposés, en saillies ou talus, alors que les niveaux argileux ou marno-gréseux sont constamment dissimulés. A moins d'une carrière ou d'une tranchée profonde, on ne tire rien de ces apparitions isolées du sous-sol quant à l'ordre des superpositions.

Les versants des ravins, aux aspects pittoresques contrastant avec la monotonie du plateau, ne se prêtent pas toujours à de bonnes observations. Les grès, en effet, forment des pa-

rois lisses et continues qu'il est difficile d'aborder. Leur tapis de lichens et de mousses dissimule les rares fossiles qui pourraient y apparaître. Si le versant est moins raide, la végétation l'envahit, les produits de décomposition y demeurent et la roche est voilée. Fréquemment aussi, et c'est le cas général des ravins de l'Aquitaniens monoclinale, le versant opposé au pendage est écroulé. Les blocs de grès de l'écroulement se sont émoussés, jusqu'à disparaître entièrement; le versant adouci de la sorte est alors couvert d'une prairie ou d'une forêt. Aussi les seuls affleurements valables se trouvent-ils le plus ordinairement dans le thalweg ou sur ses abords immédiats. Il faut donc suivre celui-ci pas à pas pour ne point laisser inaperçu un des termes de la superposition stratigraphique. On comprendra qu'une description suivie de ces derniers, en les localisant au mieux chaque fois, ne puisse guère échapper à un caractère fastidieux.

Trop souvent des alluvionnements locaux viennent masquer une partie de la série qu'on cherche vainement à rétablir plus loin, à la réapparition de la roche, tant sont rapides les passages latéraux de faciès. Dans ces conditions, dont nous ne dissimulons pas la précarité, on arrive néanmoins à reconstituer d'une manière presque complète des séries stratigraphiques par ravin. Le pendage y étant favorable, nous avons cherché autant que possible à raccorder ces séries de ravin à ravin pour coordonner la stratigraphie de l'Aquitaniens. Il ne faut certes pas s'illusionner sur la signification de cette reconstitution. Elle n'est strictement valable que dans les zones mêmes où ses différents termes ont été relevés. Pourtant cette méthode est la seule qui conduise à une image à peu près fidèle de l'ensemble. Pour la Molasse miocène, épaisse masse uniformément gréseuse, à sédimentation désordonnée et tumultueuse, moins profondément entaillée par les cours d'eau, un travail semblable apparaît d'emblée irréalisable.

On voudra bien, pour les désignations lithologiques, se reporter au chapitre précédent. A moins de recourir dans chaque cas à l'examen microscopique, tâche considérable et hors des proportions de cette étude, nous avons employé de manière courante les termes usuels les plus appropriés: argiles, argilo-marnes, marnes argileuses, marno-grès et grès divers. Quant à la granulation de ces derniers, disons que l'expression *grès à gros éléments* signifiera que le diamètre moyen, estimé à l'œil nu ou à la loupe, des minéraux essentiels, quartz et feldspaths, est à peu près de 0,3 mm. Pour les grès fins ce diamètre est très approximativement de 0,1 mm. On compren-

dra sans plus les expressions : grès moyen, assez gros, grossier, etc.

Nous avons décrit les séries de bas en haut, c'est-à-dire en remontant les cours d'eau¹. Pour cette même raison, nous examinerons d'abord le versant rhodanien du Jorat, qui représente sur le territoire étudié les altitudes et les niveaux stratigraphiques les plus bas, pour continuer ensuite par le versant rhénan.

B. Le versant rhodanien.

Les quatre cours d'eau appartenant à ce versant, sur le territoire étudié, sont le ruisseau de Mex, la Grande et la Petite Chamberonne et la Mèbre, dans la partie supérieure de leurs cours seulement. Ils nous amènent aux cotes d'altitude les plus basses que nous ayons à envisager. C'est également dans leurs vallées que nous trouverons les points bas de l'épaisse série sédimentaire du Jorat. La recherche dans cette région est fructueuse, les ravins y étant profonds et abrupts, descendant du premier gradin chattien et aquitaniens de Cheseaux-Sullens, voisin de 600 m., pour gagner, sur un parcours de 3 à 4 km. seulement, les replats morainiques ou alluviaux de Renens-Prilly, proches de la cote 430.

Les deux Chamberonne, une bonne partie de la Mèbre, sinon le petit ruisseau de Mex, ont un cours subséquent, qui tranche obliquement les couches. Sur leurs versants, de longs affleurements dégagés permettront de remonter dans la série stratigraphique à l'allure même du thalweg. D'autre part, ces quatre entailles successives vont nous fournir quatre séries qui, projetées sur un plan commun suivant la direction du pendage, viendront se placer respectivement l'une au-dessus de l'autre dans l'échelle stratigraphique. Il y aura certes de grandes et inévitables lacunes dans ces raccordements de ravin à ravin. La série, toutefois, nous apparaîtra dans son ensemble comme une image assez fidèle et la plus approchée possible de la sédimentation aquitanienne. Ensuite, en parcourant la Mèbre depuis Cheseaux, c'est-à-dire depuis le coude qui transforme son cours subséquent en cours obséquent, nous passerons en revue la suite des affleurements jusqu'au grès burdigalien du Haut-Jorat. Et c'est effectivement une bonne partie de la série aquitanienne, avec ses prolongements chattien et burdigalien que nous aurons ainsi reconstituée, sur un territoire relative-

¹ Il va de soi que la rive droite se trouve, de la sorte, sur la gauche de l'observateur, et vice-versa.

ment restreint, grâce à l'heureuse disposition de ces ravins. C'est cette longue suite de sédiments que nous avons figurée aux pages 166-167, et nous y renverrons le lecteur pressé, peu disposé à parcourir avec nous la longue et forcément monotone description des affleurements.

1. LE RUISSEAU DE MEX.

Cours d'eau de faible importance, il occupe cependant un grand ravin dans le talus molassique dominant Mex, coupant le Bois-Bahud en direction ouest. En arrivant sur le replat de Mex, le ruisseau ne creuse pour ainsi dire plus de vallée. C'est donc seulement dans le flanc du gradin qu'il met en évidence de bons affleurements.

La partie inférieure de ce gradin a été étudiée par W. Custer (15, p. 65) qui signale ici un grès plus grossier que celui des assises sous-jacentes. Selon lui, c'est l'indice de l'approche des grès aquitaniens qu'il situe approximativement à 570 m. d'altitude, hors de la zone de ses observations. La question de la distinction des deux étages du miocène vaudois nous occupera plus loin. Nous nous contenterons pour l'instant de situer dans la partie supérieure du Chattien la série stratigraphique de ce ravin.

Le grès dont parle W. Custer est celui qu'on peut observer sur le chemin qui monte au point 541, à Piamont. Il est d'un grain moyen et homogène: écroulé à la partie inférieure, il semble occuper tout le bas du ravin. C'est d'un vieux pont de pierre bâti sur ce grès, à proximité d'un ancien moulin, que nous partirons.

En amont, le ruisseau court sur des argiles limoneuses, sapropéliques, à nombreux débris de plantes. Ces argiles n'appartiennent pas à la formation molassique. Leur dépôt remonte, nous semble-t-il, soit à l'ancienne écluse du moulin en ruines, soit à l'existence d'un petit lac lors de l'écroulement de la paroi de grès.

Après ce court intervalle réapparaît la roche en place sous forme d'argiles jaunâtres, avec intercalations de grès fins en dalles. Au coude que fait le ruisseau vers le S-E affleure un grès gris-noir, dur et fin, qui ne ressemble en rien aux grès plus sableux de la Molasse grise aquitanienne; il se débite en plaques ondulées ou concentriques. Sa puissance est de 1 m. environ; après quoi lui succède un grès moyen homogène, jaune-vert, épais de 2 m.

Quelques dizaines de mètres plus haut, on retrouve des grès

fins, foncés, gris-bleuâtre ou noirs, à traces de matière charbonneuse, alternant avec des argiles bleu-clair. Cet ensemble plonge de 15° au S-E. Puis le pendage, à quelques pas de là, passe au S avec 45°. Il y a donc là une petite dislocation locale perturbant la descente régulière et presque constante des couches vers le S-E.

On atteint enfin, toujours en suivant strictement le fond du ravin, une petite cascade déterminée par 2 m. de grès fin, gris-bleu, après lequel reprend une alternance de grès fins noirâtres et de marnes colorées, bleues ou jaune vif, sur une trentaine de mètres d'épaisseur. Cette épaisse série marno-gréseuse se termine dans le haut du ravin par des argiles jaunes.

Signalons ici, pour n'y pas revenir, que ce même gradin que nous venons d'examiner se poursuit au N, où il est entaillé par deux petits cours d'eau. Le premier, un mince ruisseau, descend en direction du village de Bournens; on y voit un peu de molasse marno-gréseuse ou argileuse. L'autre, la Molombaz, descendant de la plaine morainique de Boussens-Bioley, montre un seul affleurement de grès passablement calcaire. Rien ne s'oppose à ce que cette molasse soit considérée comme jalonnant le passage de la série chattienne vers le N.

2. LA GRANDE CHAMBERONNE.

C'est au confluent des deux Chamberonne qu'il nous appartient, pour des raisons cartographiques, de commencer notre description. Nous empièterons cependant quelque peu sur le territoire de la feuille topographique de Lausanne, dans le but de commencer l'examen de la série aquitanienne à son extrême base. C'est, en effet, à 500 m. en aval de ce confluent que doit se trouver, selon nous, la limite inférieure de cette série. Les motifs de cette détermination seront exposés dans le dernier chapitre de cette étude.

La Chamberonne, qui prend ici localement le nom de Sorge, ne présente pas dans toute la partie inférieure de son cours, c'est-à-dire du Léman jusqu'au voisinage de Crissier-Villars-Ste-Croix, un grand intérêt géologique. Elle serpente mollement dans un sol surtout morainique, dissimulant le socle rocheux, sans qu'aucune entaille profonde permette de se prononcer sur la nature de ce substratum. Au voisinage de Villars-Ste-Croix, le ravin commence. La rivière l'a scié dans un terrain plus dur, formant gradin dans le paysage. C'est là le premier contrefort du Jorat, le début de la grande masse gréseuse connue depuis longtemps sous le nom de *Molasse grise*

de Lausanne, dont la sédimentation, plus grossière dans l'ensemble, diffère essentiellement des couches à caractère avant tout marneux du Chattien.

Ces marnes et marno-grès chattiens, il faut en fixer le sommet quelque part, car plus haut nous rencontrerons sans cesse des marnes. Il est vrai que leurs caractères seront assez différents; d'autre part elles seront séparées des marnes inférieures par d'épais bancs dont l'équivalent n'existe pas dans les affleurements chattiens, et qui dénotent une évolution nette du régime sédimentaire.

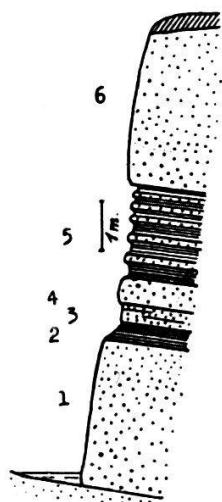
C'est donc peu après l'entrée dans ce ravin dont elles forment le fond, tandis que les grès aquitaniens en déterminent déjà la raideur des versants, que nous plaçons la limite supérieure des marnes chattiennes. En descendant, à l'E de Villars-Ste-Croix, dans le ravin de la Sorge, au point même où la limite de commune rejoint le lit du cours d'eau, on a en face de soi, sur rive gauche, une paroi abrupte de près de 30 m. de hauteur, dont la moitié inférieure est un bel affleurement. La base de cet affleurement montre sur 10 m. environ une puissante série de marnes ou marno-grès jaunâtres ou de teinte sombre, surmontée par un grès moyen, compact, formant une falaise lisse, d'une épaisseur visible de 6 m., mais se poursuivant certainement plus haut dans le versant. C'est cet épais banc de grès qui représentera pour nous le début de la série aquitanienne. Et c'est au point 484, occupé par les ruines d'un très ancien moulin, que la base de cette série coupe le lit du cours d'eau.

A ce grès, de quelque 12 m., succède un ensemble marno-gréseux, plutôt marneux à la base. Sur cette marne, l'ensemble a glissé et s'est écroulé. Le long de la Chamberonne, l'écroulement de la rive droite est presque constant. C'est la conséquence directe du plongement accentué à l'E-S-E. On verra ce même phénomène se reproduire dans la Petite Chamberonne et dans la Mèbre en aval du coude de Cheseaux. Ces écroulements, nous l'avons dit plus haut, présentent des degrés de conservation fort variables. Ici les blocs sont encore nets; plus haut dans la vallée, l'écroulement sera plus usé et moins caractéristique.

Cette série marneuse est suivie d'un grès moyen, qui forme dalle à la jonction même des deux Chamberonne, accusant un plongement de 22° au S-E. Une intercalation marneuse d'un demi-mètre sépare cette dalle d'un grès bigarré terne.

Après un coude à angle droit, le ruisseau devient subseqent; on suit donc quelque temps la direction même des

assises rocheuses, et la longue falaise que forme la tranche des couches sur rive gauche montre une suite de beaux affleurements. La coupe 1 est observable dans le premier rocher qu'indique la carte topographique. A la base de cette coupe est représentée l'assise de grès du confluent des deux Chamberonne.



COUPE 1.

7	Sol.	
6	Grès assez gros, compact	3,0
5	Alternance de marno-grès et marnes big. avec vases calcaires big.	1,8
4	Grès à gros éléments	0,5
3	Marno-grès	0,3
2	Marne big.	0,5
1	Grès moyen gris	3,0

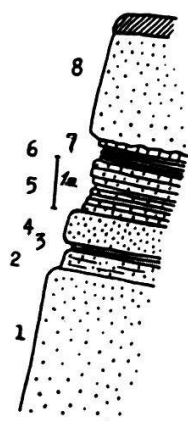
Les affleurements échelonnés le long de cette falaise montrent d'une manière frappante la rapidité des variations lithologiques des bancs molassiques. Des passages latéraux de grès à gros éléments à des grès fins y sont directement observables. On voit des lentilles marneuses naître soudainement et se prolonger longtemps au sein même d'un banc de grès. D'ailleurs plusieurs coupes se recouvrant partiellement et se rapportant aux mêmes horizons vont mettre en évidence ces variations.

Peu après, 200 m. en amont, la direction du ruisseau change; elle tourne au N et n'est plus parallèle à celle des assises. Le plongement reste identique, de sorte qu'en remontant le cours d'eau on descend dans la série stratigraphique. On constate alors que la dimension des éléments du grès inférieur figuré à la coupe précédente, augmente rapidement à l'approche de la base du banc. Celui-ci repose par surface irrégulière et mamelonnée sur une couche marneuse de 40 cm. A vrai dire, cette marne prend à la base l'aspect d'un marno-grès, tandis que la partie supérieure est d'une pâte extrêmement fine et de plus en plus compacte. En dessous, on trouve un grès fin, de 60 cm., passant lui-même à une alternance de plaques gréseuses et de petits lits d'argile feuilletée d'une puissance de 1,5 m. A la base un grès gris, moyen.

A 50 m. de là, cette série est encore visible, quoique déjà

sensiblement modifiée. Elle se présente de la façon suivante (*coupe 2*), et nous pouvons la considérer comme faisant suite, à la base, à la coupe précédente.

Ici aussi, la limite de la série marneuse et du grès supérieur présente une surface ondulée. Le grain du marno-grès s'affine de plus en plus vers le haut, et la série devenant plus



COUPE 2.

8	Grès gris moyen	2,0
7	Calcaire argileux (1 ^{er} type)	0,1
6	Argile litée big.	0,3
5	Marno-grès lités	1,0
4	Grès fin compact	0,7
3	Marnes bleues et jaunes	0,1
2	Macigno	0,4
1	Grès gris assez fin	3,0

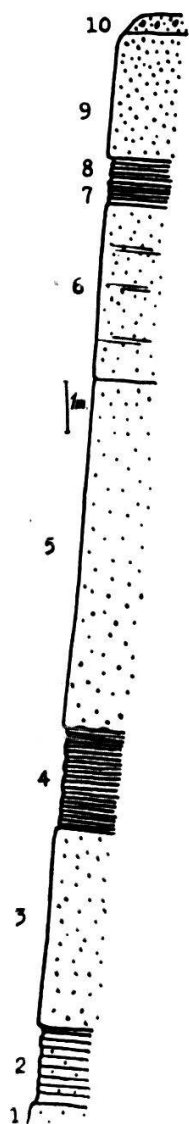
marneuse, se termine par un calcaire argileux à *Chara* et *Ostracodes* décrit précédemment (1^{er} type). Au-dessus le grès débute brusquement, sans aucune transition, par des éléments grossiers atteignant 3 à 5 mm. à la surface de contact. Leur taille diminue ensuite progressivement.

Cette diminution progressive de la dimension des éléments, de bas en haut des séries gréseuses, avec récurrence brusque du faciès grossier sur les éléments fins de la partie supérieure, va devenir pour nous une observation banale dans toute la Molasse aquitanienne.

Les ondulations de la surface calcaire précédente sont des ripple-marks, assez couramment observables dans la Molasse vaudoise. On sait que le phénomène est fréquent dans les sédiments peu profonds, résultant de l'action des vagues sur les fonds jusqu'à 200 m., d'après Haug (20, p. 152). Toutefois l'irrégularité de la surface de passage entre deux bancs n'aura pas toujours cette origine, et nous verrons plus loin que la cause peut en être une érosion profonde, consécutive à une phase momentanée de ralentissement de la sédimentation.

A quelques pas de la dernière coupe, une exploitation de grès a été pratiquée autrefois dans la falaise. Il en subsiste une haute paroi verticale, dont nous donnons la coupe (*coupe 3*) à titre de comparaison. On le voit, quoique appartenant au même niveau, elle ne correspond pas aux coupes de l'aval. Sur ce court espace, les faciès se sont déjà considérablement modifiés.

Le ravin se resserre peu après et tourne au N-W. Sa direction devient donc perpendiculaire à celle des couches; les deux versants sont alors d'égale solidité, aucun d'eux ne s'est écroulé; et par suite la vallée est symétrique. Plus loin, la direction première se rétablissant, l'asymétrie des versants re-



COUPE 3.

10	Glaciaire.	
9	Grès fin gris-brunâtre	2,5
8	Argilo-marne rouge	0,5
7	Marne bleue	0,4
6	Grès fin gris-brun à intercalations de marnes bleues feuilletées	3,5
5	Gros grès gris	7,0
4	Marne grumuleuse big.	2,0
3	Gros grès gris	4,0
2	Série marno-gréseuse	1,5
1	Grès inférieur.	

prend, et toute la rive droite, dans la région des Vaux, montrera les signes d'un ancien écroulement.

Dans cette partie coudée de la Chamberonne, la roche est peu visible, et c'est grand dommage, puisque le contraire permettrait de connaître plus profondément la série aquitanienne, dans cette zone voisine du Chattien. Par-ci, par-là, cependant, pointe un peu d'argile ou de grès. Au dernier des petits méandres, une centaine de mètres avant la sortie du bois, il existe un petit anticlinal de direction E-W, occupant le fond du ruisseau, et dont le noyau est un grès compact et fin, gris-

bleu, avec de minuscules empreintes noirâtres de débris de feuilles. Le plongement de chaque pan est accentué de 40° environ, mais très localement. Sur ce noyau reposent des marnes bleues et des grès lités assez semblables à ceux du ruisseau de Mex, peu distant à l'W. Est-ce là du Chattien, apparaissant en boutonnière sous l'Aquitaniien ? Il est malaisé d'en juger sur un affleurement si restreint. Cet anticlinal n'est qu'un minime, mais curieux accident local.

A 500 m., en aval de la sortie du bois, au coude même du ruisseau, apparaît sur rive gauche un grès gris moyen, à grands micras, visibles sur 5 m. d'épaisseur. Il prend place au-dessus des grès lités de l'anticlinal. On peut y voir quelques mauvaises empreintes de feuilles de *Cinnamomum*. A 50 m. de là ce grès repose sur un grès fin en petites dalles et à traces organiques, auquel fait suite un marno-grès bleuâtre.

La vallée, plus haut, ne présente pas grand intérêt. Sous la maison des Vaux apparaît un grès bigarré moyen. Puis le ravin diminue d'ampleur et l'on atteint la limite de l'érosion régressive. Il existe encore un affleurement restreint de molasse gris-vert décomposée, montrant toujours un plongement régulier d'environ 12° vers le S-E.

Le cours de la Chamberonne se poursuit encore sur plus de 3 km. Mais ce n'est plus qu'un petit ruisseau drainant la plaine morainique de Boussens, dont le lit n'atteint plus la roche, ou tout au moins ne la dégage pas de manière visible.

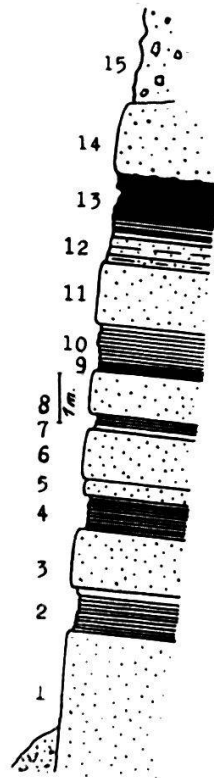
3. LA PETITE CHAMBERONNE.

Dès sa jonction à la Grande Chamberonne et plus loin vers l'amont, ce ruisseau court et cascade sur les mêmes bancs de grès qui, dans le ravin précédent, forment la longue falaise.

La première coupe d'ensemble est à 200 m. du confluent, sur rive droite (*coupe 4*). Elle est partiellement superposable, par suite du plongement, à la coupe 1.

En amont, le lit se poursuit longuement sur des grès moyens gris, à petites failles nombreuses. Une seule bande argileuse s'y intercale, qu'on retrouve plus loin, mais à un niveau supérieur, avec le même grès superposé. Sans doute, une faille à faible rejet l'a-t-elle coupée, mais la trace n'en est malheureusement pas visible.

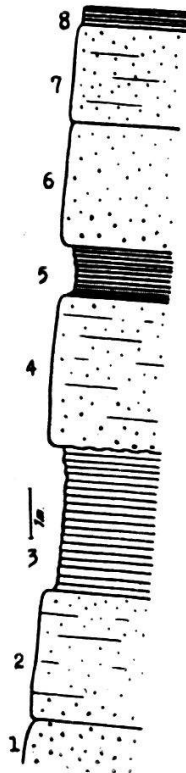
Le grès gris superposé à cette bande argileuse doit avoir une puissance d'une dizaine de mètres. On voit lui succéder en remontant le cours d'eau une série marno-gréseuse qu'on peut synthétiser de la manière suivante (*coupe 5*):



COUPE 4.

15	Erratique.	
14	Grès compact assez fin	1,5
13	Argiles rouges et bleues avec banc calcaire	1,2
12	Macigno	0,5
11	Grès fin gris-bleu dur	1,2
10	Marnes jaunes et big.	0,8
9	Marne noire	0,2
8	Grès fin, gris	0,9
7	Argilo-marne bleue	0,3
6	Grès fin dur big.	1,0
5	Grès gris moyen	0,3
4	Argilo-marne bleue	0,7
3	Grès big. fin	1,2
2	Marnes big.	0,9
1	Macigno dur, big.	2,0

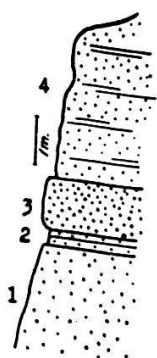
Sur cette série se place une belle masse gréseuse compacte. aapproximativement épaisse de 10 m., qu'on voit buter par faille contre un complexe marneux. La direction de cette faille est E-W; le long du plan de glissement, à faibles stries ho-



COUPE 5.

8	Marne big.	0,3
7	Macigno big.	2,0
6	Grès sableux gris	2,5
5	Marne bleue	1,0
4	Macignos colorés	3,0
3	Marno-calcaires feuilletés	3,0
2	Macigno	2,5
1	Grès gris fin.	

horizontales, s'est intercalée une argile rouge rubanée provenant du complexe marneux. Cette faille, ou plutôt ce décrochement, paraît avoir joué surtout horizontalement, et son rejet vertical doit être peu important, sans qu'il soit possible d'en préciser l'amplitude. Il est pourtant vraisemblable que le grès représente la lèvre inférieure et que les marnes de la lèvre supérieure se placent au sommet du banc gréseux. On reconstitue de la sorte un ensemble sédimentaire des plus courants dans l'Aquitainien.



COUPE 6.

4	Alternance de grès jaunâtres friables et de marnes noires et bigarrées	3,0
3	Grès gris dur et compact	1,0
2	Macigno et marne	0,3
1	Grès friables gris-foncé	2,0

Ce complexe marneux supérieur est une alternance de grès fins et de marnes ou argiles foncées, noires, bleues ou rouges, avec intercalations de calcaires argileux à *Chara* et de marno-calcaires. Il est épais d'environ 11 m., c'est donc un des plus puissants que nous rencontrerons.

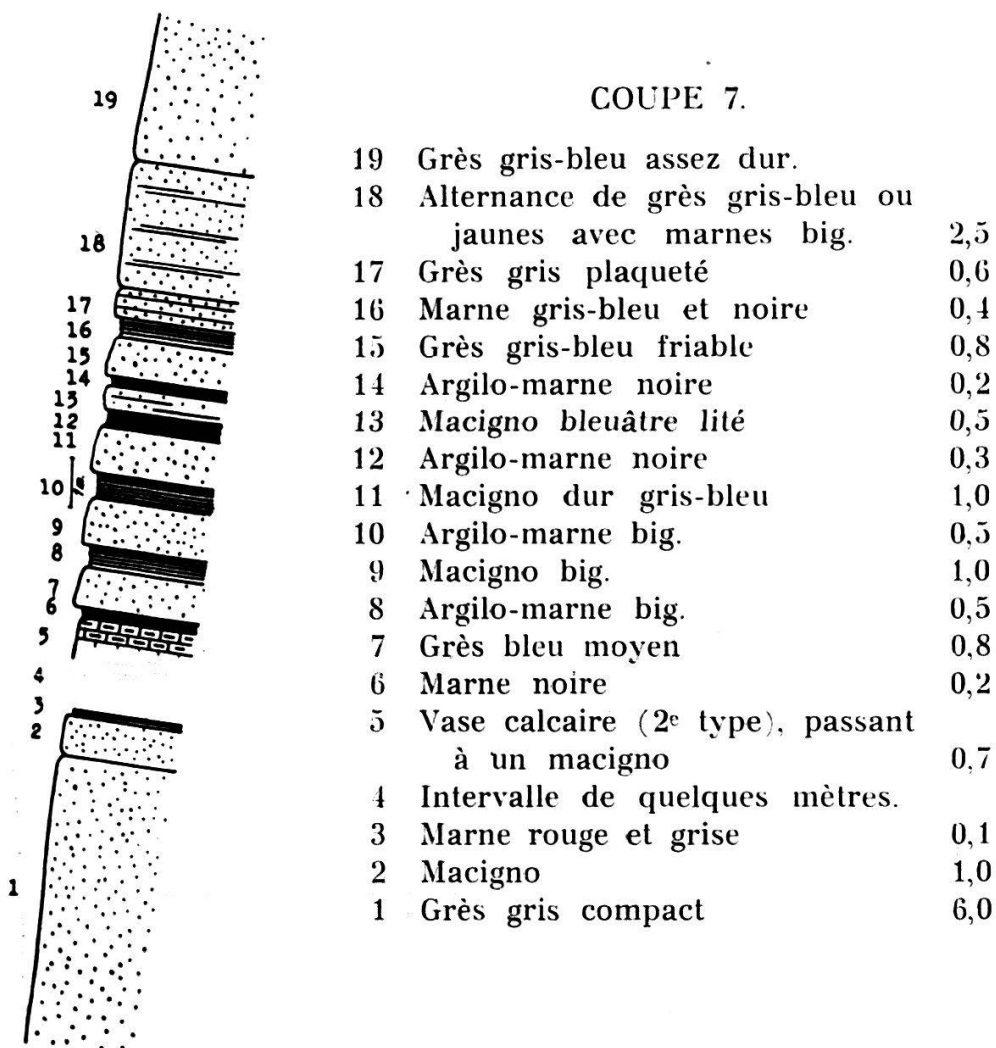
Il se prolonge plus loin, au-dessus de la dernière couche marneuse noire, par un grès gris-bleu, assez gros, régulier, à inclusions de marne noire, de 4 m. environ. Le plongement, toujours au S-E, s'accroît jusqu'à 22°. Au grès succède de la marne, puis un grès plus gros et dur, de 4 m., passant à un complexe de bancs gréseux fins et de marnes colorées, bleues ou jaunes, parfois noires, de 6 m.

Il devient impossible par la suite de relier les affleurements les uns aux autres; on n'a plus affaire qu'à des passages latéraux, à des intercalations lenticulaires de marne à marne, sur lesquelles se superpose un banc de grès à grain décroissant, visible sur 8 m., sous le point 573. On retrouve cet épais banc dans le petit ruisseau descendant de Timonet, au voisinage de la cote 560.

Deux affleurements vont terminer la longue série sédimentaire de la Petite Chamberonne. Le premier (*coupe 6*) se trouve dans le rocher figuré sous Vaux-Poncier. Le second est un complexe marneux formant escarpement en face du point 576 au S-W de Châtelard (*coupe 7*).

4. LA MÈBRE.

Comme la Chamberonne, à laquelle elle se joint peu avant son arrivée au Léman, la Mèbre, en aval de Crissier, est dépourvue d'affleurements rocheux. Ce n'est qu'au voisinage de ce village que débute le véritable ravin taillé, lui aussi, dans



le gradin aquitainien. On peut, en partant de là, suivre une des plus belles coupes de la *Molasse grise* des environs de Lausanne, coupe que jusqu'ici nul auteur n'a jamais décrite.

Du Léman jusqu'au coude de Cheseaux, le cours de la Mèbre est subséquent. Dans la partie ravinée de ce parcours les affleurements sont relativement nombreux et étendus. Dès Cheseaux et jusqu'au Haut-Jorat, le cours est obéquent, les affleurements sont plus réduits, mais les séries sédimentaires se succèdent plus rapidement dans le thalweg jusqu'à la masse gréseuse du Burdigalien. Le parcours de cette rivière permet

donc de compléter la coupe générale commencée dans les ravins précédents.

L'étude du tronçon inférieur du ravin ne fait pas partie de notre tâche, et nous devons nous borner ici à en décrire la partie supérieure dès le point où la rivière franchit le cadre de la feuille topographique de Cheseaux, à l'altitude de 540 m. environ. Contentons-nous donc de dire ici que la sédimentation dans la Mèbre inférieure apparaît assez semblable à ce qu'elle est dans les Chamberonne, ou plus haut dans le même ravin. Les bancs de grès prédominent et atteignent de fortes puissances; les marnes et argiles, moins apparentes à première vue, sont pourtant bien représentées et leur aspect reste identique à ce qu'il est dans tout l'Aquitaniens. On a donc là aussi cette suite de complexes grés-marneux si caractéristiques de l'étage.

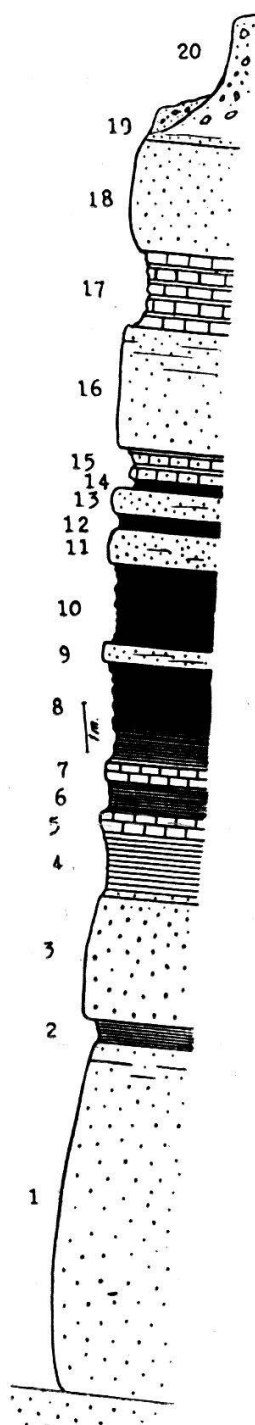
Le ravin de la Mèbre est monoclinal, et son versant droit est écroulé sur un long parcours; le versant gauche, par contre, est abrupt. La similitude est grande avec les Chamberonne et ici encore c'est le flanc gauche qui révélera le mieux la stratification.

La première coupe d'ensemble, située quelque 150 m. en aval du confluent du ruisseau de Vernand-Camarès, est mise en évidence par des glissements récents de la couverture terreuse superficielle (*coupe 8*).

A 100 m. de là, après avoir coulé sur le grès de base, la Mèbre découvre la partie inférieure du banc. En remontant la rivière, nous descendons donc dans la série stratigraphique, et ce grès paraît avoir une épaisseur de 8 m. Il repose sur un calcaire argileux bigarré et fétide. Le passage est subit et le grès a moulé en relief des traces vermiformes en lacis serré à la surface du calcaire. Une cavité de quelques mètres carrés, creusée par le ruisseau dans le calcaire qui s'est délité, mettant en évidence le toit de grès, permet de s'en rendre compte au mieux. Ces traces sont certainement d'origine animale, et il faut y voir l'indication que les eaux aquitaniennes étaient habitées dans la période de sédimentation calme précédant le brusque dépôt des grès.

En continuant à monter jusqu'au débouché du ruisseau de Camarès, on découvre sous ce calcaire, épais de 0,15 m., une marne argileuse litée, jaunâtre ou bigarrée, se prolongeant vers le bas par un marno-grès également lité et bigarré, puis par un grès marneux fin, sous lequel apparaît un grès gris moyen. On a donc ici encore un de ces complexes grés-marneux à grain décroissant régulièrement vers le haut, avec des

passages successifs d'un type lithologique à un autre, s'achevant par une sédimentation qui quoique toujours détritique est très ténue. Dans le fond des eaux clarifiées se dévelop-



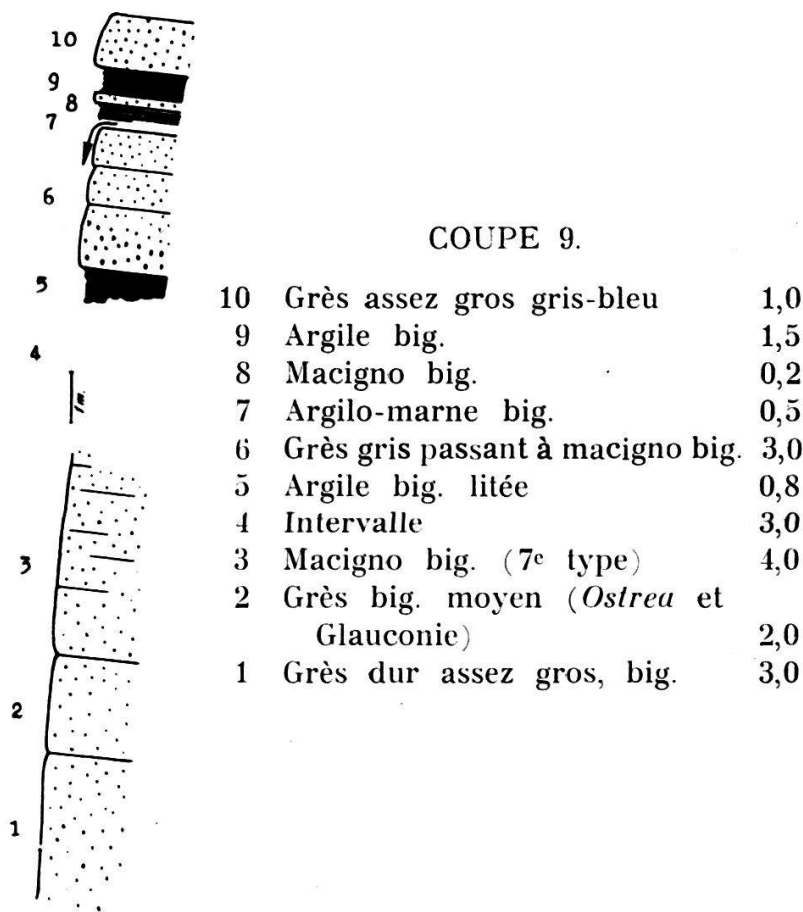
COUPE 8.

20	Erratique.	
19	Marno-grès bleuâtre	0,2
18	Grès gris moyen	2,0
17	Vase calcaire big.	1,5
16	Grès fin passant à un macigno big.	2,5
15	Calcaire argilo-gréseux big. (5 ^e type)	0,6
14	Argilo-marne noire	0,2
13	Macigno	0,5
12	Argile jaune	0,3
11	Macigno	0,7
10	Argile jaune ou big.	1,6
9	Macigno big (7 ^e type)	0,4
8	Argilo-marne big.	2,0
7	Vase calcaire jaune	0,4
6	Argilo-marne big.	0,6
5	Vase calcaire jaune	0,4
4	Argilo-marne big.	1,3
3	Gros grès gris (9 ^e type)	2,5
2	Marne rouge	0,4
1	Grès gris moyen avec macigno	7,0

paient alors des êtres limnivores. Puis soudainement reprenait une sédimentation grossière réamorçant un nouveau complexe. La *Molasse grise* n'est de la sorte qu'une longue suite de ces complexes, plus ou moins identiques, plus au moins complets ou typiques, superposant sans cesse des grès, plus ou

moins grossiers vers le bas, à des marnes ou calcaires argileux.

Nous sommes maintenant au bas du ruisseau de Camarès. Dans la partie inférieure rapide de son cours, on peut relever la coupe suivante (coupe 9):

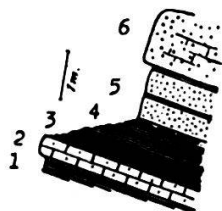


Dans l'assise de grès gris à gros éléments, sous la cascade, nous avons découvert, en fort bon état de conservation, un des rares fossiles de cette zone, une valve supérieure de *Ostrea cf. gryphoides*, SCHLOTH. L'examen microscopique de la roche montre en outre la présence de *grains de glaucanie* disséminés qui sont bien autochtones. Ces précieux indices, à défaut d'autres, nous paraissent mettre suffisamment en évidence une influence marine localisée dans une série que jusqu'ici on a toujours tenue pour strictement d'eau douce, mais qui n'avait jamais été étudiée dans son prolongement à l'W.

En amont du confluent, on retrouve le banc de grès gris, base de la coupe précédente. Il repose par surface irrégulière sur une argile feuilletée versicolore, sous laquelle apparaît un grès gris-brunâtre fin. Plus haut dans le versant se prolonge la série du ruisseau de Camarès sur 7 m. de puissance.

Ce grès gris-brunâtre a 3 m. d'épaisseur. Sous lui, des argiles également versicolores, de 0,6 m., passent à leur tour à un grès identique qui devient grossier à la base et mesure en tout 8 m. Le cours d'eau a taillé une sorte de chenal dans

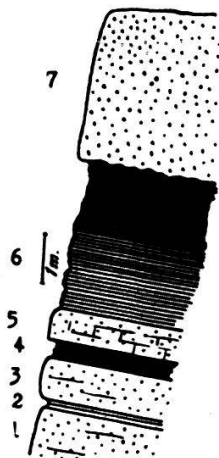
COUPE 10.



6	Vase calcaire et macigno jaunâtres	1,0
5	Macigno et marnes big. litées	1,2
4	Argilo-marne bleue	0,4
3	Argile rouge	0,4
2	Vase calcaire big.	0,4
1	Marne big.	

ce grès qu'il suit pendant une centaine de mètres. Il se superpose à des calcaires marneux ou gréseux, durs, lités et bigarrés.

A partir de là, c'est-à-dire approximativement sous le coude de la route du bois de Vernand-dessous, le ravin s'incurve à l'E et nous allons remonter dans la série stratigraphique où nous descendions jusqu'ici. La sédimentation semble plus constante et nous retrouvons sur les calcaires marneux le grès gros-



COUPE 11.

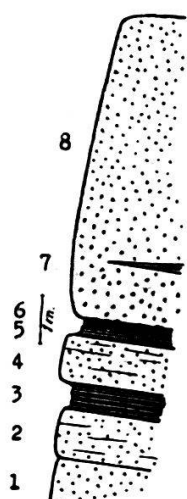
7	Grès jaunâtre moyen	3,0
6	Argilo-marne versicolore ou big.	3,0
5	Vase calcaire gréseuse bleuâtre	0,6
4	Argilo-marne big.	0,4
3	Macigno big.	0,7
2	Marne big.	0,1
1	Macigno big.	1,0

sier. Le passage se fait par l'intermédiaire d'une marne bigarrée dont la surface est irrégulière. Sur le grès se superpose un grès calcaire, bigarré et fétide, puis des marnes et argiles bigarrées.

Ce grès inférieur détermine 150 m. plus loin une cascade où il apparaît surmonté, non plus d'une alternance marneuse, mais d'un grès plus fin. Il y a donc une variation latérale de faciès. D'ailleurs le complexe se complète plus haut d'une série argilo-marneuse versicolore épaisse de 6 m.

Puis le ravin remontant vers le N, il faut encore redescendre dans la série, et sous le gros grès réapparaissent des grès calcaires, durs, lités et bigarrés. C'est cette série colorée qui est visible peu après l'appui gauche de la passerelle de Mon-Repos.

A partir de là, nous remonterons définitivement dans la série stratigraphique, et ceci d'autant plus rapidement que la Mèbre va décrire un angle droit à l'E en traversant le replat de Cheseaux. Dans ce tronçon, les affleurements sont peu nets;



COUPE 12.

8	Grès gris-moyen, grossier à la base (Glaucanie)	6,0
7	Intercalation marneuse rougeâtre locale	0,1
6	Argile noire (3 ^e type)	0,2
5	Argile rouge (4 ^e type)	0,2
4	Macigno gris-jaune ou big.	1,0
3	Marne jaune	0,5
2	Macigno big.	1,0
1	Grès fin big.	

ils disparaissent même complètement par places, et la rivière traverse un champ morainique épais.

C'est 200 m. en amont de la Scierie de Cheseaux qu'on retrouve la roche en place. La partie supérieure de la série passée en revue jusqu'ici, c'est-à-dire le haut de la coupe du ruisseau de Camarès, d'après la direction et le pendage des couches, doit se rabattre à une altitude bien inférieure à celle de ce point. Il y a ainsi solution de continuité dans la stratigraphie, due à l'absence d'affleurements sur la plaine de Cheseaux. La série reprend donc par la série marneuse suivante, sans nul doute sommet d'un complexe (*coupe 10*):

Un nouveau complexe marneux, plongeant localement de 20° au S, représente, à 150 m. du premier, la terminaison d'un banc de grès invisible, mais probable (*coupe 11*).

Quelque 30 m. plus loin, où l'on retrouve le contact du grès supérieur sur la marne jaune, celui-ci montre une surface irrégulière et ondulée.

On arrive ainsi à Bouzinet. Là une importante ligne électrique franchit le ravin, et précisément sous les câbles de cette ligne est un affleurement (*coupe 12*).

Disons tout de suite que le grès de la partie supérieure de

l'affleurement se poursuit en amont par un grès moyen lité, de 6 m. d'épaisseur, auquel succède un grès gris assez gros, homogène, passant sans discontinuité à un grès fin; le tout, mesurant 7 m., est surmonté par une série argileuse de 1,5 m. qui termine ainsi un puissant ensemble gréseux de près de 20 m.; puis revenons au grès figuré au sommet de la coupe 12.

Ce banc, qui possède à sa base une curieuse intercalation lenticulaire de marne rougeâtre, présente une remarquable particularité: l'existence, au milieu des éléments détritiques, de grains de glauconie autochtones. On ne peut constater la présence de semblables grains dans les couches subordonnées; elle cesse, d'autre part, sitôt franchi cet épais ensemble gréseux.

Le plongement étant ici de 18° au S-E, c'est dans ce puissant banc qu'ont été taillées, sur le versant droit, les anciennes carrières de Bouzinet, actuellement abandonnées et ruinées. Les feuilles appartenant aux espèces suivantes ont été trouvées anciennement dans ce gisement (Musée de Lausanne): *Sabal major*, UNGER; — *Cinnamomum polymorphum*, HEER; — *C. Rossmassleri*, HEER; — *C. transversum*, HEER; — *C. Buchi*, HEER; — *C. Scheuchzeri*, HEER; — *C. spectabile*, HEER; — *C. lanceolatum*, HEER; — *Rhamnus Gaudini*, HEER; — *R. rectinervis*, HEER; — *Acacia parschlugiana*, UNG.; *A. Sotzkiana*, UNG.; — *Carpinus grandis*, UNG.; — *Juglans bilinica*, UNG.; — *Juglans sp.*; — *Populus balsamoides*, GOEPP.; — *Carpolithes*.

G. Maillard avait visité ces carrières au temps de leur exploitation; peut-être est-ce lui qui, par la suite, y découvrit les dents de:

Oxyrhina hastalis, AGASSIZ (déterm. Leriche — 6 exempl.)

Odontaspis cuspidata, AGASSIZ (dét. Leriche — 2 exempl.)

espèces connues déjà à l'Oligocène, déposées au Musée de Lausanne. Voici la description, qu'en 1881, il en donna (4) :

« Ce grès... qui, selon toute probabilité, appartient à la
» molasse marine... ressemble au grès coquillier d'Epalinges,
» mais, plus grossier que ce dernier, il ne se lève pas en dalles
» minces.

» Quelques pas plus loin, dans une autre carrière, le même
» grès affleure de nouveau, mais ici, il passe bientôt à une
» molasse à grain fin, très friable, gris-jaunâtre, d'un aspect
» totalement différent du précédent. Ceci prouve combien sont
» peu suffisants les caractères pétrographiques pour la distinc-
» tion des étages de notre molasse, et que de difficultés cette
» étude offre à l'observateur, quand il ne peut avoir recours

» aux fossiles, comme c'est le cas ici. Voilà un même banc
» qui, dans la même carrière, passe du faciès du grès coquillier
» à celui du langhien.

» Sous cette assise affleure une mince couche de marne
» grise, feuilletée, renfermant énormément de feuilles fossiles,
» à tel point que par places c'est un véritable jardin. Ces feuil-
» les sont très distinctes, conservées jusque dans leurs moindres
» détails, et bien meilleures que les rares débris qu'on trouve
» dans le grès supérieur. »

Cette observation, pleine d'intérêt, souligne des difficultés auxquelles nous nous heurtons encore; elle constate aussi une importante variation latérale de faciès sur un espace très restreint. En outre, elle établit une relation de continuité entre l'argile noire (3^e type) affleurant dans le thalweg, et un gisement de feuilles, corroborant par là l'origine organique de la teinte des argiles noires.

La présence de glauconie et de dents de Squales dans ce grès accuse de la manière la plus nette une influence marine lors de son dépôt, influence due à un approfondissement subsident particulièrement marqué du fond, auquel correspondit un long apport de matériaux détritiques gréseux. Or l'observation de G. Maillard nous apprend encore que des empreintes de feuilles existent dans ce grès marin. On a toujours voulu voir, avec quelque raison semble-t-il, dans l'existence de niveaux à feuilles dans la Molasse grise, une confirmation de son faciès d'eau douce. L'exemple de Bouzinet semble dépouiller cette confirmation de son caractère absolu.

La série argileuse de 1,5 m. terminant ces grès comprend des marnes bigarrées, puis noirâtres, une argile rouge, puis jaune, et se termine par la plus belle argile bigarrée qui se puisse voir. Un banc de 2,5 m. la surmonte, gréseux à la base et passant à des marnes bigarrées. Un grès, épais de 6 m., lui fait suite; il forme plus loin la base de la coupe suivante visible au détour de la rivière en aval du confluent du ruisseau des Riaux:

En bas, Grès de base, épaisseur totale	6 m.
Argilo-marne rougeâtre et bleue	1,2 m.
Grès tacheté gris-brun visible sur	3 m.

Le grès tacheté supérieur est épais d'une dizaine de mètres; de petits lits marneux s'y intercalent. Il se termine par des marnes feuilletées jaunâtres que l'on voit à 50 m. en aval du confluent et que recouvre par surface ondulée un grès fort épais.

A la base du banc, ce grès est très grossier et renferme même de petits cailloux, ce que nous n'avons pas aperçu dans les séries inférieures. Le grain s'affine vers le haut du banc. En parcourant le ruisseau des Riaux, on peut encore apercevoir le contact avec le substratum marneux: Il y existe des fragments roulés de marne rouge miocène remaniée, témoignages d'une sédimentation tumultueuse.

Ce grès doit se poursuivre, sans aucun doute, jusqu'au pont 648, en amont duquel on découvre des grès calcaires fins bigarrés, en dalles de 2 à 3 m. Un grès assez gros se superpose ensuite, épais de quelques mètres, dont le grain diminue en hauteur.

A peu de distance, un affleurement montre, à la base, des marnes jaunes se plaçant sans doute directement sur le grès précédent. Ces marnes, épaisses de 2 m., très litées, contiennent à leur partie supérieure un calcaire gréseux en petites dalles parfaitement planes. Au-dessus un grès gris, plus grossier à la base, à petites zébrures horizontales dues à la stratification, est épais d'au moins 25 m. Sous le hameau des Biolettes, il se termine par un grès calcaire fin, bigarré et de la marne jaune, en tout 1 m. Un grès reprend ensuite, gris-jaune, gros, mais peu consistant, atteignant sans interruption une puissance de 20 m. On le voit, le faciès général se modifie: les marnes et argiles se font plus rares et la sédimentation gréseuse tend à l'emporter.

Le banc de grès précédent s'arrête à une mince marne jaune. Un autre grès grossier lui succède, épais de 25 m., qui va se terminer sous le pont de Budron par un grès fin jaune et brun, sur lequel la rivière fait cascade.

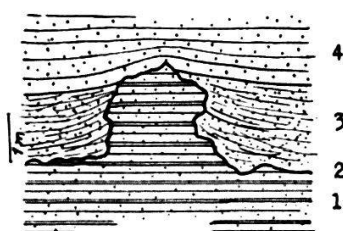
Des grès semblables se retrouvent en amont du pont, en bancs plus ou moins durs plongeant légèrement à l'E-N-E. Ces grès, qu'on aperçoit également dans l'escarpement de la rive droite, sont recouverts par un grès gris-vert, assez gros, homogène, mais décomposé et certainement écroulé. En effet, on retrouve plus loin les grès fins, jaunes et bruns, visibles sur 1,5 m. avec une petite intercalation marneuse jaunâtre. A quelques pas fait suite un marno-grès bleu sapropélique, épais de 1,5 m., puis un grès gris moyen de 2 m. suivi d'un marno-grès fin bariolé de jaune et bleu sur 2,5 m. Un grès moyen gris repose sur le tout, plongeant de quelques degrés au S-E.

Ce banc de grès supérieur, épais de 6 m., passe à un mince marno-grès noirâtre, puis jaunâtre, avec de petits lits de grès fin, en tout 1 m., suivi d'un grès moyen brun et bleu. Le ruisseau recoupe plus haut, tantôt le marno-grès, tantôt le grès

brun et bleu qui reste visible jusqu'au pont 709, mesurant ainsi 6 m. de puissance.

a) *La limite aquitano-burdigalienne.* — En partant de ce pont 709, au-dessus de Budron, on retrouve ce même grès, toutefois devenu plus fin. Il ne tarde pas à passer à une marne jaunâtre, épaisse de 1 m., surmontée elle-même d'un grès moyen gris-bleu s'affinant rapidement. Il se termine par des marnes jaunes visibles à quelques pas.

Nous sommes arrivés maintenant au coude du ruisseau situé immédiatement sous le chemin descendant au pont 709, en face d'un affleurement important, puisque nous y trouvons



COUPE 13.

- | | |
|---|--------------------------|
| 4 | 4 Grès gris clair. |
| 3 | 3 Grès gris foncé moyen. |
| 2 | 2 Surface d'érosion. |
| 1 | 1 Marno-grès et marnes. |

le passage de la puissante série marno-gréseuse aquitanienne aux grès à coquilles marines du Burdigalien.

Cet affleurement large et haut de quelques mètres seulement montre à la base un argile bleuâtre passant à des marnes, puis à un marno-grès. En raccordant cette série marneuse à la marne jaune aperçue plus bas, on peut lui attribuer 8 m. de puissance. Ce sont là, stratigraphiquement, les marnes les plus élevées du Jorat; plus haut, dans les grès burdigaliens, il n'en existe plus.

La surface du dernier marno-grès, très irrégulière, témoigne d'une érosion intense, précédant les premiers dépôts du Burdigalien. Elle est profondément ravinée et dans les parties creuses s'est déposé un grès gris foncé moyen, à zébrures et stratification entrecroisée, épais de 1,5 m., surmonté par un gros grès gris-clair de 0,5 m. auquel fait suite un grès gris-noir moyen. Tous ces grès contiennent des fragments ligniteux entourés d'une auréole de décomposition teintée en rouille par de l'oxyde de fer.

Dans l'affleurement, on voit une tête du marno-grès aquitanien traverser le grès à zébrures jusqu'au grès gris-clair (*coupe 13*).

L'analogie est grande, on le verra, entre ce passage et celui que présente, à 3 km. au N-E, la vallée du Talent.

A partir de là, on ne trouve plus dans le lit de la Mèbre

que des grès burdigaliens ininterrompus, à empreintes coquillières et taches ligniteuses, sans qu'aucune intercalation argileuse vienne témoigner d'un ralentissement momentané dans la sédimentation. Ces grès sont uniformément gris. Souvent grossiers, subconglomératiques, ils deviennent quelquefois plus fins avec tendance, alors, à se débiter en plaquettes, accusant toujours une stratification entrecroisée.

Ce sont eux qu'on aperçoit sur le haut du chemin descendant vers le pont 709. De l'autre côté de la vallée, ils forment l'escarpement de Sur-le-Billard et plus au N derrière Cugy, à Combaz, des carrières abandonnées où ont été trouvées des dents de:

Odontaspis cuspidata, AGASSIZ

déposées au Musée de Lausanne. Ces grès, plus durs en moyenne que le soubassement aquitain, déterminent d'ailleurs un gradin typique sur le flanc du Jorat; bien net au-dessus de Cugy, il ne l'est pas moins vers le S dans la région du Mont; et la route de Lausanne à Montherond en suit longuement la base.

Dans la partie supérieure du ravin de la Mèbre, les assises burdigaliennes paraissent devenir progressivement tabulaires.

C. Le versant rhénan.

1. LE TALENT.

Nous reprenons la description de ce ravin au point où W. Custer (15, p. 21) termina son étude géologique des environs d'Echallens. On sait qu'au voisinage de Goumoëns-le-Jux, le Talent atteint le substratum urgonien de la molasse. D'autre part, à son origine au faite même du Jorat, le cours d'eau coule dans la partie haute du Burdigalien. La série qu'il traverse est donc importante puisqu'elle comprend la totalité du Chattien et de l'Aquitainien et presque tout ce que nous connaissons du Burdigalien.

Cette série est loin d'être observable dans son tout. Les bons affleurements, dans la partie inférieure du cours, sont rares et de petite importance; les solutions de continuité sont fréquentes et s'étendent sur de longues distances. De plus, dans la région de Bottens, les versants ont été ruinés par d'importants écroulements. Cependant, si de l'étude détaillée des affleurements échelonnés le long de cette vallée ne peut résulter une énumération très suivie des terrains traversés, elle

permet de juger du grand apparentement de la série aquitaine du Talent avec la série Chamberonne-Mèbre, et du parallélisme du passage au Burdigalien.

A partir de l'Urgonien pénétré de Sidérolithique éocène de Goumoëns, W. Custer a donné de la molasse du Talent la coupe suivante, que nous résumons :

En bas: Urgonien.

Marnes bigarrées	30 m.
Grès gris-vert, par place bitumineux	60
Marnes bigarrées avec calcaires d'eau douce	50
Grès gris friable, à gros grains, avec rares marnes	40
Bancs sableux ou gréseux, bruns, friables	30-40

Cette molasse, affectée de petits mouvements tectoniques, plonge en directions variées, mais en général au S-E. L'auteur estime sa puissance à 200 m. au minimum, bien qu'un sondage entrepris en 1912 aux environs de Chavornay ait révélé pour la série marneuse inférieure seule une épaisseur de 150 m. Il nous paraît que compte tenu de son plongement, cette masse doit occuper une épaisseur bien supérieure. En outre, nous sommes portés à intercaler dans son ensemble de plus abondantes marnes et argiles. En effet, lorsque les affleurements sont rares ou de petite taille, dans la Molasse, ce sont toujours les bancs gréseux plus durs que les marnes qui les déterminent, et celles-ci passent le plus souvent inaperçues.

C'est dans un petit affleurement de la rive droite du Talent que l'auteur a constaté l'existence de la dernière assise de grès sableux citée par lui. Le pendage étant au S-S-E, le Talent doit recouper en amont cette assise. En réalité, ce sont des marno-grès gris et jaunes avec intercalations argileuses qu'on trouve au niveau correspondant, dans le coude du ruisseau, sous la Ferme-du-Château de Bottens. Dans cette série épaisse de 10 m., on note un complexe argileux, passant, succession caractéristique, du jaune au rouge sombre et au noir. Le plongement est, localement, plus accentué, de 30° au S-S-E. Plus haut, ce sont des marnes rouges qui terminent cette série.

Le détour opposé montre, sur l'argile rouge, la coupe suivante:

En bas: Argile rouge.

Argile jaune	0,8
Argile rouge passant au bleu	0,2
Grès gris sableux visible sur	7 m.

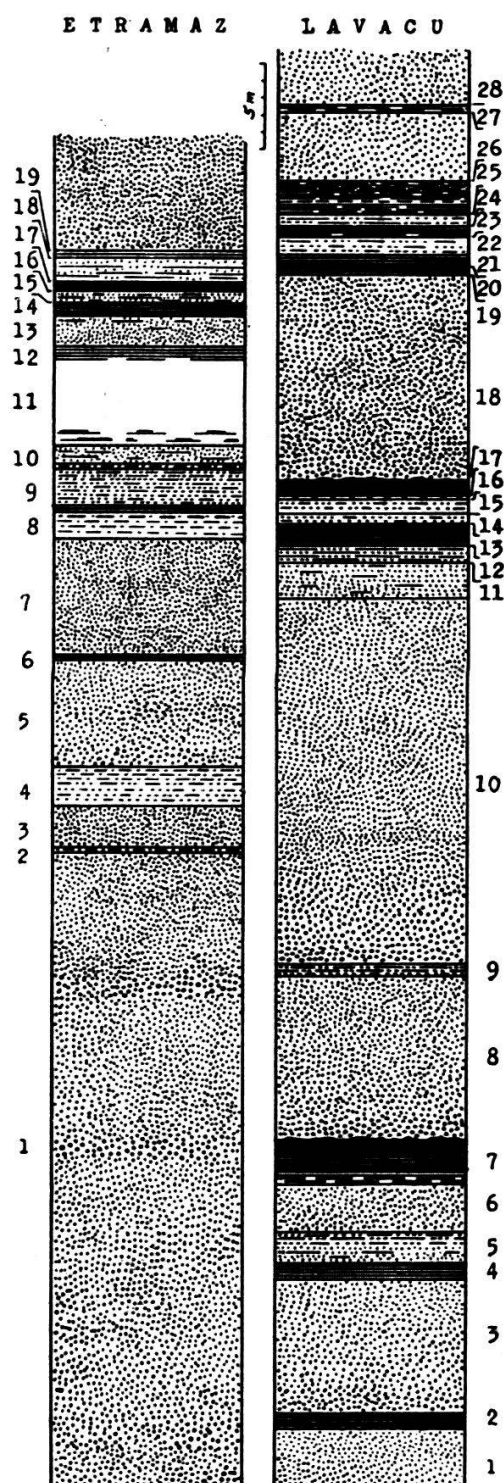
Il est à noter ici encore que le grès supérieur reposant sur l'argile rouge présente une granulation décroissant de la

base vers le haut. Le plongement se maintient dans la même direction, mais il n'est plus que de 15°.

Le grès supérieur se poursuit jusqu'aux confluent des ruisseaux d'Etramaz et de Lavacu, petits affluents du Talent sur rive droite. Le versant droit, sur une hauteur de près de 70 m., est entièrement écroulé. Et malgré l'inclinaison défavorable des couches, l'écroulement du Bois-des-Etramaz et celui dont la maison de La Tuilerie occupe le milieu, sont parmi les plus importants du Jorat. Aussi bien, sur tout ce côté de la vallée, les observations stratigraphiques sont-elles impossibles.

Mais les deux affluents cités plus haut ont scié sous l'écroulement deux profondes entailles distantes de 600 à 700 m., dont les thalwegs présentent toute une suite de bons affleurements. Il importe de les examiner de près (*coupes 14 et 15*), parce que ces deux ravins jumeaux, taillés perpendiculairement à la direction des couches, démontrent à l'envi par la comparaison de leurs deux coupes la rapidité et la fréquence des variations latérales de faciès sur des horizons déterminés. La conclusion que nous en tirerons, une fois encore, est qu'il serait vain de rechercher dans la molasse des niveaux stratigraphiques lithologiquement bien établis et de quelque étendue.

a) *Le ruisseau d'Etramaz.* — En le remontant à partir du confluent, on constate l'existence sur une grande hauteur du même grès affleurant déjà dans le Talent. Il détermine sur rive gauche une paroi élevée qu'on peut gravir par une étroite cheminée. Ce faisant, on y découvre à deux reprises de très minces intercalations d'argiles rouges ou vertes marquant des temps d'arrêt accentués dans la sédimentation détritique. Ce grès est haché par de nombreuses petites failles; on peut en voir un réseau à l'endroit où le cours d'eau, à l'approche du Talent, devient horizontal. Certaines d'entre elles, dont le rejet doit atteindre quelques mètres, mettent en contact le grès à gros éléments avec un macigno bigarré; d'autres portent sur le plan de faille des stries accusant un déplacement relatif horizontal. Leur direction est généralement N 30° W. Nul doute que ces failles, en rompant les bancs, n'aient joué un rôle déterminant dans les écroulements de la Tuilerie et du Bois-des-Etramaz. Le grès constituant cette paroi atteint une épaisseur considérable, de l'ordre d'une quarantaine de mètres. La taille des éléments diminue au fur et à mesure qu'on s'élève dans le banc avec parfois récurrence sur un espace limité d'éléments plus volumineux. Le sommet de la



COUPE 14: Ruisseau d'Etramaz.

19	Grès gris variable.	
18	Marne big.	0,2
17	Marno-grès big.	1,3
16	Argile rouge	0,15
15	Grès fin marneux big.	0,6
14	Marne jaune	0,3
13	Grès fin jaunâtre	2,0
12	Marne jaune.	
11	Intervalle sans affleurement (sables glaciaires).	
10	Marne et marno-grès	2,5
9	Macigno big.	2,0
8	Complexe grés-marneux	4,0
7	Grès big. lité puis compact	7,0
6	Marne jaune et big.	0,3
5	Grès big. variable	7,0
4	Grès fin marneux	2,0
3	Grès gris assez gros big.	3,0
2	Macigno big.	0,4
1	Masse gréseuse grise à récurrentes de granul. grossière, env. 40 m.	

COUPE 15: Ruisseau de Lavacu.

28	Grès moyen big.	3,0
27	Marne et argile versicolores	0,5
26	Grès moyen gris	4,0
25	Marne et argile versicolores	2,0
24	Marno-grès big.	0,8
23	Marnes foncées.	
22	Marno-grès jaune	1,0
21	Marne big.	0,1
20	Marne noire	0,1
19	Marne jaune	0,6
18	Grès gris var. grossier à base	12,0
17	Argile bleue	1,0
16	Argile rouge	0,1
15	Marno-grès gris-bleu	1,0
14	Grès marneux big.	0,8
13	Argiles versicolores	1,2
12	Grès fin et marno-grès	1,0
11	Grès marneux fin	2,0
10	Grès gris-bleu variable	22,0
9	Macigno big.	0,6
8	Grès gris variable.	
7	Marne jaune puis bleu-noirât.	5,0
6	Grès gris moyen	3,0
5	Macigno big.	2,0
4	Marnes feuilletées et big.	0,8
3	Grès gris-bleu variable	10,0
2	Argile jaune et big.	1,0
1	Grès moyen, puis fin.	

couche est en macigno bigarré de 0,4 m., suivi par surface de contact ondulée, d'un grès assez gros, sableux, également bigarré, passant après 3 m. à un grès fin marneux de 2 m.

Un autre complexe gréseux fait suite. Il est bigarré, et

le grain est assez gros et homogène sur une grande épaisseur. Il s'affine vers le haut, au voisinage d'une intercalation marneuse de 0,3 m. Le ruisseau franchit ce banc de grès en une suite de cascades.

Sur la marne s'appuie un grès analogue au précédent, lité sur 2 m., puis compact sur 5. C'est sur ce grès que cascade le petit affluent du Château avant son confluent.

A quelques pas une nouvelle chute du ruisseau montre la coupe suivante, succédant au grès:

En bas: Marne jaune, visible sur	0,5 m.
Grès marneux fin, lité	0,4
Complexe argilo-marneux bigarré	0,5
Grès fin, bigarré	2,0
Grès fin marneux, dur, reposant irrégulièrement sur une marne jaune	1,0

En amont, le ruisseau court sur des grès marneux du type macigno et des marnes. Après quoi, les deux petits versants du ravin sont constitués par un sable gris à graviers d'origine erratique, dont la partie superficielle a plus ou moins glissé.

Ce sable dépassé, la roche reprend et l'on peut, dans le haut du ruisseau, reconnaître la série suivante:

En bas: Marne jaune.	
Grès fin jaunâtre	2,0 m.
Marne jaune compacte	0,3
Grès fin marneux bigarré	0,6
Argile rouge	0,15
Marno-grès bigarré	1,3
Marne bigarrée	0,2

Enfin un grès gris en aval du pont du Battoir termine la série observable dans ce ruisseau.

b) *Le ruisseau de Lavacu.* — Le grès de base de la série d'Etramaz se retrouve également dans ce ruisseau, mais ici son épaisseur est plus réduite et il passe rapidement à un grès fin puis à une intercalation argileuse litée et bigarrée de 1 m. Ce complexe grés-marneux typique est suivi d'un second, au grès analogue, passant après 8 à 10 m. à un ensemble marneux feuilleté et bigarré.

Un nouveau grès reprend ensuite, plus fin et passant rapidement à un grès marneux du type macigno, bigarré et épais de 2 m. Le banc de grès suivant, de 3 m., et la marne qui l'accompagne, jaune puis bleu-noirâtre, de 3 m. également, nous amènent au coude situé sous le rocher figuré dans la topographie. Signalons ici un pendage irrégulier de 10° au

S-W trahissant l'existence d'une ondulation localisée des bancs.

Le rocher de la rive droite est un banc de grès d'une dizaine de mètres à granulation décroissante terminé par 0,6 m. de macigno dur et bigarré. Sur ce macigno débute brusquement un grès grossier gris-bleu qui atteint, jusqu'au coude du ruisseau sous Bossey, une puissance de 22 m. avec une seule petite intercalation argileuse près du sommet.

Le complexe argilo-marneux suivant lui succède:

En bas: Grès marneux fins à délits argileux	2,0 m.
Grès fins et marno-grès	1,0
Alternances d'argiles versicolores	1,2
Grès marneux, fin, bigarré	0,8
Marno-grès gris-bleu, variables	1,0
Argile rouge	0,1
Argile bleue	0,1

Cette série marneuse et les grès subordonnés forment un complexe gréso-marneux très progressif et de grande puissance.

On retrouve plus haut cette terminaison marneuse, avec un plongement irrégulier de 8° au N-E, amorce probable d'une seconde ondulation. Sur cette marne, le versant gauche du ravin s'écroula, ce qui explique l'adoucissement de la pente au lieu dit Sur-les-Sabotiers, pente sur laquelle le plan marneux détermine encore actuellement des glissements.

Une nouvelle falaise, sur rive droite, est formée par le grès d'un complexe superposé, grès qui mesure 12 m. d'épaisseur. Il se termine au bas de la coupe suivante, observable au confluent du ruisseau de Petite-Rueyre, par un grès fin auquel succède la partie marneuse supérieure du complexe:

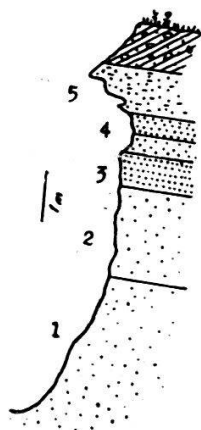
En bas: Grès fin bigarré — banc inférieur —	
visible sur	1,0 m.
Marne jaune, par place gréseuse	0,6
Marne noire sapropélique	0,1
Marne bigarrée	0,1
Marno-grès jaune	1,0
Marnes foncées et jaunes	0,6
Marno-grès bigarré	0,8
Marnes jaunes puis rouges et argileuses	2,0
Grès moyen gris, friable	4,0
Marnes et argiles versicolores	0,5
Grès moyen tendre, bigarré, visible sur	3 m.

Le plongement est redevenu régulier, de 5° au S-E. Tous les affleurements existant plus haut dans le ruisseau sont rattachables au grès supérieur de la coupe précédente, y compris ceux du Bois-des-Veralets.

Les deux coupes relevées dans les ravins d'Etramaz et de Lavacu, schématiquement représentées côte à côte (*coupes 14 et 15*) montrent à l'évidence l'absence de toute relation entre deux séries parallèles, pourtant très proches l'une de l'autre. Et cette variation si rapide et si déconcertante du faciès lithologique de la totalité des horizons, c'est cela même que nous voulions démontrer en entraînant le lecteur à une excursion peu commode dans ces deux affluents escarpés.

* * *

Avant de poursuivre l'exploration du Talent, nous décrirons ici, pour ne pas devoir revenir sur cette région, un affleurement isolé à *Rogény*, entre Assens et Malapalud. A vrai dire, il existe une série de pointements rocheux dans les alentours d'Assens-Etagnières, mais la pauvreté des renseignements qu'ils livrent, et l'impossibilité de les relier aux séries continues des ravins, nous engagent à ne pas entrer ici dans leur détail. Seules les anciennes carrières de Rogény présentent un réel intérêt et nous en donnons la coupe (*coupe 16*):



COUPE 16.

- 5 Grès gris-jaune à empreintes jaunes.
- 4 Grès gris lité à empreintes peu nettes.
- 3 Grès gris bleu en dalles à traces noires ligniteuses (8^e type).
- 2 Grès gris-bleu compact à empreintes noires.
- 1 Grès gris-jaune à empreintes brunes.

Parmi les feuilles bien conservées de ce gisement, on peut reconnaître:

Populus latior, BRAUN.

Cinnamomum lanceolatum, UNGER.

Eugenia Aizoon, UNGER.

Le détail de la roche affleurant dans le lit ou sur les versants du Talent entre le Moulin d'Assens et le Moulin de Bretigny n'offre aucun intérêt particulier. Des écroulements fréquents, une végétation abondante et l'absence de parois nettes sont, d'ailleurs, autant d'entraves à une étude suivie. Et puisque ce tronçon de vallée est creusé dans la prolongation même des assises que nous venons de décrire en détail, tout

ce qu'on en pourrait tirer serait une nouvelle démonstration de la rapidité des passages latéraux de faciès.

Arrivons plutôt au coude du Talent, près du Moulin de Bretigny, qui oriente définitivement la rivière à l'E. Là, d'épais bancs de grès ont été mis en saillie, peut-être s'apparentent-ils à ceux qu'on observe, 2 km. au S, dans le ravin de la Mèbre en aval des Biolettes, en formant au passage les buttes et escarpements gréseux de La Rochette, Montellier et Morrens, et en déterminant dans le paysage le gradin rocheux du Signal de Morrens. Ces bancs gréseux se voient fort bien sur la route de Bretigny à Morrens établie à travers le ravin. On aperçoit de même dans le lit du cours d'eau, au voisinage de la route, les faibles intercalations marneuses limitant ces bancs.

Sous le point coté 731, rive droite, un écroulement récent a dégagé un affleurement de grès moyen passant à des argilo-marnes surmontées d'un grès grossier, traversé de petites failles, auquel succède un grès plus fin et une zone marneuse. Le tout mesure une quinzaine de mètres, et un grès réapparaît au-dessus.

Sous Orgevaux, un coude de la rivière entaille le versant et met en évidence la coupe suivante:

En bas: Complexe de grès moyen passant à des argilo-marnes,	6 m.
Complexe de grès grossier passant à des marnes	7
Grès grossier, visible sur	4

Près du Moulin de Cugy, au premier méandre de la rivière, une faille sur l'importance de laquelle on ne peut se prononcer, orientée E-W, fait buter un grès moyen contre une série marneuse. La lèvre méridionale plonge de 15° au S-E. Sur la marne repose par surface de contact irrégulière un grès à gros éléments. Cette irrégularité de la surface n'est pas le fait de simples ripples-marks, la marne est vraiment entamée par une érosion sous-lacustre.

En amont du pont 693, la vallée s'ouvre, et les affleurements se restreignent strictement au lit du cours d'eau. Un banc de grès de quelques mètres avec intercalation argileuse bigarrée forme un dernier escarpement près du confluent du ruisseau de Bérallaz. Une série de marnes et de grès forme plus loin le fond du lit, tandis que sur les bords, des argiles de fond et graviers morainiques se montrent fréquemment, en particulier sous Chalet-Saboton. Le plongement depuis le Moulin de Cugy se maintient d'environ 8° au S-E.

En somme, le caractère le plus marqué de l'Aquitaniien du Talent, c'est cette succession quasi ininterrompue de ce que nous avons appelé les *complexes gréso-marneux*, il con-

viendrait même de dire grés-marno-argileux. Ces complexes sont, semble-t-il, plus caractérisés encore que dans la Mèbre, ils paraissent se succéder à un rythme plus régulier et atteindre une puissance moyenne plus élevée. Hormis ceci, la similitude est frappante de la nature des formations aquitaines de ces deux ravins.

c) *La limite aquitano-burdigalienne.* — En aval du pont de La Râpe, le Talent creuse un lit en forme de chenal ou d'auge dans un grès gris moyen, plaqueté à la surface. L'épaisseur de ce banc ne peut être mesurée, elle est assez considérable. Ce grès se poursuit jusqu'à quelque cent mètres en amont du pont, et se termine par une série marneuse, la dernière dans ce cours d'eau, composée de marnes jaunes, grises et rougeâtres, avec au sommet un marno-grès fin. Cette série détermine une petite cascade sous l'écluse de la scierie de La Râpe.

Sur cette marne débute un grès gris-vert décomposé. On le retrouve derrière Le Moulin, en bordure de la route, avec déjà de nombreuses empreintes coquillières. Il forme plus loin un énorme banc, variable en grain et composition, présentant une stratification entrecroisée nette, et de nombreux fragments ligniteux à pyrites décomposées formant taches de rouille. Ce sont là les caractères typiques du Burdigalien, et nous allons les retrouver dans le Tiolleyre, affluent sur rive droite.

d) *Le Tiolleyre.* — Le cours inférieur de ce ruisseau jusqu'au confluent du premier petit affluent de Fontannaz est creusé dans des marnes versicolores formant une épaisse série de 6 m. visible sur rive gauche. Ce sont ces mêmes marnes qui forment dans le Talent, par suite d'un léger plongement S-E, le lit marneux de la petite cascade sous l'écluse de la scierie. Et le même grès gris-vert qui les surmonte, nous le voyons réapparaître ici au-dessus d'elles dans l'escarpement de la rive gauche. C'est lui, également, qui constitue une petite paroi prolongée au-dessus de la route de Froideville.

Au confluent du ruisseau de Fontannaz, la pente du thalweg s'accroît dès qu'il passe des marnes au grès gris-vert. Voici ce qu'on peut observer sur les quelques mètres visibles de ce contact :

Sur rive gauche, une marne jaunâtre supporte un grès fin marneux bigarré, épais de 1,5 m., sur lequel s'appuie par surface extrêmement irrégulière, et par l'intermédiaire dis-

continu de quelques centimètres d'argile verdâtre, un grès grossier gris-bleu, à petits cailloux calcaires et fragments ligniteux rouillés, passant rapidement à un grès plus fin. Dans le lit même du ruisseau, la surface irrégulière du grès fin marneux surmontant les marnes est nettement visible. Ce grès fin contient encore de nombreuses empreintes de débris de feuilles. Sur rive droite apparaît le grès supérieur à stratification entrecroisée si caractéristique du Burdigalien.

Ce grès, on peut le poursuivre dans toute la partie supérieure du ruisseau. Il est toujours gris-verdâtre, à stratification entrecroisée, avec une taille fort variable des éléments et, dans la masse, de minces délits durs formant saillies. Il constitue les parois d'une cuvette profonde d'une huitaine de mètres taillée par le ruisseau et dont la forme en marmite est particulière aux grès burdigaliens durs. Par places, il devient subconglomératique, avec des éléments roulés de calcaire siliceux, de gneiss, de granite, atteignant jusqu'à 4-5 cm. Enfin les empreintes coquillières de *Lamellibranches* marins y sont très abondantes quoique mal conservées. Cet énorme banc de grès, épais de plus de 50 m. dans ce ruisseau, c'est la base du Burdigalien.

C'est donc à la base de cette assise de grès, reposant par surface très irrégulière sur les marnes sous-jacentes, les dernières de cette épaisse série aquitanienne où elles abondent, que se place la limite inférieure du Burdigalien. Il y a eu érosion entre les deux séries, sans qu'on puisse constater de discordance; les grès burdigaliens épousent le léger pendage au S-E de la série inférieure. L'altitude de cette limite, 720 m. environ, correspond à celle du même passage dans la Mèbre.

e) *Le Burdigalien*. — Le vallon de Montherond doit le pittoresque de son site aux parois élevées de grès burdigaliens entre lesquelles s'engage le Talent. Soit qu'on suive par période de basses eaux le lit de la rivière, soit qu'on emprunte le petit chemin qui de l'ancienne Abbaye conduit en suivant le ravin jusqu'à la route de Marin, on peut examiner à loisir les caractères de ces grès. C'est même à ce point de vue, le lieu d'élection des environs de Lausanne. Uniformes et gris ou gris-vert dans leur ensemble, leur granulation est sans cesse variable, passant d'une roche subconglomératique aux grès les plus fins. Leur dureté, leur compacité change de même; ils peuvent être sableux, friables, tenaces, très durs même et fort résistants à la désagrégation, au point que certaines assises ne s'écroulent que lorsque l'ablation a eu raison des couches sous-

jaçentes, déterminant un porte-à-faux qui se rompt en dalles perpendiculaires à la stratification.

Dans leur généralité, les grès burdigaliens ont une dureté et une résistance à l'érosion bien nettement supérieures à celles de l'Aquitaniien. Aussi le *talus burdigalien* est-il fortement marqué dans le relief du Jorat. Le cas du Talent est frappant: c'est un vallon qu'il occupe en aval de La Râpe dans l'Aquitaniien, tandis qu'il a creusé un ravin dans les dures assises burdigaliennes du talus.

Dans ce ravin et jusqu'au grand coude de Froideville, la molasse burdigalienne se poursuit de façon continue. L'homogénéité de cette formation fait qu'il est superflu d'en donner une coupe de détail. C'est une énorme masse dans laquelle il est impossible d'établir des niveaux. En de nombreux points et à toutes les altitudes existent des empreintes coquillières, et cela dès la base même de la formation. A vrai dire, ces empreintes sont de grossiers moulages qui n'ont généralement pas gardé trace des fins détails morphologiques nécessaires aux déterminations. Il s'agit surtout des genres *Macra* et *Tellina*.

Un des gisements, particulièrement riche en empreintes, avait déjà attiré l'attention de E. de la Harpe (2).

Aucune relation n'existe entre la taille des éléments du grès et la fréquence des empreintes. Dans les grès fins, celles-ci sont naturellement plus fidèles et plus fouillées, mais ce sont les grès grossiers tout proches de Froideville qui nous en ont fourni les meilleures, avec parfois des parties de test conservées.

Notons l'altitude de quelques-uns de ces gisements: derrière le Moulin de la Râpe le grès coquillier est à 720 m., dans le Tiolleyre à 730 m., dans le ruisseau de Bérallaz, affluent du Talent, à 795, aux carrières de Froideville à 840, à la source même du Talent, au Jorat-de-l'Evêque, à 900, et de nombreux points de moindre importance seraient à intercaler encore dans cette énumération. Il en résulte que sur toute son épaisseur le Burdigalien peut être coquillier.

Un des traits les plus saillants de l'étage, c'est la disparition presque totale de toute la partie argileuse de la molasse. Marno-grès, macignos, marnes et argiles sont inexistantes ou réduits à de minces intercalations lenticulaires de quelques centimètres de puissance. C'est là un des caractères distinctifs essentiels d'avec la Molasse aquitanienne. La morphologie des ravins s'en ressent particulièrement: les écroulements des versants sur les plans marneux, si fréquents dans l'Aquitaniien, ont totalement disparu.

Le plongement qui était encore au-dessus de Montherond, sur le chemin de La Rammaz, de 5° au S-E, s'est atténué progressivement, la molasse devient subhorizontale, puis au coude vers Froideville elle semble être tabulaire.

A 200 m. en amont de ce coude la molasse, qui jusqu'alors occupait les versants jusqu'aux faîtes, s'abaisse et disparaît même dans le thalweg. Le ravin n'est plus alors creusé que dans du matériel erratique, ainsi que cela a déjà été décrit au chapitre du glaciaire. La roche reprend sur une centaine de mètres sous Paturiau, cesse à nouveau et ne réapparaît qu'au point 783. C'est là un ancien lit, comblé, puis repris par une érosion plus jeune.

A partir de là, le ravin supérieur du Talent et ses nombreux affluents dans ces bois du Haut-Jorat si riches en ruisselets, montre par-ci par-là un affleurement, arrondi par le gel et l'érosion, d'un grès en général grossier. A Moille-Carées, un affleurement un peu plus important montre que la roche est tabulaire. Nous approchons du faite du Jorat et les ruisseaux n'ont plus qu'un lit encombré de graviers morainiques, de mousses et de terre végétale où la roche ne se montre plus.

Comme la Loire, le Talent naît du trop-plein d'une fontaine. En bordure du Chemin-des-Paysans, près de la maison forestière du Jorat-de-l'Evêque, cette fontaine s'alimente à un ruisselet. Coupant le lit de ce filet d'eau, une exploitation de matériaux d'empierrement entaille la roche et met à jour, à l'altitude de 900 m., un excellent affleurement. Le grès burdigalien y apparaît très grossier, dur, de teinte claire, à nombreuses empreintes coquillières et fragments ligniteux rouillés. La roche est dalée, ce qui est le cas général dans la partie haute du Burdigalien et ces dalles plongent au N-N-E de quelques degrés. On ne peut cependant, dans ces bancs à stratification entrecroisée, attacher grande importance à cette indication.

* * *

Nous rattacherons à cette description, pour ne plus revenir sur cette région, deux affleurements isolés intéressants appartenant au Burdigalien :

f) *Planche-Riande*. — Le premier est sur la butte de Planche-Riande, entre Montherond et Bottens. Sur un chemin montant, à l'orée S du bois, la surface d'un grès gris-vert grossier montre les traces d'une série de minuscules failles à faible rejet, recoupant la roche en tous sens, et y déterminant des plongements divergents. C'est là un petit accident très local,

mais fort curieux, rappelant les petites failles du bas du ruisseau d'Etramaz.

g) *Les carrières de Froideville.* — Le second affleurement est aux anciennes carrières de Froideville, entre le hameau de Raffort et le point 843. Il montre une curieuse alternance de bancs coquilliers très calcaires et durs (11^e type) avec des grès tendres verts, chloriteux et glauconieux déjà décrits (12^e type), à stratification très entrecroisée. Le plongement, au bas de cette série épaisse de 8 à 10 m., est beaucoup plus accentué que vers le haut. C'est un indice de ruptures d'équilibre au cours de la sédimentation, qui, modifiant la disposition du bassin et le cours des apports détritiques, entraînaient des différences brusques dans la constitution lithologique des sédiments et amenaient le remaniement de dépôts déjà effectués.

Dans les bancs coquilliers, les empreintes sont nombreuses et bien conservées. En plus des Foraminifères, des débris d'algues et des dents d'*Odontaspis cuspidata*, Ag., on y distingue les Bivalves habituels du grès coquillier: *Macra*, *Tellina*, *Tapes*¹.

2. LA MENTUE.

Plus encore que le versant rhodanien, le Jorat septentrional est dépourvu d'affleurements, hors des vallées qui l'entaillent. Mais ces vallées, heureusement pour le stratigraphe, sont profondément encaissées et mettent fréquemment à jour les épaisses assises miocènes.

La vallée de la Mentue présente une bonne coupe de l'Aquitainien supérieur et de son passage au Burdigalien. De cette coupe, que nous détaillerons, va se dégager la même monotonie dans la succession des dépôts, déjà révélée par les coupes de la région occidentale. Montrer cette similitude de faciès, cette identité dans le passage aquitano-burdigalien, c'est là tout l'intérêt de cette étude de détail. Et ces constatations nous autoriseront à élargir les conclusions des observations précédentes.

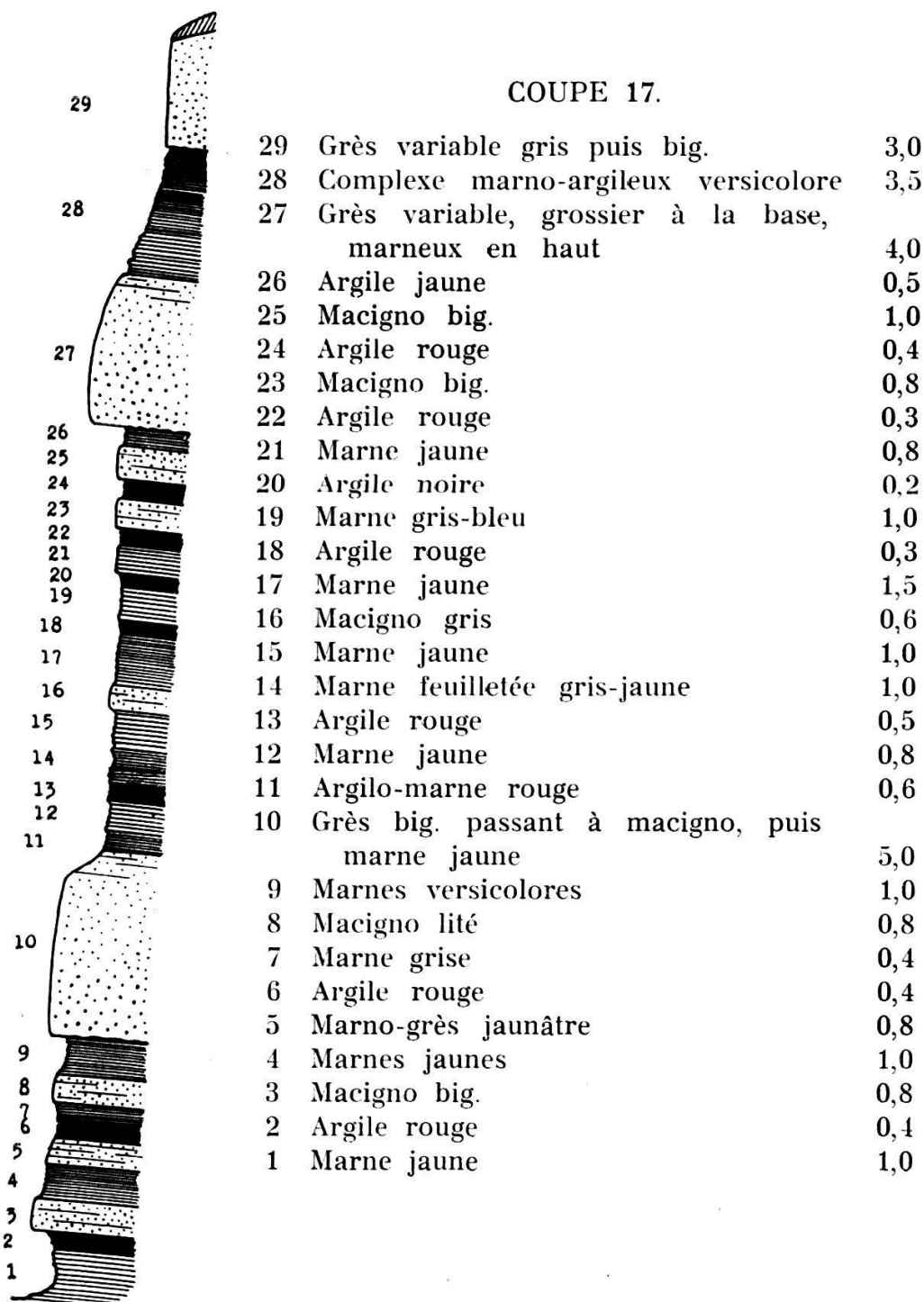
Le cours inférieur de la Mentue a été étudié et cartographié par W. Custer, à qui en appartient la description¹. C'est à 1,5 km. en aval du Moulin des Engrins qu'il nous revient de commencer l'examen détaillé des affleurements. Pour

¹ *Pecten praescabriusculus* n'a, à notre connaissance, jamais été trouvé dans la région.

² Depuis lors, ce travail a été abandonné en cours d'exécution, comme il a été dit dans l'Avant-propos.

plus de clarté, c'est de ce moulin même, sur la route franchissant la Mentue entre Fey et Possens, qu'il convient de partir.

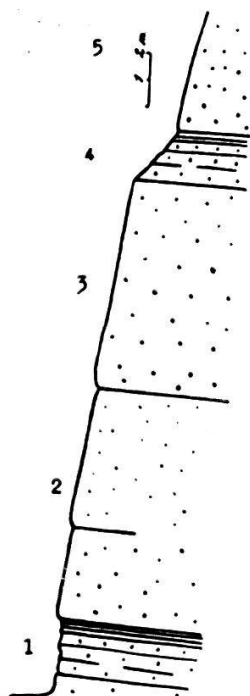
Il existe en face du moulin, sur rive droite, un fort bel affleurement, figuré par la coupe 17. La partie inférieure



de la coupe est la terminaison argilo-marneuse d'un complexe gréseux subordonné apparaissant en aval dans le ravin. Deux complexes grés-marneux successifs et des plus nets se superposent ensuite, avec décroissance progressive du grain et limite

irrégulière avec le complexe superposé. L'irrégularité de la surface limite est particulièrement frappante sous la masse gréseuse supérieure de 4 m. Le lit de marne jaune qui la supporte est discontinu, entièrement érodé par place. Ce ne sont pas là des ripple-marks, mais les traces d'une ablation précédant l'arrivée des éléments détritiques grossiers de la base du grès.

Le complexe marneux de la base de la coupe est important et en descendant le cours de la rivière, on le découvre



COUPE 18 (haut. tot. 25 m.).

- 5 Grès gris.
- 4 Macigno passant à marnes jaunes.
- 3 Grès gris variable.
- 2 Grès gris variable.
- 1 Macigno big. passant à marnes.

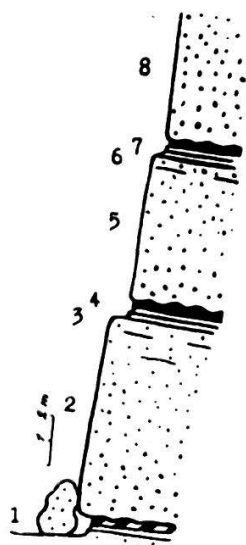
sur une épaisseur de 5 m. Le grès subordonné, visible plus bas, atteint 6 m. de puissance.

A partir de ce grès, la direction du cours d'eau par rapport au pendage de 4° au S-S-E fait qu'en descendant le cours on remonte dans la série stratigraphique; on retrouve donc en aval la zone marneuse.

On arrive ainsi au confluent du ruisseau des Bugnonets. La coupe observable dans ce ruisseau rappelle dans ses grands traits, celle de l'affleurement des Engrins, mais déjà les faciès lithologiques se sont sensiblement modifiés. C'est là une démonstration de plus de la fréquence et de la rapidité des passages latéraux sur laquelle nous ne nous attarderons pas.

Depuis ce point, il devient extrêmement malaisé de parcourir le ravin de la Mentue; on n'y peut parvenir qu'en empruntant le lit de la rivière en période de basses eaux. On ne tarde pas à découvrir à 500 m. de là, et séparés par cette

même distance l'un de l'autre, deux très beaux affleurements sur rive droite, mettant en évidence, dans de hautes falaises lisses, la composition essentiellement gréseuse de leurs assises. On redescend dans la série, et le grès supérieur du premier affleurement (*coupe 18*) représente à peu près le niveau du dernier grès signalé en amont. L'affleurement suivant (*coupe 19*) nous amène à rejoindre le territoire dont W. Custer poursuit l'étude. On voit, en haut, le grès du complexe grésomarneux dont le bas de la coupe précédente montrait la marne. Deux autres complexes subordonnés sont remarquablement sem-



COUPE 19 (haut. tot. 20 m.).

- 8 Grès gris variable.
- 7 Argile rouge.
- 6 Marne grise.
- 5 Complexe grès-macigno.
- 4 Argile rouge.
- 3 Marne gris-jaunâtre.
- 2 Complexe grès-macigno.
- 1 Marne jaune sur macigno.

blables en puissance et composition. Les parties argilo-marneuses sont réduites; toutes deux passent d'une marne grise à une argile rouge et présentent avec les grès supérieurs un contact irrégulier ou partiellement érodé. Les grès montrent bien la décroissance progressive en hauteur de la granulation. L'ensemble de ces sédiments est identique en composition, coloration et aspect général à ceux de l'Aquitaniens du versant rhodanien.

Depuis le haut de l'affleurement des Engrins, on a rencontré jusqu'ici une série molassique de 90 m. Topographiquement, la dénivellation entre le point haut et le point bas de cette coupe n'est que de 70 m. La différence provient de la direction à l'E-N-E des couches avec un plongement constant au S-S-E, tandis que la direction générale du ravin est au N-E. La succession des complexes grésomarneux doit se poursuivre, d'après nos observations, beaucoup plus bas dans la Mentue.

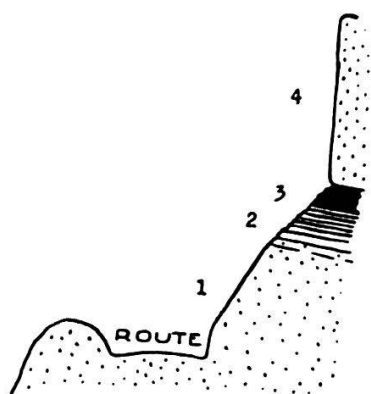
Depuis le Moulin des Engrins, où nous revenons maintenant pour remonter en direction opposée le ravin de la Mentue, on voit très bien sur rive droite un long affleurement formant falaise, de la composition suivante :

En bas: Complexe marneux ou marno-gréseux	13 m.
Grès gris	8
Marnes versicolores et marno-grès	5
Grès gris	4

C'est la prolongation S de l'affleurement des Engrins avec des modifications latérales.

Sur cette même rive, la route de Possens, avant de sortir du ravin, est taillée dans le grès supérieur de l'affleurement des Engrins. Le bord de la route donne la *coupe 20*, faisant suite en haut à la coupe 17.

En partant du pont par le sentier de la rive droite, on ne tarde pas à rencontrer le grès inférieur, de 8 m. de puis-



COUPE 20.

4	Grès moyen big.	3,5
3	Argilo-marne rouge	0,5
2	Marnes diverses	1,5
1	Grès gris variable.	

sance. Le contact avec la série marneuse subordonnée donne naissance, sur le sentier, à une venue d'eau.

L'affluent rive gauche, le Botterel, montre à la confluence un haut escarpement de grès gris de plus de 8 m. Sous Bois-Clos, à 150 m. de là, un abrupt dégagé par un glissement révèle la *coupe 21*. Cette même coupe est encore visible en amont mais la série marneuse s'est enrichie d'une marne jaune.

A partir de là, la stratigraphie du Botterel se simplifie, on n'aperçoit plus dans le ravin que des grès gris uniformes, sauf au pont 638 où s'intercale une mince marne jaune.

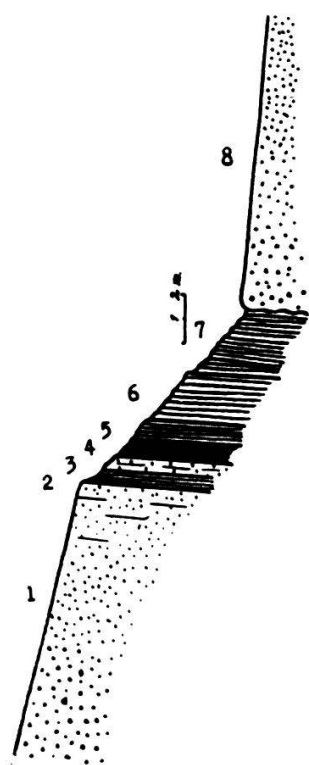
Reprenons le chemin de la Mentue: le petit affluent de la rive droite à l'E de Possens cascade à son confluent sur le grès moyen de la série Engrins. Le lit de la Mentue, en cet endroit, est taillé dans le complexe moyen de cette série. La suite du ravin, jusqu'aux Tuilières de Naz, montre des grès et marnes correspondant à peu près à la suite de la série Engrins.

Les Tuilières de Naz exploitèrent autrefois dans la Mentue, près des ruines d'un ancien moulin, des argiles versicolores qui se superposent à la série Engrins. Sont-ce ces mêmes argiles grises et rouges qu'on exploite maintenant à la Tuilerie

de Possens, à l'altitude de 660 m., directement au-dessus de l'affleurement des Engrins? Il y a tout lieu de le croire, et l'on a donc ici une continuité relative dans les faciès.

Immédiatement en amont du coude des Tuilières, la Mentue coule, au-dessus des argiles, sur un grès fin gris-bleu de 2 à 3 m., puis sur un macigno bigarré de 2 m., auquel fait suite un nouveau grès gris-bleu plus fin. Juste en aval du pont, un marno-grès lui succède.

La route descendant de Naz, à 15 m. au-dessus de la rivière, est dominée par une paroi de grès moyen bigarré de



COUPE 21.

8	Grès gris variable	12,0
7	Marnes versicolores	2,5
6	Marnes big.	1,7
5	Marnes bleues et jaunes	0,8
4	Argilo-marne rouge	0,7
3	Macigno big.	0,6
2	Marnes bleues et big.	0,5
1	Complexe grès-macigno variable	11,0

4 m. Enfin, sur l'autre rive, derrière une scierie, le talus d'un petit chemin est en marne bleue.

On a donc à cette localité la série suivante:

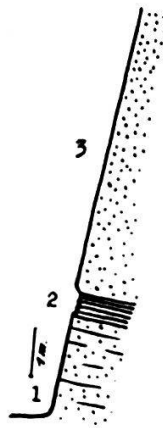
- 1° en haut, déterminant le bord abrupt du vallon, une zone de grès bigarré (paroi de la route);
- 2° une série marneuse formant le fond aplati du ravin (marnes bleues du chemin);
- 3° une zone de grès sur laquelle repose le tout, visible dans l'affleurement derrière la maison du coude de la rivière.

Ce banc de grès se retrouve au confluent du Coruz, affluent de la rive gauche. Sur ce grès, la coupe 22 se superpose, visible dans un escarpement de la rive gauche du petit affluent.

A quelques pas, dans une petite cascade, la partie infé-

rieure du marno-grès jaune se transforme en un grès fin de même teinte.

Sous le point coté 707, dans le petit affluent rive droite, la zone supérieure de grès bigarré est visible sur une hauteur de 17 m., soit jusqu'à la cote 675 au moins. On le voit, la prédominance des grès s'affirme déjà, indiquant le voisinage de l'Aquitarien supérieur. A cet égard, les affleurements du Coruz sont précieux, car le ravin de la Mentue à cette hauteur, malgré un versant de plus de 100 m., dont la partie haute est déjà en Burdigalien, ne fournira que de pauvres indications.



COUPE 22.

3	Grès variable	6,0
2	Argilo-marne big.	0,5
1	Macigno jaune	2,0

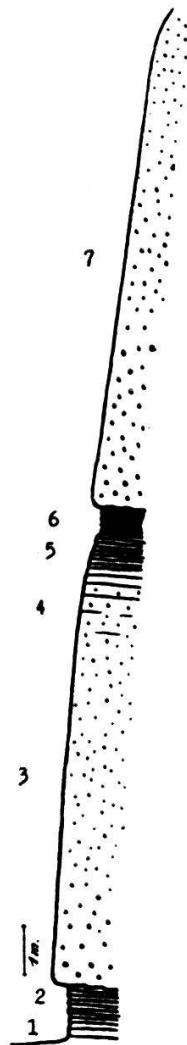
L'épais grès bigarré se rencontre encore dans toute une série d'affleurements du Coruz. Au coude de ce ruisseau, à 200 m. sous le pont 677, un escarpement montre dans ce grès une intercalation de marne jaune, bigarrée vers le haut, et constituant la base de la coupe 23, qui terminera la série de Coruz. Signalons encore dans ce ruisseau un beau type d'écroulement du grès inférieur sur la marne sous-jacente et déterminé, pour une part au moins, par de petites failles.

En amont des Tuilières de Naz, le ravin de la Mentue, toujours profondément encaissé, ne présente plus ni parois ni abrupts. Il est par suite difficile d'y établir une coupe un peu suivie et l'essai qu'on en peut faire est forcément laborieux.

Au bord du chemin longeant l'ancien chenal sur rive droite, à 4 m. au-dessus du cours d'eau, est un affleurement de grès gris moyen. On le retrouve encore sur une épaisseur équivalente, mais plus bigarré, au petit barrage. Sans doute passe-t-il à des marnes. En tout cas on retrouve ensuite un grès moyen suivi d'un grès fin bigarré, puis d'une argile rouge de 60 cm. surmontée, près d'une petite cascade, d'un macigno jaune.

Sur rive gauche, 150 m. en aval du pont 665, la coupe 24 est visible.

Le petit affluent descendant de la rive droite ne montre guère que des grès gris. Cependant, au N de la tête de son ravin, à une altitude voisine de 730 m., la route de Peyres à Sottens franchit en tranchée le prolongement de la partie supérieure du versant droit de la Mentue, et l'on peut constater



COUPE 23.

7	Grès variable	7,0
6	Argilo-marne rouge	0,5
5	Marne big.	1,0
4	Macigno big.	1,5
3	Grès variable	6,5
2	Marne big.	0,5
1	Marne jaune	0,5

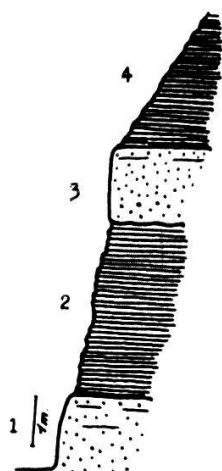
là l'existence d'un grès gris-vert, à taches ligniteuses rouillées et à stratification entrecroisée, dont l'aspect est absolument celui du Burdigalien.

Puis la Mentue chemine sur un lit d'alluvions avec, par-ci par-là, un pointement de molasse. Ce sont presque toujours des grès moyens ou des marno-grès bigarrés. A 200 m. en aval du Moulin de Dommartin, sur rive gauche, un escarpement de beau grès gris montre des passages rapides à des intercalations marneuses, puis argileuses.

A 150 m. en amont de ce moulin, un autre escarpement montre à l'évidence que toute la partie inférieure du versant

droit est composée du même grès gris-bleu, sableux, très homogène, avec de faibles variations dans la granulation.

Jusqu'à La Scie, on ne rencontre plus que ce grès, et ce n'est qu'à 500 m. de là qu'on en atteint la partie supérieure, à un coude de la Mentue. Il y est surmonté par une série de marnes bigarrées de 3 m., avec au-dessus un banc de grès fin horizontal de 1,2 m., passant à un macigno bigarré. Cette petite série, qui forme affleurement sur rive droite, se retrouve plus haut dans le lit et l'on constate que des bancs argileux rouges ou bleu-foncé s'intercalent dans la série de macigno.



COUPE 24.

4	Marnes versicolores	3,0
3	Grès fin	1,5
2	Marnes versicolores	3,5
1	Grès fin et macigno jaunâtres	1,5

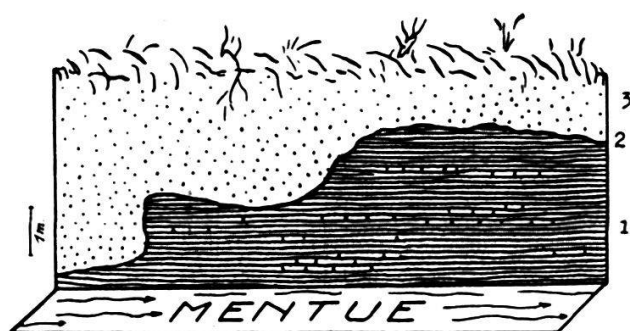
a) *La limite aquitano-burdigalienne.* — On arrive ensuite à une cascade en fer à cheval déterminée par le passage de ce macigno bigarré devenu plus marneux à un grès bigarré moyen de 3 m. de puissance.

Plus loin, sur rive gauche, 100 m. en aval du point coté 734, toute cette série se poursuit par des marno-grès jaunâtres et grisâtres plus ou moins lités dont la partie supérieure, irrégulièrement entamée, porte d'évidentes traces d'une profonde érosion. Un grès gris-vert remplit les cavités du marno-grès et se superpose à lui comme l'indique la *coupe* 25.

Cette même série détermine à son intersection avec le cours d'eau une cascade de 2 m. de chute, sur les côtés de laquelle la superposition irrégulière du grès à la marne apparaît fort nettement.

Le grès gris-vert, strié de petites zébrures sombres, à stratification entrecroisée et fragments ligniteux rouillés, à granulation variable, contenant de petits lits de grès fin très dur, rappelle en tous points le Burdigalien du Talent et de la Mèbre. Et comme pour ces deux cours d'eau, une érosion s'affirme avant qu'il succède à l'Aquitainien.

L'altitude de ce passage, à 720 m. environ, fait qu'on doit le retrouver longuement sur rive droite, à mi-côte de l'escarpement qui fait face à Dommartin. En réalité, il y est fort peu visible. Tout au N de cet escarpement, sur la route de Peyres à Sottens, nous avons reconnu l'existence du Burdigalien. Dans le Mongin, affluent de la rive droite vers Chardonney, on observe d'abord, à la base, des grès gris puis un banc de marne qui doit être la limite de l'Aquitainien, au-dessus duquel, à la hauteur du Burdigalien, apparaissent des grès gris-verts. Ce sont là les seuls points, en dehors de la Mentue, qui permettent de fixer le début de



COUPE 25.

- 1 Marno-grès lité.
- 2 Surface de transgression.
- 3 Grès gris-vert.

la formation burdigalienne, dissimulé partout ailleurs sous la terre et la végétation.

Signalons ici qu'à Bochet, 300 m. au S-E de Chardonney, une tranchée de chemin montre le grès à lignites ferrugineux et stratification entrecroisée typique.

A partir de là, le ravin de la Mentue perd beaucoup de son intérêt. Certes, en de nombreux endroits, les grès marins gris-verts vont réapparaître, montrant toujours les mêmes caractères, avec en plus quelques empreintes coquillières confuses, mais les terrains erratiques, à l'W de Villars-Tiercelin prennent une assez grande importance et encombrement souvent le lit de la rivière. Il y a certainement là un revêtement morainique d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, composé surtout de sables et d'argiles à blocs.

Enfin, au S de Villars-Tiercelin, dans les forêts du Haut-Jorat, le ravin reprend de l'importance. Les affleurements sont fréquents et uniformes et le pendage reste faible au S-E, mais dans le haut du ravin, où apparaissent les derniers bancs rocheux, la stratification paraît atteindre l'horizontalité.

D. Le versant broyard.

A l'est de la ligne de faite du Haut-Jorat, les caractères géologiques et morphologiques du sol diffèrent passablement de ceux du versant ouest. La stratification y est tabulaire ou presque, car si dans l'ensemble la légère inclinaison au S-E se poursuit, les pendages rapides de l'W n'existent plus. D'autre part, les vallées et les affleurements de ce versant, dont la Broye occupe la partie basse, ne montrent jamais autre chose que des grès burdigaliens, durs, dépourvus d'intercalations marneuses. C'est dire que les écroulements de versants, si fréquents dans l'Aquitainien de l'W, n'existent plus. De la solidité plus accentuée du sous-sol naît donc un paysage différent, au relief plus diversement accidenté, fait d'un déroulement de collines et de vallons successifs, dirigés du S-W au N-E, descendant rapidement vers la Broye, d'où s'échelonnent des plans successivement ascendant jusqu'aux Pré-alpes bordières.

Si pittoresque que soit ce versant, son exploration géologique n'en est pas moins d'une décevante monotonie. Ce ne sont, dans les entailles profondément creusées par les cours d'eau, où les affleurements ne sont point rares, que bancs de grès burdigaliens dont la tranche seule est observable, difficilement, en de hautes parois uniformément lisses et mousues. Souvent, d'ailleurs, les versants ne montrent pas la roche, envahis qu'ils sont du haut en bas par une abondante végétation.

Il ne peut donc être question d'y établir des coupes pas à pas, analogues à celles que nous avons relevées dans les cours d'eau du versant rhodanien. D'autre part, ces cours d'eau sont généralement subséquents et se maintiennent longuement dans les mêmes assises plutôt que de les traverser, disposition défavorable pour la recherche stratigraphique. Enfin, l'uniformité de la sédimentation est telle qu'on ne saurait attendre aucun intérêt de cette description.

Pour ne pas modifier notre méthode d'observation, c'est en remontant ces différentes vallées que nous chercherons à en dégager la constitution géologique, en rapportant toujours à la vallée la plus proche les affleurements épars à la surface du pays, ceux-ci jouant ici, nous le verrons, un rôle souvent important.

1. LA MÉRINE.

La vallée de la Mérine est la plus encaissée, non seulement de ce versant, mais de l'ensemble du Jorat. La différence d'altitude entre le thalweg et le haut du versant atteint jusqu'à 200 m., lui conférant par là un aspect imposant. Une route en parcourt longuement le fond, de Moudon à Sottens; l'abord en est donc des plus aisé.

La ville de Moudon, au confluent de la Mérine et de la Broye, est un peu en dehors de notre limite cartographique. Elle est néanmoins le véritable point de départ pour l'exploration de la vallée et nous l'adopterons comme tel, ceci d'autant plus que la ville elle-même et ses abords immédiats offrent de nombreux points d'observation des sédiments molassiques. Moudon est en plein grès burdigaliens, et ce fait avait déjà frappé les anciens auteurs. A. Jaccard (3) en particulier, a esquissé une petite coupe synthétique de la molasse de cette localité en y figurant, à la base puis vers le haut de la série marine, deux épaisses intercalations de grès coquilliers. En fait, la série entière présente uniformément tous les caractères du Burdigalien. Sous la vieille ville, occupant une falaise dominant la Broye, il en existe un bel affleurement; et le monticule couronné du vieux château en est entièrement constitué. Le fond de la vallée à Moudon est à l'altitude de 500 m. A 6 km. à l'W, dans la vallée de la Mentue, c'est à 720 m. que nous avons situé la limite aquitano-burdigalienne. Cette dénivellation prouve que malgré son horizontalité apparente la molasse du plateau de Sottens continue à suivre le plongement général vers la chaîne alpine. Ce plongement moyen, donné de la sorte par la tangente, serait au minimum de 2 à 3°. En réalité, il doit être supérieur. Rien ne permet, en effet, de supposer qu'on ait affaire, à Moudon, à l'extrême base du Burdigalien; au contraire, celui-ci se poursuit longuement en aval dans la Broye. D'ailleurs, nous le verrons plus loin, ce plongement est manifestement plus élevé en plusieurs points.

En remontant la Mérine, les grès gris-verts apparaissent à maintes reprises, dès la sortie de Moudon, à gauche et à droite de la route de Sottens. Ces grès sont du Burdigalien caractéristique à la stratification entrecroisée, au grain variable, mais dans l'ensemble plus grossier que dans les affleurements de l'W. Cette masse de grès est entièrement dépourvue de marnes, et l'on y découvre par endroit de très mauvaises empreintes coquillières de Lamellibranches.

Les plus nettes de ces empreintes se trouvent à La Rochette, à 600 m. d'altitude, sur rive gauche. Il y a là une ancienne exploitation désaffectée de matériaux pierreux pour la ville voisine, et dont le front de taille montre de nombreuses traces coquillières appartenant pour autant qu'on en puisse juger, aux genres précédemment cités. L'aspect du sédiment est en tous points pareil à celui de Montherond: même stratification entrecroisée, même variabilité désordonnée de la granulation, mêmes nodules ligniteux et pyriteux décomposés. Cette carrière devait être ouverte au temps de Jaccard, d'où la figuration dans sa coupe d'une zone de grès coquillier à cette altitude.

En amont, sur chaque flanc de la vallée, des falaises situées à des altitudes diverses mettent en évidence la composition essentiellement gréseuse de la roche. Un bon affleurement sur rive droite, à 300 m. du Chalet Crisinel, permet de se rendre compte des différentes variétés de ces grès. Les deux principaux facteurs de différenciation sont la taille des éléments et la proportion relative du ciment calcaire. Si l'on ajoute que de l'abondance de ce dernier dépend non seulement la cohésion de la roche, mais aussi sa résistance à la décomposition et à la désagrégation par les agents extérieurs, on peut dire que le simple jeu de ces deux facteurs détermine toutes les manières d'être de la molasse burdigalienne. Le découpage de la masse des sédiments en bancs apparents provient de minces intercalations de grès en général moyens ou fins, très peu cimentés et particulièrement gélifs, que leur résistance moindre à l'ablation met en retrait dans les affleurements.

L'affluent de la rive gauche, entre Martherenges et Sottens, la Ténétaz, présente dans son roide ravin une belle série de ces grès. Le tranchant des couches ne s'y prête pas à l'observation de traces coquillières.

A 1 km. de Sottens, tout le long de la route, la molasse est apparente. Le plongement est net, d'environ 4° au S-E. La base de l'affleurement est un grès compact au-dessus duquel s'étagent de minces lits de grès fins remarquablement constants en granulation et épaisseur. Certains de ces lits, cependant, naissent en lames très aiguës dans la masse, laissant croire, au cours de leur dépôt, à une modification de l'horizontalité du fond.

Sur ces grès lités, par l'intermédiaire d'une surface de ripplemarks, repose un grès plus grossier d'une stratification tumultueuse et fortement entrecroisée mise très nettement en évidence par les différences de résistance à la désagrégation

des divers niveaux, dont le désordre contraste avec l'arrangement régulier des lits sous-jacents.

Le bras de la Mérine qui sert de déversoir au plateau de Sottens porte le nom de ruisseau des Aubarandes. La partie inférieure de sa vallée, très encaissée, montre la roche à vif, et les petits affluents de la rive droite, descendant des Grandes-Moilles et des Molards, coulent d'une manière continue sur le grès burdigalien sans pour cela montrer rien de bien particulier, sinon quelques mauvaises empreintes coquillières.

Après le coude de Sottens, dont la rive droite est un ancien glissement de matériel morainique, on finit par sortir du ravin proprement dit, où la molasse n'est plus qu'à peine visible, et l'on atteint le Marais, cuvette marécageuse et reliquat probable d'un petit lac glaciaire, où prend naissance le ruisseau des Aubarandes.

L'autre bras de la Mérine, sur le prolongement de la vallée inférieure, à l'W d'Hermenches, montre une rive droite tapissée de glaciaire. La molasse a cessé sur ce versant, depuis la butte cotée 732, au N de Moille-Robert. Elle réapparaît seulement dans la partie supérieure du petit ruisseau descendant de ce hameau. Puis, on ne l'aperçoit plus sur cette rive, où de petites exploitations ne montrent que de la moraine.

Sur l'autre rive, également, elle disparaît bientôt. A la hauteur du gué de Baumaz, elle n'existe même plus dans le thalweg encombré, par contre, de matériaux morainiques et de blocs erratiques. Elle ne réapparaîtra qu'après une interruption d'un demi km., pour disparaître ensuite dès le Moulin des Forges. Nous avons vu, lors de l'étude du glaciaire, qu'il existe ici une ancienne vallée comblée et reprise par l'érosion actuelle, qui n'a pas encore reconquis l'ancien thalweg. Lorsque la roche reprend enfin dans le haut du vallon, on ne distingue plus que quelques mauvais pointements de grès gris-vert.

Dans le bas du ruisseau de Lava-Bobiux, autre bras de la Mérine, des sables et graviers fluvioglaciaires dissimulent la roche. Celle-ci réapparaît brusquement dans une cascade du ruisseau. Il s'agit là d'un ancien versant de vallée, au grès gris-vert passablement décomposé.

* * *

Il convient maintenant de décrire deux affleurements des plus intéressants, situés au N de la vallée de la Mérine.

a) *Cornier*. — C'est une petite exploitation de grès actuellement abandonnée, à 200 m. au S-W de la maison de Cornier, au bord de la route, et à 800 m. d'altitude. On y peut voir

de la molasse en plaquettes ou en dalles à stratification très entrecroisée, à ce point qu'on ne peut accorder grand crédit à son indication de pendage au N. Il s'agit là d'un grès très grossier, subconglomératique, à nombreux cailloux, très dur et spathique, dans la constitution duquel les débris coquilliers entrent pour une large part (*14^e type*). Toutes les coquilles sont brisées, mais les fragments en sont bien conservés et si nombreux qu'ils font de ce grès une belle lumachelle. Ces coquilles, pour autant qu'il est possible de s'en rendre compte, appartiennent aux genres communs dans les gisements inférieurs de grès coquillier.

D'autre part, nous avons vu que ce grès contient des foraminifères à test mince.

b) Aillérens. — C'est encore une ancienne et petite exploitation de grès, à 2 km. au N-W de Cornier, au-dessus de la grande ferme d'Aillérens, dans le Bois-Savary, à l'altitude de 860 m. environ. Il est difficile de situer précisément cet affleurement dans la stratigraphie du Burdigalien, car toute la région environnante est dépourvue de points d'observation de la molasse. Sur ce dôme d'Aillérens, sorte de second petit Jorat plus septentrional que le premier, on voit bien, ici ou là, pointer la roche dans un ruisselet ou un chemin creux, mais on n'y trouve jamais une indication du pendage. Toutefois, l'altitude même de ce gisement lui attribue une place élevée dans la série burdigalienne, comparable à celle des grès coquilliers de la source du Talent, dans le Haut-Jorat, peut-être même supérieure. En tous cas, c'est un point haut de la stratigraphie molassique vaudoise, et c'est également, à part les dépôts à feuilles, un des gisements fossilifères les mieux fournis de la région étudiée.

Le grès y est assez semblable à celui de Cornier, même caractère spathique et subconglomératique; mais les cailloux inclus y sont plus volumineux, atteignant jusqu'à la taille d'une noix. Ce sont des jaspes, des quartz, des calcaires siliceux. Comme à Cornier, ce grès est en dalles discordantes dont la surface est une lumachelle pétrie de débris coquilliers. Le test des coquilles est généralement conservé, mais la dureté du grès est telle, qu'il est difficile d'en détacher quelques fragments.

Les taches ligniteuses témoignent d'une décomposition exceptionnellement avancée, et un banc d'aspect ferrugineux, de 5 à 10 cm. d'épaisseur, est entièrement coloré par la décomposition des pyrites.

Cette carrière est malheureusement envahie par la végétation, et seuls quelques mètres carrés de grès sont encore visibles. Au temps de l'exploitation active de la molasse, on aurait à coup sûr découvert ici de précieux échantillons de la faune de ce niveau, dont il ne subsiste actuellement presque plus rien.

2. LA BRESSONNAZ.

Le cours de cette rivière ne présente pas grand intérêt pour la stratigraphie. En face de son confluent avec la Broye, se dresse une falaise de grès burdigalien qui est un des meilleurs affleurements de la région et démontre à souhait combien la prudence est nécessaire dans l'interprétation des pendages de cet étage à stratification confuse, non seulement entrecroisée, mais, pourrait-on dire, enchevêtrée.

La Bressonnaz se développe longuement dans ces grès qui souvent forment des parois lisses dans le ravin. Il y a certes de bons affleurements, mais qui n'apportent rien de plus à nos connaissances sur ces sédiments. Chaque fois que le plongement paraît pouvoir être pris, il est de quelques degrés à l'E. Le seul point dans la partie inférieure du cours, où nous ayons découvert des empreintes coquillières nettes, est le fond du ravin sous le lieu-dit Champs-de-Syens.

Ici encore, le glacaire occupe, par places, le ravin. Dans la région d'Ussières, le lit du cours d'eau franchit sur une longueur de 1,5 km., une ancienne dépression à comblement morainique dont nous avons parlé précédemment.

Dans le ruisseau de Corcelles, à l'W de Riograubon, une carrière met en évidence un grès coquillier à empreintes peu nettes, grossier, voire subconglomératique, en dalles horizontales très dures, d'une identité parfaite de faciès avec celui de Talent, à 1,5 km. au S-W.

Après l'interruption d'Ussières, la Bressonnaz chemine longuement dans le Burdigalien. Un kilomètre en aval de l'étang de patinage de Ste-Catherine la molasse cesse dans le lit et le cours supérieur du ruisseau n'occupe plus que de la moraine.

3. LE CARROUGE.

Ce ruisseau, nous l'avons dit, traverse lui aussi, depuis Carroz près Vucherens jusqu'au voisinage de Mézières, une dépression remplie de matériel erratique. Quant aux affleurements qu'il découvre, ils sont rares et de fort mince importance. Un seul mérite une mention particulière, encore appartient-il à l'un des affluents descendant du talus molassique

dominant Pendens. Il existe là un ancien ravin comblé, puis réoccupé, dont il a été parlé lors de l'étude du glaciaire. Les parois sont d'un fort beau grès gris-vert compact, épais de plusieurs dizaines de mètres, et d'une composition remarquablement constante, dénotant une période relativement longue de sédimentation uniforme.

Dans cette même région, si pauvre en affleurements rocheux, il convient d'en signaler un autre de première importance: les anciennes carrières de Servion, à la sortie N-E du village. Le front de taille, dans les grès verts, est encore dégagé. Il met en évidence un phénomène des plus courants dans la molasse: par décomposition, la roche a tendance, au voisinage du sol, à se liter horizontalement, c'est-à-dire que cette décomposition opérée avant tout aux dépens du ciment calcaire, fait ressortir dans la masse une stratification inapparente.

Les assises de ce grès grossier, à stratification très entrecroisée, indiquent un plongement général de 3° à l'W-N-W, indice de l'amorce d'un bombement au voisinage de l'axe anticlinal du plateau, éloigné de quelques centaines de mètres au S-E¹.

Il a été tiré de cette carrière plus de 25 000 m³ de grès. Et si actuellement plus aucun reste fossile ne subsiste sur le front de taille, ce ne dût pas être toujours le cas lors de l'exploitation. Mais ceci, c'est l'histoire de toutes les carrières aujourd'hui délaissées du Jorat. A cet égard, on peut bien dire que le temps d'étude de la faune molassique paraît définitivement révolu.

¹ Des études ultérieures dans la région de l'axe anticlinal, de part et d'autre de la feuille de Corcelles nous ont montré que cet accident ne présente pas, localement, la structure anticlinale proprement dite. Le Stampien (Molasse à *Helix*) marneux, fortement incliné au S-E et parfois même vertical, butte contre les grès burdigaliens subhorizontaux, relevés de quelques degrés au voisinage immédiat de l'accident. Les rares affleurements montrent que la trace au sol de ce dernier n'est pas une ligne droite, et que son plan n'est pas simple, mais compliqué d'entraînements satellites.

REMARQUE CONCERNANT LA COUPE CI-CONTRE

Cette coupe générale est destinée à fournir une image d'ensemble de la formation aquitanienne. Elle résulte d'un assemblage des coupes décrites précédemment, qui portent ici des accolades de renvoi. Les parties entre accolades sont décrites dans le texte. Les plongements, très généralement au S-E, ont été figurés; on voit que l'ensemble des couches représentent un faisceau divergent en profondeur dans cette direction.

La discontinuité des couches, résultant des conditions locales de sédimentation et des décapages des toits argileux des complexes, jointe au caractère composite de la série figurée fait que celle-ci n'est strictement valable en aucun point du territoire. Les raccordements de ravin à ravin (en pointillé) ne sont pas à l'échelle de la coupe; la puissance totale de la formation ne peut donc y être mesurée. On ne l'obtient que par construction géométrique en reportant sur un profil les pendages observés (voir la coupe de la page 168).

Coupe synoptique de l'AQUITANIEN

Série Sorge-
Chamberonne Mèbre.
(Versant S-W du Jorat.)

Les colonnes se superposent
dans l'ordre de numérotation

Le plongement général est au S-E.
(Voir remarque page précédente)

10 m
5
0

LÉGENDE:

M, Niveau marin reconnu.

Sédiments gréseux. Sédiments argileux.

Calcaires
argileux
Argiles
Marnes
Macignos
Molasses



Coupe 4
Raccordement
Gir Chamberonne-
Pis Chamberonne
Coupe 2

Coupe 1
Sorge

Base de
l'Aquitarien

Marnes
challiennes
de la Sorge

Coupe 9

M
Camares

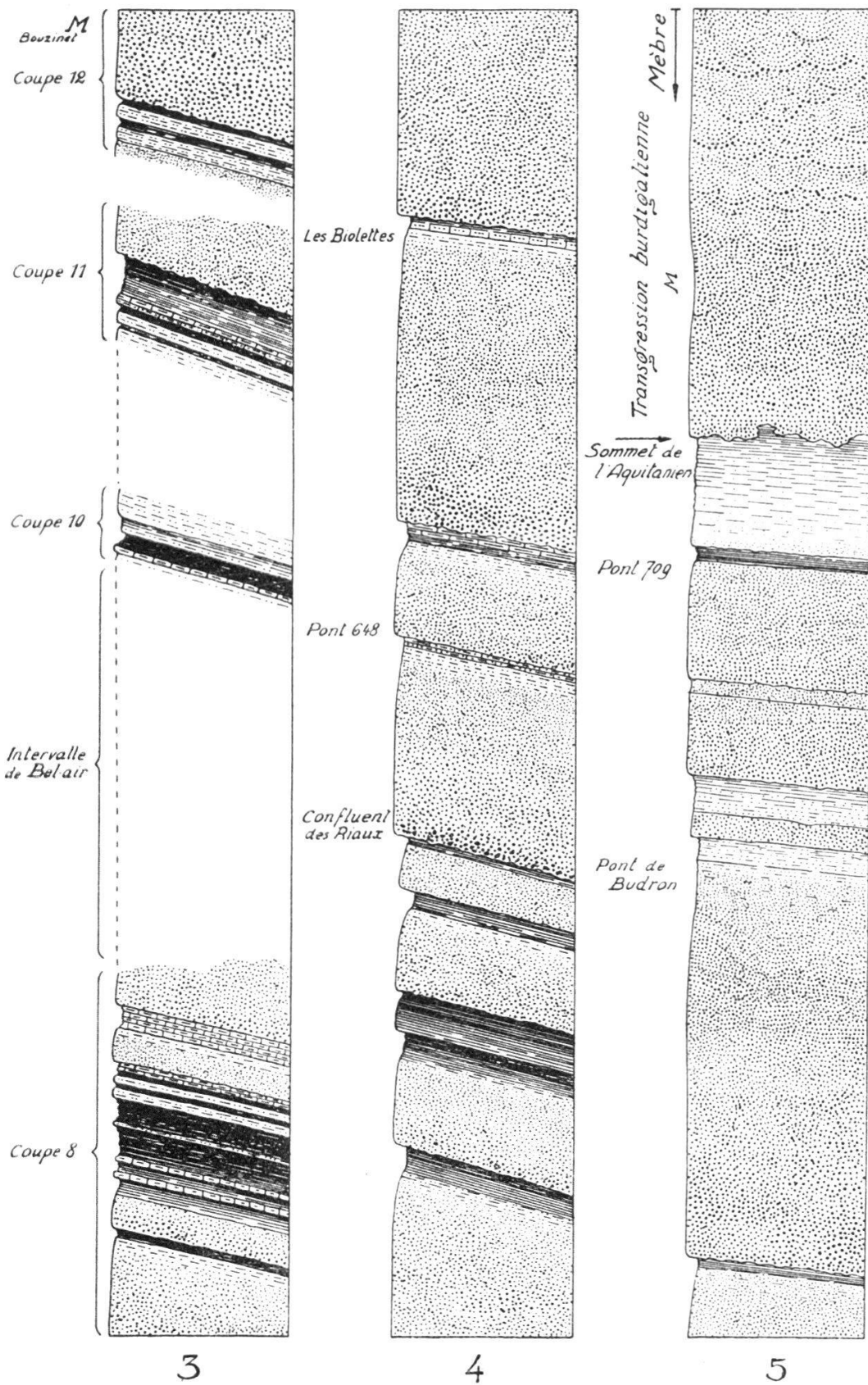
Raccordement
Pis Chamberonne-
Mèbre

Coupe 7

Coupe 6

1

2

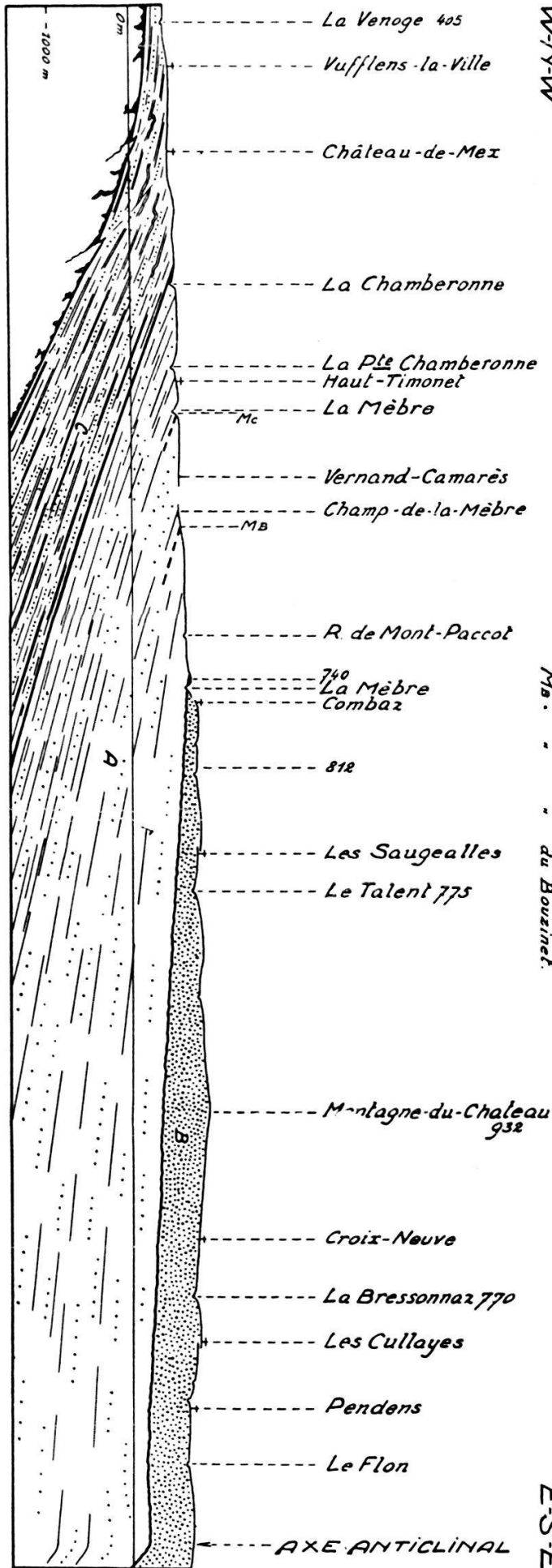


PROFIL GÉOLOGIQUE SYNTHÉTIQUE DU JORAT ENTRE LA VENOGÉ ET L'AXE ANTICLINAL.

W-N-W

Mc : Niveau marin du R. de Camarès.
 Mb. " " du Bouzinet.

E-S-E



Echelle 1:100.000



SIDÉROLITHIQUE
 ÉOCÈNE.



CHATTIEN
 & STAMPIEN.



AQUITANIEN



BURDIGALIEN

CHAPITRE IV

Sédimentation et subsidence dans le bassin tertiaire vaudois**A. Faciès lithologiques et subdivisions stratigraphiques.**

Dans la dépression périalpine, à la hauteur du Jorat, l'événement stratigraphique le plus caractérisé est la transgression de la mer burdigalienne. Cette invasion, qu'il ne faut pas considérer comme un épisode unique dans l'histoire du bassin, mais comme la plus ample d'une suite de récurrences du faciès marin, constitue en même temps le repère chronologique le plus propre à situer la série vaudoise dans l'histoire générale de la dépression.

Une coupure des plus nettes s'établit de la sorte dans la stratigraphie, où deux premières grandes subdivisions s'individualisent: la Molasse inférieure *oligocène* et la Molasse supérieure *miocène*. Le départ ainsi établi est, d'autre part, le seul qu'un argument paléontologique décisif vienne souligner.

Il convient de chercher maintenant en résumant les observations précédentes, limitées le plus souvent à de pures constatations lithologiques, dans quelle mesure elles permettent de préciser d'autres points de la stratigraphie. Auparavant, nous tenterons d'établir la relation entre les sédiments profonds de la zone molassique et le début de la série étudiée, plus récente.

1. L'OLIGOCÈNE.

Les terrains les plus anciens affleurant sur les bordures alpines et jurassiennes de la dépression sont d'âge rupélien et chattien, encore que les premiers n'apparaissent que de manière disséminée. Ce sont eux qu'on représente sur les coupes transversales directement au-dessus du Crétacé et concordant avec lui, bien qu'à vrai dire nous ne soyons renseignés en aucune façon ni sur la stratigraphie, ni sur les accidents tectoniques du fond de l'avant-fosse.

Aussi cette figuration simple n'est-elle strictement valable que pour la bordure jurassienne à laquelle elle est d'ailleurs empruntée. Du rivage alpin, c'est-à-dire de la Molasse subalpine, nous ignorons presque tout, à la hauteur du tronçon vaudois surtout, où les charriages préalpins prennent une ampleur maximale. Enfin le tréfond axial ne peut être représenté

que par interpolation, méthode précaire au premier chef puisque cette zone, étant la partie centrale d'une aire de subsidence, peut avoir eu un comportement indépendant des bordures, ne s'inscrivant pas, ou du moins fort incomplètement dans les séries sédimentaires de celles-ci.

Rien n'indique donc si des sédiments molassiques antérieurs au Stampien se superposent au Crétacé dans l'axe du fossé, sous la zone bordière des Préalpes. Et pas davantage ne sommes-nous renseignés sur la nature pétrographique profonde de l'Oligocène inférieur sous le Jorat. Nous ne pouvons donc que raccorder les séries étudiées ici à celles que W. Custer (15) a décrites au pied du Jura, à partir de l'Urgonien.

Notons simplement que le Chattien du bord alpin, au-dessus de la Molasse rouge, présente un faciès littoral conglomératique généralisé; celui du rivage jurassien est essentiellement argileux ou marno-gréseux à tendance lagunaire nette. Ainsi semble s'affirmer très tôt l'origine alpine prépondérante des sédiments, et le comblement de la dépression se schématise en une décantation progressive, du S-E au N-W, des matériaux arrachés à la chaîne alpine naissante, et distribués par tailles décroissantes dès les embouchures des anciens cours d'eau. De cet ordre relatif des dépôts, nous sommes fondés à induire que les niveaux inférieurs profonds du Jorat sont de faciès plus grossier que leurs prolongements du pied du Jura, sans pourtant savoir si ce raisonnement implique l'existence en plus grande profondeur d'une sédimentation argileuse correspondant à une ouverture plus restreinte du bassin ou à un empiètement moindre du front alpin vers le N-W.

Au-dessus du Sidérolithique éocène pénétrant l'Urgonien, la formation molassique débute sur sa rive sub-jurassienne par des dépôts avant tout marneux, rougeâtres (Molasse rouge), d'âge probablement rupélien. Ce sont les plus anciens sédiments que nous connaissions au large du bassin péri-alpin. Les apports détritiques grossiers jurassiens se manifestent au sein de ces marnes par quelques amas de *gompholite*, conglomérat monogénique à éléments locaux, indices des premiers déplacements d'équilibre précurseurs de la chaîne. La partie supérieure de cette formation (complexe 1 de W. Custer, 15, p. 34), à *Hélix* et gypse, témoigne d'un faciès lagunaire net.

Nul doute que la plus grande partie des matériaux constitutifs de cette première série soit d'origine alpine. Celle-ci va d'ailleurs se manifester plus clairement par le passage progressif à un complexe de grès glauconieux (complexe 2).

C'est là la plus ancienne des molasses proprement dites, premier écho d'une accentuation momentanée de l'orogénie alpine, accentuation qui s'efface progressivement, tandis que le premier régime sédimentaire calme se rétablit dans le bassin avec des formations à gypse et des intercalations de calcaires d'eau douce à *Chara* ou *Helix Ramondi*, BRONG., d'où l'âge chattien de cette série.

Après un long intervalle de tranquillité relative, la sédimentation se charge lentement en éléments détritiques plus volumineux (complexe 4) alternant avec des dépôts calcaires ou marneux. On est fondé à admettre qu'à ces épisodes gréseux correspondent, sur la rive opposée, des bancs de conglomérats chattiens pénétrant en coin dans la molasse. Parallèlement à l'envahissement des grès, les calcaires d'eau douce s'effacent, les gypses disparaissent totalement de même que les niveaux à *Helix*.

C'est vers la partie supérieure de ce complexe chattien, terminant une série à laquelle W. Custer attribue une puissance d'environ 300 m., que prennent place les premières couches dont il a été question au chapitre précédent: la série du ruisseau de Mex où dominant les argiles et marnes versicolores à intercalations de bancs gréseux sombres lités.

Dès lors, une autre forme de sédimentation envahit progressivement le bassin, dans laquelle les niveaux gréseux l'emporteront de beaucoup en puissance sur les marnes et argiles. Mais ce n'est point là une modification subite et l'affirmation du faciès gréseux s'effectue sans transition brusque, dans le même temps que le plongement vers le S-E se généralise et s'accroît rapidement.

Les calcaires d'eau douce, si fréquents au Chattien, apparaissent encore, en minces lits qui se font plus rares et se chargent d'argile: les périodes de ralentissement dans l'apport déritique sont plus brèves. La prédominance des grès, elle aussi, s'établit lentement: dans les coupes inférieures, les sédiments fins, argiles, marnes, macignos, généralement bigarrés, sont abondants; vers le haut, les bancs de grès s'épaississent et les sédiments fins se réduisent à de minces intercalations.

D'autre part, dans cette épaisse série aquitanienne, un cycle sédimentaire tend à s'établir, superposant sans cesse des unités assez nettes, des *complexes gréso-marneux*. Les différentes phases de ce cycle peuvent être rassemblées en un complexe-type, dont tous les autres sont des figures plus ou moins complètes, dépourvues d'une ou plusieurs phases.

Un tel complexe débute à la base par un envahissement

brusque d'éléments grossiers sur les argiles ou calcaires terminaux du complexe précédent, en épousant strictement le toit, moulant les ripple-marks, les traces vermiformes, voire les sillons d'érosion déterminés par des courants précédant ou accompagnant l'apport grossier. Celui-ci atteint parfois la forme de graviers roulés mesurant plusieurs mètres de diamètre. Cette dimension décroît à mesure que se déposent les grès, tandis que les minéraux denses diminuent en importance.

Puis les matières argileuses, que leur ténuité contraignait jusqu'alors à flotter au large, font leur apparition; la molasse passe progressivement au macigno, que la diminution de la granulation, l'enrichissement en argile va transformer en une gamme de variétés lithologiques: grès marneux, marno-grès, marnes diversement colorées et chargées en matières détritiques microscopiques. La prédominance sur l'apport calcaire des silicates hydratés d'alumine et aussi de particules minérales ultrafines conduit ensuite aux argiles maigres. Enfin, les décantations argileuses elles-mêmes décroissent, et l'apport calcaire, qui semble s'être maintenu à peu près constant à travers les divers types de dépôt, subsiste seul: on passe au sommet du complexe aux vases calcaires, puis aux calcaires.

On peut dire, en somme, que le complexe aquitaninen se résume, dans une eau à calcarité maintenue, à une décroissance dans la taille et dans la proportion des apports clastiques.

L'Aquitainen n'est autre chose qu'une série de répétitions de ce cycle enchaînant à un rythme variable des complexes plus ou moins évolués, réduits dans certains cas à deux phases de sédimentation, à la superposition d'un macigno sur une molasse, à une série argileuse avec un mince marno-grès subordonné, ou à toute autre succession incomplète de termes lithologiques décroissants, voire à une récurrence de granulation grossière au sein d'un même banc de grès. Ces complexes, latéralement, ne paraissent pas constants sur une grande étendue, et fréquemment de nouvelles phases semblent s'y intercaler. Il ne s'agit en réalité que du jeu des ablations entre les complexes. La partie supérieure argileuse d'un complexe a été enlevée, et remplacée ensuite lors de la sédimentation succédant à l'ablation, par les grès de base du complexe suivant. De là l'apparence de passages latéraux rapides et dérouterants ¹.

¹ Il faudrait, pour que le phénomène exposé ici apparaisse dans toute son évidence, de très longs affleurements bien dégagés, tels qu'ils ne peuvent exister dans les ravins où les produits de désagrégation de la roche forment un voile recouvert de végétation. Cependant la démonstration peut être cons-

Les arguments paléontologiques de l'Aquitanien se réduisent, dans les limites de notre territoire, à fort peu de chose: des feuilles qui ne sont guère caractéristiques, des traces, à des niveaux localisés, de Foraminifères qui ne le sont pas davantage, un exemplaire de *Ostrea cucullata*, BORN., et des dents de *Odontaspis cuspidata*, AG., appartenant à des niveaux glauconieux.

Entre les couches chattiennes à *Helix Ramondi* et le début des grès coquilliers burdigaliens, est-il possible de situer quelque part la base de l'Aquitanien? D'un étage à l'autre, nous l'avons vu, le passage est progressif et le faciès lithologique évolue de manière suivie. La différenciation paraît devoir résider dans l'affirmation du cycle des complexes, et surtout dans l'augmentation de la proportion des grès. C'est donc en nous basant strictement sur l'évolution des caractères pétrographiques que nous avons fixé la limite chatto-aquitaniennne à l'altitude d'environ 485 m. dans la Chamberonne.

2. LA TRANSGRESSION BURDIGALIENNE.

Dans les trois vallées, Mèbre, Talent, Mentue, où il est possible de les observer, les passages Aquitanien-Burdigalien présentent de grandes similitudes. Les couches supérieures de l'Aquitanien sont toujours érodées. Aucun phénomène d'oxydation sur la surface limite ne peut laisser supposer que celle-ci ait été émergée avant l'invasion marine. Cette dernière paraît avoir pris possession d'une aire immergée.

Cette mer venait-elle du N-E ou du S-W, était-elle un golfe allongé dépendant de la Méditerranée rhodanienne ou du Bassin de Vienne, ou bien un long détroit les reliant? Il se peut que le premier de ces aspects ait été réalisé temporairement, mais l'érosion qui décapa l'Aquitanien, l'évacuation par la suite des matières argileuses et l'absence de tout caractère lagunaire nous autorisent plutôt à lui attribuer la forme d'un détroit balayé par des courants circulant entre les deux mers.

LE MIOCÈNE.

Après ce décapage du fond par les courants de jonction, la sédimentation reprit dans le bassin à une allure plus rapide. Au lieu du rythme aquitanien, le comblement prend un aspect désordonné, la stratification est irrégulière, entrecroisée. Le

tatée de visu et de manière frappante dans les très beaux complexes de Rovéréaz sur Lausanne — que nous décrirons ultérieurement en détail — dans un long affleurement récemment découvert bordant la route de la maison de Rovéréaz au pont de la Paudèze.

faciès gréseux grossier et les sédiments les plus fins sont encore des molasses. La calcarité augmente, relativement aux séries inférieures, et le ciment de calcite des grès les plus grossiers atteint et dépasse la moitié du poids.

La lithologie du Miocène se limite donc à des variétés de grès plus ou moins grossiers, compacts, coquilliers et glauconieux. La décantation des argiles et des marnes ne s'est plus effectuée, et malgré l'abondance du carbonate de chaux, jamais des calcaires proprement dits n'ont pu prendre naissance, l'apport des matières clastiques s'est poursuivi sans relâche.

Les feuilles, élément flottable si bien représenté à l'Aquitainien, se déposent plus rarement; de gros fragments ligneux, qui donneront les rognons de lignites pyriteux, tombent et roulent sur le fonds.

Le caractère marin se manifeste clairement par des foraminifères, des débris d'algues, des dents de Squales, de la glauconie abondante et surtout des quantités d'empreintes de Bivalves, dont les plus identifiables ne répondent qu'à quelques genres seulement, toujours les mêmes: *Mastra*, *Tellina*, *Tapes*.

Ces grès coquilliers, nous l'avons vu, existent à tous les niveaux du Burdigalien. Leur répartition est toute locale et ils ne forment pas d'horizons proprement dits, mais plutôt des amas lenticulaires dispersés. Leur fréquence et leur richesse en coquilles atteignent leur maximum dans les couches les plus élevées de la formation (Cornier, Aillérens). Serait-ce là l'indice de la présence de l'Helvétien dans le Jorat? Il se peut, sans que rien permette d'être affirmatif à ce sujet. On sait que cet étage présente, sur le plateau suisse, une grande identité de faciès avec le Burdigalien, dont seule le distingue sa faune. Il reste à souhaiter qu'un jour la reprise d'exploitations ou de fouilles dans le Haut-Jorat vienne nous éclairer sur ce point.

En somme, à le considérer dans son ensemble, on peut dire que le faciès molassique croît en grossièreté de la base vers le sommet de la formation. Or, puisqu'en se déplaçant vers l'E on monte dans la série, on en pourrait conclure que cette variation apparemment verticale correspond en réalité à une répartition horizontale des zones de décantation. C'est là une réserve qu'il importe de ne point perdre de vue; elle est bien loin cependant d'avoir une valeur absolue. On sait, en effet, que le faciès marneux et argileux de l'Aquitainien se poursuit très loin à l'E, dans la région de Lausanne, sous les grès grossiers du Burdigalien, et jusqu'aux zones chevauchantes de la molasse.

4. LE PROBLÈME DES ROCHES-MÈRES.

Dans quelle mesure les sédiments étudiés sont-ils révélateurs de la nature de leurs *roches-mères*? La molasse résultant de l'ablation de la chaîne alpine, on est à première vue porté à en conclure qu'on doit retrouver à travers la superposition des assises, l'image renversée des terrains sédimentaires ou des unités tectoniques manquant au faite des Alpes, ou y déceler l'ordre orogénique de leurs massifs cristallins.

L'état d'avancement de la pétrographie molassique est certes bien loin de permettre à cet égard un jugement définitif. Mais encore, avant d'en chercher la solution, convient-il de mieux définir ce problème trop souvent posé sous sa forme théorique et simpliste.

Tous les sédiments décrits précédemment se ramènent, en première analyse, à: 1° des éléments minéraux détritiques, constituants et accessoires; 2° des argiles; 3° du carbonate de chaux à l'état de ciment calcitique primordial, puis enrichi secondairement dans les grès et à l'état de roche dans les vases calcaires. Passons en revue les roches-mères possibles de ces divers matériaux, d'après la pétrographie actuelle des Alpes, et en ne considérant que les roches essentielles.

1° Roches-mères des éléments détritiques:

a) Quartz, individualisés et filoniens: granites, aplites, gneiss, micaschistes, diorites quartzifères, diorites et gabbros, quartz des filons, quartzites, grès, minéralisations des calcaires, quartz élaborés aux dépens des feldspaths.

b) Feldspaths, orthose, microcline, plagioclases: granites, aplites, granulites, pegmatites, gneiss, micaschistes, syénites, diorites et gabbros, amphibolites, grès et minéralisations des calcaires.

c) Phyllites en général, muscovite, biotite, séricite, chlorite: granites, micaschistes, gneiss, etc., toutes les roches plus ou moins métamorphiques à chlorite et séricite, serpentines, chloritoschistes, altération des micas (chlorite dérivant de la biotite), phyllites de décomposition des feldspaths, remaniement des grès et schistes.

d) Grains détritiques divers de roches pouvant être différenciées: quartzites, cornéennes, phtanites, r. cristallophylliennes, microlithiques, calcaires siliceux, grenus, oolithiques, argileux.

e) Minéraux accessoires, par ordre de fréquence, *magnétite*, *grenats*, *zircon*, *tourmaline*, *épidote*, *rutile*, *hornblende*, *staurotide*, *pyrite*, *sphène*, *anatase*, *corindon*, *brookite*, *andalousite*,

sillimanite, disthène, or, topaze: toutes les r. de massifs et principalement toute la série métamorphique et basique, remaniement des grès et des minéralisations de calcaires anciens et filons.

2^o Roches-mères des matières argileuses au sens large: *Altération des feldspaths, principalement des plagioclases*, trituration des phyllites, de la glauconie; argiles originelles des schistes, marnes, macignos, calcaires argileux; éléments sub-microscopiques de toutes les roches-mères des éléments détritiques.

3^o Roches-mères du carbonate de chaux: *Altération des plagioclases*, dissolution des couvertures sédimentaires, grains calcaires originels recristallisés dans la gangue, remaniement des ciments des grès. Origine organique (grès coquilliers).

Il faut considérer avec quelque attention ce simple tableau pour saisir véritablement le caractère de *détritus* d'un remplissage d'avant-fosse. Ce sont en fait toutes les roches alpines qui pouvaient entrer en jeu simultanément dans l'élaboration de chacune des trois grandes catégories des constituants des sédiments, et faire la part de chacune d'elles apparaît d'emblée une impossibilité.

Il apparaît aussi, à l'inverse de ce que l'on pourrait croire à première vue, que les roches-mères sédimentaires ont une importance tout aussi considérable que les cristallines et cela jusque dans les grains minéraux des molasses. Nous sommes quant à nous porté à faire une large part aux minéraux remaniés des grès alpins, principalement des grès du Flysch, qui constituent eux-mêmes à la bordure des Alpes un détritisme alpin fort analogue à la Molasse, et qui se trouvaient justement par le voisinage de la nappe molassique dans une zone d'érosion particulièrement rapide, à profils hydrographiques très relevés. De la même manière, il est hors de doute que la bordure alpine du fossé molassique, redressée tectoniquement, a elle-même été reprise et rejetée une nouvelle fois dans la fosse, les étages inférieurs de la formation intervenant à leur tour dans la constitution des étages supérieurs de l'axe du bassin. C'est donc un brassage multiplié qu'une sédimentation d'orogénèse; et c'est à poser le problème qu'il surgit dans toute son inextricable complexité.

En vérité, c'est au Flysch qu'il conviendrait de l'appliquer tout d'abord, puisqu'il est la première, dans le temps et dans l'espace, des sédimentations d'orogénèse importantes du massif. En ce cas, le tableau des roches-mères précédent, dressé pour la Molasse, est également valable pour le Flysch, avec toute la

difficulté de son interprétation. A envisager la Molasse avec ses remaniements de Flysch, le problème est déjà du second degré; il s'aggrave encore dans le cas de la reprise des sédiments molassiques de bordure. A parler clair, il est donc présentement insoluble.

Une seule observation donnera la mesure de notre incapacité à cet égard: l'érosion tertiaire qui s'attaquait en même temps aux couvertures sédimentaires et aux massifs cristallins, noyaux des nappes supérieures, lames et éclats des socles, devait s'exercer dans la suite des temps et par l'enfoncement des vallées, toujours plus activement sur ces derniers. Or, au contraire, la calcarité des molasses augmente considérablement dans les séries supérieures du Burdigalien. Faut-il voir là l'indice des premières émergences jurassiennes, ou peut-être un apport d'origine plus lointaine lié à la transgression ?

La classe des minéraux lourds ou accessoires peut-elle fournir dans cet imbroglio des indices plus certains que celle des constituants essentiels? Comme ces derniers, ils ont été sujets aux remaniements, et certains d'entr'eux doivent à leur grande résistance de l'avoir été plus encore; on sait qu'un zircon, par exemple, supporte aisément plusieurs cycles sédimentaires. Des nombreux résidus ou sections que nous avons examinés une règle se dégage : *les minéraux lourds sont, en nombre, variété et dimension, en fonction directe des dimensions granulométriques des éléments essentiels*, des quartz principalement. Cette uniformité de présence fait qu'ils ne constituent pas un critère significatif de différenciation des roches-mères, fussent-elles simplement cristallines.

A vrai dire, en ce qui concerne les minéraux lourds, l'échantillonnage au hasard des affleurements est une méthode imparfaite — bien que seule praticable — et ne permet pas de conclure d'une manière définitive. Seules pourraient y prétendre des analyses systématiques sur une même verticale, répétées en réseau serré, telles qu'on tente de les pratiquer maintenant pour la liaison stratigraphique des sondages rapprochés dans les champs pétrolifères gréseux. Encore conviendrait-il que ces investigations portassent sur le travers entier du bassin. De toute manière, ce serait un labeur considérable; de tels procédés ne sont d'ailleurs pas à portée des recherches scientifiques pures.

Toutefois, on sait que le problème des roches-mères, si ardu à la seule lumière des éléments minéraux des grès, se simplifie dans le cas des conglomérats subalpins. Les recherches doivent donc avant tout se porter sur ces derniers. Mais

cette question sort de notre cadre puisque cette zone ne s'étend pas jusqu'au Jorat. On pourra, dans le tronçon vaudois, l'appliquer aux épais Poudingues du Mont-Pélerin dont les grès joratien, pour le Chattien au moins, représentent la fraction suivante de décantation des eaux oligocènes, et qui doivent théoriquement relever de roches-mères communes. Cependant, à considérer d'une part ces conglomerats du Pélerin et d'autre part les grès chattiens qui, situés plus au large, leur sont contemporains, on relève immédiatement un défaut de correspondance dans l'indice des roches-mères. Les galets des conglomerats appartiennent surtout à la classe des calcaires et grès siliceux, phtanites, jaspes et radiolarites; les galets cristallins, eux, y sont rarissimes, pour ainsi dire inexistantes. Pourtant, les grès de la zone de décantation suivante, par leur richesse en éléments quartzeux, feldspathiques et micacés, se révèlent nettement originaires de roches cristallines pour une part majeure. Où faut-il chercher la cause de cette divergence?

Les galets de granite et de gneiss sont voués, on le sait depuis Fayol, à une destruction particulièrement rapide par l'effet conjugué des actions chimiques et mécaniques lors de leur transport par les cours d'eau. Une douzaine de kilomètres de cheminement suffisent, d'après lui, pour désagréger les feldspaths et les transformer en argile, donc pour réduire les galets à l'état de grains, alors que les calcaires siliceux, les phtanites par exemple, fournissent des galets plus résistants. De là l'incohérence des renseignements fournis, dans l'éventail de dispersion qui nous occupe, par les conglomerats et les grès. C'est dire qu'on ne saurait induire, de l'absence ou de la rareté de tels galets cristallins dans le delta, que l'érosion n'entamait pas les massifs profonds ou les noyaux des nappes supérieures. Les granites et gneiss des conglomerats polygéniques n'indiquent donc que la proximité des affleurements dont ils relèvent.

On voit par là que l'étude génétique des conglomerats doit être précédée d'observations relatives à la résistance au transport des divers matériaux alpins, à partir des affleurements, et cela dans les alluvions actuelles des cours d'eau alpins eux-mêmes. Faute de cette base, les interprétations tirées des statistiques de galets des anciens deltas sont nulles.

Ces remarques n'ont d'autre but que de montrer à quel degré de confusion atteint le problème de la paléographie des roches-mères, sitôt que, s'écartant de la conception simpliste, on tente de la préciser quelque peu. Il serait déjà vain, reconnaissons-le, de prétendre à reconstituer l'état géologique

actuel des Alpes par l'analyse de l'alluvion du Rhône dans le Léman. Encore est-ce une timide spéculation que cette comparaison entre un appareil hydrographique considéré dans un temps restreint et la multiplicité des aspects successifs de l'érosion tertiaire dont nous voudrions, à travers les fugitives péripéties tectoniques de la chaîne et de son bassin bordier, reconstituer la mouvante histoire.

Et pourtant cette question si ardue, en dépit de son inextricable aspect actuel, retiendra certainement encore longuement les chercheurs futurs, au moins en quelques-unes de ses parties, tant elle a de prix, aussi bien pour l'histoire du démantèlement du relief alpin que pour la stratigraphie de l'avant-fosse.

B. La subsidence et l'histoire du bassin.

L'épaisseur de la série molassique à l'W de l'axe anticlinal a toujours été une énigme. Pour nos prédécesseurs, la puissance donnée par la différence des altitudes du sommet du Jorat et du Léman, environ 500 à 600 m., paraissait un maximum pour une série d'apparence horizontale et tranquille.

Les coupes établies dans l'Oligocène du pied du Jura, dans la région de Chavornay et de Cossonay (15), donnent aussi l'impression d'une formation peu puissante, de 200 à 300 m., persistant à l'E avec la même allure, en épousant les ondulations du substratum urgonien.

En fait, des pendages prononcés et continus du Chattien supérieur et de la base de l'Aquitaniens relevés au cours de cette étude, il ressort que cette tranquillité n'est qu'apparente et que les bancs jusqu'ici subhorizontaux ou ondulés vont s'enfoncer profondément avec une surprenante rapidité.

L'amorce de cet enfoncement est extérieure au Jorat, puisque dans la région de Mex déjà on relève des pendages de 12°. Dès lors, vers l'E, cette descente se généralise, toutes les couches des Chamberonne et de la Mèbre, en une puissante masse monoclinale, plongent de 10 à 25° vers le S-E, avec un maximum dans l'espace Petite-Chamberonne—Mèbre, suivi d'une diminution progressive vers le Haut-Jorat. On est de la sorte conduit à admettre sous ce massif, pour la seule formation molassique, une puissance de plusieurs milliers de mètres. Cependant, tous les sédiments témoignent d'un dépôt peu profond, voisin de l'altitude zéro de l'ancienne nappe d'eau lacustre ou marine, sans jamais un indice de sédimentation profonde. Ce caractère, d'une remarquable constance, n'est pas propre à la bordure jurassienne ni au Jorat; il subsiste à l'E

de l'axe anticlinal et jusque dans la molasse chevauchante de la partie centrale du bassin.

Un tel phénomène est incompréhensible si l'on ne fait appel à la notion de subsidence. Par elle au contraire tout s'explique et s'ordonne, et les faciès que nous venons de décrire prennent un sens particulièrement significatif. La persistance de conditions bathymétriques toutes pareilles à travers l'épaisse série monoclinale s'enfonçant vers l'axe du bassin nous autorise à admettre que *le Jorat appartient à la bordure occidentale d'une aire de subsidence typique.*

Il est trop tôt, faute de connaissances précises sur l'ensemble du bassin, pour reconstituer l'allure générale du fossé de subsidence. La nécessité de déterminer au mieux la place de la zone joratienne dans cette unité paléogéographique nous oblige pourtant à en esquisser les grandes lignes.

Pour toute aire de subsidence un problème se pose, resté jusqu'ici sans solution probante: le facteur d'approfondissement de la fosse est-il le poids résultant de l'accumulation des sédiments, d'une poussée orogénique s'exerçant sur elle, ou encore de la conjonction de ces deux composantes, la première étant simplement déterminante de la forme d'action de la seconde?

Il est clair que le bassin molassique a été soumis à compression puisque les pulsations alpines se sont transmises par son intermédiaire jusqu'aux plis jurassiens. Cet effort s'est exercé sur le bassin en cours de comblement déjà antérieurement au paroxysme alpin. Mais soit qu'on fasse intervenir la poussée alpine, soit au contraire qu'on attribue l'affaissement à la seule charge des sédiments, il faut admettre que la courbure du fond dut être asymétrique; la zone d'approfondissement maximum ou axe de subsidence se trouvait plus proche du bord alpin que de la rive jurassienne. C'est, en effet, sur ce bord alpin que s'accumulait la charge principale des alluvions, seuls les derniers restes de la décantation atteignaient la bordure opposée. Schématiquement, la sédimentation a donc pris la forme d'une masse rapidement épaissie dès les embouchures alpines, s'effilant progressivement vers l'W, et l'affaissement maximum devait correspondre à la masse principale. Si l'effort tangentiel intervient seul, la progressivité de son amortissement vers l'W se traduit aussi par une accentuation de flexure sur le front alpin de l'avant-fosse. Enfin la simultanéité des deux actions ne saurait conduire à une conclusion différente.

Une conséquence immédiate de cet état de chose est que

le ralentissement des pendages vers le Haut-Jorat, jusqu'à la quasi tabularité, n'indique pas l'emplacement de la partie profonde du fossé. D'ailleurs, nous y reviendrons plus loin, les assises du Jorat n'occupent plus leur altitude originelle; elles ont été surélevées et leur subhorizontalité résulte d'un gauchissement du bord occidental du fossé atténuant le premier plongement des couches, qui se raccordaient à l'E par le fond du bassin à la molasse subalpine ou chevauchante. Le Jorat se situe donc sur la partie occidentale du fossé entre la zone de bordure jurassienne et la zone axiale de plus grand fléchissement.

Les divers épisodes de l'histoire du bassin sont conditionnés par cette subsidence, et interprétés à travers elle, s'enchaînent plus rationnellement.

Dès l'Oligocène, l'enfoncement du substratum crétacé a dû se manifester. Il se peut fort que l'origine de ce mouvement soit plus ancienne et que des formations remontant à l'Eocène occupent la partie axiale de l'avant-fosse, sans que rien, sous la puissante série oligo-miocène n'en vienne trahir l'existence profonde; et notre ignorance reste totale, disions-nous plus haut, sur la genèse du bassin et de sa subsidence, sur son élargissement graduel vers le N-W, et sur la forme de ses premiers dépôts.

Au Chattien, la dépression périalpine nous apparaît, toute la partie subalpine étant libre de sa couverture de nappes déferlées, comme un large bassin dans lequel les cours d'eau descendant des premières cordillères alpines amassaient des alluvions de toutes sortes s'ordonnant vers le large. Aux conglomérats chattiens du rivage succédaient des grès, des magnos, des marnes puis des argiles. Celles-ci atteignaient, sur la plate-forme jurassienne, l'emplacement des actuels synclinaux molassiques, et s'étendaient probablement plus loin encore. Sur cette bordure à faciès plus ou moins lagunaire (St-Sulpice), la sédimentation était des plus lentes; quelquefois gréseuse, plus généralement argileuse, elle passait par des stades de ralentissement extrême où seuls se déposaient les calcaires.

Mais déjà l'orogénie alpine se faisait sentir sur l'avant-pays; les gompholites résultent de ruptures d'équilibre dues aux pulsations transmises jusqu'à la bordure jurassienne.

Dans cette zone, soit par suite de la moindre charge sédimentaire, soit par le freinage progressif du resserrement de l'avant-fosse, la subsidence est peu active; et ce n'est guère qu'à l'E d'une ligne joignant, en gros, Morges à Yvonand, que l'enfoncement s'accroît.

Puis la chaîne alpine s'édifiant plus complètement, ses unités préalpines empiétant sans doute davantage sur le littoral périalpin, la sédimentation détritique sur la bordure opposée s'accroît par de brusques arrivées de matériel grossier. C'est le début de l'Aquitaniien, et la subsidence manifeste une activité croissante. Sous l'effet de l'approfondissement les éléments grossiers envahissent le large : un complexe gréseux s'amorce brusquement. Puis, le comblement s'effectuant, l'entraînement des matériaux diminue et le grain des molasses décroît en même temps que s'amincit la nappe d'eau. A travers elle, seul finit par parvenir l'apport calcaire mêlé aux matières argileuses, tandis que les conglomérats et les grès grossiers continuent le chargement du littoral. Au voisinage du rivage W, s'individualisent de petits bassins plus ou moins fermés, dont la vie, tenue en échec jusqu'alors peut-être par le trouble des eaux chargées de matières limoneuses, et beaucoup plus probablement par les variations constantes de salure, prend possession : des *Chara*, des *Ostracodes*, des traces vermiformes en sont la preuve. Mais, de manière subite, une nouvelle subsidence approfondit le fond, un nouveau complexe débute. L'enfoncement est si brusque que la rupture d'équilibre entraîne plus d'une fois le développement de courants érodant la partie supérieure du complexe affaissé, et l'apport grossier est si soudain qu'il moule ces traces d'érosion, ou les ripple-marks et les sinuosités vermiformes du mur argileux ou calcaire. Ainsi, en comparaison des durées de sédimentation, *la subsidence se manifeste par enfoncements brusques*. La hauteur des complexes donne le rythme de cet enfoncement.

L'histoire de l'Aquitaniien n'est qu'une suite de subsidences superposant une longue série de complexes. A deux reprises au moins (complexes de Camarès et du Bouzinet) ces affaissements déterminèrent des transgressions soudaines établissant un régime nettement marin dans le bassin. Il ne s'agit point là de salures accidentelles, comme la simple existence de la glauconie pourrait le laisser supposer, une *Ostrea*, des dents de *Squales*, des *Foraminifères*, témoignent que la relation s'établit avec une mer ouverte. Il est peu probable qu'il s'agisse de jonctions pareilles à celle du Burdigalien entre le golfe rhodanien de la Méditerranée et le bassin de Vienne. Sans doute la communication s'établit-elle entre la nappe d'eau et une seule de ces mers dont un bras pénétrait suivant l'axe de l'avant-fosse.

A vrai dire, l'influence marine dut s'exercer sur le bassin de manière plus ou moins continue non seulement durant

l'Aquitaniien mais pendant tout le comblement tertiaire. La salure des eaux dut se modifier sans cesse au hasard des connexions ou des envahissements marins et, d'autre part, des apports d'eau douce en bordure des aires exondées. Ce sont ces variations constantes de salure, cette persistance du faciès saumâtre variable, qui sont à l'origine de la stérilité en fossiles de la série. Par moment, le faciès lacustre l'emporta, mais c'est une généralisation erronée que de considérer toute la série aquitanienne (Molasse grise de Lausanne) comme d'eau douce.

Le Chattien lui-même offre une variabilité de faciès toute pareille. Les *Helix* n'existent que par niveaux localisés; l'existence de grès glauconieux, la présence de gypse, sont le fait d'un faciès variable, à épisodes marins ou saumâtres. Quant au faciès saumâtre de la molasse à Potamides de St-Sulpice, il n'est guère douteux.

Vers la fin de l'Aquitaniien, les subsidences se font plus importantes, le faciès gréseux prédomine; il y a lutte entre l'approfondissement et le comblement, mais le premier l'emporte et soudainement livre passage à la transgression marine burdigalienne en un long détroit côtoyant le front de l'arc alpin. *Cette transgression s'apparente ainsi aux précédentes invasions marines; seule l'échelle du phénomène a varié*: à une oscillation négative plus importante du fond correspond un envahissement plus ample, une manifestation accentuée des caractères marins. Une telle subsidence dut affecter une longue zone du fossé, ouvrant un chenal de connexion des deux mers. D'autre part, l'érosion des sédiments aquitaniens par les courants reliant les deux bassins fut incomparablement plus intense que celle des antérieures attaques post-subsidentes du fond.

Dès lors, le cycle sédimentaire déterminant le complexe gréso-marneux ne joue plus; la sédimentation gréseuse se poursuit sans relâche, les phases de ralentissement correspondant aux dépôts argileux n'existent plus. Le mouvement rythmé de la subsidence a-t-il pris l'allure d'un enfoncement régulier dans le temps? Des récurrences de granulation grossière dans les grès, des arrivées brusques de matériaux grossiers à stratification entrecroisée sur des lits de grès fins (route de Sotens) indiquent des mouvements soudains d'affaissement comparables à ceux de l'Aquitaniien. L'étude de la sédimentation du Burdigalien nous a appris que l'horizontalité du fond se modifiait rapidement, que des ruptures d'équilibres entraînaient des remaniements de sédiments, que des décantations

en masse intercalées dans des grès à éléments classés trahissent des rapprochements de la ligne de rivage, des resserrements ou des élargissements du bassin. Tout cela parle d'un affaissement accéléré dans lequel n'apparaît aucune périodicité. Il est vrai que les phases argileuses, absentes de la sédimentation, ne scandent plus la mesure de la subsidence.

Cet enfoncement heurté, rapide et désordonné, est le contre-coup d'une activité orogénique accrue de la chaîne voisine. Le Burdigalien, pourrait-on dire, d'après le faciès molassique, correspond à une période d'intense tectonique alpine.

C. La phase finale : comblement ou émergence.

L'histoire géologique apparente du Jorat est comprise entre deux énigmes, et pas plus que nous ne sommes renseignés sur sa sédimentation profonde, nous ne savons ce qu'il advint de cette portion du bassin après le Burdigalien. Sa structure nous autorise pourtant à concevoir pour elle deux modes d'évolution dernière: un comblement passif ou une émergence hâtive.

Les particules les plus ténues de l'alluvionnement burdigalien entraînées par les courants du bras de mer, ne se sont pas sédimentées. A aucun moment, par la suite, les séries marno-argileuses ne se réintroduisent dans la partie supérieure du Miocène du Jorat, d'où l'on ne peut conclure à une fermeture de la communication entre les deux mers, à un retour au stade de golfe, au faciès saumâtre ou d'eau douce, prélude d'un comblement final de la dépression.

On peut supposer que l'érosion pliocène et quaternaire a enlevé à la molasse sa couverture helvétique marine, sans doute peu importante comparativement aux séries inférieures, plus un revêtement tortonien d'eau douce plus ou moins important. La sédimentation l'aurait donc emporté sur la subsidence, soit par l'atténuation de cette dernière, soit par l'accentuation de l'apport alluvial des Alpes, acheminant le bassin vers une mort lente par comblement. Puisqu'aussi bien ce point de vue paraît devoir conserver, faute de l'existence de ces niveaux sur la partie méridionale du plateau, son caractère hypothétique entier, nous voudrions souligner ici un autre aspect de la phase finale du bassin.

La tabularité des assises du Jorat, nous l'avons dit, n'est pas originelle. Celles-ci devaient participer au plongement subsident du bord occidental vers l'axe d'enfoncement du fossé. A tout le moins, cette molasse n'a pu se déposer que sous

l'altitude zéro de la mer miocène, que rien ne nous autorise à considérer comme très différente du niveau actuel des océans. Une action orogénique l'a donc portée à sa hauteur présente, supérieure à 900 m. Or l'accident tectonique dont il faut envisager le plus immédiatement les conséquences pour le Jorat, est l'axe anticlinal de la bordure E de ce massif, qui se poursuit longuement sur le plateau. Cet axe ne représente pas le début d'un affaissement du plateau sous le poids des unités préalpines; il s'apparente aux chevauchements de la zone subalpine résultant de la compression intense de l'avant-pays molassique. De la sorte, l'axe apparaît non plus comme une simple flexure, mais comme un véritable anticlinal penché, dont le flanc W, primitivement incliné vers le centre du bassin, a été ramené au voisinage de l'horizontalité. Le Haut-Jorat résulte ainsi d'un bombement, d'une ascension des masses comprimées du front.

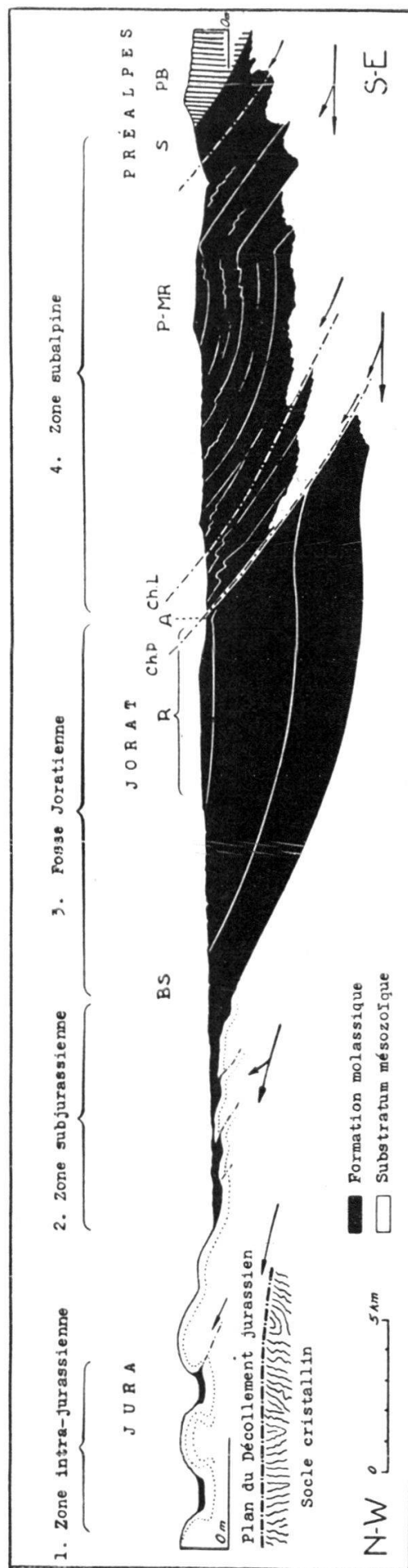
Il est permis, une fois admis le principe de ce mouvement, de le supposer en action au moment où la mer miocène occupait encore le plateau. Cette hypothèse paraît vraisemblable sur le bord d'un tronçon alpin dont l'orogénie fut particulièrement intense, plus avancée dans le temps que celle des ailes latérales de l'arc, ce que semble confirmer encore le type plus profond des faciès de la dépression périalpine vers le N-E et le S-W. Ainsi en pleine activité sédimentaire, précédant le comblement total du bassin, le Jorat aurait émergé de la mer miocène.

Cette ascension du fond, si précoce ou tardive qu'on l'imagine, oriente vers divers problèmes tectoniques, trop généraux pour trouver place ici, relatifs à la molasse front-alpine et à ses rapports avec les Préalpes. Leur solution apportera entre autres une contribution précieuse à l'étude des facteurs déterminants de la morphologie pliocène et quaternaire.

Compris de la sorte, le stade final se subordonne aux lois de l'évolution des aires de subsidence ou géosynclinales; et les transformations de la dépression périalpine s'apparentent en quelque manière à celles du géosynclinal alpin. Insister ici sur cette analogie serait par trop sortir du cadre, très restreint, de cette étude de détail. Aussi bien ne nous y attarderons-nous point davantage maintenant.

* * *

L'avant-fosse molassique a donc dès le Stampien une histoire propre et bien délimitée, sédimentaire d'abord, puis, et conjointement, tectonique et finalement morphogénique. Elle



ESQUISSE DE SITUATION DE LA FOSSE JORATIENNE DANS LE BASSIN MOLASSIQUE

- 1, Zone des petits bassins intrajurassiens oligo-miocènes, à sédimentation pré- et syntectonique, extrême large de la sédimentation détriticoe molassique, mêlée à une sédimentation autochtone à faciès de *mimétisme* jurassien, dans des lagunes soit dépendantes, soit détachées par le décollement jurassien, du grand bassin. (Avant-pays du géosynclinal molassique).
- 2, Zone subjurassienne, partie externe des éventails de dispersion détriticoe des deltas subalpains, à faciès marneux (Stampien) affectée d'accidents subjurassiens (type Mormont-Goumoëns-Chevressy-Chamblon-Lac de Neuchâtel, zone d'émergence de l'infrastructure crétacée déchargée du faix molassique).
- BS, Bordure isoclinale de la fosse de subsidence, à plongement originel au S-E.
- 3, Fosse Joratienne, frange externe de l'avant-fosse alpine à faible déformation tectonique (Stampien-Burdigalien).
- R, Région de redressement du plongement originel par la poussée des chevauchements du S-E.

A, Axe « anticlinal », flexure monoclinale au voisinage des chevauchements (avec complications secondaires du type des chevauchements voisins). Plus exactement anticlinal penché de compression (voir p. 185).

4, Zone de la Molasse subalpine oligocène à faciès marno-grés-conglomératique, à marge N-W chevauchant la fosse Joratienne.

Ch. P, Chevauchement de la Paudèze (chevauchement majeur).

Ch. L, Chevauchement de la Lutrive.

P-MR, Région des conglomérats du Mont-Pélerin, surmontant, avec passage graduel, la Molasse rouge.

S, Complexe chevauchant d'âge stampien (Baumberger).

PB, Recouvrement de la frange S-E de la fosse molassique par la Nappe des Préalpes bordières, sous laquelle se poursuit la Molasse rouge, jusqu'à rejoindre à 20 km. au S-E, entre le bord radical des Préalpes et le front des Nappes helvétiques, la Molasse du Val d'Illicz.

Les flèches indiquent le sens de la poussée tangentielle alpine. Les flèches bifides montrent d'une part la transmission générale de l'effort alpin à travers la masse molassique et son infrastructure jusqu'au décollement jurassien, et d'autre part la résultante partielle de cette poussée, appliquée à la déformation, dans le sens des chevauchements, d'une partie de cette masse.

Remarque: L'existence, exposée au cours du présent travail, d'une puissante fosse de subsidence dans l'axe de la formation, nous permet d'esquisser cette interprétation générale, un premier essai, du bassin molassique vaudois et de sa signification tectonique. Le dessin de la zone subalpine relève en partie des travaux d'anciens auteurs et de E. Ritter (14) en ce qui concerne les chevauchements principaux, de E. Gagnebin¹ pour la partie frontale des Préalpes, de E. Baumberger² pour l'âge du complexe stampien. La tectonique de cette zone doit être en réalité d'un détail plus complexe, de très nombreuses surfaces de stratification ayant joué le rôle de plans de glissement. Ces détails, non encore élucidés faute, avant tout, d'éléments de différenciation stratigraphique suffisamment sensibles, relèveront d'études ultérieures. Cette dernière remarque est également valable pour la tectonique de la zone subjurassienne.

¹ E. GAGNEBIN. — Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat.*, 1924.

² E. BAUMBERGER. — Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand. *Eclogae*, vol. 24, 1931.

figure ainsi, à l'envisager uniquement en elle-même, l'évolution complète d'une « zone faible » de l'écorce terrestre.

Mais elle représente plus encore: le dernier aspect du géo-synclinal alpin. Toutes ses péripéties trahissent sans cesse son étroite liaison à la zone alpine. Relayant l'avant-fosse du Flysch dans le temps et dans l'espace, l'avant-fosse molassique apparaît et se développe à une période particulièrement active de l'orogénèse de la chaîne. Sa présence et son rôle au front des Alpes ne relèvent ni de l'accessoire, ni de l'exceptionnel, elle est bien la forme ultime des « formations de montagne » de Marcel Bertrand¹. Elle satisfait à un processus suivant lequel l'érection des chaînes détermine sur leur bordure, ou dans leur sein même, un dépôt sédimentaire puissant, mais relativement restreint en étendue, dont la genèse résulte des lois d'ablation et de transport, mais aussi des déformations de l'infrastructure. La particularité de ces fosses syntectoniques, c'est que la sédimentation et l'orogénèse y participent non pas successivement, mais en s'y conjuguant dans le même temps, et pendant toute la durée du comblement. Il en résulte un faciès complexe, révélateur d'une période d'évolution géologique remarquablement intense et vivante: le *faciès Molasse*, représenté avec une saisissante originalité dans l'avant-fosse de la jeune chaîne alpine. De la netteté de son dessin, due à la rapidité et à la fraîcheur relatives de son développement, on extraira sans doute des lignes directrices pour l'étude des faciès Flysch, d'une tectonique plus accentuée, mais si voisins génétiquement; peut-être aussi aidera-t-elle à la compréhension d'autres avant-fosses, particulièrement de celles de la chaîne hercynienne, les bassins houillers, dont la grande analogie apparaît clairement. Mais, avant tout, ce qu'il reste à lire dans l'ensemble du bassin molassique, c'est un des plus grands chapitres de l'histoire des Alpes.

¹ Structure des Alpes françaises et récurrence de certains faciès sédimentaires. *C. R.*, 6^e session du Congrès géol. internat. à Zurich (1894).

BIBLIOGRAPHIE

A. Bibliographie relative à la région étudiée.

1. G. DE RAZOUMOWSKI. — Histoire naturelle du Jorat et de ses environs. Lausanne 1779.
2. E. DE LA HARPE. — Marne glaciaire à Montherond. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. Vol. III, 1853, p. 219.
3. A. JACCARD. — Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois, avec carte (Atlas géologique suisse au 1: 100 000^e, feuille XI). Mat. carte géol. suisse. Livraison VI, 1869.
4. G. MAILLARD. — Notice sur un nouveau gisement de feuilles fossiles. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. Vol. XVII, 1881, p. 32.
5. A. JACCARD. — Deuxième supplément à la description géologique du Jura neuchâtelois et vaudois et des districts adjacents du Jura vaudois et de la plaine suisse. Mat. carte géol. suisse. Livraison VII, 1893.
6. CH. BIERMANN. — Le Jorat. Bull. Soc. neuchâteloise géogr. T. XX, 1910.
7. H. LAGOTALA. — Contribution à l'étude des dépôts quaternaires du bassin du lac de Genève. Livre jubilaire Soc. géol. de Belgique. T. III, 1924.

B. Bibliographie citée.

8. L. RÜTIMEYER. — Ueber Thal- und See-Bildung. Bâle 1869.
9. ALPH. FAVRE. — Carte du phénomène erratique du versant nord des Alpes suisses. Commission géol. suisse 1884.
10. A. JACCARD. — Essai sur les phénomènes erratiques en Suisse. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., XX, 1884.
11. M. LUGEON. — Le Rhône suisse tributaire du Rhin. C. R. Ac. Sc., 11 janvier 1897.
12. TH. BIÉLER. — Etude préliminaire sur le modelé glaciaire et le paysage drumlinique dans la plaine vaudoise. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. Vol. 37, 1901.
13. E. JOUKOWSKI. — Topographie et géologie du bassin du Petit-Lac (Léman). Le Globe, 59, Genève 1920.
14. E. RITTER. — Stratigraphie und Tektonik der Kohlenführenden Molasse zwischen Genfersee und Saanetal. Ecl. géol. Helv. Band XVIII, Heft 3, 1924.
15. W. CUSTER. — Etude géologique du Pied du Jura vaudois. Mat. carte géol. suisse. Livraison 59, 1928.
16. Atlas géol. suisse 1: 25 000^e, N^o 5, feuilles 300-303, 1935 (W. Custer).

C. Travaux généraux.

17. CH. DEPÉRET. — Sur la classification et le parallélisme du système Miocène. Bull. Soc. géol. France, 3^e série, T. XXI, 1893.
 19. H. DOUXAMI. — Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale. Thèse Paris 1896.
 20. E. RENEVIER. — Chronographie géologique. 2^e éd., Lausanne 1897.
 21. ALB. HEIM. — Geologie der Schweiz, Lief. 1: Molasse, 1916.
 22. L. CAYEUX. — Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Mém. carte géol. France, 1929.
 23. E. BAUMBERGER. — Die Molasse des Schweizerischen Mittellandes und Juragebietes. Guide géol. Suisse (Soc. géol. Suisse), Fasc. 1, 1934.
-

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	65
INTRODUCTION	67
Chapitre premier: REVÊTEMENT ET MORPHOLOGIE GLACIAIRES .	70
A. DÉFINITION DE QUELQUES TERMES	72
1. Moraine de fond	72
2. Moraine remaniée	73
3. Fluvioglaciale	73
4. La notion de drumlin	74
B. DESCRIPTIONS RÉGIONALES	75
1. Le paysage drumlinique de Boussens	75
2. La région de Vernand	77
3. Le plateau de Cugy	78
4. Le Haut-Jorat	79
5. La dépression préglaciale d'Ussières	81
6. La Haute-Mérine	82
7. Le plateau de Sottens	84
C. LA DIFFICULTÉ D'UNE CONCLUSION	86
1. La moraine	87
2. Le fluvioglaciale et son âge relatif	89
3. Préexistence d'un ancien réseau hydrographique et variations du niveau de base	91
4. Orientation des lignes topographiques et action glaciale . .	93
Chapitre II: LITHOLOGIE DES SÉDIMENTS	95
1 ^{er} Type: Calcaire argileux	97
2 ^e » Vase argilo-calcaire bigarrée (marne)	98
3 ^e » Argile noire	100
4 ^e » Argile rouge	101
5 ^e » Calcaire argilo-gréseux bigarré	102
6 ^e » Grès (macigno) très fin argilo-calcaire bigarré .	102
7 ^e » Grès (macigno) fin calcaréo-argileux bigarré .	104
8 ^e » Grès lignitifère	105
9 ^e » Grès (<i>molasse grise</i>) aquitanien à gros éléments .	105
10 ^e » Grès (molasse) burdigalien à éléments classés .	107
11 ^e » Grès (molasse) burdigalien à éléments non-classés .	108
12 ^e » Grès chloriteux à éléments remaniés	109
13 ^e » Grès calcaire coquillier grossier	110
14 ^e » Calcaire coquillier gréseux (lumachelle)	111
Chapitre III: STRATIGRAPHIQUE DESCRIPTIVE	112
Introduction	112
A. DESCRIPTIONS STRATIGRAPHIQUES RÉGIONALES	114

B. LE VERSANT RHODANIEN	116
1. Le ruisseau de Mex	117
2. La Grande Chamberonne	118
3. La Petite Chamberonne	123
4. La Mèbre	126
a) La limite aquitano-burdigalienne	135
C. LE VERSANT RHÉNAN	136
1. Le Talent	136
a) Le ruisseau d'Etramaz	138
b) Le ruisseau de Lavacu	140
c) La limite aquitano-burdigalienne	144
d) Le Tiolleyre	144
e) Le Burdigalien	145
f) Planche-Riande	147
g) Les carrières de Froideville	148
2. La Mentue	148
a) La limite aquitano-burdigalienne	156
D. LE VERSANT BROYARD	158
1. La Mérine	159
a) Cornier	161
b) Aillérens	162
2. La Bressonnaz	163
3. Le Carrouge	163
Chapitre IV : SÉDIMENTATION ET SUBSIDENCE DANS LE BASSIN TERTIAIRE VAUDOIS	169
A. FACIÈS LITHOLOGIQUES ET SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES	169
1. L'Oligocène	169
2. La transgression burdigalienne	173
3. Le Miocène	173
4. Le problème des roches-mères	175
B. LA SUBSIDENCE ET L'HISTOIRE DU BASSIN	179
C. LA PHASE FINALE: COMPLEMENT OU ÉMERSION	184
Esquisse de situation de la Fosse Joratienne dans le bassin molassique	186
Bibliographie	189