Zeitschrift: Mémoires de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 17 (1978-1987)
Heft: 2

Artikel: Géomorphologie du Gros-de-Vaud
Autor: Aubert, Daniel
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-259567

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: 27.11.2025

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

Mémoires de la Société vaudoise des Sciences naturelles
N° 100 1981 Vol. 17, Fasc. 2

BULLETIN N° 257 des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique
et du Musée géologique de l'Université de Lausanne

A la mémoire de
MICHEL POCHON
Professeur de pédologie à l'EPFL.

Géomorphologie du Gros-de-Vaud[1]

PAR

DANIEL AUBERT[2]

1. GÉNÉRALITÉS

Dans le paysage de la campagne vaudoise, on découvre à chaque pas des motifs de s'étonner; par exemple à Bercher (I 9)[3] en présence de la vallée de la Mentue, large cuvette de 8 km, sans cours d'eau proportionné à sa taille susceptible de l'avoir façonnée. Ce spectacle fut le point de départ de cette étude qui s'étendit peu à peu au Gros-de-Vaud tout entier.

On appelle ainsi (fig. 1) le versant W du Jorat et son prolongement jusqu'à la dépression de l'Orbe et du lac de Neuchâtel, entre la croupe de Thierrens à l'E, la vallée de la Venoge à l'W et le haut du versant lémanique au S (Planche). Il comprend donc essentiellement les bassins de la Mentue, du Buron et du Talent, et figure presque en entier sur les feuilles d'Yverdon et d'Echallens au 1:25 000.

Son intérêt particulier réside dans le fait qu'il constitue une unité topographique distincte des grandes vallées qui l'encadrent de trois côtés. On peut donc espérer, dans de telles conditions, que son étude contribuera à jeter quelques clartés sur le modelé du bassin molassique. L'histoire morphologique de ce dernier est fort longue puisqu'elle dure depuis la régression miocène. Au cours de ces millions d'années, les phénomènes d'érosion et de dépôt n'ont cessé d'en modifier le relief, et à plusieurs reprises les glaciers alpins en ont raboté les saillants et modelé les dépressions; enfin, à ces modifications d'origine externe, se sont ajoutées vraisemblablement celles qu'ont engendrées les mouvements tectoniques.

Une étude exhaustive devrait envisager cette évolution morphologique dans son ensemble. En ce qui concerne le Gros-de-Vaud, on est loin de

---

[1] Résumé-Zusammenfassung-Summary page 113.
[2] 1033 Cheseaux.
[3] Coordonnées de la planche.

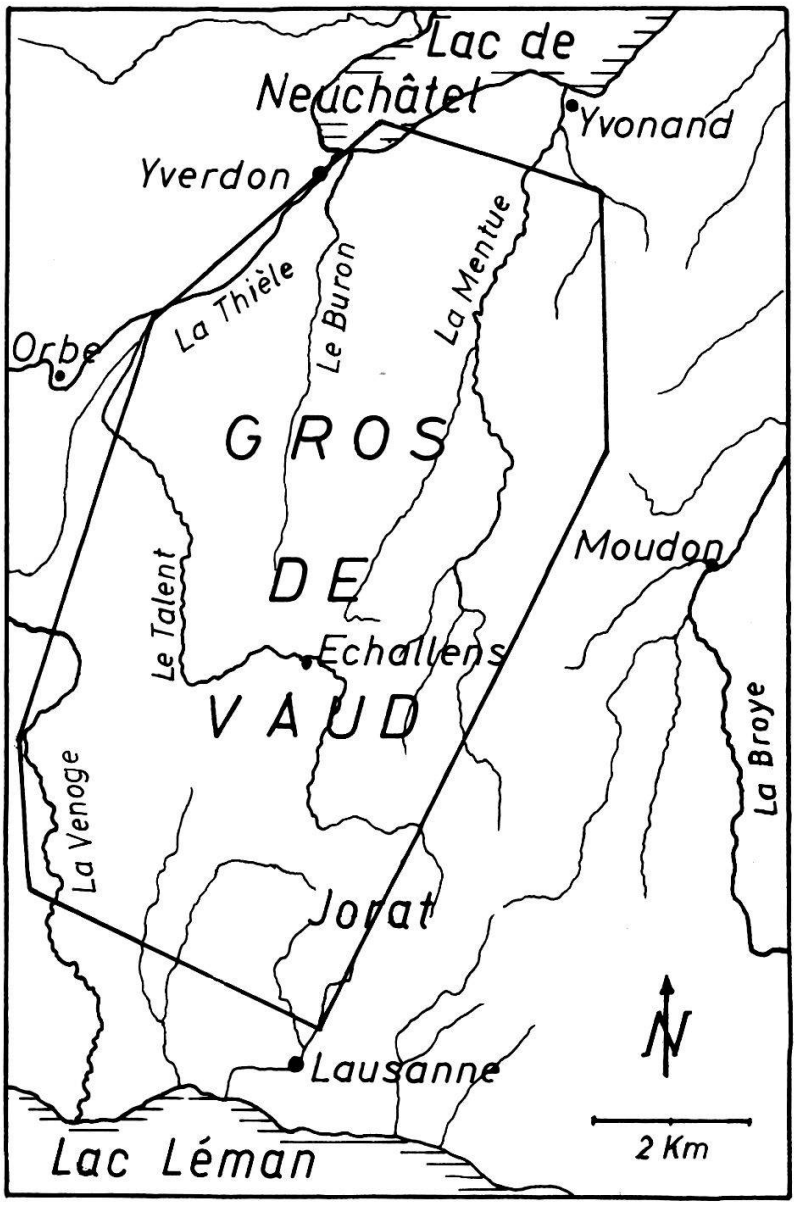


Fig. 1. – Situation géographique du Gros-de-Vaud.

compte. Faute de documents, on ignore tout des périodes antérieures à la dernière glaciation et la marge de cette enquête s'est encore rétrécie pour tenir compte des interstades glaciaires. Ainsi les terrains stériles surmontés de moraine ne peuvent être attribués raisonnablement qu'à la plus récente de ces périodes, alors qu'il y a peu de temps on les aurait datés sans hésitation de l'interglaciaire Riss-Wurm.

1.1. *Travaux antérieurs*

C'est sans doute en raison de la médiocrité de son relief que le Gros-de-Vaud est resté longtemps à l'écart de la curiosité scientifique, à l'inverse des régions voisines plus attrayantes comme le bassin lémanique. Depuis les observations de Razoumowsky (1789) qui ont l'intérêt d'une découverte,

et à part les descriptions occasionnelles de quelques auteurs comme BIELER (1901), BIERMANN (1909) et BÄRTSCHI (1913), il s'écoule un siècle et demi jusqu'à ce que paraisse une étude consacrée exclusivement à cette région, à savoir la magistrale thèse de BERSIER (1938) et sa carte géologique du Jorat (1952).

Celle d'Yverdon n'a pas été publiée, mais la moitié orientale de son territoire a été décrite et cartographiée par PARRIAUX (1969) et BUTTY (1970) dans des travaux de diplôme inédits de l'Institut géologique de Lausanne, et la région d'Yverdon est incluse dans la thèse de JORDI (1955). On peut citer encore, de CUSTER (1928), la description et la carte de Cossonay et ses levés originaux de l'angle SW de la feuille d'Yverdon, mis à ma disposition par la Commission géologique suisse, ainsi que la carte au 1:50 000 d'ALTHAUS (1947), levée en vue de recherches pétrolières, et la thèse de PETCH (1969, 1970) sur l'hydrogéologie de la plaine de l'Orbe.

Ces travaux et les cartes géologiques qui les accompagnent recouvrent presque tout le territoire du Gros-de-Vaud, mais la morphologie y tient peu de place, sauf chez BERSIER (1938, 1942) qui se livre à de judicieuses réflexions sur les modalités du relief. C'est donc un domaine peu exploré que nous abordons ici.

1.2. *Nouvelles observations*

Dans le bassin molassique, il est souvent impossible de délimiter la roche en place de la moraine et d'estimer l'épaisseur de cette dernière. Cette difficulté, que BERSIER (1942, p. 146) a ressentie presque douloureusement, peut être écartée en partie en observant, dans les champs profondément labourés par les charrues modernes, les fragments de molasse arrachés au substratum rocheux. On a ainsi le moyen de localiser la présence de bancs molassiques à faible profondeur, à condition de ne prendre en considération que les cailloux groupés et non altérés et d'éliminer tous ceux dont l'origine est incertaine. Dans les zones boisées, cette méthode n'est évidemment pas applicable.

La valeur de ces observations a pu être vérifiée dans la tranchée du gazoduc qui traverse le territoire, de la plaine de l'Orbe à Thierrens (K 11), et avec plus de précision encore par les innombrables sondages à la tarière effectués par M. GRATIER pour son étude des sols du plateau vaudois (1980), et en vue de l'établissement d'une carte pédologique par le service de l'Aménagement du territoire du canton de Vaud[4]. Elle s'est trouvée aussi localement confirmée par la carte géologique de la Haute Mentue de BADOUX *et al.* (1980).

L'application de cette méthode révèle que la plupart des collines souvent cartographiées en moraine sont en réalité des buttes molassiques,

[4] Les observations de M. Gratier et les miennes ont été consignées sur les cartes d'Echallens et d'Yverdon au 1 : 25000 et remises à la Commission géologique suisse à Bâle.

comme LAGOTALA (1926) l'avait remarqué dans la région de Fey (H 8). Font exception les «drumlins» de Bettens (D 4) et de Sottens (K 8), où l'absence de fragments superficiels de molasse est confirmée par des exploitations de moraine et de graviers.

En revanche, au bas des versants riches en colluvions et dans les dépressions où la moraine s'épaissit, les indices molassiques font généralement défaut. Toutefois les coupures des ruisseaux et les sondages de l'autoroute N1 montrent que la profondeur de la molasse excède rarement quelques mètres, ce qui n'exclut pas l'existence d'accumulations morainiques locales plus importantes dans certains sillons et sur les larges croupes, surtout dans leur retombée septentrionale.

Les accidents du relief molassique sont donc adoucis et localement nivelés par la couverture de terrain erratique, comme on a pu le constater dans la tranchée du gazoduc. Mais *à l'échelle de notre étude*, ce revêtement paraît presque négligeable; dans la pratique, et à l'exception de quelques zones, on peut donc admettre que *la surface topographique est conforme à celle du relief rocheux.* Dans la région de Payerne, RUMEAU (1954) a fait la même constatation. Toutefois cette conclusion n'a pas une valeur générale; moins évidente déjà quand on se rapproche du sillon subjurassien et de la cuvette lémanique où la moraine tend à s'épaissir, elle perd toute crédibilité à l'W de la Venoge.

Dans l'ensemble, le relief du Gros-de-Vaud possède donc les caractères d'une *surface d'érosion*, ce qui va contribuer à restreindre la marge de notre étude; en effet nos investigations ne pourront se baser que sur des données morphologiques dont on sait combien peut être fragile leur interprétation. De plus, les interfluves rabotés par le dernier glacier se prêtent mal à la reconstitution des anciens reliefs. En revanche, on peut espérer que leur étude permettra de mieux comprendre les effets de l'érosion exercée par un glacier de piedmont sur un substratum molassique.

1.3. *Stratigraphie*

En traversant le Gros-de-Vaud à partir de la cluse du Talent (C 6), on gravit l'escalier stratigraphique de la molasse. Les travaux de BERSIER (1938, 1952), complétés par ceux de CUSTER (1928), JORDI (1955) et KISSLING (1974), nous dispensent d'en faire une description détaillée.

Dans la cluse affleurent les calcaires barrémiens, prolongeant ceux du Mormont, et quelques mètres de Sidérolithique. A partir de là, jusqu'à la hauteur d'Echallens (G 6), la douceur du relief s'explique par la présence des marnes du Stampien, dont les intercalations gréseuses les plus importantes déterminent quelques buttes, comme celles qui portent le village de Bioley-Orjulaz (F 4) et le château de Saint-Barthélemy (E 5). Plus à l'E, dans l'Aquitanien, les grès prennent le dessus et donnent davantage de vigueur au paysage; puis les puissantes assises burdigaliennes, succédant à

des niveaux moins résistants, créent une dénivellation plus prononcée qui donne accès à la croupe du Jorat et à son prolongement septentrional.

La molasse, on vient de le voir, est revêtue d'une couche peu épaisse de moraine de fond. En trois points viennent s'y ajouter des formations graveleuses dont la description sera reprise plus loin. Ce sont:

Les *graviers de Bioley-Orjulaz* (fig. 15), recouverts de moraine et reposant eux-mêmes sur une pellicule morainique. Les travaux des géologues de Lausanne (BURRI *et al.*, 1968; WEIDMANN, 1974) ont permis de les attribuer au dernier interstade et de les dater (34600 BP + 2700-1800). C'est le seul âge absolu qui ait pu être déterminé dans le Gros-de-Vaud. A proximité de cette formation se sont déposées des *argiles glaciolacustres.*

Les *graviers de Sottens-Chapelle* (K 8, fig. 4), stratigraphiquement mal définis. LAGOTALA (1926) les raccordait audacieusement aux alluvions «interglaciaires» de la Côte. BERSIER, plus circonspect, hésite dans sa thèse (1938) à se prononcer sur leur situation, puis se résout à les étiqueter cailloutis de progression wurmienne sur sa carte (1952). L'abandon de leur exploitation exclut pour le présent toute nouvelle observation précise.

Les *graviers tardiglaciaires de la Basse Mentue* (fig. 6), superposés à la moraine.

Fait surprenant, la surface morainique est remarquablement uniforme et ne comporte pas les formes habituelles de ce genre de dépôt, à part les collines gravelo-morainiques de Bioley-Orjulaz-Bettens (D 4), et de Sottens, cartographiées comme drumlins, et quelques éminences isolées que l'on peut qualifier de vallums.

Dans les zones mal drainées, auxquelles le glacier a imprimé un relief indécis, les *marais tourbeux* sont nombreux (fig. 16). La plupart ont été assainis.

1.4 *Tectonique*

La *zone isoclinale* définie par BERSIER (1952) sur la feuille d'Echallens se prolonge sur celle d'Yverdon comme l'a révélé la tranchée du gazoduc, où l'on n'a relevé que de faibles pendages E (comm. orale de M. WEIDMANN). Ainsi dans presque toute l'étendue du Gros-de-Vaud, les bancs de molasse s'inclinent faiblement au SE, puis deviennent peu à peu horizontaux dans le Jorat.

La régularité de cette série n'est troublée que par de petits accidents locaux qui s'inscrivent dans le lit et sur les berges des cours d'eau (fig. 18); mais leur présence trahit peut-être l'existence d'importantes dislocations dissimulées par la moraine. Ainsi la sismique a révélé le prolongement au SE des deux principales failles du Mormont, et c'est probablement l'une d'elles – la plus septentrionale – qui a été dégagée par les travaux de l'autoroute près d'Oulens (D 4) et qui traverse le Talent à l'E d'Assens (H 4) dans une zone disloquée par de petites cassures, comme l'a suggéré BERSIER dans l'esquisse tectonique de la feuille du Jorat.

L'anticlinal du Mormont (A 5), greffé à l'angle oriental de ce massif calcaire, réapparaît en charnière urgonienne dans la cluse du Talent. Au-delà, dans une région trop pauvre en affleurements pour qu'on puisse le suivre, ALTHAUS (1947) l'a pourtant prolongé jusqu'à Donneloye (H 12); mais la tranchée du gazoduc n'en a montré aucune trace. Le pli doit donc s'effacer à l'E du Talent, peut-être entre Vuarrens (G 8) et le Buron, où ALTHAUS et CUSTER (1928) relèvent encore quelques pendages qui pourraient correspondre à son flanc NW.

Au SE d'Yverdon, les failles décrites par JORDI (1955) participent à la tectonique de la *zone disloquée de Cuarny* (F 12), qui domine le lac de Neuchâtel de son relief vigoureux. A l'E elle semble se raccorder progressivement à la zone isoclinale; au S, en revanche, sa limite se marque par un changement frappant de la morphologie le long d'une ligne tendue d'Yverdon au coude de la Mentue à Donneloye. Cette droite correspond vraisemblablement à la trace d'une faille dont ALTHAUS a dessiné un tronçon pour expliquer l'interruption du Burdigalien de Cronay. L'existence de cette *faille de Cronay* a pu être corroborée par l'observation, dans une ancienne carrière de la localité (coord. 543,05/178,45), de plusieurs miroirs striés horizontalement dans une direction N 140° E, proche de la sienne. Il est donc plausible d'admettre que la zone disloquée de Cuarny est limitée par une cassure rejoignant au NW le faisceau des failles d'Yverdon. Quant à sa structure, les levés d'ALTHAUS (1947), de JORDI (1955) et de BUTTY (1970) diffèrent, mais s'accordent sur l'existence d'un *anticlinal de Cuarny,* très prononcé à l'W du village où pointe le Barrémien. C'est sur son flanc méridional que fut implanté un forage (cf. VONDERSCHMITT, in ALTHAUS, 1947). Au S, lui succède le *synclinal de la Mauguettaz,* sur lequel s'appuie en chevauchement le *compartiment de Cronay,* relevé par une flexure synclinale.

L'anticlinal de Cuarny et le synclinal de la Mauguettaz plongent à l'E jusqu'au lac de Neuchâtel dont ils déterminent le relief rocheux du littoral; les sondages autoroutiers y ont révélé en effet que, dans le prolongement de l'anticlinal, la molasse affleure pratiquement sur le rivage, tandis qu'à l'E d'Yvonand, dans l'axe du synclinal, sa profondeur dépasse 45 m.

Au SW de la faille de Cronay, cet édifice structural fait place à un système de fractures qui déforment et découpent le bord de la zone isoclinale. La plus importante est la *faille d'Ependes* (B 10) que PETCH (1970) a décelée par des mesures de résistivité; elle délimite jusqu'à Ependes le «synclinal de la plaine de l'Orbe» (l'expression est de PETCH) et se marque morphologiquement par le raide talus rocheux qui domine la plaine alluviale. En outre PETCH (1970), ALTHAUS (1947) et JORDI (1955) s'accordent sur l'existence de failles complémentaires dans les vallons du Buron et de Sermuz au SW de Pomy (D 11).

La structure de Chavornay (A 7). Sur la route d'Orbe, à la sortie de Chavornay, nous avons pu constater que l'apparente simplicité de la tecto-

nique molassique peut dissimuler des accidents imprévisibles. En ce point la carte des isohypses du substratum rocheux dans le travail de PETCH (1970), comporte un lobe molassique empiétant sur la plaine. Or, en 1969, on a eu la possibilité d'en observer la structure lors des travaux d'élargissement de la route.

Sur une centaine de mètres, se présente une guirlande discontinue de déformations souples des marnes chattiennes, lentilles, plis, failles inverses, écailles, etc., engendrées par une poussée s'exerçant du SE au NW. Deux d'entre elles ont été représentées sur la fig. 2. Le miroir de l'une porte des stries horizontales et s'oriente N 60° E. Au-delà de ces accidents affleurent des bancs gréseux plus rigides, faiblement inclinés au SE et sans traces de dérangements. Quant à la moraine susjacente, il n'a pas été possible d'observer si elle a participé aux déformations, sa surface ayant été comprimée et glacée par les engins de chantier.

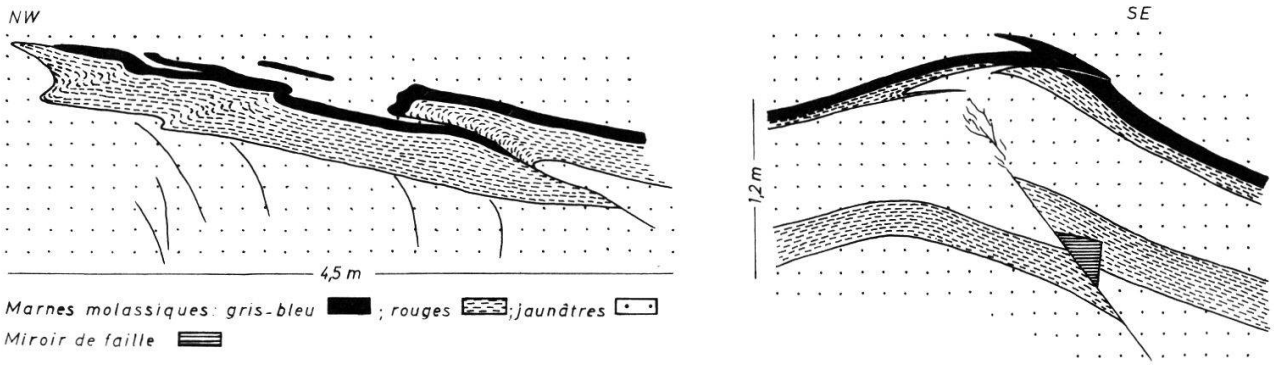


Fig. 2. – Structures de Chavornay.

On peut donc hésiter sur la nature de ces accidents. S'agit-il d'une masse glissée, du laminage des couches plastiques par le glacier, ou encore du charriage de cette série sur un socle gréseux? La question reste en suspens.

2. HIÉRARCHIE DES FORMES

Dans le relief du Gros-de-Vaud, on distingue comme partout, une certaine subordination morphologique, en ce sens que les éléments topographiques de dimensions régionales renferment et conditionnent des formes moins étendues, dans lesquelles s'inscrivent à leur tour des unités morphologiques plus petites, et ainsi de suite.

Cette échelle a aussi une valeur chronologique, les grandes surfaces ayant évidemment précédé celles qui y sont emboîtées; elle exprime aussi, dans une certaine mesure, la dimension régionale ou locale, des phénomènes qui les ont façonnées. C'est donc dans l'ordre de leur décroissance que nous les envisagerons.

2.1. *Le glacis molassique*

Du pied des Préalpes au sillon subjurassien s'étend un vaste glacis qui tranche sous un petit angle la série molassique. Le Jorat et son prolongement dans la croupe de Thierrens, qui s'abaissent graduellement vers le lac de Neuchâtel en s'élargissant, lui appartiennent. Rien ne permet de préciser l'âge de cette surface, mais on peut estimer que son façonnement a dû débuter au Pliocène après le plissement du Jura.

2.2. *Le versant du Gros-de-Vaud*

Dans l'ensemble, le Gros-de-Vaud a l'aspect d'un grand versant qui tronque à l'W le glacis molassique et le raccorde aux vallées de l'Orbe et de la Venoge, en épousant la courbure qu'elles font entre elles. Il constitue donc le flanc oriental de la large dépression qui prolonge au S la vallée de l'Orbe par-dessus le Mormont, et dans laquelle s'emboîte la vallée proprement dite de la Venoge. Indépendamment de celle-ci, cette dépression s'ouvre largement sur celle du Léman qu'elle relie donc au sillon subjurassien.

Ce spacieux couloir est généralement considéré comme l'ancienne vallée d'un Rhône ou d'une Drance préglaciaires, affluents du Rhin, conformément aux hypothèses de Rütimeyer (1869), de Lugeon (1897) et de Gagnebin (1937). Ce dernier supposait que cet état de choses était antérieur au Gunz et que par conséquent le versant du Gros-de-Vaud appartenait à la surface de la Burgfluh. En l'absence de nouvelles données, il paraît inopportun de se prononcer sur la valeur de ces hypothèses et surtout d'en proposer de nouvelles.

2.3. *Les lignes directrices du relief*

Le versant du Gros-de-Vaud est accidenté de plusieurs longues croupes, peu saillantes mais continues, qui déterminent les traits principaux de la topographie et forment ainsi une sorte de trame où s'inscrivent les autres formes du relief. Dirigées approximativement NNE, ces éminences épousent donc à peu près la direction tectonique et présentent un profil transversal dissymétrique, leur versant occidental étant plus prononcé que l'autre du fait de la pente générale.

Leur parallélisme et leur continuité ont canalisé les cours d'eau dans deux directions opposées, au N pour les affluents du sillon subjurassien, au S pour ceux du Léman, à l'exception du Talent qui zigzague entre les deux. C'est aussi ce qui a privé la Venoge de tout affluent issu du Gros-de-Vaud, à part la Molomba (Daillens C 3 et fig. 15) qui bénéficie pour son alimentation de l'existence d'une brèche.

Ces croupes, remarquables par leur régularité, sont pourtant interrompues à la hauteur d'Echallens (G 6) et de Sottens (K 8) par une disconti-

nuité topographique qui délimite ainsi deux zones distinctes, l'une au N, l'autre au S.

La zone septentrionale s'appuie à l'E à la *croupe de Thierrens.* Sa médiane est occupée par la large *croupe de Vuarrens,* qui apparaît à Echallens, culmine à Vuarrens même, puis conserve à peu près la même altitude sur plusieurs kilomètres. A l'approche de la faille de Cronay, elle s'abaisse en virant au NE, puis reprend de la vigueur au-delà de cet accident. La spacieuse *cuvette de Bercher* (J 9) la sépare de la croupe de Thierrens.

La *croupe de Goumoens-la-Ville* surgit au coude du Talent de Saint-Barthélemy (E 5), s'élève jusqu'à Goumoens-la-Ville, puis s'élargit et s'aplatit en une sorte de dôme empâté de moraine, prolongé jusqu'à l'escarpement de la plaine de l'Orbe par un large glacis. Entre elle et celle de Vuarrens s'étend la *vallée du Buron.* Cette dernière ainsi que la cuvette de Bercher sont limitées en amont par d'étroits *seuils molassiques,* celui de Goumoens pour la première, de Fey pour la seconde. Dans celui-ci, la molasse est continue; à Goumoens c'est moins sûr, la colline de la Ripe (coord.: 537/168,25) qui le constitue ayant un versant morainique. L'existence d'un sillon n'est donc pas exclue.

Une troisième *croupe, celle de Daillens* (C 3), moins prononcée que les deux autres, se dresse au bord oriental des vallées de la Venoge et de l'Orbe, jusqu'à la cluse du Talent. Le *vallon d'Oulens* (D 5) qu'elle délimite, s'ouvre au S, contrairement aux deux dépressions précédentes, et rejoint le versant de la Venoge à la hauteur du replat de Penthalaz (B 3).

Au S d'Echallens, les lignes directrices de la topographie n'ont rien de commun avec les précédentes. Dans le prolongement de la croupe de Vuarrens s'ouvre le *couloir de Cheseaux,* large et à peine déprimé, qui débouche au S en s'élargissant, au haut du versant lémanique. A l'W s'allonge la *croupe de Sullens,* presque dans l'axe de celle de Goumoens, dont la sépare un sillon comblé de moraine. A l'E, le couloir de Cheseaux est limité par un faisceau rectiligne de buttes molassiques qui se différencient du versant du Jorat à Morrens (I 3). Cette *croupe de Poliez-le-Grand,* disséquée sur une partie de sa longueur par le Talent, avec ses villages perchés de Bretigny, Bottens, Poliez-le-Grand et Sugnens, s'étend sans interruption jusqu'au seuil de Fey.

Plus à l'E, entre cette croupe et le talus burdigalien qui souligne le pied du Jorat proprement dit, se situe le *plateau de Dommartin,* drainé par la Mentue et ses affluents.

La surprenante discontinuité qui partage transversalement le Gros-de-Vaud en deux secteurs morphologiquement différents, se présente à Echallens comme une zone déprimée vers laquelle s'abaissent et s'interrompent, de part et d'autre, tous les reliefs. Cette *gouttière d'Echallens* constitue donc un élément fondamental du modelé. Elle est particulièrement frappante à Echallens même où elle met en contact la terminaison de la croupe de Vuarrens avec l'extrémité déprimée du couloir de Cheseaux. A l'W, elle

conduit le Talent jusqu'à Saint-Barthélemy au-delà duquel elle se prolonge par un sillon comblé de moraine qui sépare les croupes molassiques de Goumoens et de Sullens, inclinées l'une vers l'autre, puis débouche dans le vallon d'Oulens, en face de l'extrémité de la croupe de Daillens (fig. 15).

A l'E d'Echallens, la gouttière est relayée, 5 km au NE, par une seconde zone de même nature, la *trouée de Sottens,* qui s'étend de Fey à Sottens et au-delà (fig. 4). A Fey même, la croupe de Poliez-le-Grand, qui n'a cessé de s'abaisser au N, s'interrompt à la limite de la cuvette de Bercher. Plus à l'E, la surface topographique s'incline de la même manière dans le plateau de Dommartin, puis, au-delà de la Mentue, se redresse dans le versant convexe de Boulens (J 9) et de St-Cierges (J 10). Mais le plus remarquable est la trouée proprement dite, à Chapelle (K 9) et Sottens, large créneau qui partage la croupe de Thierrens et s'ouvre à l'E sur le versant de la Broye. Sur la planche elle se marque par l'interruption de la molasse marine et la présence d'un important comblement glaciaire et graveleux.

2.4. *Le relief des interfluves*

Dans l'intervalle des cours d'eau, le relief est à peu près celui que le glacier a laissé derrière lui en se retirant. Certes, depuis, la solifluxion et le ruissellement n'ont cessé de s'exercer, mais surtout sur les terrains meubles des versants, sans affecter véritablement la surface du substratum rocheux, à l'exception de quelques zones déclives comme le versant de la plaine de l'Orbe où les glissements sont probablement plus nombreux qu'il ne paraît, ainsi que l'ont révélé les observations de Gabus, Weidmann, D. et M. (1975) à Yverdon.

Dans le relief interfluvial, résultat d'une longue évolution polygénique, il s'agira de déterminer quel a été le rôle de l'érosion glaciaire.

2.5. *Le relief fluvial*

Il contraste d'une façon frappante avec celui qui précède. Tous les cours d'eau, même les plus modestes ruisseaux, creusent dans la moraine ou la molasse, des sillons d'érosion qui témoignent d'une vigoureuse reprise de l'érosion fluviale verticale, et dont les versants escarpés ou délabrés par des glissements, dissèquent brutalement la surface topographique. Ce modelé monogénique constitue la phase actuelle de l'évolution morphologique du Gros-de-Vaud.

3. Le bassin de la Mentue (Planche)

La Mentue et ses affluents, le Coruz et le Botterel, drainent le flanc NW du Jorat et le plateau de Dommartin, puis, à la hauteur de Fey (H 8), la

rivière suit le bord oriental de la *cuvette de Bercher* (J 9), la traverse obliquement à l'aval de ce village, pour rejoindre son principal affluent, le Sauteruz, au bord opposé de la vallée. Plus bas la Mentue pénètre dans la *gorge de Donneloye,* qui la conduit à la *plaine alluviale de la Mauguettaz* (G 13) et au lac de Neuchâtel.

Nous allons examiner successivement les divers éléments topographiques et hydrographiques de ce bassin.

3.1. *La cuvette de Bercher* (fig. 3).

C'est le trait fondamental du relief de la région. Il s'agit d'un large bassin calibré, limité latéralement par les croupes de Thierrens et de Vuarrens, et d'amont en aval, par le seuil de Fey et le rétrécissement de Donneloye. Elle étonne par sa dissymétrie et ses dimensions, 8 km de long et autant de large d'un faîte à l'autre, 2 au «talweg» à Bercher, mais à peine 100 m de dénivellation par rapport à la croupe occidentale.

A l'aval de Bercher, la dépression se prolonge sur la rive droite de la Mentue dans le plateau accidenté de Bioley-Magnoux, s'y rétrécit peu à peu et prend fin à la hauteur de Donneloye. Excepté les coupures des cours d'eau, le fond se présente comme une sorte de plan plus ou moins bosselé, incliné à la fois à l'W jusqu'au Sauteruz qui en occupe la partie la plus basse, et au N dans le sens général de la pente. Il constitue donc le prolongement adouci du versant oriental et n'a nullement le caractère d'un fond de vallée.

L'origine de cette large dépression aux formes émoussées paraît énigmatique et inexplicable par l'activité de ses cours d'eau. En effet, le Sauteruz, le seul qui soit intégré dans son relief, n'est qu'un gros ruisseau disproportionné par rapport à ses dimensions, et la Mentue lui est extérieure: elle s'y jette, la traverse et la dissèque sans la façonner d'aucune manière.

La cuvette de Bercher est donc comparable à une vallée sèche, héritage de modelés antérieurs; mais on ne peut en chercher l'origine dans le passage d'un ancien Rhône comme on l'a fait pour la Venoge, puisqu'elle est barrée ou rétrécie à chaque bout par des obstacles molassiques. L'examen de son versant W va nous suggérer une autre explication (pl. et fig. 3).

On y découvre deux aspects insolites: son extraordinaire uniformité et la direction bizarre de ses ruisseaux, qui, au lieu de suivre la ligne de pente, s'écoulent d'abord obliquement, puis se rapprochent peu à peu de la normale. Aucun ne fait exception, et le plus septentrional se singularise même en creusant un tronçon de son lit le long d'une petite croupe secondaire.

C'est évidemment le glacier qui est responsable de cet état de choses; un lobe de glace a dû imposer à ces ruisseaux péri- ou infraglaciaires un cours aberrant et les fixer assez profondément dans la molasse pour empêcher

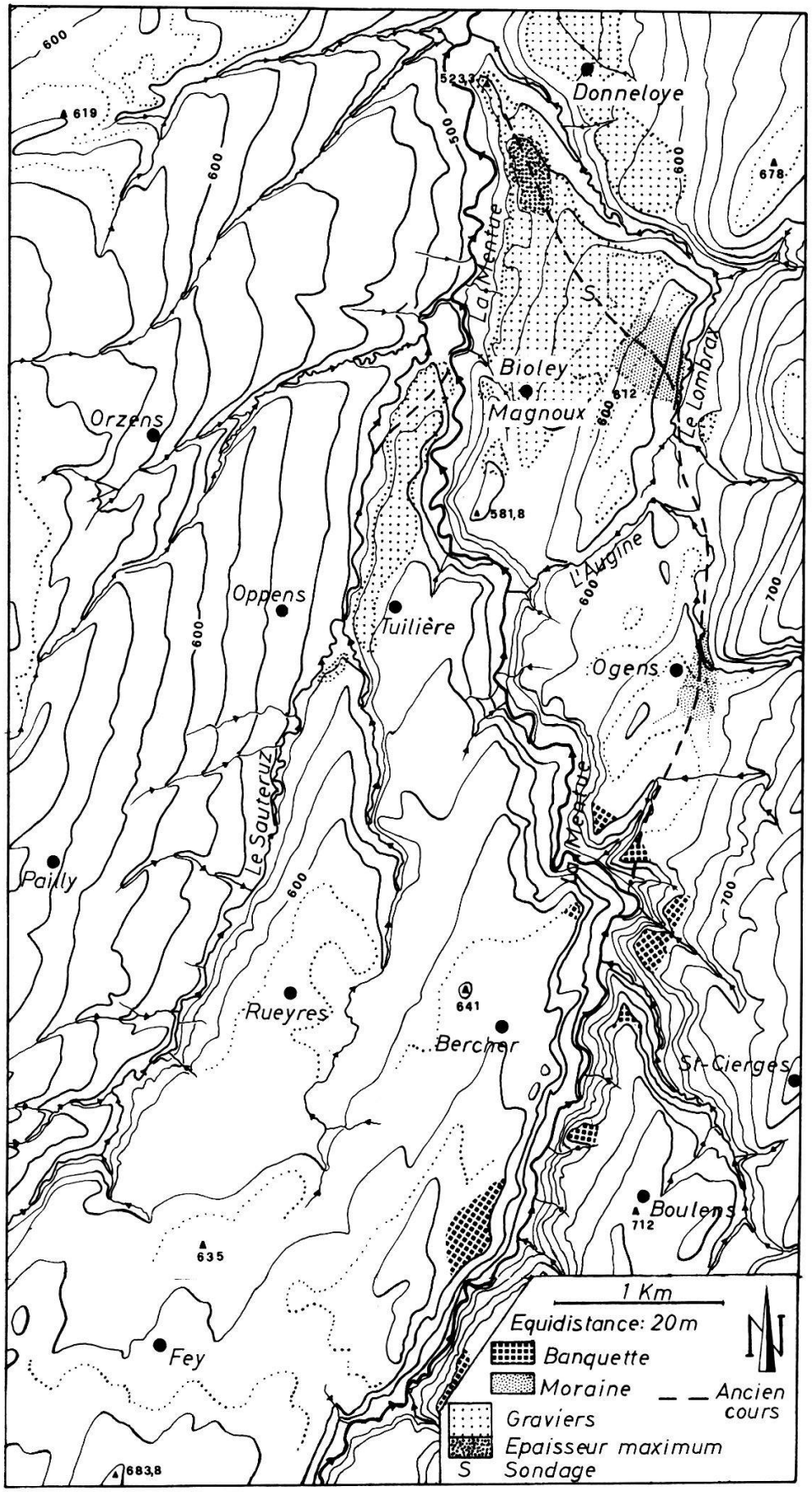


Fig. 3. – Cuvette de Bercher; Mentue d'Ogens et de Bioley-Magnoux.

tout redressement ultérieur[5]. On en trouve du reste la confirmation dans le fait que les petits sillons d'érosion plus récents, imprimés sur la moraine dans l'intervalle des ravins, ne leur sont pas parallèles, mais suivent normalement la pente.

Ces ruisseaux imposés sur le versant n'ont pu contribuer à en façonner le relief. Quant à des vallons plus anciens dissimulés sous la moraine, leur existence au sommet de la croupe n'est pas exclue. Mais le versant proprement dit n'en possède pas, ni aucune trace d'une ancienne hydrographie, rien qui rappelle un modelé fluvial. Seule l'énergique friction exercée par le glacier a pu niveler les accidents antérieurs et donner à cette surface ce relief uniforme et profilé caractéristique du modelé glaciaire.

Les mêmes traits se retrouvent dans le fond de la cuvette. Cette vaste surface d'érosion régulière et exempte d'influence fluviale, son réseau hydrographique mal intégré, l'absence de sillons anciens, portent la marque d'une origine glaciaire. On peut donc imaginer l'existence d'une vallée d'un Sauteruz primitif, limitée au S par un col de tête à Fey. Chaque fois que le glacier la remplissait, il devait l'élargir, l'approfondir, en régulariser la surface, et abaisser son col d'accès jusqu'au niveau actuel du seuil de Fey.

Cette conception du rôle de l'érosion glaciaire dans le modelé du Gros-de-Vaud sera reprise plus loin avec d'autres exemples à l'appui.

3.2. *La Mentue et ses affluents*

Ces cours d'eau s'écoulent dans des ravins d'érosion récents, sur un fond rocheux dissimulé par places par des alluvions grossières provenant du roulage des cailloux erratiques.

Sur leur plus grande longueur, ils sont subséquents, en ce sens qu'ils suivent approximativement la direction des couches. Toutefois la Mentue présente aussi des tronçons obséquents ou obliques à travers des reliefs, pour passer d'un sillon à un autre. Les versants ont la morphologie habituelle des abrupts molassiques, avec des parois et des éboulis, alternant avec de nombreux glissements.

Bien que parfaitement ordonné en apparence, ce réseau recèle un certain nombre de singularités et de cicatrices morphologiques sur lesquelles on peut se baser pour essayer d'imaginer son évolution.

3.2.1. *La Mentue de Sottens* (fig. 4)

La trouée de Sottens creuse dans la croupe de Thierrens une échancrure large de plus de 2 km, remplie de moraine et de graviers à morphologie drumlinique. Son radier rocheux n'est connu qu'en un point; sur la

[5] Dans le versant du glacier d'Argentières, VIVIAN (1975, p. 329) a observé des sillons sous-glaciaires dans une situation analogue.

figure 4, la colline molassique 792,4, au N de Chardonney (voir aussi K 8 sur la planche), s'interrompt brusquement au N et fait place à des graviers dont l'exploitation n'a pas atteint la molasse, qui affleure seulement une dizaine de mètres plus bas le long d'un chemin. Le bord S de la trouée comporte donc une dénivellation d'une soixantaine de mètres, marquée sur la figure par le contact presque rectiligne de la molasse et des graviers.

Ce talus est rompu localement par la *vallée sèche de Chardonney* à son débouché dans la trouée. Ce sillon est lui-même le prolongement du replat accidenté et déprimé de Villars-Tiercelin (K 7) qui sépare la croupe de Thierrens du plateau de Dommartin. La Mentue s'y est encaissée dans un canyon qui s'en écarte à la hauteur de Chardonney.

La trouée de Sottens a certainement été creusée et façonnée par une rivière. Laquelle? S'agissait-il de la Broye s'écoulant à l'W, ou de la Mentue dans la direction opposée? La seconde possibilité semble plus plausible, compte tenu de l'altitude des graviers aux deux extrémités du couloir: 750 m à l'W, 680 m à l'E.

A une époque mal déterminée, mais antérieure à la dernière occupation glaciaire, la Mentue aurait donc franchi le Jorat à Sottens pour rejoindre la Broye. Si notre hypothèse est exacte, elle devait naître de la confluence de deux affluents représentés sur la fig. 4:

Une branche orientale qui utilisait la vallée sèche de Chardonney[6]. Son bassin coïncidait donc avec celui de la Mentue supérieure actuelle, augmenté peut-être de l'apport de quelques ruisseaux du Jorat qui auraient pu la rejoindre par le sillon sec situé à l'E de Froideville (K 4).

Une branche occidentale qui drainait le plateau de Dommartin et éventuellement, dans son prolongement méridional, une partie du bassin actuel du Talent et de la Mèbre de Cugy (J 3).

3.2.2. *La Mentue d'Ogens* (fig. 3).

Le coude de la Mentue, 1 km au NNE de Bercher (J 9), est un point important de son cours; non seulement elle y change de direction, mais elle y abandonne un ancien cours pour en suivre un nouveau.

En amont, son canyon actuel dissèque le fond de sa vieille vallée, large dépression subséquente aplanie par le rabotage glaciaire. Sur les deux bords de la gorge, il en reste des banquettes revêtues de moraine à des altitudes régulièrement décroissantes, et dans les tronçons transversaux de Dommartin (fig. 4), des échancrures du haut des versants qui rappellent celles des méandres.

---

[6] Cette vallée sèche a été signalée par BIERMANN (1909). De son côté, BERSIER (1942) considère qu'elle appartenait à un ruisseau, ancien affluent de la Mentue, capturé ultérieurement par la Broye. Cette hypothèse et la mienne ne sont pas inconciliables, le ruisseau actuel ayant pu utiliser la vallée d'un ancien cours d'eau de sens contraire.

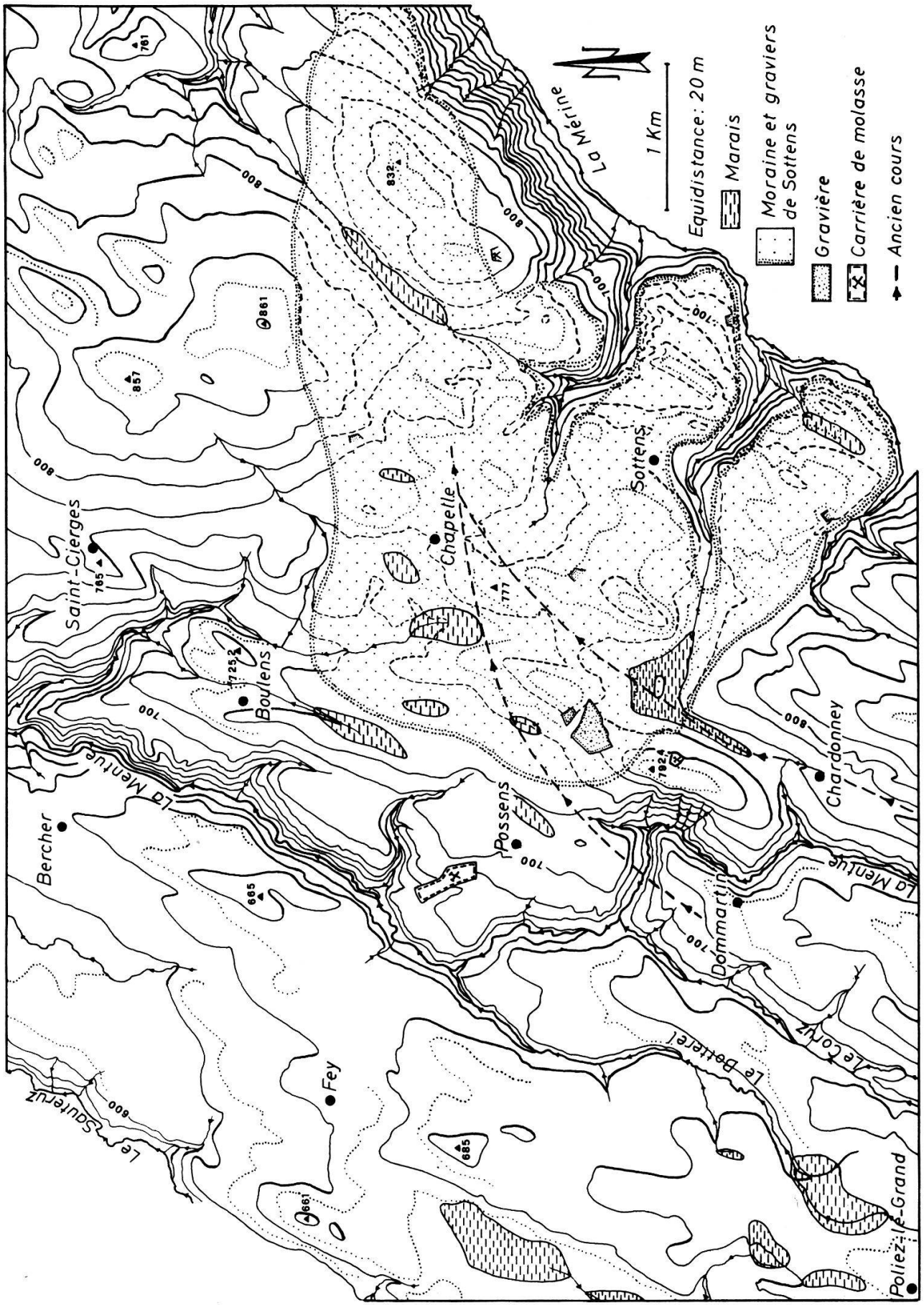


Fig. 4. – Mentue et graviers de Sottens.

En aval, le canyon de la Mentue qui traverse obliquement la cuvette de Bercher, diffère sensiblement du précédent. Il incise brutalement le relief, tranche indifféremment croupes et sillons, y compris ceux qui renferment de la moraine, et aucune inflexion de la surface topographique ne se dessine à son approche. Malgré son délabrement morphologique par des glissements de terrain, les méandres encaissés qui l'on engendré sont encore perceptibles par endroits. Ce secteur a donc les caractères d'une gorge épigénétique et on en trouvera plus loin la confirmation dans l'absence de graviers tardiglaciaires similaires de ceux qui comblent l'ancien sillon du Sauteruz à son confluent avec la Mentue.

Revenons au coude de Bercher. Rive droite, dans le prolongement du cours supérieur et au niveau de ses banquettes, s'ouvre le vallon d'Ogens (I 10) séparé de la vallée de l'Augine par la barre morainique qui porte le village. La Mentue devait autrefois utiliser ce couloir, s'écouler ensuite dans les vallées supérieures de l'Augine[7] et du Lombrax dont le cours inférieur semble récent, puis franchir la colline molassique 612 par la brèche comblée de moraine qui la traverse[8].

Ensuite son sillon se perd sous les graviers de Bioley-Magnoux, mais on peut supposer qu'il se termine, comme l'indique la figure, au point où leur mur est le plus bas sur le versant de la Mentue, en passant par la zone de leur épaisseur maximum indiquée sur l'Atlas des résistivités électriques (Inst. Géophys. Lausanne, 1973), publié sous la direction de M. Meyer de Stadelhofen, et par le sondage électrique de Parriaux (1969).

3.2.3. *Le Sauteruz et la Mentue de Bioley-Magnoux* (fig. 3)

Symétriquement à la Mentue mais à une échelle plus petite, le Sauteruz entaille d'abord le flanc de la croupe de Vuarrens, puis rejoint, à l'aval du seuil de Fey, la cuvette de Bercher; il en longe ensuite la ligne la plus basse, dans un canyon emboîté lui-même dans son ancienne vallée tapissée de moraine. Mais à partir d'Oppens, ce vieux sillon est comblé de graviers tardiglaciaires, dont il subsiste une traînée longue de 2 km. Son débouché dans la gorge actuelle de la Mentue, à la hauteur de Bioley-Magnoux, est signalé par l'emplacement d'une ancienne gravière, visible sur la figure 6, en contrebas d'affleurements molassiques, à l'W desquels le Sauteruz a aménagé son nouveau cours.

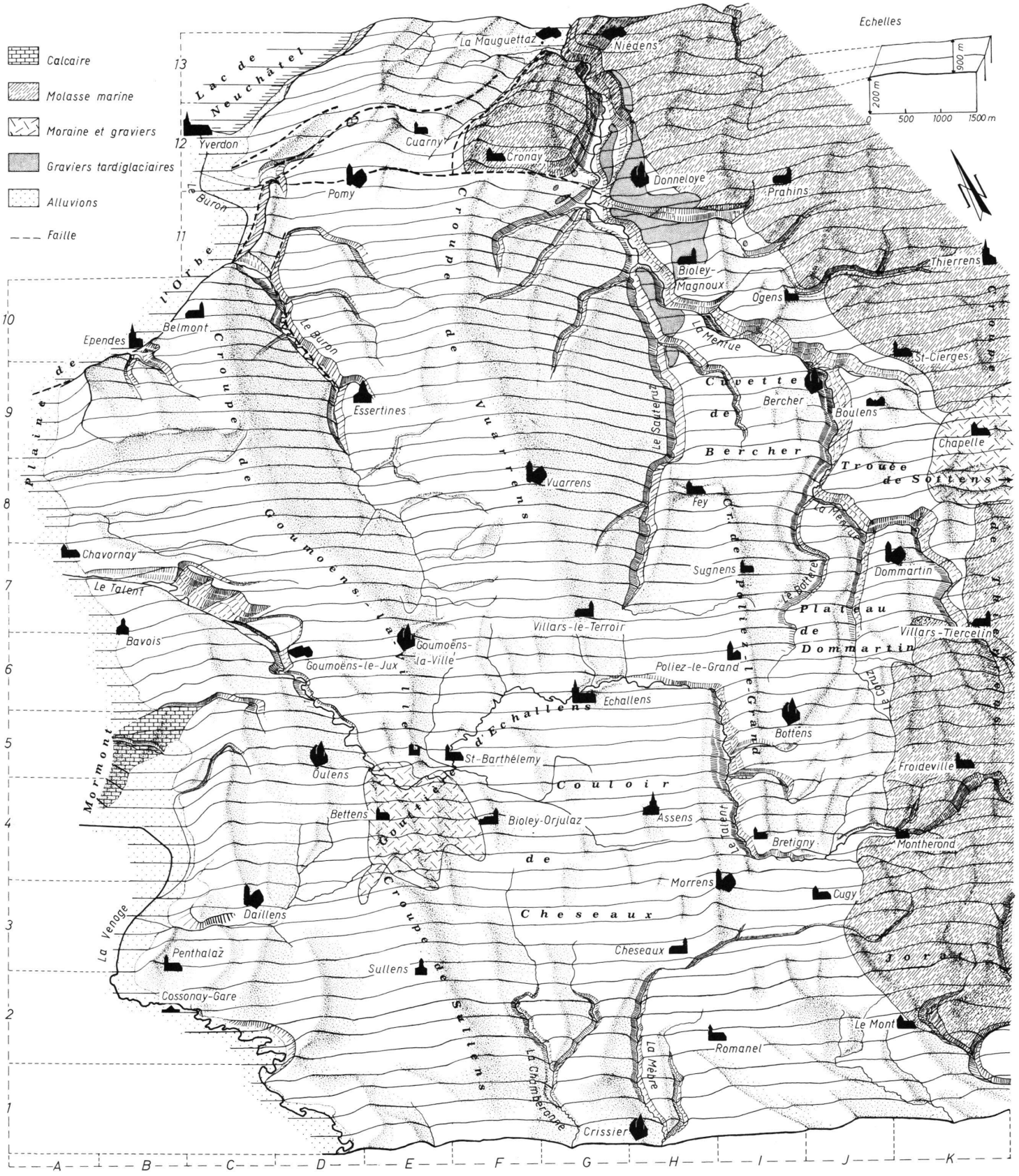
Dans cette région, la vallée de la Mentue diffère de celle du Sauteruz

---

[7] Le brusque coude de l'Augine et la position anormale de son cours au N d'Ogens, proviennent d'un détournement artificiel opéré au XVe siècle pour alimenter les moulins de Bioley-Magnoux. Auparavant elle rejoignait le Lombrax. Aujourd'hui une seconde intervention la rejette directement, en cascade, dans la Mentue. (Renseignements aimablement fournis par MM. Samuel Groux, syndic, et Albert Pahud, de Bioley-Magnoux).

[8] Des indices molassiques existent aux deux extrémités de cette colline, mais dans la selle du point 612, il n'y a que des cailloux erratiques et de nombreux blocs, observation confirmée par la tranchée du gazoduc qui passe exactement à cet endroit.

Planche: Vue cavalière du Gros-de-Vaud



par l'absence de graviers, ce qui confirme son caractère épigénétique, que du reste, elle commence à perdre à la hauteur du point 581,8, au S de Bioley-Magnoux. Son canyon s'élargit, prend la direction axiale de la cuvette et en occupe la partie la plus basse à travers les graviers. En même temps, son versant gauche s'abaisse et s'adoucit à mesure qu'il empiète sur le vieux sillon du Sauteruz, tandis que son vis-à-vis conserve sa hauteur et sa déclivité jusqu'à la colline du château (M de Magnoux), puis descend rapidement à son tour en face du débouché de cet ancien cours.

A partir de là, la Mentue, bientôt rejointe par son affluent, s'écoule presque en équilibre et à peine encaissée, dans une vallée ouverte – celle de l'ancien Sauteruz – bien différente des canyons d'amont. Ces modifications portant sur la direction et la morphologie de la vallée de la Mentue et le relief de ses versants, s'expliquent donc par la jonction oblique de son canyon épigénétique avec l'ancien sillon du Sauteruz.

L'évolution hydrographique de la Mentue est donc caractérisée par sa capture au profit de la cuvette de Bercher. Dans une première étape la rivière se détache du bassin de la Broye pour s'écouler au bord de cette dépression, et lors de la seconde, elle la traverse obliquement pour en gagner la partie la plus profonde. On peut supposer que ces détournements lui ont été imposés par les occupations glaciaires successives.

3.3. *La gorge de Donneloye* (planche et fig. 6).

A la hauteur de Donneloye (H 12) et à la traversée de la faille de Cronay, la Mentue, une fois de plus, change de cap. Elle suit d'abord la direction structurale de la zone disloquée, puis en franchit le secteur oriental pour déboucher finalement dans la plaine de la Mauguettaz[9].

Simultanément la cuvette de Bercher fait place à une vallée de plus en plus resserrée, puis à une gorge étroite. Le versant gauche se relève vigoureusement dès le début et conserve jusqu'au bout l'aspect d'un haut talus de plus en plus escarpé. L'autre, au contraire, se redresse peu à peu et ne devient abrupt que dans le tronçon aval.

D'un bout à l'autre de la gorge, la rivière coule sur un lit molassique souvent encombré d'alluvions et de blocs. La moraine existe en placages sur le versant droit et y forme aussi des accumulations non suspectes de glissement, sur des replats molassiques, une dizaine de mètres au-dessus du cours de la rivière.

La gorge est donc antérieure au dernier glacier qui l'a partiellement remplie de moraine, et la Mentue postglaciaire, après le déblayement partiel de ces matériaux meubles, s'est enfoncée de quelques mètres dans le bedrock.

---

[9] M. WEIDMANN (1974) y signale un tibia de *Bos primigenius* renfermé dans ses formations gravelo-sableuses.

D'ordinaire, les vallées, glaciaires ou non, s'ouvrent largement en débouchant dans une vallée principale. Pourquoi celle de la Mentue s'étrangle-t-elle? Qu'est-ce qui a empêché le glacier de prolonger la cuvette de Bercher jusqu'au lac de Neuchâtel? Au demeurant son cas n'est pas unique; le Buron (fig. 12) se comporte de la même manière et la Broye elle-même semble se dérober en tournant au NE, en présence des collines riveraines du lac de Neuchâtel. En revanche, les sillons postglaciaires comme la cluse du Talent (C 7) et le ravin des Vaux – dont le cours supérieur est visible à l'angle N de la planche (I 13) et de la fig. 6 – rejoignent normalement la dépression subjurassienne.

La cause de cette anomalie n'est certes pas unique. La molasse marine qui affleure dans la gorge en est vraisemblablement une, ainsi que sa structure, les couches redressées étant plus résistantes que les horizontales. On constate en effet que le tronçon transversal le plus étroit correspond à la zone tectonisée. Mais le comportement du glacier entre aussi en ligne de compte. L'étude du Talent nous apprendra que les coupures disposées transversalement par rapport à la marche du glacier n'ont pas été modelées par lui, mais comblées de moraine. Or, au N du Gros-de-Vaud, le courant glaciaire révélé par quelques stries (cf. p. 98), s'oriente SW-NE en se rapprochant du Jura sur lequel il tend à s'aligner. D'autre part le début du rétrécissement coïncide avec une nouvelle orientation de la gorge, en moyenne S-N. L'écart entre ces deux directions, celle du glacier et celle du canyon, est suffisant pour que la glace, au lieu de s'écouler dans la gorge, ait passé obliquement par-dessus en y abandonnant de la moraine.

Une dernière cause peut être envisagée, à savoir une activité tectonique récente qui aurait entretenu le relief de la zone disloquée. Nous verrons plus loin que cette hypothèse ne peut être écartée à priori.

3.4. *Les terrasses de la Mentue*

Même dans le secteur étroit de sa gorge, le talweg de la Mentue est rarement réduit au lit de la rivière. Sur les rives il existe des replats de morphologie indécise et plus souvent des terrasses d'alluvions grossières provenant du lavage de la moraine, étagées jusqu'à 5 m au-dessus du cours d'eau. Elles reposent sur des surfaces molassiques façonnées par l'érosion fluviale. On a pu observer par exemple la coupe d'une marmite de 50 cm de profondeur remplie de ces matériaux.

Ces accumulations et la morphologie qui leur est associée témoignent d'épisodes de dépôts et d'érosion, vraisemblablement liés aux variations de niveau du lac de Neuchâtel signalées par plusieurs auteurs: Kasser (1975); Gabus, Weidmann D. et M. (1975); Schwab (1973); Muller (1973); Petch (1970).

3.5. *Reprise de l'érosion fluviale* (planche).

Tous les cours d'eau du Gros-de-Vaud et du Jorat, y compris ceux qui rejoignent les vallées périphériques, incisent la surface topographique, surtout dans leur cours inférieur. Le postglaciaire est donc marqué par une vigoureuse reprise de l'érosion fluviale verticale qui découpe et rajeunit les reliefs émoussés par la friction glaciaire. Cette action n'est pas achevée; elle se poursuit partout. BERSIER (1938), que cet état de choses avait frappé, l'expliquait par un abaissement des niveaux de base sans parvenir à en préciser la cause. Le réseau de la Mentue va nous permettre de le faire.

En amont de Bioley-Magnoux (fig. 3 et 6), la rivière et ses affluents ont défoncé leurs anciennes vallées par de profonds ravins, auxquels s'ajoutent quelques tronçons épigénétiques. Dans le cas précis de la Mentue, ce regain de puissance peut s'expliquer en partie par le court-circuit de son cours en aval de Bercher. Mais il ne s'agit que d'un cas particulier, car les autres cours d'eau qui se sont encaissés comme elle n'ont pas bénéficié d'un tel raccourcissement. Indépendamment de cette cause locale, il doit donc en exister une autre de caractère plus général.

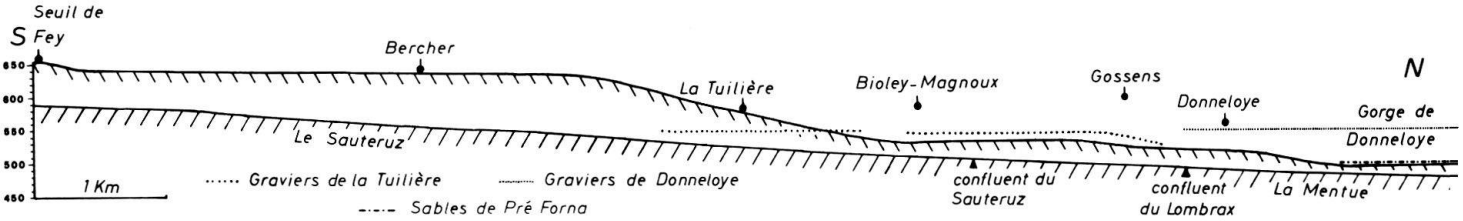


Fig. 5. – Profil longitudinal de la cuvette de Bercher.

La figure 5 représente le profil molassique de la cuvette de Bercher tracé non loin du Sauteruz et parallèlement à lui. Il est caractérisé par une rupture de pente à la Tuilière et une accentuation de sa déclivité. En même temps, le versant oriental, jalonné par les hauteurs d'Ogens et des cotes 618,5 près de Bioley-Magnoux, 678,7 et 640,8 (fig. 6), se redresse et se rapproche de la rivière. A la fois déprimée et rétrécie, la cuvette se transforme en une sorte de petite «auge» entre des versants régulièrement inclinés. Cette dépression terminale, sans morphologie fluviale à part le sillon récent de la Mentue, doit évidemment sa forme particulière au rabotage glaciaire qui a façonné l'ensemble de la cuvette de Bercher. On peut donc la considérer comme une espèce d'«ombilic», précédant le «verrou» de la gorge de Donneloye.

Or on constate sur la fig. 3 qu'elle est aussi le point d'origine de l'érosion régressive qui a engendré le canyon du Sauteruz et le ravin de son affluent, le ruisseau de Rueyres, ce qui nous fournit une explication du regain de l'activité des cours d'eau. La responsabilité en revient au glacier; en accentuant le profil de la cuvette et en abaissant le niveau de base local, il a redonné une nouvelle vigueur au Sauteruz.

Cette explication a l'avantage de pouvoir s'appliquer à tous les cours d'eau rejoignant des dépressions dans lesquelles le niveau de base a été ravalé par les effets de l'érosion glaciaire. Le cas le plus frappant est celui des affluents des grandes vallées limitrophes surcreusées par le passage de la glace, cuvette lémanique, vallée de la Broye dont PARRIAUX (1978) a révélé la morphologie glaciaire, et vraisemblablement celle de la Venoge bien que son radier rocheux ne soit pas encore connu.

D'autres causes ne sont pas exclues qui auraient pu agir dans le même sens en favorisant une reprise de l'érosion fluviale: aggravation des conditions atmosphériques, afflux des eaux de fusion, et comme on l'a vu pour la Mentue, court-circuits épigénétiques.

3.6. *Conclusions relatives à la Mentue*

L'étude de ce bassin a révélé le rôle primordial de l'érosion glaciaire dans le modelé des interfluves, en particulier celui de la cuvette de Bercher, avec comme corollaire, la modification du profil longitudinal des cours d'eau, entraînant une reprise de l'érosion fluviale.

Elle nous a appris aussi que la Mentue n'a pas creusé, ni même façonné cette cuvette, mais qu'elle a été capturée par elle.

4. LES GRAVIERS DE LA BASSE MENTUE

D'importants gisements graveleux s'allongent sur 15 km dans la vallée inférieure de la Mentue. Leur emplacement est clairement indiqué sur l'Atlas des résistivités électriques (INST. GÉOPH., 1973). Toutefois leurs limites ne sont pas partout précises en raison de la rareté des affleurements et d'une morphologie par places peu caractéristique. Sur la planche et la figure 6, leurs contours reproduisent ceux de BUTTY (1970) et de PARRIAUX (1969), complétés ou modifiés par quelques observations personnelles. De toute façon ils ne correspondent plus aux dimensions initiales de ces dépôts dont une partie non négligeable a dû disparaître, emportée par la Mentue et ses affluents.

L'observation précise de leur structure n'est possible que dans les deux exploitations de la Tuilière et du Lombrax, dite aussi de Donneloye, encore en activité. Ailleurs on a dû se borner à relever quelques coupes occasionnelles ou à récolter des échantillons dans d'anciennes gravières et dans les déblais des terriers de renards.

En général ces matériaux reposent sur la moraine, par endroits directement sur la molasse. WEIDMANN (1974) signale qu'on y a découvert un axis de renne et un os long non identifié. D'après sa description cette trouvaille se situe dans l'ancienne exploitation de Bois-de-Plan, indiquée sur la figure 6 un peu en amont du confluent du Sauteruz (coord. 543,85/143,30).

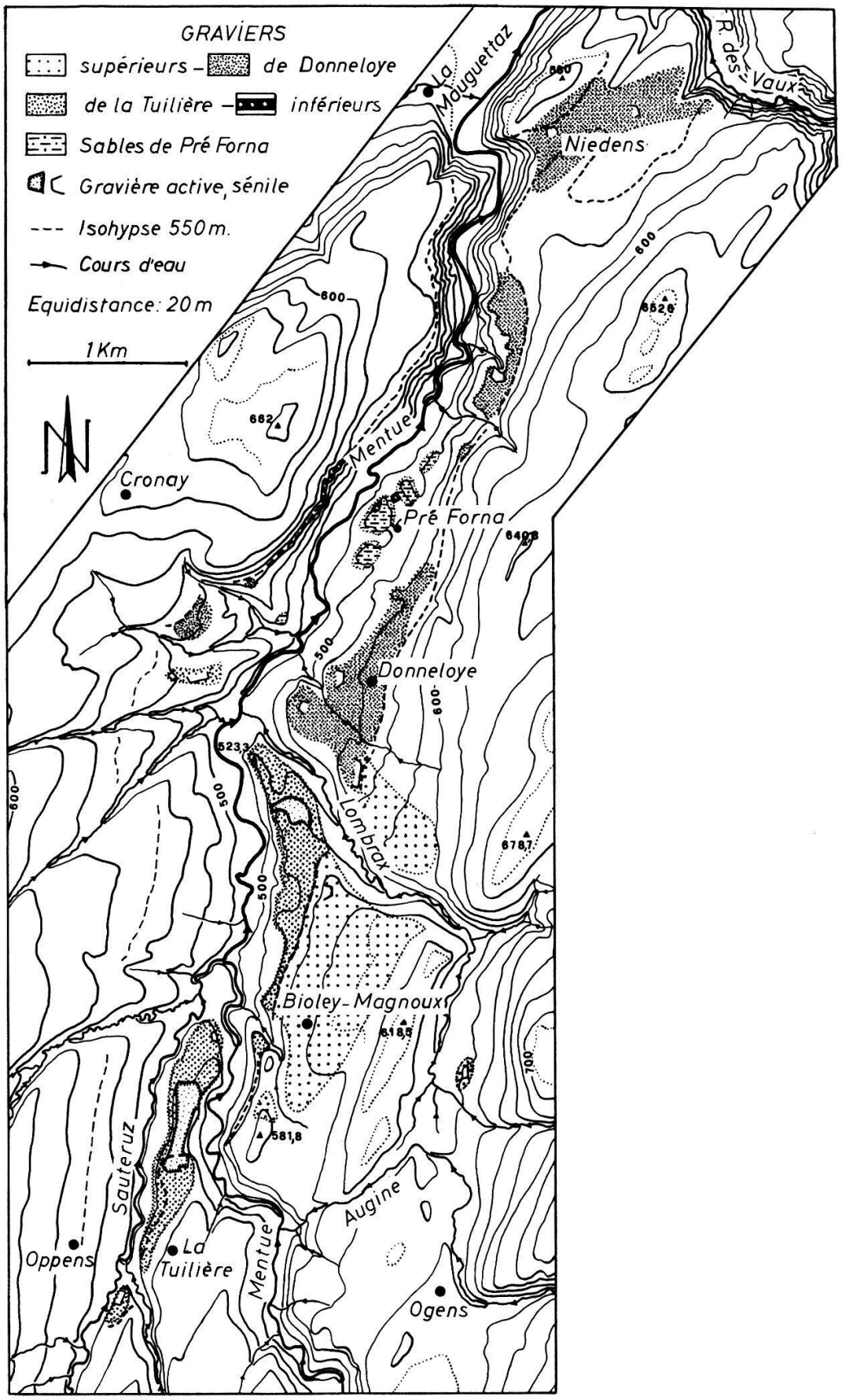


Fig. 6. – Graviers de la basse Mentue.

Leur étude a permis d'en distinguer plusieurs niveaux emboîtés les uns dans les autres, correspondant chacun à des conditions particulières de dépôt.

4.1. *Les graviers supérieurs à 550 m*

Ils figurent en surfaces continues sur les versants de Donneloye et de Bioley-Magnoux, bien que leur observation soit rarement possible et que la tranchée du gazoduc y ait révélé une certaine discontinuité. Si notre hypothèse sur la Mentue d'Ogens est exacte, ils doivent dissimuler son ancien cours au N de Bioley-Magnoux, où leur épaisseur, mesurée par sondage électrique, atteint 30 à 40 m (Parriaux, 1969). Au-delà de leur limite orientale, deux exploitations révèlent l'existence de formations semblables jusqu'à 660 m, hors de la figure.

Leur morphologie ne diffère guère de celle des versants morainiques avec pourtant, par places, des ébauches de replats. Enfin leur structure n'est observable que dans les deux gravières excentriques, qui montrent l'une et l'autre de la moraine d'ablation, lavée et remaniée, associée à des graviers stratifiés. Ce cachet glaciaire est confirmé par le diagramme de leur degré d'émoussé qui diffère peu de celui de la moraine proprement dite (fig. 7). Précisons qu'il a été établi sur des galets recueillis dans une ancienne exploitation située au N de Bioley-Magnoux (coord. 544, 55/176, 20).

Ces graviers supérieurs sont assimilables à des *kames* de type marginal, c'est-à-dire des accumulations dans les eaux retenues au bord d'un glacier. Dans ce cas particulier, la glace rhodanienne occupait encore le Gros-de-Vaud, à l'exception de la croupe de Thierrens, et s'étendait au N sans discontinuité dans la dépression subjurassienne et dans celle de la Broye, dans les situations 6, 7 et 8 des schémas de Parriaux (1978).

Dans cette marge glaciaire souvent inondée se déposaient des matériaux morainiques déversés par le glacier ou remaniés par les eaux de ruissellement et par le Lombrax. L'instabilité du barrage glaciaire et son abaissement graduel rendent compte de l'étagement des graviers sur le versant et de leur morphologie indécise. Dans la région de Payerne, Parriaux (1978) et Rumeau (1954) ont décrit des dépôts semblables, mais dans des conditions de plus grande stabilité.

4.2. *Les graviers de Donneloye* (fig. 5 et 6)

L'isohypse 550 détermine une limite dans la morphologie et les conditions de sédimentation des graviers. En aval du Lombrax, à la cote 545 environ, le versant oriental est jalonné de terrasses graveleuses, gravement délabrées par l'exploitation à Donneloye, encore à peu près intactes plus en aval. Un lambeau existe aussi sur le versant opposé et on peut y ratta-

cher aussi les graviers que BUTTY (1970) a observés plus au N, dans le vallon de Niédens, dont l'existence n'est plus attestée aujourd'hui que par les vestiges de deux anciennes exploitations. Toutefois leur altitude est un peu supérieure et leur morphologie moins uniforme.

Les fouilles d'une nouvelle bâtisse près de la ferme d'En Jon (coord. 545,10/178,05), au N de Donneloye, ont dégagé des graviers et des sables régulièrement stratifiés recouvrant un bloc cristallin. A Donneloye même, on distingue encore des bancs de cailloux fortement inclinés, en contact avec des accumulations grossières et hétérométriques. Dans l'ensemble, le caractère morainique est donc moins prononcé que dans les graviers supérieurs, ce qui apparaît aussi dans le diagramme et la moyenne du degré d'émoussé.

La morphologie des graviers et leur égale altitude démontrent que ces matériaux ont été déposés dans un lac qui remplissait la vallée à un niveau constant proche de 550 m. Ce changement de régime s'explique par le dégagement du vallon de Niédens qui servit d'exutoire à cette nappe d'eau et stabilisa son niveau. A ce moment, la masse de glace du Gros-de-Vaud, coupée de celle de Neuchâtel, était confinée dans la cuvette de Bercher, dont elle s'est peu à peu retirée pour laisser la place au lac de 550 m. Ces événements ont dû coïncider à peu près avec l'interruption de la transfluence du glacier Thielle de PARRIAUX (1978) dans la vallée de la Broye.

L'existence d'un lac à 550 m d'altitude implique nécessairement celle d'un barrage dans la gorge de Donneloye. On peut imaginer qu'il s'agissait d'un culot de glace suffisamment volumineux pour maintenir les eaux du lac à un niveau constant. L'hypothèse d'un bouchon morainique semble pourtant plus plausible pour rendre compte de cette stabilité, d'autant plus qu'il en reste des vestiges sous forme de placages de moraine et d'une profusion de blocs et autres matériaux erratiques grossiers disséminés dans le lit de la Mentue.

Sur la figure 6, on s'étonne que les graviers de Donneloye ne s'étendent pas en amont du Lombrax, où ils font place à des formations un peu plus basses et morphologiquement différentes, qui s'expliquent par la présence du glacier dont le lobe devait s'étendre jusque-là. C'est probablement pour la même raison que le Lombrax n'a pas édifié de delta dans le lac de 550 m. Sa décharge grossière, remaniée par la fusion de la glace, doit se trouver maintenant à un niveau inférieur, confondue avec les graviers de la Tuilière.

4.3. *Les graviers de la Tuilière* (fig. 5 et 6).

En amont de la confluence du Lombrax, l'ancienne vallée du Sauteruz a été comblée par des graviers et des sables, dont il reste une longue traînée d'une quinzaine de mètres d'épaisseur, rompue et rétrécie par l'érosion exercée ultérieurement par la Mentue et ses affluents. D'amont

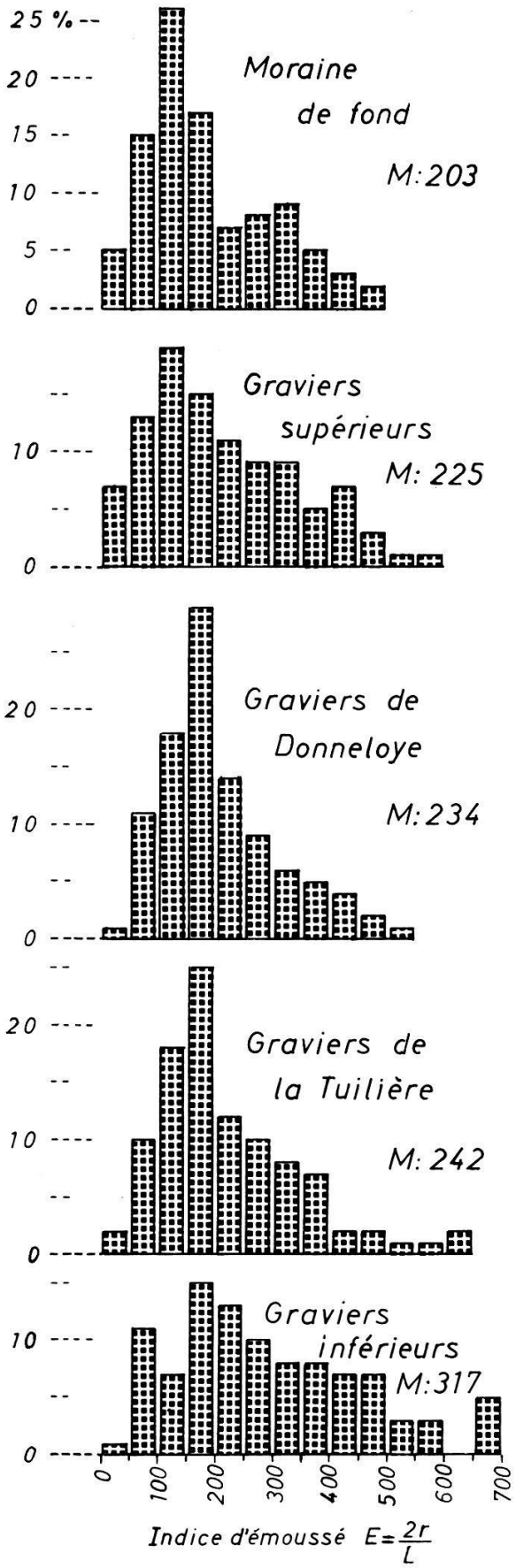


Fig. 7. – Diagrammes des indices d'émoussé.

en aval, son altitude se maintient à environ 550 m jusqu'à la hauteur de Bioley-Magnoux, puis s'abaisse jusqu'à 523 m. En même temps sa surface, plus ou moins convexe ou bosselée dans la partie supérieure, tend à s'aplanir en aval sans jamais former de véritables terrasses continues.

Ces matériaux se sont déposés dans le lac de 550 m comme les précédents mais dans des conditions différentes.

Leur structure, observable dans deux exploitations, est représentée sur la figure 8. Dans cette série stratifiée les couches sont d'autant plus étendues et mieux individualisées que leurs éléments sont plus fins. Ainsi les sables, associés ou non à un peu d'argile, forment des strates continues, ondulées par places; les sables grossiers et les gravillons, des couches à sédimentation entrecroisée et de moindre extension, tandis que les graviers s'entassent dans des lentilles plus ou moins étendues, et les matériaux les plus grossiers dans des amas confus et non classés. Quant aux blocs, ils peuvent se trouver isolés dans n'importe quel matériel, comme celui de la figure 9 qui s'est posé délicatement sur du sable fin en le déformant à peine.

Les divers faciès alternent et se succèdent sans règle précise. L'influence glaciaire est encore perceptible dans le degré d'émoussé (fig. 7), et se manifeste aussi par la présence de blocs, de galets striés et de paquets de

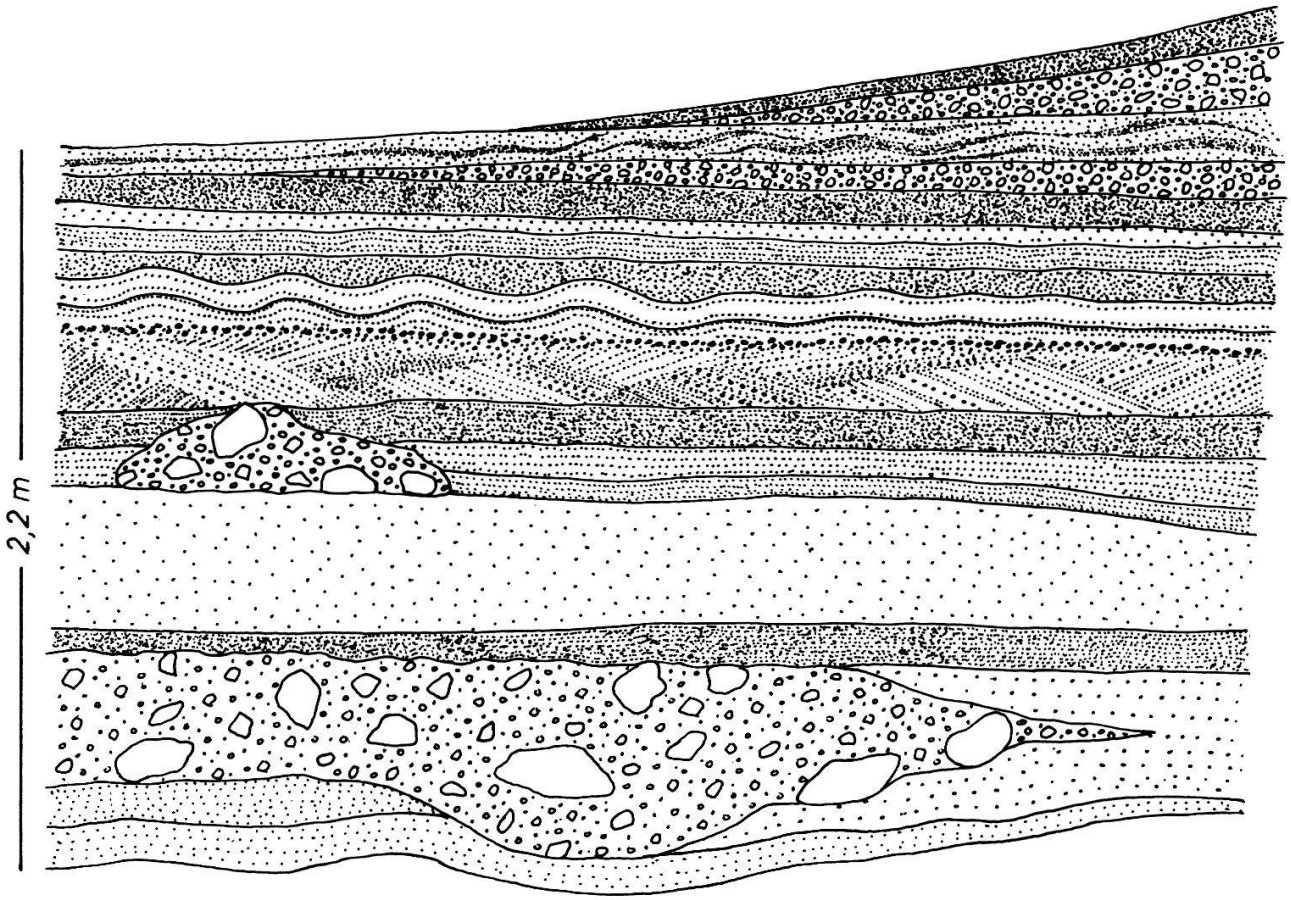


Fig. 8. – Stratification des graviers de la Tuilière, 19.5.1979.

moraine argileuse associée aux graviers au fond de la gravière de la Tuilière. Elle est due à la persistance d'un lobe de glace dans le lac de 550 m; à mesure qu'il se retirait, sa charge morainique, complétée par le matériel arraché aux versants et par la décharge du Lombrax, se déposait dans ce bassin, d'abord en aval dans la partie la plus profonde, puis progressivement au niveau de la nappe d'eau en amont.

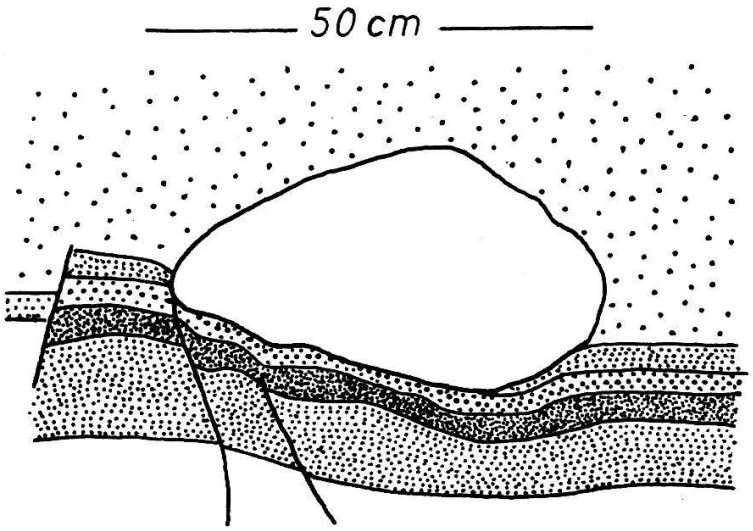


Fig. 9. – Bloc isolé. Gravière de la Tuilière, 3.5.1975.

Cette interprétation a l'avantage d'expliquer l'association, dans cette espèce de delta, de tant d'éléments divers, fins et grossiers, lacustres et morainiques, dans toutes les combinaisons de leurs alternances, discordances et mélanges. En étiage, donc en saison froide, la sédimentation se réduisait à la décantation des matériaux fins. A ces phases d'équilibre succédait, pendant les périodes de fusion, le déversement de sables et de cailloutis dans des eaux agitées, et à tout moment pouvaient se produire des accidents: coulées de blocailles, libération de paquets de moraine, dissémination de blocs par des glaçons, aggravés encore par les variations et les dislocations du glacier.

Si notre explication est la bonne, elle devrait être corroborée par la présence de limons de décantation dans la partie la plus profonde du bassin. Il n'en existe pas sur les cartes de nos prédécesseurs; mais dans la gravière du Lombrax, on pouvait observer en 1979, en discordance sur des couches redressées, plusieurs mètres de sablons limoneux en feuillets centimétriques séparés par des délits sableux. Ces espèces de varves grossières s'expliquent par le dépôt des troubles lacustres, une fois le glacier retiré.

Deux kilomètres plus bas, des travaux récents ont montré que les collines de Pré Forna (coord. 545/178,45; fig. 5 et 6) circonscrites par la courbe de 500 m, loin d'être graveleuses comme on pouvait le penser, ne renferment que des sables fins, uniformes, à peine stratifiés, significatifs d'une sédimentation régulière, indépendante des accidents de l'alimentation.

Toutefois l'influence glaciaire s'y marque encore à distance, par la présence de galets et de blocs isolés, dont un superbe cristallin ovoïde, poli et strié.

Des argiles varvées, comme il s'en trouve au fond des lacs glaciaires, eussent été encore plus démonstratives. Il en existe probablement, car les travaux de Pré Forna ont dégagé la ruine d'une tuilerie qui devait vraisemblablement s'alimenter sur place. Mais nos recherches pour les découvrir n'ont pas abouti jusqu'ici.

4.3.1. *Déformations* (fig. 10 et 11)

En général, les couches de sable et de gravier de la Tuilière n'ont pas conservé leur position initiale; elles dessinent des ondulations à grands rayons, accentuées par des flexures et des failles normales, verticales ou obliques, conformes aux structures souples. Il existe aussi, mais à plus petite échelle, quelques failles inverses et autres formes de poussée, plis déjetés passant à des plis-failles, copeaux, paquets retroussés, plans de glissement, etc.

Les déformations majeures résultent visiblement de phénomènes de tassement et les autres en sont la conséquence ou relèvent de la dynamique du glacier. Les premières s'atténuent et parfois s'effacent vers le haut, et les dépressions qui leur appartiennent – «synclinaux» ou «grabens» – sont comblées et nivelées par les dépôts terminaux (fig. 10). Ces tassements ainsi que les mouvements consécutifs sont donc contemporains du dépôt et tirent leur origine de la profondeur. On peut donc les expliquer comme Parriaux (1969) par la fusion de glace morte enfouie sous les graviers.

Il est vrai qu'une masse de glace tend à flotter ou à se disloquer dans une nappe d'eau plutôt que de s'y immerger. Pour que l'extrémité du lobe glaciaire de Bercher ait été maintenue au fond et ensevelie sous des sédiments, il fallait qu'elle fût surchargée de moraine.

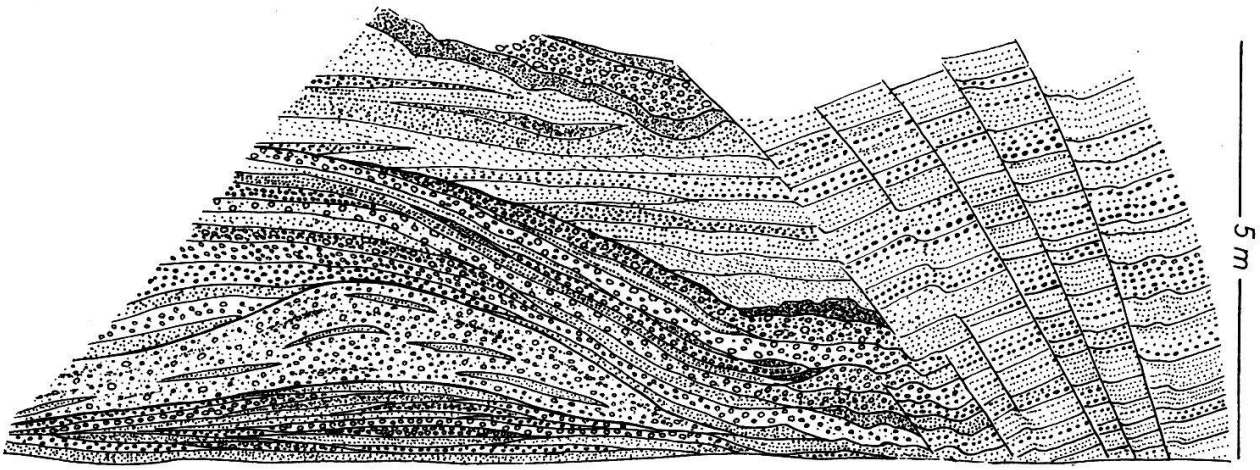


Fig. 10. – Déformation des graviers de la Tuilière, 26.4.1980.

4.4. *Les graviers inférieurs* (fig. 6)

Au contact et en contrebas des sables de Pré Forna, affleurent quelques graviers et sables de caractère deltaïque. Selon toute vraisemblance, c'est la Mentue qui les a déposés dans le lac dénivelé par sa vidange, consécutive à l'érosion du barrage de la gorge de Donneloye. Cette origine est confirmée par leur degré d'émoussé (fig. 7) de nature nettement plus fluviatile que les autres.

4.5. *Conclusions*

Les terrains glacio-lacustres de la Basse Mentue rappellent les formations similaires de la Basse Broye décrites par Rumeau (1954) et Parriaux (1978). Ils en diffèrent toutefois par le fait que, à part les graviers inférieurs et supérieurs, ils se sont déposés dans un lac de niveau constant alors que ceux de la Broye doivent leurs situations étagées à une succession de bassins d'altitude décroissante.

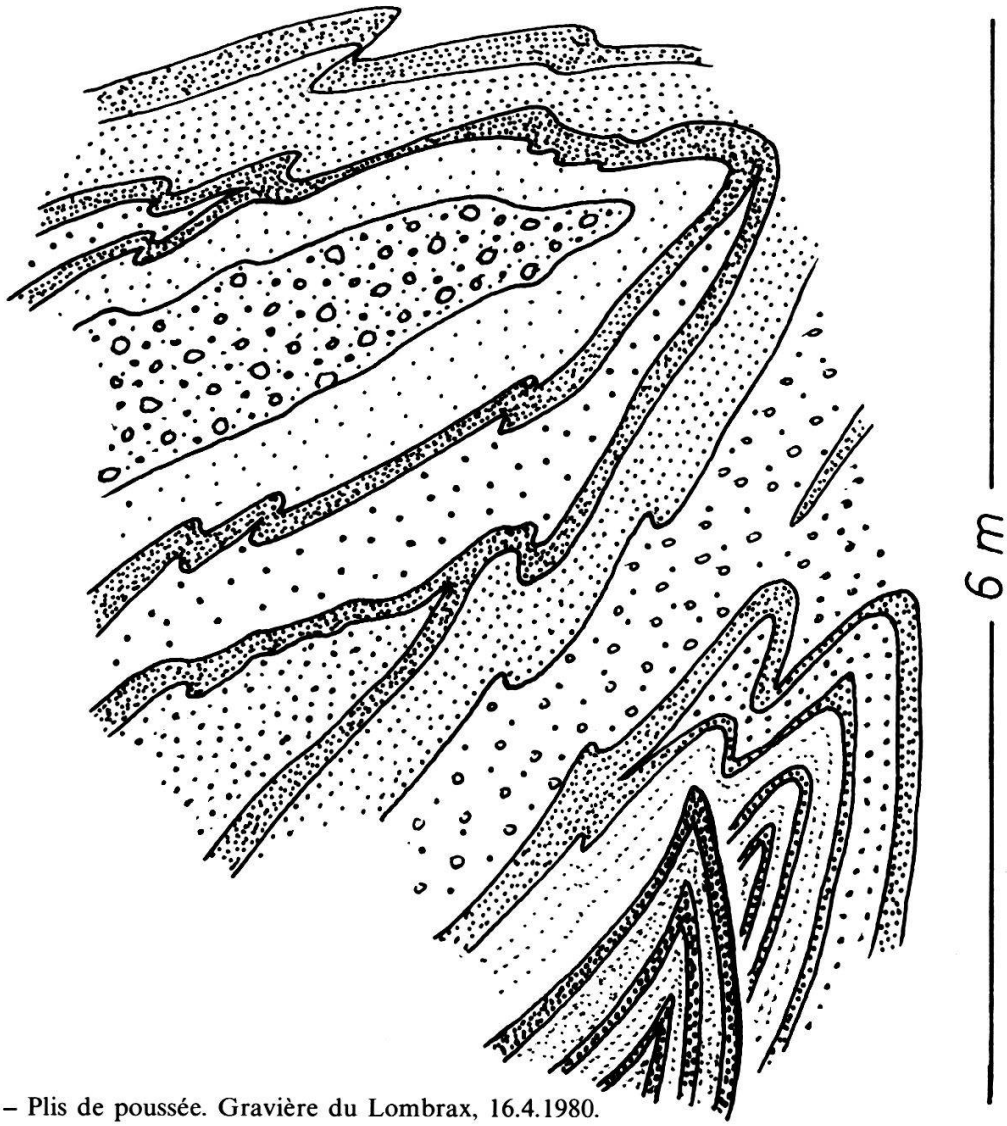


Fig. 11. – Plis de poussée. Gravière du Lombrax, 16.4.1980.

Leur stabilité tire son origine de la topographie: une vallée bien individualisée, profonde, rétrécie en aval, ouverte sur un exutoire fixe et un barrage supposé morainique, dans la gorge de Donneloye. Pourtant, en dépit de son équilibre, ce bassin de retenue a bénéficié d'une sédimentation variée: décharge glaciaire en amont, avec toute la gamme de ses faciès; dépôts de caractère deltaïque sur son bord oriental; décantation des troubles au fond.

5. Le Buron (planche et fig. 12)

Ce gros ruisseau qui draine les forêts humides de Goumoens-la-Ville, s'écoule dans une vallée trop large pour lui, puis franchit un défilé rocheux pour atteindre la plaine de l'Orbe, dont il suit le bord oriental jusqu'au lac de Neuchâtel. Son bassin est compris tout entier entre les croupes de Vuarrens et de Goumoens-la-Ville, et, comme la cuvette de Bercher, il est limité en amont par un petit seuil molassique.

Peu prononcée au début, la vallée s'élargit et s'approfondit progressivement, tout en conservant des versants asymétriques revêtus d'une couverture morainique presque continue, qui ne laisse guère affleurer la molasse que le long des cours d'eau. Comme pour la Mentue, on peut y distinguer plusieurs éléments topographiques.

5.1. *Le replat d'Essertines*

A Essertines (E 9), l'asymétrie de la vallée est frappante; le village est bâti au bord d'un replat du versant oriental, à 600 m d'altitude. En amont cette surface irrégulière et vallonnée est perceptible jusqu'à la hauteur de Vuarrens, et son existence y est soulignée par les tronçons axiaux ou obliques de plusieurs ruisseaux.

En aval (fig. 12), elle est drainée par le cours supérieur des ruisseaux d'Epautheyres et de la Niauque et s'abaisse peu à peu, en s'empâtant de moraine, parallèlement à la croupe de Vuarrens dont elle épouse la courbe. Finalement il semble qu'elle se prolonge par le vallon de Cuarny (E 12) jusqu'à la Mauguettaz. On peut donc se demander si ce replat d'Essertines n'est pas le vestige d'un très ancien cours du Buron, affluent de la Mentue.

5.2. *Le sillon de Valeyres*

Essertines domine un large sillon revêtu de moraine, dans lequel s'emboîte à son tour le chenal actuel du Buron. Un kilomètre en aval du village, le replat et le Buron s'écartent l'un de l'autre, ce qui détermine, au bord du ravin, une brusque dénivellation de la molasse et un glissement

de terrain, souligné par les courbes de niveau et par le double virage de la route cantonale. Plus bas, ce sillon n'existe plus dans la surface plane d'Epautheyres, mais on le retrouve dans les ruisseaux d'Epautheyres et de la Niauque qui présentent tous deux un tronçon morainique dans un cours molassique.

Ce sillon quitte donc le Buron au-dessous d'Essertines et se prolonge, dissimulé par la moraine, entre le replat et la petite ride molassique qui affleure à Epautheyres, en direction de Valeyres qui lui a donné son nom. Ensuite il s'infléchit vers le col situé un kilomètre au NW de Pomy (D 12). On en trouve encore un indice dans la cascade du petit affluent de la Niauque, au SW de Pomy, dont l'escarpement est molassique et le pied morainique. Mais c'est le dernier. Dans le lit de la Niauque, le radier rocheux est inférieur à 480 m; le col dépasse 500 m. Il devrait donc être traversé par une coupure d'au moins 25 m. Or, il n'en existe aucune trace entre les affleurements de molasse et parmi les fragments de calcaire lacustre épars dans les champs[10].

Le sillon de Valeyres a certainement été façonné, avant la dernière occupation glaciaire, par le Buron, qui rejoignait alors directement la plaine de l'Orbe par le col de Pomy et drainait à son profit le replat d'Essertines. La direction SN du cours supérieur de ses affluents le confirme. Quant à l'obstacle actuel du col de Pomy, deux explications se présentent à l'esprit: ou bien le sillon existe et passe inaperçu; ou bien il a été occlus par une tectonique récente, hypothèse qu'on ne peut rejeter d'emblée, d'autant plus qu'on se trouve là non loin du point de convergence de plusieurs failles.

5.3. *La surface d'Epautheyres*

A l'W des affleurements molassiques de ce village, à l'altitude de 500 m environ, s'étend une surface légèrement inclinée et presque plane. Elle se prolonge sur la rive opposée du Buron et du ruisseau d'Epautheyres, qui la tranchent brutalement[11].

Ces coupes permettent de constater qu'il s'agit d'une terrasse d'érosion molassique, nivelée par une couche peu épaisse de moraine, sans alluvions, ni aucune autre trace d'activité fluviale. Elle rappelle en plus petit le fond de la cuvette de Bercher; c'est la même surface uniforme occupant la partie la plus basse de la vallée, indépendante du réseau hydrographique. Elle doit donc appartenir elle aussi au modelé glaciaire.

---

[10] Le bâtiment ORIPH, au carrefour du col, est construit sur les calcaires lacustres. (Renseignement aimablement fourni par M. Miéville, secrétaire municipal de Pomy).

[11] Le promontoire 497 (coord. 539,25/177,85) qui porte les ruines de l'oppidum du Châtelard, lui appartient. Un second monument semblable existe vis-à-vis, sur Châtillon (coord. 539,20/178,50) (KASSER, 1975).

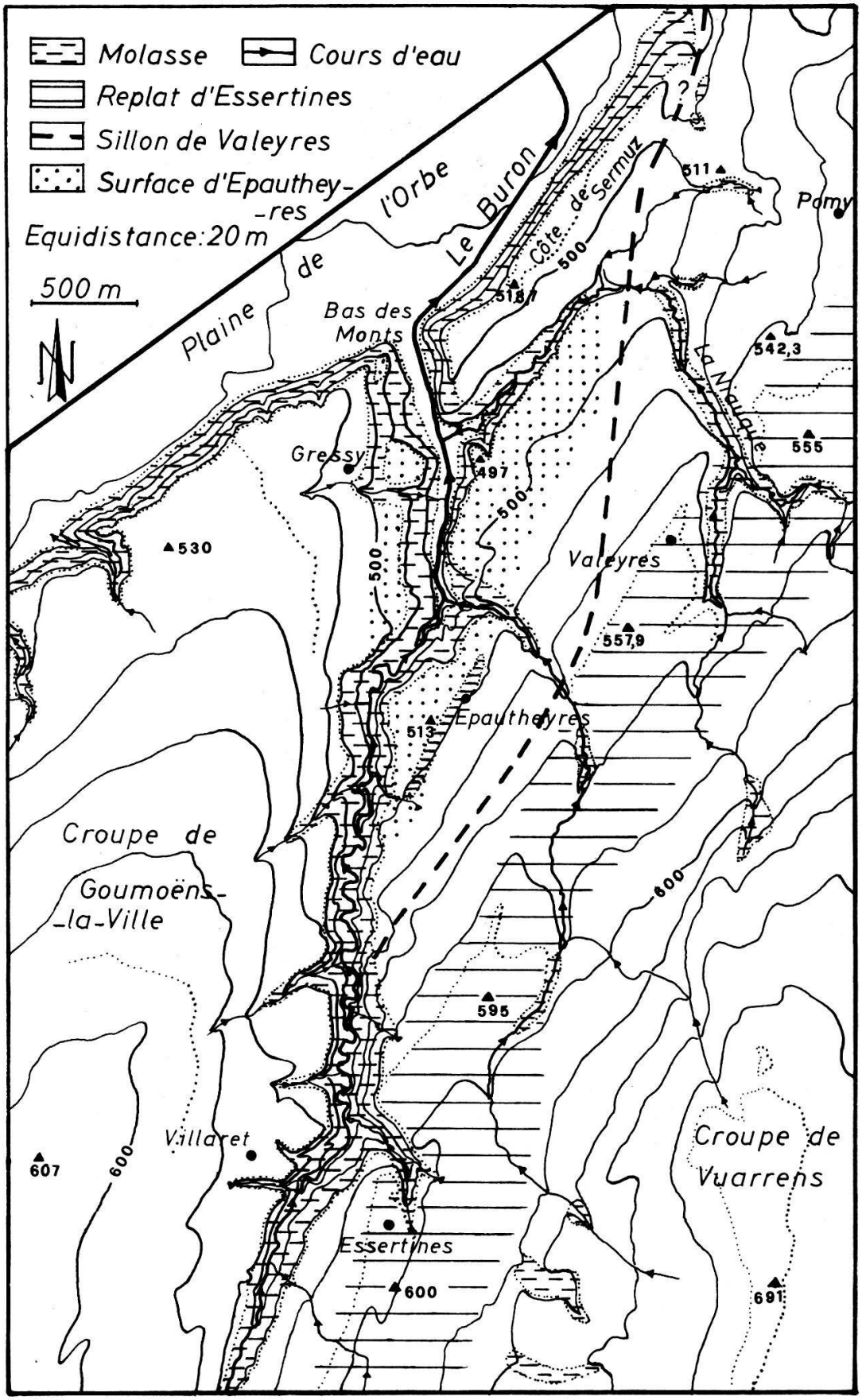


Fig. 12. – Le Buron.

5.4. *Le chenal du Buron*

Le chenal que le Buron est en train d'aménager contraste par la fraîcheur de ses formes avec la morphologie estompée et empâtée des éléments topographiques précédents. On y distingue plusieurs tronçons.

En amont du pont de la Robellaz, 500 m au-delà de la figure 12, le ruisseau peu évolué s'adapte au relief de la moraine, dans un chenal sans profondeur, comme le montre la planche. Au pont, il s'enfonce brusquement, atteint la molasse et y creuse un ravin, bien caractéristique de l'érosion régressive, emboîté dans le sillon de Valeyres.

Le cours supérieur du Buron, bien intégré dans la topographie, occupe donc, en l'approfondissant, son ancienne vallée. Mais à l'aval d'Essertines, il la quitte et dissèque la surface d'Epautheyres dans une stricte direction méridienne qui coïncide avec la trace d'une faille (cf. ALTHAUS, 1947, et JORDI, 1955: voir aussi p. 109 et fig. 18). Ce tronçon a donc le caractère d'un canyon épigénétique.

Pour finir, le défilé du Bas des Monts lui ouvre la porte de la plaine de l'Orbe, à travers la côte de Sermuz qui en forme le relief bordier. Le lit y est alluvial, encadré de versants rocheux, abrupts à l'E, plus évolués en face où un palier morainique à 490 m semble prolonger dans cette ouverture la surface d'Epautheyres.

Une fois le glacier disparu, le Buron dut adapter son cours à la nouvelle topographie, qui le dirigea en ligne droite vers la plaine de l'Orbe. Ses deux affluents en firent autant en se détournant de leur direction primitive pour le rejoindre. L'histoire de son accès dans la vallée de l'Orbe s'inscrit dans trois observations indépendantes les unes des autres:

Celle de PETCH (1970), suivant laquelle son delta – bien visible sur la carte des résistivités (INST. GÉOPH., 1973) – n'apparaît que tardivement dans la série lacustre de la plaine.

L'absence d'alluvions sur la surface d'Epautheyres, preuve que le Buron n'y a pas été retenu.

Enfin la vigoureuse érosion régressive qui s'est propagée du Bas des Monts à la Robellaz et dans les affluents, et qui implique l'abaissement du niveau de base, en l'occurrence celui du défilé.

Au début, le Buron traversait donc la surface d'Epautheyres et franchissait un créneau de la côte de Sermuz, en cascade ou en rapides, peu propices à l'édification d'un delta. Puis le sciage de l'obstacle provoqua, en amont, une vague d'érosion régressive; en aval, une fois apaisé le tumulte des eaux, la construction d'un delta. Mais il n'est pas exclu que cette évolution ait été influencée par des mouvements tectoniques comme le suggère PETCH (1969).

5.5. *Conclusions*

La vallée du Buron est comparable à une cuvette de Bercher dont le réseau hydrographique se réduirait au Sauteruz. Dans les deux cas le relief est inexplicable sans l'intervention de l'érosion glaciaire, dont témoignent les formes galbées des interfluves. Toutefois ses effets diffèrent de part et d'autre du Buron comme on peut le constater sur la figure 12 et mieux encore sur la planche. Alors que le versant gauche présente une remarquable uniformité morphologique et des ruisseaux obliques comme à Bercher, le versant droit conserve, dans un relief plus différencié, les vestiges d'une morphologie fluviale antérieure, en particulier d'anciens sillons remplis de moraine comme ceux de Valeyres et de ses affluents, ainsi que d'autres en amont d'Essertines.

Ici comme à Bercher, l'érosion exercée par la glace a donc été plus forte à l'W qu'à l'E; c'est ce que signifie aussi l'évolution hydrographique. Le déplacement du Buron depuis le replat d'Essertines – hypothétique il est vrai – jusqu'au sillon de Valeyres, puis à son cours actuel, implique le recul du versant occidental associé à l'approfondissement de la vallée. La ride molassique d'Epautheyres est un témoin de cette évolution.

On retrouve là un modelé caractérisé par l'alternance de l'érosion glaciaire et de l'érosion normale: à chacun de ses passages, le glacier excave la vallée en direction de l'W, après quoi le ruisseau glisse dans le même sens pour s'intégrer dans le relief et y creuser un nouveau canyon dont l'emplacement actuel a été déterminé par la présence d'une faille.

6. Le Talent (pl.)

Curieux cours d'eau que ce Talent qui zigzague entre les affluents de l'Orbe et du Léman, avant de rejoindre lui-même la plaine de l'Orbe, avec en outre la particularité de ne recevoir aucun affluent important et de ne pas occuper de véritable vallée, mais seulement de modestes sillons articulés les uns aux autres. Une telle hydrographie en ligne brisée trahit une évolution tout autre que celle de la Mentue et du Buron et nous impose une description tronçon par tronçon.

6.1. *Le Talent du Jorat* (pl. et carte géolog. du Jorat, Bersier, 1952)

Le Talent supérieur et son éventail de ruisseaux drainent une partie du versant NW du Jorat dans un relief bien différent de celui du Gros-de-Vaud. En effet le haut Jorat est un vaste dôme mamelonné, où moraine et molasse affleurent sans ordre sur les éminences comme dans les vallons, au fond desquels les ruisseaux passent fréquemment d'un terrain à l'autre.

Le glacier a donc contribué davantage à combler les dépressions qu'à les accentuer ou à niveler les interfluves; aussi le réseau hydrographique

actuel est-il en grande partie épigénétique comme l'avait déjà remarqué BERSIER (1938). C'est le cas entre autres du tronçon collecteur du Talent qui recueille tous les ruisseaux en amont de Montherond (K 4), au-delà des limites de la planche, dans un canyon profondément encaissé dans le coteau molassique de Froideville. La rivière s'en échappe à la limite de la molasse marine, par des rapides qui la déversent dans la cuvette de Cugy, remplie de moraine et encadrée de molasse[12]. C'est dans cette espèce de réceptacle que les eaux du Jorat devaient converger pour donner naissance au Talent, avant la dernière occupation glaciaire. La confluence de la Mèbre (H 1) supérieure à une époque indéterminée n'est pas exclue.

6.2. *Le Talent de Bretigny*

Entre Cugy et Bretigny (I 4) le nouveau canyon, où s'engage la rivière, dissèque la croupe de Poliez-le-Grand, transversalement d'abord, puis longitudinalement à mi-pente du versant W, dans une situation surprenante qui a dû lui être imposée par le bord d'un lobe glaciaire occupant le couloir de Cheseaux[13].

Le tronçon transversal est reproduit en partie sur la figure 13. Ses échancrures méandriformes lui donnent une morphologie fluviale indiscutable mais altérée, ses seules formes fraîches étant les escarpements entretenus par l'érosion latérale actuelle. En outre le Talent actuel y est mal intégré; il en utilise bien l'espace mais n'en épouse pas les sinuosités. Ce n'est donc pas lui qui l'a façonné; il l'a hérité d'un ancien Talent. Pour s'en convaincre, il suffit de constater combien il diffère du secteur aval de la figure 14, dont le caractère épigénétique sera relevé dans le paragraphe suivant.

Quant au tronçon longitudinal, dont les extrémités sont représentées sur les figures 13 et 14, son aspect est très différent. Sa morphologie fluviale initiale a fait place à des versants plus ou moins émoussés, caractérisés par de longs talus ou escarpements rectifiés, moins abrupts à l'W qu'à l'E. L'influence glaciaire s'est donc exercée différemment dans les deux cas. Le premier canyon, transversal par rapport à la croupe ainsi qu'à la marche du glacier, a conservé sa morphologie primitive, tandis que le second, disposé à peu près dans le sens de l'écoulement, a été profondément transformé et calibré; d'autre part, le versant W y est moins abrupt que l'autre, ce qui peut provenir d'un rabotage glaciaire plus énergique à la surface du premier, comme dans la cuvette de Bercher et la vallée du Buron, ou de

---

[12] DELAHARPE (1853) y a signalé des marnes stratifiées, indice probable d'un bassin périglaciaire.

[13] C'était déjà l'idée de BÄRTSCHI (1913); d'autre part les anciens affluents occidentaux de la Broye, décrits par BRIEL (1962), occupent des situations analogues.

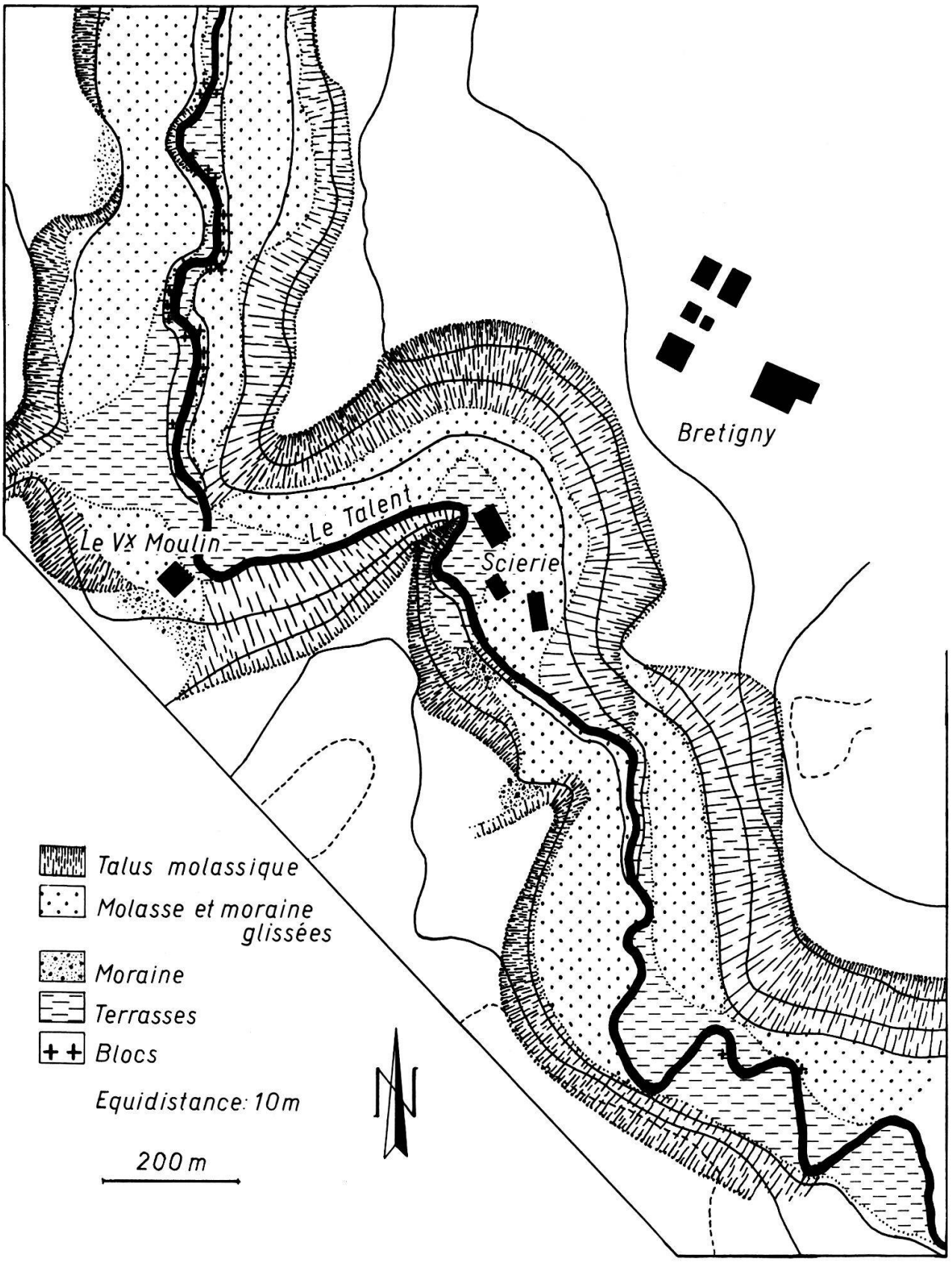


Fig. 13. – Le Talent au coude de Bretigny.

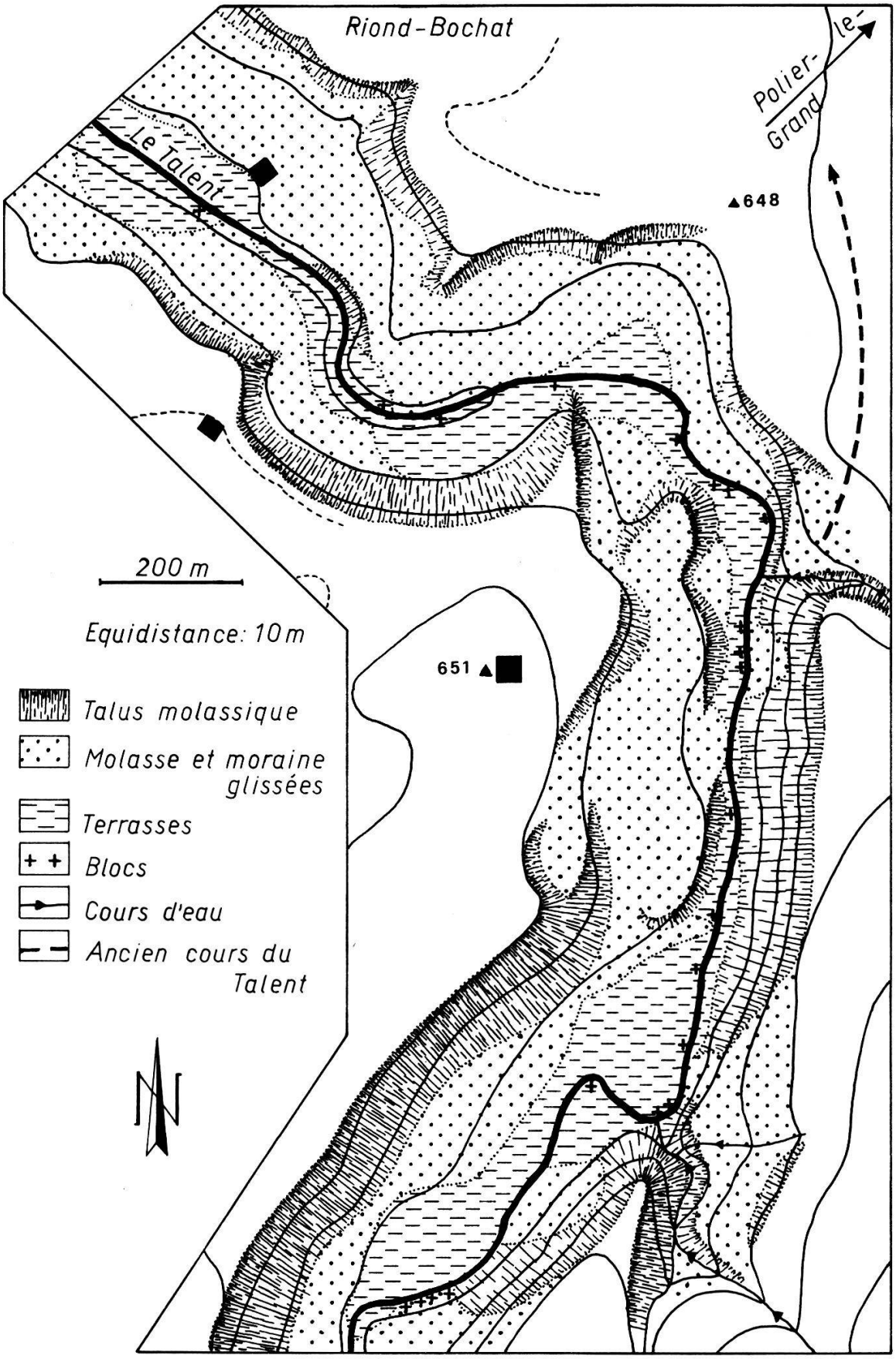


Fig. 14. – Le Talent au coude de Poliez-le-Grand.

l'influence du faible pendage E de la molasse, qui favorise les glissements sur le versant conforme.

Les deux secteurs fluviaux se distinguent encore l'un de l'autre par l'importance des matériaux erratiques. Le «longitudinal», comme tous les sillons de ce type, renferme des placages morainiques et une quantité de galets et de blocs inclus dans les terrasses ou abandonnés dans le lit. Dans le «transversal» au contraire, ces matériaux, surtout les blocs, font presque complètement défaut. Cette carence peut s'expliquer par la formation d'un culot de glace qui aurait en quelque sorte «fossilisé» cet étroit fossé, alors que dans d'autres dépressions de même orientation, mais plus spacieuses, c'est la moraine qui s'est accumulée.

6.3. *Le Talent d'Echallens*

A l'W de Poliez-le-Grand, le Talent exécute un brusque quart de tour, puis, un kilomètre plus bas, abandonne son ravin, et s'écoule dans la gouttière d'Echallens jusqu'au coude suivant, à Saint-Barthélemy (E 5). Dans le canyon (fig. 14), les versants sont liés morphologiquement aux sinuosités du cours actuel ou à des méandres séniles dont les terrasses portent encore l'empreinte. L'absence de moraine et la rareté des blocs, comparativement au secteur amont, témoignent aussi d'un creusement récent, épigénétique.

Le cours primitif, dont l'entrée est signalée par un glissement morainique du versant droit, devait se prolonger dans le bassin marécageux compris entre Poliez-le-Grand et Villars-le-Terroir (G 7). Bärtschi (1913) et Custer (1928) pensaient qu'il y rejoignait le Sauteruz qui en parcourt aujourd'hui la marge septentrionale. Il est difficile de se faire une opinion dans ce relief limé par le glacier et nivelé par la moraine. Toutefois la pente générale orientée au S, la présence d'éminences molassiques en contrebas de Villars-le-Terroir rendent plus vraisemblable l'écoulement du Sauteruz supérieur vers le Talent. L'ancien cours de celui-ci devait donc contourner la colline rocheuse de Riond-Bochat (fig. 14), puis se rabattre à l'W et rejoindre à Echallens la vallée actuelle, à l'entrée du défilé qui isole l'extrémité de la croupe de Vuarrens, sur laquelle est bâti le petit bourg.

Puis la rivière s'écoule dans la gouttière dont le versant S coïncide avec celui du couloir de Cheseaux, déprimé à son extrémité. La moraine s'y épaissit et à Saint-Barthélemy, les buttes du château (à l'W du village) et de Bioley-Orjulaz (F 4) encadrent et rétrécissent la dépression qui se prolonge ensuite à l'W, invisible sous les «drumlins» de Bettens (E 4 et fig. 15).

Le barrage morainique édifié par le glacier à cet étranglement a déterminé, en aval, un détournement du Talent, et en amont un relèvement de son niveau de base local. On en découvre les effets à Saint-Barthélemy même, dans le lit et sur les rives du cours d'eau, où affleurent quelques

mètres d'argiles grises, feuilletées, surmontées d'alluvions sableuses formant terrasse. Leur âge tardiglaciaire semble confirmé par les analyses palynologiques de M. R. ARN (comm. écrite). Ainsi, pendant la fusion du glacier, un lac se forma en amont du barrage morainique. Les sédiments argileux qui le comblèrent furent ensuite recouverts d'alluvions, puis incisés par la rivère quand elle fut parvenue à abaisser le seuil de retenue[14].

Dans ce secteur, le Talent a donc la particularité, unique dans le Gros-de-Vaud, de couler sur le remplissage d'une vallée plus profonde que l'actuelle, sauf quand ses méandres ébrèchent les saillants molassiques de son versant septentrional.

6.4. *La cluse de Goumoens-le-Jux*

Après son virage de Saint-Barthélemy, le Talent se dirige droit au N, vers la plaine de l'Orbe; il s'enfonce peu à peu dans la molasse du flanc de l'anticlinal du Mormont, puis le franchit en dégageant successivement la molasse, les argiles ferrugineuses du Sidérolithique et le calcaire urgonien, dans lequel ses méandres font place à un cours rectiligne et plus rapide. Les versants, bouleversés par des glissements de terrain, tranchent sans bavures la surface topographique (C 6, B 7 et fig. 18).

A la sortie de sa cluse, la rivière creuse encore un ultime canyon dans la molasse de Chavornay (A 7) avant de rejoindre les alluvions de la plaine. Les sondages implantés dans son talweg pour la construction du pont autoroutier ont partout rencontré la molasse sous alluvions à moins de 4 m de profondeur[15]. L'absence de moraine et d'un sillon plus profond confirment donc l'opinion de PETCH (1969), à savoir que l'accès du Talent à la plaine de l'Orbe ne s'est produit qu'au postglaciaire.

Auparavant il s'écoulait donc obligatoirement à l'W de Saint-Barthélemy, dans le prolongement de la gouttière. Cet ancien passage ayant été barré par un volumineux bouchon morainique, la rivière dut se faufiler entre les buttes pour rejoindre le vallon d'un ancien affluent originaire de Goumoens-le-Jux, qui l'a dirigée au N et lui a permis de franchir l'anticlinal. Cette opération a du reste été facilitée par la formation, entre cet obstacle et le barrage de moraine, d'un bassin de retenue où se sont déposées les argiles glacio-lacustres indiquées sur la carte géologique et sur la figure 15 (coord. 534,80/165,60).

---

[14] D'autres argiles semblables existent dans cette zone déprimée où la formation d'étangs de retenue, péri- ou postglaciaires, s'explique facilement

A la Tuilière de Goumoens-la-Ville (coord. 536,7/167, carte géolog. du Jorat).

Près d'Echallens, dans une fouille (coord. 532,9/165,6). Enfin dans un forage implanté à l'W de Bioley-Orjulaz (comm. orale de M. R. ARN).

[15] C'est sans doute à la suite d'une confusion qu'ARN. HEIM et A. ARTMANN (1919) signalent qu'un forage implanté en 1912, une centaine de mètres en aval du pont, n'a rencontré la molasse qu'à 35 m. 10.

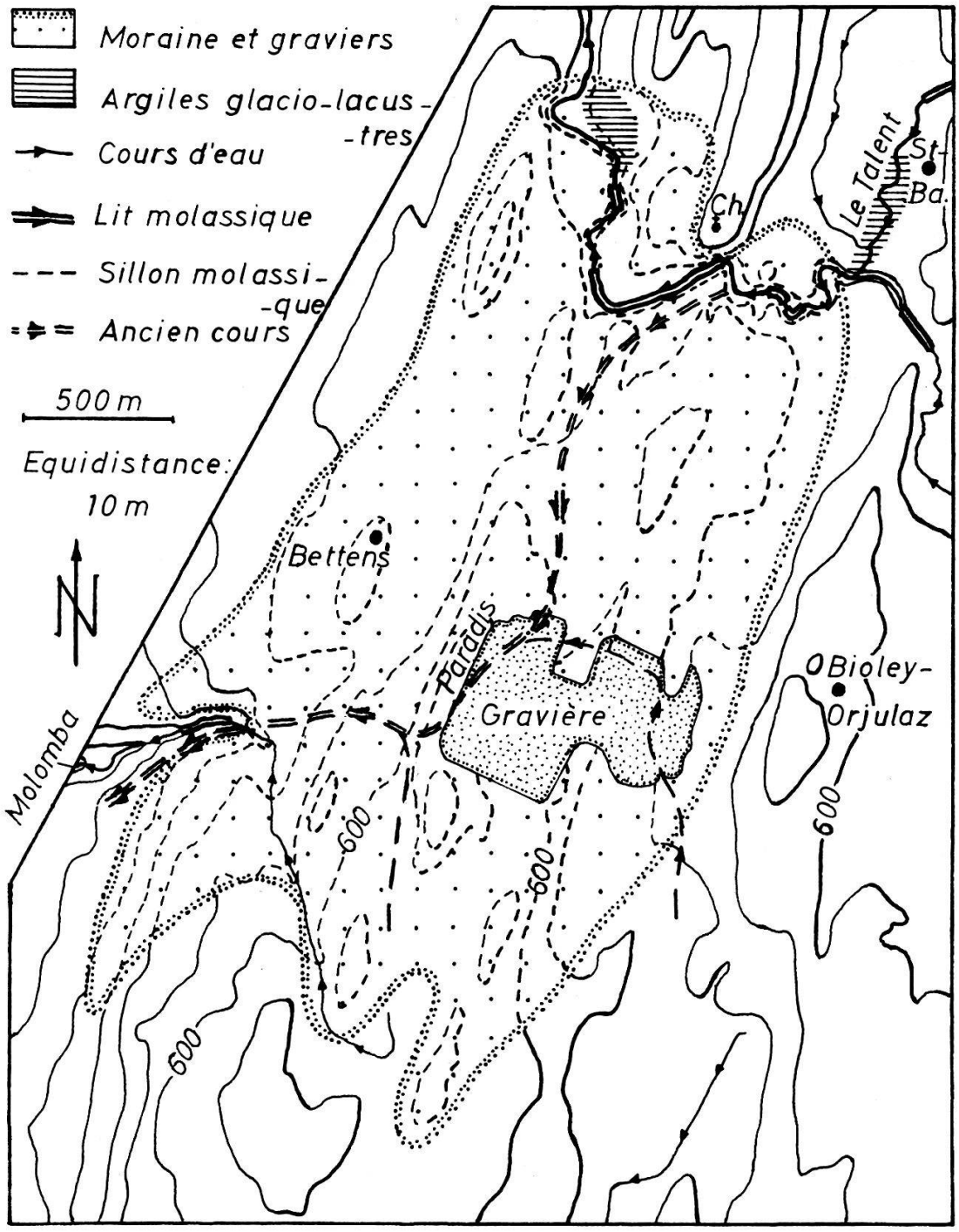


Fig. 15. – Drumlins de Bettens et graviers de Bioley-Orjulaz.

6.5. *Les drumlins de Bettens et les graviers de Bioley-Orjulaz* (fig. 15)

Entre l'extrémité de la croupe de Vuarrens et celle de Sullens, la gouttière d'Echallens est occupée par un faisceau de collines morainiques allongées, plus ou moins saillantes et très régulièrement orientées NNE. Nous les appelons *«drumlins» de Bettens* sans pour autant préjuger de leur

véritable nature[16]. A l'W de Bioley-Orjulaz, leur moraine superficielle dissimule d'épaisses formations graveleuses renfermées dans des sillons du substratum. Ces *graviers de Bioley-Orjulaz*, bien apparents sur la carte des résistivités (INST. GÉOPH., 1973) et en partie exploités aujourd'hui, ont été l'objet d'études approfondies de MEYER DE STADELHOFEN et GONET (1964) et de F. et M. BURRI et M. WEIDMANN (1968), qui nous dispensent de les décrire. Dans une publication ultérieure, M. WEIDMANN (1974) précise leur âge: 34 600 B.P., ce qui les place dans l'interstadiaire Wurm II - Wurm III ou de Hengelo.

De la deuxième de ces études, il ressort que ces graviers appartiennent à une formation fluvio-glaciaire déposée par de puissants torrents de fonte en avant du glacier Wurm III en progression. A l'origine, ils devaient donc constituer un épandage à l'altitude de 600 m environ, s'étendant bien au-delà de leurs limites actuelles. Il en reste peut-être d'autres lambeaux invisibles sous la couverture morainique. Le glacier qui a fini par les recouvrir en a modifié la morphologie superficielle; c'est lui en particulier qui a façonné la butte de Paradis (fig. 15), orientée comme les autres et coiffée ultérieurement d'une chape de moraine qui l'assimile morphologiquement aux drumlins voisins.

Ainsi qu'on l'a déjà dit, c'est ce bouchon morainique qui a obligé le Talent à changer de cours. L'ancien coïncide vraisemblablement avec le sillon septentrional des graviers et il réapparaît dans la partie morainique du vallon supérieur de la Molomba, limité au NW par un versant molassique qui ne figure pas sur la carte. A partir de là, il se confond avec le plateau de Penthalaz (B 3) par lequel il devait se raccorder avec l'ancien talweg de la Venoge.

6.6. *Conclusions*

A l'origine, il dut y avoir deux Talents: celui du Jorat, affluent de la Mentue par le couloir sec de Froideville (K 5) qui relie aujourd'hui les deux bassins; c'était déjà l'idée de BÄRTSCHI (1913); celui d'Echallens, qui drainait la gouttière, une partie du couloir de Cheseaux, et rejoignait la vallée de la Venoge. L'un des glaciers wurmiens a imposé au premier un nouveau cours qui l'a conduit vers le second, puis la dernière incursion glaciaire a causé plusieurs modifications hydrographiques: le regroupement des ruisseaux du Jorat, l'épigénèse en amont d'Echallens, l'occlusion morainique de Bettens et la cluse de Goumoens-le-Jux.

L'évolution du Talent a donc été très différente de celle de la Mentue et du Buron, en raison de son orientation transversale ou oblique par rapport à l'écoulement de la glace et de sa situation entre les bassins du

[16] La colline de Bettens cartographiée en molasse (BERSIER, 1952) est pourtant morainique comme les autres, ainsi que l'a montré la construction récente d'un bâtiment à sa base.

Léman et de l'Orbe. Au lieu de lui façonner une large cuvette, le glacier n'a cessé de perturber son réseau, d'où sa ligne brisée, la dissemblance de ses tronçons successifs et l'absence d'une véritable vallée. Dans l'ensemble, son cours est encore en partie déterminé par les lignes directrices du relief et conserve donc quelques traits des anciens réseaux hydrographiques.

7. Le modelé glaciaire

Au début du siècle, Bieler (1901) professait une opinion strictement glacialiste et considérait le Gros-de-Vaud comme un exemple caractéristique de relief glaciaire, avec son cortège de drumlins de Saint-Barthélemy, ses nombreux crêts molassiques rabotés par le glacier, etc. De son côté, Bärtschi (1913) y distinguait plusieurs surfaces façonnées par le glacier et emboîtées les unes dans les autres; Kiener (1934) en a défini quatre, étagées du Jorat à la plaine de l'Orbe.

A ces conceptions, s'oppose celle, quasi antiglacialiste, de Bersier, exposée d'abord avec modération dans sa thèse (1938), puis plus catégoriquement dans une publication ultérieure (1942). L'action des glaciers, y déclare-t-il, est presque négligeable et s'est bornée à émousser les buttes et surtout à empâter le relief molassique sous-jacent.

Mes propres observations ne me permettent pas de partager l'opinion de mon regretté collègue, car, en toute objectivité, la réalité d'un modelé glaciaire s'impose partout, par exemple dans la cuvette de Bercher et sur la croupe de Vuarrens dont la morphologie et l'hydrographie sont inexplicables sans l'intervention du glacier.

Au surplus, s'il ne s'agissait que d'un relief d'altération colmaté par la moraine, d'anciens dépôts, de vieux sols et autres résidus se seraient conservés sous ce manteau protecteur. Or, les nombreux forages de M. Gratier (1979, p. 38) ne lui ont jamais permis de retrouver les restes d'une ancienne altération, même au pied des talus où ils auraient dû se maintenir.

Il est clair que le relief du Gros-de-Vaud est polygénique. Depuis l'émersion miocène, désagrégation et altération, ruissellement et érosion fluviale, rabotage glaciaire et actions périglaciaires, ainsi que tous les phénomènes de dépôt qui leur sont associés, ont contribué à le modeler. Le glacier ne s'est pas avancé sur une surface uniforme, mais il en a modifié le relief et imprimé au paysage un cachet particulier. C'est ce problème précis que nous allons envisager.

A ce point de vue, l'intérêt de cette région réside dans le fait que l'activité du glacier s'est exercée dans des conditions bien déterminées et relativement simples, c'est-à-dire sur une sorte de plateau molassique incliné et vallonné, isolé des grandes dépressions périphériques, et qu'il s'agissait d'un glacier de piedmont dont l'écoulement s'écartait peu de la direction des couches du substratum rocheux.

7.1. *Relief des interfluves*

La direction du mouvement de la glace est connue par l'observation de quelques stries glaciaires:

	Direction
CHAVANNES (1886). Au-dessus de Lausanne	N
Observ. pers. Sullens; autoroute (532, 15/161,05)	N
MORLOT (1854). Plateau d'Essert-Pittet[17] (534,5/175,5)	NW, N10° W, N15° E
Idem tour de la Molière (552,9/183,2)	
5 km ENE de l'angle NE de la planche	NE
La direction des drumlins complète ces observations:	
Drumlins de Bettens (E 4 et fig. 15)	N20° E
Drumlins de Sottens (K 8 et fig. 4)	N 30° E
Drumlins de Morat (BECKER 1973)	NE

Ainsi le mouvement du glacier se présente bien tel qu'on pouvait l'imaginer. Initialement méridien, il oblique peu à peu à l'E, pour suivre finalement la direction NE de la dépression subjurassienne, avec pourtant des divergences occidentales au voisinage de la plaine de l'Orbe. Sur la planche, on constate que cet écoulement coïncide d'une façon remarquable avec les orientations topographiques, qui elles-mêmes diffèrent peu de la direction tectonique.

7.1.1. *Le couloir de Cheseaux* (fig. 16 et planche, H 3)

Les observations réalisées dans les bassins de la Mentue et du Buron peuvent être complétées et confirmées dans le couloir de Cheseaux, que BERSIER (1938, p. 12) qualifie lui-même de «territoire glaciaire conservé à peu près tel qu'a dû l'abandonner le dernier glacier».

C'est un modèle réduit de la cuvette de Bercher. Son versant oriental s'atténue par une succession de ressauts et de buttes, puis se prolonge par un glacis jusqu'au pied de la croupe du Sullens. Le fond, parsemé de quelques collines molassiques peu saillantes, est occupé en partie par des marais aujourd'hui assainis, dont la présence s'explique par les difficultés de l'écoulement dans cette surface de faible déclivité et de relief indécis.

Comme à Bercher, le réseau hydrographique n'est nullement intégré dans la topographie. A la manière de la Mentue, la Mèbre y débouche transversalement, puis s'écoule en oblique sur le versant, tandis que la Chamberonne, comme le Sauteruz, en occupe la partie la plus basse. Dans le bassin du Talent, la Mortigue (ou «eau morte»), et ses affluents, paressent autour des buttes et se perdent dans les fonds humides. On relève

[17] MORLOT y signale aussi des lunules, sortes d'écaillures en forme de croissants.

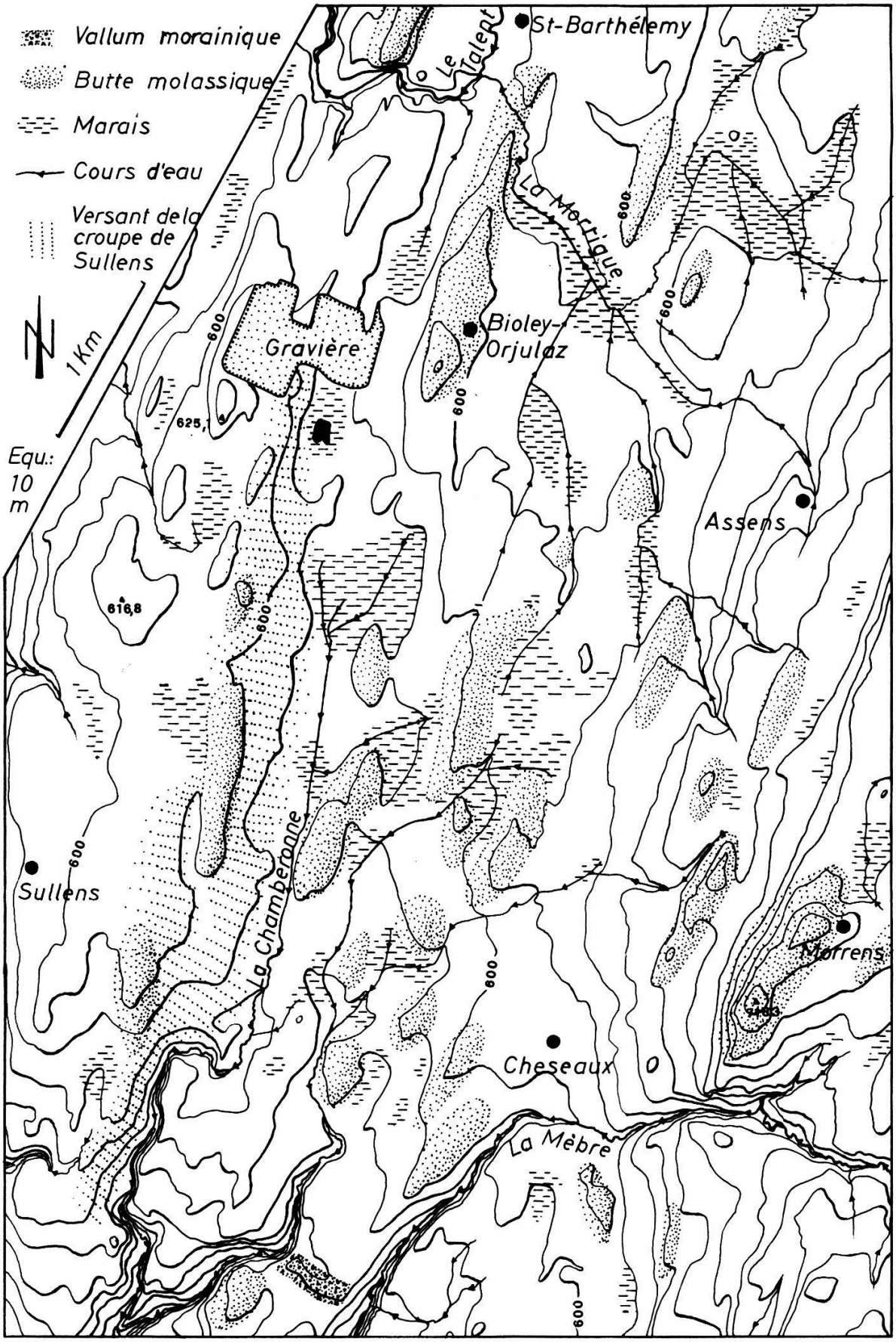


Fig. 16. – Couloir de Cheseaux.

aussi l'absence de reliefs mitoyens entre bassins adjacents; ainsi la Mèbre et la Chamberonne creusent leurs ravins dans la même surface et aucun obstacle orographique ne les sépare du bassin de la Mortigue, avec lequel, au contraire, elles communiquent localement par un marais commun.

Les modestes cours d'eau du couloir de Cheseaux, mal adaptés à leur environnement, ont été bien incapables d'aménager cette dépression trop spacieuse pour eux. Seul le glacier a pu la façonner, en adoucir les formes et en niveler les accidents par sa puissance érosive, complétée par la sédimentation morainique.

Si la cuvette de Bercher, la vallée du Buron et le couloir de Cheseaux sont des zones privilégiées du modelé glaciaire, certains sillons de la Mentue et du Talent, orientés pourtant dans le sens de l'écoulement du glacier, mais situés sur les versants orientaux, n'ont subi de sa part qu'un calibrage et un adoucissement de leurs versants. Quant aux dépressions transversales ou obliques, ainsi que les ravins du Jorat, la moraine les a comblés et les sillons les plus étroits ont conservé leur morphologie antérieure.

7.1.2. *Buttes et cuestas.*

L'uniformité des interfluves est rompue par ces éminences dont la vigueur est déterminée par le pendage et la résistance des bancs de grès qu'elles renferment, raison pour laquelle elles se multiplient et s'amplifient à l'E.

Bersier (1942) qui leur a consacré une publication, constate que ces accidents morphologiques sont toujours conformes à la direction tectonique, et il en conclut que les phénomènes de dénudation en sont la cause exclusive, le glacier s'étant borné à les émousser et à les empâter.

En réalité, leur orientation est déterminée uniquement par celle des bancs résistants, plus ou moins redressés, qui les constituent, quels que soient les phénomènes qui les ont mis en relief et la direction dans laquelle ils s'appliquent. Tricart et Cailleux (1962, p. 277), justement, ont montré que l'inlandsis peut exercer une érosion différentielle, capable de dégager les couches dures, et j'ai pu moi-même le vérifier dans le Jura, où des combes marneuses et des crêtes calcaires ont été ciselées par le mouvement transversal d'une calotte locale (Aubert, 1965).

Le plateau qui s'étend au N de Thierrens (K 11) en présente un autre exemple, molassique (fig. 17). Dans ce haut territoire où s'élargit la croupe, on ne mesure que de faibles pendages désordonnés, caractéristiques de la stratification entrecroisée des grès burdigaliens pratiquement horizontaux. Et pourtant on y observe de vigoureuses buttes orientées régulièrement N 35°–40° E. Dans ce cas le doute n'est pas permis. Ces collines, bien individualisées, appartenant à la série tabulaire d'un plateau horizontal et mal drainé, n'ont pu être taillées que par un agent d'érosion s'exerçant dans le sens de leur grand axe, en l'occurrence le glacier. Une exception en apporte la confirmation; la cuesta de la Carrière (coord.

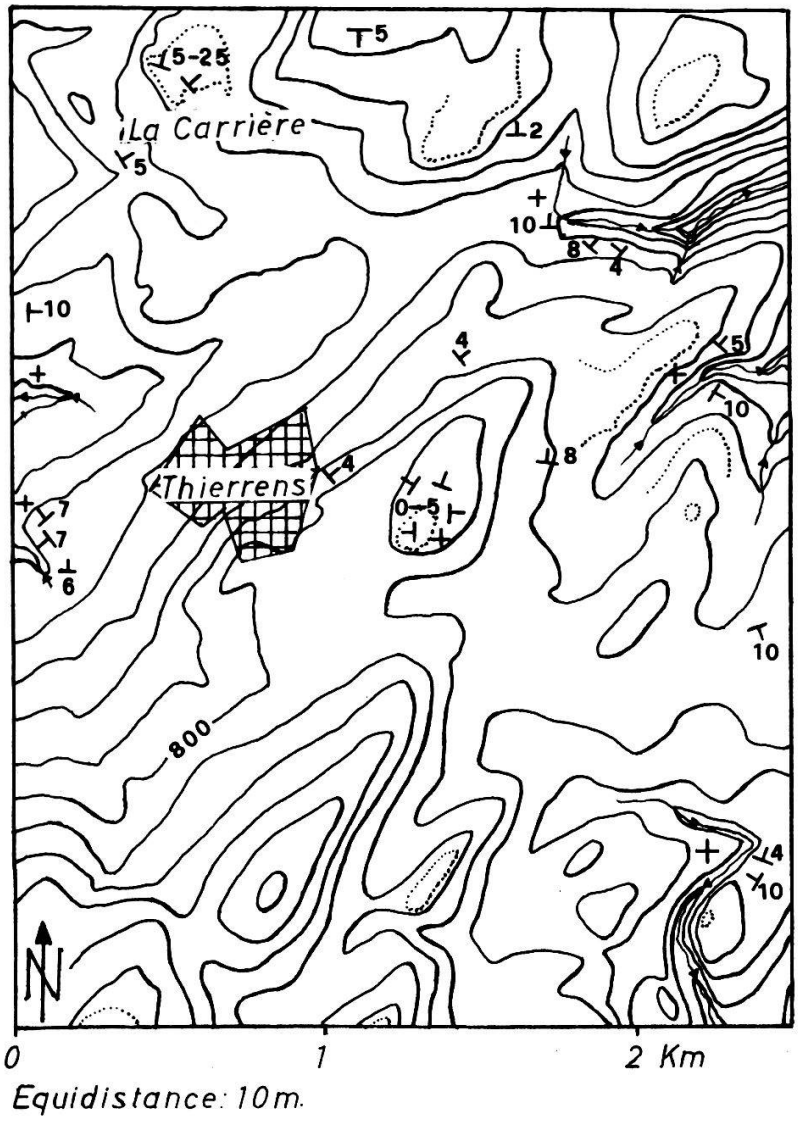


Fig. 17. – Buttes molassiques de Thierrens.

547,5/174), presque perpendiculaire aux autres, s'explique par des pendages locaux de 5°–25° N-NE. Ainsi une indétermination est levée; si le glacier a été capable de sculpter des buttes dans des couches horizontales, il a certainement pu contribuer à façonner celles des séries monoclinales. Comme on pouvait s'y attendre, l'origine de ces collines n'est donc pas unicausale. Incisions fluviales, altérations et désagrégations, érosion glaciaire ont pu concourir à mettre en relief des bancs résistants, que le glacier s'est appliqué aussi à émousser.

7.1.3. *Conclusions.*

Dans les grandes lignes, l'influence glaciaire s'exprime par l'usure des croupes et par le rabotage des versants et du fond des vallées, avec pour conséquence, une tendance à l'aplanissement auquel le Gros-de-Vaud doit son aspect de plateau ondulé et ses lignes profilées. Mais dans le cadre de

ce modelé, le glacier a aménagé des formes spécifiques, de larges vallées dans lesquelles les aspérités ont été adoucies et les reliefs mitoyens supprimés. Ces dépressions morphologiquement continues sont caractérisées par un profil transversal asymétrique, significatif d'une friction glaciaire plus énergique à l'W qu'à l'E. Il est difficile d'en préciser la cause et de choisir entre un effet d'inertie dû à la pente générale du Gros-de-Vaud, et la conséquence de l'inflexion du courant glaciaire au NE, comme il semble que ce soit le cas dans la courbure concave de la cuvette du haut Léman (VERNET *et al.,* 1974).

Ces dépressions sont certainement anciennes; à l'origine, ce devait être des vallées normales, orientées favorablement et assez spacieuses pour faciliter l'écoulement de la glace et du même coup sa puissance érosive. Leur évolution a dû bénéficier d'un processus d'autodéveloppement, tout progrès de leur excavation déterminant une augmentation du flux glaciaire et de son pouvoir d'érosion. D'une glaciation à l'autre, leur façonnement s'est donc accéléré.

Cette évolution morphologique n'est nullement surprenante, si l'on songe que le même glacier a surcreusé la cuvette lémanique jusqu'à 300 m au-dessous du niveau de la mer (VERNET, *loc. cit.*) et imprimé à la vallée de la Broye une morphologie glaciaire indiscutable (PARRIAUX, 1978). Il apparaît donc que le creusement des vallées glaciaires n'implique pas nécessairement l'activité de langues individualisées, mais que dans la masse d'un glacier régional des écoulements préférentiels peuvent imprimer à des dépressions initiales une morphologie glaciaire. Cette conclusion rejoint l'opinion de PARRIAUX (1976, p. 62): «La calotte glaciaire recouvrant tout le territoire surcreuse les larges vallées parallèles à son écoulement». TRICART et CAILLEUX (1962, p. 301) parlent aussi de courants individualisés de l'inlandsis, logés dans des vallées préalables, et capables de les façonner en auges. BLACHE (1960) s'exprime également dans le même sens.

7.2. *Modelé glaciaire et hydrographie*

Les réseaux hydrographiques du Gros-de-Vaud ont la singularité d'avoir conservé un caractère juvénile. Aucun de leurs cours d'eau n'a atteint son équilibre et ne coule sur un épandage alluvial, sauf tout à l'aval dans les plaines de l'Orbe et de la Mauguettaz et le Talent à Saint-Barthélemy. Tous, même les plus modestes ruisseaux, érodent leur lit et approfondissent des sillons parfois épigénétiques, qui découpent les interfluves modelés par le glacier. On ne connaît pas non plus de chenaux comblés de moraine plus profonds que les actuels.

Mais leur particularité la plus frappante est leur défaut d'intégration dans la topographie. Ils n'occupent pas des vallées normales, mais des sillons ou des canyons morphologiquement distincts des surfaces qu'ils

dissèquent; ainsi les vastes dépressions que parcourent la Mentue et la Mèbre ne sont pas à leur mesure et n'ont pu être aménagées par elles. Quant au Talent, son cours est totalement aberrant.

Ces anomalies et ce désordre s'expliquent par les perturbations engendrées par les interventions glaciaires. Après chaque glaciation, le réseau hydrographique a dû se réorganiser dans un relief profondément modifié; croupes rabotées, versants ravalés, dépressions approfondies, sillons comblés, ont déterminé des changements de cours et nécessité le creusement de tronçons épigénétiques, ainsi qu'une reprise générale de l'érosion fluviale consécutive à l'abaissement des niveaux de base locaux et à la modification des profils longitudinaux. En 1913 déjà, BÄRTSCHI expliquait ainsi l'encaissement de la Sarine dans son canyon. Obligés de s'adapter à de nouvelles topographies, périodiquement rajeunis et déplacés, les cours d'eau du Gros-de-Vaud n'ont pu ni atteindre leur équilibre, ni façonner de véritables vallées.

Pourtant, malgré ces difficultés répétées, les affluents de l'Orbe et du lac de Neuchâtel tendent vers une régularisation et une stabilisation de leur cours. Pour le Talent cette évolution ne fait que commencer, et pour la Mentue elle est en cours, alors que le Buron arrive à son terme.

Dans le Jorat proprement dit la relation glacier-hydrographie revêt un autre aspect; les réseaux hydrographiques ne coïncident pas avec les anciens ravins, comme si la capacité de dépôt du glacier l'avait emporté sur sa puissance érosive. La même remarque s'applique aux couloirs transversaux de Bettens et de Sottens. On peut donc affirmer avec PARRIAUX (1976) que la calotte «finit de colmater complètement de moraine les branches du réseau hydrographique fortement obliques à la direction d'écoulement».

7.3. *Les dépôts morainiques*

La moraine qui revêt le territoire d'un tapis inégal et comble certaines de ses dépressions, présente deux traits surprenants et significatifs des conditions dans lesquelles s'est produit le retrait glaciaire.

C'est d'abord l'absence de formes d'accumulations à part les drumlins de Bettens (fig. 15) et de Sottens (fig. 4) dont l'origine nous échappe, et le vallum du Timonet (fig. 16, coord. 534,65/158,35), située à la limite méridionale de la carte du Jorat, le seul qui y figure[18]. Cette indigence morphologique s'expliquerait s'il s'agissait d'un glacier mort, ou, comme le suppose BERSIER (1938), si son recul avait été rapide et continu.

---

[18] La situation de ce vallum au débouché du couloir de Cheseaux rappelle celle des moraines du lac de Bret et pourrait appartenir au même stade de retrait (BERSIER, 1944). HANTKE (1978) le relie au seuil du Mormont. Quant aux vallums qui circonscrivent la croupe de Vuarrens sur sa carte, ils ne correspondent à aucune réalité sur le terrain. On peut en dire autant des limites indiquées par W. STAUB (1939, 1948).

D'autre part, on s'étonne du peu d'importance de la moraine remaniée ou d'ablation qui accompagne d'habitude la moraine de fond, et de l'absence de toute nappe de fluvio-glaciaire postwurmien. Cela pourrait provenir de la minceur du glacier et de la médiocrité de sa charge, mais de toute manière le problème de l'évacuation des matériaux libérés par la fusion reste posé. Dans la cuvette de Bercher ils se retrouvent dans les graviers glacio-lacustres de la Basse Mentue, et on peut admettre que ceux du vallon du Buron ont été entraînés dans la plaine de l'Orbe. Dans le couloir de Cheseaux, d'anciennes gravières figurant sur la carte géologique signalent l'existence de dépôts graveleux dont l'importance s'accroît au S. Les matériaux morainiques grossiers étaient abandonnés sur place tandis que les plus fins, pris en charge par les torrents de fonte, sédimentaient les argiles glacio-lacustres de Goumoens-la-Ville et de Saint-Barthélemy.

7.4. *L'ablation glaciaire*

L'usure exercée par le glacier fut sans doute considérable si l'on se réfère au relief qui en est résulté. Gasser et Nabholz (1969) et Peters (1969) en ont apporté la confirmation en démontrant que les fractions sableuses et argileuses de la moraine de fond proviennent en grande partie du substratum molassique, et qu'elles n'ont subi qu'un transport peu important. De son côté, Gratier (1980) remarque que la composition texturale de la moraine reflète en l'atténuant celle de la majorité des bancs de la molasse sous-jacente. L'observation des calcaires lacustres arrachés à la molasse oligocène permet d'étendre cette conclusion aux éléments grossiers. Il y a en effet beaucoup de ces fragments – épars dans les labours ou inclus dans la moraine – dans la zone où affleurent ces calcaires mais pas ailleurs, et le faible transport qu'ils ont subi n'a guère modifié leur morphologie initiale d'éclat ou de corrosion.

S'il n'existe aucun moyen de mesurer la valeur de l'ablation dans les interfluves du Gros-de-Vaud, on peut tenter de le faire à sa marge occidentale grâce à des circonstances exceptionnelles. On se souvient que, suivant notre hypothèse, le Talent rejoignait la vallée de la Venoge par un sillon daté de l'interstade Wurm II – Wurm III par son remplissage de graviers. On peut donc reconstituer son ancien cours en prolongeant ce sillon avec sa pente originelle figurée par Burri *et al.* (1968), jusqu'à l'aplomb de la Venoge, à l'altitude approximative de 460 m. Or au même point, dans l'enceinte des Câbleries de Cossonay-Gare (pl.), un forage a rencontré la molasse à 412 m, sous 19 m d'alluvions et de moraine[19]. On peut donc estimer, avec la prudence de rigueur, que le glacier Wurm III a approfondi en cet endroit la vallée de la Venoge d'une cinquantaine de mètres.

---

[19] Ce renseignement nous a été communiqué par l'intermédiaire de la S.A. des Câbleries et Tréfileries de Cossonay que nous remercions.

7.5. *Comparaison avec les régions voisines*

Si nos interprétations sont valables, on devrait en trouver la confirmation ailleurs, dans des reliefs comparables à ceux du Gros-de-Vaud. C'est effectivement le cas. A l'exception de la région située à l'W de la Venoge où la molasse est ensevelie sous un manteau morainique d'épaisseur inexplicable, l'empreinte du glacier est perceptible partout.

Comme on l'a déjà dit, des travaux récents (PARRIAUX, 1978; VERNET *et al.*, 1974) ont révélé la morphologie glaciaire de la cuvette lémanique et de la vallée de la Broye, celle de la Venoge restant à démontrer. Leur approfondissement, pourtant compensé en partie par un comblement morainique, alluvial ou lacustre, a déterminé comme à Bercher l'encaissement de leurs affluents et dans la Broye leur court-circuitage épigénétique vers la vallée principale (BRIEL, 1962).

Les créneaux du versant lémanique d'Attalens[20] et du lac de Bret rappellent en plus accidenté le couloir de Cheseaux, et la cuvette de Palézieux, dans laquelle ils se confondent et que rejoint la haute Broye, est comparable à celle de Bercher avec la Mentue.

Plus à l'E, les larges vallées rectilignes de la Glâne à Romont et de la Neirigue en amont de Chavannes-sous-Orsonnens (INGLIN, 1960), portent aussi l'empreinte du façonnement glaciaire, comme BÄRTSCHI (1913) l'avait déjà remarqué. En revanche on n'y observe pas de larges croupes continues et galbées comme celle de Vuarrens, mais des buttes plus courtes et plus vigoureuses. Cela tient sans doute au faciès plus gréseux de leur molasse.

8. TECTONIQUE ET MORPHOLOGIE

Dans le Gros-de-Vaud, à l'exception du Jorat tabulaire, le relief est déterminé non seulement par le degré de résistance des bancs de molasse, mais par leur inclinaison. Ainsi la *zone isoclinale* (cf. p. 61) ne possède que des buttes et des croupes adoucies et profilées, des versants peu déclives, tandis que la *zone disloquée de Cuarny* présente un relief beaucoup plus accidenté, des collines plus puissantes et moins continues, rappelant quelque peu la morphologie de la molasse subalpine.

8.1. *Tectonique récente*

Quand le relief n'est pas compréhensible par les lois de la morphogenèse, on est tenté de faire intervenir des déformations tectoniques récentes, comme PETCH (1969) l'a fait pour expliquer l'encaissement postglaciaire du Buron. Dans mes recherches, j'ai tâché d'éviter cette solution de facilité,

---

[20] D'après LUGEON (1897), il s'agirait d'une ancienne vallée du Rhône. Cette hypothèse n'exclut nullement un rabotage glaciaire ultérieur comme l'a fait remarquer GAGNEBIN (1937).

sans toutefois en écarter l'éventualité, pour résoudre les problèmes posés par la Mentue et le Buron à leur débouché dans la dépression subjurassienne.

Dans la zone disloquée, la structure détermine la topographie; les failles d'Ependes et de Cronay, l'anticlinal de Cuarny et le synclinal de la Mauguettaz se marquent avec netteté dans le relief. S'agit-il d'une structure ancienne que l'érosion n'est pas parvenue à niveler, ou recèle-t-elle encore une activité déformante susceptible de rafraîchir la topographie? Faute de repères stratigraphiques, le problème reste irrésolu, mais trois faits viennent à l'appui du second terme de cette alternative[21].

La séismicité. Les publications de PAVONI (1966, 1977) révèlent la séismicité de la région d'Yverdon, d'Yvonand et de la Basse Mentue. Dans ce dernier cas seulement, vingt séismes se sont produits depuis 1855, dont plusieurs avec des dégâts.

Les graviers de Niedens (pl., M 13; fig. 6). Situés dans le prolongement du compartiment de Cronay, non loin de son bord redressé, ces graviers n'ont pas, d'après BUTTY (1970), l'uniformité hypsométrique et morphologique de ceux de Donneloye auxquels ils appartiennent. Cette particularité pourrait provenir d'un mouvement récent de la zone disloquée de Cuarny.

La falaise d'Ependes (B 10). A première vue, il semble évident que cet escarpement continu qui domine la plaine de l'Orbe tire son origine de l'érosion littorale, à l'époque où le lac s'étendait jusqu'au Mormont. Mais un tel processus implique le recul de la paroi et le nivellement d'une beine d'érosion à son pied. Or, à la hauteur de Belmont, les sondages autoroutiers implantés en contrebas de la falaise, haute en cet endroit de près de 100 m, n'ont pas atteint la molasse à 15 m de profondeur. Plus à l'E, entre Yverdon et Yvonand, il existe une authentique falaise d'érosion abandonnée par le lac à la suite de l'abaissement artificiel de son niveau. On constate qu'elle diffère totalement de celle d'Ependes par son tracé sinueux, et surtout par la présence d'une large beine molassique à fleur de terre.

Il faut donc renoncer à cette explication, ce qui nous amène à considérer le versant abrupt d'Ependes comme un relief engendré par la faille qui en occupe le pied (PETCH, 1970). Cette solution paraît acceptable, mais le problème demeure de savoir si cette activité se poursuit encore. La netteté et les dimensions de cette coupure surprennent; sa hauteur implique une dénivellation de longue durée et son relief, qui rappelle en plus délabré celui des canyons, est loin d'être sénile. Cela pourrait s'expliquer de deux façons qui ne s'excluent pas:

---

[21] GABUS *et al.* (1975) envisagent aussi cette solution pour expliquer la différence d'altitude des niveaux archéologiques synchrones d'Yverdon et du Seeland. Rappelons aussi la faille postglaciaire observée par BERSIER (1944) à l'E de Lausanne.

Par l'activité permanente de la faille qui contribuerait ainsi à entretenir son escarpement.

Par l'incapacité du glacier de dégrader les versants raides qui lui tournent le dos, comme on l'a vu à propos du Talent.

Ces remarques sont valables à plus forte raison pour l'escarpement de la Baume des Arrissoules qui se dresse à l'E d'Yvonand, non loin de l'angle NE de la planche. Alignée sur la structure de Cuarny, dominant de 200 m le glacis côtier, on ne peut écarter l'idée qu'une tectonique entretient cette haute façade que dégradent les phénomènes de désagrégation. Et l'on rejoint ainsi la conclusion déjà ancienne d'AUGUSTIN LOMBARD (1939): «La falaise (d'Ependes) semble souligner le tracé d'une faille et donne l'impression d'un paysage sous tension.»

Si suggestives qu'elles soient, ces données n'atteignent pas le seuil de la certitude. Pour y parvenir il faudrait par exemple que l'étude des sédiments de la plaine de l'Orbe y décèle des subsidences explicables par le jeu de la faille d'Ependes. Alors le problème morphologique du col de Pomy, resté jusqu'ici sans solution, se résoudrait de lui-même (cf. p. 86).

Il faut remarquer encore que l'on ignore les effets du réajustement isostatique consécutif à la fusion glaciaire.

8.2. *Fissuration et réseau hydrographique*

Existe-t-il une relation entre la fissuration de la molasse et le réseau hydrographique? Pour essayer de répondre à cette question, nous avons mesuré la direction d'un millier de fissures le long des trois principaux cours d'eau du Gros-de-Vaud, en nous limitant au lit et aux berges de manière à exclure toute influence des glissements latéraux. Les résultats sont représentés sur la figure 18 par des diagrammes correspondant chacun à un secteur de quelques centaines de mètres et à un nombre de mesures compris entre 50 et 100.

A part quelques diaclases, les fissures observées sont des failles proches de la verticale, qui s'inscrivent par des traces rectilignes sur les dalles rocheuses. Quelques-unes sont liées à des accidents tectoniques locaux peu importants; la plupart ont l'apparence de petits décrochements sans rejets verticaux perceptibles. Dans le N° 8 du Talent, un glissement récent a dégagé un miroir orienté N150°E, avec des stries inclinées 40°SE trahissant un mouvement sénestre.

Dans le diagramme 13 qui rassemble la totalité des mesures, on distingue deux maximums: N30°–60°E qui correspond grossièrement à la direction tectonique, et N140°–160°E qui s'écarte peu du prolongement des failles du Mormont. La première direction domine dans la Mentue inférieure (3, 4, 5), le Sauteruz (6) et le Talent d'Echallens (9), mais elle s'atténue et finit par disparaître dans la zone tabulaire du Jorat définie par

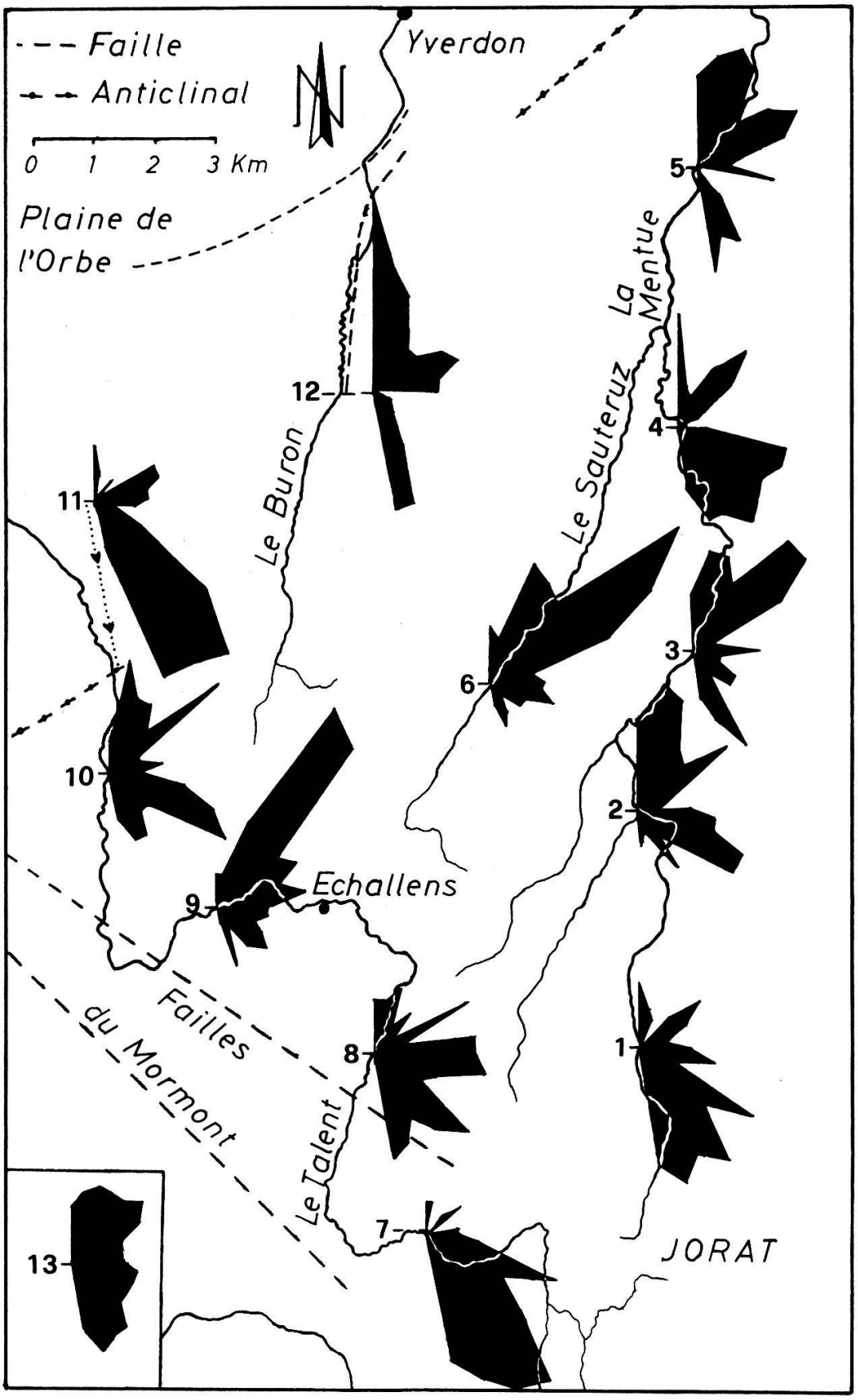


Fig. 18. – Fissuration de la molasse et réseau hydrographique.

BERSIER (1952). La seconde est naturellement prépondérante dans le Talent inférieur (10, 11) et semble réapparaître dans le Jorat (1, 7, 8).

Le plus significatif des cours d'eau est le Buron, qui coïncide avec une faille méridienne observée par ALTHAUS (1947) et JORDI (1955); le diagramme y révèle l'existence d'une fissuration prédominante de même direction. Dans ce cas, la relation faille-fissuration-cours d'eau est donc bien nette. Si le réseau hydrographique était réellement déterminé par celui des fissures, cette connexion entre l'orientation des cours d'eau et le rayon le plus prononcé des diagrammes devrait se vérifier partout. C'est loin d'être le cas. Dans sa cluse, le Talent (10, 11) s'écoule bien dans la direction approximative des failles transversales de l'anticlinal du Mormont. Mais dans le bassin de la Mentue les diagrammes comportent des composantes tous azimuts, indices d'une fissuration désordonnée. Dans une telle dispersion, la direction du cours d'eau correspond inévitablement à celle d'un système de fissuration, sans qu'on puisse en déduire une relation de cause à effet. Enfin, le Talent supérieur (7, 8, 9) ne semble pas influencé du tout par les réseaux de fissures à travers lesquels il serpente.

En résumé, l'examen des cassures superficielles ne permet pas de conclure que le réseau hydrographique a été déterminé par la fissuration du substratum rocheux, sauf dans quelques cas particuliers.

9. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Ce travail a été motivé par l'agrément de parcourir le Gros-de-Vaud et par le désir de le comprendre. Il m'a paru également intéressant de connaître ce que l'on peut tirer de l'étude détaillée et strictement morphologique d'une unité topographique bien individualisée, avec l'espoir inavoué de pouvoir ensuite extrapoler dans l'espace et remonter dans le temps. Mais il me fallut bien vite abandonner cette ambition et m'en tenir à l'étude du relief de ce territoire restreint et de son évolution récente.

Les lignes directrices de la topographie, définies dans le chapitre 2 et figurées sur la planche, permettent pourtant de reconstituer, avec il est vrai une certaine part d'hypothèse, un ancien relief, ainsi que les cours d'eau correspondants. Leur datation ne peut être faite avec précision, mais les étapes de leur évolution doivent se succéder durant les dernières phases du Wurm. Dans l'ensemble, ce réseau hydrographique, encadré par les dépressions des lacs Léman et de Neuchâtel, de la Venoge et de la Broye, se présentait comme suit:

La Mentue, augmentée du Talent du Jorat et de la Mèbre supérieure, rejoignait la Broye par la trouée de Sottens.

Le Sauteruz, grossi du Buron à la Mauguettaz, s'écoulait dans le lac de Neuchâtel.

Enfin le Talent drainait l'emplacement du couloir de Cheseaux et la gouttière d'Echallens, avant de se diriger vers la Venoge.

Le rôle du glacier dans l'aménagement du relief a été la grande surprise de cette étude. Il est évidemment responsable du caractère parfaitement profilé du modelé; mais son action la plus frappante est celle qu'il a exercée dans certaines dépressions privilégiées, orientées à la fois dans le sens de l'écoulement de la glace et de la direction des assises rocheuses. Ces conditions favorables lui ont permis de les excaver et de les élargir. Ainsi les vallons initiaux du Sauteruz et du Buron sont devenus de larges cuvettes, tandis que le vallon d'un affluent du Talent se transformait en un large couloir qui relie Cheseaux à Echallens.

Cette activité comportait une composante latérale, en ce sens que la glace qui s'écoulait dans ces dépressions érodait plus énergiquement à l'W qu'à l'E, ce qui explique la dissymétrie de leurs versants.

En revanche, le glacier s'est conduit différemment en présence de dépressions transversales ou obliques; au lieu de les façonner comme les précédentes, il en a respecté la forme en les comblant plus ou moins de moraine et de graviers, en arrière desquels des sédiments glacio-lacustres, fins ou grossiers, ont pu se déposer dans des bassins de retenue.

L'approfondissement et l'élargissement des dépressions privilégiées ont eu d'importantes conséquences hydrographiques, à savoir le détournement des cours d'eau vers ces bassins, facilité par le nivellement des reliefs mitoyens, ainsi qu'une énergique reprise de l'érosion fluviale régressive, consécutive à l'abaissement des niveaux de base locaux. Ainsi la Mentue s'est détournée de la Broye pour se déverser en deux étapes dans la cuvette de Bercher; le Buron s'est écarté de la Mentue pour s'écouler de son côté, et la Mèbre, attirée par le bassin lémanique, a tourné le dos au couloir de Cheseaux. Le cas du Talent, qui draine la zone intermédiaire, est bien différent. En raison de son orientation transversale ou oblique, le glacier, loin de lui façonner une cuvette, n'a cessé de perturber son cours, d'où son irrégularité et l'absence de toute véritable vallée continue.

Ce travail a bénéficié de l'aide de Messieurs J.-P. Schaer et J. Remane, professeurs à Neuchâtel, J. Norbert, géologue, et M. Gratier, pédologue, à Lausanne. Qu'ils veuillent trouver ici l'expression de mes sentiments de gratitude.

10. Bibliographie

ALTHAUS, H. E. 1947. – Die ölführende Molasse zwischen Genfer- und Neuenburgersee. *Mat. géol. Suisse, série géotech. 26/1*, 1-18.

AUBERT, D. 1965. – Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. *Ecl. geol. helv. 58/1*, 555-578.

BADOUX, H., BRODBECK, J.-F. et LAVANCHY, Y. 1980. – Etude hydrographique de la Haute Mentue. *Mém. soc. vaud. Sc. nat. 16/2*, 41-88.

BÄRTSCHI, E. 1913. – Das westschweizerische Mittelland. *Nouv. Mém. Soc. helv. Sc. nat. 47/2*, 153-309.

BECKER, F. 1973. – Atlas géol. de la Suisse 1:25 000. F. Murten, 63. Notice explicative.

BERSIER, A. 1938. – Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat. 6/3*.

– 1942. – L'origine structurale des collines et alignements molassiques orientés du Plateau vaudois. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 62* (N° 258), 135-158.

– 1944. – Un mouvement quaternaire en molasse subalpine. *Ecl. geol. helv. 37/2*, 423-427.

– 1952-1953. – Atlas géologique de la Suisse 1:25 000. F. Jorat, 27, et notice explicative.

BIELER, T. 1901. – Etude préliminaire sur le modelé glaciaire et le paysage drumlinique. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 37* (N° 139), 213-220.

BIERMANN, C. 1909-1910. – Le Jorat. *Bull. Soc. neuch. Géogr. 20*, 5-116.

BLACHE, J. 1960. – Les résultats de l'érosion glaciaire. *Méditerranée I*, 5-31.

BRIEL, A. 1962. – Géologie de la région de Lucens (Broye). *Ecl. geol. helv. 55/1*, 189-274.

BURRI, F. et M. et WEIDMANN, M. 1968. – Les graviers de Bioley-Orjulaz (Vaud). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat., 70/1*, 11-26.

BUTTY, D. 1970. – Etude géologique et géophysique des régions de Cronay et de Molondin. Trav. dipl. Géol. et Géoph. Univ. Lausanne.

CHAVANNES, S. 1886. – Stries glaciaires sur la molasse de la Ponthaise (sic). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 22*, p. XI.

CUSTER, W. 1928. – Etude géologique du Pied du Jura vaudois. *Mat. carte géol. Suisse, N.S. 59*, 1-52.

DELAHARPE, P. 1853. – Marnes glaciaires stratifiées de Montherond. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 3* (N° 9), p. 219.

GABUS, J. et WEIDMANN, D. et M. 1975. – Anciens niveaux lacustres et glissements de terrain à Yverdon-La Villette. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 72/5*, 217-229.

GAGNEBIN, E. 1937. – Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 59* (N° 243), 335-416.

GASSER, U. et NABHOLZ, W. 1969. – Zur Sedimentologie der Sandfraktion im Pleistozän des schweizerischen Mittellandes. *Ecl. geol. helv. 62/2*, 467-516.

GRATIER, M. 1979. – Morphologie et Pédologie au Postglaciaire. L'exemple du Plateau vaudois. Thèse 3e cycle de Géographie, Univ. de Poitiers. 1 vol. dact.

– coll. BARDET, L. 1980. – Les sols du plateau vaudois. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat. 16/3*, 89-188.

HANTKE, R. 1978. – Eiszeitalter. Vol. I. Otto Verlag AG Thun, 468 p.

HEIM, ARN. et ARTMANN, A. 1919. – Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz. *Mat. géol. Suisse, série géotech. 6*, 95 p.

INGLIN, H. 1960. – Molasse et Quaternaire de la région de Romont (canton de Fribourg). *Bull. Soc. Frib. Sc. nat. 49*, 1-94.

INSTITUT DE GÉOPHYSIQUE DE LAUSANNE. 1973. – Atlas des résistivités électriques apparentes du Moyen-pays vaudois. *Cahier de l'aménagement régional 15.*

JORDI, H. A. 1955. – Geologie der Umgebung von Yverdon. *Mat. carte géol. Suisse, N.S. 99*, 1-84.

KASSER, R. 1975. – Yverdon, histoire d'un sol et d'un site..., *Eburodunum 1*, 9-154.

KIENER, M. 1934. – Beitrag zur Orographie des westschweizerischen Mittellandes. *Jahrbuch der Geogr. Ges. Bern, 1934*, p. 1-61.

KISSLING, D. 1974. – L'oligocène de l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse. Thèse Fac. Sc. Univ. Genève.

LAGOTALA, H. 1926. – Contribution à l'étude des dépôts quaternaires du bassin du lac de Genève. *Livre jubil. soc. géol. Belgique*, T. *3*, 123-139.

LOMBARD, AUG. 1939. – Influence tectonique sur le modelé du bassin du Léman. *Bull. Assoc. géogr. français 123,* 128-137.

LUGEON, M. 1897. – Leçon d'ouverture du cours de Géographie physique à l'Université de Lausanne. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 33* (N° 124), 49-78.

V. D. MEER, J. J. M. 1976. – Cartographie des sols de la région de Morat. *Bull. Soc. neuch. Géogr. 54/5,* 5-52.

MEYER DE STADELHOFEN, C. et GONET, O. 1964. – Etude géophysique des graviers de Bioley-Orjulaz. *Mat. géol. Suisse 33,* 1-26.

MORLOT, A. 1854. – Notice sur les polis glaciaires de roches en places dans le domaine de la molasse. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 4* (N° 32), 38-39.

MULLER, R. 1973. – Les niveaux des lacs du Jura. Editions univ., Fribourg, 154-176.

PARRIAUX, A. 1969-1970. – Etude géologique et géophysique des régions de Bercher et Thierrens. Trav. dipl. Géol. et Géophys. Univ. Lausanne.

– 1976. – Eléments hydrographiques fossiles dans la Broye. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 73/1,* 51-65.

– 1978. – Quelques aspects de l'érosion et des dépôts quaternaires du bassin de la Broye. *Ecl. geol. helv. 71/1,* 207-217.

PAVONI, N. 1966. – Kriterien zur Beurteilung der Rolle des Sockels bei der Faltung des Faltenjura. Etages tectoniques, 307-314, la Baconnière Neuchâtel.

– 1977. – Erdbeben im Gebiet der Schweiz. *Ecl. geol. helv. 70/2,* 351-370.

PETCH, M. 1969. – Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de l'Orbe. Thèse Fac. Sc. Univ. Lausanne. 2 vol. dactylogr. inédits.

– 1970. – Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de l'Orbe. Thèse Fac. Sc. Univ. Lausanne, 1 vol., 95 p.

PETERS, T. 1969. – Tonmineralogie einiger Glazialablagerungen im schweizerischen Mittelland. *Ecl. geol. helv. 62/2,* 517-525.

RAZOUMOWSKY, G. DE. 1789. – Histoire naturelle du Jorat et de ses environs... Lausanne.

RUMEAU, J.-L. 1954. – Géologie de la région de Payerne. Thèse Fac. Sc. Univ. Fribourg, 108 p.

RÜTIMEYER, L. 1869. – Über Thal- und See-Bildung. 1 vol. Bâle.

SCHWAB, H. 1973. – Le passé du Seeland sous un jour nouveau. Editions univ., Fribourg, 9-13.

STAUB, R. 1938. – Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. *Ecl. geol. helv. 31/2,* 239-258.

STAUB, W. 1939-1940. – Beobachtungen im Gebiet der Rhein-Rhône-Wasserscheide im schweizerischen Mittelland. *Mitt. Naturf. Gesell. Bern,* p. 69-76.

– 1948. – Rückzugstadien des würmeiszeitlichen Rhônegletschers im Gebiet zwischen Neuenburgersee und Genfersee. *Mitt. Naturf. Gesell. Bern,* N.F., p. 1-5.

TRICART, J. et CAILLEUX, A. 1962. – Le modelé glaciaire et nival., Sedes Paris.

VERNET, J.-P., HORN, R., BADOUX, H. et SCOLARI, G. 1974. – Etude structurale du Léman par sismique réflexion continue. *Ecl. geol. helv. 67/3,* 515-529.

VIVIAN, R. 1975. – Les glaciers des Alpes occidentales. 1 vol., Allier Grenoble.

WEIDMANN, M. 1974. – Sur quelques gisements de Vertébrés du Quaternaire du canton de Vaud. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 72/1,* 9-18.

10. Résumés

Résumé. – L'étude morphologique du Gros-de-Vaud a permis de préciser la contribution de l'érosion glaciaire dans le modelé d'une région molassique. C'est elle qui est à l'origine du relief profilé des interfluves et du façonnement de quelques vallées spacieuses, favorablement orientées dans le sens de l'écoulement de la glace et de la direction tectonique. Les autres dépressions, transversales ou obliques, au contraire, ont été comblées de moraine et de graviers.

Cette évolution morphologique a déterminé celle des réseaux hydrographiques. A chaque retrait glaciaire, les modifications du relief ont obligé les rivières et leurs affluents à déplacer leurs cours, tandis que l'abaissement des niveaux de base locaux provoquait une vigoureuse reprise de l'érosion fluviale régressive.

Zusammenfassung. – Die geomorphologische Untersuchung des Gros-de-Vaud hat gezeigt, daß die Glazialerosion wesentlich an der Ausgestaltung dieser Molasse-Landschaft beteiligt ist. Sie ist verantwortlich für das ausgeprägte Relief der Interfluvia (Gebiete zwischen den Flußtälern). Täler, deren Verlauf günstig zur Fließrichtung des Eises und zu den tektonischen Leitlinien lag, wurden stark erweitert. Die anderen, quer oder schräg dazu verlaufenden Depressionen wurden dagegen durch Moränen und Schotter aufgefüllt.

Diese morphologische Entwicklung hat die des Gewässernetzes bestimmt. Bei jedem Gletscherrückzug zwang das veränderte Relief die Flüsse und ihre Zubringer, den Lauf zu verlegen, und dank der Erniedrigung der lokalen Erosionsbasis setzte erneut eine kräftige rückschreitende Erosion ein.

Summary. – A morphological study in the western part of the molassic basin of Switzerland (Gros-de-Vaud) has allowed us to specify the amount of glacial erosion which is responsible for the sharp relief of the interstreams and wide valleys orientated parallel to the glacier flow and to the tectonic trend. On the contrary, other depressions, transversal or oblique, have been filled with gravel and moraine.

This morphological evolution has prepared the future hydrological networks. At each glacial retreat the changes in the relief forced the rivers and their tributaries to alter their course, whereas the lowering of the local base level provoked a vigorous renewal of regressive fluvial erosion.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

1. Situation géographique du Gros-de-Vaud 58
2. Structures de Chavornay 63
3. Cuvette de Bercher; Mentue d'Ogens et de Bioley-Magnoux 68
4. Mentue et graviers de Sottens 71
5. Profil longitudinal de la cuvette de Bercher 75
6. Graviers de la basse Mentue 77
7. Diagrammes des indices d'émoussé 80
8. Stratification des graviers de la Tuilière 81
9. Bloc isolé. Gravière de la Tuilière 82
10. Déformation des graviers de la Tuilière 83
11. Plis de poussée. Gravière du Lombrax 84
12. Le Buron 87
13. Le Talent au coude de Bretigny 91
14. Le Talent au coude de Poliez-le-Grand 92
15. Drumlins de Bettens et graviers de Bioley-Orjulaz 95
16. Couloir de Cheseaux 99
17. Buttes molassiques de Thierrens 101
18. Fissuration de la molasse et réseau hydrographique 108

Planche: Vue cavalière du Gros-de-Vaud (voir page 72)

TABLE DES MATIÈRES

1. GÉNÉRALITÉS 57
1.1. *Travaux antérieurs* 58
1.2. *Nouvelles observations* 59
1.3. *Stratigraphie* 60
1.4. *Tectonique* 61

2. HIÉRARCHIE DES FORMES 63
2.1. *Le glacis molassique* 64
2.2. *Le versant du Gros-de-Vaud* 64
2.3. *Les lignes directrices du relief* 64
2.4. *Le relief des interfluves* 66
2.5. *Le relief fluvial* 66

3. LE BASSIN DE LA MENTUE 66
3.1. *La cuvette de Bercher* 67
3.2. *La Mentue et ses affluents* 69
3.2.1. *La Mentue de Sottens* 69
3.2.2. *La Mentue d'Ogens* 70
3.2.3. *Le Sauteruz et la Mentue de Bioley-Magnoux* 72
3.3. *La gorge de Donneloye* 73
3.4. *Les terrasses de la Mentue* 74
3.5. *Reprise de l'érosion fluviale* 75
3.6. *Conclusions relatives à la Mentue* 76

4. LES GRAVIERS DE LA BASSE MENTUE 76
4.1. *Les graviers supérieurs à 550 m* 78
4.2. *Les graviers de Donneloye* 78
4.3. *Les graviers de la Tuilière* 79
4.3.1. *Déformations* 83
4.4. *Les graviers inférieurs* 84
4.5. *Conclusions* 84

5. LE BURON 85
5.1. *Le replat d'Essertines* 85
5.2. *Le sillon de Valeyres* 85
5.3. *La surface d'Epautheyres* 86
5.4. *Le chenal du Buron* 88
5.5. *Conclusions* 89

6. LE TALENT 89
6.1. *Le Talent du Jorat* 89
6.2. *Le Talent de Bretigny* 90
6.3. *Le Talent d'Echallens* 93
6.4. *La cluse de Goumoens-le-Jux* 94
6.5. *Les drumlins de Bettens et les graviers de Bioley-Orjulaz* 95
6.6. *Conclusions* 96

7. LE MODELÉ GLACIAIRE 97
7.1. *Relief des interfluves* 98
7.1.1. *Le couloir de Cheseaux* 98
7.1.2. *Buttes et cuestas* 100
7.1.3. *Conclusions* 101
7.2. *Modelé glaciaire et hydrographie* 102
7.3. *Les dépôts morainiques* 103
7.4. *L'ablation glaciaire* 104
7.5. *Comparaison avec les régions voisines* 105

8. TECTONIQUE ET MORPHOLOGIE 105
8.1. *Tectonique récente* 105
8.2. *Fissuration et réseau hydrographique* 107

9. CONCLUSIONS GÉNÉRALES 109

10. BIBLIOGRAPHIE 111

11. RÉSUMÉS 113

Rédaction: Mlle Suzanne Meylan, Treyblanc 6, 1006 Lausanne
Imprimerie Héliographia S.A., Tivoli 2, 1007 Lausanne