

Val-de-Travers : géologie et évolution morphologique

Jean-Paul Schaer, Charles Robert-Charrue, Martin Burkhard †

Généralités

Le terme de Val-de-Travers renvoie à plusieurs concepts couvrant des territoires plus ou moins étendus. Dans le sens le plus restreint, c'est avant tout la vallée relativement étroite et assez encaissée qui, de Buttes et Saint-Sulpice, s'étend jusqu'au Crêt de l'Anneau (ci-contre), éventuellement jusqu'à Noiraigue; on y ajoute les pentes boisées qui en limitent l'horizon.

Le Val-de-Travers, c'est aussi un district administratif regroupant onze communes neuchâteloises placées le long du cours de l'Areuse et de ses affluents auquel il faut adjoindre la partie suisse de la vallée des Verrières.

Les considérations géologiques et morphologiques qui suivent s'inspirent de ces deux acceptions en les adaptant aux besoins des sujets traités. Notre propos se rapporte en priorité au fond de la vallée où coule l'Areuse de Saint-Sulpice à l'amont jusqu'à Noiraigue. Les terres des régions élevées, que drainent une suite d'affluents que l'on suit jusqu'aux crêtes, permettent de situer tant bien que mal les limites des vallées et des régions avoisinantes.

Morphologiquement, le district du Val-de-Travers se confond presque parfaitement avec le bassin supérieur de l'Areuse situé en amont de Noiraigue. La région des Verrières en représente un cas limite puisqu'elle envoie ses eaux de surface en direction du Doubs alors que ses eaux d'infiltration alimentent la source de la Doux. Au-delà de Buttes, les régions de La Côte-aux-Fées, et surtout celle de L'Auberson, s'écartent de la vallée, tant sur le plan administratif que morphologique.

Situé au niveau de la bordure interne de l'arc du Jura, le Val-de-Travers est séparé du bassin molassique par la zone anticlinale soulevée s'étendant du Creux du Van au Chasseron (fig. 1). Dans sa partie médiane, il se confond avec la zone synclinale du même nom, mais présente à ses deux extrémités des relations complexes entre morphologie et structure.

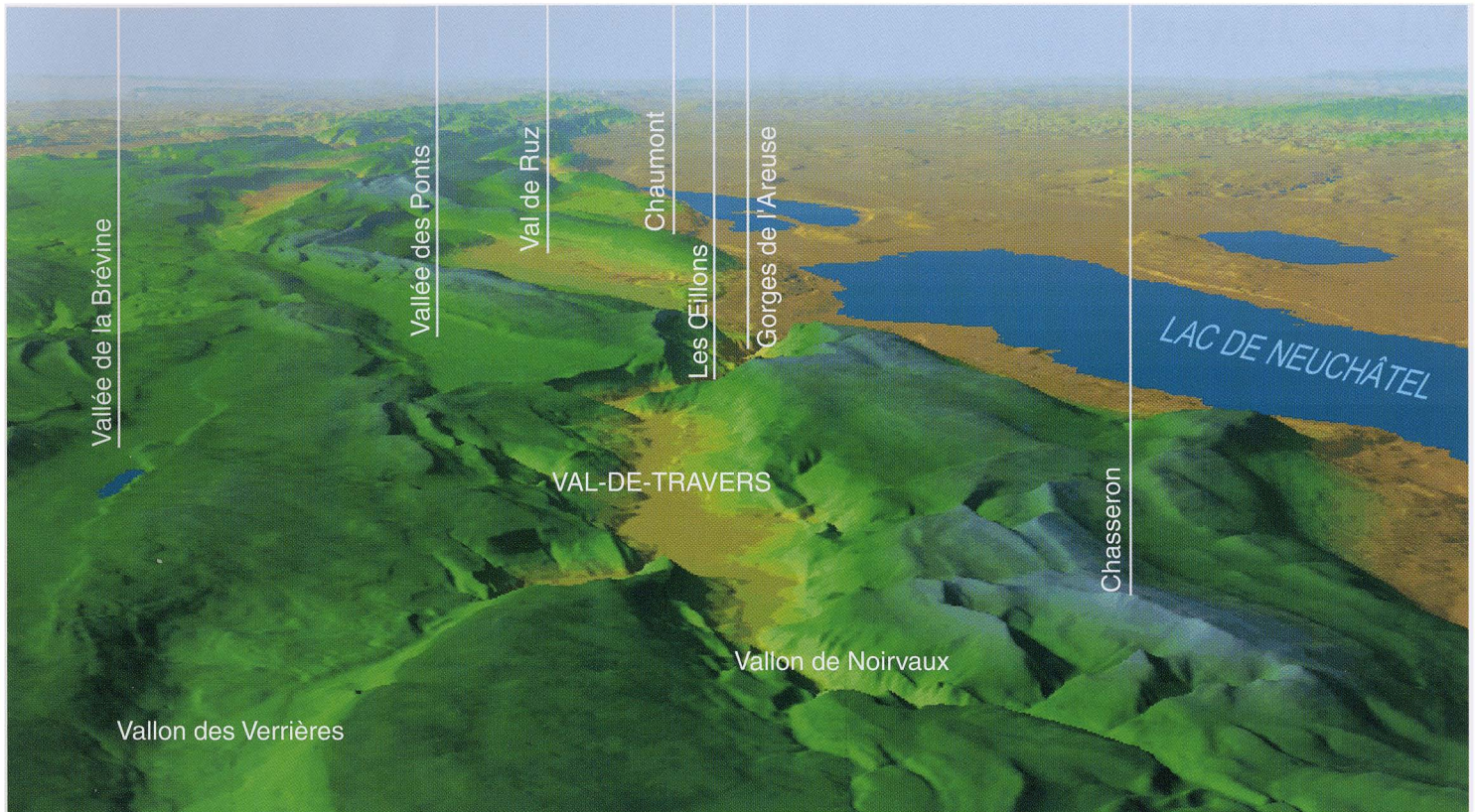
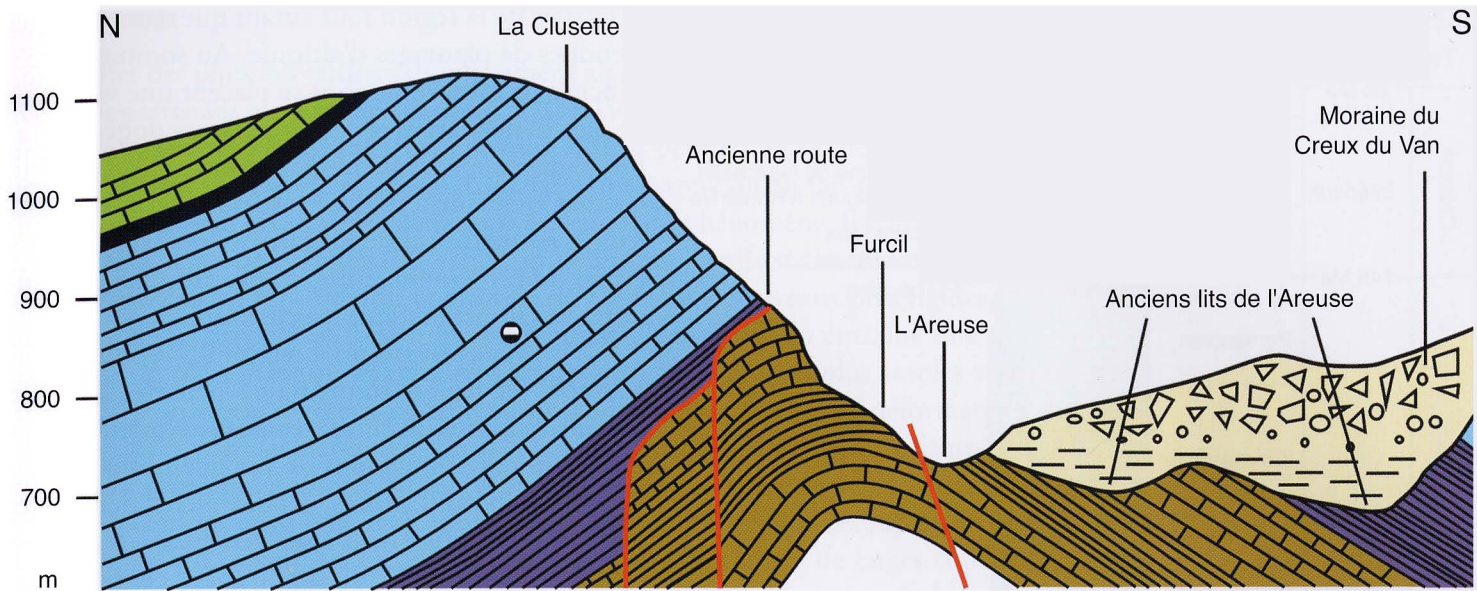


Fig. 1. La région du Val-de-Travers vue d'une altitude de 7200 m en direction ENE. Image créée à partir de l'Atlas de la Suisse – interactif MNT25 © Office fédéral de topographie.

Le Val-de-Travers se distingue par son fond étonnamment plat et sa très faible pente, à peine 1‰, soit les 11 m de dénivellation mesurés entre Noiraigue à l'aval (725 m) et Fleurier à l'amont (736 m), pourtant distants de 12 km. Si, de Buttes au Crêt de l'Anneau, la vallée est parfaitement placée dans l'auge synclinale, la région de Noiraigue et le cirque de Saint-Sulpice sont par contre, l'un comme l'autre, excavés au-delà d'une demi-cluse jusqu'au cœur de l'anticlinal qui borde le flanc nord-ouest de la vallée.

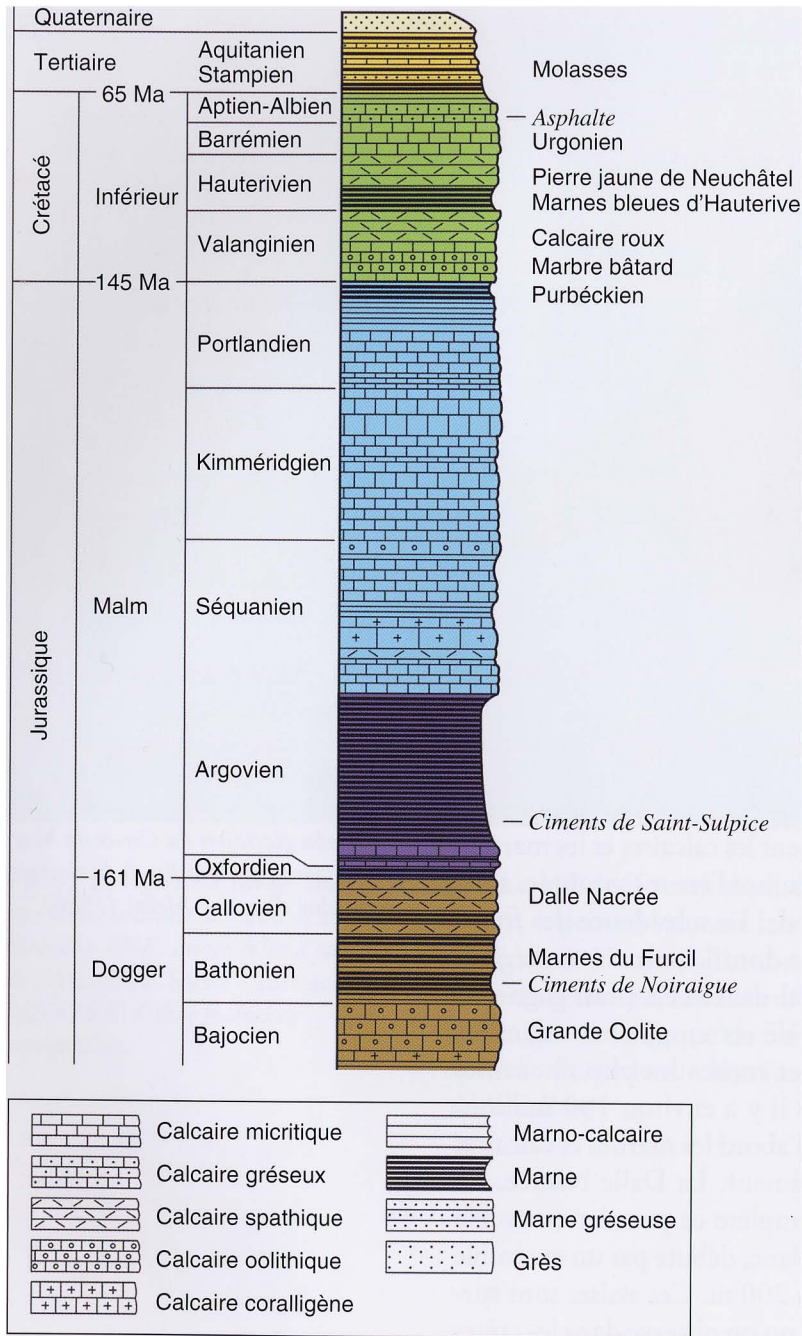


Roches et structures

Les roches : mémoire de l'histoire de la région

Comme dans le reste du Jura, la structure profonde du Val-de-Travers est formée par une couverture de roches sédimentaires plissées où dominent les calcaires et les marnes. Celles-ci se sont formées de 245 à 65 millions d'années, durant l'ère mésozoïque, alors que la région était recouverte par une mer épicontinentale. La subsidence des fonds marins a permis l'accumulation d'une pile sédimentaire dont l'épaisseur est légèrement supérieure à 1 km. Tout voyageur qui quitte le Val-de-Travers pour gagner le vignoble neuchâtelois peut observer une grande partie de cet empilement dans les roches de la Clusette (fig. 2). A la base de la coupe, les roches les plus anciennes sont des calcaires massifs gris-brun, coralligènes formés il y a environ 180 millions d'années (fig. 3). Les 140 mètres suivants comprennent d'abord les marnes et calcaires du Furcil qui furent exploités pour la production de ciment. La Dalle Nacrée, un calcaire brunâtre où abondent des débris de fossiles, complète ce premier ensemble nommé Dogger ou Jura brun. Au-delà, le Malm ou Jura blanc, débute par un ensemble essentiellement marneux et imperméable, épais de 150 à 200 m. Ces assises sont surmontées par près de 600 m de calcaires, souvent massifs, qu'on observe dans les crêtes

Fig. 2. Sur la gauche de la figure, l'éperon de la Clusette présente l'étagement des assises calcaires et marneuses du Jura neuchâtelois. Sur la droite, au-delà de l'Areuse, les dépôts glaciaires du Creux du Van recouvrent d'anciens lits de la rivière. Redessiné d'après J. Meia¹ (1986).



et falaises de la région tout autant que dans de larges étendues de pâturages d'altitude. Au sommet de ces couches de calcaires marins se placent une vingtaine de mètres de marnes et calcaires d'eaux douces nommés Purbeckien. Ils assurent le passage aux roches du Crétacé qui sont à nouveau marines avec des alternances de marnes et de calcaires. C'est dans la partie élevée de cet ensemble que se placent, dans les calcaires, les imprégnations d'asphalte.

A la fin des temps du Crétacé, il y a 65 millions d'années, la région connaît une période d'érosion continentale sous un climat tropical, permettant localement des accumulations de fer sidérolitique. Vers 25 à 20 millions d'années, des sédiments détritiques de type molassique, mais assez peu épais, recouvrent l'ensemble de la région. Ils sont d'abord continentaux (vaste plaine alluviale) puis marins. Après ces événements, vers 10 millions d'années, l'ensemble de ces assises se plisse pour former la chaîne du Jura.

Après cette époque encore lointaine, la région n'a livré que peu d'indices permettant d'en dresser l'évolution. En s'appuyant sur des données acquises ailleurs, on sait que le climat s'est progressivement dégradé. D'anciennes périodes glaciaires ont probablement affecté les régions du Jura depuis plus d'un million d'années. Seule la dernière d'entre elles a laissé des traces suffisantes pour permettre une analyse un peu détaillée.

Fig. 3. Suite des assises sédimentaires de la région du Val-de-Travers, leur nomenclature géologique, leur caractère pétrographique et l'âge de leur formation.

Le plissement

Sous l'effet des poussées tardives du plissement alpin, les niveaux de sel gemme et de gypse (appartenant au système triasique, 270 à 190 millions d'années), qui existent près de la base de la pile sédimentaire couvrant le Jura, permettent à celle-ci de se désolidariser de son socle et de se plisser. L'image d'une nappe qu'on fait glisser sur une surface assez lisse donne une première approximation du phénomène. Il y a lieu cependant de faire ressortir quelques différences importantes. La pile sédimentaire soumise à la déformation est un ensemble composite où alternent des niveaux plus rigides, les calcaires, et des niveaux plus ductiles, les marnes. Cette situation entraîne une disharmonie du plissement où les calcaires forment les enveloppes les plus amples entre lesquelles les niveaux marneux s'adaptent localement en subissant des déformations plus marquées. Cette situation est illustrée par la large voûte du cirque de Saint-Sulpice sous laquelle des plis serrés s'observent localement au-dessus du viaduc de la voie ferrée. Soulignons aussi que de nombreuses et profondes cassures découpent la pile sédimentaire, en isolant des secteurs étendus, formant des sortes de larges copeaux autonomes partiellement indépendants. Ceux-ci, à la faveur de cassures faiblement inclinées jouant le rôle de rampes conjuguées, se chevauchent et s'élèvent pour former les reliefs dominant de la région. L'image de ce débitage en grand de la couverture apparaît sur les cartes structurales et les profils (fig. 4 et 5). Il se retrouve à toutes les échelles. Le plissement des niveaux calcaires est en fait plus un découpage des assises en de multiples morceaux séparés par des cassures, permettant des déplacements le plus souvent limités mais qui peuvent être localement importants (failles, décrochements, chevauchements). Lors du plissement, les ajustements spatiaux limités permettent aux assises de garder une apparence de continuité.

L'érosion qui s'exerce sur le paysage durant le plissement et jusqu'à nos jours opère avec une intensité maximale sur les hauteurs (plus de précipitations, sol moins épais, végétation plus pauvre) alors que les zones basses sont relativement protégées par leur couverture passagère d'alluvions et de sols protecteurs.

Les grands traits structuraux

Du point de vue structural, la région avoisinant le Val-de-Travers est marquée par deux zones soulevées (au sud la chaîne du lac, au nord l'anticlinal de Solmon et ses dépendances) qui enserrent le synclinal du Val-de-Travers (fig. 6 et p. 185). Ces structures présentent une orientation longitudinale ouest sud-ouest – est nord-est, ici parallèle à l'allure générale du Jura.

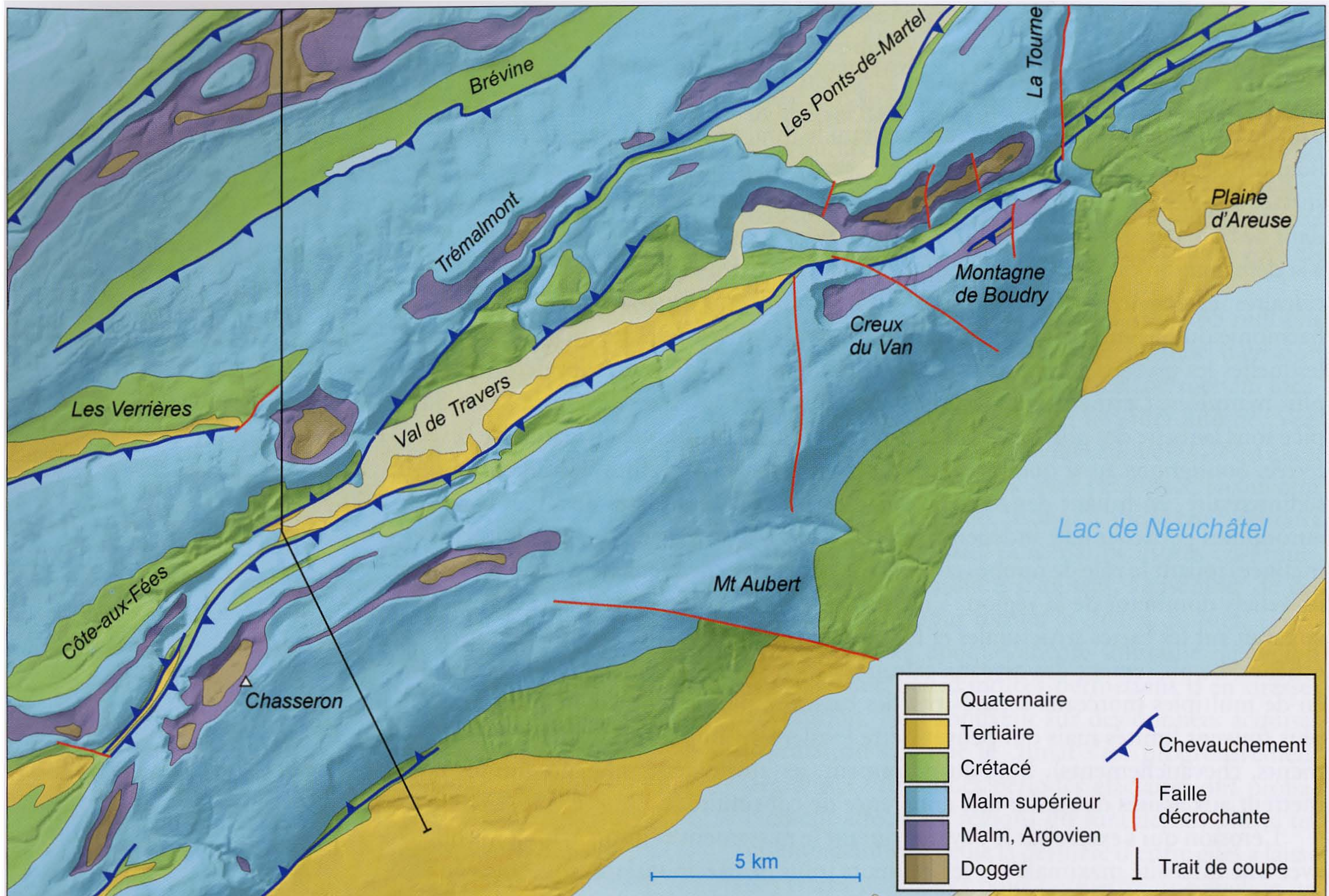
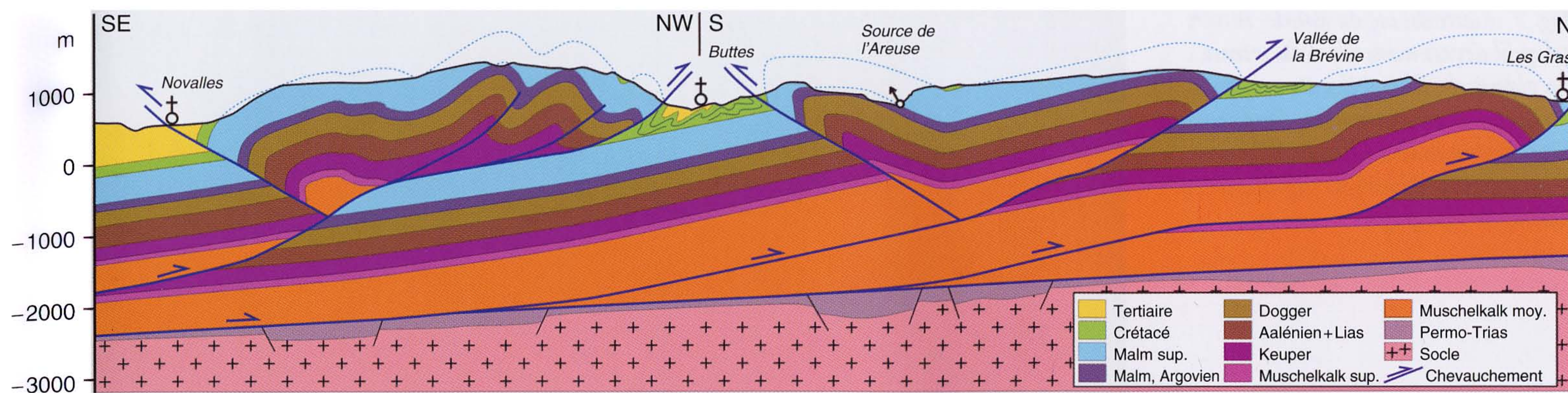


Fig. 4. Carte géologique structurale de la région du Val-de-Travers et environs. Dessinée sur le fond topographique de l'Atlas de la Suisse – interactif MNT25 © Office fédéral de topographie.

La chaîne du lac est un ensemble anticlinal, poussé au nord nord-ouest et soulevé à la faveur d'une rampe profonde qui suit le flanc sud du Val-de-Travers. Il est marqué par une suite de plis internes que soulignent l'alignement des affleurements du Dogger (Creux du Van, La Vaux, La Dénériaz) ainsi que ceux du Crétacé bordant son flanc nord.

La zone synclinale, large de près de 3 km au niveau de Travers, de plus de 2 km vers Môtiers – Boveresse, se trouve fortement réduite aux Ceillons par l'avancée du coin chevauchant du Creux du Van, ainsi qu'à Buttes où il se divise en deux segments,



l'un allant former le synclinal de La Côte-aux-Fées, l'autre conduisant à la zone synclinale de L'Auberson par le vallon de Noirvaux.

Sur le flanc nord de la vallée, la structure est assez complexe. Au sud de la vallée de La Brévine, une large zone anticlinale de Malm, relativement simple, présente sur son flanc sud une suite de boutonnières d'Argovien et de Dogger allant de Trémalmont aux Sagnettes et à Saint-Sulpice. C'est un panneau soulevé par deux rampes conjuguées dont le chevauchement méridional se suit de Fleurier à la vallée des Ponts. Au sud de ce trait majeur, entre Boveresse et l'extrémité nord-ouest de la vallée des Ponts, se situe une légère voûte anticlinale qui, par son plongement à l'ouest, est d'abord crétacée puis jurassique. Au nord de Couvet, elle est marquée par de nombreux replis dans le Crétacé. Plus au sud-est, la région comprise entre la vallée des Ponts et le Val-de-Travers est marquée à l'est par l'extrémité occidentale de la zone anticlinale La Tourne – Solmon – Noiraigue – Rosières. A l'est, cette structure présente une orientation est nord-est, parallèle aux plis régionaux majeurs mais, en allant vers l'ouest, elle s'infléchit vers le nord et assure ainsi la fermeture méridionale de la vallée des Ponts.

Le glacier et le lac du Val-de-Travers

Il y a quelque 20000 ans, à l'époque de l'extension maximale de la dernière glaciation, le glacier du Rhône recouvrait le bassin du Léman en venant s'appuyer contre la première chaîne du Jura, d'où l'une de ses branches se dirigeait jusqu'à Soleure. Dans la région de Neuchâtel, sa surface, proche de 1100 m, permettait à la glace de s'écouler vers la zone basse que représentait le Val-de-Travers. Là, la couche de débris laissés par cette masse chargée de blocs s'abaissait graduellement en direction du fond de la

Fig. 5. Coupe géologique entre le lac de Neuchâtel (Novalles près Grandson) et la frontière française (Les Gras). La trace du profil est reportée sur la fig. 4. Cette coupe interprétative illustre la proposition visant à considérer la couverture sédimentaire du Jura comme étant décollée du socle à la faveur des niveaux évaporitiques triasiques. Sous le Val-de-Travers, en zone synclinale, la série est continue sans redoublement majeur. De part et d'autre de la vallée, des structures anticlinales sont soulevées par des chevauchements sur rampe apportant le redoublement des séries sédimentaires.

Fig. 6. Vue de la terminaison aval de la vallée synclinale du Val-de-Travers. Le synclinal quitte le fond de la vallée pour s'élever jusqu'aux Cèillons Dessus en suivant la zone non boisée qui forme l'horizon au centre de la photo qui représente la terminaison orientale du synclinal du Val-de-Travers. Au-delà, après la demi-cluse du Crêt de l'Anneau, la vallée et la rivière passent au cœur de l'anticlinal de Solmon jusqu'au début des gorges de l'Areuse. Vue prise depuis les hauteurs au nord de Travers.



Fig. 7. Carte du lac du Val-de-Travers tel qu'il devait exister lors du retrait du glacier du Rhône il y a quelque 15 000 ans. Dessinée sur le fond topographique de l'Atlas de la Suisse – interactif MNT25 © Office fédéral de topographie.



vallée où elle ne dépassait pas 920 à 930 m au Haut de la Tour sur la route Fleurier – Les Verrières. Aux altitudes supérieures, les blocs et galets d'origine alpine disparaissent presque complètement. On observe pourtant, de-ci de-là, surtout dans les murs de pierre sèche bordant les champs, des galets de quartzite, bien arrondis, facilement reconnaissables à leur patine rousse, des roches cristallines provenant du domaine pennique (Valais méridional) et parfois des granites. Le plus souvent, le volume de ces matériaux exotiques reste modeste, dépassant rarement le m³. Au nord des Verrières, on en rencontre jusqu'à 1230 m. Dans la région située à l'ouest du Creux du Van, ils ont été signalés à 1300 m, à 1400 m au Mont d'Amin. Dans le Jura neuchâtelois, ces traces semblent bien marquer l'altitude supérieure atteinte par les glaciers lors de la glaciation majeure des temps quaternaires.

Au maximum de la dernière période glaciaire, les conditions climatiques qui existaient dans les parties élevées du Jura furent suffisamment froides pour qu'il s'y développe des glaciers locaux. Dans le secteur du Val-de-Travers, celui occupant le cirque du Creux du Van a laissé des traces certaines. Il en est de même dans la partie ouest du cirque de Saint-Sulpice (fig. 22), ainsi qu'aux Verrières et aux Bayards. Ces appa-



Fig. 8. Dépôt de graviers dans l'ancien delta du Buttes à l'amont de Buttes. Stratification inclinée surmontée par un niveau à stratification horizontale. (Photo C. E. Wegmann, vers 1955)

reils et ceux qui occupaient certainement les reliefs élevés avoisinants ne semblent pas avoir été suffisamment nourris pour apporter une alimentation substantielle à la langue glaciaire du fond de la vallée. Lors de la phase de retrait du glacier du Rhône, sa surface s'est abaissée, réduisant ainsi les apports de glace et de blocs en direction du Val-de-Travers, qui finirent par cesser complètement. Avec l'amélioration du climat, les eaux de fonte de la région du Val-de-Travers sont d'abord retenues par le glacier du Rhône puis par le bouchon de sédiments et de glace s'écoulant du Creux du Van. A l'amont de ce barrage se forme un lac de plus de 16 km de long (fig. 7), parfois large de 2 km et profond de plus de 150 m dans la région de Noiraigue. Il se maintient assez longtemps à l'altitude de 800 m pour permettre d'édifier à ce niveau des deltas, à Buttes (fig. 8) et à Couvet surtout. Les sédiments qui tapissent le fond du lac comblent l'ancienne vallée fluviale; ils ont une épaisseur de 70 m dans la région de Noiraigue.

A l'aval de Noiraigue, l'érosion entretenue par l'Areuse sur le barrage de retenue provoque un abaissement plus ou moins graduel du niveau du lac. A Buttes, quelques terrasses, malheureusement pas très nettes, indiquent de possibles périodes de stabi-

Fig. 9. Le cours lent de l'Areuse à l'amont de Noiraigue. La rivière recoupe des dépôts de craies lacustres vieux de quelque 5000 ans. Ces derniers vestiges du lac du Val-de-Travers sont visibles dans les berges. A l'arrière-plan, l'éperon de la Clusette.



lisation à des altitudes de 775 m et 750 m. Finalement et insensiblement, la baisse du niveau du lac, associée aux apports de sédiments des rivières et torrents, transforme l'étendue d'eau en une plaine alluviale. C'est dans la zone amont que cette évolution est la plus rapide à la faveur des volumineux apports détritiques du Buttes. L'Areuse, avec son important débit en périodes de hautes eaux, étale sur l'ensemble de la vallée les sédiments – graviers, sables, boues – apportés par les cours d'eau. A Couvet et au Crêt de l'Anneau, ces matériaux, provenant respectivement du Sucre et de la région des Œillons, conduisent, dans le stade ultime de l'évolution postglaciaire du lac, à diviser celui-ci en trois segments partiellement indépendants. Celui de l'amont est comblé le premier. Les dépôts de craies lacustres qui tapissent le fond de la vallée entre le Crêt de l'Anneau et Noiraigue et s'observent sur les berges de l'Areuse attestent, d'après des données palynologiques, qu'un lac peu profond était encore présent dans cette partie de la vallée, il y a quelque 5000 ans.

Morphologie et érosion

La suite de plis plus ou moins parallèles, relativement étroits (quelques km de large) mais pouvant souvent se suivre sur de grandes distances, domine le paysage du Jura. Dans le Val-de-Travers, comme ailleurs dans la chaîne, cet ordonnancement reste encore bien visible mais est perturbé par l'érosion dont les effets conduisent à la diversité morphologique actuelle. Le paysage évolue de façon quasi permanente sous l'action conjuguée de la lente mais implacable dissolution des roches, de l'exportation des matériaux détritiques par les cours d'eau, tout autant que par les à-coups de catastrophes que sont les éboulements, glissements de terrain ou inondations.

Dissolution des calcaires

La calcite CaCO_3 , le minéral dont sont constitués les calcaires, est légèrement soluble dans l'eau surtout si celle-ci est enrichie de gaz carbonique et d'acides humiques qu'elle prélève dans les sols. Ainsi, sous l'effet des précipitations, du calcaire est régulièrement mis en solution et entraîné au loin par les rivières. Les bilans présentés par plusieurs chercheurs ayant travaillé dans le bassin de l'Areuse montrent que les eaux de pluie contribuent à une ablation moyenne voisine de 0,1 mm de calcaire par année. C'est en surface que se fait le gros du prélèvement, imperceptible à l'observateur, mais qui, à l'échelle des temps géologiques, modifie lentement le paysage en entraînant un abaissement moyen de la surface de 100 m par million d'années. Cette dissolution se marque par les lapiez, l'élargissement des fentes entre les blocs (fig. 10), la formation de dolines. Au-delà de la surface, les eaux d'infiltration gardent un pouvoir de dissolution qui favorise l'élargissement des conduits profonds. Les grottes représentent de telles zones d'écoulement, actuellement partiellement abandonnées. Impressionnantes, leur volume est cependant négligeable par rapport à l'ensemble de la masse rocheuse qu'elles traversent.

Avec un débit moyen de 12,6 m³/s aux Moyats et des teneurs en carbonates de 218 mg/l, l'Areuse exporte 89 000 tonnes de calcaire par année. Si l'on retranche les apports de la vallée de La Brévine et des Ponts, couvrant à peu près la moitié de la surface de drainage de cette rivière, on peut estimer que le Val-de-Travers abandonne par dissolution environ 45 000 tonnes de calcaire par an, soit environ 5 tonnes par heure (environ 2 m³).



Fig. 10. Lapiez, figures de dissolution et de corrosion dans les calcaires massifs de la région du Creux du Van.

Détritisme

En période de crues surtout, rivières et torrents emportent vers les zones basses du paysage argiles, sables et graviers que l'altération et la dissolution ont dégagés. En région de montagnes calcaires comme le Val-de-Travers, les sables, graviers et blocs charriés par les rivières et les torrents sont presque exclusivement calcaires. Dégagés par le gel, la corrosion et la désagrégation, des blocs finissent par se trouver en position de déséquilibre sur les pentes avant qu'ils ne gagnent le fond des ravins et des cours d'eau. A ce niveau surtout, mais avant déjà, les chocs qu'ils subissent conduisent à leur émiettement partiel et à la production de graviers et de sables. La dissolution de la roche ne laisse qu'un très faible volume de résidus. Il est essentiellement formé d'argiles dont la plus grande partie provient des niveaux marneux. Dans les importants deltas du Sucre et du Buttes, les galets d'origine alpine sont peu fréquents (de 2 à 5% seulement). Cette situation souligne l'importance de l'érosion locale à la fin de la dernière période glaciaire. Celle-ci est alors favorisée par des sols peu épais et une couverture végétale réduite.

De nos jours, des événements exceptionnels illustrent du reste le pouvoir de transport des petits cours d'eau qui paraissent normalement bien paisibles et peu efficaces. Michel Monbaron² a étudié les conséquences d'une trombe d'eau qui s'est abattue le 24 juillet 1972 en fin de journée sur la région Mont de Couvet – Trémalmont. En une heure environ, plus de 10 cm de pluie sont tombés, causant d'importants dégâts matériels à Couvet. A la Combe de la Mosse, entre Couvet et Travers, le lit du torrent, normalement à sec, a connu ce jour-là des débits de 7 à 8 m³/s avec de probables pointes avoisinant 20 m³/s. Environ 6300 m³ de matériaux meubles furent alors arrachés et transportés depuis le lit du torrent pour aller s'étaler dans la zone du cône de déjection que ce torrent avait édifié dans l'ancien lac du Val-de-Travers. Presque tous les matériaux déplacés provenaient du lit même du torrent (avec des affouillements locaux supérieurs à 10 m) et de ses abords immédiats où ils avaient été apportés antérieurement par des événements plus modestes, dont ceux des fortes précipitations de 1915 et 1958. Après la catastrophe, en très peu de temps, le chenal d'érosion creusé lors de cet événement a été comblé par de petits éboulements des berges et par les éboulis de pente. On admet que dans un délai de moins d'un millénaire un événement aussi exceptionnel que celui de 1972 risque de se produire à nouveau.

Eboulis, éboulements et glissements

En pays montagneux, la morphologie locale est dépendante de la stabilité des versants face aux sollicitations de la gravité. Disloqués, fracturés par la tectonique et le gel, de nombreux blocs rocheux de tailles diverses, placés sur les pentes, se trouvent dans des positions instables. De faibles perturbations, le pas d'un promeneur, la décomposition ou la croissance d'une racine sont capables d'entraîner leur déplacement. Celui-ci est le plus souvent modeste mais peut conduire à des chutes libres où le fragment dévale la pente pour finalement s'arrêter au niveau d'un replat, ou d'un autre accident. Il rejoint là d'autres fragments. Ensemble, ils peuvent former un voile continu d'éboulis s'étendant de la zone de replat aval jusqu'à la falaise dont ils se sont détachés. Ces zones peu stables, très fréquentes dans le Jura, peuvent prendre une grande extension, surtout si aucun système d'évacuation (torrent ou rivière) ne se trouve actif à leur pied. On les rencontre surtout sous les falaises du Jurassique supérieur du flanc sud de la vallée, sous celles du cirque de Saint-Sulpice et de la Côte de Rosières.

Les éboulements sont représentés par la chute soudaine d'une masse importante, donnant ainsi à ce phénomène un caractère catastrophique. Les alternances d'assises



Fig. 11. Blocs éboulés provenant des falaises calcaires du Jurassique supérieur, au lieu dit «le Chalet des Roches Eboulées». A l'arrière-plan, le Chasseron.

massives avec d'autres plus meubles ou plus facilement altérables, de même que le fort redressement des couches, accentuent ce type de phénomène. Situés légèrement au-delà de la frontière cantonale, les énormes blocs du Chalet des Roches Eboulées (fig. 11), dans la partie amont de la Dénériaz, évoquent parfaitement ce phénomène. Détachés des gros bancs calcaires, formant plus à l'ouest les falaises conduisant au Chasseron, ils évoquent le destin que pourraient connaître certaines parties de ce sommet. A notre connaissance, on ne dispose d'aucune information permettant de dater ce phénomène.

Un éboulement spectaculaire, rapporté par J.-J. Rousseau, s'est produit en 1761 au nord de Travers, au lieu dit Vers Chez-le-Bois. Après une nuit d'orage, une masse importante de matériaux, graviers, gros blocs et arbres déracinés, s'est déplacée et est venue envahir des prés cultivés situés en contrebas. Partie brusquement du pied d'une falaise, cette masse évoque à la fois un éboulement par le déplacement de gros blocs arrachés à la roche en place et un glissement par la masse de terre et de matériaux meubles entraînés.

A la sortie de Fleurier en direction de Buttes, sur la rive droite de la vallée, sous Sassel, un important placage assez fissuré de calcaires du Jurassique supérieur, de quelque 500 m de long sur 200 m de large, surmonte, en position faiblement inclinée parallèlement à la pente, les assises de la molasse (fig. 22). Les recherches de Schardt l'ont conduit à rattacher cette masse à un pan rocheux qui se serait détaché des assises

Fig. 12. Glissement de terrain à Travers en avril 2006, entre les Crosats-Dessous et la Prise-Grezet. Glissement des dépôts quaternaires sur les niveaux molassiques argileux. (Photo Martin Burkhard)



verticales de la Forêt de Sassel – Chapeau de Napoléon. Déstabilisées durant le Quaternaire, ces roches, peut-être soutenues par le glacier qui s'appuyait contre elles, ont finalement glissé en bloc lorsque cet appui passager a disparu. Comme la masse a gardé une cohérence, on doit admettre que son déplacement fut graduel. On se trouve ici à nouveau dans une situation mixte entre un réel éboulement et un glissement, plus près de ce dernier phénomène. La position aberrante de cette masse calcaire qui surmonte les assises molassiques trouve peut-être son explication dans le détachement de ce panneau rocheux à l'époque du plissement du Jura. De tels phénomènes ont été décrits dans d'autres parties du Jura et ont reçu le nom de décoiffement.

Dans l'évolution des versants, les glissements regroupent les déplacements en masse de matériaux qui, en gardant une partielle cohérence, se déplacent à la faveur d'une ou de plusieurs surfaces de glissement. L'eau joue un rôle essentiel dans ce phénomène, moins par l'humidification et la lubrification de la surface de glissement que par l'augmentation de la pression de l'eau. Les niveaux argileux et marneux, surtout lorsqu'ils sont associés à des niveaux riches en eau comme les grès ou les sables, favorisent ces manifestations. Au Val-de-Travers, ils ont été fréquents, principalement sur le versant sud où les dépôts quaternaires, glaciaires et lacustres surmontent les assises de la molasse. C'est souvent à la faveur de glissements que cette dernière est mise à nu, comme en 1923 au Pré Monsieur, entre Fleurier et Môtiers, et à celui tout



Fig. 13. Placés en bordure du remplissage alluvionnaire de l'Areuse, plusieurs immeubles importants de Travers, situés sur le côté sud de la route cantonale, penchent plus ou moins en direction de la vallée.

récent situé au sud de Travers (fig. 12). La mauvaise stabilité des versants, et leur tendance aux glissements, affectent également les zones où affleurent les marnes argoviennes de la région des Sagnettes où les pentes sont marquées par de fréquents bourrelets actifs ou stabilisés. En 1956, le dégagement d'un talus pour élargir la route cantonale au pied de la côte de Rosières, à l'ouest de l'embranchement de Noiraigue, a entraîné un important glissement conduisant à l'obstruction de la route, au déplacement de la voie ferrée et se faisant sentir jusqu'au niveau de l'Areuse.

En venant de Noiraigue, le voyageur qui entre dans la localité de Travers constate que, sur sa gauche, plusieurs maisons anciennes penchent légèrement (fig. 13). A ce jour, à notre connaissance, aucune étude sérieuse n'a abordé ce problème. Tout porte à penser qu'un tassement affecte les terrains de la rive gauche de l'Areuse, en relation probable avec des modifications naturelles ou artificielles du drainage.

Hydrologie

Les grands systèmes de drainage du Jura (Ain, Loue, Doubs et Birse) partent tous de l'intérieur de la chaîne, presque de sa bordure interne et, de là, se dirigent vers la zone externe en direction du Rhin et de la Bresse. Très peu de rivières évacuent leurs eaux en direction du bassin molassique. L'Areuse, par son débit et l'étendue de son bassin, est le plus important système de ce type. Cette caractéristique n'est pas la seule particularité de ce bassin. Alors qu'en altitude on y observe tous les traits de l'écoulement et du stockage des eaux rencontrés en pays karstique, le fond de la vallée, où s'écoule l'Areuse, se présente sous la forme d'une assez importante nappe phréatique. Celle-ci est installée dans les dépôts clastiques hétérogènes quaternaires qui, en amont, reposent sur les niveaux relativement imperméables de la molasse, alors qu'en aval ils sont situés dans une vallée anticlinale. Cette situation générale nous engage à traiter les deux domaines de la région du Val-de-Travers de façon indépendante.

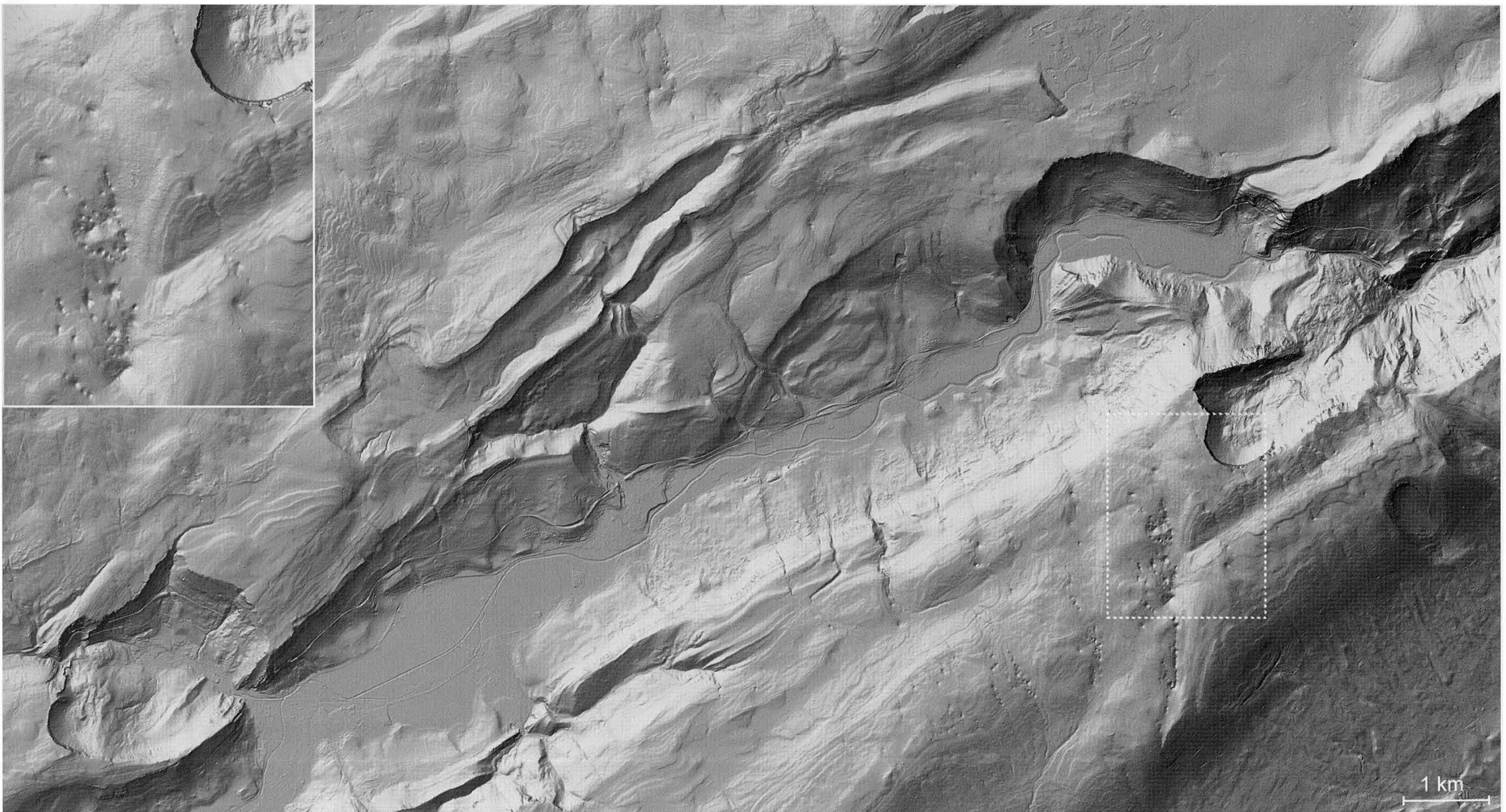
a) *L'hydrologie des zones élevées, le karst de surface*

De larges secteurs du Val-de-Travers sont fortement marqués par l'érosion karstique liée à la dissolution des roches calcaires avec formation de lapiez, dolines, emposieux, gouffres, grottes et bassins fermés. C'est dans les régions d'altitude, sur les larges voûtes du Jurassique supérieur, que les caractéristiques de cette morphologie sont le plus marquées, conduisant à des paysages cabossés, selon l'expression de D. Aubert (fig. 14). Ceux-ci sont présents tant sur le flanc nord de la vallée (Montagne de Buttes, du Mont de Couvet à l'extrémité de la vallée des Ponts) que dans la chaîne du lac. A l'ouest du



Fig. 14. Relief cabossé de la région du Creux du Van formé par la corrosion des calcaires massifs du Jurassique supérieur subhorizontal et le développement de dolines agissant comme drain local.

Fig. 15. Morphologie de surface de la région du Val-de-Travers. L'encadré souligne la disposition des dolines alignées parallèlement aux failles décrochantes locales dont l'influence semble marquer tout le drainage de la côte sud du Val-de-Travers.



Creux du Van, l'image lidar les y illustre avec une grande netteté (fig. 15). De multiples dolines sont alignées sur la grande cassure de direction nord-sud limitant à l'ouest le compartiment avancé du Creux du Van. D'autres dolines et l'amorce d'entailles d'érosion de même alignement marquent toute la zone s'étendant de part et d'autre de La Nouvelle Censière. Ces signes morphologiques affectent un large secteur du flanc sud du Val-de-Travers situé plus à l'ouest. De nombreux ravins (en morphologie jurassienne des ruz) d'orientation méridienne, dont les têtes sont également jalonnées par des dolines, recoupent les structures régionales. En direction du lac de Neuchâtel, ce modelé est bien moins marqué mais des alignements de dolines paraissent préparer la formation des futurs ruz.

La zone de drainage karstique du flanc nord du Val-de-Travers possède une extension bien supérieure à celle du drainage superficiel puisqu'elle englobe les vallées de La Brévine et des Ponts ainsi qu'une partie de la vallée des Verrières. Les précipitations tombées dans ces importants bassins fermés participent à l'alimentation des sources réparties sur le flanc nord du Val-de-Travers.

Les eaux qui pénètrent dans les calcaires s'infiltrent dans leur masse où elles tendent à occuper tous les espaces libres, ceux liés aux fractures tout autant que ceux des pores de la roche elle-même. Il se forme deux zones superposées. A la base, sur une certaine épaisseur au-dessus de l'imperméable, tous les espaces libres sont gorgés d'eau, c'est la zone saturée. Au-dessus et jusqu'en surface se place la zone non saturée, où l'air occupe une bonne partie de ces espaces. La hauteur de la zone saturée varie avec les précipitations qui tendent à relever son altitude alors que les écoulements aux sources contribuent à son abaissement.

b) *Les résurgences*

Le domaine karstique de la chaîne du lac possède deux exutoires principaux en direction du Val-de-Travers: les sources de La Raisse et de La Sourde, localisées respectivement au sud de Fleurier et de Môtiers. Toutes deux situées à 755 m d'altitude, elles sont associées à des grottes (fig. 18) et galeries étagées qui s'enfoncent dans la montagne avec une pente marquée. En relation assez étroite avec le chevauchement principal qui suit le flanc de la vallée, ces deux sources sont partiellement alimentées par des écoulements longitudinaux et présentent de fortes et rapides fluctuations de débit (de 0,03 à 5 m³/s pour La Raisse). Les zones synclinales bordant le flanc sud du Val-de-Travers possèdent leurs propres systèmes d'emménagement et de circulation avec des sources situées au niveau des formations calcaires (Valanginien et Hauterivien supérieur).



Fig. 16. Source de La Doux ou source de l'Areuse en crue en mars 2007.

A l'amont de Fleurier, d'autres sources karstiques importantes (sources des Raies, Longeigue et autres) sont les résurgences des régions situées de part et d'autre du Buttes (Les Dénériaz et La Côte-aux-Fées).

Deux importantes sources vaclusiennes marquent le flanc nord du Val-de-Travers: celles de la Noiraigue et de La Doux (source de l'Areuse, fig. 16), exutoires des bassins de la vallée des Ponts pour la première et de La Brévine et d'une partie de celui des Verrières pour l'autre. Ces sources ont fait l'objet d'études approfondies ayant permis de mieux saisir la complexité du karst liée à l'hétérogénéité des réseaux dans lesquels l'eau circule. A la fin du XIX^e siècle, des essais de coloration confirment que les eaux qui s'engouffrent dans les emposieux des vallées de La Brévine et des Ponts alimentent la source de l'Areuse et respectivement celle de la Noiraigue, des faits que soutenaient, depuis fort longtemps déjà, plusieurs chercheurs. Pour la source de l'Areuse, les données présentées par A. Burger (1959) montrent que la vitesse de déplacement des eaux colorées est indépendante de la distance à parcourir. Les eaux se déplacent avec des vitesses calculées qui varient au moins d'un facteur dix à l'intérieur d'un même bassin. Elles sont sensiblement différentes entre des localités, pouvant être assez proches (La Brévine, Les Taillères) et qu'on placerait volontiers le long d'un système d'écoulement commun.

Vitesses de déplacement des eaux souterraines (Burger, 1959)

Bassin de La Doux			
Emposieux	Distance jusqu'à la source en km	Durée du trajet en heures	Vitesse horaire en m
Lac des Taillères	6.4	299	21.4
La Brévine	8.6	189	45.5
Le Petit Cachot	13	66	197
Les Verrières	4.5	61	73.8
Bassin de la Noiraigue			
Le Voisinage	4	204	19.6
Les Ponts-de-Martel	4	157	25.5

Bien que la vitesse de déplacement de l'eau soit relativement lente, les sources répondent assez rapidement à l'augmentation des apports provenant du bassin. Au cours d'une expérience, celle de l'Areuse commence déjà à enfler cinq à six heures après avoir provoqué une augmentation du débit au niveau de l'emposieu du lac des Taillères. L'onde de crue, liée à l'augmentation de la pression dans le système, s'est donc déplacée vingt-cinq fois plus rapidement que l'écoulement de l'eau elle-même. A la Noiraigue, on a observé que le débit de la source augmente quinze heures après de fortes précipitations sur son bassin. Il faut seize heures pour que la source de l'Areuse présente les premiers signes de réaction.

Le débit annuel moyen de l'Areuse à sa source est de 4,82 m³/s, avec des variations allant de 0,2 à 0,3 m³/s en période de sécheresse prolongée et atteignant 40 m³/s, peut-être 100 m³/s lors de crues exceptionnelles. Ces écarts sont considérables puisqu'ils sont supérieurs à un facteur de cent. La charge dissoute et la température varient également dans le temps. Au point d'émergence d'une même source, ces deux derniers paramètres varient même en fonction des points de prélèvement pratiqués, soulignant ainsi des apports de différentes provenances.

Les eaux des sources du Jura sont en général assez fraîches, avoisinant 7°C à la source de l'Areuse. Il ne faut pas en conclure qu'elles proviennent des Alpes, comme l'auteur senior de ce texte l'entendait exprimer dans sa jeunesse. Sont également à rejeter les idées que le cheminement des eaux à l'intérieur de la montagne se fait par

l'intermédiaire de rivières comparables à celles qu'on observe en surface ou que des lacs étendus y sont présents. L'étendue de galeries de larges sections, surtout présentes dans le voisinage des résurgences anciennes et actuelles, est en fait limitée. Dans celles-ci, des secteurs noyés sont parfois présents, mais ni leur morphologie ni leur régime ne peuvent être assimilés à ceux d'un lac.

La nappe phréatique du fond de la vallée

L'ancienne vallée fluviale assez encaissée qui existait avant la dernière glaciation a été comblée par une accumulation de matériaux essentiellement détritiques qui, de Fleurier au Crêt de l'Anneau, reposent le plus souvent sur les assises imperméables de la molasse. Ce milieu très hétérogène, pratiquement partout saturé d'eau jusqu'à un niveau voisin de celui des cours d'eau superficiels de la plaine, constitue la nappe phréatique du Val-de-Travers. Elle est formée par des matériaux de granulométries fort différentes où dominent des graviers à l'amont et au niveau des cônes deltaïques latéraux, alors que des silts fins forment l'ensemble des volumes de l'aval et des bordures de la vallée. L'alimentation de cette nappe est assurée tant par l'Areuse et ses affluents que par des sous-écoulements de sources karstiques situées aux passages des demi-cluses et en bordure de la vallée ainsi que par les précipitations. Au niveau de Fleurier, Môtiers et Couvet, par des prélèvements pratiqués dans la nappe, celle-ci assure les besoins en eau des populations et des industries locales.

Le cours de l'Areuse dans la plaine alluviale du Val-de-Travers est influencé principalement par trois paramètres: les énormes variations de son débit, la faible pente de la vallée, la saturation des sédiments sur lesquels elle se déplace. Dans ces conditions, en dehors des interventions de l'homme, le lit de la rivière aura tendance à être situé légèrement au-dessus du niveau de la plaine, à former des méandres susceptibles de se déplacer, à connaître des changements de parcours et des débordements entraînant d'importantes inondations.

Dans le passé, les inondations étaient très fréquentes (fig. 17). A plusieurs reprises, des aménagements ponctuels ont cherché à maîtriser la rivière. Il fallait d'abord en faciliter le franchissement par des gués établis dans des sites peu profonds. Ils étaient empierreés et, ainsi rehaussés, devenaient des points d'écoulement difficiles. La construction de ponts, souvent placés là où la largeur du lit était déjà réduite, provoquait les mêmes risques d'étranglement. La rivière a également été utilisée comme source de force. Pour garantir la continuité des débits et augmenter la hauteur de chute, des retenues furent construites. Ces aménagements, qui entravaient l'écoulement des eaux, favorisaient également les inondations.

Fig. 17. Avant les corrections du cours de l'Areuse de 1948-1953, les inondations étaient fréquentes au Val-de-Travers. Ici une vue de celles de décembre 1918. (Photo Charles Reussner)



Pour se prémunir des effets de cette situation, l'Areuse a été l'objet d'études visant à corriger son cours. Ses débordements furent particulièrement graves en 1713, 1744, 1749 et 1816. En 1815, le gouvernement fit appel à l'ingénieur Escher von der Linth pour remédier à cette situation. En 1818, une première amélioration est obtenue grâce au curage du lit de la rivière. D'importants travaux, s'appuyant sur les études d'Escher et d'autres ingénieurs, sont effectués en 1847 entre Boveresse et Môtiers. En 1851, des études complémentaires sont entreprises par les ingénieurs Merrian et Venetz. Il faut cependant attendre 1945 pour que le projet d'envergure de l'ingénieur Max Landry soit présenté au Grand Conseil neuchâtelois avec une demande de crédit de plus de 9 millions de francs afin d'abaisser le niveau moyen des eaux, de donner à la rivière une section lui permettant d'évacuer les crues et de doter les rives d'une protection solide et durable. Ces travaux d'aménagement, avec canalisation de l'Areuse entre Fleurier et Couvet, seront entrepris de 1948 à 1953. Les grandes inondations avec débordement de l'Areuse ne sont plus qu'un mauvais souvenir. Régulièrement pourtant, en période de hautes eaux, des surfaces plus ou moins étendues du fond de la vallée sont recouvertes par les eaux. Celles-ci proviennent de la nappe phréatique dont le niveau peut s'élever, pour un temps, au-dessus de celui de la plaine.



Fig. 18. Dans les massifs calcaires, l'écoulement de l'eau est localement facilité par des galeries résultant de l'élargissement par dissolution de fractures ou d'interlits. Ici, dans la grotte de Môtiers, l'érosion a été guidée par les plans de stratification.

Grottes

Pays karstifié, le Val-de-Travers, comme le reste du Jura, est riche en grottes, gouffres et abris sous roche. Les premiers représentent les exutoires d'anciens systèmes de drainage souterrains, les seconds constituent l'élargissement de zones d'infiltration particulièrement actives en surface. Gigon a identifié et décrit en 1976 septante-cinq de ces cavités naturelles dans cette région. Quelques-unes ont acquis une certaine célébrité: avec un développement total de plus de 2 km, une dénivellation de 160 m, la Baume de Longeigue, sur la rive gauche du Buttes, est la plus grande cavité karstique reconnue dans le canton de Neuchâtel.

La grotte de la cascade de Môtiers est probablement la plus populaire du Val-de-Travers (fig. 18). Située près d'un important village, très accessible, elle s'ouvre au pied d'une paroi calcaire recouverte de tuf. Etablie dans les niveaux du Portlandien, elle possède un important développement et de larges galeries. Celle des Plaints, au nord de Couvet, avec un couloir descendant et deux chambres au sol relativement horizontal, ne présente qu'un développement longitudinal d'une trentaine de mètres. Par contre, c'est la seule grotte du Val-de-Travers où des fouilles, entreprises ici par J.-P. Jéquier, ont conduit à la découverte d'outils taillés rapportés au Moustérien moyen de la Suisse. Produits à partir de rognons siliceux de l'Hauterivien, ils ont été trouvés parmi des os et des dents d'ours des cavernes ainsi que de cerfs, bouquetins, chamois, sangliers, marmottes, renards, lièvres et castors.

On réserve le terme de grotte aux cavités naturelles pénétrables, s'ouvrant par un conduit subhorizontal, celui de gouffre aux cavités s'ouvrant en surface par un conduit vertical. Les abris sous roche sont des cavités peu profondes dont le sol est plus ou moins plat. Dans le Val-de-Travers, grottes et gouffres sont indifféremment désignés par le terme de baumes qui désigne normalement des cavités présentant de vastes ouvertures.

(D'après R. GIGON, *Inventaire spéléologique de la Suisse, I. Canton de Neuchâtel*, 1979)

Glacières

Malgré son altitude modeste, le Jura compte quelque vingt-cinq cavités présentant une accumulation de glace pérenne. Deux d'entre elles sont situées dans le Val-de-Travers. La plus connue et la mieux étudiée de toutes est celle de Monlési, située sur la commune de Boveresse. La masse de glace, présentant une belle stratification annuelle (fig. 19), est d'une épaisseur reconnue de 12 m et d'un volume estimé à près de 6000 m³. Elle est située à 1030 m d'altitude, dans un paysage boisé où la température moyenne annuelle est proche de 5°C. La glace ne peut donc être liée à la rigueur du climat local. Elle se forme essentiellement par congélation des eaux de percolation. Les conditions les plus favorables se présentent en hiver et au printemps lorsque la température extérieure est supérieure à 0°C entraînant en surface la fusion de la neige; les eaux qui gagnent la profondeur y rencontrent des températures inférieures au point de congélation, permettant ainsi la formation de glace. Le refroidissement de la glacière est principalement attribué aux importantes circulations d'air observées dans la cavité en hiver. Durant cette période, les différences de température considérables se produisant entre l'extérieur et la glacière entraînent une convection forcée, responsable du 70% des pertes thermiques du système. Une plus faible part de ces pertes est produite par les accumulations de neige à l'entrée de la glacière.

Glace

Des sources aussi connues qu'Edouard Quartier-La-Tente rapportent que la glacière de Monlési fut exploitée au cours du XIX^e siècle pour assurer, par chemin de fer, l'exportation de glace à destination de Paris. Les recherches approfondies conduites par Martin Burkhard l'ont convaincu qu'il s'agissait d'une légende. De modestes prélèvements pour des besoins locaux ont certainement existé dans ce site, mais sans conduire à une exploitation bien sérieuse. Par contre, comme l'attestent d'anciennes photos, durant les hivers rigoureux de cette époque et jusqu'au début du XX^e siècle, la glace qui se formait dans les méandres de l'Areuse près de Boveresse, ainsi que celle du lac des Taillères, ont été exploitées et ont alimenté les besoins de la capitale française.

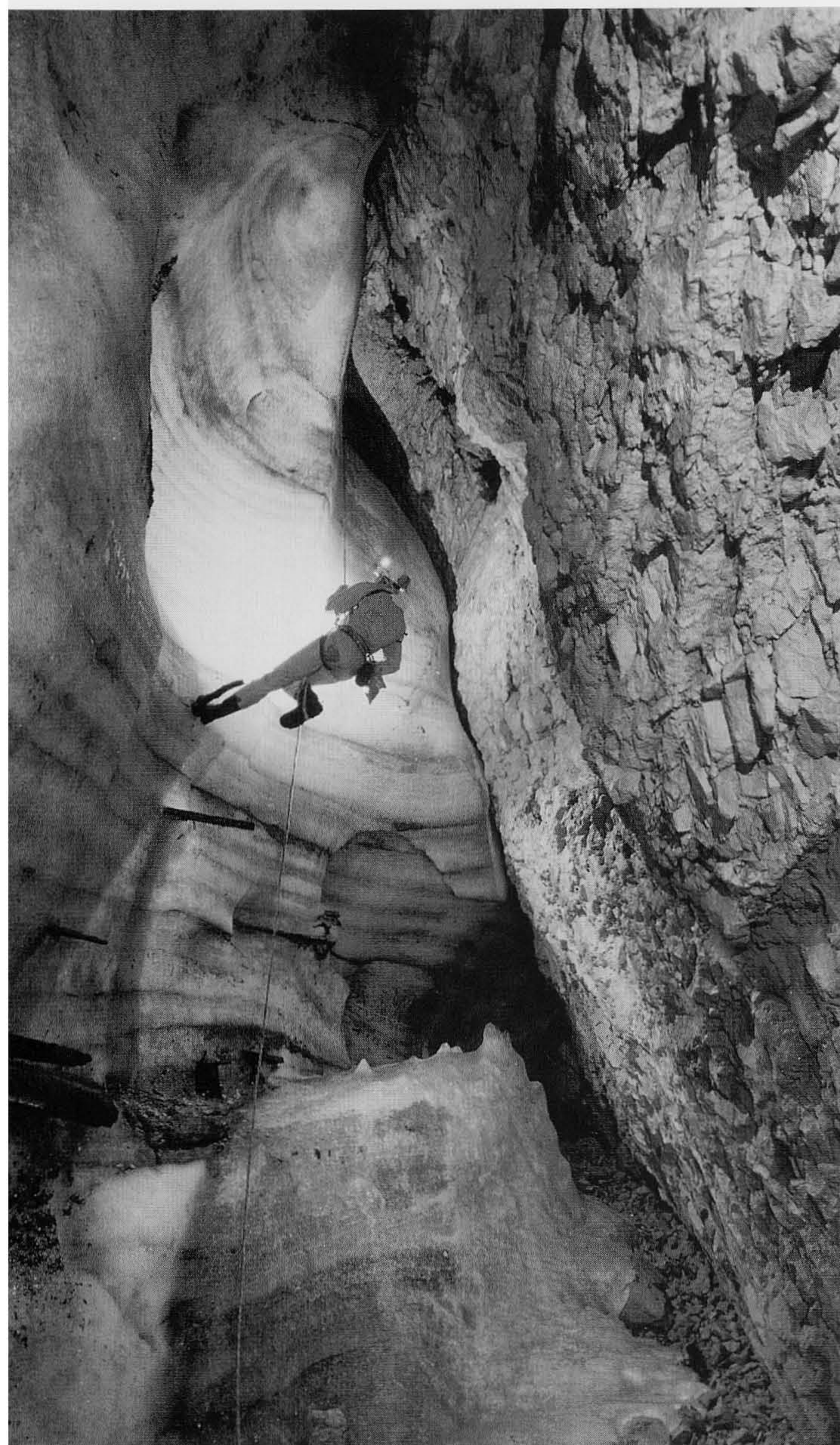


Fig. 19. Stratification dans la glace de la Glacière de Monlési avec son rubanement annuel.



Fig. 20. Exploitation de la glace de l'Areuse dans les méandres de la rivière, près de Boveresse.

Fossiles

Afin de dater les roches sédimentaires et reconnaître les milieux dans lesquels elles se sont formées, les géologues font appel aux fossiles. Pour le promeneur et le naturaliste amateur, les roches du Val-de-Travers ne sont pas particulièrement utiles à celui qui désire augmenter sa collection avec des pièces spectaculaires. Cette appréciation est cependant partiellement contredite par les importantes listes d'espèces publiées par les anciens auteurs ayant travaillé dans ces régions. Notre propos ne s'attachera qu'à signaler diverses particularités, quelques gisements ayant acquis une certaine réputation.

Précisons tout d'abord que la majorité des calcaires du Jurassique supérieur, qui couvre une large partie de ce territoire, est pauvre en fossiles et que là où ils sont présents il n'est pas facile de les reconnaître, et surtout de les dégager.

Les fossiles dans le Jurassique moyen

La Dalle nacrée est un calcaire gris-brun, grenu, spathique, d'aspect souvent nacré, se débitant en plaquettes. Cette formation est pétrie de débris de fossiles, où l'on reconnaît des fragments d'huîtres, d'éponges, de crinoïdes, de coraux, mais les individus entiers y sont extrêmement rares comme on peut le constater à Trémalmont, au pont des Iles entre Saint-Sulpice et Fleurier. Dans ce dernier site, riche en ammonites, Schardt et Junod ont fait un inventaire très soigneux des fossiles allant de la Dalle nacrée jusqu'aux faciès marneux de l'Argovien. Au cours des dernières décennies, des amateurs avides de trouver là de beaux trophées ont, par leur action de pillage, fortement appauvri ce site.

Au sommet de l'Argovien, dans la zone de passage au Séquanien, les faciès marneux sont insensiblement remplacés par des niveaux marnocalcaires et calcaires où se rencontrent de petits récifs de coraux (pas très spectaculaires pour les non-spécialistes) associés à des faunes variées où quelques fossiles peuvent être récoltés (piquants d'oursins, brachiopodes et gastéropodes). Ces assises souvent cachées par des éboulis s'observent dans la côte de Prélaz au-dessus du viaduc de la voie ferrée ou lors de travaux de fouille pratiqués à ce niveau.

Dans la partie supérieure du Jurassique, on rencontre localement d'importantes concentrations de coquilles de Nérinées (gastéropode marin) pouvant former la trame de bancs calcaires étendus. Auguste Dubois a illustré ces organismes élégants à partir de moulages en plâtre pratiqués sur du matériel provenant de la région du Crêt de l'Anneau (fig. 21).

Si les assises calcaires du Crétacé du Val-de-Travers n'ont pas la réputation d'être très fossilifères, par contre certains niveaux marneux ont conduit à de riches récoltes, mais les horizons favorables demandent des excavations artificielles comme celles associées à l'extraction de l'asphalte ou à l'exploitation des marnes albiennes à fossiles pyriteux qui fut pratiquée durant un temps limité au sud de la Presta. Signalons encore que les importantes récoltes réalisées à la fin du XIX^e siècle près de la Vraconne, sur la route reliant Sainte-Croix à La Côte-aux-Fées, ont conduit à introduire le terme de Vraconnien dans la nomenclature géologique pour caractériser les dépôts sédimentaires de l'Albien supérieur (vers 100 millions d'années).



Fig. 21. Nérinées fossiles du Crêt de l'Anneau. (Dubois³, 1909)

Cirque de Saint-Sulpice, un bel exemple d'évolution morphologique en pays calcaire plissé

Le cirque de Saint-Sulpice, par sa structure et ses dimensions, est très semblable à celui du Creux du Van. Cependant, il n'en a ni l'éclat ni la réputation. Plusieurs faits sont à l'origine de cette situation. Au Creux du Van, la voûte calcaire, haute de 150 m, est formée des assises du Kimméridgien et du Séquanien. A Saint-Sulpice, du fait de l'érosion il ne reste que 90 m de calcaires séquanien pour former une falaise qui n'atteint même pas 100 m. De plus, celle-ci, en dehors de sa fermeture à l'ouest, ne présente pas la continuité et la régularité existant au Creux du Van, une situation qui pourrait être liée au remplacement local de niveaux calcaires par des assises plus marneuses. La dense couverture forestière qui masque la netteté des contours morphologiques ne facilite pas l'analyse de cette proposition. La cluse de Saint-Sulpice, avec ses deux

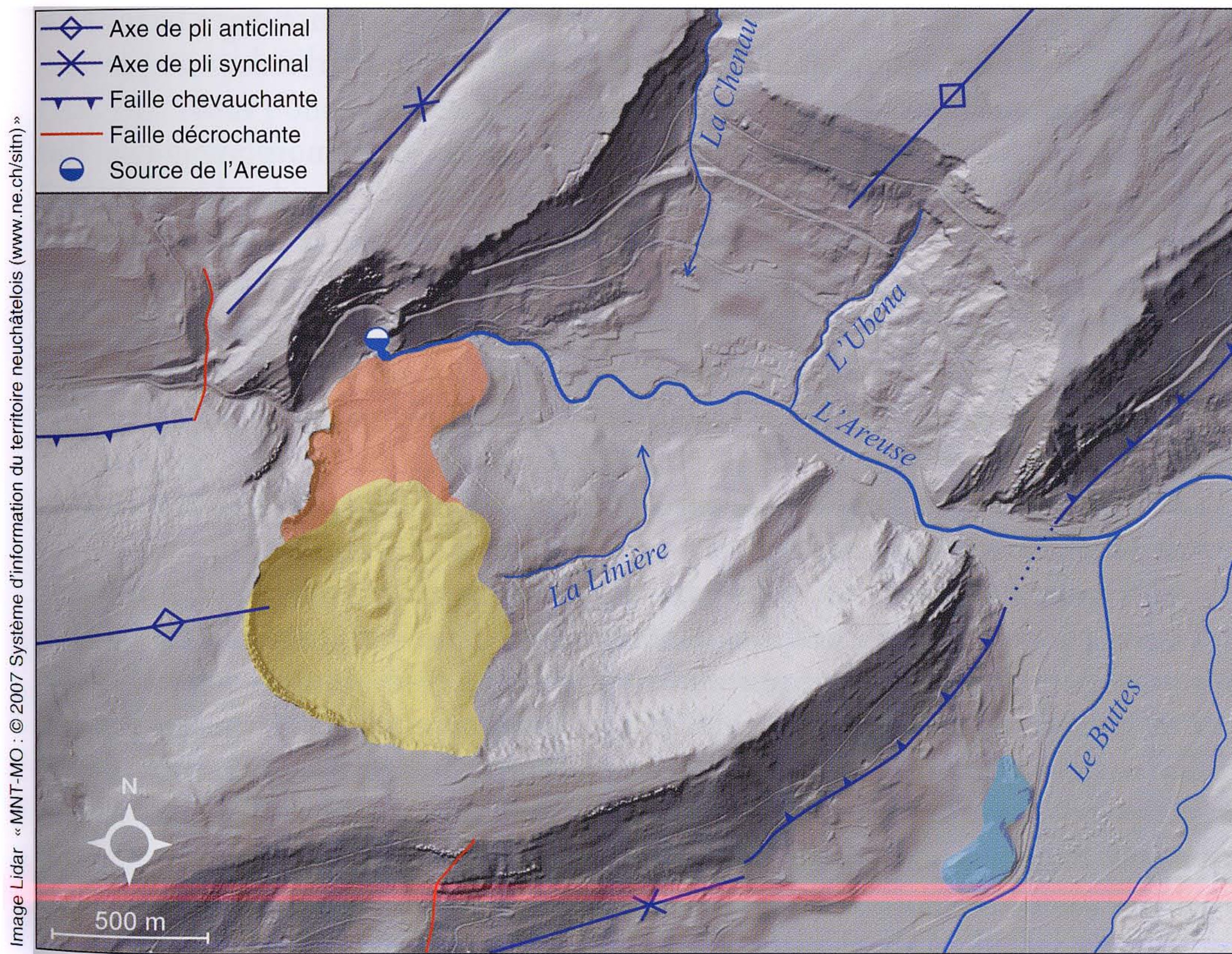


Fig. 22. Morphologie du Cirque de Saint-Sulpice. Les axes des plis anticlinaux et synclinaux ainsi que les failles ont été soulignés. Une surcharge jaune pâle situe l'extension des dépôts glaciaires jurassiens de la dernière glaciation; en orangé, leur extension possible. La surface bleue correspond au décoiffement du flanc sud de l'anticlinal (cf. page 22).

cirques qui se font face de part et d'autre, ne possède, ni du haut de ses voûtes ni du fond de la vallée, les belles perspectives offertes par le Creux du Van. Celles-ci sont nettement valorisées par les 800 m de différence d'altitude séparant le haut de ce cirque de la profonde entaille des gorges de l'Areuse toutes proches. En comparaison, à Saint-Sulpice seuls 400 m d'altitude séparent le haut de la voûte du lit de la rivière.

La cluse de Saint-Sulpice, avec la source de La Doux qui fonctionne comme résurgence du drainage karstique régional, est placée à l'endroit où l'anticlinal Mont de Buttes-Trémalmont subit une forte déviation (fig. 22). En direction de l'ouest, il possède une franche orientation est-ouest que souligne au nord le synclinal des Verrières, ainsi que dans une moindre mesure la zone synclinale Buttes-Fleurier. Au-delà de la cluse en direction de l'est, l'anticlinal prend une orientation nettement nord-est et même nord-nord-est au niveau du Haut de la Tour. Cette torsion de l'anticlinal s'accompagne d'un chevauchement vers le nord de son compartiment ouest alors qu'au-delà de Fleurier, en direction de Boveresse, le chevauchement se fait vers le sud. Cette torsion de l'anticlinal est certainement une manifestation précoce de la tectonique régionale qui a conduit à un affaiblissement de la structure anticlinale, tout particulièrement de son flanc sud étiré.

Les deux flancs de la cluse présentent des caractéristiques morphologiques fort différentes. Dans celui du nord-est, plus raide, on ne connaît que des dépôts morainiques alpins s'élevant de peu au-dessus de 900 m d'altitude. Sur le versant sud-ouest, ces mêmes dépôts occupent toute la pente allant de Saint-Sulpice jusqu'au-dessus de La Lignière. Plus à l'ouest, le modelé tourmenté de la région de la Corbière (altitude 960 m) est assuré par des dépôts glaciaires jurassiens où subsistent des restes d'arcs morainiques ne descendant pas au-dessous de l'altitude 900 m. Cette situation montre que dans ce secteur, d'altitude modérée, les petits glaciers jurassiens n'ont eu qu'une extension limitée et qu'ils n'ont pas laissé de traces d'une croissance marquée après le retrait des glaces d'origine alpine.

Chaque cirque est marqué en son milieu par une entaille d'érosion. Celle du flanc sud-ouest remonte presque jusqu'au dépôt glaciaire jurassien où se situait anciennement une partie importante de son alimentation. Sur le flanc nord-est, un groupe de sources karstiques, situées dans la zone de passage entre les assises marneuses de l'Argovien et les niveaux marno-calcaires qui les surmontent, assure d'importants débits en période de fonte des neiges et d'orages locaux pour entretenir un notable pouvoir d'érosion. Plus au nord-ouest, le Cul de la Chenau représente une autre zone de drainage active située le long de la zone d'inflexion entre les assises subhorizontales de la voûte et celles qui forment le flanc nord-ouest de l'anticlinal.