

DEUXIÈME PARTIE

LE PAYSAGE ET SON HISTOIRE

PAR ANDRÉ BURGER

CHAPITRE 4

LA PHYSIONOMIE DU PAYSAGE,
EXPRESSION DU TRAVAIL DE L'EAU

Le modelage du relief au sein de son assise géologique est, pour une part essentielle, l'œuvre de l'eau. L'eau agit à la fois par sa faculté de dissoudre lentement le calcaire et par son action mécanique qui se résume à arracher, à rouler et à transporter des éléments rocheux, en fait à user et à approfondir ses cours. Les matériaux transportés se déposent ultérieurement dans les courants tranquilisés.

Dans les contrées calcaires telles que le Jura, la dissolution par l'eau atmosphérique du carbonate de chaux qui constitue l'essentiel de la roche abaisse insensiblement les surfaces exposées, notamment les modelés en saillies, et développe des réseaux souterrains de circulation d'eau. Le relief distinctif qui en résulte: le relief karstique, est, dans son expression la plus achevée, caractérisé par une rareté notoire des cours d'eau normaux et par un ensemble de dépressions et de crêtes rocheuses irrégulières, composant un paysage désorganisé. Les régions calcaires du pourtour méditerranéen, notamment le Sud de la France, en fournissent maints exemples.

Le relief karstique est bien reconnaissable dans les environs de La Chaux-de-Fonds et du Locle, encore qu'il s'y présente sous une forme atténuée. Son développement est contrarié par les larges affleurements des marnes de l'Argovien qui introduisent des discontinuités au sein des aires karstifiables. De surcroît, les glaciations quaternaires ont incarné non seulement des épisodes d'arrêt de la dissolution superficielle, mais aussi de délitage et de rabotage des formes karstiques préexistantes.

La région du Grand Som Martel illustre bien, à cet égard, l'un des visages caractéristiques du karst jurassien (photos B et C, p. 104a). De leur côté, les croupes émoussées des « crêts » qui bordent les combes argoviennes (photo, p. 83), de même que les larges dos arrondis de Pouillerel et du Communal de la Sagne, suggèrent le caractère uniformément distribué de l'ablation chimique.

La dissolution se poursuit en profondeur, dans une partie des fentes que la fissuration a produite à l'intérieur des massifs rocheux lors de leur plissement. Elle y

développe une perméabilité importante grâce à laquelle l'eau atmosphérique peut s'infiltrer rapidement et totalement dans le calcaire, y former des chenaux organisés en réseaux d'écoulement souterrains et, finalement, réapparaître à de grandes sources disséminées dans les régions basses, en l'occurrence la vallée du Doubs.

Toutes les eaux de surface, en particulier celles des combes argoviennes, de même que celles du Bied du Locle et de La Ronde à La Chaux-de-Fonds, rejoignent les circulations souterraines par des pertes: soit des emposieux, soit des gouffres.

Le façonnage du relief par les premiers glaciers quaternaires, dont peut-être plusieurs ont déferlé par-dessus le Jura, ne peut faire l'objet que de conjectures. Ils ont sans doute émoussé les formes karstiques et travaillé à l'approfondissement des combes et des semi-cluses. On est un peu mieux renseigné sur la dernière glaciation, celle de Würm, qui a pris fin il y a douze à quatorze milliers d'années seulement. La progression du glacier alpin s'est alors arrêtée dans le Val de Travers et le Val de Ruz. Au-delà de ces vallées ouvertes sur le Plateau suisse, à l'intérieur du Jura neuchâtelois, des appareils glaciaires locaux ont formé une calotte dans chacune des deux vallées de La Brévine et du Locle, lesquelles étaient alimentées par des langues de glace provenant des hauteurs méridionales ainsi que de Pouillerel. En témoignent, de nombreux ravins aujourd'hui fossiles, exposant des signes d'érosion récente, tels que ceux qui sillonnent le flanc de Pouillerel depuis le Bois du Petit Château à La Chaux-de-Fonds jusqu'à la Combe du Stand au Locle.

Dans l'ensemble, les marques de l'érosion glaciaire sont peu affirmées aux alentours de La Chaux-de-Fonds. Elles le sont davantage au Locle, en particulier dans la configuration des vallons de l'Éningien. Avec la disparition des glaces et de l'appui qu'elles offraient aux versants escarpés de ces vallons ont débuté les grands glissements méridionaux.

Les dépôts morainiques würmiens sont rares et, en tous cas, insuffisants pour permettre de retracer un déroulement cohérent du phénomène glaciaire local.

L'érosion fluviale, quant à elle, est à l'échelle de la relative modestie des cours d'eau qui se situent en tête d'un système d'érosion régressive remontant depuis la vallée du Doubs et la gorge de La Raçonnière. Elle procède par bonds, donnant de vigoureux coups de gouge seulement pendant les quelques heures ou quelques jours que durent les crues.

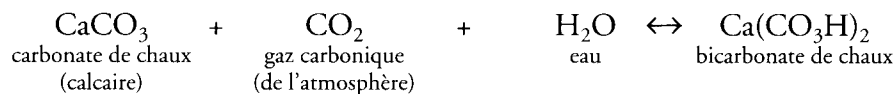
Les dépôts d'alluvions fluviales, tels que ceux qui ont comblé l'auge glaciaire postwürmienne de la plaine du Col des Roches, sont principalement de nature fine, sablo-limoneuse. Le site de l'érosion la plus vigoureuse, celui de la gorge de La Raçonnière, alimente en graviers limoneux le colmatage de la plaine des Goudebas.

Dans les pages qui précèdent, nous avons cherché à initier le lecteur à l'observation des grands traits du relief et de leur relation avec le soubassement géologique. Le présent chapitre se propose d'examiner les **processus** géodynamiques par lesquels l'eau travaille inlassablement à oblitérer le relief structural issu du plissement, ainsi que quelques étapes de l'évolution du paysage associée à la dernière période glaciaire; à l'appui, des exemples de modelés particulièrement caractéristiques viendront illustrer les nombreuses facettes de cette action de l'eau.

L'ÉROSION CHIMIQUE

Le mécanisme de la dissolution du calcaire

La roche calcaire est composée principalement de carbonate de calcium ou carbonate de chaux, CaCO_3 . Ce minéral est très peu soluble dans l'eau pure (tableau 1, p. 88). Mais dans le cycle naturel, l'eau chimiquement pure n'existe pas. Au cours de son passage par l'atmosphère puis à la surface et à l'intérieur du sol, l'eau météorique dissout de nombreuses substances gazeuses et minérales, parmi lesquelles du gaz carbonique, CO_2 . Ce dernier confère à l'eau le pouvoir de dissoudre davantage de calcaire. Ce phénomène est décrit par l'équation générale suivante:



Le calcaire est maintenu en solution dans l'eau sous la forme de bicarbonate de calcium qui est beaucoup plus soluble que le carbonate. Le signe \leftrightarrow exprime que la réaction est réversible: une augmentation du contenu en CO_2 dissous entraîne un accroissement de la dissolution de carbonate; au contraire, une diminution de CO_2 dissous provoque une reconversion du bicarbonate qui précipite sous la forme de croûtes calcaires, tels que le tuf ou les stalactites, ou sous la forme de fines particules minérales qui restent en suspension dans l'eau et ne se sédimentent qu'en milieu tout à fait tranquille, pratiquement dans la pro-

fondeur des lacs (et de la mer). Les quelque deux cents mètres de l'Éningien du Locle ont cette origine.

L'eau météorique commence à se charger en gaz carbonique dans l'air (tableau 1). Elle est donc déjà faiblement agressive lorsqu'elle atteint le sol. Mais c'est dans l'atmosphère interstitielle des sols humiques, fortement enrichis en gaz carbonique par les nombreux processus biochimiques qui s'y déroulent, qu'elle gagne l'essentiel de son agressivité. Le tableau donne les ordres de grandeur des quantités de CO₂ qui caractérisent ces différentes étapes.

La perte de gaz carbonique par l'eau est liée à diverses causes naturelles, en particulier à l'augmentation de la température et cela, fréquemment, dans le passage du milieu souterrain au milieu atmosphérique, y compris à travers les cavernes souterraines naturellement ventilées. Outre le changement de la température, le passage à l'air libre cause normalement l'évasion d'une partie du gaz carbonique équilibrant, d'où résulte aussi une précipitation de calcaire.

Le régime de la dissolution dans l'espace et dans le temps

La dissolution du calcaire commence par être rapide puis elle se ralentit au fur et à mesure que l'eau approche de l'état de saturation. Le tableau suivant donne des ordres de grandeur moyens des contenus en bicarbonate de chaux (transformés en milligrammes de carbonate de calcium, soit pratiquement de calcaire) et en gaz carbonique dissous, dans les étapes successives du processus :

	Carbonate de calcium dissous (mg/l)	Gaz carbonique dissous (mg/l)
1. Eau de pluie à 20°	60	0,57
2. Eaux de suintements éphémères	150	2,40
3. Source issue du calcaire (Areuse)	210	4,56

Tableau 1. Valeurs moyennes du calcaire dissous en milligrammes par litre, aux stades successifs du circuit de l'eau; quantités correspondantes, théoriques, de gaz carbonique dissous.

Remarque: la dureté de l'eau en degrés français s'obtient en divisant par 10 la concentration en carbonate dissous.

Les valeurs figurant sous chiffre 2 sont les moyennes de nombreuses mesures effectuées en différents endroits du Jura (Aubert, 1967). Elles sont indicatives

étant donné qu'elles ne se rapportent pas à une température standard. Elles rassemblent des mesures faites par temps pluvieux sur des égouttements ayant traversé rapidement une couche peu épaisse de calcaire fissuré, proche de la surface et recouverte de pâturages.

Ces données mettent en lumière, d'une part le fort accroissement en gaz carbonique de l'eau au cours de son parcours dans le sol humique, par rapport à l'eau de pluie et, d'autre part le fait que la majeure partie de la dissolution s'opère rapidement aux premiers contacts avec la roche.

Le même auteur calcule que, dans les conditions climatiques d'aujourd'hui, l'ablation du calcaire par voie chimique équivaut à une lame de 0,1 mm par année en moyenne, sur l'ensemble des surfaces calcaires du Jura. Cette valeur se décompose en :

- 0,05 à 0,06 mm/an, enlevé à proximité de la surface et
- 0,04 à 0,05 mm/an, enlevé à l'intérieur des massifs.

L'érosion chimique «à l'intérieur des massifs» s'opère, en réalité, principalement dans la tranche supérieure du calcaire (fig. 7.1, p. 160). Ensuite, elle diminue beaucoup. Au sein des aquifères jurassiques neuchâtelois, à 100 m de profondeur et plus, la proportion des vides formés par la corrosion résiduelle est faible, inférieure à 1 % du volume rocheux. L'abaissement moyen du relief réside en fait, dans la descente, parallèlement à elle-même, de cette tranche supérieure épaisse de quelques décamètres.

Une approche différente de l'intensité de l'érosion chimique consiste à examiner la concentration en carbonate de chaux de l'eau qui s'échappe des diverses formations géologiques. Dans le Jura neuchâtelois, les ordres de grandeur suivants prévalent :

	Teneur en carbonate de chaux (mg/l)	
	moyenne	extrêmes
1. Eau de source des calcaires jurassiques (Areuse)	210	140-250
2. Eau des sources de combes argoviennes	340	170-440
3. Eau de l'Éningien	420	260-490

Tableau 2. Carbonate de chaux éliminé par les sources du Jura neuchâtelois.

Il en ressort que la dissolution a lieu dans toutes les roches qui occupent la surface jurassienne, quelle que soit leur nature lithologique. Les valeurs relati-

vement faibles mentionnées sous chiffre 1, se rapportant à la source de L'Areuse, illustrent la médiocrité de l'activité biologique, génératrice de gaz carbonique agressif, qui règne dans les sols de couverture des calcaires. Au contraire, c'est une quantité double de carbonate que l'eau exporte dans le même temps du massif œningien. En termes imagés, on pourrait dire que, dans sa conque de Roc jurassique, l'œningien « fond » plus rapidement que celle-ci.

Les phénomènes karstiques

L'érosion chimique confère un type particulier aux reliefs des régions calcaires. Les géographes de la fin du siècle passé lui ont donné le nom général de **karst**. C'est la transcription allemande du mot « kras » par lequel les habitants de la Slovénie désignent les paysages qui s'étendent au nord de l'Istrie et à l'est de Trieste. L'équivalent français le plus proche serait « Causse », du nom des vastes plateaux calcaires désolés qui s'étendent au sud du Massif central.

La **karstification** marque de son empreinte à la fois les reliefs et l'hydrologie souterraine des régions calcaires. Ces deux champs d'action sont distingués par les qualificatifs d'**exokarst** et d'**endokarst**.

Le paysage karstique ou exokarst

La dissolution superficielle, continue dans le temps et uniformément distribuée, comme le sont les précipitations atmosphériques, témoigne cependant d'une intensité d'action inégale dans l'espace, suivant la composition minéralogique, les structures géologiques et le degré de fissuration des roches exposées. De ces variations d'intensité résulte le **désordre** du relief karstique.

Dans son expression la plus achevée, telle qu'elle est représentée dans les régions méditerranéennes par exemple, le relief karstique infirme les lois générales de l'érosion. En particulier, la hiérarchisation des cours d'eau y est incomplète sinon absente. Des dépressions fermées, petites et grandes, se substituent aux vallées et aux vallons normaux.

Le karst jurassien

Dans le Jura, le relief karstique, l'exokarst, est bien reconnaissable encore qu'il n'apparaisse, le plus souvent, que sous une forme atténuée. Les raisons de cette particularité sont de deux natures :

1. Les roches jurassiennes contiennent une fraction argileuse variable, faible à très faible dans les calcaires proprement dits, mais allant jusqu'à 35% dans les marnes telles que celles de l'étage argovien. Les résidus insolubles de la décalcification sont, pour l'essentiel, entraînés par l'eau sous la forme de fines suspensions dans les circulations endokarstiques. L'élimination simultanée d'une fraction minérale insoluble accroît d'autant l'ablation superficielle.

Une condition impérative à la réalisation du relief karstique exige que l'eau atmosphérique pénètre en totalité dans le calcaire, excluant tout écoulement – et toute érosion normale – en surface. Or, sur les affleurements des couches marneuses, l'eau ne s'infiltré pas. Elle s'y accumule et ruisselle selon un mécanisme hypodermique décrit au chapitre 5. Elle exerce une action mécanique qui l'emporte sur celle de la dissolution, produisant de ce fait un paysage d'érosion normale (photo B, p. 104b). Les affleurements de marne et parfois de marno-calcaire introduisent donc des discontinuités au sein des aires karstifiables.

2. Les reliefs du Jura ont subi à plusieurs reprises un décapage par les vagues successives des glaciations quaternaires. Elles ont imposé, pour un temps, aux karsts antérieurs figés et délités par le gel, les lois de l'évolution normale. Outre leur action érosive, elles ont déblayé les éboulis et alluvions accumulés dans les dépressions, remettant à nu la roche en place.

A l'échelle régionale, l'ablation karstique se déploie pleinement sur le dos calcaire des structures anticlinales où elle dégage des couches de plus en plus profondes. Au contraire, dans les dépressions synclinales, la dénudation est fortement contrariée et les couches récentes sont conservées au cœur de la plupart d'entre elles.

Cela s'explique en partie par le fait que les vallées sont le réceptacle de divers matériaux éboulés ou charriés par les cours d'eau – ou encore de sédiments chimiques tel que l'Éningien du Locle – lesquels contribuent à la saturation de l'eau en carbonate de chaux avant qu'elle n'atteigne le socle rocheux.

Généralement, les formes karstiques en creux correspondent à l'emplacement et à l'extension des zones de fissuration intense. Elles consistent soit en vallons secs, affectés de contre-pentes, soit en dépressions approximativement circulaires ou ovales auxquelles est réservé le nom de **dolines** (photo B, p. 104a). Ces dernières peuvent être disposées en alignements ou en agrégats de dépressions coalescentes, de dimensions très variables. Les formes en relief, quant à elles, consistent en mamelons atténués, de tailles et de formes très variables, sur lesquels pointe en saillies le calcaire sous-jacent à l'humus (photo C, p. 104a).

En résumé, l'érosion karstique se traduit donc, dans le relief jurassien, par un **nivellement** des structures anticlinales, une **atténuation** des dépressions synclinales et, finalement, par un **adoucissement** du paysage.

L'endokarst jurassien et le rôle de la fissuration

Ayant été soumises à des efforts tectoniques successifs tout au cours de leur histoire, les roches jurassiennes sont abondamment fracturées. L'observation des affleurements de calcaire décèle pratiquement toujours dans ceux-ci des fissures, ne seraient-ce que les fentes ou joints de stratification.

Par l'action dissolvante de l'eau, les fissures s'élargissent lentement. Ainsi augmente, au fil du temps, la **perméabilité** des massifs de calcaire. Dans la tranche supérieure de ceux-ci, la fréquence des fissures «ouvertes» est élevée comme l'est aussi l'agressivité de l'eau. De ce fait, la perméabilité s'y accroît fortement et devient apte à absorber les débits pluviaux les plus forts (photo p. 187, photo B, p. 80a et fig. 7.1, p. 160). C'est à ce processus que toutes les croupes calcaires du Jura doivent leur relative aridité: rareté des sources et des lieux humides. Il sera repris au chapitre 7.

Le karst du Jura neuchâtelois et de la région locloise

Dans la chaîne jurassienne, on observe une tendance générale à l'atténuation de l'empreinte karstique du sud-ouest vers le nord-est et plus précisément, à partir du Jura vaudois. Bien marquée encore dans la partie occidentale de la vallée de La Brévine et son revers méridional de la Forêt des Cornées, cette empreinte est affaiblie à l'intérieur du Haut-Jura neuchâtelois. Témoin indéniable, cependant, du phénomène karstique, le sol y consiste encore souvent en une mince couverture d'humus, par place d'argile, qui n'autorise le développement que de prairies et de pâturages secs. Les sols les plus démunis, ceux que les premiers colons n'ont pas jugé utilisables, sont le refuge des grandes forêts d'épicéas peu exigeants.

L'**exokarst** du Jura neuchâtelois règne principalement sur les larges aires d'affleurement des calcaires jurassiques (annexe 2 et fig. 3.1, p. 68a), avec sa physionomie jurassienne caractéristique.

Dans la région locloise, seule la crête de Som Martel fournit encore une bonne image du karst typiquement jurassien. L'empreinte karstique se fait plus discrète à Pouillerel et au Communal de la Sagne. Les dépressions fermées et les mameçons émoussés sont modérés, peu fréquents, et coexistent avec de petits vallons secs d'origine glaciaire. Un bel exemple de dépression typiquement karstique est la doline d'environ 200 m de diamètre et de 30 m de profondeur déployée sur Pouillerel au sud-est de La Maison Blanche. Très suggestives aussi sont les dolines du Grand Som Martel (photo B, p. 104a).

Les écoulements glaciaires et fluvio-glaciaires ont réalisé la **hiérarchisation** des combes argoviennes ainsi que des vallons et des cluses exigües, en partie fossiles qui occupent le territoire, au sud du Locle et de La Chaux-de-Fonds. Elle se concrétise aujourd'hui par les deux réseaux dirigés respectivement vers les émissaires du Col des Roches et de la Combe du Valanvron qui ont été décrits au chapitre précédent. Depuis la fin de l'épisode würmien, l'ablation karstique se reprend à désorganiser ces réseaux, notamment en déstructurant les écoulements par des emposieux logiquement créés en tête des cluses : à la Combe des Enfers, aux Crosettes, aux Anciens Moulins, etc.

Dans l'**endokarst** du Jura neuchâtelois, le réseau des voies d'écoulement souterraines est, lui, nettement plus proche du karst classique. L'unification du drainage souterrain poursuit son évolution, pour ainsi dire sans être contrariée, depuis les débuts de l'orographie jurassienne. Quelques grands réseaux se partagent le territoire du canton, notamment ceux des sources de L'Areuse (130 km²), de La Noiraigue (69 km²) et de La Serrière (88 km²). Leurs régimes de débit sont bien typés par le fait de leur grande variabilité. Dans le synclinal du Locle – La Chaux-de-Fonds également, les écoulements souterrains profonds, tributaires du Doubs, témoignent d'une évolution avancée (cf. chapitre 7).

Les pertes des cours d'eau

Dépourvues d'émissaires superficiels, les trois vallées du Haut-Jura neuchâtelois – trois poljés synclinaux – évacuent leurs eaux superficielles dans des **pertes**. Sur leurs fonds imperméables se forment des ruisseaux, tels les Bieds de La Sagne et de La Brévine qui, lorsque leurs méandres les amènent au contact des versants jurassiques très fissurés, disparaissent par infiltration dans l'endokarst. Suivant la saison et les conditions météorologiques, les ruissellements superficiels conservent un reste de gaz carbonique agressif qui tend à élargir et à approfondir lentement les chenaux d'infiltration, en forme de puits ou d'entonnoirs naturels : les **emposieux** (du latin *puteus*, puits).

Les emposieux de la région du Locle et de La Chaux-de-Fonds sont tous branchés sur des voies d'écoulement souterraines qui nourrissent des sources importantes émergeant le long de la rive gauche du Doubs. Alors que certains d'entre eux servent d'exutoires pour les eaux d'un grand ensemble fluvial (actif ou fossile) dont ils commandent l'évolution, d'autres, en revanche, ne sont que les pertes de faibles ruissellements locaux. Nous parlerons d'abord de ces derniers.

Les emposieux de Pouillerel

Ils représentent un type de pertes très répandu dans le Jura. Souvent disposés en alignements, ils soulignent le contact des affleurements de couches calcaires et marneuses. Ils consistent généralement en entonnoirs herbeux, de profondeur modérée. D'autres, cependant, acquièrent la forme de puits à parois verticales (photo ci-dessous).

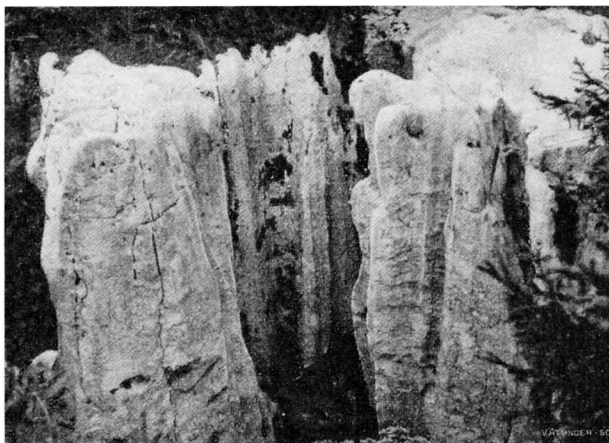
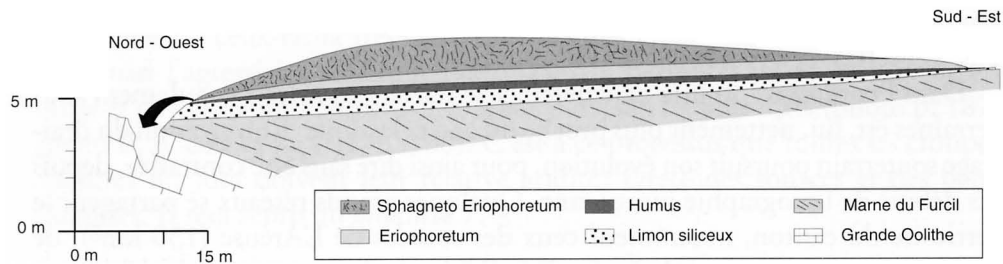


Fig. 4.1 Profil schématique à travers le marais Jean Colar: corrosion d'un puits vertical par le suintement d'eau acide. Les niveaux végétaux *Sphagnetum* et *Eriophoretum* sont générateurs de tourbe. Photographie de l'orifice d'un puits (Favre et Thiébaud, 1907).

Ainsi, sur le revers nord de Pouillerel, quatorze d'entre eux marquent la transition des calcaires aux marnes bathoniennes (Favre et Thiébaud, 1907; Gigon, 1976). L'affleurement du Bathonien marneux forme une bande longitudinale inclinée vers le nord, à la surface de laquelle suintent les eaux météoriques, sous la forme d'écoulements hypodermiques (fig. ci-dessus). Dès qu'ils arrivent au contact des calcaires, ces ruissellements s'y infiltrent et, s'ils ont un caractère permanent, excavent un emposieu. Lorsqu'un marais s'est installé sur les marnes, comme aux Saignolis, au Jean Colar et à La Sagne Pendante, les eaux d'exsudation des tourbes, très acides, riches en gaz carbonique agressif et en acides humiques,

corrodent activement les parois de leurs pertes. La composante verticale de la corrosion l'emporte sur la composante horizontale. Les cavités résultantes forment des puits à cannelures verticales et parsemées de cupules.

Des alignements d'emposieux de genèse analogue se développent bien entendu aussi en bordure des aires d'affleurement des marnes argoviennes. Ainsi en est-il, par exemple, dans la combe qui s'étend des Herses au Bois Jean Droz, où existe un petit marais tourbeux et où plusieurs entonnoirs soulignent le contact des marnes avec le calcaire séquanien.

Un emposieu digne d'intérêt encore est installé dans l'Éningien aux Eplatures, au sud de l'usine Cicorel, juste dans l'alignement d'un ravin d'érosion du flanc de Pouillerel. Il absorbe les débits pluviaux d'une canalisation communale qui se retrouvent cinq jours plus tard dans la Combe des Enfers (cf. p. 136).

Les emposieux **d'importance régionale** ont conservé des empreintes d'une évolution plus ancienne. Le plus instructif à cet égard est celui du Col des Roches.

La perte du Col des Roches

Une forte tectonisation associée à un abaissement axial a affaibli la résistance du pli de Pouillerel dans une zone transversale qui va du Col des Roches à la plaine des Goudebas, aux Brenets (fig. 4.2, p. 96 et photo p. 97). L'érosion y a modelé non seulement la profonde gorge de La Rançonnière mais aussi d'importants chenaux endokarstiques très actifs. En tête de cette zone de faiblesse, Le Bied du Locle a pu, en effet, exploiter des conditions de perte idéales.

Les replats longitudinaux mentionnés au chapitre précédent, sur les calcaires jurassiques des Monts du Locle, entre 1020 et 1080 m, témoignent d'une ancienne vallée établie à quelque cent mètres au-dessus de la plaine actuelle. Sa zone d'exutoire se trouvait dans l'ensellement séparant actuellement, entre 1030 et 1050 m, Les Roches Houriet des Roches Voumard. Des pertes souterraines doivent s'y être précocement installées. C'est en tous cas ce que suggèrent de nombreux vestiges de cavités verticales fossiles que rapportent les auteurs: trois puits «aveugles» ont été recoupés par le tunnel du chemin de fer (Jaccard, 1882). Un puits semblable a été obturé dans le tunnel routier. Enfin, la carrière située à côté de ce dernier a mis à découvert plusieurs cavités verticales; il en subsiste même une sous l'échancrure en «V» du Col. Nous considérons ces nombreux vestiges comme autant d'indices de l'infiltration d'un bied antérieur. Gigon (1976), de son côté, inventorie quatorze cavités dans une étroite bande transversale allant du Col à La Rançonnière (et par ailleurs résume l'histoire des découvertes de vestiges mésolithiques et néolithiques faites dans l'une d'entre elles).

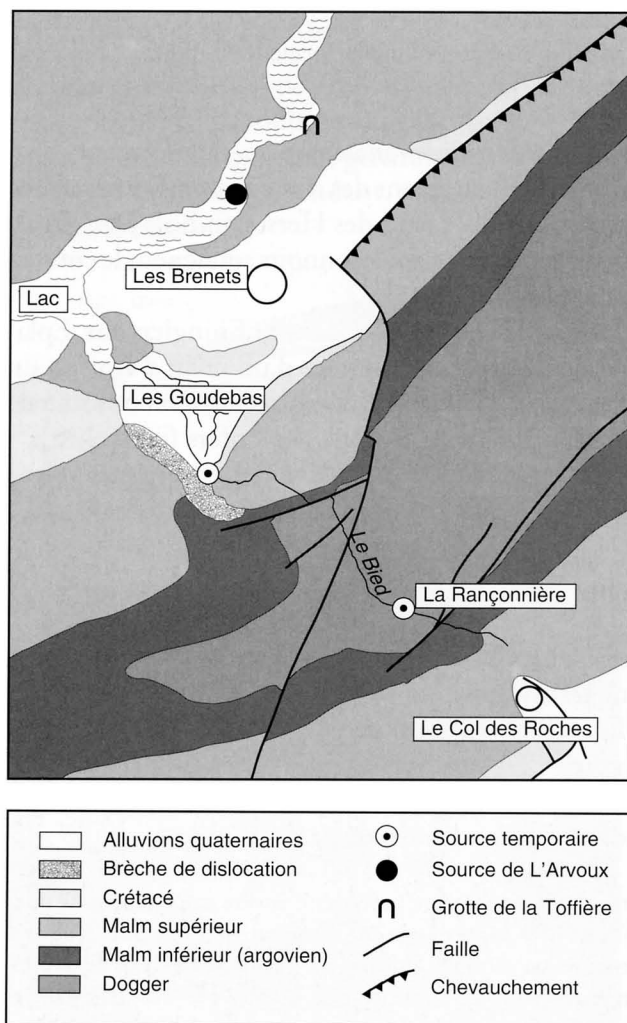
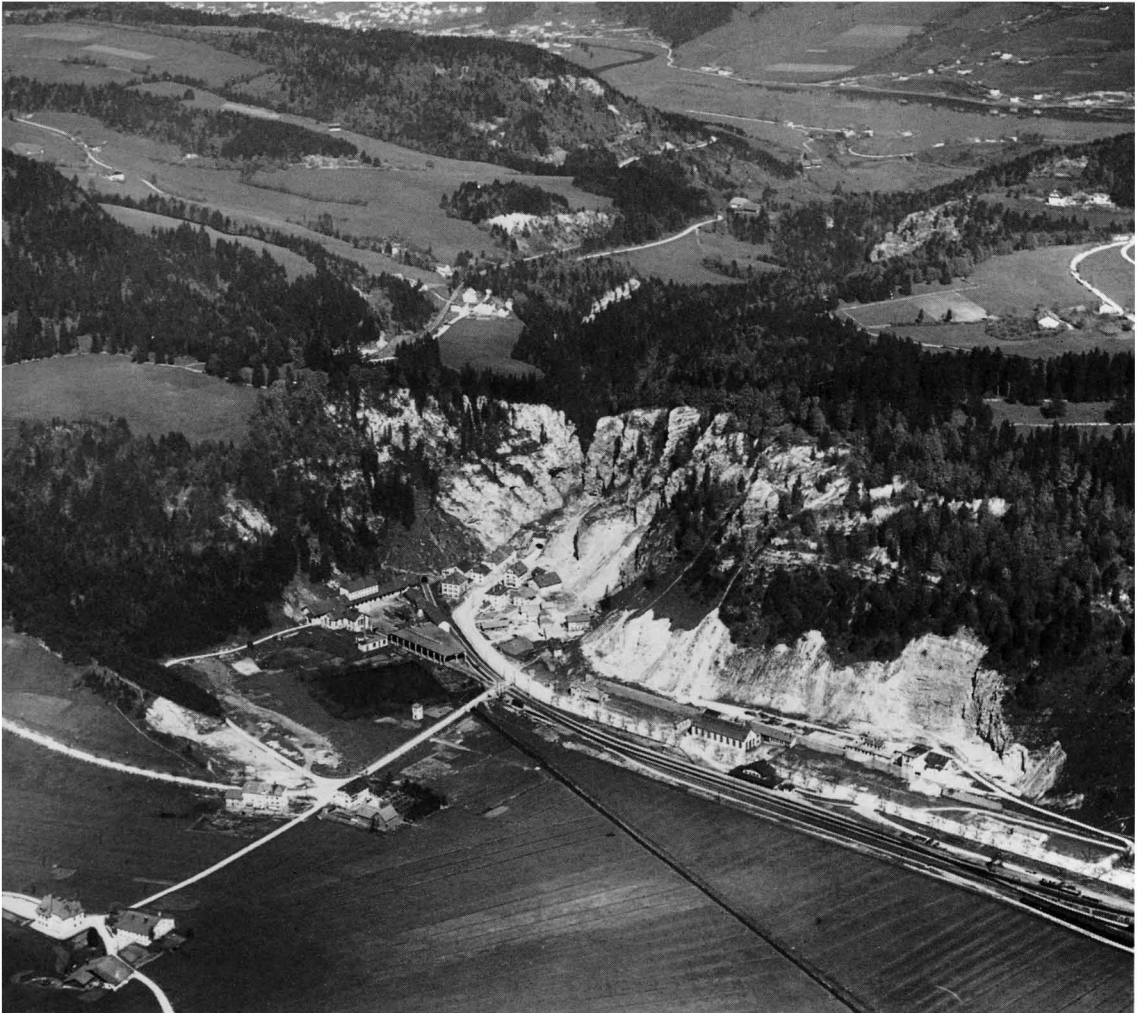


Fig. 4.2 Esquisse géologique de la région comprise entre le Col des Roches et Le Doubs.

Vue aérienne de la région du Col des Roches, prise en 1930. De grandes fractures verticales dégagées par l'érosion existent de part et d'autre de l'échancrure du Col, soulignant la forte tectonisation de l'arête de calcaire et faisant écho aux nombreuses cheminées endokarstiques décrites dans ce site. Dans la plaine du Col subsiste la trace des tranchées du drainage récemment effectué. A l'arrière-plan : la plaine des Goudebas et le Lac des Brenets (Swissair, Photo-Vermessungen AG, ca. 1930).

Ce Bied a de longue date écoulé le débit important qu'il connaît aujourd'hui. Il a pu déblayer énergiquement l'Éningien peu résistant qui s'appuie au mur des calcaires jurassiques, tout en dégagant d'anciens et de nouveaux chemins d'infiltration, à des altitudes décroissantes (fig. 4.3, p. 98). L'inclinaison subverticale du contact des calcaires durs et de l'Éningien plus vulnérable a favorisé ce processus d'abaissement rapide. Les orifices de perte successifs semblent avoir subi un glissement vers le sud jusqu'au gouffre actuel et ses ramifications



profondes, distants du Col d'environ cent mètres. Simultanément, l'érosion régressive qui approfondissait la gorge de La Rançonnière contribuait au dégagement des issues de la perte.

L'étroite barrière rocheuse qui sépare encore le Col de La Rançonnière est le siège d'éboulements fréquents, dont certains ont laissé des traces historiques. Il est plausible de supposer que l'étroite échancrure en «V» aigu est ce qu'il reste d'un gouffre, dégagé d'abord par des écoulements fluvio-glaciaires, et relayés

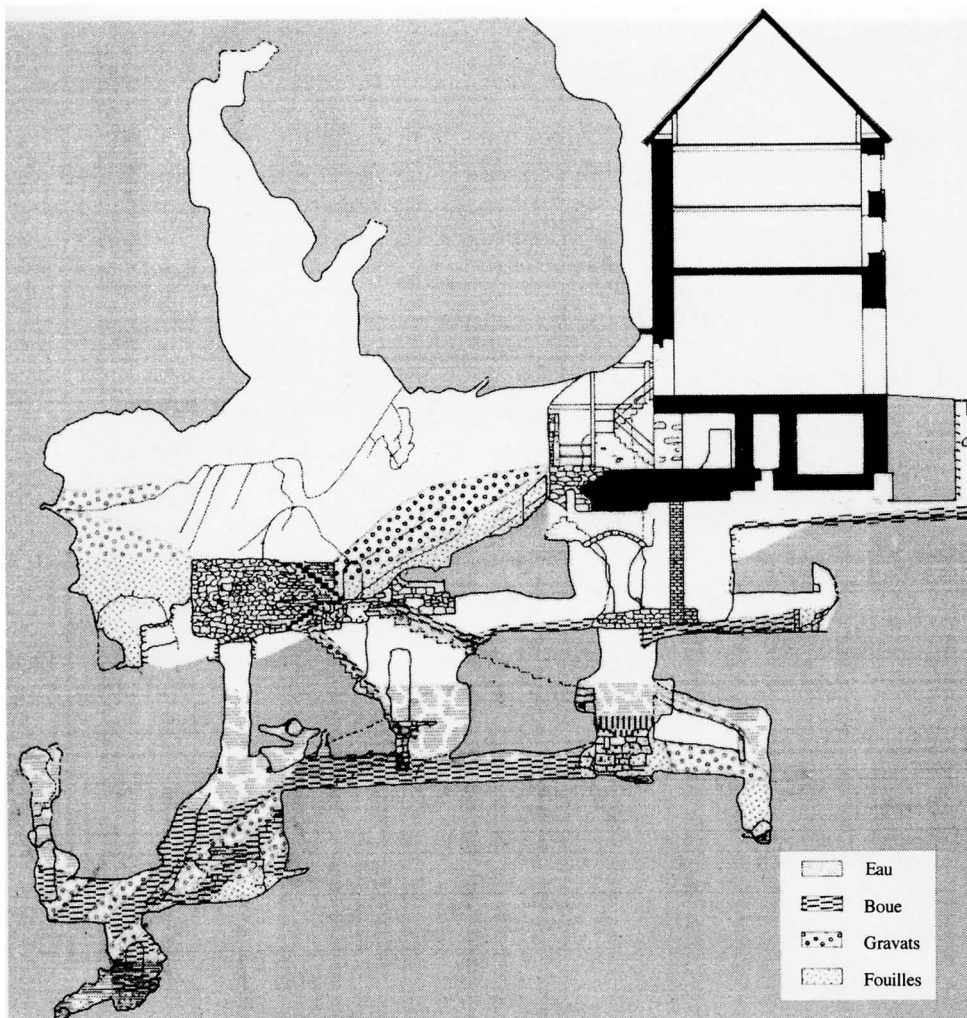


Fig. 4.3 Coupe verticale du gouffre du Col des Roches; état de la désobstruction en 1988 (Orlandini, 1994).

maintenant par les éboulements. Un témoin remarquable de l'existence relativement peu ancienne d'une cascade chutant dans La Rançonnière, réside dans la très nette encoignure qui entame la barrière rocheuse juste sous l'échancrure (gravure p. 109). Une morphologie qui rappelle beaucoup la cascade en tête de

la Combe Girard. Il convient d'être attentif au fait qu'il existe des soustractions d'eau en amont du Col des Roches, le long des seuils calcaires de La Baume et de la semi-cluse des Enfers. Les débits faibles à modérés s'y infiltrent déjà entièrement, au profit des circulations de l'endokarst du Jurassique. Dans la perspective d'une évolution karstique à long terme, il est prévisible que la capacité de ces pertes ira en augmentant, au détriment de l'échappement par le Col des Roches.

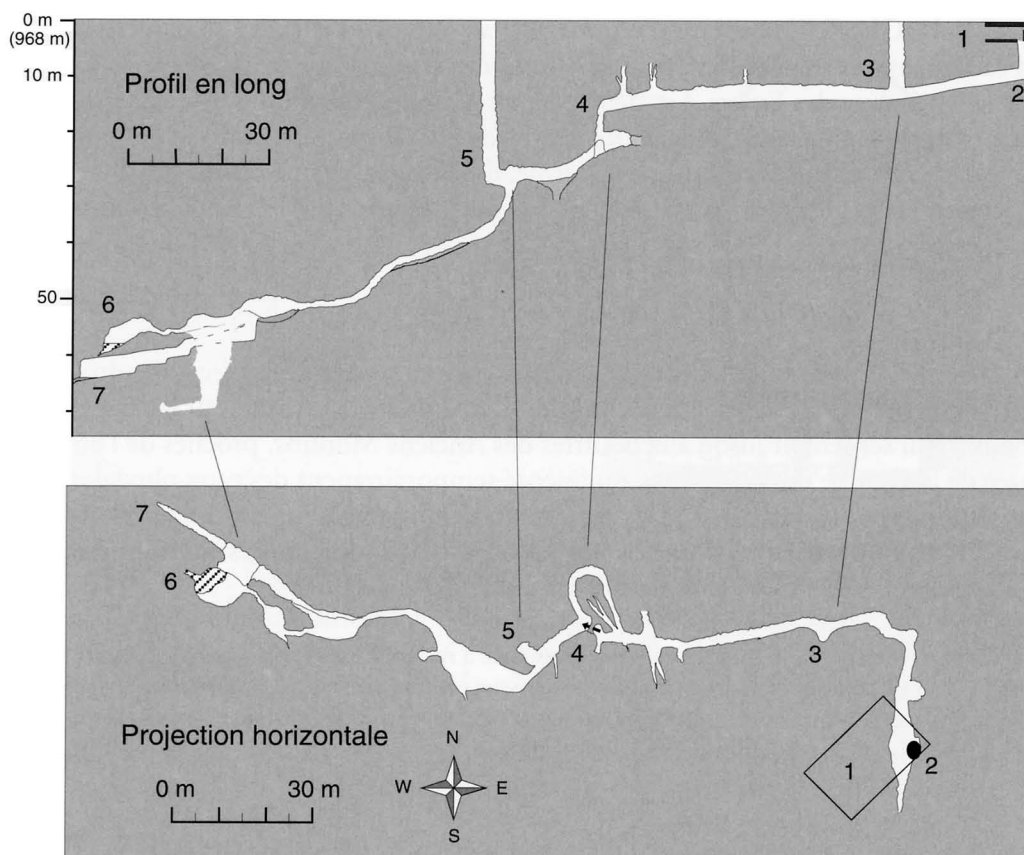
Les pertes de La Ronde à La Chaux-de-Fonds

A l'origine, la source de La Ronde sourdait dans un étang circulaire à l'endroit de l'actuel n° 35 de la rue de La Ronde. Elle alimentait un ruisseau (poissonneux!) qui serpentait jusqu'aux gouffres des Anciens Moulins, proches de l'entrée de la Combe du Valanvron. Augmenté temporairement des eaux pluviales, ce ruisseau fournissait assez d'eau pour mettre en mouvement les roues hydrauliques d'un moulin et d'une scierie placées dans des cavités souterraines (Schardt, 1910b). Cette installation est citée en 1665 déjà.

Dès le début du XIX^e siècle, la ville a commencé à raccorder ses égouts au ruisseau. Des déchets en quantité croissante ont progressivement obstrué les voies d'échappement dans l'endokarst et les eaux de crue, de plus en plus fétides et chargées, ont repris, à ciel ouvert, le chenal délaissé de la Combe du Valanvron. Les autorités de la ville se sont vues contraintes de remettre en activité les pertes naturelles.

Des travaux de désobstruction entrepris vers 1910, sous la direction du géologue Schardt (1910b), ont mis à découvert un impressionnant réseau de galeries souterraines. Deux gouffres ont été remis en état:

- le gouffre de la scierie, situé à une centaine de mètres à l'est de l'ancien moulin, avait été antérieurement déjà aménagé en un puits de 6,4 m de profondeur, au fond duquel se trouvait la roue hydraulique. Une galerie à faible pente, aménagée également, lui succède sur une dizaine de mètres. La désobstruction a été arrêtée là;
- le gouffre du moulin, antérieurement aménagé lui aussi en un puits de 10 m de profondeur, est suivi d'une longue galerie naturelle orientée d'abord vers le sud puis vers l'est, tout en s'abaissant par degrés. Un tronçon de 160 m en a été dégagé dont l'extrémité se trouve vers 70 m de profondeur (fig. 4.4, p. 100). L'ingénieur Curti (1917) fut chargé des réaménagements hydrauliques.



- | | |
|-----------------------------|------------------------------------|
| 1 Ancien Moulin de la Ronde | 5 Cheminée percée artificiellement |
| 2 Puits de descente | 6 Salle du Lac |
| 3 Puits provisoire | 7 Galerie sud |
| 4 Puits de l'échelle | |

Fig. 4.4 Plan et coupe du gouffre du moulin à La Chaux-de-Fonds (Schardt, 1910b).

Contrairement au Col des Roches, l'abord des deux gouffres n'est marqué par nul ravin d'érosion. Le calcaire jurassique supérieur, disposé en couches peu inclinées, a résisté à l'érosion superficielle et maintenu les orifices à la cote élevée de 970 m (contre 895 m au Col des Roches post-glaciaire). L'état de sénilité

du bassin-versant de La Chaux-de-Fonds, mentionné plus haut, suggère une longue période de stabilité du site des pertes. En particulier, la dernière glaciation et ses torrents d'eau de fonte ne semblent pas l'avoir sensiblement remodelé, exception faite peut-être du percement de la timide échancre qui donne sur la Combe du Valanvron.

L'ÉROSION GLACIAIRE

Bref rappel des événements de la dernière glaciation dans le Jura

Une alternance de climats froids et tempérés a marqué la période d'un million et demi d'années qui est assignée à l'ère quaternaire. La distinction classique entre quatre périodes glaciaires est infirmée par des recherches récentes: en réalité sept glaciations se sont déroulées au cours des derniers huit cent mille ans. A sept reprises donc, les glaciers alpins ont envahi le Plateau suisse.

Au cours de la dernière grande avancée, celle de la **glaciation würmienne**, le glacier du Rhône a buté contre la première chaîne du Jura occidental, en y abandonnant ses dépôts frontaux jusqu'à 1100 m d'altitude dans la région neuchâteloise. Ce sont des cordons morainiques et des blocs erratiques, reconnaissables à leurs composants originaires du bassin rhodanien. Les glaces ont pu pénétrer dans les échancreures du Val de Travers et du Val de Ruz où les éléments alpins extrêmes ont atteint une altitude proche de 1000 m.

Des blocs erratiques de provenance alpine sont disséminés à l'intérieur du Jura neuchâtelois jusque vers 1400 m d'altitude. Ils sont attribués à plusieurs (?) glaciations antérieures, au cours desquelles le glacier alpin a déferlé par-dessus les chaînes moyennes et déposé ses moraines frontales le long de la bordure externe du Jura, aux alentours de 300 m, notamment dans la région de Champagnole. La question reste posée de savoir quelle fut l'ampleur de l'érosion que ces flux alpins ont exercée sur les reliefs karstiques préexistants. Il est présumable que, davantage que les glaciers würmiens locaux, ils en atténuèrent sensiblement les contrastes.

Une chronologie précise fournie par les récentes études de la calotte groenlandaise a permis d'en dater les événements würmiens. Le principal paroxysme glaciaire a débuté, il y a seize mille deux cents ans, par un refroidissement rapide. Il a culminé entre quatorze mille cinq cents et treize mille quatre cents ans, pour laisser place ensuite à un réchauffement, lui aussi

relativement rapide. Vers douze mille ans avant la période présente, les températures étaient déjà proches de celles du climat actuel et depuis, ce dernier a connu une « stabilité » remarquable. Il reste à déterminer si la même chronologie est extensible au domaine alpin.

Au-dessus et au-delà des limites des glaces alpines, dans l'intérieur du Jura, des névés et des appareils glaciaires autochtones ont occupé le territoire. Le Jura vaudois, jusqu'à une limite orientale passant par Pontarlier, fut recouvert d'une grande calotte glaciaire indivise qui émettait des langues de glace vers le sud-est (où elles s'opposèrent en partie aux flux rhodaniens) et vers le nord-ouest (Aubert, 1965 et Arn et Campy, 1990). Elles se reconnaissent au fait que leurs moraines ne contiennent que des éléments rocheux jurassiens.

La glaciation würmienne à l'intérieur du Jura neuchâtelois

Entre la deuxième chaîne et Le Doubs, l'histoire de la glaciation würmienne autochtone reste à faire. Elle se heurte à une difficulté particulière: les vestiges morainiques y sont relativement disséminés et peu nets, en comparaison avec ceux qui relèvent de la calotte vaudoise. D. Aubert se limite à en esquisser quelques traits plausibles. Il s'appuie sur l'hypothèse, admise par plusieurs chercheurs, que la limite des neiges se situait vers 1200 m à l'époque du paroxysme. En dessous de cette limite, la fusion estivale faisait disparaître toute la neige de l'hiver précédent. Au-dessus, la fusion étant déficitaire, la neige s'accumulait en névés et en glaciers. La limite de 1200 m est une moyenne et, périodiquement, elle devait s'élever ou s'abaisser, encore que durant les mille à mille deux cents ans du paroxysme, la température semble avoir peu fluctué. En outre, elle était nettement inférieure sur les versants exposés au nord. Apparemment, au cours de la période würmienne, les précipitations atmosphériques – et l'alimentation des glaciers autochtones – furent médiocres.

Le haut Plateau du Dachstein (en Autriche, au sud du lac de Hallstatt) qui se développe dans la tranche d'altitude de 2500 à 2900 m, permet d'imaginer ce que devait être le Jura neuchâtelois au déclin des glaces würmiennes. Le magnifique paysage intégralement karstique du Plateau se raccorde à un rebord exposé au nord, culminant à 2990 m, le long duquel persistent deux glaciers.

Une alimentation continue des glaciers locaux ne pouvait provenir que des éminences supérieures à la limite des neiges, pondérée par l'orientation géographique. D. Aubert illustre la particularité que, depuis Le Chasseron en direc-

tion du nord-ouest, la proportion des reliefs supérieurs à 1200 m diminue de beaucoup. Il impute à ce fait une moindre extension et une moindre alimentation des glaciers neuchâtelois. Leur action érosive fut aussi moindre d'où résulte l'observation que sur le Jura neuchâtelois, le sol est généralement moins rocailleux, plus engazonné que sur la chaîne vaudoise.

Le même auteur présume que la vallée de La Brévine fut occupée par une calotte locale de glace qui s'éleva d'autant plus que sa surface dépassait la limite de 1200 m. Lors de son développement maximal, elle s'écoula momentanément vers la vallée du Locle. Témoin en serait le cordon de quatre buttes morainiques latérales, de section ovale, que J. Favre (1911) décrit entre Le Crozot et le Haut du Quartier et auxquelles il attribue une origine locloise, en raison des fragments d'œningien qu'il y a découverts. Aubert n'hésite pas à rattacher ceux-ci à un Cœningien non encore identifié (ou disparu) propre à la vallée de La Brévine.

Les témoins du passé würmien au Locle et à La Chaux-de-Fonds

Le glacier du Locle

J. Favre (1911) associe au culot de glace qui remplit la dépression du Locle, sous la dénomination de moraine, les nombreux revêtements de gravier argileux étalés sur les replats œningiens ainsi que dans le fond de la vallée, à la base des sédiments fluviolacustres.

Le glacier loclois fut en relation non seulement avec celui de La Brévine mais aussi avec des calottes glaciaires couronnant temporairement la chaîne de Som Martel (1330 m), le Communal de la Sagne (1260 m), ainsi que le dôme de Pouillerel (1275 m). La nature des relations qui existèrent entre ces différents systèmes, durant le paroxysme et ensuite durant leur régression, reste hypothétique en raison de la quasi-absence de témoins morainiques en dehors des limites de la dépression du Locle.

Des sondages effectués récemment dans la région des Eplatures ont découvert, reposant sur l'œningien, plusieurs mètres de terrains argilo-graveleux, sans stratification apparente, à blocs d'origine locale qui pourraient tenir lieu de moraine sous-glaciaire, en confirmation d'une observation de Jaccard. La continuité d'un revêtement de glace entre La Chaux-de-Fonds et Le Locle est plausible. Depuis la région des Eplatures, la vallée actuelle descend vers l'est et vers l'ouest. La glace pouvait, de là, s'écouler vers la Combe du Valanvron, d'une part et vers Le Locle, d'autre part.

A défaut d'accumulations significatives, les flux glaciaires et les eaux de fonte du déclin würmien ont laissé beaucoup de témoins d'érosion. Si, comme l'observe D. Aubert (1965), l'ablation spatiale par les névés et par les glaces fut modeste sur les calcaires, ne modifiant que peu les grands traits du relief antérieur, en revanche, une notable érosion a approfondi linéairement les lits des langues et des torrents glaciaires.

Le glacier du Locle, prolongeant celui des Eplatures et alimenté depuis l'ouest et le sud, a dû s'écouler vers le Col des Roches, en empruntant et en rajeunissant des vallons antérieurs. Si les dépôts graveleux étalés sur les replats méridionaux jusque vers 1050 m sont réellement sous-glaciaires, alors l'altitude du glacier devait être telle qu'il déborda par-dessus l'ensellement des Roches Voumard déprimé actuellement jusqu'à 1020-1050 m. Le profil développé de cet ensellement, illustré par la figure ci-dessous, suggère qu'effectivement il peut avoir servi momentanément de déversoir. Quant à l'échancrure en « V » aigu du Col, nous avons vu qu'elle plaide en faveur d'une érosion fluviale, préparée par des chenaux verticaux de corrosion.

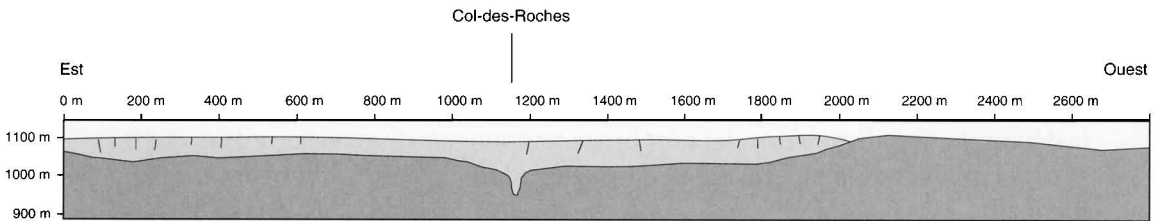


Fig. 4.5 Coupe développée de l'ensellement du Col des Roches, vue depuis le nord. Représentation hypothétique du front de la calotte glaciaire du Locle au moment du maximum würmien.

Les glaciers méridionaux

Les glaciers qui ont couronné le faîte et les revers septentrionaux de la chaîne de Som Martel au Communal de la Sagne, ont émis des langues de glace principalement en direction du nord. Pour leurs eaux de fusion, celles-ci trouvèrent des lits tout préparés dans le réseau des combes argoviennes, des semi-cluses et des vallons de l'Éningien.

A défaut de formations morainiques superficielles apparentes, la dynamique glaciaire et fluviale a laissé de nombreuses traces d'érosion, que les douze mille ans de la période postwürmienne ont à peine défrâchées.



Photo A La semi-cluse des Combettes, issue aval.



Photo B Doline au Grand Som Martel.

Photo C Mamelon karstique de Malm au Grand Som Martel.





Photo A Amorce nord-est de la niche d'arrachement du glissement du Verger.

Photo B Les Herses: début de la branche nord-orientale de la Combe des Enfers; source hypodermique de l'Argovien.



Photo C Combe des Grandes Crosettes, vue vers l'aval; au fond à gauche, crêt émoussé du Dogger du Mont Jaques.



Dans les vallons argoviens, particulièrement aux environs du Locle, l'écoulement de la glace a modelé des sections caractéristiques rappelant un «V» ou un «U» évasé qui sont encore reconnaissables en plusieurs endroits. Puis les torrents d'eau de fonte, auxquels ont succédé les ruisseaux actuels, y ont surimposé des échancrures de forme plus rétrécie. Le profil composite qui en résulte se lit nettement sur les courbes de niveau de l'atlas topographique; tel est le cas, par exemple, de la courbe de 1085 m dans la branche ouest des Entre deux Monts ou du tronçon médian de la Combe de Monterban.

L'empreinte würmienne est attestée aussi par la fraîcheur d'érosion de ravins et semi-cluses aujourd'hui fossiles. Le ravin de Belle Roche, en tête du vallon de La Grecque, les semi-cluses de La Baume et des Enfers, la Combe à l'Ours, en sont autant d'illustrations. La «fraîcheur» de l'érosion se remarque à la persistance de petites falaises et d'abrupts rocheux que soulignent d'étroits talus de blocs éboulés (photo p. 188).

L'érosion glaciaire ne paraît avoir qu'effleuré le paysage du bassin de La Chaux-de-Fonds. En bordure des combes des Crosettes, les lignes de faite méridionales n'excèdent guère la limite des neiges d'alors. Toutefois, il n'est pas douteux que des glaces aient été présentes, comme en témoigne une formation morainique très graveleuse découverte récemment dans une tranchée, aux Grandes Crosettes (photo B, p. 80b). La Combe Boudry, orientée au nord, où actuellement la neige fond tardivement, semble faire figure d'ancienne niche glaciaire. Le relief étalé des combes, les minimales échancrures de la rue de l'Hôtel-de-Ville et de l'ouverture sur la Combe du Valanvron attestent la médiocrité du dynamisme glaciaire.

Les glaciers de Pouillerel

Culminant vers 1250 m, la voûte de Pouillerel et principalement son revers nord furent occupés par des glaces durant le paroxysme würmien. De nombreux ravins transversaux, au relief juvénile, en témoignent. Dans les pentes qui dominent la vallée du Doubs, plusieurs d'entre eux sont très affirmés, tels la Combe à l'Ours aux Brenets et le ravin de La Greffière. Un groupe de langues glaciaires pourrait avoir convergé vers le cirque de Moron, modelant la Côte de l'Escarpineau. Le versant sud de Pouillerel est, lui aussi, fréquemment incisé, depuis le Bois du Petit Château et le Bois Noir jusqu'à la combe du Stand au Locle.

A l'extrémité nord-occidentale de la chaîne, les glaces paraissent avoir exercé leur pouvoir érosif avec une intensité particulière. La profonde Combe de Monterban et les ravins qui lui sont liés, creusés principalement dans l'Argovien encore

vulnérable de la zone de transition au faciès résistant du Rauracien, sont, sans doute, l'œuvre de plusieurs invasions glaciaires. Mais la dernière d'entre elles a rajeuni en tous cas les deux ravins profonds, en forme de canyons, qui s'ouvrent dans le versant nord de la combe, aux Carrières et aux Cotards. La combe du Châtelard aux Brenets, très encaissée elle aussi, est du même style.

Quant à la profonde gorge transversale de La Rançonnière, sa formation est en partie également l'œuvre de glaciers successifs alimentés par des flux arrivant de ses deux versants. Le recul de la gorge jusqu'au pied de l'étroite muraille du Col des Roches semble attester la puissance érosive des glaciers successifs de la Combe de Monterban.

Le long du faite de l'anticlinal de Pouillerel, les mouvements longitudinaux de la glace furent mineurs, aussi est-il compréhensible que les affleurements de roches vulnérables, telles que les marnes du Bathonien, n'y montrent que peu de traces d'érosion différentielle.

L'érosion glaciaire dans l'œningien

Au terme du retrait würmien, la région du Locle s'est retrouvée avec un relief bien affirmé, reproduisant dans ses grands traits un relief directeur antécédant que le glacier a temporairement réoccupé, recouvert et rajeuni. Deux conséquences du remodelage doivent être mentionnées ici :

Une instabilité des versants

Le val du Grand Bied, entre la Combe des Enfers et le Col des Roches, ainsi que tous les vallons latéraux, présentent un modelé dans lequel la section en auge, résultant du travail glaciaire, paraît être conservée et reconnaissable à plusieurs places : les pentes supérieures, à forte inclinaison, y abordent le plateau œningien presque sans transition. Dès que l'appui par la glace des versants très inclinés eut cessé, les grands glissements décrits au chapitre précédent commencèrent à se produire.

Le surcreusement de l'auge de la plaine du Col

Le flux glaciaire arrivant du nord-est a façonné une auge dans l'œningien du fond de la vallée dont la profondeur atteint 30 m sous le niveau de la plaine, au Col-des-Roches. L'étude des sédiments qui la combent aujourd'hui, établit

qu'à un moment donné, le niveau de l'échappement du Bied était d'au moins 15 m inférieur au niveau de l'orifice actuel du gouffre (de Cérenville et Schaerer, 1978). Ce Bied, lors de ses crues, a charrié dans la perte d'alors des déchets provenant de la végétation renaissante qui l'obstruèrent et le contraignirent à réutiliser des orifices de plus en plus élevés. Les exemples de tels colmatages de pertes sont fréquents dans le Jura.

Remarque finale sur la limite des neiges würmiennes

En recherchant les conséquences morphogénétiques de la glaciation locale, nous avons gardé à l'esprit la valeur de 1200 m attribuée par les auteurs à la limite des neiges. Les modestes témoins recueillis sur le terrain ne sont pas en contradiction avec cette hypothèse, à condition d'admettre que la limite fut un peu inférieure sur les reliefs orientés au nord et que, comme le suppose D. Aubert, au-dessus d'elle, les glaciers connurent des phases d'auto-croissance par déficit de fusion, en particulier lors d'épisodes de refroidissement extrême.

L'ÉROSION FLUVIALE

L'érosion par les cours d'eau procède par bonds. Elle opère principalement durant les crues turbulentes qui roulent beaucoup d'alluvions grossières au fond des lits ou qui creusent de profonds sillons dans les sols mous. Les eaux claires et tranquilles des périodes d'étiage, de même que celles qui ne contiennent que des suspensions limoneuses ou argileuses, ne sont que faiblement érosives voire pas du tout.

Tant par les torrents glaciaires que par les ruisseaux actuels, l'érosion fluviale s'est exercée surtout aux dépens des roches tendres de l'Argovien et de l'Énigien. Les glaciers, on l'a vu, ont peu raboté les calcaires résistants dont la dénudation est, à long terme, principalement karstique. Les résidus solides des érosions mécanique et chimique consistent donc principalement en éléments fins que l'eau entraîne sous forme de suspensions. Cette particularité explique la rareté des formations morainiques graveleuses aux environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds.

La gorge de La Rançonnière, en revanche, qui recoupe toutes les séries calcaires de l'anticlinal de Pouillerel, a fourni un abondant matériel graveleux, mais

on n'en retrouve que peu de traces récentes. Son rôle d'émissaire d'un faisceau de langues et de torrents glaciaires würmiens ne suffit pas à expliquer l'importance et la fraîcheur de l'érosion dont elle est empreinte. La capture du Bied, au Col des Roches, a eu pour corollaire la mise en place d'un système de drainage endokarstique majeur qui se décharge aujourd'hui par la grande résurgence sous-lacustre de L'Arvoux aux Brenets. Mais fréquemment, par temps pluvieux, de fortes sources auxiliaires jaillissent dans la gorge. Les plus reculées d'entre elles, situées à l'aval de l'usine hydro-électrique, alimentent un volumineux torrent que chaque épisode pluvieux réactive et dont le pouvoir érosif est manifeste (photos A, p. 168 b et B, p. 168 a). Lieu de convergence de langues glaciaires et de sources karstiques, la gorge de La Raçonnière suggère une parenté génétique avec une reculée.

LE DESTIN DES PRODUITS DE L'ÉROSION

Si les matériaux de l'érosion sont emportés par l'eau sous la forme de suspensions solides, une large part l'est aussi sous la forme de **carbonate de chaux en solution**. Ce dernier, dont l'importance ressort des chiffres du tableau 2, p. 89, suit l'eau jusqu'à sa destination ultime, la Méditerranée.

En outre, une petite fraction des résidus insolubles des marnes et des calcaires s'accumule sur place pour former des placages isolés que les géologues qualifient de « lehms de décalcification ». Sous cette dénomination générale se groupent en fait des sédiments d'origines diverses, comme par exemple des dépôts éoliens (Pochon, 1978). De même, à la surface des affleurements marneux, particulièrement de ceux de l'Argovien, l'abondance des insolubles et l'impossibilité pour eux de pénétrer profondément, favorisent la formation de couches dites d'altération, épaisses de quelques mètres. Elles ont un rôle hydrologique important qui sera exposé au chapitre 5.

Sur la majeure partie des aires calcaires cependant, les résidus fins passent dans l'endokarst.

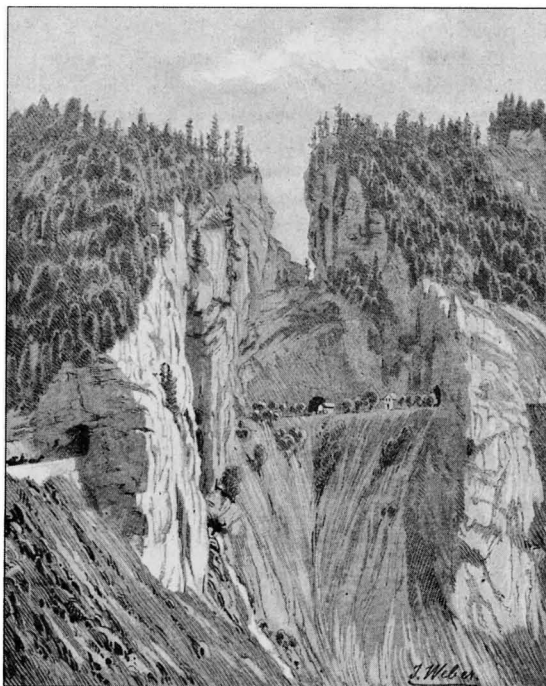
La **fraction solide** des cours d'eau, dont le spectre granulométrique global va des graviers grossiers aux suspensions argileuses et colloïdales a trouvé à se sédimenter, dès le retrait würmien, dans les bassins lacustres du Col des Roches et du Doubs. L'histoire du comblement postglaciaire de l'auge glaciaire du Col peut être reconstituée avec précision (cf. chapitre 2).

Les alluvions parvenues au bassin du Doubs par les voies superficielle et souterraine procèdent au remplissage du lobe que forme la section aval de la gorge de La Raçonnière ennoyée par le Lac des Brenets. La sédimentation progresse en exondant la plaine des Goudebas, longue déjà de 700 m.

Trois sondages, dont il n'existe qu'une description sommaire (Rieben, 1986), projettent quelque éclairage sur le processus de remblayage. Les graviers de la gorge de La Raçonnière, toujours mélangés de limons argileux, se retrouvent sur une épaisseur de 18 m, au sondage amont (pt 543 980/212 400). Ils existent encore dans la partie médiane de la plaine (pt 543 900/212 650) entre 5 et 16 m de profondeur, reposant sur des sables fins limoneux. Le sondage aval (pt 543 720/212 730) n'a rencontré que des « argiles lacustres » (?) jusqu'à 35 m de profondeur, puis à nouveau des sables fins limoneux.

Le sondage médian a révélé une couche de craie lacustre entre 3 et 5 m de profondeur, signifiant qu'un bassin d'eau libre latéral par rapport au flux d'alluvionnement, et maintenu ouvert sans doute par une émission d'eau souterraine, a persisté là pendant une longue période. L'hypothèse d'une telle émission d'eau est confortée par le fait que le versant rocheux oriental de la gorge, en l'occurrence le calcaire hauterivien aquifère, y a été rencontré vers 20 m de profondeur déjà.

Le Col des Roches vu du côté des Brenets. Cette ancienne gravure dépourvue des arbres masquant actuellement le site, illustre d'une manière saisissante l'encoignure érodée par les torrents qui ont débordé l'ensellement du Col, notamment à l'époque würmienne (Musée d'histoire du Locle).





Correction du Bied à la rue du Marais, devant le jardin public, avril 1900 (Musée d'histoire du Loche).