Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 11 (1910-1912)
Heft: 4

Artikel: Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds
Autor: Favre, Jules
Kapitel: 1: Terrains Jurassiques
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-157087

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

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

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

Download PDF: 02.10.2025

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

Ire PARTIE. — STRATIGRAPHIE [1]

TERRAINS JURASSIQUES

A. JURASSIQUE MOYEN

Bajocien.

Le Bajocien n'affleure qu'en un petit nombre de points sur le pourtour du synclinal Locle-Chaux-de-Fonds, soit dans la cluse du Bied du Locle en aval de la Rançonnière et à l'extrémité NE de l'anticlinal de Pouillerel, au NW de la Chaux-de-Fonds. Ses couches tout à fait supérieures seules sont visibles ; ce sont des calcaires oolithiques jaune-brun à oolithes de grosseur variée, parfois très petites, ce qui donne à la roche un aspect finement grenu. Les bancs supérieurs de ces calcaires, ainsi que l'a observé M. Rollier, sont très facilement reconnaissables en ce qu'ils contiennent des oolithes de deux ordres de grandeur. Les unes sont très grosses, à structure concentrique très nette, d'un diamètre moyen de 1 cm., les autres, distribuées entre les précédentes ne dépassent pas la dimension de 2 mm. La surface corrodée de cette roche se présente sous la forme de grosses oolithes empâtées dans une masse ayant elle-même une structure oolithique et dont la pâte contient une forte proportion de calcite cristallisée. A la Rançonnière, où le Bajocien est visible sur une épaisseur de 20 m. environ, les dernières couches qui apparaissent sont spathiques. Aucun affleurement ne m'a fourni de fossiles.

Ce complexe oolithique est l'équivalent des couches désignées sous le nom de *Grande oolithe inférieure*, *Oolithe subcompacte* dans d'autres parties du Jura central.

Bathonien.

Il est composé de bas en haut des complexes suivants (fig. 1) :

1° *Marno-calcaire roux à Parkinsonia et à Ostrea acuminata.*

2° *Calcaire oolithique roux.*

[1] Tous les fossiles et échantillons de roches se rapportant à cette étude sont déposés au Muséum d'histoire naturelle de Genève.

3° *Marnes à Pholadomya Murchisoni et à Echinobrissus clunicularis.*

4° *Calcaires compacts blancs à taches roses, devenant jaunes et oolithiques à la base.*

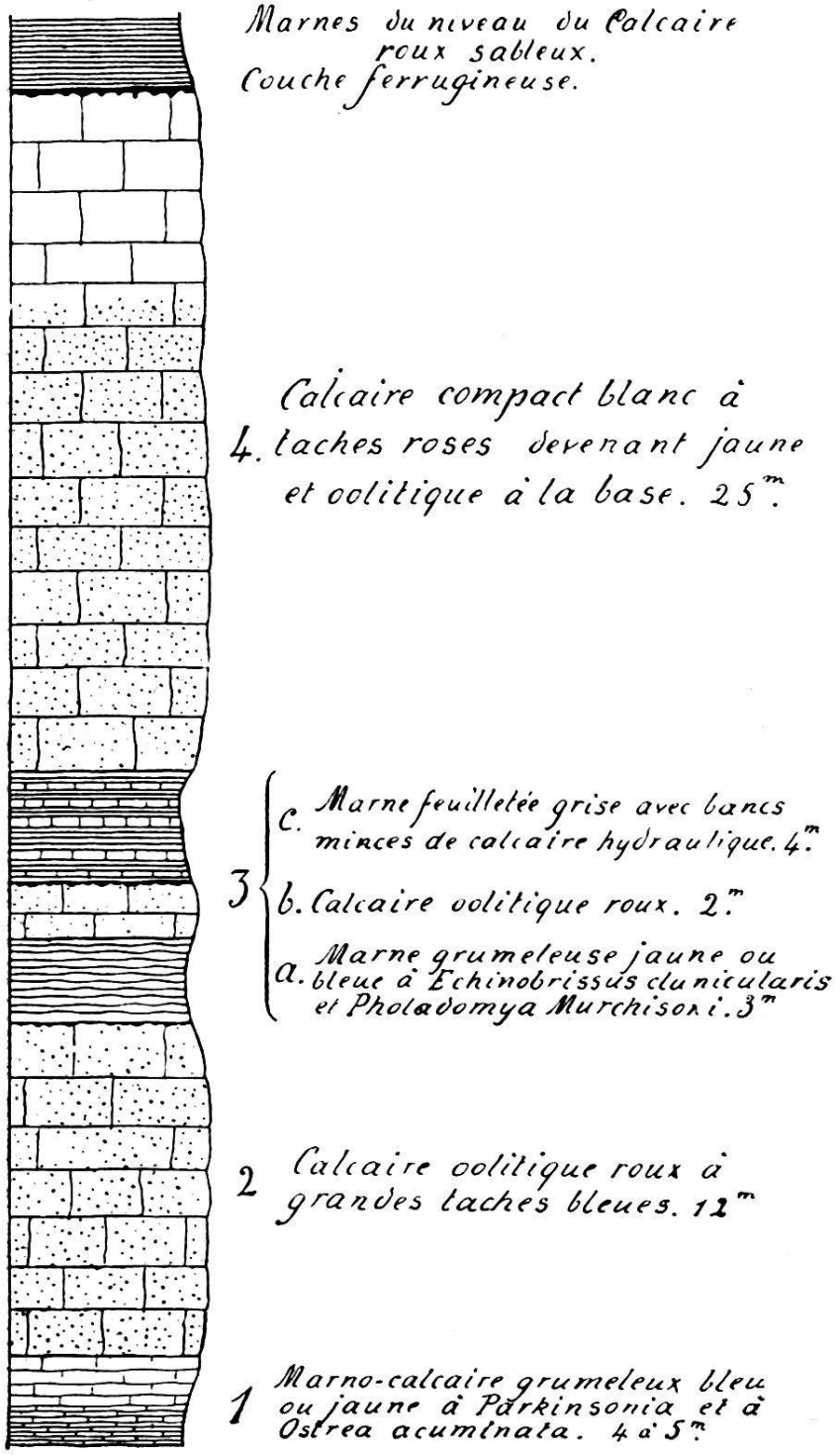

FIG. 1. — Coupe du Bathonien aux carrières du Petit Château, au NW de la Chaux-de-Fonds.

1° Marno-calcaire roux a Parkinsonia et a Ostrea acuminata

Au-dessus des calcaires oolithiques bajociens apparaissent des marno-calcaires jaunes ou bleus lorsqu'ils ne sont pas oxydés, contenant de nombreux débris de fossiles, et des marnes de même couleur, mais où les fossiles, abondants aussi, sont mieux conservés. Ces couches sont visibles en plusieurs endroits à l'extrémité NE de la chaîne de Pouillerel aux environs de la Chaux-de-Fonds, mais en de mauvais affleurements. Leur épaisseur peut être évaluée à 4 à 5 mètres. Dans les carrières du Petit-Château, au NE du stand de la Chaux-de-Fonds, j'ai recueilli la faune suivante :

Parkinsonia Parkinsoni Sow.	Ostrea acuminata Sow.
Homomya gibbosa Sow.	Terebratula perovalis Sow.
Mytilus gradatus Terq. et Jourd.	T. maxillata Sow.
Lima Annonii Mer.	T. Stephani Dav. [et Dew.
L. helvetica Opp.	Waldheimia subbuculenta Chap.

A la Combe Grieurin :

Ostrea acuminata Sow.	Cidaris Zschokkei Desor.
Rhynchonella concinna Sow.	Cidaris Koechlini Cotteau.
Acanthothyris spinosa Schloth.	C. gingensis Waagen.

Au fond des gorges du Bied, en aval de la Rançonnière :

Homomya gibbosa Sow.	Acanthothyris spinosa Schloth.
Pecten spathulatus Roem.	Rhynchonella concinna Sow.

Sur le versant droit de cette même gorge :

Cosmoceras, forme très voisine de C. garantianum d'Orb., C. praecursor Mayer, d'après M. Rollier. [et Dew.

Belemnites giganteus d'Orb.	Waldheimia subbuculenta Chap.
Modiola Lonsdalei Morr. et Lyc.	Terebratula maxillata Sow.
Lima duplicata Sow.	Terebratula circumdata Desl.
Rhynchonella concinna Sow.	Collyrites ringens (Ag) Desm.

Ces couches peuvent certainement être parallélisées avec le *Calcaire roux du Furcil* à *Parkinsonia Parkinsoni* et avec les *Marnes à Ostrea acuminata* du Jura central, dont elles ont le faciès et la faune.

Pour la plupart des géologues jurassiens, ces *marno-calcaires à Parkinsonia Parkinsoni et à Ostrea acuminata* sont bathoniens. La détermination de l'âge exact de ces couches est rendue difficile par la grande pauvreté des gisements en fossiles caractéristiques. En effet, dans le Jura central, parmi les meilleurs de ces fossiles, *Parkinsonia Parkinsoni*

et *Ostrea acuminata* bien que répandues surtout dans le Bajocien supérieur, passent dans le Bathonien ; *Oppelia subradiata* Sow, trouvée au Furcil est dans le même cas d'après M. F. Favre [1].

Il semble cependant, d'après les conclusions de M. M. Clerc dans son étude paléontologique sur quelques gisements bathoniens et bajociens du Jura central [2], que le Calcaire roux du Furcil (marno-calcaire à *Parkinsonia Parkinsoni* et *Ostrea acuminata*) doive rentrer dans le Bajocien supérieur. La présence de *Cosmoceras garantianum* d'Orb. espèce réputée bajocienne semble permettre de conclure dans le même sens. Mais en attendant que des preuves décisives pour ou contre cette manière de voir soient données par une étude paléontologique et stratigraphique générale des gisements du Dogger du Jura, je me rallie à l'opinion générale.

2° Calcaire oolithique roux

Aux marnes et marno-calcaires à *Parkinsonia* succède un massif de 12 mètres environ de calcaires oolithiques et spathiques jaunes à grandes taches bleues dans le milieu des bancs, et à oolithes de grosseur variable. Ces calcaires sont sans fossiles.

3° Marnes a Pholadomya Murchisoni et a Echinobrissus clunicularis

Un faciès marneux succède au faciès oolithique. Dans les carrières dn Petit Château au NW de la Chaux-de-Fonds, comme aussi dans la Combe Grieurin (fig. 1), on observe dans ce complexe la succession suivante :

a) Sur les calcaires oolithiques, une *marne grumeleuse* jaune et bleue de 3 mètres d'épaisseur, caractérisée surtout par l'abondance d'*Echinobrissus clunicularis* d'Orb et des pholadomyes. J'y ai recueilli en outre :

Pholadomya Murchisoni Sow.	Avicula Münsteri Goldf.
P. bucardium Ag.	Pecten lens Sow.
Lucina Bellona d'Orb.	Ostrea obscura Sow.
Lima cardiformis Sow.	Rhynchonella concinna Sow.
L. duplicata Sow.	Echinobrissus clunicularis d'Orb.

[1] F. Favre. Sur la coexistence d'*Oppelia subradiata* Sow et d'*Opp. aspidoides* Opp. dans le Bajocien et le Bathonien. *Bull. soc. géol. France.* compte-rendu des séances, 1909, p. 70-71.

[2] M. Clerc. Etude monographique des fossiles du Dogger de quelques gisements classiques du Jura neuchâtelois et vaudois, p. 105 in *Mém. soc. pal. suisse.* Vol. 31, 1904.

b) Deux mètres de *calcaire oolithique* analogue au précédent recouvrent ces marnes ; la surface supérieure est couverte d'une incrustation d'huîtres.

c) Au-dessus apparaît une *marne de 4 m. d'épaisseur, grise, feuilletée*, avec quelques intercalations de minces bancs de calcaire hydraulique ; elle est stérile, cependant, au milieu de l'assise une mince couche contient à profusion de jeunes huîtres, un petit spongiaire dendriforme et les espèces suivantes :

Ostrea Wiltonensis Lyc.	W. Leckenbyi Walker.
Hinnites velatus Goldf.	Terebratula longicollis J. B. Grepp.
Pecten lens Sow.	T. globata Sow.
Rynchonella concinna Sow.	T. intermedia Sow.
Waldheimia ornithocephala Sow.	Ceriopora globosa Mich.

Ces deux complexes de marnes *a* et *c* affleurent par-ci par-là sur toute l'extrémité NE de l'anticlinal de Pouillerel et fournissent de bons gisements de pholadomyes (*P. Murchisoni* et *bucardium*).

On retrouve ces couches marneuses dans le voisinage de la Saignotte au NW du Locle. Dans les gorges du Bied, un peu en amont des Cambôles, elles sont bien visibles, mais ici les deux complexes marneux sont plus épais et ne sont plus séparés par les bancs de calcaire oolithique. Ces mêmes marnes, peu fossilifères, se trouvent aussi à l'extrémité NE de l'anticlinal de Sommartel, au pied de l'Arête Cornu près des Petites Crosettes.

4. Calcaires compacts blancs a taches roses, devenant jaunes et oolitiques a la base.

Le terme supérieur du Bathonien est formé d'une assise de calcaires tout d'abord oolithiques jaunes ou roux, identiques aux calcaires oolithiques cités précédemment. Vers le sommet, ces calcaires deviennent compacts, blancs ou gris-clair, à petites taches roses ; c'est la *Pierre blanche* de quelques géologues jurassiens. Ces calcaires très purs sont facilement attaqués par les agents de corrosion et donnent naissance à des lapiés en plusieurs points de l'anticlinal de Pouillerel. Souvent aussi, sur le bord des marais de cette même chaîne, ces calcaires sont creusés de profonds puits de corrosion (Saignolis, Jean Colar, etc.). Cette Pierre blanche renferme de rares fossiles qui ne peuvent être dégagés. Toutefois, à la Saignotte, ces couches sont riches en brachiopodes ;

j'ai pu recueillir là de nombreuses *Terebratula maxillata* Sow. et *T. globata* Sow. Sur l'Arête des Foulets près de la Chaux-de-Fonds, où les bancs sont localement marno-calcaires, j'ai trouvé :

Oppelia fusca Quenst.
Perisphinctes Moorei Opp.
P. furcula Neum.
Pecten Dewalquei Opp.
P. spathulatus Roem.
Acanthothyris spinosa Schoth.
Rynchonella concinna Sow.
Holectypus depressus Desor.
Collyrites ovalis Cott.

Les calcaires compacts blancs qui forment le sommet du Bathonien ont leur surface supérieure corrodée, montrant des sections de fossiles et parfois aussi des perforations de mollusques lithophages attestant un arrêt dans la sédimentation et même des phénomènes d'abrasion. Sur cette surface d'abrasion il existe dans la chaîne de Pouillerel une mince couche marneuse atteignant 3 à 4 cm. d'épaisseur et possédant des caractères tout particuliers. Malheureusement, elle n'est visible qu'en peu d'endroits et c'est aux Saignolis, sur le bord du marais qu'elle a fourni la plus grande partie de ses fossiles. De couleur jaune d'ocre, elle contient une quantité de concentrations de silice imprégnées de pyrite souvent oxydée en limonite, des concrétions pyriteuses cristallisées, transformées totalement ou partiellement en limonite. Les fossiles sont siliceux et parfois imprégnés de limonite, ou aussi calcaires ; ils appartiennent en général à des espèces qui ne se rencontrent pas ailleurs dans le Jura et forment une faune naine où il semble exister un mélange de formes bathoniennes et calloviennes. Bon nombre de ces fossiles doivent en tout cas être le résidu de la corrosion de la partie supérieure des calcaires bathoniens, car on trouve parfois dans les calcaires blancs sous-jacents à la marne des débris de fossiles siliceux imprégnés de limonite. Voici les fossiles de cette marne :

Strophodus, dents.
Sphaerodus, dents.
Sphenodus, dents.
Belemnites fusiformis ? Park.
Tornatella multistria Rig. et Sauv.
Ampullina hulliana Lyc.
Nerinea bathonica Rig. et Sauv.
Nerinella elegantula d'Orb.
Nerinella cfr. deducta Huddl.
Mathildia binaria Heb. et Desl.
Trigonia pullus Sow.
Lucina sp.
Waldheimia pala de Buch.
W. cadomensis Sow. forme naine.
Terebratula Bentleyi Morr.
Rhynchonella Fischeri Ziet.
R. funiculata E. Desl.
Cyclocrinus macrocephalus P. de Lor.
Cidaris gingensis Waagen.
Anabacia orbulites E. H.

Tandis que dans les parties plus méridionales du Jura central, le Bathonien à partir du Calcaire roux du Furcil (marno-calc. à *Parkinsonia* et à *Ostrea acuminata*) présente un faciès exclusivement marneux (Furcil, Chasseron, Baulmine, etc.), dans la région du Locle-Chaux-de-Fonds au contraire, son faciès est presque exclusivement oolithique. Le régime marneux ne se fit sentir que momentanément (marnes à *pholadomyes* et à *Echinobrissus*) séparant ainsi deux massifs oolithiques. Il en est de même plus à l'E, comme par exemple à Chasseral, au Weissenstein, à Moutier, où le massif oolithique supérieur couronné par la Pierre blanche est séparé du massif inférieur par une marne à *Parkinsonia Neuffensis* (Chasseral). C'est entre autres la persistance de ce niveau marneux moyen qui a déterminé M. Rollier à diviser l'ancien étage Bathonien en deux nouveaux étages :

Bradfordien	2. Pierre blanche et calcaires oolithiques. 1. Marnes à Pholadomyes.
Bathien . .	2. Calcaires oolithiques (Grande oolithe). 1. Marnes à Ostrea acuminata.

Callovien.

Il se compose de bas en haut :

a) *Niveau du Calcaire roux sableux.*
b) *Dalle nacrée.*
c) *Oolithe ferrugineuse* (en partie).

a) Niveau du calcaire roux sableux

Toujours recouvert par la végétation, car il revêt dans cette région un faciès marneux, il ne peut être étudié complètement que près du hameau des Frêtes, sur la route du Locle aux Brenets. Il se compose de *marnes sableuses* gris-bleu ou gris-jaunâtre alternant, dans la partie supérieure surtout, avec des *bancs marno-calcaires sableux*, minces, de même couleur. La proportion de calcaire contenue dans ces marnes est faible, les deux cinquièmes environ ; le reste est formé d'argile et surtout de grains de quartz irréguliers, microscopiques. Grâce à cette composition spéciale, ce complexe marneux joue un rôle assez important pour la formation des marais, comme nous le verrons plus loin. Ces marnes sont absolument stériles ; à l'examen microscopique, cependant, on y trouve deux spicules siliceux de spongiaires assez abondants, l'un réniforme (*Rhaksella*), l'autre dendri-

forme. Au total, ces marnes atteignent 20 à 25 m. d'épaisseur.

Il est difficile de déterminer l'âge de cette assise, puisqu'elle est sans fossiles. Cependant la mince marne ferrugineuse de sa base dont il a été question plus haut et qui la sépare des calcaires bathoniens contient quelques fossiles calloviens (*Rhynchonella funiculata*, *Waldheimia pala*, *Cyclocrinus macrocephalus*, etc.), peu caractéristiques il est vrai, qui permettent peut-être de la classer dans le Callovien. Plus à l'E, du reste, là où ces marnes sont nettement délimitées entre la Dalle nacrée et la Pierre blanche, elles contiennent des fossiles nettement calloviens comme *Macrocephalites macrocephalus*. Il est probable que plus au sud, au Furcil par exemple, notre assise marneuse est représentée par les 15 m. de marnes feuilletées sans fossiles de la partie supérieure des *Marnes du Furcil*.

b) Dalle nacrée

Calcaire échinodermique, spathique, roux, à nombreux restes de fossiles brisés indéterminables. Ce terrain possède tout à fait les mêmes caractères que dans les régions avoisinantes, aussi je ne m'y arrêterai pas. Toutefois, à sa base, on observe quelques lits marneux, minces, faisant un passage insensible au niveau du Calcaire roux sableux. Localement, dans la partie SE de la région étudiée (Petites Crosettes, Bénéciardes), on observe dans la partie supérieure de la Dalle nacrée quelques bancs minces de 10 à 20 cm. d'épaisseur d'un silex gris blanchâtre à veinules et sécrétions d'opale et de quartz. L'épaisseur de ce terrain est de 35 à 40 mètres.

c) Oolithe ferrugineuse

Partout au-dessus de la Dalle nacrée on rencontre soit des *marno-calcaires jaune d'ocre ou bleus à oolithes ferrugineuses* séparés par des délits de marne bleu-noirâtre, soit des *marnes bleu-noir à oolithes ferrugineuses* avec des rognons stratifiés de marno-calcaires contenant des oolites identiques. Ces couches atteignent au maximum $1^{m}50$. Elles ont été classées par différents auteurs, tantôt dans l'Oxfordien, tantôt dans le Callovien, tantôt en partie dans le Callovien et en partie dans l'Oxfordien. J'étudierai la faune de quelques gisements de ce terrain afin de déterminer son âge exact.

1° *Chalet et carrières du Basset, au N de la Chaux-de-Fonds* (fig. 2).

Dans les carrières Jacky à l'W du Chalet, au N de la Chaux-de-Fonds, l'épaisseur de l'ensemble des bancs d'oolithe ferrugineuse est de $0^{m}40$; ces bancs sont séparés par de minces lits marneux bleu-noir. Ils reposent sur la Dalle nacrée et supportent une marne argileuse bleue à concrétions et à fossiles pyriteux (*Cardioceras cordatum*). J'ai recueilli les fossiles suivants dans cette oolithe ferrugineuse :

Reineckeia Greppini Opp.	H. nodosum Bonarelli.
Cardioceras flexicostatum Phill. très abondant.	Oppelia subcostaria Opp.
C. aff, goliathus d'Orb.	Terebratula Stutzii Trib.
Quenstedticeras Sutherlandiae Sow.	T. bisuffarcinata Schloth.
Perisphinctes divers.	Rhabdocidaris Thurmanni P. de Lor.
Peltoceras Athleta Phill.	Holectypus punctulatus Desor.
Aspidoceras Babeanum d'Orb.	Collyrites Castanea Desor.
Hecticoceras punctatum Stahl.	Cyclocrinus macrocephalus P. de Lor.

En outre dans la collection Jaccard au laboratoire de géologie de l'université de Neuchâtel se trouvent de ce même gisement :

Reineckeia anceps Rein.	Peltoceras Athleta Phill.
Cosmoceras ornatum Schloth.	Cardioceras flexicostatum Phill.

Dans la même collection, de la carrière des Bassets :

Reineckeia anceps. Rein.

Ces listes de fossiles permettent d'attribuer avec certitude cette couche au Callovien supérieur à *Reineckeia anceps* et à *Peltoceras Athleta*.

En résumé, l'*Oolithe ferrugineuse du Chalet et du Basset est certainement callovienne, l'Oxfordien est ici représenté par les marnes bleues superposées à fossiles et à concrétions pyriteuses* que je décrirai plus loin.

2° *Grandes et Petites Crosettes, au SE et à l'E de la Chaux-de-Fonds* (fig. 2).

L'oolithe ferrugineuse des Crosettes possède des caractères pétrographiques identiques à celle du Chalet ; elle contient cependant une faune absolument différente, bien qu'elle ne soit séparée du premier gisement que de 2 à 3 km. Voici les fossiles que j'ai recueillis aux Crosettes :

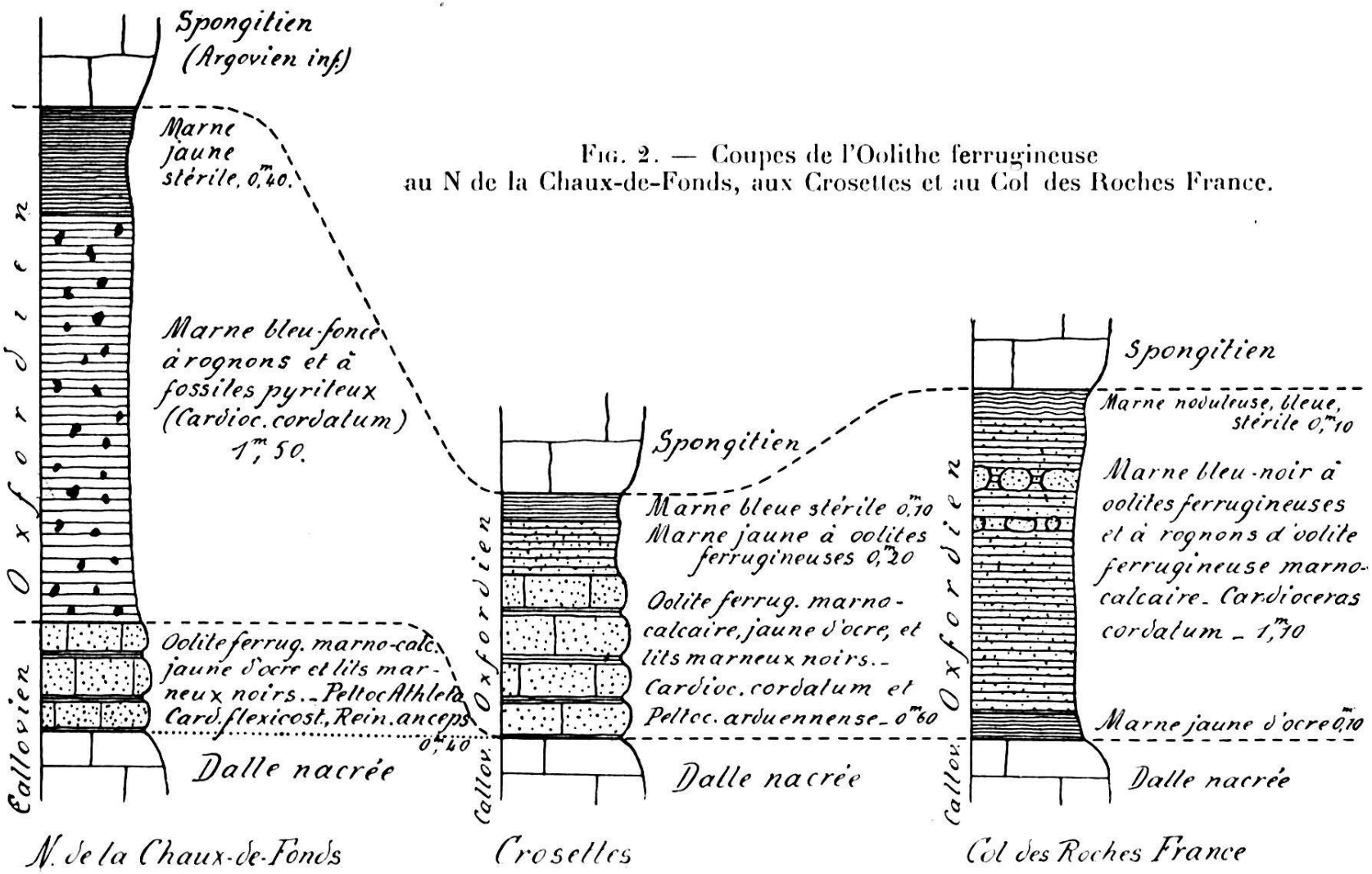

Fig. 2. — Coupes de l'Oolithe ferrugineuse au N de la Chaux-de-Fonds, aux Crosettes et au Col des Roches France.

Cardioceras cordatum Sow.	P. cfr. interscissum Uhl.
Quenstedticeras Sutherlandiae Sow.	P. Constantii d'Orb.
	Aspidoceras perarmatum Sow.
Peltoceras arduennense d'Orb.	Holectypus punctulatus Desor.

Dans la collection Jaccard, il existe les mêmes fossiles ; en outre :

Cadoceras Lalandei d'Orb.

L'Oolithe ferrugineuse des Crosettes est donc oxfordienne, les couches calloviennes du Chalet font ici complètement défaut.

3° *Entre-deux-Monts au SE du Locle.*

Mêmes caractères pétrographiques que précédemment. J'ai recueilli :

Cardioceras cordatum Sow.	Aspidoceras perarmatum Sow.
Cardioceras excavatum Sow.	Nautilus granulosus d'Orb.

La collection Jaccard contient en plus :

Aspidoceras Edwarsianum d'Orb.	Cardioceras Goliathus d'Orb.

4° *Combe Monterban, Col-des-Roches-France* (fig. 2).

Les marno-calcaires à oolithes ferrugineuses sont remplacés ici par des marnes noirâtres à oolithes ferrugineuses ; elles sont peu fossilifères, mais contiennent cependant *Cardioceras cordatum, elles sont donc aussi oxfordiennes.*

En résumé, l'oolithe ferrugineuse qui existe partout sur la Dalle nacrée avec le même faciès, ne représente pas partout le même étage. Au N de la Chaux-de-Fonds seulement elle est callovienne, partout ailleurs elle est oxfordienne, et le Callovien supérieur fait défaut (fig. 2).

Cette similitude de faciès pour deux assises différentes peut être expliquée facilement à l'aide du schéma (fig. 3). L'émersion d'une partie du Jura à la fin du dépôt de la Dalle nacrée est connue. Aux gorges de l'Areuse par exemple, il existe une lacune stratigraphique entre la Dalle nacrée et l'Argovien ; plus à l'E, dans la région du Locle, l'Oxfordien à *Cardioceras cordatum* apparaît, mais le Callovien supérieur à *Peltoceras Athleta* fait encore défaut ; enfin au N de la Chaux-de-Fonds, il n'y a plus de lacune.

C'est immédiatement après le dépôt de la Dalle nacrée que la région émergée était la plus étendue et les dépôts du Callovien supérieur revêtent sur le pourtour de cette terre un

faciès néritique sous la forme de l'oolithe ferrugineuse à *Reinekeia anceps*, *Peltoceras Athleta*, etc. (Chaux-de-Fonds). Lors du dépôt de l'Oxfordien, la mer s'avança de nouveau, et là où s'était déposée l'oolithe ferrugineuse callovienne se formèrent les dépôts plus pélagiques des argiles à ammonites pyriteuses (à partir du N de la Chaux-de-Fonds, vers l'E), la mer étant devenue plus profonde. Sur les régions nouvellement envahies, les dépôts littoraux à oolithes ferrugineuses à *Cardioceras cordatum* remplaçaient latéralement les argiles pyriteuses (S de la Chaux-de-Fonds et environs

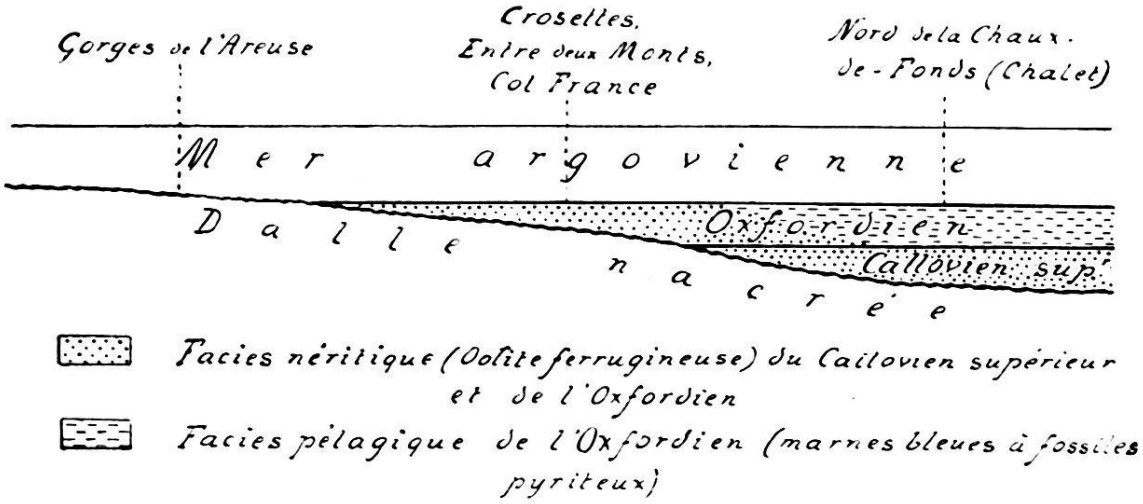

FIG. 3. — Schéma montrant le passage de l'Oolite ferrugineuse du Callovien à l'Oxfordien.

du Locle). Plus au S, à cette même époque, la terre ferme existait encore, mais la transgression de la mer argovienne se fit sentir sur toutes les régions qui étaient restées exondées.

B. JURASSIQUE SUPÉRIEUR

Oxfordien.

Ainsi que cela a été démontré, l'Oxfordien est représenté dans la région par l'Oolithe ferrugineuse superposée à la Dalle nacrée et supportant à son tour l'Argovien inférieur (Spongitien). Au N de la Chaux-de-Fonds (fig. 2) cependant, où l'Oolithe ferrugineuse est callovienne, on observe au-dessus d'elle et jusqu'au contact avec l'Argovien une assise de marnes argileuses de 2 m. environ, bleu foncé, à fossiles et à concrétions pyriteuses. Dans sa partie supérieure, sur $0^{m}40$ d'épaisseur, elle a pris par oxydation une couleur jaune d'ocre. Tout à fait à sa base se trouve une mince marne

jaune-rouge à bélemnites contenant une quantité de petits cristaux bacillaires de gypse résultant de l'oxydation de la pyrite. Les fossiles sont rares :

Cardioceras cordatum Sow. Oppelia Langi P. de L.
Perisphinctes bernensis P. de L.

L'Oxfordien pyriteux du Jura bernois atteint donc sa limite extrême au N de la Chaux-de-Fonds ; partout ailleurs dans la chaîne de Pouillerel et dans celle de Sommartel, il a pour équivalent l'Oolithe ferrugineuse à *Cardioceras cordatum.*

Argovien.

L'Argovien possède dans tout le Jura central un faciès si uniforme que je ne le décrirai pas à nouveau. Il mesure à peu près 170 m. d'épaisseur.

Les bancs minces de calcaire argileux à grain fin séparés par des marnes feuilletées de l'*Argovien supérieur* sont très peu fossilifères ; on y rencontre de rares *Perisphinctes* et des *Pholadomyes* ; j'y ai trouvé en outre à la Combe des Enfers un genre d'astérie nouveau, *Triboletia nodosa* P. de L.

L'*Argovien inférieur* ou *Spongitien* avec ses bancs calcaires plus épais et moins argileux alternant avec des marnes grumeleuses est beaucoup plus riche en fossiles. Voici les espèces que j'ai recueillies (Ch, Chalet au N de la Chaux-de-Fonds ; Ca, les Carrières de la Combe Monterban au NW du Locle ; Br, Bressels à l'E du Locle ; E. M, Entre deux Monts près du Locle ; Cr, Crosettes près la Chaux-de-Fonds).

Perisphinctes divers.
Cardioceras tenuiserratum Opp ; E. M.
Ochetoceras canaliculatum Münst; Br.
Harpoceras arolicum Oppel ; Br.
Oppelia cfr. Richei P. de Lor ; Br.
Creniceras crenatum Brug ; E. M.
Nucula Dewalquei Opp ; E. M.
Lima sublaevis Thurm ; Cr, Ca.
L. Escheri Moesch ; Cr.
Pecten subpunctatus Münst ; E. M.
P. episcopalis P. de Lor ; Ca.
Ctenostreon squammicostata Buv; Br.
Rhynchonella arolica Opp. partout.
R. triloboides Quenst ; E. M, Ca.
R. striocincta Quenst ; E. M, Cr.
Terebratula birmensdorfensis Escher ; Cr, E. M.
Terebratula Rollieri Haas ; E. M.
Megerlea Friesenensis Schrüfer ; Cr, E. M.
M. Orbis Quenst ; E. M.
M. pectunculus Opp ; E. M.
Cidaris propinqua Münst ; Cr.
Balanocrinus subteres Goldf ; partout.
Spongiaires divers.

Il est intéressant de constater que dans la partie NE de l'anticlinal de Pouillerel, la partie supérieure de l'Argovien

présente quelques bancs de calcaire à échinodermes et à coraux indiquant les dernières traces du facies coralligène rauracien si développé dans le Jura bernois.

Séquanien.

Le Séquanien dans les chaînes de Pouillerel et de Sommartel présente quant aux faciès deux niveaux distincts. L'inférieur est formé de marnes, de calcaires oolithiques roux, de calcaires coralligènes de même couleur. Le supérieur est formé de calcaires gris clair, compacts, qui au sommet deviennent oolithiques, blancs, et parfois crayeux.

a) *Séquanien inférieur.*

Il peut être étudié surtout dans la chaîne de Pouillerel où il est exploité dans plusieurs carrières. La coupe fig. 4 a été relevée au-dessus du Bouclon près des Eplatures. Je relève dans cette coupe la zone des calcaires spathiques; ces calcaires d'une couleur rousse ont la plus grande ressemblance avec la Dalle nacrée. Au-dessus se rencontre un banc de couleur rousse exclusivement formé de coraux, c'est un véritable récif et non pas seulement des coraux détachés et plus ou moins roulés. Plusieurs mètres carrés de ce banc mis à nu dans une carrière montrent de magnifiques buissons de coraux. A la cassure cette roche est saccharoïde.

Ces calcaires spathiques et ce récif s'observent bien développés dans toute la chaîne de Pouillerel (Endroits près de la Chaux-de-Fonds (fig. 5), Combe Grieurin près de la Chaux-de-Fonds, Bouclon près du Crêt du Locle, Châtelard près des Brenets). Ils sont beaucoup moins caractérisés dans la chaîne de Sommartel et remplacés, soit par des marnes, soit par des calcaires oolithiques roux et des calcaires compacts.

Les marnes et les calcaires oolithiques roux superposés aux calcaires spathiques sont plus constants dans leur ensemble, mais leur puissance et leur succession relative sont très variables suivant les endroits comme le montrent les figures 4 et 5.

Dans la partie E de la région étudiée, les calcaires à coraux, les calcaires spathiques n'existent plus, l'oolithe rousse elle-même est moins développée. Ainsi, le long de la route conduisant de la Chaux-de-Fonds aux Petites Crosettes, j'ai pu relever la coupe fig. 6 où, au lieu des couches indiquées plus haut, on trouve des marnes et des marno-calcaires variés.

En résumé, le Séquanien inférieur est formé par une

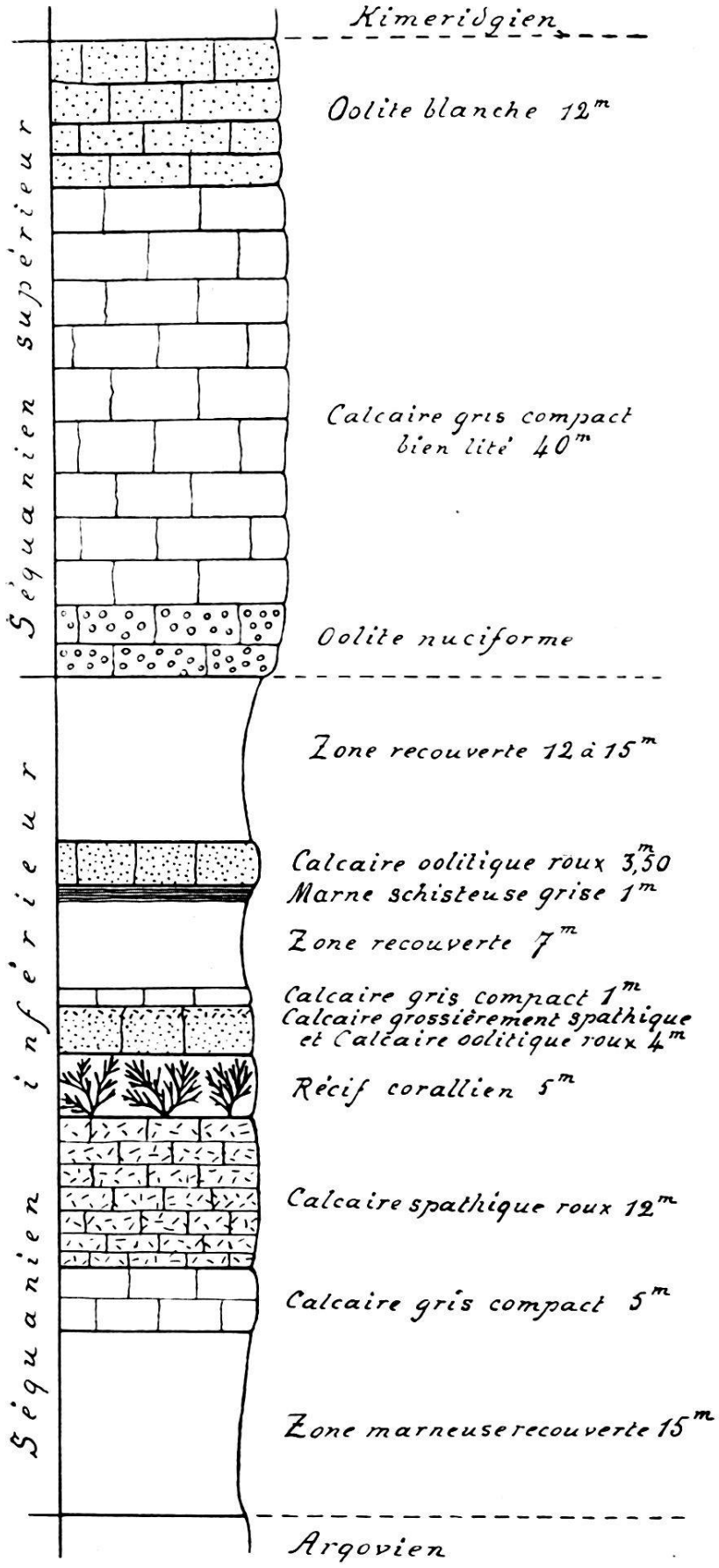

FIG. 4. — Coupe du Séquanien au-dessus du Bouclon près des Eplatures.

grande variété de dépôts, dont la succession relative n'est pas constante d'un endroit à l'autre. Si dans son ensemble il se reconnaît à première vue à cause de ses marnes très fossilifères, de ses marno-calcaires, de ses calcaires oolithiques et spathiques roux, chaque couche prise isolément au contraire n'a qu'une extension horizontale très restreinte. Il est donc impossible de retrouver la même succession de couches d'une des coupes à l'autre et par conséquent inutile de vouloir établir des subdivisions dans le Séquanien inférieur. La faune reste la même à travers tout ce sous-étage. J'ai recueilli les fossiles suivants dans les gisements indiqués ci-dessous : Petites Crosettes, Cr et Reymond, Ry près de la Chaux-de-Fonds ; Endroits près des Eplatures, E ; Jean Guy à l'E du Crêt du Locle, JG ; Combe des Enfers, CE ; la Baume B et les Ravières, Ra, au SE du Locle ; Crozot Cz, au SW du Locle ; Rançonnière, Rc, près du Col des Roches.

Bourguetia striata Sow. partout.
Natica turbiniformis Roem partout.
N. Eudora d'Orb ; B.
Astarte supracorallina d'Orb ; Cz.
Ostrea bruntrutana Thurm ; B.
Ostrea multiformis Koch ; CE.
Plicatula semiarmata Et ; CE.
Lima tumida Roem ; B, Cr.
Lima Bonanomii Et ; B.
Pecten Tombecki P. de Lor, E. Ra, B, Ry.
Trigonia Meriani Ag ; Ry.
Terebratula Bourgueti Et, CE, Ry.
T. subsella Leym ; Ry.
T. Gessneri Et ; B.
Waldheimia humeralis Roem ; partout.
Rhynchonella corallina Leym ; partout.
Ismenia trigonellaris Schloth ; CE.
Cidaris florigemma Phil ; partout.
Cidaris Blumenbachi Münst ; Cr.
Hemicidaris Agassizi (Roem) Dames. Cr.
Hemicidaris intermedia Forbes ; Cr, Ry.
Hemicidaris strammonium Ag ; partout.
H. diademata Ag ; B.
Pseudodiadema hemisphaericum Desor ; B.
P. mamillatum Roem ; B.
Pygaster dilatatus Ag ; B.
Pygurus Blumenbachi Koch et Dunk ; E.
Apiocrinus Meriani Desor ; Cr, Ry, E.
Pentacrinus amblyscalaris Thurm ; CE.

L'épaisseur du Séquanien inférieur peut être évaluée approximativement à 50 m.

b) *Séquanien supérieur* (fig. 4-6).

Il est constitué par des calcaires gris clair, compacts, à cassure esquilleuse, bien lités. Les marnes y font défaut. Les fossiles y sont rares, cependant, sur les délits des couches, on observe assez fréquemment *Waldheimia humeralis* et

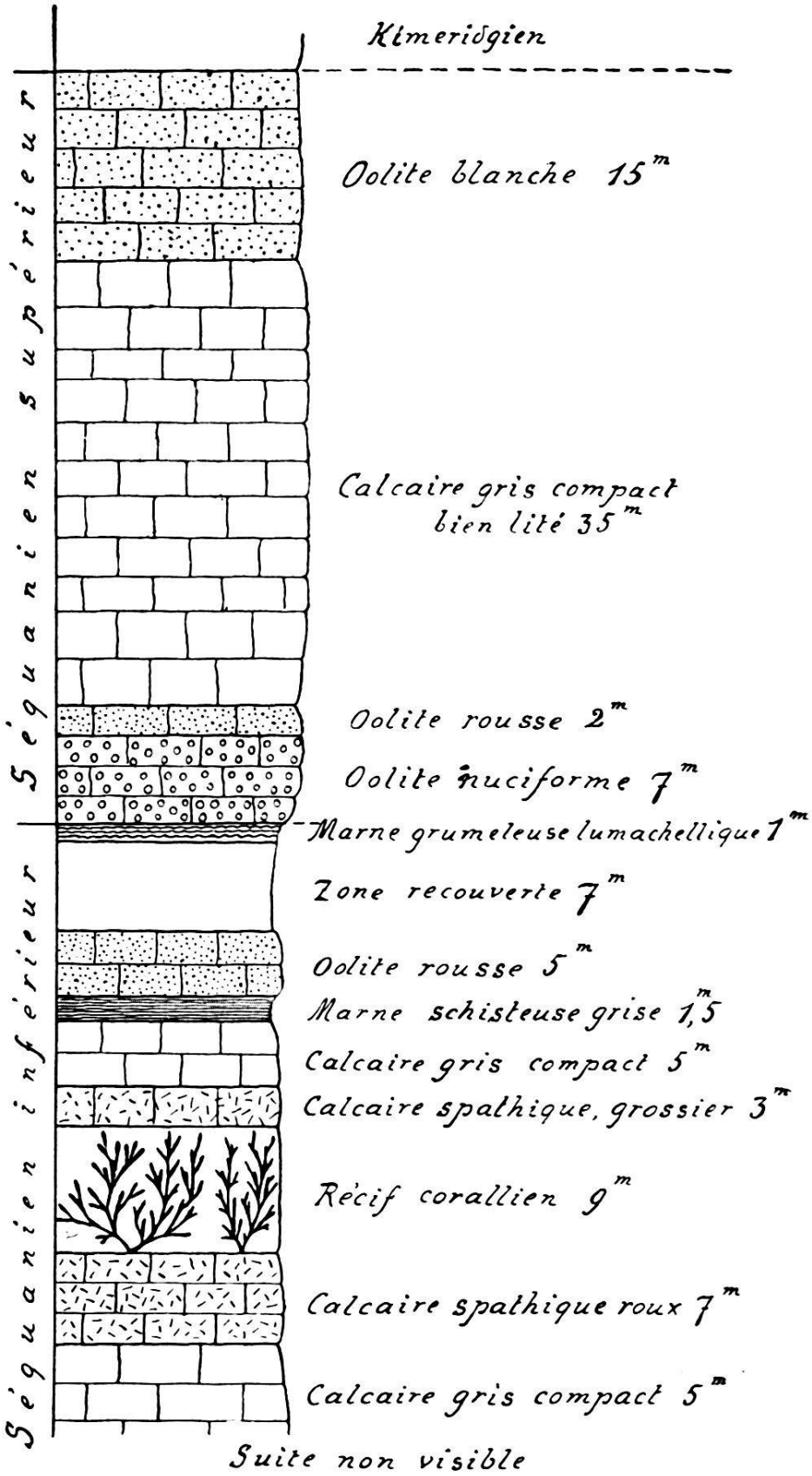

Fig. 5. — Coupe du Séquanien aux Endroits près de la Chaux-de-Fonds.

Rhynchonella corallina. Dans la partie inférieure de ce sous-étage, il peut apparaître localement des bancs de calcaire oolithique roux analogues à ceux qui existent dans le Séquanien inférieur. En outre, dans la partie NE de la région, dans la chaîne de Pouillerel, on observe à la partie inférieure des calcaires compacts des bancs à très grosses oolithes à structure concentrique atteignant souvent 2 à 3 cm. de diamètre ; c'est l'équivalent de l'*Oolithe nuciforme* du Jura bernois. Parfois les oolithes sont fondues dans la roche et se cassent avec elle ; parfois aussi elles peuvent être assez facilement dégagées du calcaire.

Dans la partie supérieure du Séquanien supérieur on observe partout 10 à 15 m. de calcaire oolithique blanc, parfois crayeux, formant la limite avec le Kimeridgien. C'est l'équivalent de l'*Oolithe blanche* du Jura bernois. Jaccard n'indique ce faciès qu'au Crozot près du Locle et à la rue de la Combe (actuellement rue de l'Hôtel-de-Ville n° 63 à la Chaux-de-Fonds) ; je l'ai cependant constaté partout, mais son caractère varie un peu. En général, c'est un calcaire très blanc, à oolithes miliaires ou cannabines, sans fossiles. Parfois les oolithes sont fondues dans la roche qui devient gris-clair et ne s'aperçoivent que difficilement à la cassure, mais la corrosion les met très nettement en relief. Plus rarement cette oolithe devient crayeuse, elle contient alors des fossiles plus ou moins roulés, surtout des coraux. C'est ce faciès qui a été étudié par MM. Jaccard (**55**, **65**) et de Tribolet (**113**, **116**) ; il est surtout caractéristique au Crozot près du Locle et à la Chaux-de-Fonds (rue de l'Hôtel-de-Ville n° 63). Par sa constance, l'oolithe blanche permet de marquer avec exactitude la limite entre le Kimeridgien et le Séquanien.

Kimeridgien.

(Ptérocérien et Virgulien.)

Dans la région que j'étudie, cet étage, formé essentiellement de calcaires gris clair ou jaunâtres, en bancs épais, mal stratifiés et craquelés, est difficile à étudier, car il n'existe nulle part de coupe naturelle un peu complète. Je ne puis donc donner un relevé des couches de cet étage ; du reste Desor et Gressly (**16**, p. 67), Jaccard (**44**, p. 188) en ont fait une description détaillée pour les régions avoisinantes.

Le Kimeridgien a une épaisseur de 180 m. environ. Il est nettement délimité à sa base par l'Oolithe blanche séquanienne. A sa partie supérieure, la marne à *Ostrea virgula* le sépare

du Portlandien, mais comme elle atteint ici sa limite occidentale extrême elle est fort peu développée et ne produit aucune dépression orographique. Par ce fait, sauf dans les cas où les

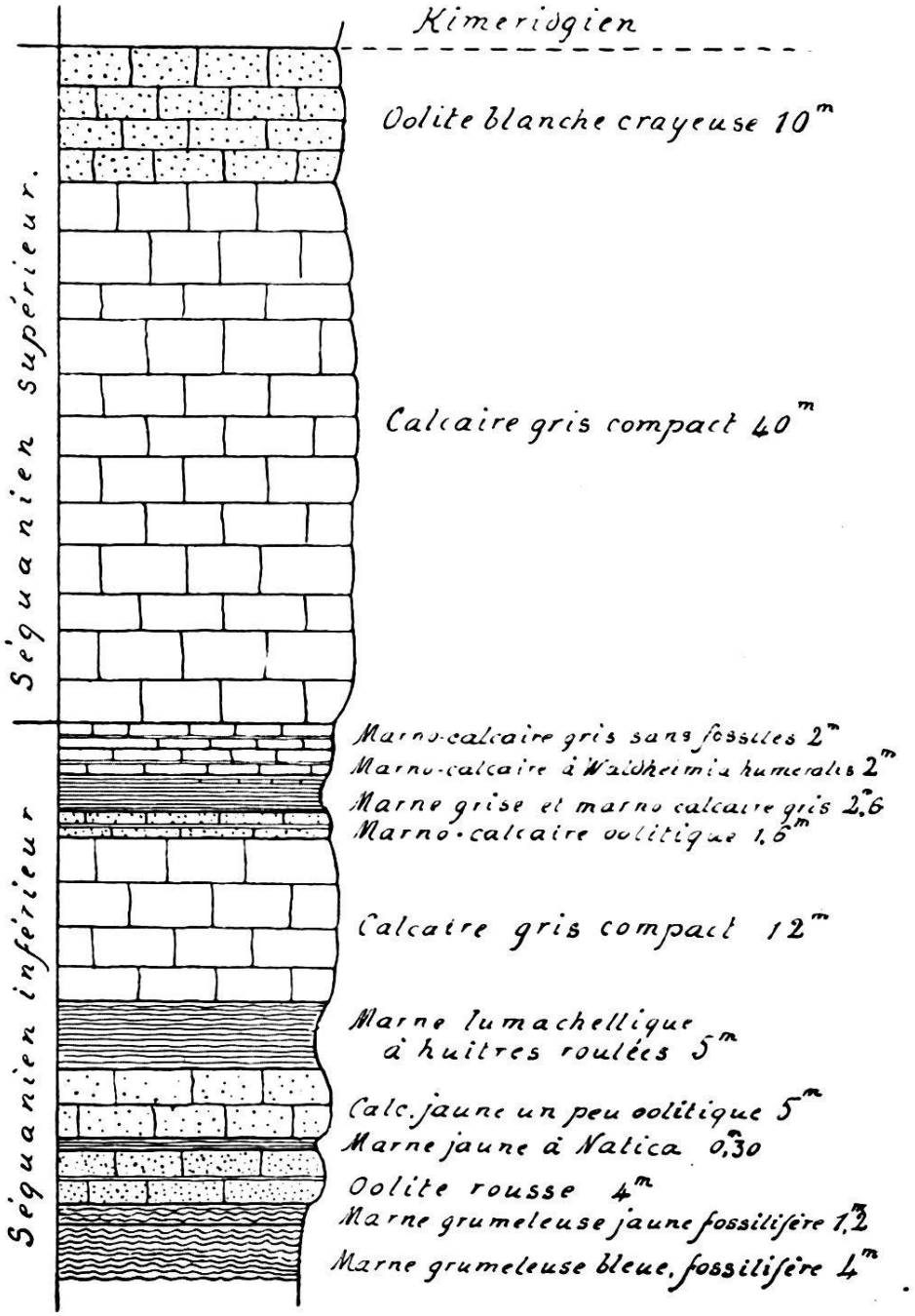

Fig. 6. — Coupe du Séquanien aux Petites Crosettes, près de la Chaux-de-Fonds.

affleurements sont bien découverts, il est très difficile de marquer sur le terrain la limite du Portlandien et du Kimeridgien. Ici cette marne à Ostrea virgula est beaucoup moins développée que dans le Jura bernois ou dans la région du

Doubs toute voisine (cirque de Moron, par exemple). A la Combe Grieurin elle a encore quelques mètres d'épaisseur et les huîtres y sont assez abondantes ; mais à 500 m. à l'E des abattoirs de la Chaux-de-Fonds et surtout à la Combe Girard où elle est encore visible elle n'atteint plus que $1^{m}70$ d'épaisseur et les *Ostrea* y sont rares.

Le Kimeridgien est très peu fossilifère. A sa base *Terebratula subsella* Leym. et des nérinées encastrées dans la roche sont assez fréquentes en nombre d'endroits. A la Combe Grieurin j'ai recueilli *Hemicidaris mitra* Ag. et au Crozot un calcaire marneux situé un peu au-dessus de l'Oolithe blanche m'a donné les fossiles suivants :

Natica haemisphaerica Roem.	Mytilus subaequiplicatus Goldf.
Nerinea Desvoidyi d'Orb.	Ceromya excentrica Et.
Hinnites inaequistriatus d'Orb.	Pholadomya Protei Defr.
Lima spectabilis Ctj.	Terebratula subsella Leym.
Mytilus subpectinatus d'Orb.	Rynchonella pinguis Roem.
Mytilus jurensis Mer.	Pseudocidaris Thurmanni Et.

Le manque de fossiles caractéristiques ne permet pas de distinguer avec certitude dans la région les deux sous-étages du Kimeridgien : le *Virgulien* et le *Ptérocérien*. Cependant la *marne à Ostrea virgula* des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds est la dernière trace de l'épais complexe virgulien du Jura bernois à *Aspidoceras longispinum*, *Aspid. orthocera* et *Perisphinctes Erinus*. Il n'est par contre pas possible actuellement de savoir si le massif calcaire sous-jacent à la *marne à Ostrea virgula*, et qui s'étend jusqu'au Séquanien doit être considéré en entier comme Ptérocérien ou si sa partie supérieure fait encore partie du Virgulien.

Portlandien.

Cet étage ne peut s'étudier en coupe complète que dans la cluse de la Combe Girard, le long de la tranchée de la route cantonale où j'ai relevé la coupe fig. 7.

Le calcaire dolomitique saccharoïde occupe le sommet de l'étage comme dans d'autres parties voisines du Jura ; mais ici il a une épaisseur très faible et est accompagné de bancs de corgnieule. Le calcaire plaqueté qui lui succède se présente sous la forme de minces feuillets souvent schistoïdes et ondulés, recouverts de dendrites. Des marnes et marno-calcaires à peu près stériles viennent aussi se placer à ce niveau.

Au-dessous le Portlandien est constitué jusqu'à sa base par un massif calcaire d'une puissance de 60 m. environ ;

ses bancs dont l'épaisseur varie entre 0m30 et 1m50 sont en général plus minces au sommet qu'à la base ; le calcaire est

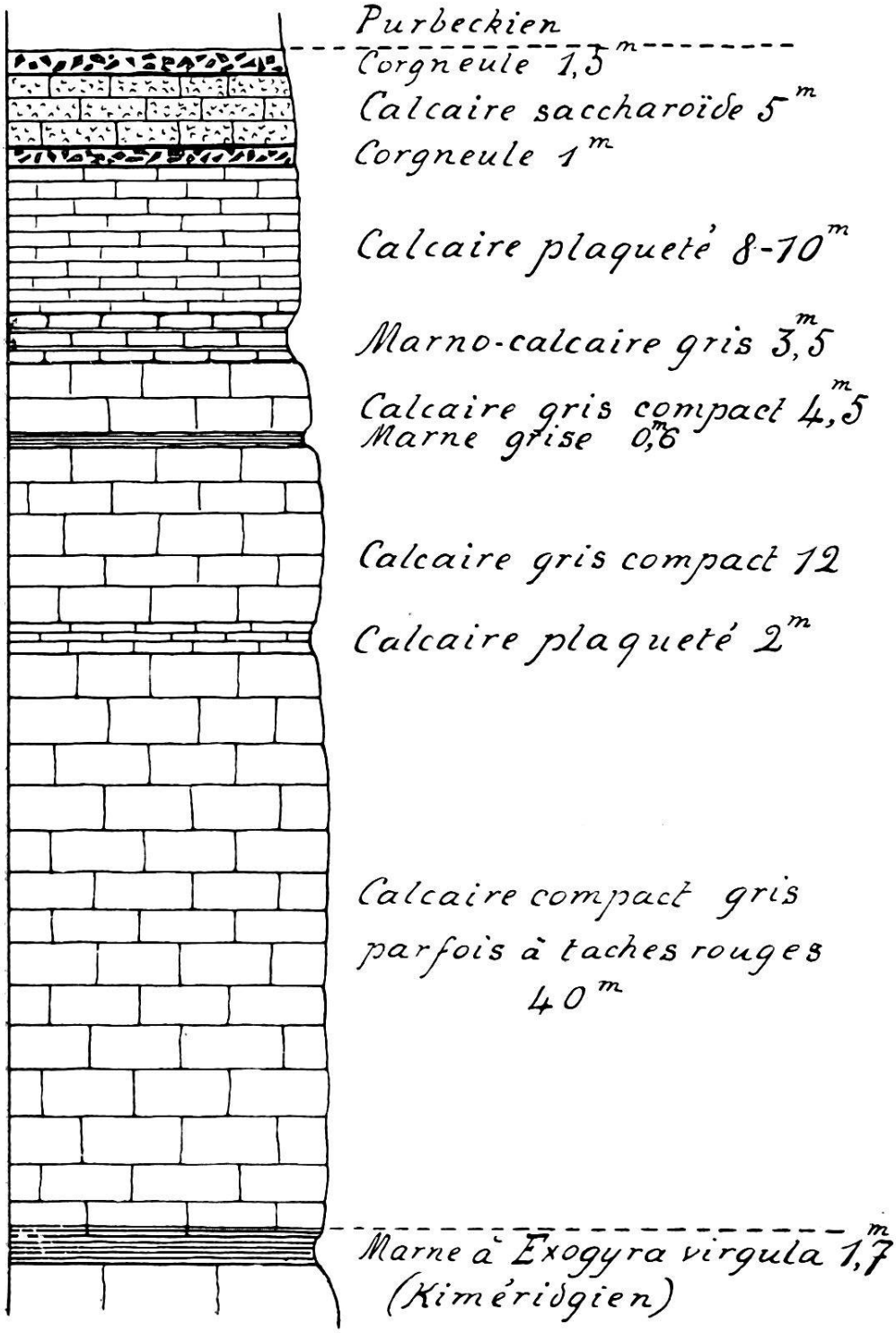

Fig. 7. — Coupe du Portlandien à la Combe Girard près du Locle.

compact, à pâte fine. Cette assise correspond au calcaire flambé de la première chaîne du Jura ; mais ici les petites taches couleur de rouille font presque défaut. Il s'intercale à

plusieurs reprises dans ce massif calcaire soit de minces couches de marno-calcaire ou de marne grise, soit surtout des calcaires finement plaquetés, mais ces diverses zones n'ont aucune constance et se rencontrent suivant les endroits à des niveaux très différents.

Le Portlandien est très peu fossilifère ; rarement on y recueille quelques lamellibranches et quelques nérinées peu déterminables. Cependant Jaccard a trouvé au Col des Roches dans les calcaires compacts du Portlandien inférieur *Stephanoceras gigas* d'Orb. et aux environs du Locle *Stephanoceras Irius* d'Orb., espèces typiques de cet étage.

Epais de 70 à 80 m., le Portlandien ne recouvre que de très petites surfaces, car sur tout le pourtour du synclinal, ses couches sont assez voisines de la verticale. De plus la bordure portlandienne sur tout le bord NW du synclinal depuis le Col des Roches jusqu'au delà de la Chaux-de-Fonds a été partiellement attaqué par les érosions crétacées et tertiaires, et ce qui en reste est en général très fissuré et très carié. Le calcaire saccharoide, en général aussi les calcaires plaquetés et souvent même une partie des calcaires compacts ont été enlevés. Le Portlandien complet n'existe dans cette bordure NW du synclinal qu'au-dessus de la gare du Locle où un lambeau de Purbeckien, de Valanginien et d'Infravalanginien a persisté. Partout ailleurs, les dépôts tertiaires recouvrent ce terrain partiellement érodé. Ce même fait s'observe aussi sur la bordure SE du synclinal depuis son extrémité NE jusqu'au Crêt du Locle où en certains points même (Bois Jean Droz) le Portlandien est totalement enlevé.

Purbeckien.

Le Purbeckien est partout recouvert par la végétation, aussi je renvoie à la coupe prise par Maillard (**71**, p. 12) lors de la construction de la route cantonale du Locle à la Sagne. Ce terrain a la même répartition que celle indiquée précédemment pour le Portlandien. Cependant, à la Chaux-de-Fonds où le Purbeckien est partout enlevé par l'érosion sur la bordure du synclinal, on voit apparaître, au milieu des terrains tertiaires et grâce à un accident, un important affleurement de ce terrain accompagné d'Infravalanginien et d'Hauterivien. Cette bande de terrains secondaires s'étend du Tertre du Temple par la gare jusqu'aux nouveaux abattoirs. A la gare et aux abattoirs, ce Purbeckien est très disloqué et formé de marnes noires, de marno-calcaires et de calcaire gris à *Planor-*

bis Loryi Coq et à *Physa Wealdina* Coq. Au Tertre du Temple, Nicolet (**78**, p. 19-20) a décrit sous le nom de « argile et grès ou lehm » un complexe formé de marnes blanc-jaunâtre, de marnes charbonneuses, d'argiles et de grès qui doit appartenir au Purbeckien. Ce complexe, toujours d'après Nicolet, est situé sous l'Infravalanginien, dont il possède le plongement, et il repose sur le Tertiaire. Au contact avec ce dernier terrain se trouvent des blocs de calcaire celluleux qui doivent être de la corgnieule portlandienne.

TERRAINS CRÉTACIQUES

Les terrains crétaciques ne sont représentés dans le synclinal du Locle-Chaux-de-Fonds que par l'*Infravalanginien*, le *Valanginien* et l'*Hauterivien* que les érosions de la fin du Crétacique et du commencement du Tertiaire ont en grande partie fait disparaître. L'Hauterivien n'est jamais complètement représenté et sa surface supérieure, corrodée, est en contact avec les terrains miocènes.

Infravalanginien ou Berriasien.

(Marbre bâtard.)

L'Infravalanginien se compose d'alternances de calcaires oolitqiques gris-rosé ou jaunes et de marnes et marno-calcaires de même couleur. Ici cet étage est beaucoup moins calcaire que dans la première chaîne du Jura, les calcaires compacts si caractéristiques du Marbre bâtard de cette même chaîne font aussi défaut. Son épaisseur est beaucoup plus faible, elle n'est que de 25 m. environ. A la Combe Girard, j'y ai recueilli les fossiles suivants :

Natica valdensis P. et C.
N. Pidanceti P. et C.
Pterocera Jaccardi P. et C.
Nerinea Favrina P. et C.
Nerinea Etalloni P. et C.

Natica Leviathan P. et C. a été trouvée en plusieurs endroits, notamment dans les carrières du Jet d'Eau, près du Col des Roches.

Valanginien.

(Calcaire roux.)

Le Valanginien, comme dans les autres parties du Jura est formé de calcaire roux oolithique et parfois spathique, mais ici il n'atteint que quelques mètres d'épaisseur. Le calcaire

roux à gros grains de limonite, qui constitue un horizon constant sur le bord S. du Jura central, ne paraît pas ici devoir former un niveau continu ; on le trouve par-ci par-là, au milieu des bancs du Calcaire roux, comme par exemple au-dessus de la gare du Locle et dans l'affleurement de la gare de la Chaux-de-Fonds. J'ai recueilli dans ce terrain à la Combe Girard :

Tylostoma naticoides P. et C.	T. valdensis P. de Lor.
Natica valdensis P. et C.	T. prælonga Sow.
Pecten Goldfussi Desh.	T. Aubersonensis Pict.
Terebratula latifrons P. et C.	Waldheimia Villersensis P. de Lor.
T. Carteroni d'Orb.	Rhynchonella Valangiensis P. de Lor.
T. Russiliensis P. de Lor.	

L'Infravalanginien et le Valanginien ont été enlevés par les érosions du Crétacique supérieur et du Tertiaire inférieur sur presque tout le bord NW du synclinal Locle-Chaux-de-Fonds, c'est-à-dire depuis le Col des Roches jusqu'à son extrémité E ; partout sur cette ligne, le Portlandien érodé est en contact avec les terrains miocènes. Au-dessus de la gare du Locle cependant, un lambeau de Valanginien et d'Infravalanginien a échappé à l'érosion.

Sur le bord SE du synclinal, le Valanginien et l'Infravalanginien sont mieux représentés. Depuis l'extrémité SW de ce synclinal jusqu'aux Varodes, un pli-faille mettant en contact le Portlandien avec l'Œningien l'a fait disparaître ; par contre, on le constate depuis ce dernier point jusqu'à la Combe des Enfers. Plus à l'E. et jusqu'à l'extrémité du synclinal, il disparaît de nouveau, enlevé par l'érosion ; le Portlandien est alors en contact direct avec la Gompholite jusqu'aux nouveaux abattoirs de la Chaux-de-Fonds et au delà avec la Molasse marine ou la Marne rouge.

Deux affleurements de Valanginien et d'Infravalanginien apparaissent comme des îlots au milieu des terrains tertiaires du synclinal. Le premier, dont il a déjà été fait mention au sujet du Purbeckien, s'étend du Tertre du Temple à la Chaux-de-Fonds jusqu'aux nouveaux abattoirs. Au Tertre du Temple ces terrains sont peu disloqués et plongent de 15 à 40° vers le SE ; ils reposent soit sur le Purbeckien, soit par contact anormal sur la Marne rouge ou la Molasse marine et supportent la Marne hauterivienne. En suivant cet affleurement dans la direction de l'W, l'Infravalanginien apparaît de plus en plus disloqué ; à la gare de la Chaux-de-Fonds son épaisseur se réduit à quelques mètres, il est complète-

ment broyé et pénétré par les marnes purbeckiennes et hauteriviennes; aux nouveaux abattoirs ce ne sont plus que des amas de petits blocs couverts de stries de glissement empâtés dans des marnes (fig. 34).

Le second de ces îlots valanginiens et infravalanginiens se trouve au SE du Locle, sur le plateau du Communal, au milieu des calcaires d'eau douce œningiens et éloigné de près d'un kilomètre de la bordure crétacique du synclinal. Il est sans racines et doit probablement sa position à un éboulement ancien.

Hauterivien.

a) Hauterivien inférieur ou Marne hauterivienne.

La Marne hauterivienne n'est pas visible dans la région, partout la végétation la recouvre. D'après la dépression orographique qu'elle produit, on peut estimer son épaisseur à 10 à 15 m. Elle est donc considérablement réduite si on la compare à celle des environs de Neuchâtel. Jaccard y a distingué deux niveaux : à la base une marne jaune à *Holcostephanus* souvent considérée aussi comme valanginienne et à la partie supérieure une marne gris-bleu ou jaune très fossilifère.

Un puits creusé au Voisinage, au S du Locle, a mis au jour la marne bleue présentant un faciès caractérisé par la grande abondance des serpules (*Serpula heliciformis*). Voici la liste des fossiles que j'y ai trouvés :

Nautilus pseudoelegans d'Orb.
Leopoldia Leopoldi d'Orb.
Hoplites castellanensis d'Orb.
Hoplites sp.
Columbellina dentata P. de Lor.
Pleurotomaria Bourgueti Ag.
Avellana sp.
Venus Escheri P. de Lor.
Venus Dupini d'Orb.
Lucina cfr. vermicularis P. et C.
Thracia Robinaldi d'Orb.
Astarte Marcousana P. et C.
Arca Cornueli d'Orb.
Pholadomya Gillieroni P. et C.
Panopæa neocomiensis d'Orb.
Janira atava (Rœm) d'Orb.
Pecten Robinaldi d'Orb.
Ostrea tuberculifera Coq.
Rhynchonella multiformis Rœm.
Terebratula acuta Quenst.
Waldheimia faba Sow.
Cidaris muricata Rœm.
Pseudodiadema gemmum P. de Lor.
Pseudodiadema rotulare Ag. (Descr).
Echinobrissus Olfersii Ag.
Holaster intermedius Münst.
Toxaster complanatus Ag.
Serpula heliciformis Rœm.
Serpula antiquata Sow.
Galeolaria neocomiensis P. de Lor.

b) Hauterivien supérieur ou Pierre jaune de Neuchâtel.

Calcaires jaunes oolithiques et spathiques assez analogues à la Pierre jaune des environs de Neuchâtel, mais plus marneux, plus tendres et en bancs plus irréguliers. Les fossiles sont rares, il ne se trouvent qu'à l'état de débris. Ce sous-étage devait atteindre ici une épaisseur assez considérable, car aux Monts-Pugins, au SE du Locle on peut l'évaluer à 60 m. environ, ce qui ne représente peut-être pas son épaisseur totale primitive, car sa surface supérieure est corrodée et en contact avec la Molasse marine. Ce terrain n'existe plus que sur une très petite partie de la bordure du synclinal Locle - Chaux-de-Fonds, c'est-à-dire depuis les Replattes au S du Locle · jusqu'un peu au delà de la Combe Girard. Partout ailleurs, l'érosion l'a fait disparaître. Très mince aux Replattes, la Pierre jaune atteint son maximum d'épaisseur aux Monts-Pugins, pour diminuer de nouveau à la Combe Girard, où elle n'a plus que 10 à 15 m., et disparaître un peu plus à l'E sans atteindre la Combe des Enfers. Partout le contact de l'Hauterivien supérieur avec la Molasse marine montre des traces de corrosion et particulièrement d'innombrables perforations dues aux mollusques lithophages (par exemple aux Monts-Pugins, Combe Girard, Voisinage).

La ligne de dislocation qui a bouleversé le centre du bassin tertiaire à la Chaux-de-Fonds a mis à jour avec le Purbeckien et l'Infravalanginien, l'Hauterivien inférieur et supérieur. Dans la partie ouest de cette ligne, depuis les nouveaux abattoirs jusqu'à la gare, l'Hauterivien inférieur n'apparaît qu'à l'état de poches formées par pénétration mécanique dans les calcaires infravalanginiens. Cette marne englobe de petits blocs de Pierre jaune ; elle a fourni une faune assez abondante à MM. Rollier et Bourquin (**8** et **9**), Schardt (**103**) ; j'ai trouvé moi-même :

A la rue du Commerce, entre les rues transversales de la Ruche et de Guillaume Tell.

Venus Dupini d'Orb.
Terebratula acuta Quenst.
Galeolaria neocomiensis P de Lor.
Rhynchonella multiformis Roem.
Serpula heliciformis Roem.

aux nouveaux abattoirs :

Terebratula acuta Quenst.
Rhynchonella multiformis Roem.
Serpula heliciformis Roem.
Galeolaria neocomiensis P. de Lor.
Toxaster complanatus Ag.
Pseudodiadema rotulare (Ag) Desor.
Peltastes stellulatus Ag.
Venus Dupini d'Orb.

Plus à l'E par contre, dans la région du Tertre du Temple, la Marne hauterivienne bleue, typique, repose sur le Valanginien sans avoir subi de dislocation appréciable, comme l'ont montré des creusages récents faits à la rue Fritz Courvoisier, n° 31. J'y ai recueilli :

Serpula heliciformis Roem.
Terebratula acuta Quenst.
Rhynchonella multiformis Roem.
Ostrea tuberculifera Coq.
Panopaea neocomiensis d'Orb.
Cyprina bernensis Desh.
Venus Dupini d'Orb.
Pleurotomaria Bourgueti Ag.
Columbellina maxima P. de Lor.

Dans la même région, il existe une autre bande d'Hauterivien, parallèle à la première et au S d'elle. Nicolet (**78**, p. 7-8), Desor et Gressly (**16**, p. 132), M. le Dr E. Bourquin (**7 a**, p. 69), l'ont déjà signalée. Elle est très mince, discontinue, formée soit d'amas de Marne hauterivienne broyée contenant des blocs d'Hauterivien supérieur, soit simplement de blocs de ce dernier calcaire parfois perforés par les pholades et recouverts de stries de glissement. Cette bande hauterivienne s'appuie d'une part sur le Portlandien bréchiforme, sans qu'il y ait aucune trace de Valanginien et d'Infravalanginien, d'autre part sur la Molasse marine ou sur la Marne rouge vindobonienne. Elle se trouve exactement sur le plan du pli-faille qui borde le synclinal à la Chaux-de-Fonds et a été entraînée depuis la profondeur vers la surface suivant ce plan. Cette zone discontinue d'Hauterivien n'est plus guère visible aujourd'hui.

TERRAINS TERTIAIRES

Les terrains tertiaires forment des dépôts considérables dans la vallée du Locle-Chaux-de-Fonds. Mais dans la partie E de cette vallée, qui est plus élevée et dont le synclinal, plus resserré, n'a pas été sillonné profondément par l'érosion, aucun affleurement naturel ne les met à nu. Les renseignements que l'on a sur ces terrains sont fournis seulement par des sondages ou par des travaux de terrassement, aussi sont-ils bien incomplets.

Aux environs du Locle, le Bied et ses affluents ont creusé des ravins assez profonds qui rendent ces formations plus accessibles. La construction du chemin de fer du Jura-Neuchâtelois, comme celle de la route cantonale conduisant du Locle à la Sagne ont permis à Desor et Gressly puis à Jaccard d'étudier ces terrains avec plus de détails qu'on ne

pourrait le faire aujourd'hui ; j'aurai cependant un certain nombre d'observations à ajouter.

Les terrains tertiaires suivants sont représentés dans la vallée du Locle et de la Chaux-de-Fonds :

Burdigalien : Molasse marine (en partie).

Vindobonien :
1. Molasse marine (en partie).
2. Marne rouge et Gompholite.
3. Calcaires d'eau douce œningiens.

Molasse marine.

(Burdigalien supérieur et Vindobonien inférieur).

La molasse marine présente un développement différent dans les diverses parties de la vallée, aussi je passerai successivement en revue les coupes connues de ce terrain.

I. **Environs de la Chaux-de-Fonds.** — Desor et Gressly (**16**, p. 133) en ont donné une description très détaillée, prise le long de la ligne du Jura-Neuchâtelois à son arrivée à la gare de la Chaux-de-Fonds.

J'en donne un résumé succinct : Cette molasse repose sur le Valanginien disloqué qui perce au milieu du synclinal ; ses couches plongent de 70° vers le SE. On peut y distinguer les trois assises suivantes :

a) Des grès verdâtres, jaunâtres ou gris, durs ou mous, peu fossilifères, avec quelques intercalations soit sableuses, soit marneuses. Epaisseur 16 mètres.

b) Série de marnes plus ou moins sableuses et micacées, verdâtres, jaunâtres, dont plusieurs très fossilifères (peignes, bryozoaires, etc.) avec bancs de grès et de brèches coquillières. Epaisseur 24 m.

c) Un banc à fossiles marins, cailloux roulés jurassiques et néocomiens et surtout du gault. Epaisseur 1 m.

Les marnes panachées rouges et blanches, vindoboniennes, recouvrent ce dernier niveau.

M. le Dr E. Bourquin (**7a**, p. 69 à 71) a relevé une coupe située un peu à l'W de la précédente sur l'emplacement actuel du passage sous voie, de la rue du Commerce et de la fabrique Invar. Elle est analogue à la précédente, quoique les épaisseurs soient ici plus faibles, ce qui doit provenir de ce que la coupe Desor et Gressly a été prise sur une tranchée oblique à la direction des couches. Je la résume en désignant les complexes homologues par les mêmes lettres :

a) Grès vert très dur, vaguement stratifié, 3 à 4 m. (n° 10 de la coupe E. Bourquin).

b) Molasse grossière (grès coquillier), molasse sablo-marneuse, molasse marne, marneuse gris-bleu avec un banc de grès vert ; certaines couches sont très fossilifères ; épaisseur 9m40 (n° 9, 8, 7, 6, de M. Bourquin).

c) Poudingue de 0m30 à 0m60, à fossiles albiens remaniés, à rognons phosphatés noirs, à concrétions siliceuses et à ciment molassique (n° 5 de la même coupe).

d) Marne verdâtre et ochracée ; 2 m. d'épaisseur, faisant le passage aux marnes rouges (n° 4 de la même coupe).

Les assises a et b sont certainement burdigaliennes ; elles ont fourni la faune caractéristique du *Burdigalien supérieur*, en particulier *Cidaris avenionensis* Desm, *Psammechinus dubius* Ag., *Echinolampas scutiformis* Desm et *Pecten praescabriusculus* Font. Cette dernière espèce est particulièrement abondante.

La couche *c* se retrouve plus à l'W dans la tranchée de la rue du Commerce un peu avant d'arriver aux nouveaux abattoirs. Ici les galets hauteriviens silicifiés et recouverts d'un enduit vert, probablement glauconieux, sont abondants, les nodules phosphatés et les fossiles albiens roulés aussi. Au-dessus de cette couche on trouve un banc d'*Ostrea crassissima* Lam. cimentées par une marne sableuse verte. Cette couche *c* qui se retrouve plus à l'W dans le vallon du Locle est très probablement vindobonienne comme nous le verrons plus loin ; elle annonce un nouveau régime marin et doit être un indice de la transgression vindobonienne. Entre la rue des Crétets et celle du Commerce, à l'W du jardin des Crétets, des travaux de terrassement ont mis à jour des sables vert-olive, micacés et gréseux, sans fossiles et plongeant verticalement, alternant avec de très minces feuillets de marne grise. Ces sables, par leur situation, doivent être supérieurs à la couche *c* et sont donc aussi vindoboniens ; ils se retrouvent du reste à peu près identiques dans les environs du Locle et doivent aussi correspondre quoique mieux développés à la couche 4 de M. E. Bourquin.

II. **Environs du Locle.** — *Aux Monts Pugins* (SE du Locle) la Molasse marine présente les caractères suivants (fig. 8) :

Elle repose sur le calcaire jaune de l'Hauterivien supérieur, dont la surface est criblée de perforations de mollusques lithophages. Ce calcaire présente aussi des excavations qui

sont remplies d'un poudingue à ciment molassique tendre, brun-verdâtre (b, fig. 8) contenant :

1. Des blocs corrodés de calcaire hauterivien supérieur et des galets calcaires perforés par les mollusques lithophages.

2. Des blocs plus petits et des galets de calcaire silicifié provenant probablement de bancs silicifiés de l'Hauterivien supérieur. Ces blocs sont recouverts d'un enduit vert probablement glauconieux.

3. Des nodules phosphatés et des fossiles roulés de l'Albien, des galets de grès vert-brunâtre, à fossiles de ce même terrain.

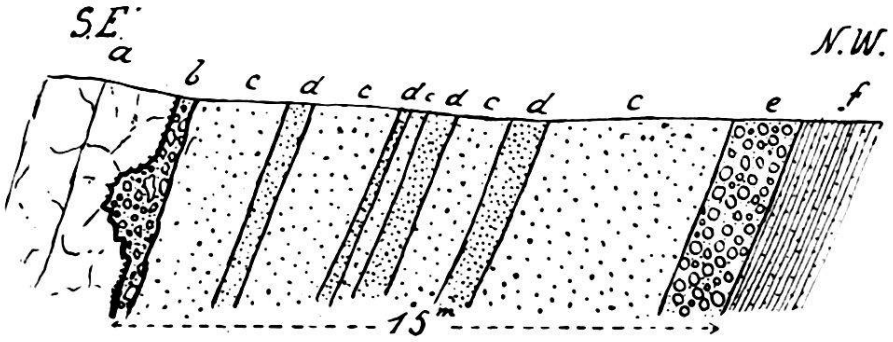

FIG. 8. — Coupe de la Molasse marine aux Monts Pugins près du Locle.

a. Hauterivien supérieur. — *b*. Poudingue polygénique. — *c*. Sables verts. *d*. Grès tendres, verts. — *e*. Conglomérat d'origine locale. *f*. Marnes sableuses, grises et rouges.

4. Des petits galets arrondis de quartzite, de quartz, avec de silex noir ou gris.

Ce poudingue est très pauvre en fossiles et ne contient que des débris de *Balanus* et de *Pecten* indéterminables, avec de rares dents de *Lamna*.

Sur ces dépôts et paraissant en concordance avec les bancs de l'Hauterivien supérieur, on peut voir des sables vert-brunâtre micacés et quartzeux (c, fig. 8) présentant quelques rares feuillets de marne grise et quelques bancs de grès tendre (d, fig. 8) à même structure que le sable. A la partie supérieure de ces sables, il existe un banc de poudingue à ciment gréseux (e, fig. 8) dont les galets sont roulés et présentent une zone externe d'altération et d'infiltrations dendritiques. Ces cailloux roulés appartiennent pour la plus grande partie à l'Hauterivien supérieur, au Valanginien et à l'Infravalanginien, puis en moins grande proportion au Portlandien et au Purbeckien, de sorte que ce conglomérat a une

origine tout à fait locale. Au-dessus de ce poudingue apparaissent des marnes sableuses grises (f, fig. 8), puis les marnes rouges vindoboniennes.

Plus à l'W, aux Eroges, près du Col des Roches, la Molasse marine est constituée par des marnes vertes un peu micacées, dans lesquelles Jaccard a recueilli *Ostrea crassissima*, alternant avec de minces bancs de poudingue identique à celui de la Chaux-de-Fonds (couche *c*) et à celui des Monts Pugins (couche *b*, fig. 8). Il contient en effet des débris de *Pecten* indéterminables, des dents de *Lamna*, des galets de calcaire silicifié à enduit vert, des galets et des fossiles albiens remaniés, puis de nombreux petits galets de quartz, de quartzite, de silex gris, brun et noir et surtout d'orthoalbitophyre rouge-brun [1].

En comparant les coupes des Monts Pugins et des Eroges avec celle de la Chaux-de-Fonds, il est visible que la couche *c* de cette dernière localité avec ses galets siliceux et ses galets albiens peut être synchronisée avec les dépôts de poudingue qui remplissent les excavations du calcaire hauterivien des Monts Pugins et avec le poudingue des Eroges. Les sables vert-olive de la Chaux-de-Fonds sont aussi identiques à ceux des Monts Pugins. Il en résulte donc que le Burdigalien de la Chaux-de-Fonds (couches *a* et *b*) manque au Locle (Monts Pugins et Eroges) : la transgression vindobonienne serait donc manifeste en ce dernier endroit. Il n'existe cependant pas de fossiles caractéristiques dans la molasse du Locle, de sorte que son attribution au Vindobonien ne peut être faite directement. Les poudingues par contre peuvent être parallélisés avec certitude au poudingue polygénique de la base du Vindobonien du Jura bernois. Ce poudingue polygénique contient d'après M. Rollier comme éléments caractéristiques des quartzites, des silex diversement colorés, des granits à feldspath rose et des roches porphyriques rouges et vertes. Au Locle, seules les roches les plus dures ont résisté à l'usure (quartz, quartzites, silex et orthoalbitophyre) et ne forment plus que des galets de très petite dimension.

La composition de la Molasse marine du synclinal du Locle-Chaux-de-Fonds peut donc être résumée comme suit :

[1] Je dois cette détermination à M. E. Joukowsky, qui m'a encore communiqué que les orthoalbitophyres ne sont connus actuellement que dans les Vosges (voir à ce sujet Vélain et A. Michel Lévy, C. R. acad. sc. T. 151, nº 23, déc. 1910); l'origine vosgienne des galets du poudingue polygénique vindobonien du Jura est donc démontrée.

Burdigalien supérieur

1. Grès vert sans fossiles de la Chaux-de-Fonds.

2. Grès coquillier, molasse sableuse ou marneuse à *Pecten præscabriusculus*, *Cidaris avenionensis*, *Psammechinus dubius* de la Chaux-de-Fonds.

Vindobonien inférieur (Helvétien s. str.) :

1. Poudingue à galets hauteriviens silicifiés et albiens, à fossiles albiens remaniés, à quartzites, silex, orthoalbitophyre de la Chaux-de-Fonds et des environs du Locle.

2. Marnes vertes à *Ostrea crassissima* de la Chaux-de-Fonds et des Eroges près du Locle; sables et grès tendres vert-olive stériles des Monts-Pugins, Combe Girard près du Locle; conglomérat à galets d'origine locale (Combe Girard, Monts-Pugins).

La Molasse marine n'existe qu'aux deux extrémités du bord NW du synclinal; mais entre la Croix des Côtes, à 500 m. à l'W de la gare du Locle, et la Chaux-de-Fonds, elle fait défaut et le Portlandien est en contact soit avec la Marne rouge, soit avec la Gompholite. Il est possible que le rivage de la mer vindobonienne n'ait pas atteint cette ligne; mais il est aussi vraisemblable que l'érosion ait fait disparaître la Molasse très peu après son dépôt, grâce aux mouvements orogéniques qui se sont fait sentir lors de la formation de la Marne rouge et de la Gompholite.

Sur le bord SE du synclinal, la Molasse marine est mieux représentée. Depuis son extrémité SW jusqu'aux Varodes un pli-faille l'a fait disparaître; mais de ce dernier endroit jusqu'un peu au delà de la Combe des Enfers elle peut être constatée partout. De ce dernier point jusqu'au delà de la Chaux-de-Fonds elle a probablement été enlevée très peu de temps après son dépôt, car la Gompholite, formation d'éboulis de falaise qui est contemporaine de la Marne rouge vindobonienne, repose tout le long du bord SE de la vallée des Eplatures sur le Portlandien inférieur et même localement sur le Kimeridgen qui sont érodés.

L'accident longitudinal qui a divisé le bassin tertiaire de la Chaux-de-Fonds en deux synclinaux secondaires a fait affleurer la Molasse depuis le Tertre du Temple à la Chaux-de-Fonds jusqu'au Crêt du Locle.

Marne rouge vindobonienne et Gompholite.

a) Marne rouge.

La Molasse vindobonienne, par l'intermédiaire de marnes sableuses passe à une marne rouge à *Helix Larteti* Boissy d'une puissance variant entre 10 et 15 m. En général, cette marne assez fortement argileuse est rouge, panachée de blanc, mais parfois elle est gris-blanchâtre, gris-verdâtre ou jaune-rouge. Elle est parsemée de concrétions calcaires, crayeuses, blanches, irrégulières et de forme bizarre. Souvent aussi elle contient plutôt à sa partie supérieure de nombreux petits galets arrondis ou tout au moins à angles très émoussés et recouverts d'une incrustation calcaire rose ou blanche en couches concentriques. Ces galets appartiennent surtout au Néocomien, puis au Portlandien; certains d'entre eux qui sont formés d'un calcaire bleu-noir ou rouge-foncé semblent être dus à l'altération du calcaire portlandien; d'autres enfin, gris-bleu ou gris, tendres, semblent appartenir au Purbeckien.

La Marne rouge ne contient qu'un seul fossile, un *Helix* dont le test n'est pas conservé et qu'on considère généralement comme étant *H. Larteti* Boissy. M. le Dr Bourquin (**7a**, p. 73) a cependant découvert une canine de *Listriodon splendens* v. Meyer. dans cette marne, à la rue du Commerce à la Chaux-de-Fonds; son âge est donc certainement vindobonien.

Il n'est pas rare de trouver dans la Marne rouge des fossiles hauteriviens remaniés, très bien conservés; ainsi à la Combe Girard j'ai recueilli :

Terebratula acuta Quenst.
Rhynchonella multiformis Rœm.

à Bellevue au-dessus de la gare du Locle :

Holaster intermedius Münst.
Toxaster complanatus Ag.
Echinobrissus subquadratus Ag.
Serpula heliciformis Rœm.
Terebratula acuta Quenst.
Waldheimia faba Sow.
Rhynchonella multiformis Rœm.
Janira neocomiensis d'Orb.
Ostrea tuberculifera Koch et Dunk.
Exogyra Couloni Defr.
Hoplites cfr. radiatus Brug.

Il est difficile de savoir si les Marnes rouges sont un dépôt marin, saumâtre ou d'eau douce, les seuls fossiles qu'on y ait trouvés étant terrestres. En général cependant, on considère les dépôts de ce genre comme saumâtres, ce qui est assez vraisemblable pour le synclinal du Locle-Chaux-de-Fonds. En effet entre la Molasse marine et le calcaire d'eau douce

œningien, c'est-à-dire au niveau ordinaire de la Marne rouge, Nicolet (**78**, p. 16-17) décrit à la Chaux-de-Fonds au Petit Versoix (actuellement quartier entre la place du Stand et le Collège de la Charrière) une succession de couches que je résume comme suit : Marnes grises, bleues ou noirâtres, dures, sableuses ou aussi onctueuses à fragments de fossiles de la Molasse marine, à hélices, limnées et caractérisées surtout par des rognons et des veines de pyrite, du gypse lenticulaire et en fer de lance. La présence de ces deux minéraux parle plutôt en faveur d'un régime saumâtre bien que Nicolet y indique dans certaines couches des fossiles d'eau douce.

La Marne rouge a la même répartition que la Molasse marine. Cependant, entre la Croix des Côtes à l'W du Locle et la ville de la Chaux-de-Fonds, où la Molasse fait défaut, la Marne rouge existe en plusieurs endroits, souvent en intercalation dans la Gompholite comme cela sera montré plus loin.

b) Gompholite.

La Gompholite forme un dépôt assez puissant de blocs et de galets anguleux réunis par un ciment calcaréo-argileux en général peu consistant. Il en existe deux bandes : l'une sur le bord NW du synclinal depuis la Croix des Côtes près de la gare du Locle jusqu'à la Chaux-de-Fonds ; l'autre sur son bord SE depuis le Crêt du Locle jusqu'au delà des abattoirs de la Chaux-de-Fonds. L'âge de cette formation n'avait pas jusqu'ici été déterminé exactement, mais je crois pouvoir affirmer son synchronisme avec les Marnes rouges vindoboniennes.

La presque totalité des galets de la Gompholite appartiennent au Kimeridgien et au Portlandien. Desor et Gressly (**16**, p. 136) y indiquent cependant des galets néocomiens et albiens. J'ai en effet constaté des galets de calcaire roux, mais uniquement là où il existe dans le voisinage immédiat des couches néocomiennes en place, c'est-à-dire à la Croix des Côtes et à Bellevue près de la gare du Locle. Par contre, malgré toutes mes recherches je n'ai pas retrouvé de galets de l'albien et je pense avec Jaccard que Desor et Gressly ont commis une erreur. Des galets tendres, marneux, gris ou noirs ne sont pas très rares et doivent provenir soit du Purbeckien soit des marnes du Portlandien. Quant aux cailloux de calcaire compact noir-bleuâtre ou rouge-foncé que Jaccard (**44**, p. 114) considérait comme étrangers aux roches du Jura,

ils doivent appartenir au Jurassique supérieur, car la nature du calcaire est absolument identique à celle du Portlandien ou du Kimeridgien, la couleur seule est différente. Or j'ai trouvé de nombreux galets (à la Croix des Côtes, à Bellevue, aux Eplatures) présentant dans leur intérieur une grande tache rouge-foncé, tandis que leur zone extérieure possède la couleur ordinaire du Malm supérieur de la région. Il est aussi possible de recueillir des séries de galets, où toutes les teintes intermédiaires sont représentées entre le gris ou le gris-jaunâtre, couleur ordinaire du Malm supérieur, et le noir-bleuâtre. Deux hypothèses peuvent expliquer cette coloration : ou bien elle est due à un phénomène d'altération, ou bien le rouge-foncé et le noir étaient la couleur primitive des roches. Le second cas me paraît le plus vraisemblable, car les galets enfouis déjà à une époque ancienne dans un ciment calcaréo-argileux ont pu résister mieux que les bancs calcaires du Malm à l'oxydation des eaux d'infiltration et d'imbibition. On peut donc tirer la conclusion que toutes les roches qui forment la Gompholite se retrouvent dans le voisinage immédiat. Cette formation ne contient point de galets étrangers au Jura et pas même de galets de Gault ou de Malm inférieur et de Dogger qui auraient pu provenir de régions peu éloignées.

La grosseur des galets est très variable ; le plus gros bloc que j'ai observé près de la Chaux-de-Fonds dans les travaux de terrassement pour la nouvelle usine électrique atteint 4 à 5 m^3 ; mais en général ceux qui mesurent $^1/_3$ ou $^1/_4$ de m^3 sont rares et dispersés çà et là parmi les autres d'un volume beaucoup plus petit. On ne constate presque aucun triage des galets par rapport à leur grosseur dans certains affleurements de la Gompholite, par exemple à la Combe Bichon près du Crêt du Locle, et dans la partie NW de l'affleurement de la nouvelle usine électrique de la Chaux-de-Fonds. La stratification en ces endroits est très vague, on distingue quelques bancs peu nets, épais, dont les délits sont formés de galets un peu plus petits, mais à part cela c'est un mélange complet de grands et de petits éléments. Dans d'autres affleurements (Bellevue, Croix des Côtes, Bois Jean Droz près des Eplatures, nouvelle carrière au NNE des Eplatures) qui devaient être primitivement plus éloignés du pied de la falaise dont il sera question plus loin, les galets sont plus petits et ne présentent plus autant cette inégalité de dimension, mais il est de règle cependant, dans ce cas, de voir par-ci par-là quelques petits blocs isolés parmi les petits galets. En ces

points la stratification devient plus visible, surtout qu'en plusieurs endroits (Bellevue, usine électrique de la Chaux-de-Fonds) la Gompholite possède des intercalations marneuses.

Tous les galets, sauf ceux qui sont de constitution marneuse sont anguleux, mais à angles émoussés. Cette usure des angles est surtout accusée dans la zone où la Gompholite montre des intercalations marneuses. Nombre d'entre eux, surtout dans la zone à gros éléments, présentent des traces nettes de corrosion, soit des cupules, soit des sillons.

La plupart des galets sont recouverts d'une incrustation calcaréo-argileuse blanche, rarement rouge-pâle (Croix des Côtes), en couches concentriques ondulées, apparaissant au microscope alternativement claires-transparentes et foncées-opaques suivant la proportion d'argile. En général cette incrustation est mince (1-3 mm.) comme à Bellevue, Crêt du Locle, Eplatures. Parfois (Croix des Côtes) elle peut atteindre plus d'un centimètre. Parmi des galets tout à fait voisins les uns possèdent une incrustation parfois épaisse, les autres n'en possèdent point du tout.

Un ciment calcaréo-argileux blanc, rarement rouge (Croix des Côtes) relie les galets de la Gompholite. En général, et cela surtout dans la zone à gros galets et à blocs, il est friable, pulvérulent, de sorte que la roche se désagrège assez facilement. Dans certains bancs, au contraire (Croix des Côtes, Bellevue, carrière du bois Jean Droz au SE des Eplatures) le ciment s'est solidifié, de sorte que la roche est devenue très dure et les galets sont si bien encastrés qu'ils ne peuvent être dégagés sans se casser.

Dans la majorité des cas les galets se touchent et le ciment calcaréo-argileux ne fait que remplir les interstices ; mais parfois, comme dans la carrière au NE des Eplatures, ils sont très espacés, disséminés dans ce ciment, ce qui indique qu'une sédimentation très rapide se produisait au moment de leur chute dans l'eau.

En coupe mince ce ciment ne présente rien de très caractéristique. A la Croix des Côtes comme à Bellevue et aux Eplatures, il est formé de petits amas argileux de forme irrégulière et vaguement délimités qui sont pris dans une calcite cristallisée en toutes petites plages. De petits grains de quartz anguleux sont disséminés dans la masse.

Il existe des vacuoles de diverses natures dans la Gompholite du Locle. Ce sont tout d'abord les galets creux qui ont exercé la sagacité des géologues ; ils sont constitués par des

concrétions de forme irrégulière, à couches concentriques calcaréo-argileuses, vides à l'intérieur ou revêtues d'une couche de cristaux de calcite. M. Früh (**24**, p. 173) a donné l'explication de leur mode de naissance ; ils se sont formés dans les vides que laissaient entre eux les galets jurassiques anguleux sur lesquels se faisait un dépôt d'incrustation de calcaire et d'argile. Ce dépôt d'incrustation n'adhérant que faiblement aux galets, par leur dissociation, on obtient des pseudo-galets vides ou comblés postérieurement par un dépôt de calcite.

D'autres vacuoles de la Gompholite sont simplement dues à la dissolution de galets, probablement ceux du calcaire dolomitique du Portlandien. Il existe aussi d'autres cavités dans ce même terrain qui sont remplies d'un dépôt pulvérulent calcaréo-argileux provenant de l'altération de galets, car parfois il existe encore un noyau central de calcaire intact.

Souvent les galets de la Gompholite sont couverts de stries de glissement par dessus leur incrustation calcaire et dirigées dans tous les sens, comme cela peut être observé surtout à la Combe Bichon près du Crêt du Locle. Dans la carrière au NE des Eplatures toute la masse de la Gompholite, formant ici une roche solide, est parsemée de petits plans de glissement. Ces stries des galets, comme les plans de glissement, sont des traces de la grande dislocation post-miocène du Jura.

La Gompholite de la vallée du Locle-Chaux-de-Fonds n'a jamais fourni de fossiles. En coupe mince cependant, on peut y observer un organisme irrégulièrement globuleux atteignant 1 à 2 mm. de diamètre, formé de cellules rayonnantes allongées, à section polygonale et devant appartenir à une algue dont les cellules sont incrustées de calcaire, ou peut-être à un bryozoaire. Cet organisme est extrêmement abondant dans la Gompholite de la Croix des Côtes où il forme des amas dans le ciment calcaréo-argileux ; on le retrouve, mais en moins grande quantité soit à Bellevue, soit aux Eplatures (carrière du bois Jean Droz).

Répartition et position de la Gompholite.

Depuis longtemps la Gompholite est connue dans la région du Locle depuis la Croix des Côtes jusqu'au Crêt du Locle, mais cette bande se prolonge en réalité jusqu'à la Chaux-de-Fonds, où elle a été mise à jour lors de la construction de la nouvelle usine électrique. Une seconde bande de ce même terrain existe sur l'autre bord du synclinal depuis le Crêt du Locle jusqu'à la Fia près de la Chaux-de-Fonds.

1. *Bande NW.* — A partir du SW elle est visible en premier lieu à la Croix-des-Côtes, où elle est renversée et repose stratigraphiquement sur la marne rouge vindobonienne, dans laquelle j'ai trouvé *Helix Larteti*. Jaccard (**45**, p. 22 et pl. 3, fig. 5) a indiqué à cet endroit, par erreur sans doute, la Molasse marine sur la Gompholite ; mais une telle superposition n'a été reconnue nulle part dans tout le synclinal et aujourd'hui il n'est plus possible, grâce à la végétation, de vérifier les observations de Jaccard.

Dans la direction du NE la Gompholite se retrouve au-dessus de Bellevue, près de la gare du Locle. La construction d'un chemin conduisant de la fabrique Huguenin frères aux Monts du Locle m'a permis de relever une coupe complète de ce terrain renversé, qui se lie intimement à la Marne rouge et qui s'appuie sur le Valanginien. Voici le détail de cette coupe (fig. 9) :

1. Valanginien (calcaire roux et amas de calcaire limoniteux) très disloqué.

2. Blocs anguleux de Valanginien, 1 m.

3. Marne jaune-rouge à Helix Larteti et à galets valanginiens un peu roulés, 1 m.

4. Gompholite identique à 8, $0^{m}80$.

5. Marne rouge, $0^{m}30$.

6. Gompholite à petits cailloux un peu roulés de Jurassique supérieur à teintes variant entre le blanc et le noir ; ils sont fortement cimentés par un ciment blanc, dur et forment une roche solide, $0^{m}80$.

7. Marne rouge avec quelques cailloux, $0^{m}80$.

8. Gompholite à ciment blanchâtre ou rougeâtre, friable. Les galets ont leurs arêtes fortement émoussées, mais ils ne sont pas complètement arrondis ; ils sont recouverts d'une mince couche d'incrustation calcaréo-argileuse et appartiennent surtout à l'Infravalanginien et au Valanginien, puis au Jurassique supérieur ; quelques-uns d'entre eux sont purbeckiens, 8 à 10 m.

9. Marne rouge avec deux minces bancs de Gompholite à la partie inférieure, 4 à 5 m.

10. Marne jaune-rouge à faune hauterivienne remaniée ; deux minces bancs de Gompholite s'y intercalent, 5 à 6 m.

11. Gompholite identique à 8, mais ici les galets jurassi-

ques, parfois noirs ou rouges, forment la presque totalité du terrain, les galets valanginiens et infravalanginiens sont très rares, 10 m.

12. Grands bancs du calcaire d'eau douce œningien.

Depuis Bellevue, la Gompholite est visible, mais en de mauvais affleurements jusqu'à la rive gauche de la Combe du Stand où, grâce à la tranchée du chemin de fer, on peut relever la coupe fig. 17 qui montre de bas en haut :

a) Gompholite à galets de Malm supérieur ;

b) Marne rouge panachée typique ;

c) Zone à caractère mixte formée d'une marne jaune-rouge empâtant de nombreux galets identiques à ceux de la Gompholite ;

d) Calcaire d'eau douce œningien à *Helix*, *Limnea Planorbis*.

Dans la tranchée du chemin de fer

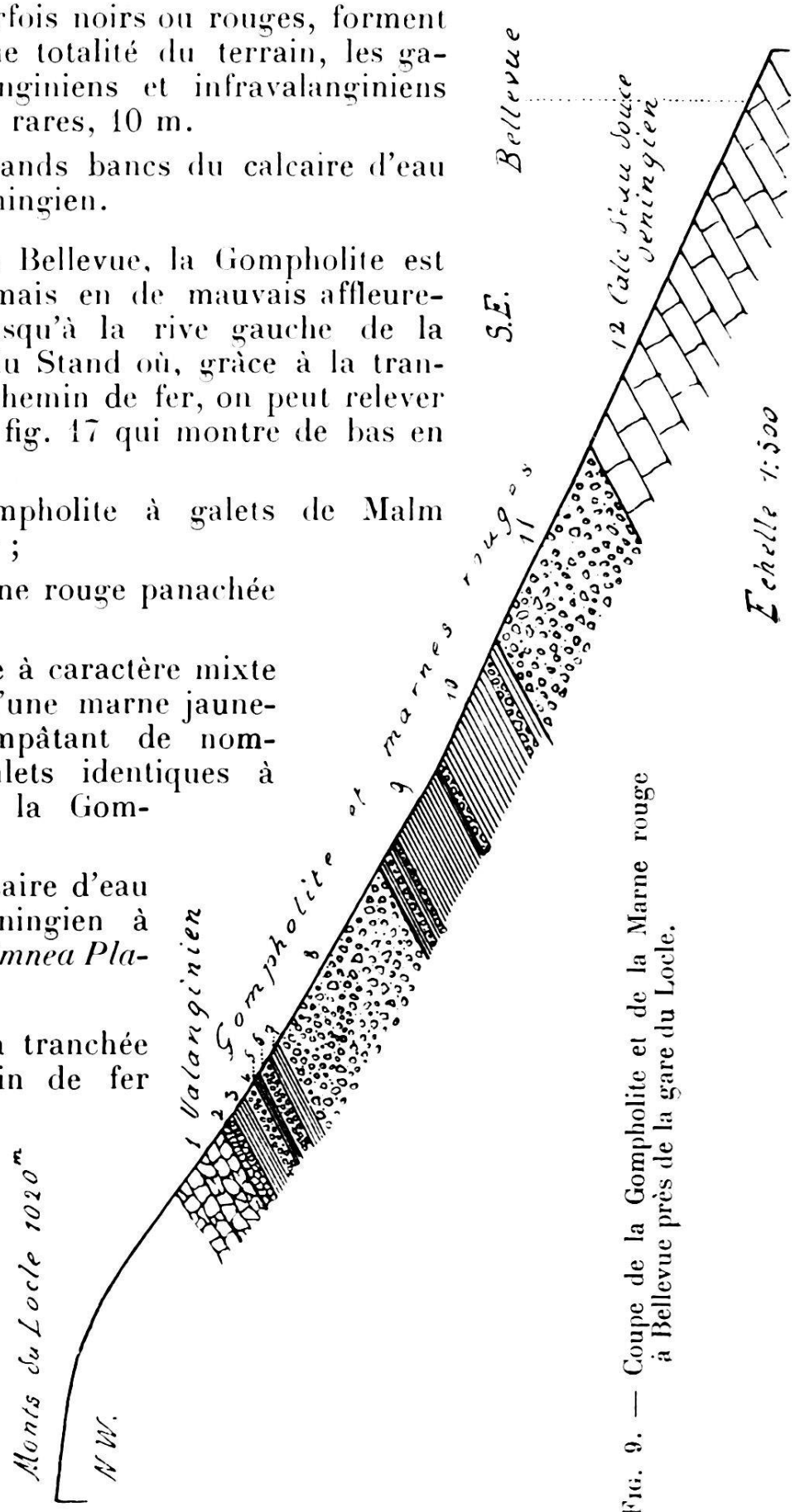

Fig. 9. — Coupe de la Gompholite et de la Marne rouge à Bellevue près de la gare du Locle.

qui suit la précédente, la Gompholite est directement en contact avec l'Œningien et au milieu de son épaisseur apparaît une zone marneuse jaune remplie de galets du Jurassique supérieur et de concrétions calcaires irrégulières, identiques à celles qui se trouvent en abondance dans la Marne rouge vindobonienne.

De ce dernier point, la Gompholite forme une bande ininterrompue jusqu'à la rive gauche de la Combe Bichon. Ici (fig. 10) elle repose sur le Portlandien assez disloqué et au-dessous de la ligne du chemin de fer elle supporte le calcaire

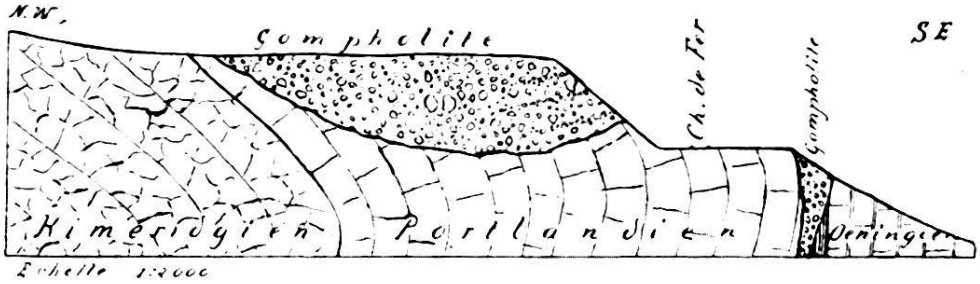

Fig. 10. — Coupe de la Gompholite sur la rive gauche de la Combe Bichon.

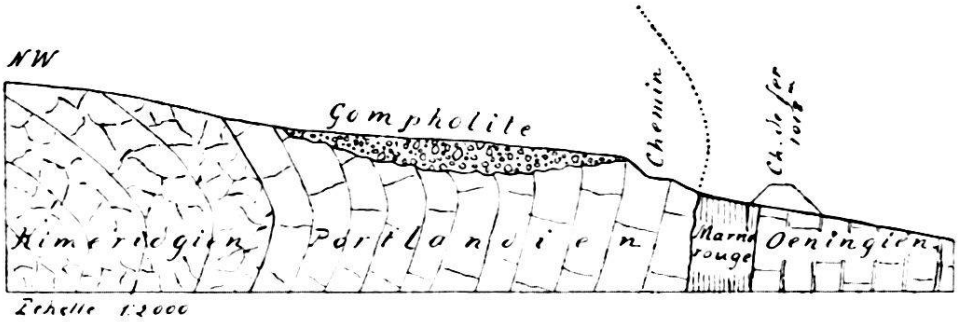

Fig. 11. — Coupe de la Gompholite au N E de la Combe Bichon.

d'eau douce œningien. Sa situation paraît ici quelque peu anormale, mais j'en donnerai l'explication plus loin. Une cinquantaine de mètres plus à l'E, la Gompholite occupe une situation à peu près analogue, comme le montre la figure 11.

A partir du Crêt du Locle aucun affleurement n'est visible jusqu'au N des Eplatures où une carrière a été récemment ouverte. Ici elle s'appuie sur le Portlandien renversé de 55 à 60 degrés et paraît être elle-même verticale, quoique ses bancs soient passablement disloqués et parsemés de petits plans de glissement. La principale particularité de ce gisement est de présenter des bancs à ciment argilo-calcaire assez dur, où les galets ne se touchent pas, mais sont disséminés. Il faut aussi noter qu'il apparaît par-ci par-là au mi-

lieu de galets de petite dimension, des blocs isolés beaucoup plus grands.

Plus au NE enfin, la Gompholite a été constatée en de beaux affleurements lors de la construction de la nouvelle usine électrique de la Chaux-de-Fonds. J'ai relevé ici la coupe fig. 12 montrant une alternance de bancs de Gompholite renversée et nettement stratifiée avec des marnes rouges ou jaunes plus ou moins remplies des galets caractéristiques de la Gompholite. Dans ce gisement, on voit encore des blocs isolés de grande taille au milieu de petits galets ; il y a même de véritables blocs dans des alternances de marne.

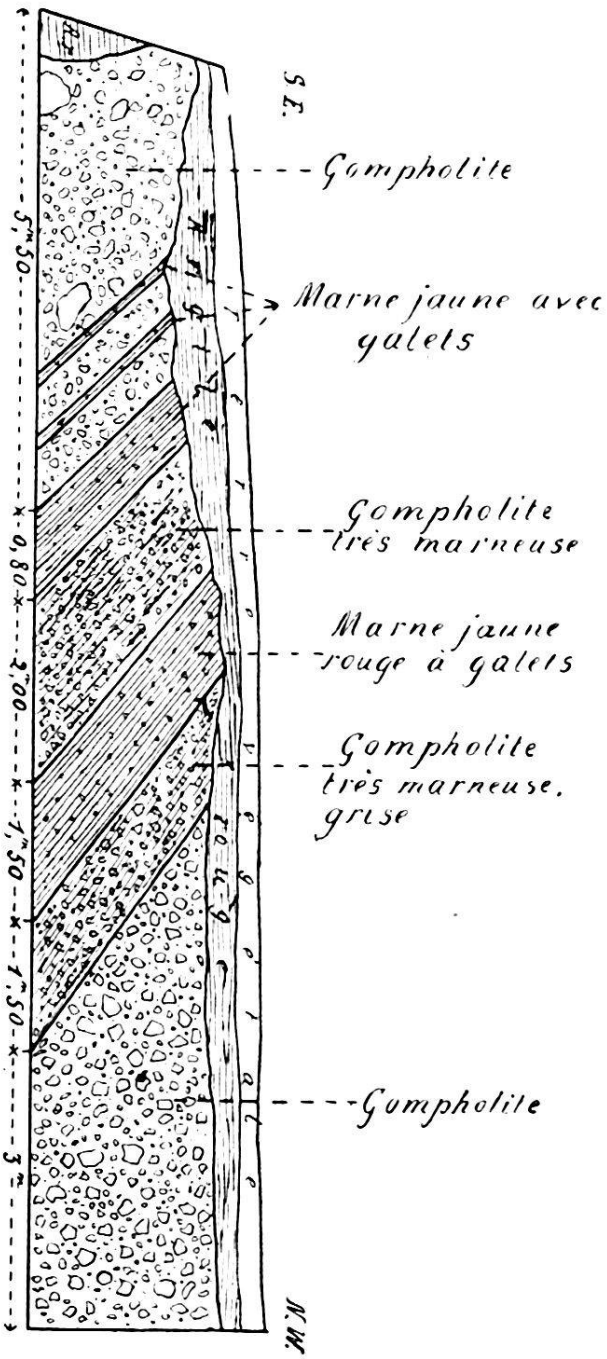

Fig. 12. — Coupe de la Gompholite à la nouvelle usine électrique de la Chaux-de-Fonds.

2. *Bande SE.* — Sur le bord SE du synclinal il existe une seconde bande de Gompholite, parallèle à a première et s'étendant depuis le Crêt du Locle jusqu'au delà des abattoirs près de la Chaux-de-Fonds. Sa longueur est de 3 1/2 km. et sa largeur atteint 250 m. Cet affleurement, quoique très étendu, n'est indiqué sur aucune carte géologique. Nicolet seul l'indique (**78**, p. 21), mais comme conglomérat moderne. Au sud des abattoirs de la Chaux-de-Fonds, des travaux de canalisation d'eau ont permis de constater ce dépôt. Aux environs des Eplatures ce dépôt a été mis à jour en plusieurs endroits, notamment au Bois Jean Droz où il est exploité en carrière. Les caractères de la Gompholite de cette région sont absolument identiques à

ceux de ce même terrain à Bellevue et à la Combe Bichon. Les galets sont anguleux, à angles légèrement arrondis. Tous appartiennent au Malm supérieur ; on y observe les mêmes galets rouges, gris-bleu, noirs ; ils sont souvent recouverts d'une mince zone d'incrustation calcaire et sont pris dans un ciment calcaréo-argileux blanc. La même algue calcaire observée à la Croix des Côtes et à Bellevue s'y retrouve aussi. Dans quelques bancs le ciment s'est durci à tel point que la Gompholite est devenue très solide et que les galets ne se séparent plus, mais se cassent avec la roche. Au Bois Jean Droz ses bancs plongent de 15° vers le NW. Les relations de cette bande de Gompholite avec les terrains sous-jacents sont très mal connues à cause de la rareté des affleurements. Au Bois Jean Droz cependant elle repose

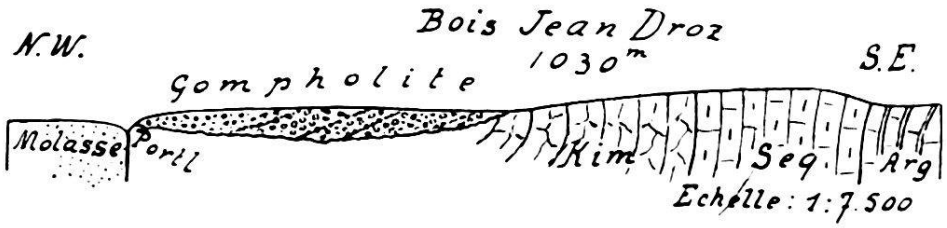

FIG. 13. — Situation de la Gompholite au bois Jean Droz près des Eplatures.

sur le Kimeridgien supérieur ou sur le Portlandien. Le croquis fig. 13 déjà indiqué par Jaccard dans des notes manuscrites donne ce qu'on peut observer à ce sujet.

Age de la Gompholite.

Il est impossible de déterminer directement l'âge de la Gompholite puisque jamais aucun fossile caractéristique n'y a été trouvé. Desor et Gressly (**16**, p. 137), peu affirmatifs, en font soit un dépôt tongrien, soit un dépôt effectué depuis les temps de l'Eocène jusqu'à ceux de l'Œningien. Jaccard (**44**, p. 114) l'attribue à l'Eocène. M. J. Bourquin (**9**), se basant sur l'observation que, partout où la Molasse fait défaut, apparaît la Gompholite, a considéré ces deux terrains comme synchroniques, le dernier étant un faciès côtier du premier. D'après les observations que j'ai exposées précédemment, je crois pouvoir affirmer que *la Gompholite est contemporaine de la Marne rouge vindobonienne.* Je résume ici les faits principaux qui militent en faveur de cette attribution :

1° A la Croix des Côtes, la Marne rouge vindobonienne

très typique à *Helix Larteti* occupe une position inférieure à la Gompholite.

2° Au-dessus de Bellevue (fig. 9) la Gompholite et la Marne rouge sont en imbrication, et la zone marneuse la plus inférieure contient *H. Larteti*.

3° La fig. 17 montre les relations intimes qui existent entre la Gompholite et la Marne rouge dans la tranchée du chemin de fer sur la rive gauche de la Combe du Stand.

4° Dans une tranchée du chemin de fer entre la Combe du Stand et la Combe Bichon, une zone marneuse jaune à concrétions calcaires irrégulières identiques à celles de la Marne rouge, vient s'intercaler au milieu du dépôt de Gompholite.

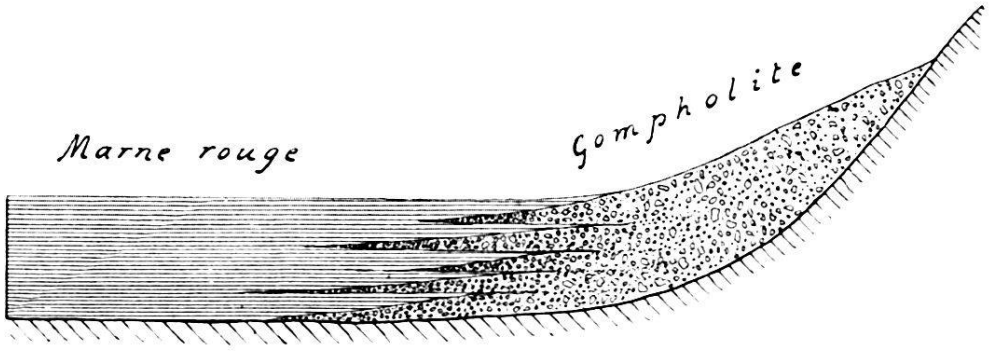

Fig. 14. — Dessin schématique montrant les relations existant entre la Gompholite et la Marne rouge vindobonienne.

5° La fig. 12 montre également qu'à la Chaux-de-Fonds la Gompholite et la Marne rouge ou jaune forment des alternances plusieurs fois répétées. Ici je n'ai pas trouvé *Helix Larteti* dans les marnes, mais il ne peut cependant y avoir de doute au sujet de leur âge vindobonien.

En résumé, les observations précédentes montrent que la Gompholite et la Marne rouge vindobonienne présentent entre elles des phénomènes d'imbrication, mis en évidence par la figure schématique 14, ce qui indique bien leur synchronisme.

La formation de la Gompholite s'est cependant continuée pendant très peu de temps lors du dépôt du calcaire d'eau douce œningien, car on observe à la Combe Bichon au-dessous de la ligne du chemin de fer un banc de Gompholite dans la partie tout à fait inférieure de ce calcaire. On ne peut toutefois guère parler ici de synchronisme entre ces deux terrains, la présence de galets dans le calcaire d'eau douce ne se produisant que sur une épaisseur de 2 à 3 m., tandis que l'Œningien a une puissance de plus de 100 m.

Mode de formation de la Gompholite.

Le fait le plus important qu'on puisse tirer des observations précédentes est que la Gompholite du Locle-Chaux-de-Fonds est une formation exclusivement locale. La forme anguleuse des galets, le faciès de brèche que sa partie périphérique possède si nettement, montre qu'il s'agit ici d'un dépôt d'éboulement ou d'éboulis. La grande anisométrie des éléments dans certaines couches, et ailleurs la présence de blocs isolés au milieu de galets de petite taille militent aussi en faveur de cette opinion. Cependant, il ne peut être question ici d'un éboulement ordinaire produisant un cône de débris ; il s'agit de chutes de pierres tout le long d'une falaise, car, sur une longueur de 7 km., le dépôt de Gompholite garde sensiblement la même épaisseur : 25 à 30 m. le long des tranchées du chemin de fer près du Crêt du Locle, 30 à 40 m. à la nouvelle usine électrique de la Chaux-de-Fonds. La présence de roches néocomiennes là seulement où ce terrain existe encore aujourd'hui, montre aussi que les chutes de pierres se produisaient sur tout le bord du bassin à la fois et que les galets n'ont subi qu'un transport très faible, ce que prouve mieux encore leur forme anguleuse. Comme on peut observer sur chaque bord du synclinal une bande de Gompholite qui s'appuie sur le Portlandien ou le Kimeridgien, exceptionnellement sur le Valanginien, il faut admettre la présence de deux anciennes falaises qui déterminaient un détroit très resserré de la nappe d'eau qui déposait la Marne rouge. Il est malheureusement difficile à cause du manque de coupes transversales naturelles de déterminer exactement quelles sont les positions relatives de la Gompholite et des terrains sous-jacents. Les fig. 10 et 11 indiquent la disposition de la Gompholite à la Combe Bichon, seul point où un ravin transversal ait coupé un peu profondément ce terrain. Au premier abord cette disposition paraît assez énigmatique, mais en développant les couches plissées de manière à rendre à la Marne rouge son horizontalité primitive, on obtient (fig. 15) un schéma montrant la falaise en question.

Les eaux qui devaient s'étendre à une faible distance des falaises ont dû jouer un certain rôle dans le phénomène ; cependant, si elles avaient agi continuellement sur la masse éboulée au fur et à mesure de sa formation, les éléments de la Gompholite devraient être roulés, ce qui n'est pas le cas. Dans la zone périphérique, les galets n'ont subi que les effets d'un très faible remaniement, dont le résultat a été d'émous-

ser leurs angles. De plus ils présentent des traces évidentes de corrosion. Il est peu probable que cette corrosion se soit produite sous l'eau, car une nappe d'eau située dans une région toute calcaire ne peut produire de tels effets. Du reste, les incrustations calcaréo-argileuses qui recouvrent les galets, comme aussi le ciment qui les relie, montrent bien que cette étendue d'eau déposait du carbonate de chaux, mais qu'elle n'en était pas avide. Peut être faut-il, pour expliquer cette formation, faire intervenir à la fois les eaux atmosphériques qui avaient une action corrosive, et les eaux du bassin qui ont produit un dépôt de carbonate de chaux, puis admettre que la Gompholite est un dépôt de chutes de pierres le long d'une falaise envahi petit à petit au cours de sa formation par une nappe d'eau tranquille, dont le niveau s'élevait peu à peu. Cette hypothèse aurait l'avantage de permettre d'expliquer la coexistence de caractères qui au premier abord semblent s'exclure: dépôt d'incrustation calcaire sur les galets corrodés de la zone périphérique et bancs de Gompholite à éléments non ou peu roulés interstratifiés dans une formation sédimentaire (Marne rouge).

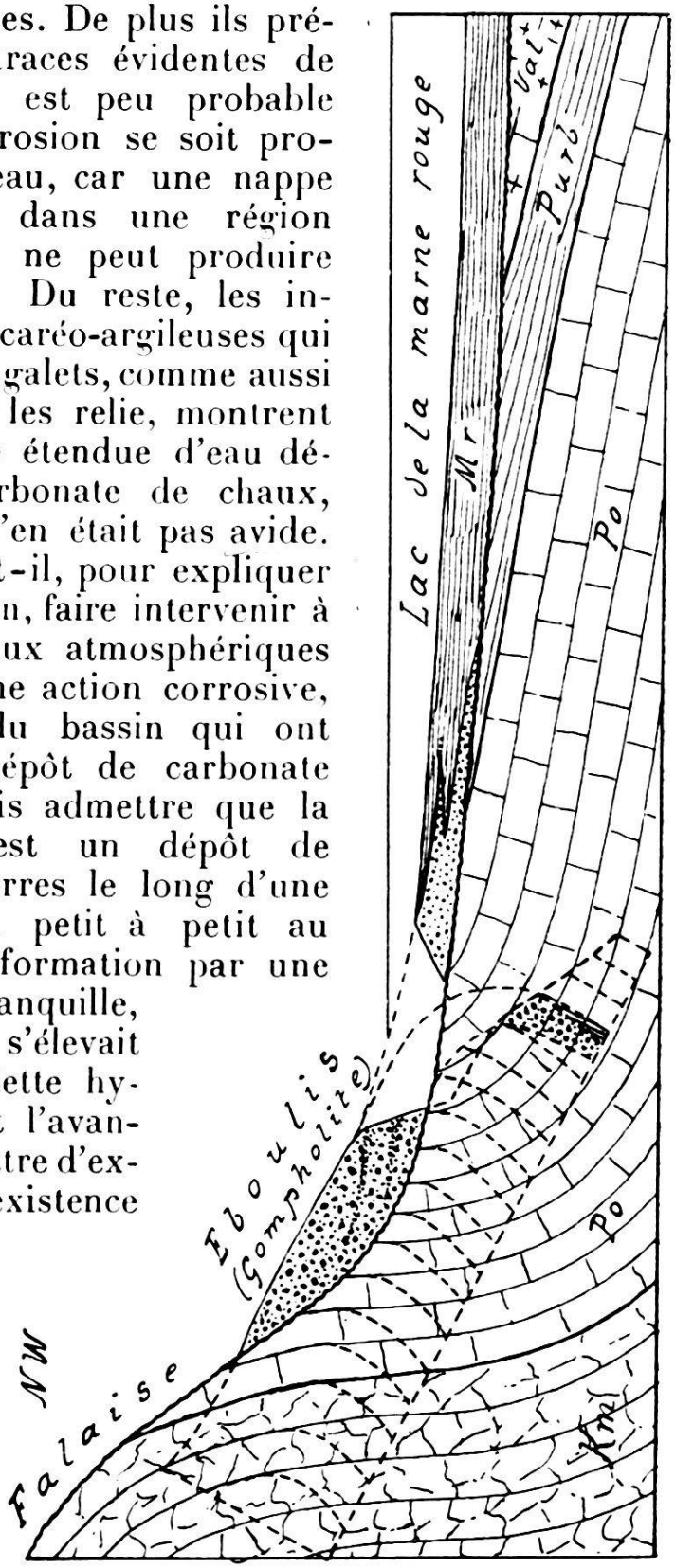

Fig. 15. — Reconstitution de la falaise vindobonienne sur le bord NW du bassin du Locle.
(Les lignes pointillées correspondent au dessin de la fig. 10.)
Km. Kimeridgien. — *Po.* Portlandien. — *Purb.* Purbeckien. — *Val.* Infravalanginien. — *Mr.* Marne rouge vindobonienne.

Œningien.

(Vindobonien supérieur, Molasse d'eau douce supérieure.)

Le calcaire d'eau douce du Locle et de la Chaux-de-Fonds est difficile à étudier à cause des rares affleurements qu'il présente. Si Jaccard a pu donner un grand nombre de renseignements sur ce terrain aux environs du Locle, c'est grâce aux travaux importants qu'a nécessités l'établissement de la ligne du Jura neuchâtelois et de la route conduisant du Locle à la Sagne. Aux environs de la Chaux-de-Fonds et des Eplatures, le calcaire d'eau douce est très mal connu; Nicolet (**78**) seul a pu recueillir quelques données grâce à des sondages et à des travaux de terrassement. Depuis que j'ai commencé mes levés géologiques dans la région, je n'ai pas eu l'occasion de voir des affleurements nouveaux intéressants; je me bornerai donc à donner ici un court résumé des connaissances que nous avons sur ce terrain en y ajoutant les quelques observations que j'ai pu faire.

La faune des vertébrés, recueillie surtout par Nicolet et par Jaccard, a été étudiée principalement par H. von Meyer, Bayle, Rütimeyer, Studer. Les espèces les plus caractéristiques sont : *Aceratherium minutum* Kaup, *Hyotherium medium* v. Meyer, *Listriodon splendens* v. Meyer, *Palœmeryx eminens* v. Meyer, *Dicroceras furcatus* Hensel, *Protragoceras clavatus* Lart, *Mastodon angustidens* Cuv, *Dinotherium giganteum* Kaup, *Machairodus*. Depéret (**15**, p. 244) a montré l'analogie de cette faune avec celle de la Grive Saint-Alban (Isère), celle de la Molasse d'eau douce supérieure de la Bavière et du Würtemberg (Steinheim, Georgensmund, Œningen), de la Suisse orientale (Käpfnach, Ellg) et celle du Sarmatique du bassin de Vienne. Tous les gisements indiqués ci-dessus appartiennent à la partie tout à fait supérieure du Miocène moyen et sont caractérisés surtout par un premier développement des antilopidés. Le calcaire d'eau douce du Locle appartient donc certainement au Vindobonien supérieur (Tortonien) et peut-être même au Sarmatique.

La flore du Locle recueillie par Nicolet puis par Jaccard et étudiée par Heer compte 140 espèces. Les plus répandues sont : *Laurus princeps* Heer, *Andromeda protogea* Ung., *Acer decipiens* A. Br., *Populus mutabilis* Heer, *P. latior* A. Br., *Grevillea lancifolia* Heer, *Podogonium Knorri* A. Br., *Acer trilobatum* Stbg., *Glyptostrobus europæus* Brongn. Cette flore offre la plus grande analogie avec celle d'Œningen, 83 espèces sont communes aux deux localités, parmi les-

quelles il faut surtout citer *Populus latior* A. Br., *P. mutabilis* Heer, *Podogonium Knorri* A. Br., *Acer trilobatum* Stbg. Par sa faune de vertébrés Œningen appartient aussi au Vindobonien supérieur; la flore du Locle confirme donc les résultats apportés par la faune.

Les mollusques œningiens du Locle, tant terrestres que d'eau douce sont très abondants. MAILLARD et LOCARD[1] en ont décrit 35 espèces. Nous avons revu, M. Schardt et moi (**104**), tous les fossiles du calcaire d'eau douce du Locle faisant partie de la collection Jaccard et modifié un peu les déterminations de Maillard et Locard. Il résulte de ces travaux que les espèces le plus communes au Locle sont : *Helix* déterminé *H. sylvana* Klein par Maillard, mais qui n'est pas le véritable *Sylvana*; c'est aussi l'avis de M. Rollier (**94**); *Limnea Jaccardi* Maill., *L. dilatata* Noul., *Planorbis Mantelli* Dunk., *P. æquiumbilicatus* Hilg., *P. dealbatus* A. Br., *Melanopsis callosa* A. Br. var. *curta* Loc., *Paludestrina sulcata* Sandb., *Bythinia gracilis* Sandb., *Lithoglyphus panicum* Neum., etc.

Voici d'après Jaccard un court résumé des assises du calcaire d'eau douce à partir de la base :

a) *Grands bancs calcaires à Helix, Planorbis, Limnea.* — Calcaires en gros bancs, assez durs, blancs ou gris-clair, mal stratifiés, parfois vacuolaires, parfois noduleux, à nodules de même nature que le ciment. *Planorbis Mantelli* Dunk., *Limnea dilatata* Noul. et *Helix sp.* sont très abondants à ce niveau.

b) *Marnes et calcaires marneux, marnes à Melanopsis.* — Alternances de calcaires marneux très tendres, gris, alternant avec de nombreuses couches de marne plus foncée, brune, noirâtre, souvent charbonneuse ou bitumineuse. Certaines couches sont pauvres en fossiles, d'autres au contraire renferment en quantité prodigieuse des mollusques de petite taille (*Planorbis*, *Paludestrina*, etc.) souvent écrasés. Les couches bitumineuses contiennent des débris d'ossements divers. C'est dans ce complexe que Jaccard a trouvé la couche à nombreux *Melanopsis callosa*, var. *curta*.

c) *Couches à feuilles.* — Calcaires tendres, parfois blancs et crayeux, parfois aussi bleuâtres ou brunâtres; marno-cal-

[1] G. MAILLARD et A. LOCARD, *Monographie des mollusques terrestres et fluviatiles de la Suisse. Mém. soc. pal. suisse*, vol. XVIII et XIX, 1891 et 1892.

caires tendres, noirâtres bitumineux; marno-calcaires schistoïdes rubannés; ensemble qui ne se distingue guère par la nature des roches du précédent, mais dont plusieurs couches ont fourni la riche flore du Locle.

d) *Calcaires siliceux, lignites.* — Caractérisés par des marnes ou des marno-calcaires tendres de couleur variant entre le blanc et le noir et renfermant en général une quantité prodigieuse de petits mollusques. Ces marno-calcaires et ces marnes possèdent de nombreux niveaux de couches siliceuses, des lentilles de ménilite et de nombreux feuillets de lignite. Les lentilles de ménilite brun-foncé ou noire sont pétries de mollusques au test opalinisé. Les calcaires siliceux sont de couleur grise, contiennent aussi de nombreux fossiles et forment des bancs irréguliers. Le lignite forme d'innombrables couches (fig. 16) en général très minces et atteignant au maximum 10-15 cm. d'épaisseur; il prend parfois la forme feuilletée. C'est à ce niveau que Jaccard rapporte les couches formées d'une accumulation de *Cypris*.

Ces quatre divisions ont été établies par Jaccard sur le versant NW de la vallée du Locle et principalement dans la région de la gare. Sur le versant SE de cette même vallée, les trois divisions supérieures sont confondues. Les grands bancs calcaires inférieurs seuls ont une répartition constante; ils se retrouvent en effet à la Combe Girard où ils forment le cœur de petits plissements secondaires, puis aux Envers.

Les divisions de Jaccard ne peuvent donc être appliquées au synclinal entier. Il vaudrait mieux distinguer deux assises seulement ainsi que l'ont montré MM. Schardt et P. Dubois (**104**) dans une étude d'une coupe presque complète de l'Œningien relevée le long du talus de la côte des Envers :

a) Les grands bancs calcaires à grands planorbes, hélices, limnées passant à la partie supérieure à des marno-calcaires de même couleur. Epaisseur 30 m. au moins.

b) Les marnes et marno-calcaires tendres, gris à noir à innombrables intercalations de couches bitumineuses, charbonneuses, de lignite, de calcaire siliceux, de rognons et de lentilles de ménilite blanche à noire, de schistes siliceux noirs, d'argillite. Epaisseur 80 m. au moins.

Dans cette coupe de MM. Schardt et Dubois, il est impossible de retrouver au-dessus des grands bancs calcaires les trois divisions supérieures de Jaccard. Les lignites et la ménilite apparaissent déjà presque immédiatement au-dessus

des grands bancs et se poursuivent jusqu'au sommet de l'étage. Les *couches à Melanopsis*, les *couches à feuilles* n'ont pas été retrouvées en cet endroit, bien que le relevé de la coupe citée ait été fait avec un très grand soin.

Les marnes charbonneuses à ossements de la Chaux-de-Fonds doivent se rapporter à l'Œningien supérieur.

Je n'ai que peu de choses à ajouter aux observations précédentes. Je donne fig. 16 un croquis des couches à lignite, pris au Verger lors de la construction d'une écurie à côté de la fabrique Pierrehumbert.

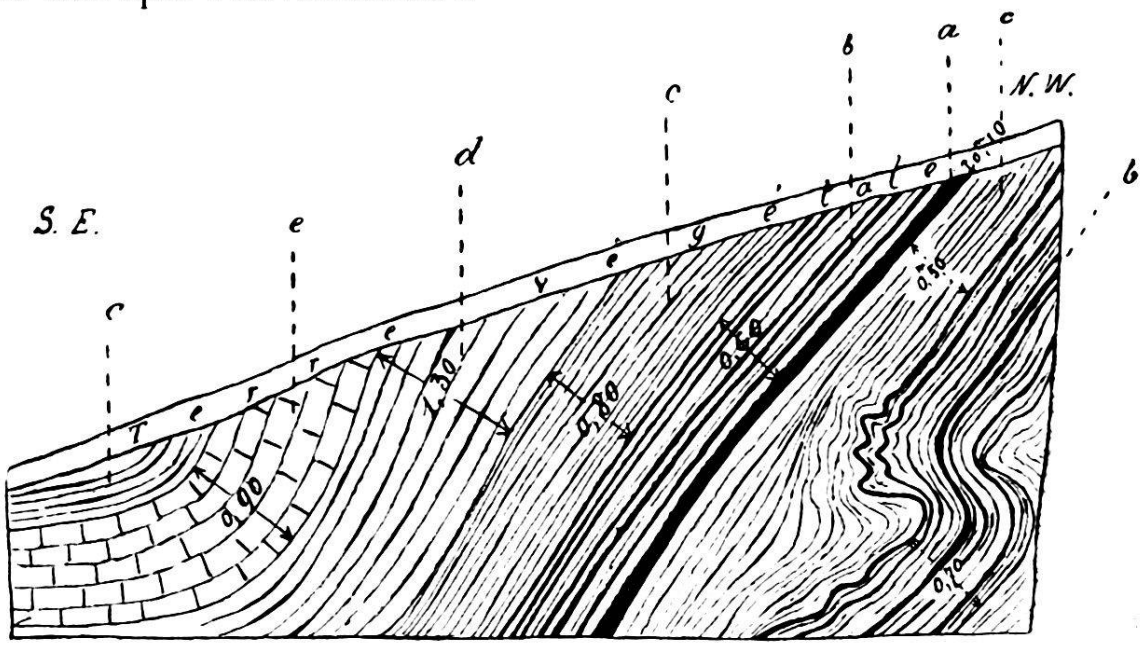

Fig. 16. — Coupe de l'Oeningien supérieur au Verger près du Locle, montrant les couches à Lignite.

a. Couche de lignite. — *b*. Alternances de feuillets de lignite et de marne grise. *c*. Marne grise à traînées charbonneuses. *d*. Marne blanche à traînées charbonneuses. — *e*. Marno-calcaire gris-clair.

En outre j'ai découvert dans les bancs inférieurs du calcaire d'eau douce un minéral intéressant, une varité de montmorillonite (Salvétat). En voici la description :

Montmorillonite de la Combe du Stand près du Locle[1].

Gisement (fig. 17 et 18). Ce minéral se trouve en couches sédimentaires intercalées dans les bancs de calcaire d'eau douce plus ou moins marneux de l'Œningien inférieur. J'en ai observé trois niveaux : Le plus inférieur (fig. 17) est vi-

[1] Pour la bibliographie concernant la montmorillonite, voir F. Salisbury-Dana, *The System of Mineralogy of J. D. Dana. 1837-1868, Descriptive Mineralogy*. 6me édit. New-York. 1896. 8o.

sible dans la tranchée du chemin de fer à l'E de la Combe du Stand, vis-à-vis de la maison du garde barrière, il atteint au maximum 35 cm. d'épaisseur. Les deux autres niveaux, plus minces, de 5 à 10 cm. d'épaisseur, sont plus élevés (fig. 18) dans la série œningienne et peuvent se voir dans la tranchée du chemin de fer au SW de la Combe du Stand. Dans les trois cas, la couche de montmorillonite repose sur un marno-calcaire gris-clair peu fossilifère et a pour toit une mince couche marneuse noire, charbonneuse, remplie de débris de fossiles brisés (fig. 17 et 18); aussi, à ce contact, le minéral est impur, noir et contient des débris de coquilles ayant conservé leur composition calcaire. Je ne sais pas quelle est l'extension horizontale de ces couches à cause de la rareté des affleurements; cependant le niveau le plus inférieur se retrouve dans la première tranchée du chemin de fer à l'E des précédentes. A la Combe Girard, où les grands bancs de calcaire d'eau douce affleurent en partie, je n'ai pas retrouvé la montmorillonite.

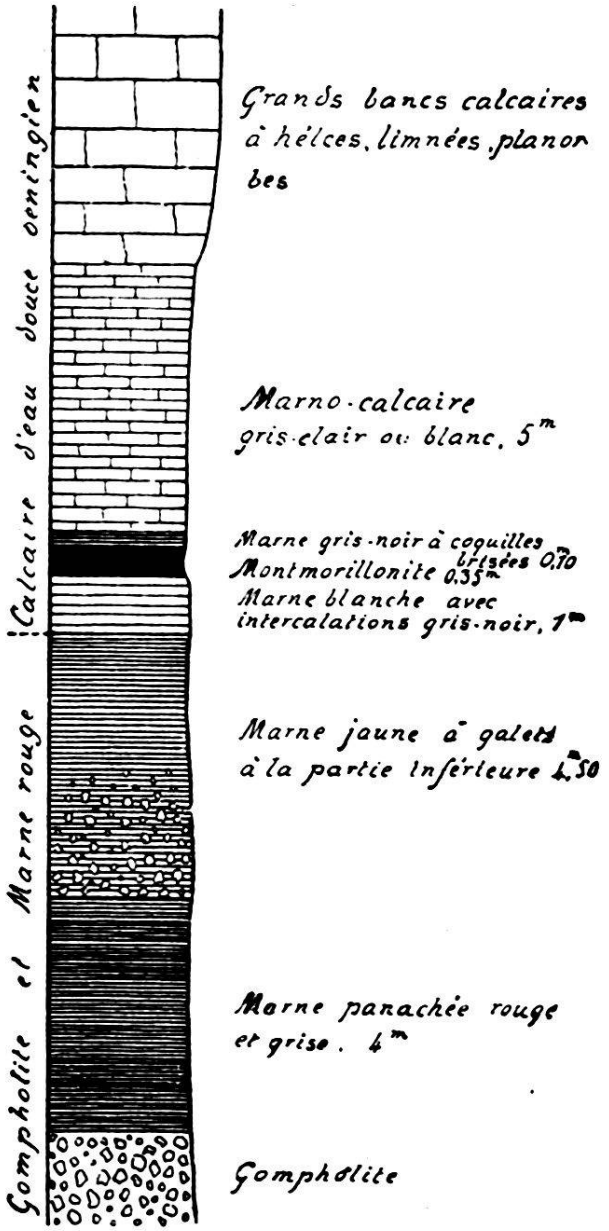

FIG. 17. — Coupe de la Gompholite, de la Marne rouge vindobonienne et de la base de l'Oeningien avec une couche de montmorillonite. Tranchée du chemin de fer, rive gauche de la Combe du Standt.

Description. — Le minéral est amorphe; les couches qu'il forme sont très fissurées de sorte qu'il se présente en morceaux anguleux, en général de petite taille. Compact, cassure terreuse, au trait prend un éclat cérumineux. Couleur jaune d'ocre très clair en général, mais cette couleur est due à de très petites particules d'oxyde de fer qu'on peut observer au microscope;

la couleur du minéral pur doit être blanche, car des veines de cette couleur traversent le minéral et elles sont exemptes de fer. A la partie supérieure de la couche, des matières charbonneuses le colorent en noir. Légèrement translucide sur les bords ; au microscope, le minéral délayé dans l'eau apparaît sous la forme de petites particules transparentes irrégulièrement arrondies ne réagissant pas à la lumière polarisée. Toucher gras ; happe assez fortement à la langue. Dureté : entre 1,5 et 2. Densité = 1,8. Il se délaie rapidement dans l'eau en donnant un lait jaunâtre. En laissant ce lait s'évaporer à l'air, le minéral revient à son état primitif.

Chauffé dans l'éprouvette, il dégage une très forte quantité d'eau ; chauffé à flamme nue il devient gris ou rougeâtre, zoné, tout à fait opaque, durcit, raie le verre et ne se délaie plus dans l'eau. Cuit au four à porcelaine il prend les mêmes caractères, subit un retrait considérable et se fendille dans toute sa masse. Assez facilement fusible au chalumeau, en donnant même pour les variétés noires une scorie porcelanée blanche.

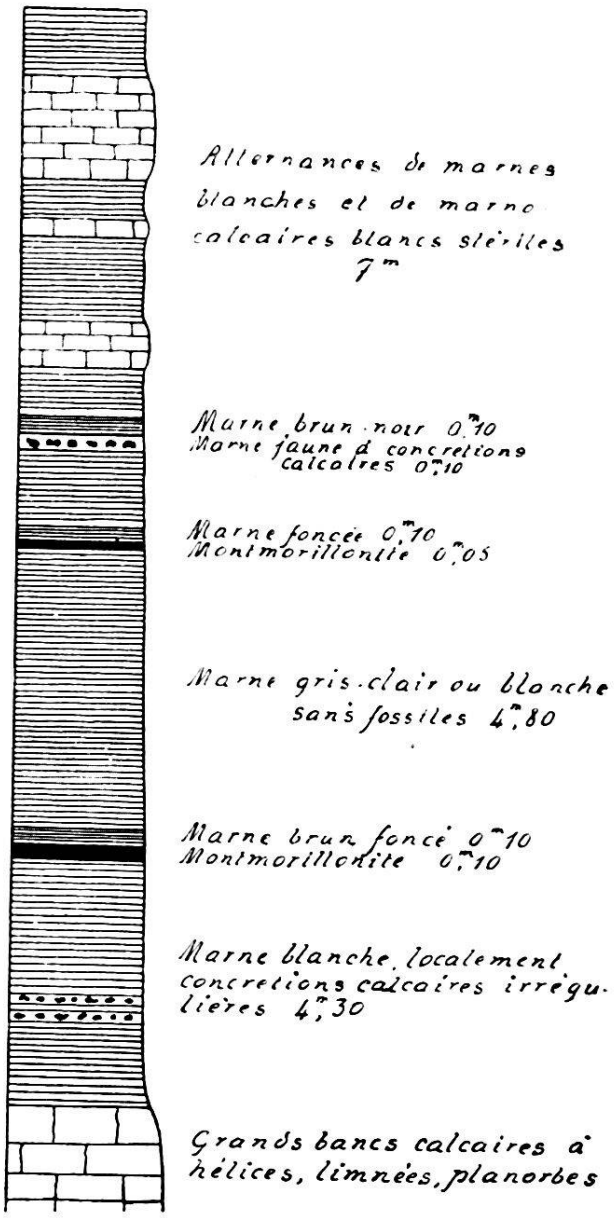

FIG. 18. — Coupe de la base de l'Oeningien avec deux couches de montmorillonite. Tranchée du chemin de fer, rive droite de la Combe du Standt.

Analyse. — Je dois l'analyse de la montmorillonite du Locle à M. E. Joukowski, assistant au Museum d'histoire naturelle à Genève ; je lui en exprime ici tous mes remerciements.

SiO_2	53,70
Al_2O_3	28,74
Fe_2O_3	traces
CaO	3,27
MgO	2,09
Perte au feu à partir de 96°	12,16
	99,96

Ce minéral étant très hygroscopique la perte au feu varie énormément suivant la température de laquelle on part :

à	partir	de	112°	8,56 %
»	»	»	99°	9,96 %
»	»	»	92°	14,36 %
»	»	»	18°	24,06 %

En rapportant l'analyse à 100 et calculant la perte au feu depuis la température ordinaire comme on l'a généralement fait pour la montmorillonite, on obtient :

SiO_2	46,45
Al_2O_3	24,86
Fe_2O_3	traces
CaO	2,83
MgO	1,80
H_2O	24,06
	100,00

TERRAINS PLIOCÈNES

Il n'existe pas de dépôts pliocènes certains dans la vallée du Locle-Chaux-de-Fonds. Cependant les quelques dépôts suivants, postérieurs au Vindobonien, n'ont pas l'aspect ordinaire des terrains erratiques du Jura et pourraient très bien par conséquent appartenir au Pliocène.

Au fond de la Combe du Stand près du Locle, à l'extérieur et plus haut que la bordure tertiaire actuelle, les anfractuosités en forme de boyaux des parois de rochers portlandiennes sont remplies d'un dépôt de cailloux roulés empâtés dans une argile jaune ; les cailloux sont soit jurassiques supérieurs, soit œningiens ; j'ai aussi constaté un galet de calcaire noir et quelques grains de quartz. Quelques débris de fossiles œnigiens sont aussi parsemés dans la masse, mais ceux de petite dimension seuls (*Planorbis*) sont intacts.

A ces graviers roulés sont associés des marnes, des sables quartzeux et des argiles plastiques rouges, jaune vif et grises. L'une de ces poches de sable et d'argile est creusée dans le calcaire d'eau douce œningien dans la tranchée du chemin de fer de la rive gauche de la Combe du Stand.

Jaccard (54) a signalé des dépôts analogues de graviers, de sables siliceux et d'argile plastique en plein massif calcaire dans le tunnel du Franco-Suisse aux Roches Houriet.

J'ai retrouvé les graviers derrière la ferme des Eroges à mi-chemin entre Le Locle et le Col des Roches, au haut d'un escarpement portlandien. Les argiles plastiques rouges, jaunes et bleues sont beaucoup plus répandues et remplissent les cavités des calcaires du Malm supérieur depuis le Col des Roches jusqu'aux environs de la Chaux-de-Fonds. Je cite entre autres les endroits suivants : Plateau des Monts, Combe Bichon, carrières du bas de la Combe Grieurin, etc.

On rencontre au lieu dit les sentiers au SW de la Chaux-de-Fonds et dans la région de la nouvelle usine électrique des dépôts d'argile rouge non plastique, véritable terra rossa atteignant 2 à 3 m. de profondeur et pénétrant par poches dans les terrains sous-jacents. Ces dépôts sont antérieurs à l'extension maximale des glaciers alpins (glaciation de Riss), car il ne s'y rencontre aucune roche d'origine alpine, mais seulement des galets jurassiens corrodés, souvent poreux et décalcifiés, parfois recouverts d'une croûte de limonite, des galets de calcaire silicifié imprégnés de matière ocreuse et des grains de limonite. Les argiles grises ou brunes à galets corrodés ou décalcifiés d'origine locale, qu'on rencontre sur tout le fond de la vallée des Eplatures doivent aussi être antéglaciaires.

TERRAINS QUATERNAIRES

Glaciaire.

Les formations glaciaires ne jouent qu'un rôle secondaire dans la vallée du Locle-Chaux-de-Fonds. Ce ne sont que de minces dépôts de moraine de fond et de moraine superficielle et de très petits blocs erratiques disséminés.

Glaciaire alpin.

La glaciation de Riss (moraine externe, extension maximale) seule a atteint les vallées intérieures du haut Jura,

comme l'a établi Du Pasquier. Le lehm à galets alpins a été signalé déjà par Nicolet (**78**, p. 22) aux Combettes, au nord de La Chaux-de-Fonds, avec des restes d'*Elephas primigenius* ; Jaccard (**62**) l'a indiqué sur le plateau du Communal et sur celui des Monts et M. Rollier aux Petites Crosettes (**88**, p. 165).

Des blocs erratiques, toujours de petite taille, ont été constatés un peu partout, toujours sporadiquement. Jaccard (**62**) en a donné une longue liste. J'y ajoute : un bloc de schiste chloriteux de $0^{m}50$ de long près de l'école des Monts (Locle), 1070 m. ; un petit bloc de gneiss et plusieurs de quartzite à la Combe Monterban (900 m.) ; au haut de la Combe à l'Ours (1090 m.), près les Eplatures un petit bloc de quartzite ; au Cerisier (1100 m.) un petit bloc de gneiss et des quartzites ; entre la Halte du Creux et Cornu (1110 m.), assez grand nombre de petits blocs, dont deux de schiste à paragonite mesurent plus d'un m^3.

Les blocs erratiques, comme aussi les galets du lehm, sont pour la plus grande partie des quartzites, puis des roches pennines, ainsi que l'indique la liste de Jaccard. Mais, ainsi que l'a montré M. Æberhardt[1], les roches du Mont-Blanc qu'on a considérées longtemps comme caractéristiques de la glaciation de Würm existent aussi en petite quantité dans la moraine externe. Ainsi le bloc erratique le plus volumineux de la vallée du Locle, trouvé par Jaccard au Chemin blanc, est de protogine.

La limite altitudinaire du glacier du Rhône à l'époque du Riss peut être fixée dans notre région à 1160 m. au moins, Jaccard (**62**) ayant trouvé des blocs alpins à la Loge et à Cornu à 1160 et 1150 m. environ. Les blocs les plus élevés que j'ai rencontrés sont : un petit bloc de gneiss au Cerisier au S de la Chaux-de-Fonds, 1100 m. ; schistes à paragonite et quartzites au NW de la Halte du Creux, 1110 m. ; au Rez, au SW du Locle, des quartzites et des schistes chloriteux, 1140 m., mais ici ces galets sont remaniés dans une moraine jurassienne.

Glaciaire jurassien.

Il est très probable que, pendant les glaciations antérieures à celles de Riss, des dépôts morainiques jurassiens se sont

[1] B. Æberhardt, *Quelques blocs erratiques intéressant la moraine externe in Eclog. geol. helv.*, vol. VII, nº 3, p. 199, 1902.

formés, mais l'invasion du glacier du Rhône a dû les faire disparaître.

Les moraines jurassiennes contemporaines de la glaciation de Würm ou des glaciations postérieures ont par contre laissé des dépôts assez abondants. Elles se présentent sous la forme de galets jurassiens plus ou moins anguleux, appartenant presque exclusivement au Kimeridgien ou au Portlandien, contenant une très faible proportion d'éléments alpins souvent très roulés, surtout des quartzites. Elles recouvrent tout le plateau du Communal, ainsi que l'indique Jaccard, se superposant au lehm de la glaciation précédente. Le plateau des Replattes et celui des Monts Perreux possèdent ce même revêtement. Jaccard cite aussi une formation analogue sur le fond de la vallée des Eplatures, mais je l'ai cherchée en vain ; des sondages exécutés à travers le marais m'ont montré le tertiaire immédiatement sous la tourbe. Les travaux de correction de la route cantonale ont également entamé directement les calcaires d'eau douce œningiens.

Le dépôt morainique le plus important de toute la région forme une colline allongée de 1 km. 5 de longueur, 300 m. de largeur et 30 m. de hauteur, s'étendant du Crozot au Haut du Quartier, entre la vallée du Locle et celle de la Chaux-du-Milieu. Les galets jurassiens (Kimeridgien et Portlandien) en forment la presque totalité ; les galets alpins que j'y ai rencontrés sont un galet de gneiss, un schiste chloriteux, quelques calcaires noirs alpins et surtout des quartzites. Des galets siliceux œningiens fossilifères indiquent que nous avons affaire à la moraine frontale d'un glacier remplissant la vallée du Locle et débordant dans la vallée de la Chaux-du-Milieu. Ces galets œningiens montrent encore que le glacier a pu transporter du matériel de bas en haut, car les gisements œningiens actuels atteignent tout au plus l'altitude de 1050 m., tandis que la moraine dont il est question se trouve à 1130 m.

Dans la vallée de la Chaux-du-Milieu, à la limite de la région que j'étudie, les dépôts glaciaires jurassiens sont abondants. Entre les Queues et la Clef d'Or, il existe une belle moraine coupée par la route, ses éléments sont exclusivement jurassiens, les calcaires séquaniens sur lesquels elle repose sont polis et striés. Au débouché de cette route dans la vallée, une gravière montre des alluvions glaciaires jurassiennes, alternances de lits de sable et de lits de galets où je n'ai point trouvé de galets alpins ; les cailloux du Malm supérieur pré-

dominent ; mais les éléments valanginiens et hauteriviens, les fossiles hauteriviens et les débris de Molasse marine sont assez abondants. Ce dépôt d'alluvions doit recouvrir tout le fond de la vallée.

M. Schardt (**102**) a déjà signalé des phénomènes de *lamination glaciare* des terrains tertiaires du flanc sud du synclinal du Locle-Chaux-de-Fonds. J'ai constaté avec M. Rollier des phénomènes analogues aux Crétêts dans la Molasse marine. Sur l'autre versant de la vallée j'ai aussi observé les mêmes laminations au Jet d'Eau près du Col-des-Roches (fig. 26) et à la Chaux-de-Fonds, rue de la Paix entre les nos 85 et 95 (fig. 19). Les marnes rouges et vertes verticales sont brus-

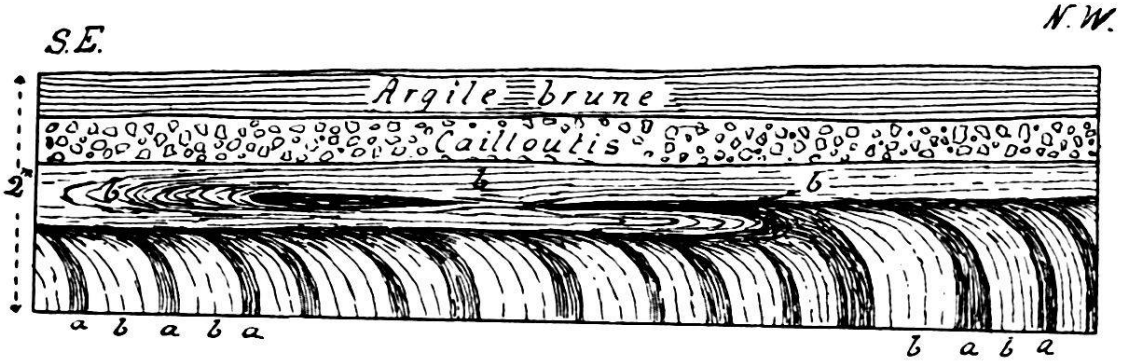

Fig. 19. — Lamination glaciaire des Marnes vindoboniennes rouges et vertes, à la Chaux-de-Fonds, rue de la Paix.

a. Marne rouge. — *b*. Marne verte.

quement étirées dans une direction perpendiculaire à leur plongement. Dans tous les cas observés la lamination s'est produite pour chaque versant de la vallée, en étirant les têtes de couches vers le talweg. M. Schardt attribue ces phénomènes à la pression de la glace, mais si cette hypothèse peut très bien s'appliquer à des couches déjà renversées d'un flanc de vallée, je ne crois pas qu'elle soit suffisante pour expliquer la courbure et la lamination de couches tout à fait verticales sur une pente très faible.

Alluvions.

Les alluvions ne forment que des dépôts peu importants, qui tapissent d'une faible couche le lit du Bied du Locle et de ses affluents. Seules les alluvions remplissant la vallée du Locle entre ce dernier endroit et le Col-des-Roches ont une certaine importance ; elles seront étudiées au chapitre des Tourbières.

Marais, Tourbières.

Marais du Locle.

Ce marais est situé entre le Locle et le Col des Roches et forme la partie la plus basse de la vallée. Il a une largeur maximale d'un demi-kilomètre vis-à-vis des Granges ; sa longueur, beaucoup plus considérable, est actuellement de plus de 2 km., mais autrefois il s'étendait beaucoup plus vers le NE et les parties basses de la ville du Locle ont été construites sur ce marais. Les travaux de canalisation du Bied du Locle faits il y a quelques années ont en effet permis de constater un dépôt tourbeux assez considérable à travers toute la ville, lequel a été décrit par M. Schardt (**101**).

En 1903 des sondages ont été effectués dans le marais proprement dit en vue de connaître la nature du sol pour la construction d'une gare de marchandises. Il a été fait deux lignes de sondages parallèles à la route cantonale conduisant du Locle au Col des Roches. La première, à 40 m. au SE de la route, c'est-à-dire vers le milieu du marais, comprend dix sondages espacés de 100 m. chacun et atteignant 10 à 20 m. de profondeur ; un seul, à l'extrémité de la ligne, à peu près vis-à-vis de l'ancienne gare du Col des Roches, a atteint 28m50. La seconde

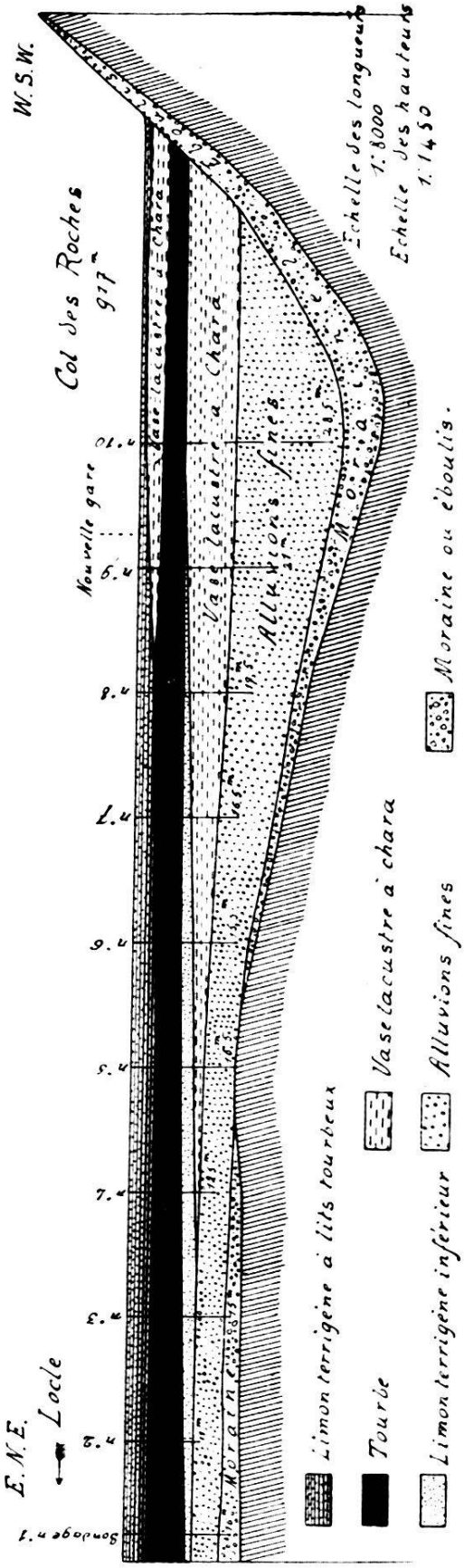

Fig. 20. — Profil longitudinal du marais du Locle. — No 1 à 10, Sondages.

ligne au NW de la route et à une distance d'elle de 15 m. comporte six sondages qui ont atteint le roc à une profondeur variant entre $4^{m}50$ et 13 m. Le dernier de ces sondages, vers l'extrémité de la vallée, au Col des Roches, a été arrêté à $13^{m}50$ sans que le fond rocheux ait été atteint.

Plus de cent échantillons des divers sondages pris à diverses profondeurs ont été recueillis. M. le professeur Schardt, qui a déjà publié une notice préliminaire sur ce marais (**107**), les a obligeamment mis à ma disposition. Par l'étude de ces échantillons et à l'aide du livre des relevés des sondages établi par M. Martin, ingénieur, directeur des travaux, j'ai pu donner avec assez de précision la constitution du marais.

Les sondages ont montré que les mêmes couches existent sur toute la surface du marais, mais avec des épaisseurs variables, surtout sur la ligne de sondages bordant le pied de la montagne, où elles sont influencées par le voisinage de la pente. On trouve de haut en bas (voir aussi fig. 20) :

I. *De la surface à 3-4 m. de profondeur :*

Limon terrigène d'inondation *avec intercalations de tourbe terreuse fortement imprégnée d'eau. A l'extrémité* SW *de la vallée et sur une longueur de 500 m. environ, à partir de 1 m. de profondeur, ce faciès est remplacé par une* **vase lacustre calcaire organogène.**

II. *De la profondeur de 3 à 4 m. jusqu'à celle de 7 à 9 m. :*

Tourbe avec lits de limon terrigène.

III. *De la profondeur de 7 à 9 m. à celle maximale de* $28^{m}50$.

Limon terrigène d'inondation et alluvions fines ; *à l'extrémité inférieure de la vallée et sur une longueur de 900 m., ce faciès est remplacé dans la partie supérieure par une* **vase lacustre organogène à Chara.**

I. Limon terrigène à intercalations de tourbe terreuse.

De la surface jusqu'à 3 ou 4 m. de profondeur suivant les endroits on rencontre un limon terrigène coloré en brun par les matières organiques. Dans sa partie inférieure apparaissent des lits de tourbe terreuse à éléments très divisés.

Le *limon* est argilo-calcaire, l'argile y est en forte proportion. Parfois même il ne contient plus trace de calcaire ; dans ce cas il a dû subir l'action dissolvante des eaux acides cir-

culant dans la tourbe et on trouve souvent en effet des coquilles de mollusques à demi dissoutes. Ce limon a une origine détritique et doit être formé des produits de trituration des roches œningiennes surtout et jurassiques. Assez fréquemments des petits galets roulés ou bruts de calcaire d'eau douce œningien ou de Jurassique s'y rencontrent. Les mollusques sont abondants dans cette couche ; M. le professeur Paul Godet a bien voulu les déterminer, comme du reste tous les mollusques actuels dont il sera question ici. Je lui en exprime toute ma reconnaissance. Les mollusques terrestres y sont en forte proportion, ce limon étant un produit de charriage de l'eau. Voici la liste des espèces trouvées :

Vitrina diaphana Drap.
Hyalina radiatula Gr.
Zonitoides nitidus (Müll).
Vallonia pulchella (Müll).
Fruticola (Helix) sericea (Drap).
Cochlicopa lubrica (Müll).
Succinea pfeifferi Rossm.
Carychium minimum (Müll.)
Tropidiscus (Planorbis) marginatus (Drap).
Limnaea ovata Drap.
Limnaea truncatula (Müll).
Gyrorbis (Planorbis) rotundatus (Poiret).
Bathyomphalus (Planorbis) contortus (L).
Gyraulus (Planorbis) albus (Müll).
Pomatias septemspirale (Razoum).
Bythinia tentaculata (L).
Valvata cristata (Müll).
Pisidium pusillum (Gmel).

Il se trouve aussi çà et là des mollusques remaniés de l'Œningien comme *Lithoglyphus panicum* Neum et *Planorbis æquiumbilicatus* Hilg. Des restes chitineux d'animaux sont assez fréquents ; ce sont surtout des valves d'ostracodes et de cladocères (*Ceriodaphnia*), des rhizopodes (*Difflugia*, *Arcella*). Des débris végétaux très abondants colorent le limon en brun ; ce sont surtout des radicelles de *Carex* et de graminées, des feuilles et des tiges d'hypnes, des fruits de *Menyanthes*. Certaines couches contiennent des diatomées en abondance.

La *tourbe*, qui forme des intercalations dans la partie inférieure du limon, est terreuse, fortement imbibée d'eau, fluide, ses débris végétaux sont très divisés, très humifiés, partant difficilement déterminables ; j'y ai reconnu surtout des radicelles de *Carex* et de graminées, des hypnes, des gaînes de feuilles et des graines de *Carex*, des fruits de *Menyanthes*, du pollen de conifères, des diatomées parfois abondantes. Les mollusques y sont rares : *Cochlicopa lubrica* (Müll), *Valvata cristata* (Müll), *Pisidium pusillum* (Gm). Les débris chitineux sont assez fréquents : élytres et débris divers d'insectes, valves d'ostracodes et de cladocères.

Cette couche supérieure est d'un âge très récent, car jusqu'à une profondeur de $2^{m}5$ j'y ai rencontré des débris de verre, de briques, de poterie et de charbon. Jaccard (**66**) y a trouvé en plusieurs endroits de la *vivianite* recouvrant les souches ou remplissant les vides laissés par la décomposition des débris végétaux. Ce limon terrigène et ses lits de tourbe existent uniformément sur tout le marais ; cependant, à l'extrémité de la vallée, vers le Col des Roches, à partir d'une profondeur de 1 m. et jusqu'à celle de 3 m., ce faciès fait place à une *vase lacustre calcaire organogène* gris clair, poreuse, très légère. Elle est formée presque exclusivement d'une accumulation de petits tubes calcaires creux, qui ne sont pas autre chose que des rameaux de *Chara* et d'autres plantes aquatiques incrustées de calcaire, dont la partie organique a disparu en partie. Les fruits de *Chara* y sont très abondants et recouverts du même dépôt d'incrustation. Les autres restes de végétaux sont rares dans cette vase, ce sont des feuilles d'hypnes, des débris de tissus de diverses plantes, pollen de conifères et de *Corylus*. Les restes animaux sont représentés par des carapaces et des post-abdomens de cladocères, des valves d'ostracodes, des débris divers d'insectes ; les mollusques, très abondants, sont aquatiques.

Limnea stagnalis (L).
Hippeutis (Planorbis) complanatus (L). Bythinia tentaculata (L) (en grande abondance).
Velletia (Ancylus) lacustris (L).
Valvata cristata (Müll).
Sphaerium corneum (L).
Pisidium pusillum (Gm).

C'est dans cette vase lacustre que Jaccard (**60**) a trouvé des ossements qui avaient été déposés au musée du Locle, mais qui ne s'y trouvent plus aujourd'hui, à part quelques restes de cerf et de chevreuil.

En résumé, le limon terrigène avec ses alternances de tourbe terreuse est dû à une végétation de marais plat (bas marais) inondée périodiquement par les crues du Bied du Locle et recouverte d'un limon terrigène ; à l'extrémité de la vallée cependant, existait un petit lac peu profond, mais stable où s'accumulait une vase calcaire organogène.

II. Tourbe avec lits de limon terrigène.

Partout au-dessous de la couche de limon d'inondation précédente, c'est-à-dire à partir de 3-4 m. de profondeur, se trouve un puissant dépôt de tourbe existant jusqu'à une profondeur de 7, 8 ou même 9 m., suivant les sondages ; il a

donc une puissance moyenne de 4 m. environ, exceptionnellement il atteint $5^{m}50$. Sur la ligne de sondages bordant le pied de la montagne, ce dépôt se réduit considérablement. La composition de cette couche de tourbe est loin d'être uniforme dans toutes ses parties ; assez pure dans sa partie supérieure et presque exempte de matières argileuses ou calcaires, elle contient dans sa partie inférieure des lits de *limon* ou parfois aussi de *vase lacustre organogène*.

La *tourbe*, brun foncé ou noirâtre, est en général très humifiée ; ses débris végétaux sont pour la presque totalité formés de radicelles de *Carex*, d'épiderme de gaînes ou de stolons de *Carex* ou de graminées, d'hypnes ; c'est donc une *Cariceto-hypnetum* qui a formé cette tourbe. *Arundo phragmites* qui s'y trouve rarement n'a donc joué qu'un rôle tout à fait secondaire. J'ai recueilli encore dans cette tourbe du pollen de conifères, des fruits de divers *Carex*, des mycelium de champignons, des diatomées. Assez pure dans sa partie supérieure, cette tourbe s'additionne vers la base d'une forte proportion de matière argileuse et calcaire, d'une faible partie siliceuse sous la forme de petites esquilles de quartz ; elle prend alors franchement le caractère de tourbe d'inondation. Les mollusques y sont rares, ce sont des opercules de *Bythinia tentaculata* (L), puis *Pisidium pusillum* (Gmel). Les restes chitineux, à part les *Difflugia*, sont peu abondants.

Les minces couches de limon qui s'intercalent dans la tourbe à sa partie inférieure ont une composition identique à celle du limon terrigène décrit plus haut, souvent les diatomées y sont abondantes ; les mollusques y sont nombreux ; ce sont :

Cochlicopa lubrica (Müll).
Limnea truncatula (Müll).
Limnea ovata Dr.
Bathyomphalus (Planorbis) contortus (L).
Hippeutis (Planorbis) complanatus (L).
Valvata cristata (Müll).
Bythinia tentaculata (L).
Pisidium pusillum (Gm).

Les restes chitineux appartiennent surtout aux cladocères (par exemple *Eurycercus*).

Vers l'extrémité de la vallée, au Col des Roches, la couche de tourbe n'atteint plus que $3^{m}50$ d'épaisseur, au-dessous apparaissent des vases lacustres à Chara qui seront étudiées plus loin.

III. Limon terrigène et alluvions fines dont les couches supérienres passent à l'extrémité de la vallée à une vase lacustre organogène.

Au-dessous de la tourbe, c'est-à-dire à partir d'une profondeur de 7 à 9 m. suivant les endroits, apparaît un *limon terrigène* avec, à partir de 3-4 m. d'épaisseur, des intercalations d'*alluvions fines*, qui peu à peu se substituent à lui.

Le *limon terrigène*, analogue aux précédents, contient cependant moins de restes organiques (hypnes, radicelles, pollen de conifères, fruits de *Chara*, mollusques divers et parfois diatomées abondantes.

L'*alluvion* est formée d'un limon argilo-calcaire ou d'un sable très fin contenant de tout petits galets œningiens arrondis ; les galets jurassiques y sont très rares, on y trouve par contre fréquemment des débris de lignite et parfois des galets irréguliers de ménilite de l'Œningien. Je n'ai jamais trouvé dans ces alluvions de matériaux alpins. Les fossiles œningiens remaniés y sont assez nombreux ; ce sont : *Planorbis æquiumbilicatus* Hilg, *Bythinia gracilis* Sandb, *Lithoglyphus panicum* Neum. Les mollusques actuels sont :

Vallonia pulchella (Müll).	Bythinia tentaculata (L).
Cochlicopa lubrica (Müll).	Valvata cristata (Müll).
Gyraulus albus (Müll).	Pisidium pusillum (Gm).

Dans sa partie supérieure, l'alluvion fine contient passablement de restes organiques actuels, comme divers débris de tissus végétaux, fruits de *Carex*, mais peu à peu avec la profondeur ces restes se font rares et dans un certain nombre de sondages ils disparaissent complètement.

L'un des sondages de la partie E du marais (n° 3), après avoir traversé 6 m. d'alluvions, a pénétré dans un limon argileux contenant des galets jurassiques non roulés à angles émoussés représentant soit de la moraine, soit une formation d'éboulis. Tous les autres sondages de la ligne au sud de la route ont été arrêtés à une profondeur variant entre 10 et 21 m. et partout jusqu'au fond, la sonde a ramené des alluvions. Vers le Col des Roches ces formations atteignent une grande épaisseur ; le sondage le plus profond (n° 10) atteignant $28^{m}50$ indique encore l'alluvion fine.

Dans cette même partie du marais, sur une longueur de 900 m., au-dessous de la tourbe, *le limon terrigène et la partie supérieure des alluvions fines sont remplacées par une*

vase organogène calcaire, lacustre, atteignant au maximum 6 m. 50 d'épaisseur (sondage n° 10). Cette vase organogène est analogue à celles qui ont été étudiées précédemment ; les tubes calcaires d'incrustation en forment la plus grande partie, les fruits de *Chara* incrustés sont très abondants ; on y trouve aussi de nombreuses diatomées, des spicules de *Spongilla* et les mollusques suivants :

Limnea truncatula (Müll).
Tropodiscus (Planorbis) marginatus (Dr).
Gyraulus (Planorbis) crista (L) var. nautileus (L).
Gyraulus (Planorbis) albus (Müll).
Hippeutis (Planorbis) complanatus (L).
Physa fontinalis (L).
Velletia (Ancylus) lacustris (L).
Pisidium pusillum (Gm).

La composition de cette vase lacustre organogène n'est pas uniforme, mais des lits de limon terrigène y sont intercalés. Dans sa partie amont elle passe latéralement aux alluvions fines, mais d'une façon insensible. Sur l'emplacement du sondage n° 10, elle atteint une épaisseur de $6^{m}50$ et au-dessous d'elle se rencontrent les alluvions fines qui ont été constatées jusqu'à la profondeur de $28^{m}5$ c'est-à-dire sur une épaisseur de $14^{m}5$ environ.

Au-dessous des dépôts d'alluvions, la sonde a rencontré dans l'un des sondages du SE de la route (n° 3), un dépôt formé de galets jurassiques anguleux empâtés dans une argile ne contenant aucun organisme actuel, qui pourrait être du glaciaire jurassien ou aussi une formation d'éboulis. Plusieurs des sondages bordant le pied de la montagne ont rencontré une formation analogue.

Interprétation des observations faites.

Il est facile à l'aide des observations précédentes de reconstituer l'histoire de la formation du marais du Locle. Les dépôts morainiques laissés par les derniers glaciers locaux recouvraient le fond de la vallée. Puis par la fonte des neiges, des névés et des petits glaciers des régions avoisinantes, le torrent qui coulait sur le talweg déposa d'abondantes alluvions. Le gros matériel abandonné en premier par les eaux n'arriva pas jusqu'à l'extrémité de la vallée du Locle, la pente étant trop faible ; c'est pourquoi on ne constate sous le marais que des alluvions très fines. Le manque d'organismes actuels à la partie inférieure du dépôt indique qu'il s'est produit peu après le retrait des glaciers. Ces alluvions obstruèrent les emposieux qui permettaient l'écoulement des

eaux, et un lac s'établit. Il se peupla de plantes aquatiques, particulièrement de *Chara;* ses eaux saturées de calcaire déposaient une vase calcaire par l'intermédiaire de ces végétaux aquatiques, de sorte que son atterrissement se faisait peu à peu. D'autre part, la rivière par ses crues et ses inondations périodiques apportait à l'embouchure du lac un limon chargé de débris végétaux et de mollusques et contribuait aussi à son comblement. Pendant ce temps une végétation, dont les constituants essentiels sont des cypéracées, des graminées, des hypnes s'établit sur le reste de la vallée et forma les premières couches de tourbe chargées de matières terreuses à cause des fortes crues du torrent. Enfin le lac disparut, soit par atterrissement complet, soit par la formation ou la réouverture d'emposieux; la tourbe put donc se développer sur toute l'étendue de la vallée et forma un dépôt atteignant jusqu'à $5^{m}5$ d'épaisseur. Pendant cette période, le régime du Bied du Locle fut plus régulier, cependant les lits de limon contenus dans cette tourbe témoignent que les inondations périodiques n'avaient pas cessé entièrement de se faire sentir.

Au-dessus de la couche de tourbe, le limon terrigène avec ses lits de tourbe terreuse indique un régime torrentiel plus accusé, qui fut peut-être la cause d'une nouvelle obstruction des emposieux. En effet un nouveau petit lac naissait à l'extrémité de la vallée et déposait une vase lacustre grâce surtout aux incrustations calcaires qui se formaient sur la végétation aquatique. Mais son existence fut de courte durée et la tourbe et le limon ne tardèrent pas à recouvrir ses dépôts.

De nos jours encore, le Bied du Locle a un régime torrentiel et assez fréquemment, lors de la fonte des neiges, le marais est en partie inondé. Avant 1805, seul un entonnoir naturel situé au Col des Roches dans le calcaire du Jurassique supérieur permettait l'écoulement des eaux de la vallée. Depuis cette date, un canal creusé à travers la crête du Col des Roches et débouchant à la Rançonière a régularisé dans une large mesure le régime des eaux.

Marais de Pouillerel.

Il existe sur le sommet de la chaîne de Pouillerel trois petits marais : *Saignolis, Jean Colar, Sagne pendante;* je ne les décrirai pas ici, car ils ont été l'objet d'une étude spéciale par M. Thiébaud et moi (**22**).

Je rappelle seulement qu'ils appartiennent à un type peu fréquent dans le Jura, le *marais bombé pur* (haut marais pur)

formé d'un tapis de sphaignes, sur lequel vit une association de plantes spéciales comme *Pinus uncinata*, *Betula pubescens*, *B. nana*, *Eriophorum vaginatum*, *Oxycoccus palustris*, *Andromeda polifolia*, *Drosera rotundifolia*, etc. Ces mousses et les plantes qui les accompagnent sont calcifuges, il leur faut donc des circonstances spéciales pour qu'elles puissent s'établir dans le Jura qui est presque exclusivement calcaire.

En général, les marais jurassiens prennent naissance dans une dépression à fond étanche arrosée par les eaux superficielles ou souterraines riches en matières minérales, surtout calcaires; une couverture végétale de cypéracées et de graminées s'établit sur ce sol très humide et forme une couche de tourbe; c'est le *marais plat* (ou bas marais). Souvent le marais s'arrête à ce stade (par exemple le marais du Locle); mais souvent aussi, quand la couche de tourbe est suffisamment épaisse pour empêcher l'arrivée des eaux calcaires du sous-sol et assez étendue pour filtrer les eaux superficielles qui pénètrent sur le marais, il s'établit en son centre un coussin de sphaignes car les conditions d'existence de ces mousses sont ainsi réalisées. Ce coussin s'étend du centre à la périphérie et recouvre peu à peu une grande partie du marais plat; il s'accroît aussi en hauteur, de sorte que le marais prend une forme superficiellement bombée, d'où le nom de *marais bombé* (ou aussi haut marais). Le marais bombé se superpose ainsi fréquemment au marais plat, et le marais mixte qui en résulte a été appelé *marais combiné* (par exemple les marais des Ponts et de la Brévine, le marais des Herses qui sera étudié plus loin).

Les marais bombés de Pouillerel n'ont pas pris naissance de cette façon; leurs sphaignes se sont établies directement sur le sol minéral ou sur l'humus de la prairie ou de la forêt grâce aux conditions suivantes :

1° Les marnes du Callovien inférieur (niveau du Calcaire-roux sableux) sur lesquelles se sont formés ces marais contiennent $^2/_5$ de calcaire seulement; la partie non calcaire est constituée surtout par des esquilles microscopiques de quartz puis par de la matière argileuse. Grâce à sa composition spéciale, les eaux météoriques ont décalcifié cette marne à sa surface, déterminant ainsi un milieu propice au développement des sphaignes.

2° Les marais de Pouillerel sont situés sur le faîte même de la chaîne de ce nom, ils sont donc arrosés exclusivement par les eaux météoriques, très pauvres en matières minérales.

3° Enfin les précipitations atmosphériques sont très fortes dans cette partie du Jura (environ 1m50).

Marais des Herses.

Il existe à l'E du Crêt du Locle, près de la ferme des Herses à 1050 m. d'altitude, une petite tourbière exploitée autrefois par les habitants du voisinage, mais aujourd'hui abandonnée et en voie de se dessécher. Elle ne mesure que 150 m. de longueur, sur 70 de largeur. Elle s'est établie sur le fond d'une combe argovienne et possède tous les caractères d'un marais combiné comme le montre la coupe suivante que j'ai relevée sur une ancienne tranchée d'exploitation :

Marais bombé	4. — 0m50	Sphaignes, *Eriophorum vaginatum*.
	3. — 0m10	*Scheuchzeria palustris*, hypnes, radicelles de *Carex* et de graminées, apparition des sphaignes.
Marais plat	2. — 0m50	Nombreuses radicelles, épidermes de *Carex* et de graminées, *Phragmites*, fruits de *Carex*, hypnes.
	1. —	Sous-sol argileux.

La couverture végétale ne possède plus comme vestiges de la flore du marais bombé que *Eriophorum vaginatum*, *Calluna vulgaris*, *Vaccinium myrtillus*, *V. vitis Idœa*. Les sphaignes ont complètement disparu, elles ont été remplacées par des polytrics.

Il est intéressant de noter qu'à la base de la tourbe, un peu au-dessus du sous-sol, on trouve plusieurs troncs couchés de sapin, visibles sur plusieurs mètres de longueur et atteignant 20 cm. de diamètre. Aujourd'hui il n'y a plus aucune trace de végétation arborescente à la surface du marais; aucune souche même n'indique que des arbres aient existé récemment sur la tourbière.

Marais des Eplatures.

Le marais des Eplatures s'étend depuis la partie SW de la ville de la Chaux-de-Fonds jusqu'au hameau des Eplatures Temple (Vers l'Eglise) sur une longueur de 1 km. 800, sa largeur n'étant que de 200 m. environ. Il est situé à une altitude de 1010 m. Exploité depuis longtemps, il a perdu en bonne partie son aspect primitif de marais bombé (haut ma-

rais). En plusieurs endroits, après avoir été exploité il a été transformé en prairie ou en jardin potager.

Là où sa couverture tourbeuse n'a jamais été enlevée, c'est-à-dire sur une espace très restreint à son extrémité SW, il a conservé son caractère typique; c'est un tapis de sphaignes, bosselé, recouvert d'*Eriophorum vaginatum*, *Betula nana*, *Betula pubescens*, *Carex dioica*, *Carex pauciflora*, *Oxycoccus palustris*, *Andromeda polifolia*, *Drosera rotundifolia*, *Vaccinium uliginosum*, *Calluna vulgaris*, *Comarum palustre* parmi les plantes les plus typiques, puis ensuite *Carex panicea*, *C. Goodenowii*, *Molinia cœrulea*, *Salix ambigua*, *Viola palustris*, etc. L'existence de *Betula nana* y devient précaire et bientôt il aura disparu.

Partout ailleurs, sauf sur ses bords, la tourbe a été exploitée, très anciennement en plusieurs endroits, car depuis lors la forêt du marais bombé avec ses *Pinus uncinata*, ses *Betula pubescens* de haute taille et ses grands sapins a eu le temps de s'y établir. Le sous-bois de cette forêt est formé essentiellement de *Vaccinium myrtillus*, *V. vitis Idæa;* dans les clairières poussent *Calluna vulgaris*, *Nardus stricta*, etc. Les sphaignes ont presque totalement disparu de cette forêt, elles sont remplacées par les polytrics; la croissance de la tourbe dans ces endroits est donc arrêtée. Cet assèchement du marais est due aux canaux de drainage qui sillonnent le marais.

Dans d'autres parties, où l'exploitation a eu lieu plus récemment et où les canaux de drainage ont moins désséché le marais, on observe un curieux mélange des éléments du marais bombé (haut marais) avec ceux du marais plat (bas marais). Les sphaignes, *Eriophorum vaginatum*, *E. alpinum* voisinent avec *Eriophorum angustifolium*, *Carex panicea*, *C. Goodenowii*, *C. stellulata*, *Anthoxanthum odoratum*, *Potentilla tormentilla*, *Salix ambigua*, *Polygonum bistorta*, *Lychnis flos cuculi*, *Comarum palustre*, *Carex canescens*, etc.

La zone bordière à flore de marais plat qui se rencontre en général autour du marais combiné n'existe ici que sur le bord NW de la tourbière, mais elle est peu caractérisée à cause du dessèchement du marais; on y trouve surtout *Catabrosa aquatica*, *Lychnis flos cuculi*, *Valeriana dioica*, *Trollius europæus*, *Luzula campestris*, *Crepis succisæfolia*, *Caltha palustris*, *Polygonum bistorta*, *Geum rivale*, *Carex leporina*, *Cirsium rivulare*, etc.

La physionomie primitive du marais a donc bien changé grâce aux bouleversements apportés par l'exploitation. La flore

par conséquent s'appauvrit de plus en plus; *Betula nana*, *Eriophorum alpinum*, *Oxycoccus palustris*, *Andromeda polifolia*, *Carex pauciflora*, *C. dioica* sont bien près d'être détruites. D'autres plantes caractéristiques ont complètement disparu de la tourbière. Ainsi je n'ai pu retrouver *Saxifraga hirculus* cité par Lesquereux (dans Godet, énumération des plantes vasculaires qui croissent dans le canton de Neuchâtel, 1839). *Swertia perennis* indiquée par Godet dans sa flore du Jura n'y existe plus. *Scheuchzeria palustris* que j'ai trouvé en abondance dans la tourbe a aussi disparu et probablement depuis longtemps, car aucun botaniste n'en fait mention.

Etude géologique. — Je désirais faire une série de sondages à travers le marais, dans le but de me rendre compte de sa structure et de sa genèse; malheureusement il n'est nulle part intact sur toute sa largeur. J'ai donc dû me borner à faire quatre sondages près du Collège de la Bonne Fontaine (fig. 21, sondages I à IV) sur une ligne transversale au marais, dans un endroit où depuis son bord SE jusqu'à 30 m. à l'intérieur il n'a jamais été exploité. Dans cette région, la végétation est essentiellement constituée par de grands pins (*Pinus uncinata*) *Vaccinium uliginosum*, *V. myrtillus*, des polytrics, très peu de sphaignes.

La tourbière des Eplatures développée sur le fond d'une vallée devait appartenir, à n'en pas douter au marais dit combiné, c'est-à-dire dont les couches inférieures de tourbe sont formées par des plantes de marais plat comme *Phragmites communis*, diverses autres graminées, divers grands *Carex*, des hypnes, tandis que les couches supérieures sont constituées par des éléments appartenant au marais bombé (haut marais) comme les sphaignes, *Eriophorum vaginatum*, etc. Quelle ne fut pas ma surprise en étudiant au microscope les échantillons recueillis dans les sondages I à IV de constater que *toute la couche de tourbe appartenait au marais bombé*. Voici le tableau de ces quatre sondages (fig. 21).

Sondages I, II et III ayant atteint respectivement 0^m70, 2^m40, 3 m. — Dans ces trois sondages j'ai trouvé *jusqu'à la base :* Sphaignes (feuilles, tiges, spores), *Eriophorum vaginatum*, *Scheuchzeria palustris* (surtout vers la base), pollen de conifères, écorce de pin, radicelles de carex ou de graminées, hypnes, débris chitineux divers (surtout carapaces de cladocères et coques d'*Arcella*).

Il est à remarquer que les 20 à 30 cm. de tourbe de la base des sondages au-dessus de l'argile du sous-sol con-

tiennent beaucoup de matières minérales, surtout des petits grains de quartz et un peu d'argile. Les restes végétaux y sont mal conservés et difficilement déterminables; *Eriophorum vaginatum* domine, les sphaignes sont en faible proportion, tandis que les radicelles de *Carex* et les hypnes sont assez abondants.

Sondage IV. — Les échantillons ont été recueillis à la main sur une ancienne paroi d'exploitation. L'épaisseur de la couche de tourbe est de 3m20. De la surface jusqu'à 2m70 c'est comme pour les sondages précédents une *Sphagneto-eriophoretum ;* de 2m70 jusqu'à la base, les sphaignes diminuent considérablement et disparaissent même près du sous-sol, mais par contre *Eriophorum vaginatum* persiste jusqu'à la base. *Scheuchzeria palustris*, assez repandu dans toute la tourbe, est cependant plus abondant dans cette dernière couche.

Les quatre sondages ont montré au-dessous de la tourbe une argile colorée en brun par les matières organiques à la partie supérieure, et en vert ou gris-verdâtre dans les parties plus profondes. Elle est criblée de petites paillettes, qui à première vue paraissent être du mica, mais qui sont en réalité des petits grains de quartz. Cette argile ne contient aucune trace de calcaire.

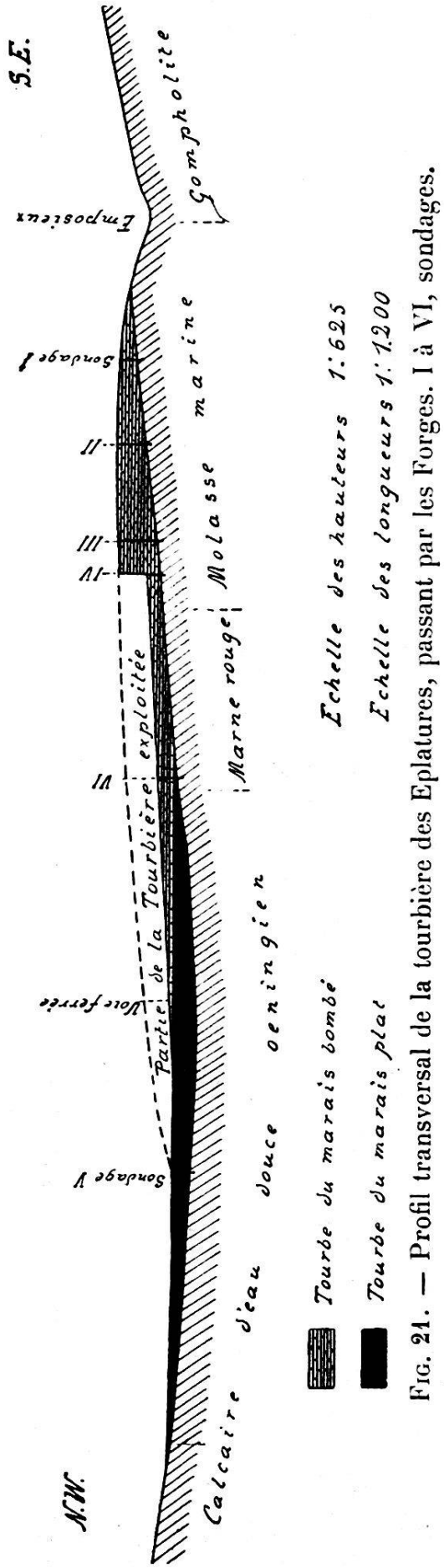

Fig. 21. — Profil transversal de la tourbière des Eplatures, passant par les Forges. I à VI, sondages.

Ces résultats surprenants m'ont engagé à faire un cinquième sondage (fig. 21, V) sur la même ligne que les précédents, mais à 35 m. de l'autre bord du marais (NW). En cet endroit, le marais n'a pas été exploité, mais il a été drainé et transformé en prairie. J'ai pu constater alors que *toute la couche de tourbe qui atteint 1 m 20 d'épaisseur est formée d'éléments du marais plat;* à l'œil nu déjà on pouvait distinguer les gros rhizomes des *Phragmites*. Ces dernières plantes avec des épidermes de rhizomes et de gaînes de *Carex* et de graminées, des radicelles, des hypnes forment la masse principale de la tourbe. Aucun élément du marais bombé n'apparaît dans toute la couche.

Au-dessous de la tourbe, le sous-sol est formé par une marne fortement calcaire due à l'Œningien remanié.

Il résulte donc de l'ensemble des sondages que *la partie NW du marais est composée d'une couche de tourbe formée uniquement d'éléments du marais plat et la partie SE d'une tourbe appartenant exclusivement au marais bombé. Cette disposition fait immédiatement penser à un marais combiné asymétrique* (fig. 21), dans lequel les sphaignes et les eriophores ont commencé à se développer sur la tourbe du marais plat puis se sont étendues seulement vers le SE. Il aurait été intéressant de constater directement la superposition des deux espèces de tourbe entre les deux sondages IV et V. J'ai fait dans ce but un sixième sondage (VI), mais ce n'est qu'à 10-20 cm. du sous-sol que les éléments du marais bombé ont disparu de sorte que je n'ai pu constater avec certitude la superposition des deux tourbes. Il n'est pas possible de sonder plus au NW car la voie ferrée traverse la tourbière à cet endroit.

L'examen détaillé de la position du marais et de la nature de son sous-sol permet d'expliquer cette curieuse asymétrie. Tout d'abord, un premier coup d'œil jeté sur la carte montre que le marais n'est pas situé rigoureusement sur le fond du talweg; au contraire, du fond de la vallée il se développe seulement du côté SE, ce qui ne peut avoir lieu pour un marais combiné ordinaire.

L'étude géologique de la vallée des Eplatures dans le voisinage de la tourbière montre que son versant NW est constitué sur une large étendue par l'Œningien puis plus haut par la Gompholithe et le Jurassique supérieur. Les eaux de ruissellement chargées de calcaire peuvent y descendre librement et arriver jusqu'au marais car aucune ligne d'emposieux ne les absorbe. Le versant SE possède une structure assez

différente. Sous la tourbière se trouvent la Marne rouge et la Molasse marine, puis à partir de sa limite SE la Gompholithe s'étend sur une largeur de 150 m. ; au delà les assises du Jurassique supérieur forment la partie supérieure du versant. La limite du marais coïncide justement avec celle de la Molasse marine et de la Gompholithe. Orographiquement cette limite est marquée par une légère dépression le long de laquelle se dissémine une série d'emposieux. Sur ce versant donc, les eaux de ruissellement ne peuvent atteindre le marais, car elles sont arrêtées par cette ligne d'entonnoirs.

Les considérations précédentes permettent de reconstituer le mode de formation de la tourbière. Le marais plat prit naissance sur le fond de la vallée; il était alimenté soit par les eaux circulant le long du talweg, soit par celles qui ruisselaient sur le versant NW. Qand la couche de tourbe fut assez épaisse et assez étendue pour permettre aux eaux minérales qui l'arrosaient d'arriver pures en son milieu, le marais bombé s'établit en ce point. Les sphaignes ne purent s'avancer vers le bord NW du marais car elles arrivaient en contact avec l'eau calcaire venant du versant de Pouillerel; vers le bord SE au contraire rien n'empêche leur développement, puisque les eaux minérales venant de la chaîne de Sommartel sont arrêtées par la ligne d'emposieux. Bientôt ces mousses et ces ériophores débordèrent au delà de la couche de tourbe du marais plat, s'établirent directement sur la Marne rouge et la Molasse marine, qui, grâce à leur faible teneur en calcaire ont eu leur partie supérieure décalcifiée. Enfin cette végétation du marais bombé arriva à la ligne d'emposieux où son développement a été définitivement arrêté.

Marais des Crosettes.

Il existe aux Grandes Crosettes, au S de la Chaux-de-Fonds, un marais assez étendu et à-demi desséché, dont la flore appartient au marais plat. Je n'ai pas fait d'étude spéciale de ce marais; je cite seulement d'après une note manuscrite de Jaccard la composition suivante :

Tourbe assez consistante,
Argile graveleuse,
Argile pure.

Il est difficile avec ces données de déterminer s'il s'agit d'une argile glaciaire ou simplement d'une argile due à l'altération des marnes argoviennes qui forment le sous-sol du marais. Cette dernière hypothèse me paraît la plus vrai-

semblable, puisque Jaccard ne signale rien de remarquable dans ce dépôt et parce que le fond de la vallée des Eplatures, situé à une très petite distance et à la même altitude, est dépourvu d'argile glaciaire.

Eboulements et éboulis.

Les éboulis sont peu considérables dans toute la région, les pentes escarpées et les parois de rochers étant rares. Ce n'est que dans les Gorges du Bied à la Rançonnière, au pied des rochers du Col des Roches et de la Vy aux Loups et quelque peu dans les demi-cluses de la Combe Girard et de la Combe des Enfers que ces dépôts sont un peu abondants.

Les dépôts de ruissellement recouvrent le pied des versants des vallons du Bied et de ses affluents creusés dans les marnes et marno-calcaires œningiens. Ces terrains étant extrêmement gélives, leurs débris sont facilement entraînés vers le bas des pentes. C'est surtout à la Combe Girard que ces dépôts peuvent s'observer, au pied de tous les petits ravins débouchant dans le Bied de cette combe.

Les glissements de terrain surviennent aussi fréquemment dans les couches œningiennes, ils contribuent notablement à adoucir les pentes raides des petits vallons des environs du Locle.

Un éboulement assez considérable recouvre la région située entre les Roches Houriet et les Combes à l'extrémité SW du synclinal du Locle. Jaccard (**45**, p. 6) le considérait comme une moraine. Mais les nombreux blocs portlandiens d'un assez grand volume pouvant atteindre jusqu'à 20m³ qui sont à sa surface ne permettent pas de l'assimiler aux dépôts morainiques de la région, dont les éléments n'atteignent que de très petites dimensions. Jaccard basait sa manière de voir sur le fait qu'aucune paroi de rochers ne surplombait ce dépôt. La niche d'arrachement est cependant très nettement visible sur le bord du plateau du Chauffaud, dans les couches redressées du Portlandien.

Tufs.

Les nombreuses sources jaillissant des calcaires d'eau douce des environs du Locle donnent naissance à de petits dépôts de tuf très léger, qu'on peut surtout constater à la Combe Girard sur le parcours des ruisseaux afffuents du Bied de cette combe.