

**MATÉRIAUX**  
POUR LA  
**CARTE GÉOLOGIQUE DE LA SUISSE**

PUBLIÉS PAR LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE LA SOCIÉTÉ HELVÉTIQUE DES SCIENCES NATURELLES

AUX FRAIS DE LA CONFÉDÉRATION

---

NOUVELLE SÉRIE: XLVI<sup>E</sup> LIVRAISON, IV<sup>E</sup> PARTIE  
76<sup>e</sup> LIVRAISON DE LA COLLECTION ENTIÈRE

---

**Etude géologique  
de la région de la Dôle**

**La Dôle, Noirmont, Saint-Cergue, Arzier, Trélex, Nord de la Rippe, etc.**

1913—1917

---

(TEXTE EXPLICATIF DE LA CARTE SPÉCIALE N° 88)

AVEC 1 CARTE AU 1:25,000, 1 PLANCHE DE PROFILS ET FIGURES

---

PAR

**HENRI LAGOTALA**

---

BERNE

EN COMMISSION CHEZ A. FRANCKE (CI-DEVANT SCHMID & FRANCKE)

1920

Imprimerie Staempfli & Cie, Berne

## Préface de la Commission géologique.

---

Le 2 mars 1918, M. H. Lagotala a offert à la Commission géologique le manuscrit et la carte de ses recherches sur „La région de la Dôle“ pour les „Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse“. Après examen attentif, la Commission, sur la proposition de M. Sarasin, en a décidé l'impression.

Les roches, les fossiles récoltés et les coupes minces ont été déposés au Musée géologique de Genève.

La Commission géologique déclare que l'auteur seul est responsable du contenu de l'ouvrage, ainsi que de l'exactitude de la carte et des profils qui y sont annexés.

*Zurich*, le 15 juillet 1920.

Pour la Commission géologique,

*Le président:*

**Dr. Alb. Heim, a. prof.**

*Le secrétaire:*

**Dr. Aug. Aeppli.**



# Table des matières.

<i>Preface de l'auteur</i> . . . . .	Page V
<i>Bibliographie</i> . . . . .	VI
<i>Introduction</i> . . . . .	VII

## PREMIERE PARTIE.

### Etude stratigraphique.

#### Chapitre 1<sup>er</sup>.

##### Jurassique

A. Kimméridgien-Portlandien . . . . .	1
B. Purbeckien . . . . .	4

#### Chapitre 2.

##### Terrains crétaciques

A. Berriasien . . . . .	7
Berriasien inférieur . . . . .	7
Marbre bâtard ou Berriasien supérieur . . . . .	9
B. Valanginien . . . . .	11
Marnes d'Arzier . . . . .	11
Calcaire roux . . . . .	12
C. Hauterivien . . . . .	13
Hauterivien inférieur ou marnes d'Hauterive . . . . .	14
Hauterivien calcaire ou Hauterivien supérieur . . . . .	16
D. Urgonien . . . . .	18
Urgonien inférieur . . . . .	18
Urgonien supérieur . . . . .	18
E. Conclusions relatives aux terrains crétaciques . . . . .	18
Les affleurements du Crétacique . . . . .	19

#### Chapitre 3.

##### Tertiaire

#### Chapitre 4.

##### Quaternaire

A. Moraines à éléments jurassiens des pentes . . . . .	19
B. Moraines rhodaniennes des phases de retrait . . . . .	20
a) 1 <sup>er</sup> système . . . . .	20
b) 2 <sup>e</sup> système . . . . .	20
C. Moraines locales des glaciers du Jura . . . . .	21
D. Autres formations quaternaires . . . . .	22
Les glissements . . . . .	22

Cônes de déjection . . . . .	Page 22
Lacs . . . . .	22
Tufs . . . . .	22
Tourbières . . . . .	23
Emposieux . . . . .	23

## DEUXIEME PARTIE.

### Tectonique

#### Chapitre 1<sup>er</sup>.

##### Généralités

#### Chapitre 2.

##### Décrochement horizontal de St-Cergue . . . . .

#### Chapitre 3.

##### Région au Sud de la route St-Cergue-La Cure.

1 <sup>o</sup> Anticlinal de la Faucille-Reculet . . . . .	27
2 <sup>o</sup> Synclinal du chalet du Vuarne . . . . .	28
3 <sup>o</sup> Anticlinal de la Dôle-Roche Verte . . . . .	31
4 <sup>o</sup> Synclinal Leseneys-Cuvaloup . . . . .	32
5 <sup>o</sup> Anticlinal de la Pétroulaz-Cuvaloup . . . . .	33
6 <sup>o</sup> Synclinal des Dappes-Trélasse . . . . .	33

#### Chapitre 4.

##### Région au Nord de la route St-Cergue-La Cure . . . . .

1 <sup>o</sup> Anticlinal de Monteret . . . . .	33
2 <sup>o</sup> Synclinal de St-Cergue . . . . .	34
3 <sup>o</sup> Anticlinal des Chesaux-dessus . . . . .	35
4 <sup>o</sup> Synclinal de la Prangine . . . . .	35
5 <sup>o</sup> Anticlinal du Rosset-Fruitières de Nyon . . . . .	35
6 <sup>o</sup> Synclinal de Combe-Grasse-Chalet-Derrière . . . . .	36
7 <sup>o</sup> Anticlinal de la Givrinne-Vermellia . . . . .	37
8 <sup>o</sup> Synclinal complexe de la Baronne . . . . .	37
9 <sup>o</sup> Anticlinal du Noirmont . . . . .	37
10 <sup>o</sup> Synclinal de La Cure-Langolay-des Landes . . . . .	37

### Conclusions

I. Stratigraphie . . . . .	38
II. Tectonique . . . . .	38

## PRÉFACE DE L'AUTEUR.

---

C'est en 1913 que Monsieur le Professeur *Charles Sarasin* attira notre attention sur l'intérêt d'une étude approfondie du décrochement transversal de St-Cergue.

Nous avons commencé les études sur le terrain en été 1913, elles furent continuées en juillet 1914. Mais la mobilisation d'août vint les interrompre. Elles furent continuées durant les vacances d'été 1915, 1916 et 1917.

Les levés furent exécutés sur les feuilles topographiques au 1 : 25,000. Mais presque toujours un croquis au 1 : 12,500 nous servait de base. Pour les régions de La Cure-Noirmont et du S.W. de la Dôle les levés furent exécutés au 1 : 10,000 d'après des agrandissements de la carte au 1 : 25,000.

Nous voulons en premier lieu témoigner toute notre grande reconnaissance à Monsieur le Professeur *Charles Sarasin* pour tout l'intérêt qu'il a témoigné à ce travail et pour les conseils obligeants qu'il a bien voulu nous donner, soit pour le relevé, soit pour la rédaction. Monsieur le Professeur *L.W. Collet* a bien voulu nous faire part de ses remarques. Nous en avons tenu compte et nous le prions de recevoir ici tous nos meilleurs remerciements pour sa grande obligeance à notre égard.

Nous avons effectué quelques courses avec Messieurs *Joukovsky* et *Favre*, les auteurs de la belle monographie du Salève, et nous avons eu quelques fructueuses discussions avec eux. Monsieur *Joukovsky* a eu l'obligeance de faire des photographies panoramiques et autres de cette région. Nous lui exprimons ici, de même qu'à Monsieur *Favre* notre profonde gratitude et nous les remercions vivement. Monsieur *A. Jeannet* a conduit les travaux d'impression de ce travail avec un dévouement qui mérite notre très grande reconnaissance.

Nos remerciements vont également à la Compagnie du chemin de fer du Nyon-St-Cergue-Morez en la personne de son administrateur Monsieur *Auberson* et de son directeur Monsieur *Benoît* qui voulurent bien nous donner la libre utilisation des trains de cette Compagnie. Monsieur *Henri Vautier*, l'ingénieur des travaux, nous avait aussi donné la permission d'utiliser les trains de travaux; nous nous faisons un plaisir de le remercier.

La liste des remerciements serait longue encore, nous ne voulons la clore sans témoigner du plaisir que nous avons goûté dans la large et belle hospitalité que les bergers de ces régions nous ont donnée. Nous avons spécialement en vue Monsieur *Bolet* de la Dôle qui mit à notre disposition le chalet du Vuarne, et le berger du Pré-du-Four, Monsieur *Badel*.

Les événements de la guerre européenne nous ont interdit toute recherche sur le sol français. Nous avons fait un essai qui faillit mal tourner, cela nous a suffi.

En 1914, ce travail fut honoré d'une subvention du fonds Plantamour Prévost. Inutile d'exprimer notre gratitude envers les fondateurs de cette institution. Et, pour terminer, nous remercions tous ceux qui de près ou de loin nous ont facilité la tâche <sup>1)</sup>.

Genève, janvier 1918.

---

Nous sommes profondément reconnaissant à la Commission géologique suisse, à son président et à son rapporteur, d'avoir honoré ce travail, en l'acceptant dans la série des „Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse“ et nous leur témoignons ici nos vifs remerciements.

Genève, 1<sup>er</sup> février 1920.

---

<sup>1)</sup> En 1915, nous avons eu un agréable compagnon de course en la personne de Monsieur *Johnstone*, un de nos élèves.

## Bibliographie.

1. 1787. **H. B. de Saussure.** Voyage dans les Alpes. In-8. Tome II. Genève.
2. 1868. **P. de Loriol.** Monographie des couches de l'étage valangien des carrières d'Arzier (Vaud) dans *F. J. Pictet*: Matériaux pour la Paléontologie suisse. VI<sup>me</sup> série. Genève.
3. 1869. **Aug. Jaccard.** Jura vaudois et neuchâtois dans: Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. 6<sup>me</sup> livraison. Berne.
4. 1884. **Aug. Jaccard.** Le Purbeckien du Jura. Archives des sciences physiques et naturelles. 3<sup>me</sup> période. Tome XI. N° 5. Mai 1884. Genève.
5. 1891. **H. Schardt.** Etudes géologiques sur l'extrémité méridionale de la chaîne du Jura (chaîne du Reculet et du Vuache). Bull. Soc. vaudoise. Sciences natur. XXVII. 103. 1891—1892. Lausanne.
6. 1897. **H. Schardt.** Über die Rekurrenzphase der Juragletscher nach dem Rückzug des Rhone-gletschers. Eclogae geologicae Helvetiae. Tome V. Lausanne 1897—98.
7. 1899. **E. Renevier** et **H. Schardt.** Notice explicative de la feuille XVI. (2<sup>me</sup> éd.) au 1 : 100,000. Matériaux p. la carte géol. de la Suisse. Berne 1899.
8. 1901. **B. Aeberhardt.** Etude critique sur la théorie de la phase de récurrence des glaciers jurassiens. Eclogae geologicae Helvetiae. Tome VII. Septembre 1901.
9. 1905. **Fritz Machacek.** Der Schweizer Jura. Versuch einer Geomorphologischen Monographie. Petermanns Mitt. Gotha. 1909.
10. 1911. **Jules Favre.** Description géologique des environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds. Eclogae geologicae Helvetiae. Vol. XI. N° 4. Lausanne 1911.
11. 1913. **Etienne Joukowsky** et **Jules Favre.** Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute Savoie, France). Mém. Soc. phys. et Hist. nat. de Genève. Vol. 37. Genève 1913.
12. 1915. **Albert Heim.** Vermehrtes Licht in der Juraforschung. Actes de la Soc. helvétique des Sciences nat. 97<sup>me</sup> session, du 12 au 15 septembre 1915. Genève. — Aarau.
13. 1915. **Albert Heim.** Die horizontalen Transversalverschiebungen im Juragebirge. Sonderabdruck aus: Jahrgang 60 (1915) der Vierteljahrschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich. Zürich. Juli 1915.
14. 1916—1919. **Albert Heim.** Geologie der Schweiz. Band I. Leipzig.
15. 1918. **Henri Lagotala.** Sur la géologie des environs de St-Cergue (Vaud). Ext. comptes-rendus des séances de la Société physique et d'histoire naturelle de Genève. Vol. 35. N° 2.

## Bibliographie de Comparaison.

16. 1875. **P. Choffat.** Le Corallien dans le Jura occidental. Arch. des Sciences de la Bibliothèque universelle. Décembre 1875.
  17. 1901. **E. Baumberger.** Über Facies und Transgressionen der unteren Kreide am Nordrande der mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura in: Wissenschaftliche Beilage zum Bericht der Töchter Schule zu Basel. 1900—1901.
  18. 1903. **E. Baumberger.** Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. 1 Teil stratigraphische Einleitung. Zürich 1903.
-



## Introduction.

Lorsque l'observateur regarde du sommet de la Dôle vers le S., il verra, à partir de la plaine, la pente devenir relativement forte jusqu'aux pâturages et chalet du Crompt (les Creux, 1546 m) et à l'arête du sommet de la Dôle. Directement sous le sommet, il apercevra dans une profonde dépression le chalet et les pâturages de la Dôle. Ici se marque l'action des failles, comme une étude approfondie pourrait le lui montrer.

Du côté français, la pente relativement raide aboutit après un renflement peu important (Pétroulaz) à la vallée des Dappes, la frontière franco-suisse.

Dirigeant alors ses regards vers le N. et le N.E., le spectateur remarquera un paysage de montagne assez différent. Le relief est moins accentué, et surtout moins accidenté; des formes plus douces et plus arrondies marquent généralement les arêtes. Du lac, des gradins successifs conduisent (par le village d'Arzier) à des chaînes plus basses et plus nombreuses, séparées par des vallons moins profonds<sup>1)</sup>. La plus haute de ces chaînes est en même temps la plus occidentale; c'est le Noirmont qui surgit assez brusquement, semblant déchirer les terrains qui l'environnent.

Entre ces deux régions si différentes, une profonde coupure se marque. C'est le col de St-Cergue. Et c'est vers le col que de l'W. et de l'E., semblent s'abaisser les chaînes et aboutissent les vallons. Il y a donc dans le paysage une dissymétrie apparente entre ces régions, au N.E. et au S.W. du col de St-Cergue. Ceci résulte de la plongée longitudinale des plis du Reculet et de la Dôle. De plus, les vallons ne se prolongent pas directement, de chaque côté du col, les uns dans les autres, ils viennent parfois butter contre les chaînons. Tout cela marque déjà à première vue la présence d'un décrochement transversal. Généralement les vallons et chaînons sont orientés du S.W. au N.E., ils apparaissent parfois, se réunissent ou disparaissent rapidement (Chesaux). Les chaînons correspondent ordinairement aux anticlinaux, les vallons aux synclinaux. Et dans ces synclinaux, les terrains relativement marneux forment soit le vallon synclinal lui-même, soit des replats ou petites combes sur les deux flancs du synclinal (combe purbeckienne des marnes d'Arzier. Hauterivienne, etc.).

Aucun vallon synclinal de notre région ne possède de cours d'eau en permanence; la présence de marnes (marnes portlandiennes, purbeckiennes, d'Arzier et hauteriviennes) détermine la stagnation des eaux, et il y a alors formations de „Gouilles“ ou marécages (Gouille de la Givrinne, petits marais des Leserney, des Mouilles, Marais Rouges). Dans ces vallons, et pour la même cause, se trouvent des sources nombreuses, mais peu régulières en général.

Plusieurs gorges profondes ont été creusées sur les flancs de la montagne, sur le versant S.E. Les principales, les combes de la Soie, des régions des Ballandes, côtes de Nyon, combe de la Créva-Tzévaux (rivière la Colline), des Allevay (rivière l'Anjou), les gorges de Moinsel (rivière la Combaz), etc., découpent profondément les pentes de cette partie du Jura. Grâce à cette érosion qui a débuté après l'extension glaciaire, les dernières assises du Jurassique supérieur sont mises à nu.

<sup>1)</sup> La partie au S.W. du col comporte 3 chaînons ou chaînes, celle qui est située au N.E. en compte 6. La plus haute sommité est la Dôle (1680 m).



Dans toutes ces régions, les lignes de fracture semblent avoir joué, de même que les dépôts morainiques, un rôle prépondérant dans la fixation du réseau hydrographique. Les emposieux, gouffres, „trous sans fond“, sont en connexion étroite avec la présence de failles.

Au pied du Jura, des lacs semblent s'être formés, lorsque le glacier dans la plaine formait un barrage et venait ainsi forcer les eaux à s'accumuler entre lui et le Jura. De ces lacs il ne reste actuellement que des marais (marais aux Bœufs, marais aux Grues, marais d'Arpey, etc.). Les marais forment des lignées parallèles à la direction générale de la chaîne du Jura. Ils donnent naissance aux petites rivières et ruisseaux qui sillonnent la plaine. A chaque état de stationnement des dernières glaciations envahissant cette région correspondrait un état lac pour les territoires situés entre les glaces et la montagne. Ces lacs trouvaient un débouché vers le S.W. Il se créa ainsi un réseau hydrographique, dont la direction générale était approximativement N.E. — S.W., réseau qui subsista après le retrait des glaces, grâce aux dépôts morainiques. La principale rivière fut sans doute la London (qui se jette actuellement dans le Rhône près de la Plaine, canton de Genève), mais peu à peu le ruissellement et l'érosion régressive des petits affluents latéraux usèrent les barrières élevées par les glaciers; des captages eurent lieu qui morcelèrent le bassin d'alimentation de la London, donnant naissance (en apportant un supplément d'eau) aux rivières, comme la Versoix, le Boiron, l'Asse, etc., pour les environs de Céligny, Nyon. Le Boiron semble actuellement vouloir capter les eaux des marais où l'Asse prend sa source. Dans les environs de St-Cergue, près de Chesaux, au N.W. de la poste du village, sur l'emplacement de la gare, au lieu dit les Mouilles, au Vuarne, à la Givrinne, etc., nous avons reconnu l'existence d'anciens lacs, soit lacs de barrage morainique (le Vuarne en serait un exemple), soit lacs dus à l'action du creusement glaciaire (les Mouilles).

Deux régimes hydrologiques se sont donc superposés. Le premier fixé par des dépôts glaciaires et, au début, par les glaciers eux-mêmes et le second, le plus récent, qui tend à devenir perpendiculaire au précédent et qui suit la ligne de plus forte pente.

Nous avons noté la présence d'anciens lits de torrents. C'est le cas pour le Vuarne, pour la Combe de la Baronne, près La Cure, pour la région de Combe-Grasse, du Grand-Sonnailley et Sonnailley-au-Prince (S.W. de la Dôle) et la région d'Arzier. Lorsque la fonte des neiges est rapide, ou bien lors des trombes d'eau, ces anciens lits de torrents ou ces anciens lacs peuvent parfois renaître. Ce fut le cas, il y a quelque dix ou douze ans, pour le lac desséché situé derrière la poste de St-Cergue. En 1915, et par deux fois, par suite d'un violent orage, un torrent se forma dans la Combe de la Baronne (près La Cure), qui détruisit les travaux, alors en exécution, de la ligne du chemin de fer. Monsieur l'ingénieur Henri Vautier nous communique, que le 5 juin 1918, entre 8 et 10<sup>1</sup>/<sub>2</sub> heures du matin, une trombe s'abattit sur la combe de la Baronne. Le bassin de réception est d'environ 4 km<sup>2</sup>. Le débit mesuré près du bâtiment des douanes était de 20 à 25 m<sup>3</sup> à la seconde. On comprend alors l'origine du dépôt torrentiel qui se trouve près du village de La Cure.

Remarquons que le village de La Cure est sur le point de partage des eaux qui, d'une part, par la Valserine, puis le Rhône vont à la Méditerranée, et qui, d'autre part, vont à la Mer du Nord par l'Orbe, l'Aar et le Rhin. Une glacière naturelle existe sur le territoire étudié ici. Il s'agit de celle de la Genolière où la glace semble surtout se former au printemps.

## Première Partie.

# Etude stratigraphique.

### Chapitre 1<sup>er</sup>.

### Jurassique.

#### A. Kimméridgien-Portlandien.

Les terrains jurassiques ne sont guère représentés dans notre région que par le Portlandien et la partie supérieure du Kimméridgien. La limite entre les deux étages est peu nette, et souvent nous n'avons pu la trouver. C'est pour cette raison que nous avons utilisé une seule couleur sur la carte pour indiquer le complexe kimméridgien-portlandien. Ce dernier est constitué par des calcaires compacts, des calcaires plaquetés et des marno-calcaires. Les marno-calcaires sont plus fréquents au sommet du massif qu'à la base.

Au point de vue orogénique, le Kimméridgien-portlandien joue le rôle de crête. C'est lui qui constitue la majorité des anticlinaux et il occupe dans le territoire étudié ici une surface considérable. Il forme le flanc S.E. du premier chaînon du Jura. Presque partout, au pied de la montagne, il est recouvert de dépôts glaciaires jurassiens et ce n'est guère que dans le ravin de la Créva-Tzévaux que l'on retrouve la superposition du Crétacique sur le Jurassique. Dans de nombreux endroits, le Portlandien présente de beaux plans de faille; citons en passant celui situé près du village de St-Cergue, à droite de la route qui conduit à Nyon, à quelques centaines de mètres des premières maisons du village. On voit nettement ici la structure de microbrèche du Portlandien. Le Portlandien forme la majorité des blocs, galets, etc., rencontrés dans les dépôts glaciaires jurassiens et même alpins. Il doit cet avantage, qu'il partage avec le marbre bâtard, à sa plus grande résistance, résultant d'une plus grande compacité.

L'étude du Portlandien au point de vue stratigraphique peut être faite soit le long de la voie du chemin de fer du Nyon-St-Cergue-Morez, soit dans les parois du ravin de la Créva-Tzévaux, soit dans les parois du massif de la Dôle. Cette dernière région se prête particulièrement bien à une étude stratigraphique, les autres régions se trouvant dans les plans importants de failles. La coupe stratigraphique que nous donnons a été relevée à la Dôle d'après des photographies obligeamment prises par *M. Joukowsky* depuis le col reliant le vallon de la Dôle à la Combe du Vuarne (fig. 1). Souvent, les roches ont subi une recristallisation profonde qui a fait disparaître parfois leur structure première (microbrèche plus ou moins oolithique, etc.) donnant naissance à des veines de calcite recristallisée. Ceci s'explique si l'on songe que non loin de là se trouve le plan de faille qui a créé le col de la Dôle (altitude 1563 m, passage allant du chalet de la Dôle au chalet de Reculet-dessus). Le tableau (fig. 1) nous montre que cette série de la Dôle, épaisse de près de 100 m, est constituée comme suit, en allant de bas en haut:

1° Calcaires sublithographiques, jaunes-gris et calcaires à microbrèche, dans lesquels se trouvent quelques débris de petites Nérinées (de 8 mm de longueur environ). Ces calcaires à microbrèche peuvent parfois passer à des calcaires oolithiques (fig. 1, A).



2° Marno-calcaires et calcaires grumeleux (clairs généralement, ou jaune-verdâtre), alternant rapidement avec des lits de marne d'une couleur plus foncée (gris-verdâtre) (fig. 1, n° 2). C'est à la base de cette série que, dans des marnes, nous avons trouvé quelques restes indéterminables de fossiles. (S'agit-il du niveau inférieur du Portlandien? En l'absence de documents paléontologiques sérieux, nous n'osons trancher cette question.) Le complexe, auquel appartiennent ces marnes, n'offre que des bancs calcaires peu épais; sa puissance totale est de 15 m environ. Cette série marno-calcaire se marque dans le terrain par de nombreuses vires (fig. 1, B, n°s 2 et 3).

3° Puissante assise de calcaires compacts, environ 28 m. Ce sont des roches jaune-pâle, d'un calcaire sublithographique, souvent recristallisé, dont la structure cependant, dans les bancs inférieurs, serait celle d'une microbrèche plus ou moins remaniée par la recristallisation (fig. 1, C).

4° Calcaires plaquetés et flambés, de couleur gris foncé et même bleu, tachés de veines jaunes ou rouges. Ils constituent une série épaisse d'environ 40 m, dans laquelle s'intercalent parfois des calcaires à microbrèche ou des calcaires sublithographiques (par ex. au sommet de l'assise se voient des bancs de microbrèche plus ou moins oolithiques). Les bancs de ces calcaires flambés sont peu épais. Parfois, une assise est composée de plaquettes de 3 à 5 cm d'épaisseur et séparées les unes des autres par de minces lits marneux. D'autres fois, les plaquettes atteignent 15 cm (fig. 1, D, n°s 5 à 17).

5° Série de marno-calcaires dolomitiques, gris-blanc, veinés de taches couleur de rouille, et de calcaires caverneux, corgneules, d'environ 3 m d'épaisseur (fig. 1, E).

6° Calcaires d'un gris plus ou moins clair. La structure bréchiforme est parfois visible. Cette assise mesure près de 8 m (fig. 1, F).

7° Bancs de corgneules, faisant contact avec le Purbeckien (fig. 1, G).

Nous avons noté dans l'assise B (fig. 1) un calcaire bitumineux, rappelant fort le calcaire purbeckien. Un autre banc, au sommet de la série D (fig. 1), se rapproche beaucoup du Berriasien inférieur.

La coupe stratigraphique que nous venons d'analyser ne diffère pas de celle que l'on peut observer le long de la voie du chemin de fer au N.W. du village de St-Cergue, à partir de la Chenalette-Chesaux. En suivant la voie, on trouve, à partir des dernières assises du Purbeckien et en descendant dans la série stratigraphique du Portlandien, successivement:

- 1° les calcaires et marnes dolomitiques,
- 2° des bancs calcaires recristallisés, plus ou moins saccharoïdes,
- 3° des calcaires gris à taches rouges (bancs de 10 cm),
- 4° calcaires compacts, en bancs épais de près de 2 m,
- 5° calcaires oolithiques (bancs de 50 cm),
- 6° bancs marno-calcaires dolomitiques et corgneules, le tout plus ou moins corrodé,
- 7° calcaires flambés,
- 8° calcaires gris, compacts, formant le cœur de l'anticlinal.

Il nous est impossible de donner des chiffres d'épaisseur dans cette région par suite de la proximité immédiate de plans de failles importants. Une coupe analogue qui se trouve aussi au bord de la voie du chemin de fer peut être étudiée près de Monteret, La Chèvrerie. Nous y avons relevé aussi le calcaire dolomitique sous des calcaires plaquetés et flambés, fait que nous n'avions pas constaté à la Dôle.

Comme nous le verrons à propos de l'étude du Berriasien inférieur, la présence de bancs de calcaire à microbrèche dans le Portlandien rendra souvent fort délicate la détermination pétrographique sur le terrain. En descendant la voie ferrée au S.E. du village de St-Cergue, nous avons trouvé un magnifique poli glaciaire, dont la surface polie laisse voir une microbrèche fort semblable par ses éléments noirs, à certains bancs du faciès purbeckien.

Dans son ensemble, le Portlandien comprend des calcaires bréchiformes et détritiques, alternant avec des masses puissantes de marno-calcaires. Il nous a été impossible de trouver des fossiles déterminables et, par conséquent, nous n'avons pu repérer les marnes à *Ostrea virgula*

signalées par *Jaccard* (III) aux Brenets et par *Jules Favre* aux environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds (*Exogyra virgula*). Nous n'avons de même pu retrouver les *Gervilla linearis* et *Pecten* signalés par *Marcou* dans les marno-calcaires portlandiens dans les environs de St-Cergue (cité par *Jaccard*) (III).

Nous avons fait pratiquer quelques coupes microscopiques dans des échantillons du Portlandien. Elles ne nous ont révélé aucun organisme déterminable. Les calcaires sublithographiques du sommet de l'assise portlandienne nous ont donné une assez forte proportion d'argile. Les oolites ou la microbrèche qui constituent certains bancs, sont formés d'éléments relativement petits; ils ne dépassent guère 2 à 3 m. *Jaccard* (III) indique que le Portlandien inférieur débute par des marnes dolomitiques, auxquelles succèdent des calcaires crayeux, blancs. Ces derniers supportent des calcaires compacts, gris-blanchâtre ou blanc-roux, disposés par bancs réguliers de 50 cm à 1 m. Les bancs présenteraient à leur surface des ramifications fucoides (nous les avons trouvés dans certaines assises du calcaire flambé le long de la voie du chemin de fer au-dessus de St-Cergue) et seraient séparés par des lits irréguliers d'argile. L'ensemble du Portlandien inférieur constituerait „un calcaire compact à dents de poisson, Nérinées, etc“. Quant au Portlandien supérieur, il serait formé par un calcaire marneux et dolomitique, jaluses et faciès vaseux.

Au Salève, *Jules Favre* et *Et. Joukowsky* (XI) constatent que le Portlandien présente un faciès nettement récifal. Les bancs se succèdent ainsi de bas en haut:

- 1° brèche corallienne blanche,
  - 2° calcaire récifal blanc,
  - 3° brèche zoogène oolithique,
  - 4° calcaires mouchetés, formant la limite entre le Portlandien inférieur et le Portlandien supérieur,
  - 5° calcaires oolithiques et calcaires compacts, plaquetés,
  - 6° calcaires compacts, oolithiques par places, d'une couleur gris-blanchâtre,
  - 7° un calcaire oolithique, gris-clair, terminant la série généralement.
- La série dolomitique ne se retrouve que localement et rarement.

Dans son étude sur la subdivision du Jurassique supérieur pris dans la région de St-Germain-de-Joux (I), *Schardt* (V) indique pour le Portlandien:

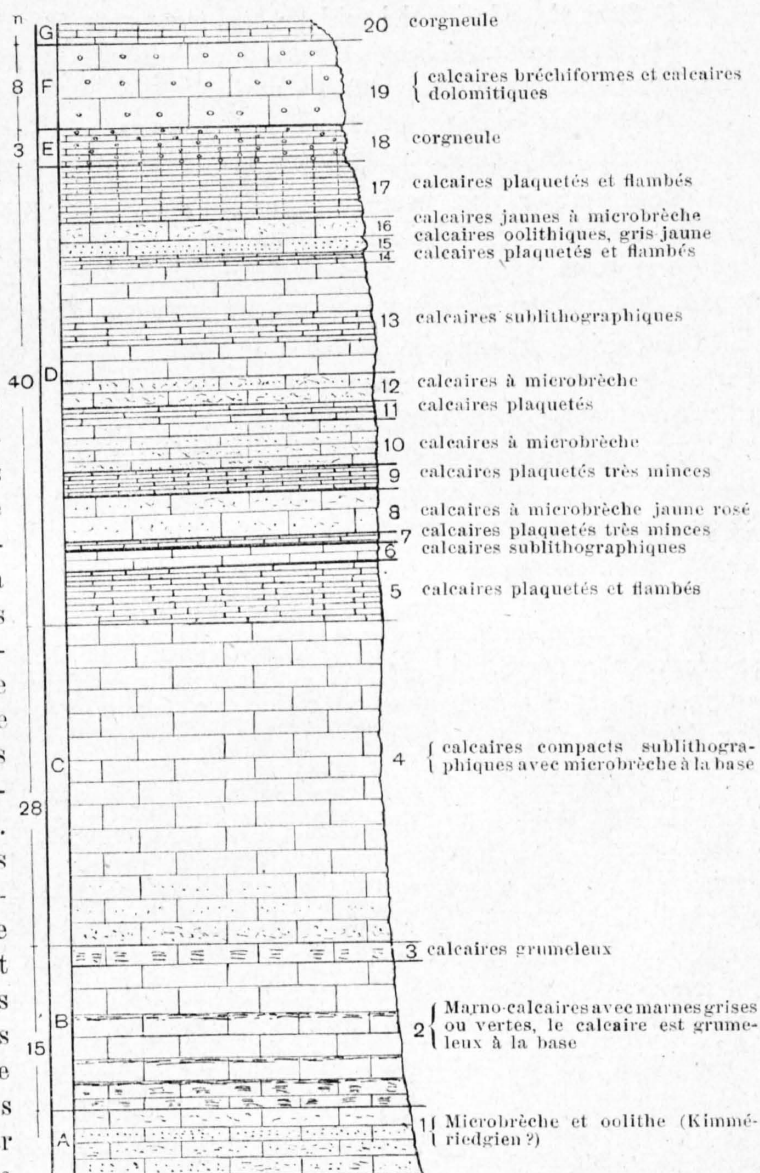


Fig. 1. Coupe stratigraphique du Portlandien du col de la Dôle.



- 1° 20 m de calcaire dolomitique, en plaquettes à la base, ainsi que des dolomies rosâtres,
- 2° des bancs à *Nérinées* et des calcaires massifs (calcaires massifs des corniches), ces bancs constituant une épaisseur de 30 m environ,
- 3° 30 m de calcaires et dolomies en plaques,
- 4° calcaires gris, en bancs irréguliers, formant le terme supérieur.

Dans notre région, nous ne possédons pas les dolomies rosâtres indiquées par *Schardt*. Ces calcaires massifs des corniches doivent correspondre à nos calcaires compacts (n° 4, fig. 1), et ces calcaires et dolomies en plaques correspondraient à nos assises de calcaires flambés et plaquetés et aux bancs de corgneules qui les surmontent (nos 5 à 18, fig. 1).

La série portlandienne, étudiée par *Jules Favre* au Locle (X), montrait successivement, à partir des marnes à *Exogyra virgula*, des calcaires gris, compacts, des marno-calcaires, des calcaires plaquetés, des corgneules, des calcaires saccharoïdes, puis de nouveau des corgneules.

En comparant le Portlandien de la Dôle (que nous faisons débiter sous toutes réserves par les calcaires grumeleux et marno-calcaires de la série B [fig. 1]) avec celui du Locle et celui du Salève, nous constatons que la série de la Dôle se rapproche beaucoup de celle du Locle, mais qu'elle présente un plus fort développement en calcaires plaquetés et une plus grande richesse en oolithes et en microbrèches. Par ce caractère de microbrèche et d'oolithes, le Portlandien étudié ici ressemblerait à celui du Salève. Il y a lieu de remarquer que la région de la Dôle se trouve plus au S. que celle du Locle et que, si la théorie de *Choffat* et de *Bourgeat* (XVI) est juste, nous devons trouver à la Dôle un faciès plus récifal qu'au Locle, mais moins récifal que dans la région du Salève.

Le Portlandien n'est exploité en carrière que d'une façon assez locale et temporaire. On s'en sert cependant pour faire des graviers et des sables artificiels. Partout où cela est possible, on lui préfère, dans la construction, le marbre bâtard. La présence des marnes dolomitiques a donné lieu, par places, à des entonnoirs d'érosion, ceux-ci se forment dans des régions faillées principalement. C'est le cas à Poêle-Chaud, à la Genollière, etc. Le Portlandien moyen est très perméable d'autant plus que tout le massif est faillé. Les niveaux marneux déterminent parfois des marais. Citons ceux de la Genollière, les Marais rouges. Les lapiaz sont fréquents, nous pouvons indiquer ceux du versant N.W. de la Dôle et de Poêle-Chaud, ceux du Noirmont. Enfin, signalons un paysage karstique au S.W. de la Grande Ennaz.

## B. Purbeckien (fig. 2, 3, 4).

Il nous est impossible de donner une coupe exacte de l'étage purbeckien de notre région. Dans les seuls endroits où une tranchée de chemin de fer permettrait de faire son étude, il est profondément bouleversé.

Le Purbeckien forme dans notre région une petite combe assez constante. D'autre part, les faciès typiques du Purbeckien : calcaires bitumineux, calcaires à tiges de *Chara*, etc., se retrouvent presque partout. C'est, parmi tous les terrains étudiés ici, celui qui présente le plus de constance. Le Purbeckien de cette partie du Jura est constitué par un complexe de marne, marno-calcaire et calcaire. Par-ci par-là, nous avons pu observer des brèches à cailloux gris multicolores. Les marnes sont en général grises, contenant parfois des bancs marno-calcaires d'un gris foncé. Les calcaires gris ont une apparence sublithographique ; ils contiennent de nombreuses tiges de *Chara*. Parfois, ces calcaires, mélangés de minces délités marneux, se subdivisent en petits paralélipipèdes. Au choc du marteau, ils répandent une odeur bitumineuse. Ce dernier caractère se retrouve dans certains cas dans le Portlandien ou dans le Berrisien inférieur.

Près des Fruitières de Nyon, le Purbeckien débute par un calcaire jaune-clair, recristallisé presque complètement. Puis viennent successivement :

- 1° des calcaires gris foncé, se délitant facilement,
- 2° une brèche jaune à taches de rouille, dont le ciment est formé de microbrèches,

3° une brèche de calcaires gris-jaune, dont les éléments ont l'apparence sublithographique, les bancs sont séparés par des marnes jaune-verdâtre.

Dans la région de Basse Ruche, nous avons noté la succession suivante, en allant de bas en haut :

- 1° calcaires gris, se décomposant en gravier,
- 2° calcaires sublithographiques, gris, à odeur bitumineuse,
- 3° calcaires gris, à petits cailloux noirs,
- 4° brèche à éléments de 3 à 5 cm (cailloux jaune-clair et cailloux noirs).

Dans la région de la Barillette, sur le flanc S.E. du Vuarne, nous avons noté :

- 1° calcaires gris, avec points noirs, plus ou moins dolomitiques, en contact avec le Portlandien,
  - 2° calcaires bruns, constitués par une brèche à cailloux multicolores,
  - 3° calcaires plus clairs, à pâte fine, contenant de petits cristaux de calcite secondaire.
- L'ensemble mesurait une cinquantaine de mètres.

Dans la paroi de Purbeckien qui se trouve sur ce flanc du Vuarne, nous avons de même retrouvé la brèche à cailloux noirs (de 8 mm environ) et à cailloux gris ou jaunes.

Au point de la tranchée du chemin de fer où nous avons opéré le relevé stratigraphique du Berriasien inférieur, de La Chenallette, le Purbeckien complètement bouleversé, avec parfois des blocs berriasiens au milieu, nous a donné la succession suivante :

- 1° marno-calcaires gris-bleu, avec blocs calcaires (parmi lesquels des blocs valangiens sont pincés), 8 à 10 m,
- 2° zone de broyage, marnes bleues, contenant des blocs infravalanginiens, 1 m,
- 3° microbrèche oolithique, jaune, ressemblant à l'Infravalanginien, et blocs gris-bleu à *Chara*, microbrèche à cailloux noirs, 2 m,
- 4° marno-calcaires et calcaires à *Chara*, 3 m,
- 5° calcaires microbrèches jaunes ponctués de bleu, 0,50 m,
- 6° marno-calcaires schisteux, supportant des microbrèches jaunes, passant latéralement au bleu, avec *Chara*, 0,50 m,
- 7° série de microbrèches à petits cailloux bleus, de microbrèches grumeleuses mêlées à des marno-calcaires (broyage), 0,60 m,
- 8° marno-calcaires schisteux, vert-jaune, 0,40 m.

Sur le sentier qui du chalet de la St-Cergue conduit au paturage du Vuarne, nous avons trouvé une très belle brèche à cailloux multicolores (fig. 2). Les plus gros éléments mesurent environ 6 cm. Un bloc éboulé de Purbeckien, ou bloc ératique, nous a montré une grosse brèche formée de cailloux de 30 cm. Nulle part nous n'avons pu trouver cette brèche en place. Nous n'avons récolté que fort peu de fossiles dans le Purbeckien. Ils étaient indéterminables. Nous possédons quelques moules internes de *Natica*.

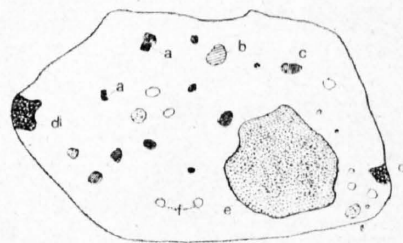


Fig. 2. Brèche purbeckienne à éléments multicolores;  $\frac{1}{2}$  grand. nat.

- a. Cailloux noirs.
- b. Portlandien gris, compact, lithograph.
- c. " gris-brun, oolithique.
- d. " gris-verdâtre, lithograph.
- e. " sublithographique.
- f. Calcite.

#### Etudes microscopiques de coupes minces pratiquées dans des calcaires purbeckiens.

Coupe n° 1. Calcaires sublithographiques : pâte très fine, contenant des débris organiques (Foraminifères, *Biloculina*?) et des petits agrégats de pyrite.

Coupe n° 2. Microbrèche de la région de Reculet dessus. Quantité énorme de sections de tiges et de graines de *Chara*; organisme A de *Joukowsky* et *Favre* (XI, p. 315) *Cypris* et oolithes.

Coupe n° 3. Calcaires sublithographiques de la région d'Archette. La pâte compacte contient quelques éléments de *Chara*, de *Cypris* — calcite secondaire.



Coupe n° 4. Calcaires provenant de la région de la Chenallette (coupe de la tranchée du chemin de fer étudiée plus haut). Débris de *Chara*, organisme A de *Joukowsky* et *Favre* (X, p. 315).

Coupe n° 5. Calcaire à tiges de *Chara* (fig. 3) et *Cypris* (fig. 4).

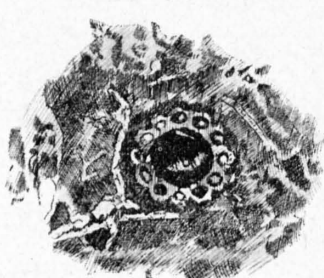


Fig. 3. Purbeckien.  
1×42.  
Sentier du Vuarne.



Fig. 4. Purbeckien.  
1×42.  
Sentier du Vuarne.

Pour ce qui nous concerne, nous croyons que les organismes A, décrits par *Joukowsky* et *Favre*, sont des éléments de tiges de *Chara* brisées et déchirées.

Au Salève (XI), le Purbeckien débute par des couches marines, constituées par des calcaires oolithiques. Ces calcaires marins correspondaient aux calcaires des coupes n°s 1 et 2.

Puis, au-dessus de ce niveau, viennent au Salève des couches d'eau douce formées de calcaires lithographiques ou sublithographiques, contenant des graines et tiges de *Chara*. Cette formation serait représentée dans notre région par les calcaires étudiés en coupes minces n°s 3 et 4.

Enfin, les couches de marnes et de marno-calcaires, formation mixte couronnant l'étage purbeckien au Salève. Les brèches à cailloux multicolores du Salève se retrouvent aussi dans notre région. Ici, plusieurs de ces galets semblent provenir du Portlandien. Les angles sont parfois très arrondis, d'autres fois, par contre, encore très vifs. *Joukowsky* et *Favre* (XI) admettent, pour expliquer l'origine de cette brèche, que le fond de la mer purbeckienne, légèrement ondulé, a donné naissance à des îles temporaires à relief peu accentué, où les sédiments accumulés avaient le temps de se consolider et de se fissurer par dessiccation. Les vagues entraînaient ces galets sous l'eau sans avoir le temps d'en émousser les angles. Une immersion survenant, aurait arrêté l'action destructive des vagues pendant que les sédiments marins continuaient à s'accumuler.

Le Purbeckien est représenté partout dans notre région. Il nous a permis de tracer d'une façon assez précise, la limite des terrains jurassiques, et sa présence a permis de même de résoudre bien des problèmes tectoniques. Souvent dans les marnes purbeckiennes des citernes ont été creusées.

## Chapitre 2.

### Terrains crétaciques.

Les terrains crétaciques sont représentés dans les synclinaux de notre région. Ils forment des masses moins importantes que le Jurassique, mais présentent une plus grande diversité de faciès. Nous avons reconnu la présence du Berriasien, du Valanginien, de l'Hauterivien et de l'Urgonien. Ces terrains nous ont fourni une assez grande quantité de fossiles. Grâce à leur diversité de faciès, ils nous ont donné de précieuses indications au sujet des failles. Nous avons séparé le Berriasien du Valanginien, suivant en cela les indications de *Baumberger* (XVIII), et nous avons fixé la limite du Berriasien inférieur aux marnes à *Terebratula valdensis*. Les marnes d'Arzier sont peu développées dans cette partie du Jura, nous les décrivons avec le Valanginien. Ce dernier trouve sa limite supérieure au contact des marnes jaunes fossilifères de l'Hauterivien inférieur. Enfin, nous avons fait débiter l'Urgonien avec les calcaires spathiques clairs, plus ou moins oolithiques, qui succèdent aux calcaires spathiques à glauconie de l'Hauterivien supérieur et qui marquent un changement des conditions de sédimentation.

## A. Berriasien.

Nous le subdivisons en :

Berriasien inférieur ou Infraberriasien  
et Marbre bâtard ou Berriasien supérieur.

**Berriasien inférieur.** C'est un niveau qui prête parfois à confusion lorsque dans certains bancs les éléments spathiques y deviennent nombreux, ce qui le fait ressembler alors à des bancs du calcaire roux inférieur. Dans la plupart des cas cependant, la présence de bancs calcaires formés de microbrèches ou de très grosses oolites permet de le reconnaître. Le marbre bâtard contient aussi, il est vrai, des bancs à grosses oolites, mais il se distingue facilement du Berriasien inférieur par sa texture beaucoup plus compacte, sa couleur moins foncée et par la recristallisation beaucoup plus profonde qu'il a subie.

Nous présentons ici (fig. 5) la coupe stratigraphique que nous avons relevée dans une tranchée de chemin de fer au N.W. des Cheseaux, près de la ferme de la Chenallette (à environ 1 km au N.W. du village de St-Cergue). Il s'agit ici du Berriasien inférieur constituant le jambage N.W. du synclinal des Cheseaux (cote 1116 m). La présence de plans de failles importants (décrochement horizontal de la Cure-St-Cergue) ne nous permet pas de donner des chiffres d'épaisseur certains.

Le Berriasien inférieur mesure ici près de 21 m d'épaisseur. Il est constitué par des microbrèches calcaires, plus ou moins riches en oolites de grosseurs diverses. Parfois, la microbrèche est empâtée dans de l'oolithe, d'autres fois, la microbrèche passe latéralement à de l'oolithe. Les bancs qui constituent cette assise sont peu épais et assez fréquemment séparés les uns des autres par des marnes plus ou moins schisteuses. La couleur des calcaires est le plus souvent jaunâtre; elle passe quelquefois au rouge ou au brun, d'autres fois, mais ceci plus rarement, au bleu.

Le contact du Berriasien inférieur et du Purbeckien est marqué par la présence au-dessus d'un banc de calcaires à microbrèches jaunes, riches en Chara, d'un banc (fig. 5, n° 1) d'un calcaire à microbrèche dont les éléments fins, mêlés à des débris d'organismes, englobent des oolites relativement grosses (1 cm environ) et des *Nérinées* très petites.

La limite supérieure est indiquée par un complexe de marno-calcaire bleu et de calcaire sublithographique. Dans un de ces niveaux marneux, nous avons relevé de nombreux fossiles (*Terebratula valdensis*, etc.). L'aspect de quelques-uns de ces bancs présente une évidente analogie avec le Purbeckien, ils répandent au choc du marteau une odeur bitumineuse accentuée. Une coupe microscopique effectuée dans ces calcaires fétides nous a montré une pâte fine sans

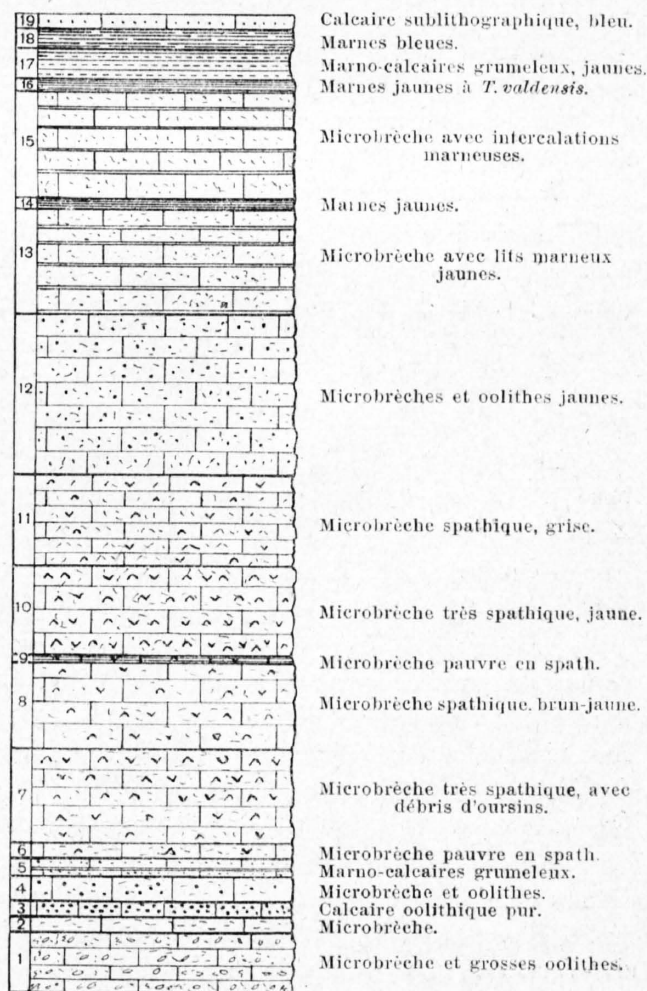


Fig. 5. — Coupe stratigraphique du Berriasien (1 à 16) et de la partie inférieure du Marbre bâtard.



trace visible d'organismes (fig. 5, n° 17). L'ensemble du Berriasien inférieur est peu varié. Nous y relevons, de bas en haut, la succession suivante :

1° calcaire à microbrèche et grosse oolithe à la base (fig. 5, n° 1);

2° bancs de microbrèche;

3° bancs oolithiques d'une couleur lie de vin (fig. 5, n° 3), où le microscope nous a montré la présence de débris organiques. C'est en général un de ces débris organiques qui est le point de départ de la formation d'une oolithe. Les oolithes sont réunies entre elles par une pâte de calcite secondaire. Ce banc est peu épais, 27 cm environ;

4° calcaires à microbrèches et oolithes mêlées de calcite secondaire (fig. 5, n° 4) et marno-calcaires grumeleux (fig. 5, n° 5);

5° bancs de microbrèches, plus ou moins riches en éléments spathiques, colorés, généralement en brun clair; certains de ces bancs, nous l'avons vu plus haut, rappellent à s'y méprendre des bancs du niveau inférieur du Calcaire roux. Dans le plus spathique de ces calcaires (fig. 5, n° 10), le microscope nous a montré un calcaire détritique à éléments très petits où les débris organiques abondent, comme ailleurs, la pâte enrobante est fortement recristallisée (fig. 5, n° 6 à 11);

6° série de microbrèches oolithes, souvent interrompues par des bancs marneux (fig. 5, n° 12 à 15);

7° zone marneuse fossilifère.

Les fossiles sont généralement rares, sauf en ce qui concerne le niveau n° 16, fig. 5, où nous avons reconnu la présence de quelques Gastéropodes, de Brachiopodes et d'Echinodermes (oursins). Voici la liste des espèces déterminables :

*Terebratula valdensis*, LOR.

*Waldheinia pseudo-jurensis*, LEYMER.

*Zeilleria villersensis*, LOR.

Le banc n° 1, fig. 5, contient quelques petites *Nérinées* de 1 cm environ de longueur. Le banc n° 12, fig. 5, nous a donné quelques dents de poisson et une *Natica* indéterminée. La *Zeilleria villersensis* et la *Waldheinia pseudo-jurensis* ne sont pas signalées au Salève dans cet horizon.

*Baumberger* (XVIII, p. 50) indique la présence à Villers-le-Lac et à Combe Varin de la *Waldheinia* (*Zeilleria*) *villersensis*.

Au lieu où la tranchée de chemin de fer coupe le jambage S.E. du synclinal de St-Cergue, nous avons pu relever une autre série stratigraphique du Berriasien inférieur. Comme précédemment les chiffres d'épaisseur ne possèdent qu'une valeur relative, la région étant profondément disloquée. Les terrains qui constituent cette coupe stratigraphique ne diffèrent pas de ceux de la coupe étudiée plus haut. Nous y trouvons aussi des microbrèches avec des oolithes, des calcaires marneux. On voit très bien le contact des marnes purbeckiennes et des assises du Berriasien inférieur.

Dans toute la région étudiée ici, le Berriasien inférieur présente à peu de chose près les mêmes faciès. Mais l'ordre de succession des assises varie fréquemment. Nous avons retrouvé le faciès à grosses oolithes à l'E. du chalet de la Dôle, sur le flanc de la Barillette, au N.W. du Bois-des-Verrières, dans la région de Combe-Grasse, etc. Le faciès à petites *Nérinées* a été retrouvé dans le Bois de Lesernay.

Dans la topographie le Berriasien inférieur apparaît sous forme de crêts ou de petites parois limitant la combe purbeckienne. Les crêts du Berriasien inférieur sont parfois fort visibles de loin dans le paysage et sont parallèles aux crêts du Marbre bâtard. Entre les deux crêts existe une légère combe, qui, parfois, peut faire défaut; dans ce dernier cas, c'est alors l'ensemble du Berriasien inférieur et du Marbre bâtard qui forme le crêt. C'est particulièrement le cas dans la région de la Baronne et des Copettes.

**Etude microscopique.** Nous avons fait pratiquer onze coupes microscopiques dans les échantillons du Berriasien inférieur. Cinq de ces coupes se rapportent à la série stratigraphique étudiée plus haut (coupe des Chesaux-Chenallette). Nous donnons ci-dessous la description de ces coupes :

1° calcaire détritique dont les éléments, petits, ont des angles peu arrondis. Calcite secondaire. Foraminifères (*Biloculina*?) (fig. 5, couche n° 1);

2° oolithes dont le point de départ est souvent un débris organique. Les oolithes sont petites et englobées de calcite secondaire (fig. 5, n° 3);

3° calcaire oolithique, mais avec de la microbrèche. Calcite secondaire (fig. 5, n° 4);

4° calcaire détritique à particules très fines. Les débris organiques sont abondants. Foraminifères: (*Nodosaria*, *Biloculina*?). Calcite secondaire (fig. 5, n° 10);

5° marno-calcaires, avec plages de calcite secondaire, structure extrêmement fine (fig. 5, n° 17).

La plupart de ces coupes montrent aussi des agrégats de pyrite.

Les six autres coupes qui proviennent de diverses régions n'offrent rien de particulier et se ramènent aux divers types décrits ci-dessus. Nous avons cependant reconnu l'existence de quelques Foraminifères: (*Biloculina*? *Nodosaria*?)

Nous voyons par l'étude microscopique que le centre de l'oolithe est généralement un débris organique ou un élément détritique quelconque, mais j'admets avec *Arnold Heim* qu'une oolithe peut se former aussi sans centre visible organique ou déritique.

Le Berriasien inférieur dont nous venons de faire l'étude correspond aux marnes grises à *Terebratula valdensis* (de Valangin) et à la base du calcaire à *Nerinea lobata* et à *Natica* d'*Aug. Jaccard*, cité par *Baumberger* dans son tableau (XVIII). Il correspond aussi en partie aux marnes valangiennes indiquées par *Desor* et *Gressly* pour le Jura neuchâtelois (tableau de *Baumberger*) et partiellement aux marnes jaunâtres de *Campiche* (tableau de *Baumberger*). Le Berriasien inférieur a été désigné par *Baumberger* et *Moulin*, en 1898, sous le nom de „Zone des marnes grises et des calcaires oolithiques“.

Si nous établissons une comparaison de notre série stratigraphique avec celle que *Favre* et *Joukowsky* ont reconnue au Salève, nous constaterons que le Berriasien inférieur du Salève (voir les coupes publiées par ces auteurs) est beaucoup plus épais que le nôtre, atteignant 65 m de puissance. (Il faut tenir compte dans certains endroits de la réduction d'épaisseur qui provient des dislocations très fréquentes dans ces régions.) Le Berriasien inférieur décrit au Salève comporte de fortes assises de microbrèches zoogènes, de calcaires oolithiques et un ensemble de calcaires et marno-calcaires gréseux qui manquent dans notre région. Nous croyons que les couches qui vont des n° 1, 2, etc. à 13, fig. 5, de St-Cergue, correspondent aux couches à *Heterodicerias lucii* de *Favre* et *Joukowsky* (XI, p. 330, fig. 8). Quant aux couches de marnes et de marno-calcaires, n° 14 à 19, fig. 5, de notre série, elles correspondraient à la base des assises à *Natica leviathan* de ces mêmes auteurs (respectivement 4 à 13, fig. 8, de *Favre* et *Joukowsky* [XI]).

Comme nous l'avons indiqué, la limite supérieure du Berriasien inférieur est marquée par les lits marneux à *Terebratula valdensis*. A St-Cergue, nous constatons donc une très forte réduction des niveaux marno-calcaires. Faut-il voir une influence uniquement mécanique pour expliquer cette réduction? Nous ne le croyons pas.

Dans la région du Locle et de La Chaux-de-Fonds, *J. Favre* (X) indique pour le Berriasien en général (p. 393): „Des alternances de calcaires oolithiques gris rosé et des marnes et marno-calcaires de même couleur.“ Et plus bas: „Les calcaires compacts si caractéristiques du Marbre bâtard de cette même chaîne font aussi défaut.“ La différence est assez sensible et correspond au fait que Le Locle se trouve déjà dans les chaînes externes du Jura, tandis qu'à St-Cergue nous nous trouvons dans les premières.

\* \* \*

**Marbre bâtard ou Berriasien supérieur.** Le Marbre bâtard constitue un massif de calcaires compacts sans intercalations marneuses et débute par des bancs rappelant par leur structure de microbrèche les horizons du Berriasien inférieur. Ils sont cependant beaucoup plus recristallisés et plus compacts. Au fur et à mesure que l'on monte dans la série du Marbre bâtard, les couches



deviennent plus pâles, pour finir par être blanches, et la structure ne se devine plus qu'avec peine. La recristallisation est poussée au maximum dans les niveaux supérieurs. La limite supérieure est marquée par la présence d'un banc de calcaire oolithique couleur rousse qui est le premier banc de Calcaire roux et après lequel se trouvent les marnes d'Arzier.

L'épaisseur totale du Marbre bâtard, visible ici, est d'environ 15 m. La végétation ne nous a pas permis de suivre toute la série stratigraphique du Marbre bâtard et nous sommes forcés, pour le décrire, de faire appel, d'une part, à la coupe signalée plus haut à l'occasion du Berriasien inférieur (Chesaux-Chenallette) et, d'autre part, à la coupe visible dans la carrière située à quelques centaines de mètres du village de St-Cergue, sur la route de La Cure (carrière du village). Les bancs du Marbre bâtard sont constitués comme suit, en allant de bas en haut:

1° calcaire sublithographique, de couleur jaune (l'on voit par places une structure de microbrèche), bleu à la base (fig. 5, n° 19) et supporté par des marno-calcaires et marnes bleues (fig. 5, n°s 17 et 18);

2° microbrèches organiques;

3° marno-calcaires cachés par la végétation;

4° calcaires jaunâtres, formés de microbrèche;

5° calcaires clairs, rosés, d'environ 7 m de puissance à la carrière du village. La structure de la roche est celle d'une oolithe peu visible. La masse des éléments est presque totalement recristallisée. Ces calcaires sont lités par bancs variant de 80 cm à 1,50 m;

6° calcaires jaunâtres de même structure que précédemment, environ 1,50 m;

7° calcaires clairs, compacts, oolithiques, très recristallisés. Deviennent un peu jaunâtre à la base;

8° banc marneux de 15 cm d'épaisseur au maximum à la carrière du village, marquant la limite avec le Calcaire roux.

Par-ci par-là, nous avons trouvé, dans ces calcaires, quelques éléments spathiques.

La carrière de la Violette ne nous a pas fourni de nouvelles indications par rapport à la série que nous venons d'étudier. On y voit là nettement le contact avec les marnes d'Arzier.

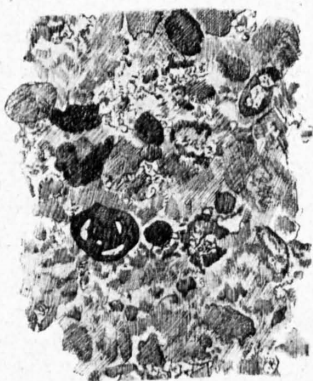


Fig. 6. — Berriasien inférieur et Foraminifères.  
1/42.



Fig. 7. — Berriasien inférieur du même bloc que fig. 6. 1/42.

Le Marbre bâtard nous a parfois livré des calcaires à grosses oolithes, ce qui le faisait ressembler à certain faciès du Berriasien inférieur. En général cependant, son aspect est relativement constant, et partout nous avons retrouvé les types décrits ci-dessus. La succession cependant variait parfois. Les calcaires blancs du Marbre bâtard présentent presque partout des veines rosées.

Une coupe microscopique du Marbre bâtard (calcaire compact clair) nous a donné une microbrèche avec débris d'organismes parmi lesquels des Foraminifères.

Le tout est si fortement recristallisé parfois, que les contours des éléments constituant disparaissent.

Dans le terrain, le Marbre bâtard forme généralement un crêt assez constant.

Au Salève, *Joukowsky* et *Favre* (XI) indiquent pour le Marbre bâtard:

1° des marno-calcaires gréseux, n° 12, fig. 8, p. 330,

2° des microbrèches zoogènes,

3° des marno-calcaires grumeleux.

4° des calcaires oolithiques gris-clair ou bancs de microbrèche zoogène de même couleur.

C'est à peu près ce que nous avons dans notre région. Cependant le quartz manque dans notre série. L'assise, qui se rapprocherait le plus du Marbre bâtard étudié par nous, est celle que *Joukowsky* et *Favre* décrivent de la carrière inférieure de Monnetier (fig. 9, n° 14, p. 331).

Il s'agit d'un calcaire oolithique clair, à ciment cristallin, de microbrèches zoogènes, souvent oolithiques, de même couleur, etc. Comme l'indiquent *Renevier* et *Schardt* (VII), le Marbre bâtard est souvent fort difficile à distinguer de l'Urgonien.

Nous savons qu'un exemplaire de *Natica Leviathan*, PICT. et CAMP., a été trouvé par *A. Jeannet* dans le Marbre bâtard de la carrière de la Violette. Nous-mêmes n'en avons pas observé.

### B. Valanginien.

Le Valanginien ou Calcaire roux comprend des assises marneuses à sa base. Ce sont les marnes d'Arzier déjà décrites par *de Loriol*. Son terme supérieur est constitué par un calcaire brun, riche en éléments spathiques et surtout formé de débris d'échinodermes et d'un peu d'oolithes. Nous entreprendrons d'abord l'étude des marnes d'Arzier.

**Marnes d'Arzier.** — Aux carrières de la Violette, au N. W. du village d'Arzier, les marnes atteignent une épaisseur de 4,40 m environ. C'est là que *de Loriol* les avait étudiées avant nous (II). Ces marnes sont de couleur variable; du bleu elles passent fréquemment au jaune, au rouge ou au brun. En général, la succession s'établit comme suit à partir du Marbre bâtard, visible sur une dizaine de mètres environ et constitué par un calcaire blanc compact, par bancs de 1 à 2 mètres:

1° marnes bleues;

2° marnes vertes, jaunes et rouges;

3° forte épaisseur de marnes brunes (fig. 8). Ces niveaux sont très fossilifères et les Brachiopodes y sont spécialement nombreux, de même que les Mollusques. Il ne nous a pas été donné d'y trouver des Céphalopodes. *De Loriol*, lui, n'avait pu identifier en fait de Céphalopodes qu'un Nautilé. Voici la liste des espèces fossiles que nous avons trouvées à Arzier:

*Plegiocidaris pustulosa*, A. GRAS.  
*Nerinea Blancheti*, PICT. et CAMP.  
*Tylostoma naticoïdes*, PICT. et CAMP.  
*Pleurotomaria anomala*, PICT. et CAMP.  
*Pleurotomaria Aubersonensis*, PICT. et CAMP.  
*Columbellina neocomiensis*, PICT. et CAMP.  
*Pecten Arzierensis*, LOR.

*Lima neocomiensis*, D'ORB.  
*Ostrea tuberculifera*, KOCH.  
*Terebratula valdensis*, LOR.  
*Waldheimia pseudo-jurensis*, LEYMER.  
*Zeilleria Aubersonensis*, PICT.  
*Rhynchonella valangiensis*, LOR.  
*Rhynchonella Desori*, LOR.

De plus, des Coraux, des Bryozoaires, Serpules et Spongiaires indéterminables.

La carrière du village de St-Cergue, que nous avons citée à propos de l'étude du Marbre bâtard, nous a fourni quelques bons fossiles déterminables. Nous y avons trouvé beaucoup de débris de Coraux, Spongiaires, Serpules, Bryozoaires. Les espèces déterminables se répartissent ainsi:

*Ostrea tuberculifera*, KOCH.  
*Pecten Archiacianus*, D'ORB.  
*Terebratula valdensis*, LOR. (abondante).  
*Terebratula semistriata*, DEFR. (peu fréquente).  
*Terebratula faba*, SOW. (rare).  
*Waldheimia pseudo-jurensis*, LEYMER. (abondante).  
*Eudesia Marcousana*, D'ORB. (rare).  
*Rhynchonella valangiensis*, LOR. (abondante).  
*Rhynchonella Desori*, LOR. (peut-être le jeune de *Rh. valangiensis*).

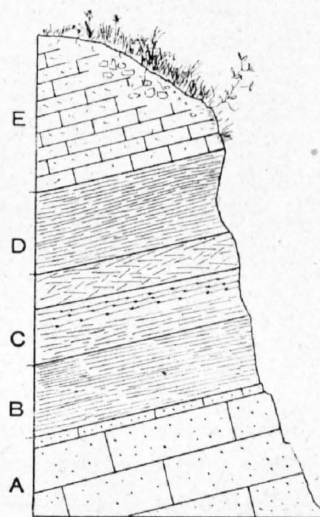


Fig. 8. — Coupe des Marnes d'Arzier (B-D).

(Carrière de la Violette.)

E = Calcaire roux.  
D = Marnes brunes, 1,40 m.  
C = Marnes rouges, jaunes ou vertes, 1,30 m.  
B = Marnes bleues, 1,20 m.  
A = Marbre bâtard.



Cette carrière ne donne qu'une faible épaisseur de marne, 1 m environ. D'autres gisements de marnes d'Arzier nous ont fourni quelques Brachiopodes dont les noms se rapportent aux espèces décrites ci-dessus.

Les marnes d'Arzier ont une épaisseur très variable (4 m environ constatés à la carrière de la Violette serait une bonne moyenne). Elles disparaissent parfois par suite des étirements subis durant les plissements.

**Calcaire roux.** Nulle part nous n'avons pu établir une coupe stratigraphique complète du Valanginien. Nous avons pris cependant comme types les affleurements qui, depuis la sortie N. W. du tunnel de St-Cergue, s'étendent jusqu'à la carrière du village (route de la Cure). Rappelons que c'est dans cette carrière que nous avons fait l'étude du Marbre bâtard. L'épaisseur totale du Calcaire roux atteint ici près 30 m, dont 23 cachés partiellement par la végétation. Dans d'autres régions, l'épaisseur du Calcaire roux est plus considérable. Les parties recouvertes ici par le gazon (comme l'a montré un examen étendu aux régions voisines) ne diffèrent pas, ou que peu, des bancs qui les précèdent.

Dans la carrière du village se voit le contact des marnes d'Arzier et des bancs inférieurs du Calcaire roux. Ces derniers se superposent de la façon suivante :

1° calcaires oolithiques fins et calcaires à *Bryozoaires* et microbrèches ;

2° partie cachée par la végétation, 13 m. Les débris de surface cependant de même que quelques affleurements au bord de la route voisine, nous montrent qu'il s'agit de calcaires brun-roux, spathiques, où les débris d'Echinodermes nombreux englobent parfois quelques fossiles d'*Alectryonia rectangularis*, RÖMER ;

3° calcaires formés de microbrèches et d'oolithes, en lits de 5 à 6 cm d'épaisseur ;

4° recouvrement par la terre végétale sur 4 m d'épaisseur environ ;

5° calcaires bruns qui, au début (52 cm, fig. 9, n° 5), sont formés de microbrèches fines avec traces de Spongiaires ;

6° microbrèches pauvres en spath ; bancs minces de 6 à 10 cm. Le tout à une puissance de 1,75 m (n° 6, fig. 9) ;

7° calcaires à microbrèches échinodermiques, comme ceux qui les précèdent, mais contenant des grains de limonite (de quelques mm seulement de diamètre) et quelques dents de poisson, rares (*Pycnodus* probablement). Les bancs déjà plus épais atteignent parfois 20 cm (fig. 9, n° 7) ;

8° partie cachée par la végétation, 6 m environ, formée, comme le laisse entrevoir quelques rares bancs, d'une microbrèche assez spathique (fig. 9, n° 8) ;

9° microbrèche spathique ; 1,30 m d'épaisseur (n° 9, fig. 9), d'un brun vert, contenant quelques Brachiopodes (Terebratulidés) ;

10° marnes verdâtres, contenant quelques Terebratulidés (fig. 9, n° 10) ;

11° microbrèches, avec quelques rares grains de glauconie (22 cm environ, n° 11, fig. 9) ;

12° microbrèche spathique relativement compacte, en bancs variant de 20 à 40 cm (1,40 m en tout). Au-dessus de ces derniers bancs se placent les marnes hauteriviennes (fig. 9, n° 12).

Comme nous le voyons, le Calcaire roux offre peu de variété dans son aspect. Ce sont surtout des débris d'Echinodermes qui le constituent et, par-ci par-là, quelques bancs avec un peu d'oolithes et quelques grains visibles de limonite viennent établir quelques coupures. Ou bien c'est la quantité de spath qui intervient pour faire varier son faciès.

Le Calcaire roux présente partout le même aspect. Dans la topographie, il constitue souvent des fonds de vallons, et alors on le reconnaît de loin à la teinte rouge du terrain, à laquelle sa décomposition donne naissance. On le reconnaît aussi du fait que de tous les terrains étudiés ici, c'est lui qui se présente sous forme de plaquettes minces qui parfois font saillie hors de la terre.

Au Salève (*Joukowsky* et *Favre* [XI]), le Calcaire roux ne diffère de celui étudié ici que par la présence d'un calcaire-brèche zoogène à galets de plage. Nous n'avons pu, dans notre région, retrouver ce faciès. *Joukowsky* et *Favre* notent l'absence de limonite pisolitique, déjà rare dans le territoire étudié ici.

*Baumberger* a fait la remarque que le Calcaire roux mesure environ 4,50 m à Villers, 17 m à Neuchâtel et 20 m environ à St-Croix, 39 m au Vuache. Au Salève, son épaisseur est de 44 m, à St-Cergue de 30 à 40 m environ. Il y a, comme l'a montré *Baumberger*, puis *Joukowsky* et *Favre*, diminution d'épaisseur du Valanginien en allant du S. au N.

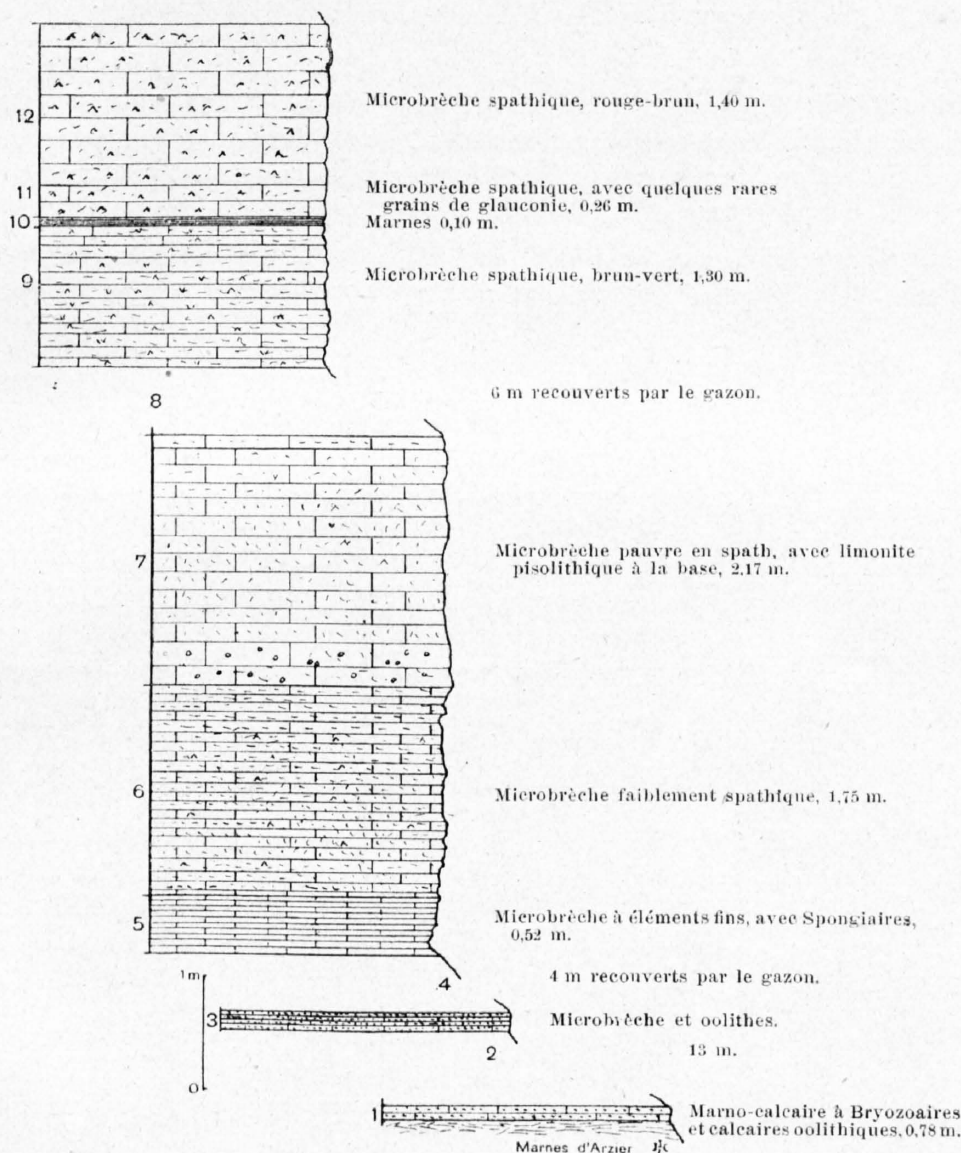


Fig. 9. — Coupe stratigraphique du Calcaire roux.

### C. Hauterivien.

L'Hauterivien est formé de deux niveaux bien distincts. Le niveau inférieur constitué par des alternances de marnes parfois très fossilifères, de marno-calcaires et de calcaires à glauconie correspond à l'Hauterivien inférieur. Sa puissance est d'environ 25 m. L'Hauterivien supérieur est composé d'une série de bancs de calcaires échinodermiques qui, glauconieux et spathiques à la base, le deviennent moins au sommet et passent insensiblement aux calcaires plus clairs, parfois lumachelliques de l'Urgonien inférieur. Dans l'Urgonien inférieur se trouvent des bancs oolithiques qui manquent généralement dans l'Hauterivien. L'Hauterivien supérieur mesure environ une quarantaine de mètres; ce qui donne, avec les 25 mètres de l'Hauterivien inférieur, un total de 65 mètres pour ces deux étages.



*Schardt* indique une épaisseur de 94 m environ au total pour le Vuache (V), *Joukowsky* et *Favre* 94 m au Salève (XI); *Baumberger* 85 m à Cressier (d'après *Joukowsky* et *Favre*) et pour notre région 65 m environ.

Nous n'avons pu délimiter exactement le niveau supérieur de l'Hauterivien. Quant au niveau inférieur, nous le faisons débiter avec les marno-calcaires fossilifères qui reposent sur les dernières assises du Calcaire roux.

**Hauterivien inférieur ou marnes d'Hauterive.** — Nous avons relevé une coupe de cet étage dans les tranchées à l'entrée et à la sortie du tunnel de St-Cergue. A la sortie du tunnel (portail N.W.), nous voyons le contact du Calcaire roux et de l'Hauterivien marneux. La série hauterivienne est constituée de bas en haut comme suit:

1° marno-calcaires grisâtres ou bruns (n° 1, fig. 10), de 0,50 m, formant une brèche fossilifère très riche, mais où malheureusement les moules internes prédominent sur les fossiles avec test complet;

2° marno-calcaires bleus fossilifères, de 0,10 m;

3° calcaires échinodermiques, gris-brun ou parfois bleus, 30 cm (n° 3, fig. 10);

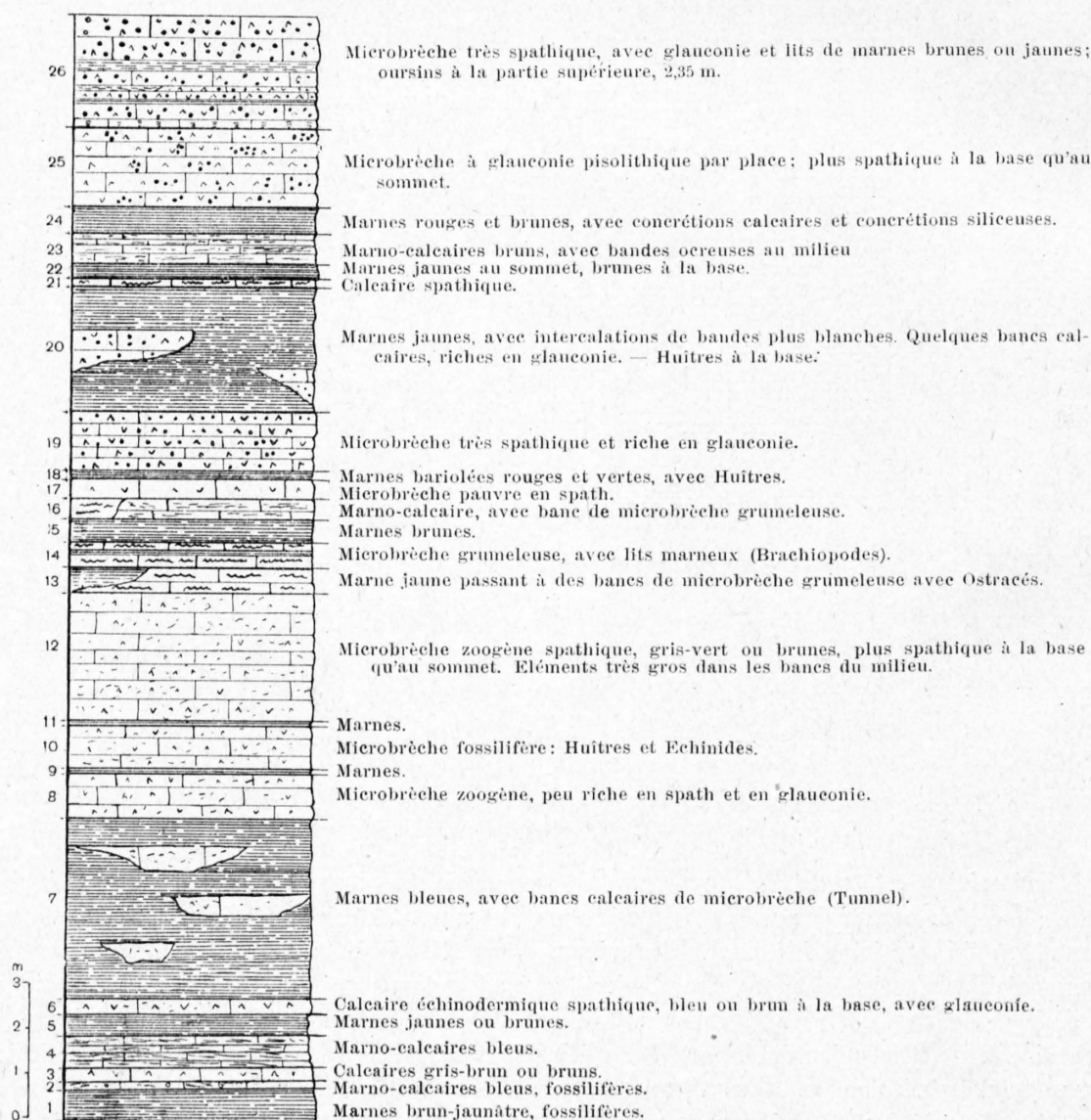


Fig 10. — Série stratigraphique de l'Hauterivien marneux.



4° marno-calcaires bleus, stériles ou en tous cas très pauvre en fossiles, 0,75 m (n° 4);

5° marnes jaunes ou brunes;

6° calcaires échinodermiques, de 0,32 m (n° 6), bruns à la base, bleus au sommet et contenant un peu de glauconie en grains;

7° les marnes bleues, fossilifères à la base (*Rhynchonella lata*), stériles au sommet, font suite. Dans ces marnes s'intercalent parfois des bancs de calcaires échinodermiques. Ce complexe mesure environ 4 mètres d'épaisseur, le tunnel du chemin de fer le traverse. Pour avoir la suite de la série, il nous faut étudier la tranchée du Portail S.E. du tunnel. Nous retrouvons là, à la base, quelques centimètres d'épaisseur de marne bleue;

8° microbrèches zoogènes, spathiques, mais très pauvres en glauconie pisolitique, séparées par des bancs marneux très minces.

Le tout mesure environ 4,60 m (fig. 10, n°s 8 à 12);

9° alternances de marnes (fig. 10, n°s 13, 15, 18, 20, 22, 24, etc.), de marno-calcaires (id., n°s 16, 23, etc.), de calcaires grumeleux (id., n°s 14 et 21) et de calcaires formés de microbrèches spathiques, plus ou moins riches en glauconie (id., n°s 17, 19, 25, 26). La glauconie est particulièrement abondante dans certains bancs (id., n° 19). Parfois elle est assez régulièrement répartie, d'autres fois elle semble se localiser en certains points. Les marnes ont des colorations très variables, parfois ces lits possèdent des concrétions calcaires ou siliceuses. Là, où les concrétions calcaires sont abondantes (fig. 10, n° 24), la marne prend une coloration blanche. Il arrive souvent que les marnes passent latéralement à des calcaires échinodermiques. Les bancs calcaires qui terminent cette assise sont très glauconieux et très riches en éléments spathiques. Les fossiles se rencontrent surtout à la base des marnes hauteriviennes (fig. 10, n° 1). Il en existe cependant dans les niveaux moyens. Nous avons rencontré des Ostracés dans les marnes jaunes ocreuses, constituant l'assise n° 13 de la fig. 10. De même dans les marnes n° 18 et n° 20; des oursins abondants, mais mal conservés ont été fournis par les couches n° 26.

Voici la liste des fossiles que nous a fourni le gisement du tunnel de St-Cergue:

<i>Echinobrissus Bourguignati</i> , D'ORB. (1 ex. sur deux douteux).	<i>Ostrea (Alectryonia) rectangularis</i> , RÖMER.
<i>Terebratula sella</i> , SOW.	<i>Ostrea (Exogyra) Couloni</i> , D'ORB. (Coq.)
<i>Terebratula acuta</i> , QUENST.	<i>Ostrea Minos</i> , D'ORB. (Coq.)
<i>Terebratula valdensis</i> , LOR.	<i>Ostrea Boussingaulti</i> , D'ORB.
<i>Waldheimia pseudo-jurensis</i> , LEYMER.	<i>Avicula Carteroni</i> , D'ORB.
<i>Rhynchonella lata</i> , D'ORB.	<i>Astarte Beaumonti</i> , LEYMER.
<i>Pecten Carteronianus</i> , D'ORB.	<i>Pleuromya</i> , indét.
<i>Pecten Robinaldinus</i> , D'ORB.	<i>Lima</i> , indét.
<i>Pecten (Hinnites) Leymerii</i> , DESHAYES.	<i>Arca</i> , indét.
<i>Trigonia cincta</i> , AGASSIZ.	<i>Corbis</i> , indét.
	<i>Gasteropodes</i> , moules internes indéterminables.

Nous y joignons quelques autres fossiles trouvés dans d'autres affleurements des marnes hauteriviennes.

A la Puible à Gaudin:

<i>Terebratula valdensis</i> , LOR.	<i>Rhynchonella multiformis</i> , RÖM. VAR. <i>Castellanensis</i> , JAC. et FALLOT.
<i>Terebratula sella</i> , SOW.	<i>Exogyra Couloni</i> , D'ORB. ( <i>Ostrea Couloni</i> , Coq.).
<i>Terebratula acuta</i> , QUENST.	<i>Pyrina incisa</i> , AG.
(?) <i>Terebratula latifrons</i> , PICT.	<i>Echinobrissus Olfersii</i> , (AGASSIZ) D'ORB.

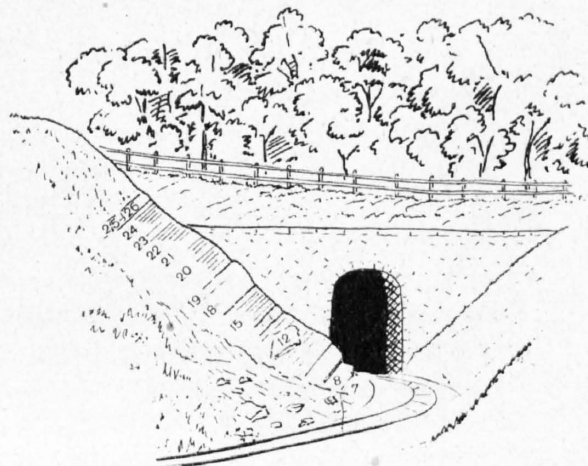


Fig. 11. — Série hauterivienne. Sortie S.E. du tunnel de St-Cergué.

Pour les numéros, voir fig. 10.

A la Clie du Vuarne, à l'entrée du pâturage de la Dôle :

*Terebratula sella*, Sow.

*Rhynchonella multiformis*, RÖM. var. *Castellaniensis*, JAC. et FALLOT.

*Terebratula acuta*, QUENST.

*Echinobrissus Olfersii*, (AGASSIZ) D'ORB.

A la Fontaine de la Dôle, près du col du Vuarne, nous avons trouvé :

*Terebratula sella*, Sow.

*Salenia folium querci*, DESOR.

*Terebratula acuta*, QUENST.

Desmodonte, INDÉT.

Le long de la voie du chemin de fer, à quelques mètres du transformateur électrique de St-Cergue (voie descendante du chemin de fer), nous avons relevé les Terebratulidés et Rhynchonellidés cités plus haut. En plus cependant la *Pholadomya elongata*, MÜNSTER.

Il serait trop long d'indiquer tous les fossiles trouvés dans les divers gisements. Le flanc N.W. de la Dôle dans le voisinage du Grand Sonnaillé, les régions de Reculet, de la Gouille de la Givrine, d'Archette, de Combe Grasse, de la Combe de la Baronne, Landes devant, etc., nous ont fourni de nombreux fossiles, le plus souvent en fort mauvais état, qui se répartissent entre les espèces citées ci-dessus.

Près du chalet de la Borsattaz, nous avons trouvé un bel échantillon de *Toxaster retusus*, LAMK.

En fait de Céphalopodes, nous ne possédons que des débris semblant se rapporter à *Holcostephanus* (*Astiera*) *Asterianus*, D'ORB. Ces débris ont été trouvés dans les niveaux marneux inférieurs du gisement du tunnel. M. le Dr J. Favre, lors d'une course faite en commun à la Dôle en a aussi trouvé dans les combes au N. du chalet de la Dôle.

En général, le faciès marneux de l'Hauterivien n'est pas partout aussi bien développé que dans le village de St-Cergue. Souvent la combe hauterivienne se marque à peine. Ce fait n'avait pas échappé aux observateurs précédents. Schardt (V) l'indique pour les régions de St-Cergue, la Vallée des Dappes, les Rousses, etc. Cependant, lorsque les marnes disparaissent, il faut en rechercher la cause, à notre avis, dans la tectonique; c'est le cas pour de nombreux points du synclinal de Combe Grasse-Chalet-derrière, ou de celui de la Baronne-Copette.

Les marnes d'Hauterive donnent lieu à de nombreuses sources et à des fonds marécageux.

En certains points, les combes hauteriviennes sont divisées en deux parties sensiblement égales par un léger crêt qui correspond aux couches plus calcaires des numéros 8 à 13, fig. 10, de la série stratigraphique du tunnel. Souvent les sentiers empruntent les combes hauteriviennes. Un accident dans le terrain, un peu d'érosion mettent alors les fossiles au jour (Combe Grasse, Archette, etc.). Comme nous l'avons vu, les marnes hauteriviennes de St-Cergue atteignent environ 24 mètres d'épaisseur. Au Vuache, selon Schardt (V), elles ont 28 mètres; au Salève, Joukowsky et Favre indiquent 59 mètres. Les mêmes auteurs, citant Baumberger, indiquent pour Cressier 35 mètres. Nous en concluons que le faciès marneux de l'Hauterivien est relativement peu développé dans le territoire étudié ici. Nous verrons que le faciès calcaire l'est davantage.

**Hauterivien calcaire ou Hauterivien supérieur.** — L'Hauterivien calcaire est constitué par une microbrèche échinodermique très spathique à la base et riche en glauconie. Mais au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série stratigraphique, la glauconie diminue et le calcaire devient plus clair. Les bancs offrent peu de diversité. Nulle part, nous n'avons pu trouver une série hauterivienne se prêtant à l'étude stratigraphique. Il nous est donc impossible de donner un chiffre exact d'épaisseur. En indiquant 40 mètres cependant, nous ne pensons pas être très loin de la vérité pour la série de St-Cergue. L'Hauterivien supérieur se présente sous forme de plaquettes, minces de 0,50 cm à 20 cm. Parfois les bancs sont plus compacts et atteignent 50 cm. L'Hauterivien supérieur présente parfois un peu d'oolithe, c'est le cas par exemple dans la région des Fruitières de Nyon. Une coupe microscopique pratiquée dans un bloc hauterivien nous a montré une pâte de calcite avec quelques grains de quartz. La glauconie y apparaît sous forme de grains arrondis, corrodés sur les bords. La teinte verte passe parfois au brun. Notons que



la glauconie apparaît aussi sous forme pigmentaire, c'est-à-dire sans que l'on puisse reconnaître une forme bien définie aux éléments. Ces pigments proviennent sans doute de la désagrégation de la glauconie pisolitique.

La microbrèche est constituée par une foule de débris de test, réticulés parfois et de dimensions assez variables.

Après dissolution du carbonate de chaux, il est resté un résidu argileux avec quelques petits grains de quartz.

Près du chalet des Copettes, nous avons trouvé un faciès lumachellique dans l'Hauterivien. Il s'agit d'un calcaire jaune rosé, complètement pétri de Rhynchonellidés et de Terebratulidés. Quelques très petits grains de glauconie sont épars dans la masse.

L'Hauterivien remplit plusieurs fonds de synclinaux; dans certaines régions (Combe-Grasse), il est excessivement replissé; nous voyons par exemple de minuscules plis de 1 m à 1.50 m, n'amenant aucune fracture importante dans la masse.

La comparaison de l'Hauterivien inférieur et supérieur avec celui du Salève ne montre pas beaucoup de différence. Au Salève (XI, fig. 11, p. 838), l'Hauterivien inférieur est constitué d'une série de marnes, marno-calcaires et de microbrèches. Mais le faciès du Salève est beaucoup plus gréseux. L'Hauterivien supérieur de cette même montagne est constitué de calcaires spathiques et de microbrèches plus ou moins oolithiques.

A. Jaccard (III, p. 155) indique pour la région du col de Joux (route de Vaulion) une épaisseur de 20 mètres environ pour l'Hauterivien marneux. Les marnes bleues avec „lits calcaires-marneux chlorités et spathiques“ occupent de 12 à 15 mètres. C'est dans ces lits marneux que se trouvent les fossiles. Au-dessus se trouvent des marnes jaunes. Cette épaisseur de 20 m correspond assez bien avec le chiffre indiqué pour notre région (25 mètres environ). Notons toutefois qu'à St-Cergue les marnes sont moins développées et que, comme Schardt l'avait fait remarquer (V), il y a envahissement du faciès marneux par le faciès calcaire.

Selon A. Jaccard, le niveau supérieur calcaire de l'Hauterivien est constitué par des calcaires jaunes spathiques. Jaccard indique, d'après une étude de Sautier, sur les environs des Rousses la succession suivante de terrains: A la partie supérieur des marnes grisâtres avec des calcaires chloriteux; puis des assises marneuses, divisées en deux couches par des calcaires lamelleux et grossiers, durs et siliceux vers le milieu. Le tout mesure 10 à 12 mètres d'épaisseur. Ensuite ce sont des calcaires lumachelliques, plus ou moins chloriteux, avec des „taches et grains verts“ (glauconie). Cette dernière assise aurait environ 18 à 20 mètres.

Etant données les circonstances de guerre, il nous a été impossible d'aller étudier, sur territoire français, cette coupe du Néocomien calcaire.

Pour résumer, nous constatons que l'Hauterivien est moins développé dans notre région que dans celle du Salève ou dans le N. du Jura.

L'Hauterivien atteint 65 m à St-Cergue et 94 m au Salève. Le faciès marneux de la base présente un peu plus du tiers à St-Cergue et les deux tiers au Salève. Il est possible qu'à St-Cergue la faible épaisseur des marnes soit le résultat d'une influence tectonique. En comparant les épaisseurs de la série crétacique dans le Jura et au Salève, on constate une augmentation notable vers le S., qui s'accroît encore lorsqu'on passe aux premières chaînes de la zone helvétique.

	Faciès marneux	Faciès calcaire	Total
	m	m	m
Cressier . . . . .	35	50	85
St-Cergue . . . . .	25	40	65
Vuache . . . . .	28	66	94
Salève . . . . .	59	35	94
Le Locle ( <i>Favre</i> ). . . . .	15	15	30



### D. Urgonien.

Nous ne pouvons présenter à nos lecteurs une coupe stratigraphique de l'Urgonien. Nulle part nous n'avons pu observer de séries complètes.

L'Urgonien se subdivise en deux faciès. Le faciès des calcaires jaunes clairs, qui forme la partie inférieure, et les calcaires blancs, saccharoïdes, qui forment le niveau supérieur.

**Urgonien inférieur.** — L'Urgonien inférieur est constitué par des calcaires jaunes, qui parfois, dans les niveaux inférieurs, ressemblent énormément à l'Hauterivien supérieur. Ces calcaires sont formés de microbrèches zoogènes ou détritiques. Les éléments oolithiques sont fréquents, parfois les bancs deviennent plus clairs et sont formés d'une brèche de débris de coquilles; ces bancs présentent des teintes allant du jaune foncé au blanc grisâtre. Leur épaisseur est d'environ 0.50 cm. La glauconie n'existe que très exceptionnellement et ceci uniquement dans les bancs inférieurs. L'Urgonien inférieur est peu développé dans notre région et ne se trouve que dans les régions de Combe-Grasse, Trélasse, La Baronne et région des Landes. Il forme alors des massifs assez compacts.

**Urgonien supérieur.** — Il est formé essentiellement de calcaires très compacts, durs, à cassure presque cristalline. Sa couleur est blanche, d'un blanc ivoire, veiné de rose. Un fragment mince est presque translucide. Il ressemble parfois tellement au Marbre bâtard, que son identification est difficile. L'Urgonien supérieur se présente en bancs très épais. La stratification est presque toujours invisible, et les bancs sont excessivement faillés. L'analyse microscopique nous a montré qu'il est constitué d'une microbrèche zoogène, d'oolithes et de nombreux éléments de calcite. L'analyse chimique nous a donné un fort résidu argileux. Nous n'avons pu tracer la limite inférieure de l'Urgonien supérieur. Il y a passage graduel des bancs jaunes clairs de l'Urgonien inférieur, aux bancs blancs de l'Urgonien supérieur. Quant à sa limite supérieure, il nous est impossible de la tracer, nulle part nous n'avons pu la trouver.

### E. Conclusions relatives aux terrains crétaciques.

En général, les divers terrains qui, du Berriasien inférieur à l'Urgonien, représentent le Crétacique dans notre région sont constitués par une microbrèche organique ou déritique. Les microbrèches zoogènes sont très abondantes dans les divers bancs du Calcaire roux, de l'Hauterivien et de la base de l'Urgonien. La microbrèche déritique se retrouve surtout dans le Berriasien et y est très fortement mélangée d'oolithes. Ces oolithes peuvent avoir une origine organique. Dans ce cas, le noyau en est formé souvent de débris de coquille. D'autres fois, le débris qui est le point de formation de l'oolithe est invisible. Il semblerait que l'oolithe ait pris naissance spontanément.

La base du Crétacé (Berriasien) et les niveaux supérieurs de l'Urgonien ont subi en général une très forte recristallisation. Le fer est surtout abondant à l'état de limonite dans le Calcaire roux, l'Hauterivien et dans la base de l'Urgonien. La glauconie se rencontre exclusivement dans l'Hauterivien, tantôt sous forme de particules très fines, tantôt sous forme de grains très visibles à l'œil nu. Nous avons rencontré des agrégats de pyrite dans le Berriasien supérieur.

Les marnes et marno-calcaires sont surtout développés dans l'Hauterivien, qui, par ce fait, est aussi un des terrains les plus fossilifères.

En résumé, le Crétacique se présente sous forme de calcaires détritiques avec, vers le centre, un faciès marno-calcaire relativement peu développé. Comme nous l'avons déjà vu, le Jurassique (Portlandien) est de même assez riche en microbrèches, de sorte que dans notre région, depuis le Jurassique jusqu'au Crétacique moyen (Urgonien), se retrouvent à peu de choses près les mêmes faciès. Une interruption se produit cependant au sommet du Jurassique, c'est l'apparition du faciès d'eau douce purbeckien.

Au point de vue de la faune, les Brachiopodes (Terebratulidés et Rhynchonellidés) sont abondants dans les terrains inférieurs (Crétacé), le Calcaire roux possède surtout des Brachiopodes

en plus des Echinodermes; les Gastéropodes et les Lamellibranches y sont peu abondants, les Lamellibranches y sont même relativement rares. Dans l'Hauterivien, les Lamellibranches et les Brachiopodes sont très abondants, les Gastéropodes le sont moins. Les oursins n'apparaissent que par places. Partout les Céphalopodes manquent presque complètement. Il y eut donc soulèvement de cette région vers le Purbeckien, établissement de régime lagunaire, puis de nouveau une immersion plus profonde.

**Les affleurements du Crétacique.** — Les terrains crétaciques constituent généralement les fonds et les flancs des synclinaux, les voûtes anticlinales étant généralement formées par les calcaires suprajurassiques. Dans le synclinal de la Cure, le Crétacique est représenté depuis le Berriasien jusqu'à l'Urgonien supérieur. Les épaisseurs de ces terrains sont variables. Sur le flanc S. du Noirmont se constate le contact anormal du Berriasien, puis du Calcaire roux, puis de l'Hauterivien calcaire avec le Portlandien.

Dans les bois entre la Cure et la Givrinne, la carte au 1:100,000, feuille XVI, indiquait le Kimméridgien. Nous ne l'avons pas trouvé; par contre, il existe une zone de Berriasien inférieur et de Purbeckien. Cette même carte indique que le chalet Derry (Chalet derrière) (cote 1348) de la Feuille au 1:25,000 se trouve sur l'Urgonien. Il y a là une erreur manifeste. Le chalet est construit sur du Berriasien inférieur, en contact par pli-faille avec l'Hauterivien calcaire. Toute la zone de Combe-Grasse à Chalet derrière constitue un double synclinal. Ce synclinal présente aussi tous les terrains, depuis le Berriasien jusqu'à l'Urgonien saccharoïde. Les synclinaux de la Prangine et de St-Cergue ne comprennent pas d'Urgonien. Il en est de même de celui de Vuarne. Notons l'apparition dans la région de Cuvaloup (au N.W. des Pralies) de terrains berriasien. La carte au 1:100,000 ne l'indiquait pas. Il en est de même en ce qui concerne le ravin de la Crévaz-Trévaux parcouru par le ruisseau la Colline. Nous y avons relevé toute la série des terrains crétaciques de notre région. Les parois au S.S.E. de Bellangère sont constituées par de l'Urgonien (alt. 740—750). Partout ailleurs sur ce flanc du Jura, les terrains crétaciques sont recouverts par les dépôts glaciaires.

---

### Chapitre 3.

#### Tertiaire.

Les dépôts tertiaires ne jouent aucun rôle dans cette partie du Jura. Aucun synclinal visité par nous n'en contient, et, d'après *M. Ch. Sarasin*, la mollasse indiquée sur la carte géologique suisse au 1:100,000 (feuille XVI), dans le vallon de la Vattay, n'y existe pas en réalité.

---

### Chapitre 4.

#### Quartenaire.

Il y a lieu de distinguer parmi les formations glaciaires:

- A. La moraine à éléments jurassiens des pentes.
- B. Les moraines rhodaniennes des phases de retrait.
- C. Les moraines locales des glaciers du Jura.

#### A. Moraines à éléments jurassiens des pentes.

Soit qu'on suive la route de Trélex à St-Cergue, soit que, par le chemin de fer, on roule d'Arzier à St-Cergue, on est frappé par l'accumulation considérable de dépôts glaciaires à éléments



jurassiens. Ces dépôts se retrouvent sur tout le flanc S.E. du Jura. Ils sont formés de blocs de toutes dimensions mêlés à un sable plus ou moins marneux. Les blocs appartiennent surtout au Kimméridgien-Portlandien et au Berriasien, parfois à l'Urgonien, rarement au Calcaire roux ou à l'Hauterivien. Le Calcaire roux et l'Hauterivien par décomposition ont donné naissance à des sables.

Ces dépôts correspondent exactement à ce que dans le Jura on nomme groise (altération probable de l'allemand Gries ou aussi Griess); ils sont limités au S.E. par une ligne qui, au N.N.E. d'Arzier, atteint l'altitude de 940 m et qui, passant par le village d'Arzier (à 880 m), le ravin de la Colline (à 670 m), le N.W. de Gingins (à 640 m), se trouve au N. de la Rippe à une altitude de 640 m. Au N.W., ces dépôts varient beaucoup en altitude. Ils se raccordent par place aux éboulis, ailleurs aux dépôts constitués par des glaciers locaux (glaciers de la Dôle et du Noirmont). Partout où nous avons vu le repos du glaciaire sur la roche en place, nous avons constaté que le glaciaire à éléments jurassiens repose directement sur la roche. *Nous avons noté l'absence complète d'éléments glaciaires alpins à leur base.*

Par contre, nous avons maintes fois constaté qu'à leur limite S.E. ces dépôts se superposaient à de la moraine alpine. Ainsi à Arzier et dans le ravin de l'Oujon, la groise se superpose à la moraine alpine de fond (argiles grises à cailloux striés) à une altitude de 850 m à Arzier et de 800 m environ dans le ravin de l'Oujon. Mais en général, au pied du Jura, ce glaciaire à éléments jurassiens recouvre de la moraine alpine remaniée, dans les dépôts de laquelle cependant les blocs striés ou anguleux ne sont pas rares (au Molard-Pontet, au Floquet, etc.).

Cette groise serait la moraine latérale rhodanienne d'un des premiers stationnements würmiens. A cette moraine se mêlent des éléments éboulés et des éléments entraînés par les eaux torrentielles jusque contre le flanc du glacier et des glissements post-glaciaires de dépôts morainiques.

## B. Moraines rhodaniennes des phases de retrait.

Elles se décomposent en deux systèmes:

- a) Un système Arzier, côte de Genolier, Bellangère, Molard-Pontet, la Rippe.
- b) Un système Le Muids, Genolier, Trélex, Gingins, comprenant plusieurs lignes de crêtes parallèles entre Trélex et Gingins et la moraine de fond entre le S. de Trélex et Nyon.

a) Premier système. Il se compose d'une moraine de fond à Arzier et dans le ravin de l'Oujon. Elle est formée d'argiles grises à cailloux striés nombreux. Elle est localement, mais surtout au N.W., recouverte de dépôts glaciaires à éléments jurassiens. Son altitude varie de 900 m à 800 m. Au S.E., elle est limitée par une belle ligne de blocs erratiques, originaires du massif de l'Aar, dont quelques-uns atteignent ou dépassent 10 m<sup>3</sup>. Nulle part cependant au-dessus de cette ligne elle n'est recouverte de moraines latérales rhodaniennes. Dans les régions plus basses, au Muids, au N.W. de Genolier, de Givrins, de Trélex et de Gingins, nous constatons des séries longitudinales de moraines latérales rhodaniennes, d'une direction générale N.E.—S.W. Par places se remarque aussi de la moraine rhodanienne de fond. En maints endroits, la base des moraines latérales possède des cailloux striés ou anguleux. Nous avons aussi noté l'existence, au Molard-Pontet (N.W. de Gingins), de quelques moraines à éléments purement jurassiens à la partie supérieure et déjà riches en éléments jurassiens à la base. A Bellangère et dans le ravin de l'Oujon, au Floquet, etc., nous trouvons un fort grand nombre de blocs erratiques alpins qui continuent la série indiquée ci-dessus à propos de la moraine de fond d'Arzier.

Toutes ces moraines latérales sont remaniées et on trouve fréquemment des poches de sablon. Elles représentent un des stationnements würmiens. Les moraines du Molard-Pontet, signalées plus haut, appartiendraient au glacier de la Dôle.

b) Deuxième système. Il est formé par plusieurs séries de moraines latérales courant, parallèlement à la direction du Jura, du N.E. au S.W. Les villages de Gingins, Trélex, Genolier, Givrins sont construits sur ces moraines. Plusieurs présentent un remaniement assez avancé avec formation de poches de sablon. Mais aussi, et cela montre qu'il n'y a pas eu remaniement complet, des blocs d'argiles en boules. Plus au S.E. (et en dehors des limites de la carte publiée) se trouve

la moraine de fond correspondant à ces moraines latérales. Dans le ravin du Boiron (Nyon), les argiles à cailloux striés se superposent à la mollasse (fig. 12).

Nous pensons que ce deuxième système correspond à un stationnement du glacier que, *Aeberhardt*, pour la partie emboîtée du coteau de Gimel, a désigné sous le nom de Néo-Würmien. Actuellement cependant, ce terme n'a pas une signification très précise, nous l'emploierons ici comme synonyme de 3<sup>me</sup> stationnement würmien.

Les dépôts du premier système défini ici ne se rencontrent qu'à Arzier et disparaissent, au S. du moins, dans cette région. Nous pensons qu'à Arzier ces dépôts ont été protégés contre l'érosion par l'éperon Bassin-Burtigny.

Le glacier correspondant au deuxième système, en effet, a été dévié de sa route et n'a attaqué les dépôts du premier que dans la région au S. d'Arzier. Entre les premier et second systèmes se place une zone de drainage intense. Lors de l'occupation par le glacier correspondant au deuxième système de dépôts, la masse des glaces formait un barrage contre lequel venaient s'arrêter les eaux descendant du Jura. De là ces nombreuses formations très localisées de deltas. Le drainage des parties élevées du bassin aboutissait au sillon valléculaire Divonne-Allondon.

Il ne nous paraît pas improbable qu'à l'origine les eaux s'écoulaient par le cours supérieur actuel du Boiron, puis par le tronçon N.E. — S.W. de la Versoix et enfin par l'Allondon. Ce grand cours d'eau représenterait donc le drainage périphérique du dernier stationnement würmien.

Lorsque le retrait définitif du glacier dans ces régions commença, le drainage centripète se fit, et la Versoix capta partiellement les eaux du cours supérieur de l'ancienne Allondon; puis ce fut le Boiron qui capta le cours supérieur de l'ancienne Versoix. Actuellement, la Versoix et le Boiron ne sont séparés dans la région au S. de Crassier que par une différence de niveau de quelques mètres.

### C. Moraines locales des glaciers du Jura.

L'intérieur des chaînons du Jura présente en maints lieux de fortes accumulations de matériaux morainiques. Nous pensons qu'il y eut dans notre région deux glaciers. L'un assez important, celui de la Dôle, le second moins étendu, celui du Noirmont.

Le glacier de la Dôle, lorsqu'il s'individualisa au Néo-Würmien, avait comme direction principale d'écoulement le vallon du Vuarne, puis la coupure de St-Cergue et la combe de Créva-Tzévaux. Mais les glaces passèrent aussi par la région de Pierre-Lente-Guinard pour aller former près du Molard-Pontet des moraines terminales déjà signalées par *Aeberhardt* (VIII).

Dans la combe de la Créva-Tzévaux, le même auteur indique des moraines terminales. Nous les avons aussi reconnues et marquées comme telles. Lors de son recul définitif, le glacier de la Dôle fit un petit stationnement à l'altitude de 1250 m environ, à l'extrémité N.E. du vallon du Vuarne. Nous ne sommes pas de l'avis de *Machačák*, qui considère le Vuarne comme une vallée glaciaire. La forme du vallon est due à une cause tectonique, comme nous le verrons plus loin. Le Noirmont a donné naissance à un glacier qui a laissé des dépôts dans la Combe de la Baronne. Mais ces derniers sont faibles, car ils furent emportés par les eaux de ruissellement qui forment parfois un torrent extrêmement violent. D'autre part, le glacier du Noirmont se déversait au S.E. dans la direction de la Genollière, Fruitière de Nyon, Monteret, se joignant avec le glacier de la Dôle. Près de la chèvrière, un poli glaciaire fort beau, et que la direction du chemin de fer Nyon-St-Cergue-Morez protège, montre des stries dirigées du N.W. au S.W. Sur le versant N.W. du Noirmont, les dépôts glaciaires sont abondants localement; il ne nous a pas été possible de les suivre en territoire français. Pour nous, ces dépôts de glaciers locaux seraient contemporains des dépôts rhodaniens néo-würmiens, car ce n'est guère qu'à cette époque que les glaciers du Jura purent s'individualiser.

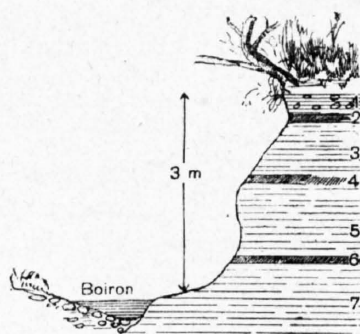


Fig. 12. — Mollasse et glaciaire dans le ravin du Boiron au-dessous du Stand.

1 = Argile glaciaire à cailloux striés.  
2, 4 et 6 = Marnes rouges.  
3, 5, et 7 = Marnes gréseuses vertes.



Nous ne croyons pas aux récurrences jurassiennes indiquées par *Schardt* (VI) et marquées sur la carte au 1:100,000 jusqu'au S. de Trélex. En ceci, nous sommes d'accord avec *Aeberhardt*, car nulle part nous n'avons pu les constater.

\* \* \*

Il est difficile de donner un âge au ravin de la Créva-Tzévaux. Cette zone d'érosion a été déterminée par l'existence de failles. A l'altitude de 770 m à 790 m, un léger replat se forme, puis le torrent „La Colline“ coule en défilé dans l'Urgonien. Un peu plus bas se remarquent des dépôts glaciaires à éléments jurassiens dans le fond même du ravin.

Les eaux prennent leur source à 820 m environ. Les éboulis récents ne permettent pas de voir s'il y a des dépôts glaciaires. Enfin, dans sa partie inférieure, à l'W. de Givrins, le torrent passe dans une vallée taillée dans les dépôts würmiens. Cette vallée serait néo-würmienne, quant à la partie supérieure du ravin nous pensons que c'est un sillon qui a pu s'accuser dès le début ou peut-être avant l'extension würmienne.

Pour ce qui est du Boiron, son cours inférieur (non marqué sur la carte) est taillé dans la Mollasse. De plus dans le fond de cette vallée se trouvent des dépôts morainiques néo-würmiens. Cette vallée est donc antérieure au Néo-Würmien.

Il nous reste maintenant à expliquer *l'absence complète* de dépôts alins à l'intérieur des chaînes jurassiennes de notre région. Notons d'abord que le bras S.W. du glacier du Rhône devait être pauvre en éléments alpins, que de plus les glaces du Jura lui apportaient des éléments jurassiens. Mais ceci n'explique pas pourquoi les dépôts alpins se trouvent à 940 m au N. d'Arzier et à 640 m seulement à la Rippe. Nous envisageons donc l'hypothèse que le Jura était déjà recouvert par les glaciers locaux et les névés, lorsque le glacier du Rhône est arrivé. Ces glaces ont formé une sorte de barrage et les blocs alpins, rares peut-être, mais existant très probablement encore, se déposaient sur la calotte de glaces jurassiennes. Lorsque le glacier rhodanien se retira, les glaces du Jura, libérées, s'écoulèrent et déposèrent les rares blocs alpins au pied de la montagne. Pour nous, c'est une façon d'expliquer l'absence des blocs alpins. Il ne nous paraît pas probable que le glacier rhodanien ait passé le col de St-Cergue au Würmien sans laisser de traces.

#### **D. Autres formations quaternaires.**

*Les glissements.* Les glissements, sans être assez importants à notre avis pour être marquées sur la carte, sont nombreux. Partout où la pente est un peu raide, les matériaux morainiques imbibés d'eau se sont décollés et ont glissé et glissent encore. C'est le cas actuellement par exemple dans le ravin de la Colline, dans celui de l'Oujon, etc. Nous croyons que ce sont ces glissées qui sont la raison de la faible pente amont de certaines moraines terminales du glacier de la Dôle au Molard-Pontet.

Dans les champs du pied du Jura se remarquent de brusques dénivellations qui sont dues à des glissements de matériaux morainiques.

*Cônes de déjection.* On en remarque un fort joli à l'E. de la ferme de la St-Cergue et un autre au fond du pâturage du Vuarne. La région de la Cure montre une forte étendue de dépôts torrentiels, mais ils sont difficiles à distinguer du glaciaire superficiellement si les travaux d'art ne viennent les entailler.

De nombreux lacs ont dû se former au moment de la fonte des glaciers, l'écoulement se faisait sans doute par le fond, car les principaux sont dans les zones de fracture. C'est le cas de ceux de la Givrinne, des Pralies (route St-Cergue-La Cure) de la Chenalette, de St-Cergue et des Mouilles.

*Des tufs* se forment actuellement au pied du Jura, grâce à la circulation des eaux dans les terrains morainiques jurassiens. Mais là où ils se déposent en grande quantité, c'est dans la région des Rouges, où beaucoup de végétaux s'incrusteront au contact de ces eaux.

*Des tourbières*, existent à la Gouille de la Givrinne, au N.E. de la Givrinne, au Marais rouge (N.E. du Vermelliay), à la Chaumette (N. d'Arzier), dans les marais autour de Trélex et au N. de Gingins. Dans la vallée de la Colline, aux Raisses, nous avons noté une tourbière faible recouverte par des glissées de terrains.

Les sources sont rares dans cette région du Jura et les citernes fréquemment à sec. Ceci est dû à la nature faillée de la montagne. Les recherches de sources importantes n'ont pas abouti jusqu'à maintenant dans la région montagneuse et le puits entrepris à l'instigation du sourcier Mermet au Vieux Château (zone anticlinale!) a échoué.

*Emposieux*. Ils sont très nombreux et leur colmatage temporaire a dû former beaucoup de lacs à la période de la fonte des glaciers.

En général, ces emposieux se forment à la jonction des failles. Il en existe de fort beaux dans les pâturages de la Genollière-Vermelliay, au Chalet-derrière, à la Trélasse, etc.



## Deuxième Partie.

### Tectonique.

#### Chapitre 1<sup>er</sup>.

#### Généralités.

(Voir fig. 14 et Carte géologique de la région de St-Cergue-La Dôle. Mat. Carte géol. Suisse. Nouv. série. Livr. XLVI. 4<sup>me</sup> partie. 1919. Carte spéciale N° 88.)

La tectonique des environs de St-Cergue comporte, d'une part, un faisceau de plis en transformation rapide du S.W. au N.E., d'autre part, un décrochement transversal, qui coupe obliquement ce faisceau avec une direction presque E.W. et suivant lequel tous les éléments

tectoniques du côté N. sont relativement déplacées vers l'E.

Au S. du décrochement de St-Cergue, nous trouvons entre le plateau suisse et la vallée des Dappes les éléments suivants :

1° *L'anticlinal interne du Reculet et de la Faucille* qui, après avoir formé au Reculet des sommets jurassiques dépassant 1700 m, s'abaisse vers le N.E., en sorte qu'au S.E. de la Dôle la voûte portlandienne ne dépasse plus guère 1300 m et qu'au S. de St-Cergue son sommet s'abaisse à 1150 m environ.

2° *Le synclinal du Vuarne* qui s'individualise dans l'arête de la Dôle, comme digitation de la grande zone synclinale de la Valserine, et suit ensuite la combe du Vuarne.

3° *La zone anticlinale de la Dôle* qui naît au sein du synclinal de la Valserine. Cette zone comprend d'abord deux voûtes distinctes de Valan-

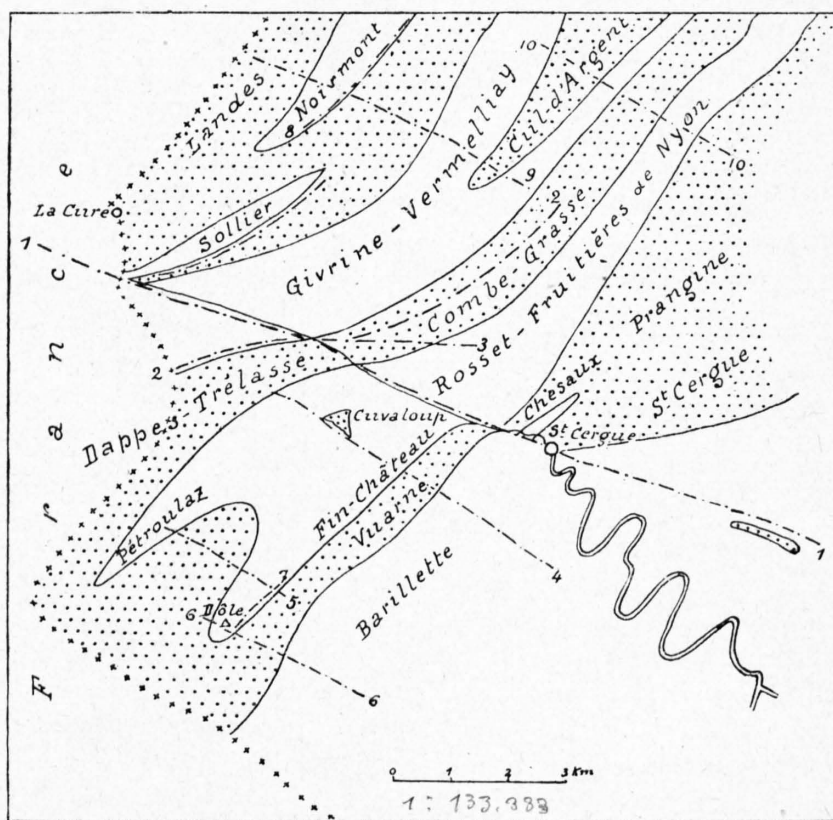


Fig. 13. — Esquisse tectonique.

En blanc = anticlinaux; en pointillé = synclinaux; — — — failles principales; 1-1 = décrochement de St-Cergue; 2 = pli-faïlle de Combe-Grasse; 3 = faille du Rosset; 4 = faille de Cuvaloup-Pierre Lente; 5 = faille du Col de la Dôle; 6 = faille de la Dôle; 7 = pli-faïlle de la Dôle; 8 = pli-faïlle du Noirmont; 9 = faille de Vermellay; 10 = faille de Combe-au-Roc.

ginien-Portlandien qui surgissent près de la frontière franco-suisse, puis ces deux voûtes se confondent en un large dos anticlinal jurassique au N. de la Dôle, dans les bois de Cuvaloup, mais le synclinal intermédiaire ne s'efface en réalité pas complètement, il est marqué, vers le chalet de Cuvaloup, par un lambeau de Berriasien et prend une grande importance au N. du décrochement de St-Cergue.

4° *Le synclinal des Dappes*, digitation septentrionale du synclinal de la Valserine.

5° *L'anticlinal de la Pille* qui se continue au N.E., dans la chaîne du Mont Pelé.

Au N. du décrochement de St-Cergue nous retrouvons :

1° *L'anticlinal de la Faucille* à la fois décroché à l'E. de 1200 m et affaissé de plus de 100 m. Ce pli disparaît presque totalement sous le Quaternaire, il réapparaît localement aux carrières de la Violette et surtout dans les Gorges de Moinsel au N. d'Arzier.

2° *Le synclinal du Vuarne* apparaît dans la cuvette de St-Cergue caché ensuite sous le Quaternaire, il émerge de nouveau vers les Orgères au-dessus d'Arzier et vers les Chaumettes au-dessus de Bassins.

3° Les deux voûtes de la zone anticlinale de la Dôle s'individualisent tout à fait, l'une formant la crête de Chesaux à l'W. de St-Cergue, puis s'enfonçant sous le glaciaire; elle se montre de nouveau dans le haut du ravin de la Combaz et, plus au N., aux environs de la Dunanche et la Pessette, l'autre formant l'anticlinal du Rosset-Mont-Roux, les Biolles.

4° *Le synclinal des Dappes* qui se double par un pli qui, dans la région de la Puible-à-Gaudin-Combe-Grasse, est déchiré. Au N. de la Puible-à-Gaudin, il redevient simple.

5° *L'anticlinal de la Pille* se continue en s'élargissant au N. du décrochement de St-Cergue; dans la région de la Genolière-Vermeillay, il présente une inflexion synclinale de Berriasien. Dans les bois du Vermeillay, on retrouve (au N. du Bois du Carroz) une inflexion synclinale déjà apparente à la Givrinne.

6° *Le synclinal de la Cure* qui comporte plusieurs digitations et au sein duquel naît vers le N.E. l'anticlinal du Noirmont. Il correspond sur territoire français au synclinal de Darbella-Chaille.

Nous avons aussi noté que le flanc S.E. des anticlinaux était généralement plus raide que le flanc N.W. et que, en général, lorsque ces anticlinaux étaient bordés de plis-failles, c'est encore le flanc S.E. qui montrait cet accident. C'est le cas pour le Noirmont, le Sollier, la Pille et la Dôle.

En général, les anticlinaux forment crête; ce n'est pas le cas pour celui de la Givrinne et de la Pille, mais presque tous sont constitués par les termes supérieurs du Jurassique, tandis que la plupart des synclinaux sont remplis de terrains crétaciques (du Berriasien à l'Urgonien).

## Chapitre 2.

### Décrochement horizontal de St-Cergue.

La carte géologique suisse au 1:100,000 (F. XVI) indique, dans la région de St-Cergue, une faille qui débutant au village s'étendrait à l'W. sur 1 km environ. Dans la notice explicative de cette feuille, *Renevier* et *Schardt* (VII) indiquent :

„L'abaissement du pli de la Barillette, à St-Cergue, a eu pour effet manifeste un déversement vers ce côté des plis plus internes, simultanément avec la surélévation des anticlinaux du Mont Sallaz et du Noirmont“, et les deux auteurs ajoutent : „Cette circonstance a sans doute contribué à la formation de la dépression du col de St-Cergue qui fut attribuée jadis à un décrochement horizontal.“

L'étude détaillée de cette région du Jura nous a permis de repérer un décrochement sur 9 km environ, depuis le ravin de la Créva-Tzévaux, à l'E. de St-Cergue, jusqu'aux abords immédiats du village de La Cure. Il est fort probable que le décrochement continue sur France et cela par Chaille jusqu'à Morez. Les circonstances de la guerre ne nous ont pas permis d'en pousser l'étude



en territoire français. Cependant la feuille au 1:100,000 déjà montre dans ces régions une série de contacts anormaux. *Alb. Heim*, dans ses divers travaux (XII, XIII spécialement), n'hésite pas à dessiner un décrochement allant de Morez à St-Cergue et qui, se bifurquant sur territoire français, envoie une ramification vers la Dôle. Il ne nous a pas été possible de trouver vers la Dôle l'indication d'un pareil décrochement.

La ligne de décrochement n'est pas simple. Les plans sont nombreux dans le village de St-Cergue et la combe de Créva-Tzévaux, mais ils sont aussi très proches les uns des autres. Entre la Chenalette et la Givrinne, deux plans de décrochement principaux sont visibles.

L'un d'eux suit approximativement la direction de la vieille route St-Cergue-La Cure, l'autre, plus au N.E., passe au S.W. du chalet du Rosset.

Une autre bifurcation passe dans les bois de la Pille. La direction générale du décrochement est presque E.—W., faisant un angle de 40° à 45° avec la direction générale des plis. Il y a une tendance cependant du plan à prendre une direction légèrement S.E.—N.W.

Le plan de faille est à peu de chose près vertical partout où nous avons pu le repérer et s'étend en profondeur. Nous avons pu constater ses traces entre 700 et 800 m dans le ravin de la Créva-Tzévaux et à 1280 m au sommet du col de St-Cergue.

Au bord de la route de Nyon à St-Cergue, à quelques centaines de mètres de ce dernier village, les bancs kimméridgiens-portlandiens montrent un beau miroir de faille. Il possède des cannelures, inclinées au S.E. de 5° à 10°. Il en est de même près de l'Hôtel de l'Observatoire. Les carrières de la Violette montrent un décrochement W.—E.

C'est la lèvre S.W. du décrochement qui est poussée à l'W. par rapport à la lèvre N.E. Ceci est en contradiction avec les diverses cartes esquissées par *Alb. Heim* (XII, XIII, XIV), mais non avec sa théorie du décrochement transversal résultant de la formation de l'arc du Jura. Dans son fascicule VII: *Geologie der Schweiz*, *Alb. Heim* reconnaît le phénomène et l'interprète de la même façon que nous l'avons déjà fait (XV).

Par suite du décrochement, le synclinal du Vuarne vient heurter les masses jurassiques de la région du Rosset. Et ce n'est guère qu'à 1200 m plus à l'E. que ce synclinal se continue au N. du décrochement par celui de St-Cergue.

C'est également à l'E. qu'au N. du décrochement se poursuit le synclinal de la Valserine; le rejet y est encore de 1200 à 1400 m. Peu à peu, cependant, en allant à l'W., le rejet diminue. Le synclinal des Dappes s'incurve vers l'E. avant de franchir le plan du décrochement et se continue par le synclinal de Combe-Grasse-Chalet-d'arrière, etc. Ce dernier est fortement infléchi à l'W. Ces étirements empêchent la rupture complète. A La Cure, le rejet semble être très faible. Mais des recherches sur territoire français seraient nécessaires pour affirmer le fait. D'après la carte géologique au 1:100,000 (partie française), il semble qu'entre Chaille et Morez, la lèvre E. du décrochement soit poussée au N. par rapport à la lèvre W. Ceci permettrait, étant donné la direction N.—S. du décrochement, dans cette zone, un allongement des plis du Jura.

De nombreux phénomènes d'entraînement ont eu lieu. En quittant le village de St-Cergue par la route de la Cure, on remarque bientôt que le calcaire roux a été entraîné à l'W. et se trouve en contact au N. avec le Marbre bâtard, puis le Berriasien inférieur, le Purbeckien et le Portlandien de Chesaux-dessus.

Dans le pâturage de la Chenalette, nous retrouvons des lambeaux de calcaire roux, au bord de la vieille route. Ils sont en contact avec le Portlandien de l'anticlinal de la Barillette. La maison de la Chenalette est sise sur un petit mamelon de Berriasien inférieur et de Marbre bâtard, supportés par du Purbeckien. Il s'agit là d'un paquet entraîné dans le plan de décrochement de St-Cergue-La Cure et appartenant à l'extrémité S.—W. du synclinal de la Prangine.

Dans la région des Pralies-Givrins, comme on peut le voir au bord de la route, les terrains du synclinal Combe-Grasse-Châlet-d'arrière sont entraînés à l'W. L'ensemble de la partie S.W. de ce synclinal est lui-même incurvé à l'W. C'est par des failles nombreuses de même que par des séries de lambeaux entraînés que cette incurvation s'est effectuée.

Quant au synclinal des Dappes-Trélasse, nous constatons que son extrémité N.E. est déjetée à l'E. et que, par petits paquets, les terrains qui le constituent sont restés à l'E. par rapport à la masse générale marchant à l'W. Tout cela s'est produit par décollements partiels, avec inflexions et laminages des couches.

Au repère 33 de la route de St-Cergue-La Cure (altitude de 1219 m 34), le Purbeckien et le Berriasien du Sollier entraînés à l'W. entrent en contact avec les terrains portlandiens. Mais le Portlandien lui-même se détache de la masse principale de l'anticlinal du Sollier et heurte le Berriasien inférieur du synclinal de la Baronne.

*Les causes du décrochement de St-Cergue*, et en général des grands décrochements transversaux du Jura, sont à chercher, selon *Alb. Heim* (XIV), dans la forme arquée du Jura. La fracture est déterminée par la nécessité d'un allongement de la chaîne et seul, pour la région de St-Cergue, un rejet de la lèvre S. vers l'W. le permet. L'allongement que la chaîne gagne à St-Cergue peut être évalué à 600 m ou 650 m, le cacul étant fait en prenant l'axe du synclinal du Vuarne.

De plus, nous avons constaté précédemment que la voûte anticlinale du Reculet disparaît au N.E. de St-Cergue en s'abaissant rapidement et que la zone anticlinale de la Dôle opérait son relaiement. A son tour, cet anticlinal s'abaisse et plus au N.W., c'est le Noirmont qui joue le rôle de haute crête anticlinale. Le faisceau de la zone Reculet-Faucille est donc relayé par un pli plus externe, le Noirmont. Le résultat de ce relaiement est la formation d'une déchirure transversalement au pli. Une inégale résistance dans les régions au N. du plissement de même que dans le soubassement expliquerait ce relaiement des plis et la formation de la fracture. Il est intéressant de constater qu'à la Faucille, selon nous, un décrochement E.—W. s'est opéré avec rejet de la lèvre S. vers l'W. Ceci est donc semblable à ce qui se passe à St-Cergue.

### Chapitre 3.

## Région au Sud de la route St-Cergue-La Cure.

### 1° Anticlinal de la Faucille-Reculet.

Cet anticlinal est visible en territoire suisse sur 7 km environ et sur une largeur de 2,5 km en moyenne. Des dépôts glaciaires jurassiens abondants en gênent l'étude sur le flanc S.E. du Jura.

La forme générale de cet anticlinal est celle d'un vaste dôme dont la partie supérieure est aplatie et dont les flancs N.W. et S.E. plongent parfois rapidement.

En général, le flanc N.W. s'incline au N. de 30 à 40° environ. Cependant, dans la région de la Baudichonne, à l'W. et au N. du chalet, il est incliné au S. de 80° environ, parfois il est vertical. Il passe à 75° au N., vers le chalet des Creux. Au point où les inclinaisons anormales au S. font place à des inclinaisons au N., nous supposons la présence d'une faille qui, continuant celle des Leseneys, déterminerait la formation du ravin du „Creux du Pralet“.

Au S.S.W. de la Dôle, le flanc N.W. de cet anticlinal forme un pli-faille (le Portlandien est en contact avec du Marbre bâtard ou avec le Berriasien inférieur).

Voici quelques chiffres indiquant les inclinaisons du flanc N.W.: à l'W. de la Baudichonne 80° S., les Creux 70° à 75° N., plateau de la Dôle 30°, vallon du Vuarne 30° à 40° N., au S. d'Archette 30° N., au N.E. de ce chalet de 30° à 45° N.

Les couches sont horizontales ou presque horizontales à la Baudichonne, aux Potraux, au Creux, à la Salette, aux Rochers-de-Pierre-Lente et vers Guinfard. Nous sommes sur le sommet de l'anticlinal.



Considérant maintenant le flanc S.E. de cet anticlinal, nous constaterons qu'au début il s'incline doucement au S. de 5° à 10° environ. C'est le cas le long d'une ligne allant du S. du Bauloz (près du Saut à l'Ours), par l'E. des Rochers de Pierre-Lente (cote 1069) à la Croisette (route St-Cergue-Nyon au S. de St-Cergue). Mais brusquement, au S.E. de cette ligne, les couches s'infléchissent et présentent une inclinaison inverse, c'est-à-dire au N. Elle atteint 70° à 80° au Saut à l'Ours, dans la combe de Laveresse, dans le bois des Dépendues, aux Larpes et à la cote 906.<sup>19</sup> m de la route St-Cergue-Trélex ainsi que dans la combe de la Créva-Tzévaux. Mais dans cette dernière, les couches tendent à devenir verticales et à s'infléchir vers le S.

En ce qui concerne les failles, nous avons déjà indiqué précédemment le pli-faille à l'W. de la Baudichonne, la faille transversale au point où l'inclinaison N. du flanc N.W. de l'anticlinal devient vertical, puis se change en une inclinaison au S. Nous pensons que la Combe gelée (S. de la Barillette) est due à une faille transversale. Des traces de failles transversales sont nombreuses. Elles sont surtout visibles au S.E. des „Creux“ dans les bois Badis-d'en Haut, à la Barillette, aux Rochers-de-Pierre-Lente, sur la route à l'E. de ces mêmes Rochers et à la cote 906.<sup>19</sup> m de la route de St-Cergue-Trélex. Les plans de faille ont généralement la direction N.W.—S.E. et sont parfois si nombreux que la roche en est comme hachée.

En explorant les côtes de Givrins, où la carte de *Renevier* et *Schardt* n'indique que du Portlandien, j'ai constaté plusieurs affleurements typiques d'Urgonien, qui permettent d'admettre que cet étage existe sous le Quaternaire, dans tout le bas des pentes boisées dominant Givrins et Genolier.

En suivant un chemin qui des Côtes de Genolier conduit au fond de la combe de Créva-Tzévaux, on aborde d'abord une zone épaisse d'Urgonien replié sur lui-même en un petit anticlinal; puis on voit que l'Urgonien s'appuie au N.W. contre l'Hauterivien supérieur; celui-ci s'applique directement sur le Calcaire roux qui est supporté par le Marbre bâtard. Ce dernier montre, comme l'Urgonien, des traces de replis internes, tandis qu'il paraît avoir glissé sur la surface du Berriasien inférieur. Enfin, le Berriasien est en contact direct avec le Portlandien (fig. 39).

Cette série dont on retrouve les termes berriasiens inférieurs et urgoniens au fond du ravin de la Colline appartient au jambage S. de l'anticlinal de la Faucille. Il est intéressant de trouver ici ces affleurements crétaciques, tandis que dans le prolongement au N.E. se développe la voûte portlandienne du Monteret, prolongement de l'anticlinal de la Faucille. Cela nous permet de tracer le plan du décrochement de St-Cergue entre le Portlandien de Monteret et le Crétacique de la combe de Créva-Tzévaux.

## 2. Synclinal du chalet du Vuarne.

(Fig. 14 et 15; pl. I, fig. 1, 2, 3, 4, 12, 16.)

Ce synclinal, qui est une individualisation dans l'arête S.W. de la Dôle d'une digitation du synclinal de la Valserine, débute à la route de St-Cergue-La Cure près du lieu dit: Chenalette. Il comprend le pâturage de la ferme de la St-Cergue, le vallon du Vuarne, le plateau du chalet de la Dôle, la région des Creux au S.W. de laquelle il se joint au synclinal du Grand Sonnaillay-Leseneys. Il est compris entre l'anticlinal Baudichonne-Barillette et celui de la Dôle-Roche Verte et mesure environ 4 km de longueur sur 500 m de largeur. Le synclinal a une altitude axiale variant de 1572 m à 1120 m, soit une différence de près de 452 m sur une longueur de 4 km environ. Cette descente longitudinale n'est pas régulière, elle se fait par sauts, c'est-à-dire par une série de pentes raides reliant des plateaux. C'est au S.W. du chalet de la Dôle que se fait la première descente brusque (les Creux, de 1572 m à 1430 m sur 300 m de longueur). Puis vient le pâturage de la Dôle qui, vers son extrémité N.E., se relève et présente un petit synclinal hauterivien perché (1470 m). De là la jonction avec le pâturage du Vuarne se fait par une pente très raide qui amène à l'altitude de 1326 m. Le pâturage du Vuarne (vers le N.E.) se termine par une pente très douce qui conduit à la région du chalet de St-Cergue. Cette pente est adoucie grâce à un fort dépôt glaciaire.

Dans son ensemble, ce synclinal offre l'aspect d'une série de compartiments en escaliers.

Laissant de côté l'extrémité S.W. de ce synclinal (nous l'étudierons avec le synclinal Leseneys-Grand-Sonnailley), nous en aborderons l'étude par la *région des Creux*.

Dans cette région, le synclinal mesure environ 325 m de largeur. Pour l'étudier, il convient de se placer vers le chalet de la Dôle. Il se détache alors très bien, grâce aux bancs compacts du Berriasien inférieur et du Marbre bâtard. L'érosion qui a agi dans la direction S.W. — N.E. donne une pente telle qu'il semble que ces terrains soient beaucoup plus épais qu'ils ne le sont en réalité. La figure montre qu'il s'agit d'un synclinal, dont le fond est digité par un repli anticlinal dans le Marbre bâtard. Le jambage N.W. présente une légère faille longitudinale, signe d'un laminage dans ce même flanc. Au S.E., l'inclinaison atteint de 60° à 70° N., le jambage N.W. présente à peu près les mêmes valeurs numériques, mais avec plongée au S.

*Le plateau de la Dôle* offre un synclinal simple, dont les deux flancs présentent des inclinaisons normales, numériquement égales (34° à 40°). Mais l'arête qui de Poêle-Chaud descend au S.E. présente un flanc synclinal N.W. où les inclinaisons atteignent 85° S. tandis que le flanc S.E. a une inclinaison de 30° environ au N.

Nous expliquerions cette différence par la présence d'une faille qui partirait du col de sur Porta (Dôle) et irait à l'E. — S.E. Le jambage N.W. du synclinal présente à notre avis, dans les parois de la Dôle, tous les caractères d'un pli-faille ayant atteint les terrains portlandiens. Dans la partie N.E. du pâturage, le synclinal élargi mesure près de 750 m. Ceci semble être en relation avec l'abaissement vers le N. du pli de la Dôle, phénomène très visible depuis la sortie N.E. du pâturage où se trouve un petit synclinal



(Phot. Joukowsky)

Fig. 14. — Région du pâturage de la Dôle, vue du col du Vuarne.  
H = Hauterivien marneux. Cr = Calcaire roux. Mb = Marbre bâtard. B = Berriasien inférieur. Pb = Purbeckien. P = Portlandien.



hauterivien perché (pl. I, fig. 16, 3). Nous devons étudier celui-ci à partir du petit synclinal hauterivien perché cité plus haut. En effet, c'est en ce point que se marque un changement dans les inclinaisons du flanc N.W. présentant un pendage de 85° S. Ce synclinal du Vuarne présente tous les caractères d'un fond synclinal. C'est-à-dire qu'il est replissé et que les niveaux marneux ont été laminés en grande partie. En traversant le vallon du Vuarne du N.W. au S.E. près du chalet (un peu au N.), l'on franchit d'abord le Purbeckien et le Berriasien inférieur inclinés de 80° à 85° au S., puis le Marbre bâtard, dont les bancs se renversent par endroits et soutiennent du Berriasien inférieur formant un petit repli anticlinal déjeté au N.; ensuite viennent, avec des inclinaisons normales, le Marbre bâtard et le Calcaire roux. Nous sommes au cœur du synclinal. Allant toujours vers le S.E., nous traversons le Marbre bâtard et le Berriasien inférieur, puis de nouveau le Marbre bâtard formant un petit synclinal, le Berriasien inférieur et enfin le Purbeckien faiblement incliné au N. (pl. I, fig. 2). A l'E. de la cote 1291, près de la limite du pâturage du Vuarne au N., se trouve un petit repli de Marbre bâtard dans le Calcaire roux. L'importance des dépôts morainiques locaux rend difficile l'étude de la *région d'Archette*. Nous pouvons cependant signaler que le synclinal tend à se simplifier. Mais bientôt, au N.E. du chalet, les complications réapparaissent sous forme d'un repli anticlinal de Berriasien inférieur dans le Marbre bâtard (flanc S.E.) (pl. I, fig. 2, 3). Dans la *région de St-Cergue*, ce repli anticlinal de Berriasien inférieur n'existe plus; par contre, c'est le Marbre bâtard qui en constitue un dans le Calcaire roux. Les terrains compris dans le plan de décrochement transversal St-Cergue-La Cure seront étudiés plus loin.

Le synclinal du Vuarne présente une richesse très grande en failles transversales; en outre, il est atteint par des failles longitudinales. L'une d'entre elles a été décrite au sujet de la région de la Baudichonne. Une autre faille est celle que nous situons dans les parois de la Dôle, dans les roches jurassiques le pli anticlinal s'est rompu.

A partir du col de Sur Porta, une faille semble se diriger entre les calcaires jurassiques des parois de la Dôle et le Crétacique du synclinal vers le S.; de là elle changerait de direction (vers les Fontaines) pour aller au S.E. Une autre faille, partant de Sur Porta (cote 1563), passe au pied N. du synclinal hauterivien perché (sortie N.E. du pâturage) et plus au S.E. vient faire buter le Calcaire roux contre le Marbre bâtard. Au pied du col de la Dôle, un emposieux semble marquer la région de jonction de cette faille et de celle qui passe de Sur Porta aux Fontaines. Les failles de Sur Porta-Fontaine et de Sur Porta-Barillette proviendraient d'un affaissement du plateau de la Dôle.

H. Schardt admet (voir page 84) que „le pli très brusque du flanc W. du vallon du Vuarne passe au pied de la Dôle à une véritable faille, en sorte que le Calcaire néocomien qui supporte les chalets de la Dôle vient buter contre le pied de l'escarpement jurassique . . .“ et un peu plus loin nous lisons: „ . . . la faille, d'abord longitudinale, passe au pied de la Dôle à une faille transversale“. Nous ferons observer que le chalet de la Dôle ne se trouve pas sur les calcaires néocomiens. Il se trouve à cheval sur le Calcaire roux et le Marbre bâtard. De plus, en se dirigeant vers le N.W., on retrouve le flanc N.W. du synclinal au complet avec le Purbeckien en contact normal sur le Portlandien. *Il n'y a donc pas là de faille longitudinale entre le Néocomien et le Jurassique, mais bien dans le Jurassique.* La principale des failles d'affaissement de cette région S.W. est la même qui atteint le synclinal des Leseneys-Grand Sonnaillé et qui, passant vers l'extrémité S.W. de l'anticlinal de la Dôle, en amène la disparition brusque.

Le rameau S.E. de la faille Sur Porta-Fontaine met en contact les terrains crétaciques et le Portlandien. Cette faille transversale a donné naissance à un ravin profond dans les bois au N.W. de Bois Badis-d'en Haut.

Le plateau de la Dôle est découpé par une série de vallons transversaux (4 à 5) qui sont le résultat de failles transversales dont les rejets W. et E. alternant se compensent suffisamment pour que la direction générale reste la même. Pour nous, l'abaissement au N.E. de la Dôle et

un affaissement général ont eu pour résultat la formation de ces nombreuses failles transversales (près de 18 sur 6,5 km de longueur). La brusque descente qui conduit au pâturage de la Dôle au chalet du Vuarne est due à une série de failles parallèles transversales et non pas à une érosion glaciaire. Les traces de ces failles sont très visibles dans le Calcaire roux, au fond du pâturage du Vuarne. A quelque 75 mètres du chalet du Vuarne au S.W., près du tournant du chemin qui mène au chalet, l'on voit une brèche de dislocation où le Calcaire roux, l'Infraberriasien et le Purbeckien sont mélangés. Ceci est dû à une faille qui est dirigée W.-E. et qui se prolonge à l'E., puis à l'E.S.E. dans les bois de la côte de Nyon. Au S.E. du chalet d'Archette, le Marbre bâtard vient heurter le Calcaire roux, grâce à une faille transversale; au N.W. du chalet, dans un petit bois, l'Hauterivien calcaire, en inclinaison normale, vient heurter le Calcaire roux qui est incliné au S.W. Les couches ont donc subi là un pivotement de 90°. Le pâturage de l'Archette lui-même (au N.E. du chalet) est dans une faille transversale. En effet, les couches du Marbre bâtard, au lieu de se continuer au N.E., viennent buter contre le Purbeckien. En cet endroit, le synclinal est complexe et l'Infraberriasien présente un petit synclinal de Marbre bâtard dans son jambage S.E. Mais bientôt celui-ci disparaît au N.E., grâce à une faille, puis une nouvelle faille plus au N. amène à une portion du synclinal où le Calcaire roux présente un renflement de Marbre bâtard. Nous arrivons alors dans la zone du décrochement principal de St-Cergue dont nous ferons une étude spéciale. En résumé, le synclinal qui des Creux s'étend à la forme de la St-Cergue présente, grâce à une série de failles transversales, un ensemble de caissons plus ou moins effondrés les uns par rapport aux autres.

### 3. Anticlinal de la Dôle-Roche Verte.

(Pl. I, fig. 16.)

Cet anticlinal qui au S.W. débute par le point 1635 vient relayer l'anticlinal Reculet-Barillette décrit ci-dessus. Très étroit dans son extrémité S.W. (à peine 100 mètres), il ne tarde pas à s'élargir, et au point culminant de la Dôle (1680), il atteint déjà près de 250 mètres de largeur. Au N.W. de la Pointe de Poêle-Chaud, il se réunit à l'anticlinal de la Pétroulaz, mais le terrain portlandien qui le constitue montre en certains points (Bois de Cuvaloup) la tendance à former une zone synclinale. A Roche Verte la forme de cet anticlinal est très visible. *De Saussure*<sup>1)</sup> avait déjà indiqué à propos de Poêle-Chaud: „Les bancs dont il est composé sont escarpés, les uns en montant contre le N.E., sous un angle de 40 à 50°, les autres en s'élevant contre le S.E.“ et plus loin, parlant spécialement de Roche Verte (Fin Château pour de Saussure), ce savant indique „qu'il a la forme d'un chevron aigu ou d'un lambda“. A partir de Roche Verte, vers le N.E., le terrain s'abaisse brusquement par suite de failles, et l'anticlinal n'est plus marqué que par un petit monticule (1283 m) à l'E. des chalets de Cuvaloup. Cet anticlinal vient alors buter contre l'anticlinal du Rosset.

L'anticlinal de la Dôle présente, dans la région de la Dôle, une plongée longitudinale au S.E. qui se termine dans la région du col de la Dôle, Sur Porta. Là des plans de failles sont nettement visibles, et il nous paraît que ce sont ces failles transversales qui ont déterminé l'abaissement au N.E. de toute cette partie de l'anticlinal comprise entre le col et le sommet.

Ces plans de faille sont encore très visibles sur toute la crête anticlinale du col de la Dôle à Roche Verte. Enfin, dans la paroi qui domine le chalet de la Dôle, se voit la trace d'une faille longitudinale toute entière comprise dans le Portlandien.

A propos de cet anticlinal de la Dôle, nous aimerions rappeler la première étude qu'en fit *H. B. de Saussure* avec netteté et précision. *De Saussure* indique les divers faciès des roches constituant la Dôle et nous y voyons l'indication descriptive du Berriasien inférieur oolithique et celle du Portlandien (I p. 42 à 43).

<sup>1)</sup> Rochers du Vuarne pour de Saussure.



#### 4. Synclinal Leseneys-Cuvaloup.

(Pl. I, fig. 6 et 16.)

(Partie W. du Synclinal de la Valserine.)

Depuis le sommet de la Dôle on aperçoit au N.W. un grand pâturage formé à l'E. par des forêts et au N.W. par la crête boisée de la Pétroulaz. Il s'agit du synclinal des Leseneys, dans lequel se trouvent les chalets de Sonnaillé au Prince et du Grand Sonnaillé. Ce synclinal atteint une largeur de près de 1.5 km. C'est un des plus larges parmi eux étudiés ici.

En général, l'inclinaison des couches dans sa partie S.E. est faible; elle varie de 5° à 10° au N.W. Mais dans la région où ce synclinal rejoint celui de la Dôle-Vuarne, les couches se redressent brusquement et atteignent des inclinaisons proche de 70° N.W.

En ce qui concerne le flanc N.W. du synclinal, les couches hauteriviennes s'inclinent de 5° à 10° au S.E. Déjà le Calcaire roux présente une inclinaison plus forte, mais très variable (de 20° à 50° S.E.), et le Marbre bâtard en général montre des inclinaisons de 40° à 50°. Ce synclinal présenterait une tendance à la plongée longitudinale au S.W. Cette plongée est très variable, et nous pensons que des accidents locaux expliquent cette variabilité dans la valeur de l'angle de plongée (de 5° à 25°).

A l'W. du Sonnaillé-au-Prince, ce synclinal se joint à celui des Dappes. Le synclinal des Leseneys n'est donc que la ramification médiane du synclinal de la Valserine qui se trifurque en cette région en formant le synclinal de la Dôle-Vuarne, des Leseneys et des Dappes-Trélasses. Cette trifurcation est le résultat du soulèvement des arêtes de la Dôle et de la Pétroulaz. Aux points où ces arêtes naissent, les synclinaux sont fortement déchirés.

C'est à la cote 1490 que le synclinal des Leseneys rejoint celui de la Dôle-Vuarne. Plus au N., il en est séparé par une légère échine anticlinale fréquemment rompue transversalement. La jonction du synclinal des Dappes avec celui des Leseneys se fait sur France. Malheureusement la guerre ne nous a pas permis de poursuivre nos investigations sur ce territoire. Sur le sol suisse, les deux synclinaux sont encore séparés par un léger anticlinal surbaissé de Marbre bâtard.

Dans la région de la Vullietaz, au S.E., le synclinal est soulevé par un repli anticlinal aigu de Berriasien inférieur.

De multiples failles longitudinales et transversales viennent compliquer la tectonique de cette région, à tel point que nous avons dû effectuer les levés au 1 : 10,000. Les accidents les plus importants sont les suivants: près de la cote 1490 (entre la Baudichonne et le Grand Sonnaillé) une faille longitudinale laisse voir une écaille d'Hauterivien calcaire dans le Calcaire roux (fig. 21); puis ce sont de nombreuses failles longitudinales localisées, qui déterminent des sortes de caissons jusqu'au chalet du Grand Sonnaillé. Des accidents semblables se voient au S.E. de la Vullietaz.

Près du chalet du Sonnaillé-au-Prince, au S.W., le Marbre bâtard présente un léger repli anticlinal. A l'W. du chalet, une faille longitudinale amène, en contact anormal, le Calcaire roux et le Berriasien inférieur, et nous avons crû reconnaître des lambeaux de Portlandien et de Purbeckien dans une brèche de dislocation. L'état des roches cependant nous oblige à une certaine réserve.

Le synclinal des Leseneys présente, au chalet de la Vullietaz, une faille transversale assez importante pour que le Calcaire roux vienne buter contre le Berriasien inférieur. Et au milieu de la forêt de Leseneys des failles transversales multiples mettent en contact anormal le Marbre bâtard et le Berriasien inférieur.

Ce synclinal se termine au N.E. près du chalet de Poêle-Chaud, à 1482 m d'altitude. Or le chalet du Grand Sonnaillé situé sur l'Hauterivien supérieur est à 1333 m. Etant donné que le Poêle-Chaud se trouve sur le Purbeckien, il y a là une indication de la plongée longitudinale au S.W. Plus au N.E. du chalet de Poêle-Chaud, la cuvette synclinale s'atténue dans le Portlandien jusqu'à disparaître vers le chalet de Fin-Château.

Mais au N.E. de ce point, une série de failles transversales abaissent rapidement le niveau du sol et, à 1209 m d'altitude, nous retrouvons le synclinal formé de terrains crétaciques à Cuvaloup. Plus au N.E. encore, les terrains portlandiens montrent la cuvette synclinale qui vient heurter au N.E. l'anticlinal du Rosset.

### **5° Anticlinal de la Pétroulaz-Cuvaloup.**

(Pl. I, fig. 16.)

Nous avons déjà indiqué ci-dessus la naissance sur territoire suisse de l'arête de la Pétroulaz. Son point culminant est à environ 1437 m. Au S.E., ce sont des terrains crétaciques qui la forment, mais peu à peu le pli s'accroît et le Portlandien apparaît. Les inclinaisons de cet anticlinal dans son flanc S.E. sont au début très variables, mais en général atteignent une valeur de 45° à 60°, augmentant en allant au N.E. Quant au flanc N.W., son inclinaison au N.W. varie de 50° à 60°, pour atteindre exceptionnellement 30° ou bien 80°. Dans la région de Cuvaloup, cet anticlinal se raccorde avec celui de la Dôle-Roche Verte, et il faut aller jusqu'au N.W. du chalet de Cuvaloup pour le voir s'individualiser à nouveau. En effet, au N.W. du chalet, un monticule (1263 m) montre bien la forme anticlinale. Au N., cet anticlinal bute partiellement contre des terrains crétaciques entraînés dans le plan de dislocation du décrochement de St-Cergue et contre l'anticlinal du Rosset. Ce dernier constitue le prolongement, au N. du col de St-Cergue, de l'anticlinal de la Pétroulaz.

Près du poste de douane, une faille transversale se marque assez bien dans le terrain; plus au N.E., la faille déjà indiquée au sujet du bois de Leseney vient faire heurter le Portlandien et le Berriasien inférieur. Dans la même région, l'anticlinal, en se soulevant, a déchiré longitudinalement son flanc et le Purbeckien n'apparaît plus que sous forme de lambeaux.

Mais c'est dans la région du chalet de Cuvaloup que les failles transversales jouent un rôle important et abaissent rapidement l'anticlinal. Ce sont les mêmes failles que nous avons déjà signalées pour le synclinal de Leseney-Cuvaloup.

### **6° Synclinal des Dappes-Trélasse.**

Dans sa partie S.W., ce synclinal ne nous est malheureusement connu que par son flanc S.E. Il ne présente rien de particulier. Les inclinaisons au N.W. sont de 60° à 80° environ, le plus souvent de 60°. Dans le pâturage au S. du chalet des Dappes, nous apercevons le flanc N.E. du synclinal. L'Urgonien indique une inclinaison au S.E. de 20°.

Au S.W. de la Trélasse, le synclinal est entièrement sur Suisse, et nous avons pu constater que son flanc N.W. forme un pli-faille mettant en contact, au S.E. du chalet des Piles-dessus, l'Urgonien et le Portlandien. En allant au N.E., le pli-faille tend à disparaître sur quelques centaines de mètres pour reparaitre ensuite.

De nombreuses petites failles transversales découpent ce synclinal. Dans son extrémité N.E., il est influencé par le décrochement transversal de St-Cergue-La Cure; il s'infléchit très fortement au N.E., puis à l'E., en se rompant maintes fois. Par là on voit très nettement que, dans le mouvement relatif de décrochement, la partie S. a été entraînée plus à l'W. que la partie N.

## **Chapitre 4.**

### **Région au Nord de la route de St-Cergue-La Cure.**

#### **1° Anticlinal de Monteret.**

Nous ne le connaissons que d'une façon fort insuffisante. Son flanc N.W. plonge au N.W. de 30° à 40°. Sous la ferme de Monteret, le jambage S.E. plonge normalement de 5° à 10°. Recouvert

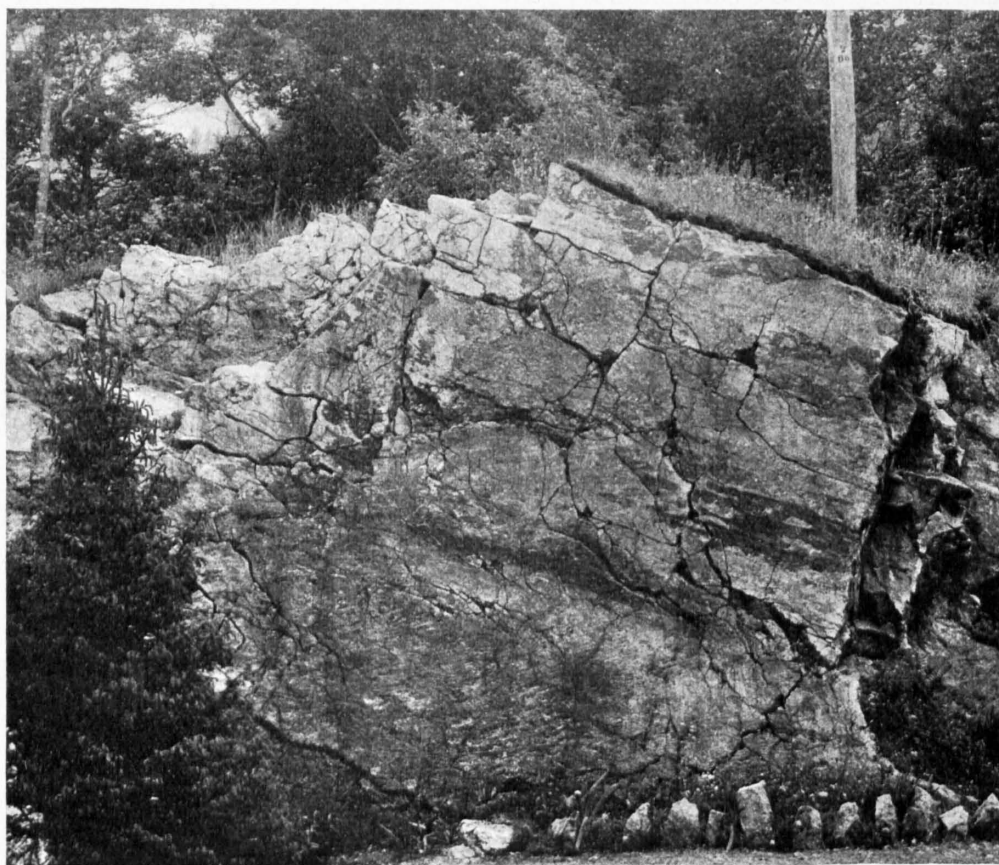


de dépôts glaciaires importants, cet anticlinal reparait dans les gorges de Moinsel, au N. d'Arzier, où se montre le Jurassique supérieur en bancs plongeant au N. et aux carrières de la Violette où le Marbre bâtard et le Calcaire roux sont faillés de l'E. à l'W. par un décrochement transversal. Le décrochement transversal de St-Cergue sépare l'anticlinal de Monteret de celui de la Faucille-Recullet, dont il est la suite.

## 2° Synclinal de St-Cergue.

(Pl. I, fig. 16.)

Le synclinal de St-Cergue, dont le village occupe le cœur, bute au S.W. contre la masse des calcaires portlandiens de l'anticlinal de la Barillette; les dépôts glaciaires empêchent de voir



(Phot. E. Joukowsky)

Fig. 15. — Miroir de faille  
à côté du Grand Hôtel de l'Observatoire de St-Cergue.

le contact de ces deux formations sur toute la largeur, cependant, au fond des prés à l'W. de St-Cergue, l'on voit nettement le contact du Calcaire roux, entraîné dans le plan de décrochement principal, et des calcaires portlandiens.

L'inclinaison du flanc S.E. du synclinal est de 30° environ au N.W. (dans le Berriasien inférieur). Son flanc N.W. s'incline de 60° au S.E. (dans le Berriasien inférieur aussi). A part l'entraînement de son extrémité S.W. à l'W. et quelques failles transversales, il ne présente rien de bien particulier. Citons cependant, à côté (au S.) de l'Hôtel de l'Observatoire, un très beau miroir de faille (fig. 15). Vers le N.E., ce synclinal perd de son importance, il se suit pourtant par les Orgères au-dessus d'Arzier et la Chaumette.

### 3° Anticlinal des Chesaux-dessus.

(Pl. I, fig. 16.)

(Continuation de celui de la Dôle).

Cette voûte anticlinale est très étroite, environ 250 m, et n'offre qu'une longueur de 1 km à 2 km. Dans la région S., c'est le Portlandien qui affleure, plus au N.E., c'est le Berriasien. Entre Basse-Ruche et Sous-les-Roches, une faille transversale (qui passe par le Rosset) le coupe. Son altitude ne dépasse guère 1120 mètres.

### 4° Synclinal de la Prangine.

(Pl. I, fig. 16.)

Le synclinal commence au N. de la route de St-Cergue-La Cure avec une largeur de 200 m à peine, mais il s'évase rapidement; à la Prangine, il atteint en largeur 750 m. Son altitude varie de 1110 m environ, au bord de la route de St-Cergue-La Cure, à 1145 m à la Prangine et 1128 m à Pré-Nouveau. A Basse-Ruche, il s'abaisse assez rapidement par des failles transversales, mais ne tarde pas à se relever par le jeu d'autres failles. L'inclinaison de son jambage W., dans le Marbre bâtard, est de 60° au S.E. Dans la région des Chesaux, son flanc S.E. s'incline de 50° au N.W., mais plus au N., l'inclinaison n'est que de 30° (Prangine). Le chalet de la Prangine est construit sur de l'Hauterivien calcaire, incliné de 28° au N.W. Plus loin, au N.E., le synclinal disparaît en grande partie sous le glaciaire, le jambage septentrional de Berriasien-Valangien restant seul visible. Il apparaît pourtant localement sur toute sa largeur au Pré-Nouveau où affleurent l'Hauterivien supérieur et où le jambage septentrional est presque vertical, parfois même renversé, tandis que le flanc méridional, par contre, est faiblement incliné au N. (20° au maximum). A la Combe-au-Roc, on voit un repli synclinal avec lambeau de Marbre bâtard se dessiner dans le jambage septentrional du Berriasien inférieur. Ensuite, la zone synclinale se comprime entre les deux anticlinaux voisins, et son axe est marqué par une bande de Marbre bâtard. Puis intervient, au S. des Frasses, une faille transversale, de façon à élargir la zone synclinale, en sorte que le Calcaire roux est de nouveau conservé dans la digitation principale, tandis qu'une zone de Marbre bâtard marque à nouveau, comme à la Combe-au-Roc, un repli secondaire dans le jambage septentrional. Entre le Pré-Nouveau et la Combe-au-Roc, deux failles transversales jouent un rôle important. La première qui semble partir du Vermelliay et se diriger vers les Orgères fait buter l'Hauterivien contre le Calcaire roux, et le Portlandien contre le Berriasien inférieur.

La seconde, qui se manifeste au Marais-rouge déjà (N.W. des Biolles), passe par le chalet des Biolles et au S. de la Combe-au-Roc où, malgré les dépôts quaternaires, on peut admettre que le Portlandien heurte le Berriasien de la Combe-au-Roc.

### 5° Anticlinal du Rosset-Fruitières de Nyon.

(Pl. I, fig. 10 à 12.)

C'est la continuation de celui de la Dôle. Très large au bord de la route de St-Cergue à La Cure (1000 m environ), il se rétrécit rapidement, et au N.E. (Mont-Roux) il mesure à peine 125 m (entre les deux zones de Purbeckien). Plus au N.E., il s'élargit à nouveau. Son altitude varie de 1163 à 1334 m. Près de la route de St-Cergue-La Cure, nous avons constaté une légère plongée longitudinale qui n'a qu'un caractère local. Dans la région des Fruitières de Nyon, son flanc S.E. est incliné de 60° environ au S.E., le flanc N.W. est en pente plus douce, 20° à 30° environ dans le Purbeckien. Aux Biolles, l'inclinaison est très faible pour ce flanc N.W. qui est presque horizontal.

Tout le long de la route de St-Cergue-La Cure, il est facile de constater de nombreux plans de faille. Mais c'est au Rosset que cet anticlinal est le plus atteint. En effet, une faille transversale coupe l'anticlinal amenant sur 200 m environ le Portlandien du flanc N.W., en contact



avec le Berriasien. Au N.N.W. de Pré-Nouveau, une faille déjà décrite ci-dessus élargit brusquement cet anticlinal de 200 m environ sur le flanc S.E. Le flanc N.W. n'est pour ainsi dire pas atteint. Mais plus au N., vers le chalet des Biolles, deux nouvelles failles transversales interviennent corrigeant l'action de la précédente. Ces 3 failles convergent au S.E. vers Arzier.

### 6° Synclinal de Combe-Grasse-Chalet-derrière.

(Pl. I, fig. 5 à 8, 9 à 16.)

Par le fait de son dédoublement avec pli-faille, ce synclinal présente un intérêt tout particulier. Etiré à l'W. dans sa région terminale S.W., se liant avec celui de la Trélasse par étirement, se simplifiant au N.E., ce synclinal apparaît, dans ses complications, comme le résultat du décrochement transversal de St-Cergue-La Cure. Sa largeur est de près de 1 km en moyenne (entre les 2 zones de Purbeckien), son altitude ne dépasse pas 1360 m, son point le plus bas 1200 m environ. Sa forme longitudinale est légèrement en croissant. Dans la partie N., les couches se dirigent du S.W. au N.E., mais plus l'on s'approche de son extrémité S., plus les couches tendent à prendre la direction E.—W.

Dans la région de Combe-Grasse, les couches du Berriasien du flanc E. s'inclinent légèrement au N.W., mais les inclinaisons s'accroissent rapidement dans le Marbre bâtard et le Calcaire roux et atteignent, près du chalet, 45° N.W. environ. Un petit repli anticlinal qui meurt bientôt au N.E. se marque derrière le chalet de Combe-Grasse et le calcaire hauterivien, fortement incliné (60° environ), supporte l'Urgonien qui constitue le cœur de ce synclinal. Son flanc N.W., incliné au S.E. de 80° environ, bute contre du Berriasien inférieur incliné au N.E., marquant l'apparition d'un second synclinal, dont le flanc N.W. possède une inclinaison moyenne de 60° au S.

Nous avons donc en ce point, comme le montre la coupe pl. I, fig. 16, n° 5, un synclinal double avec pli-faille. La partie E. y est abaissée par rapport à la partie W. Le plan de faille est à peu de chose près vertical.

Au fur et à mesure que nous allons au N.E., cet accident tend à s'atténuer. Au S. du Chalet-derrière, nous remarquons que la faille met en contact l'Hauterivien d'une part et le Berriasien inférieur d'autre part. A l'W. du plan de faille, l'anticlinal se montre dans le Berriasien inférieur. Notons aussi que le flanc N.W. du synclinal est presque vertical (pl. I, fig. 5 et 16). Une coupe passant par le Chalet-derrière montre que le plan du pli-faille met en contact comme précédemment le Berriasien inférieur et le calcaire hauterivien (il convient de signaler que le chalet se trouve sur du Berriasien inférieur et non sur de l'Urgonien comme l'indique la carte 1:100,000).

La coupe représentée par la pl. I, fig. 9, montre toujours le même phénomène, mais ici la voûte anticlinale du Berriasien inférieure est bien marquée. Plus au N.E. encore, on observe le même accident (pl. I, fig. 10) qui disparaît alors dans la région de Rochefort (pl. I, fig. 11). Les deux synclinaux sont séparés par un anticlinal intact, mais encore aigu, qui plus au N.E. s'abaissera et s'adoucir. Au N.W. de Lorette, le synclinal est simple.

Le synclinal principal (le plus au S.E.) paraît prolonger seul le synclinal des Dappes. Le synclinal chevauchant paraît être le résultat d'une digitation de l'anticlinal du Bois de la Pille, comme le synclinal de Combe-froide. L'anticlinal-faille qui sépare les deux synclinaux, devient normal vers le N.E. et s'amortit rapidement. Mais on le retrouve en somme jusqu'au N.W. des Biolles. La formation de ce synclinal double est liée à la fracture transversale de St-Cergue, étirement de son extrémité S.W. et au phénomène de relaiement des plis internes par les plis externes. L'extrémité N.E. de ce synclinal double est atteinte par le jeu des failles de la région des Biolles. C'est d'abord au N. de la Puible-à-Gaudin que la plus méridionale de ces failles amène la simplification du flanc N.W. Une seconde faille plus au N. rétrécit le synclinal qui est alors simple dans toute sa largeur. Mais ceci n'est que momentané. En effet, par le jeu de la faille des Biolles, le synclinal se rouvre et le Berriasien du flanc S.E. forme un léger repli anticlinal.

### **7° Anticlinal de la Givrinne-Vermellia.**

Cet anticlinal qui sur territoire suisse atteint 1279 m dans les bois de la Pille ne tarde pas à s'élever et dans la région du Vermellia où il atteint 1505 m. Le dos anticlinal est très large et présente quelques inflexions synclinales dont l'une, la plus orientale, se remplit de Berriasien au N. Au Cul-d'Argent, le synclinal est tout à fait caractérisé. Il se marque encore dans le Portlandien de la Grande-Ennaz. En suivant la route du chalet du Vermellia à l'Arzière, deux inflexions synclinales se montrent, l'une à la cote 1323, l'autre au point 1456.

Dans le voisinage du chalet de l'Arzière, le Portlandien est faillé longitudinalement et s'incline de 20° au S.E. Plus au S.E., près du point 1456, il s'incline de 60° au N.W. En allant vers l'E. l'on voit alors les couches former le fond de la cuvette synclinale pour rapidement s'incliner à nouveau du S.E. de 10° à 15° et former un nouveau synclinal (1423), dont le flanc S.E. montre des couches inclinées de 60° au N.W., puis un dos anticlinal et enfin le synclinal de Cul-d'Argent. Quelques levés effectués plus au N., en dehors des limites de ce travail, nous ont montré que ces replis de la voûte anticlinale se continuent. Dans la région au N.E. de Cruaz, cet anticlinal se soude à celui du Noirmont.

### **8° Synclinal complexe de la Baronne.**

(Pl. I, fig. 8, 13, 15 et 16.)

Ce synclinal comporte 3 replis synclinaux et 2 anticlinaux aigus :

Synclinal de Sollier, point 1358, l'Arzière.

Anticlinal point 1351, E. de Pré-du-Four, E. d'Arzière.

Synclinal de Pré-du-Four et du E. d'Arzière.

Anticlinal point 1341, point 1442, A. d'Arzière.

Synclinal principal de la Baronne.

Ces plis sont coupés par une faille transversale principale au S.E. du bois du Carroz qui détermine un décrochement à l'W. de sa lèvre N.E.

Le jambage N.W. de la digitation principale (la Baronne) s'étire d'autant plus que l'anticlinal du Noirmont s'élève, en sorte que l'Hauterivien finit par être en contact direct avec le Portlandien (W. de l'Arzière). A la Cruaz, le Portlandien du Noirmont entre en contact (anormal) avec celui du Vermellia. De forts dépôts glaciaires et torrentiels cachent, au S.W., la façon dont ce synclinal se joint à celui de la Cure-Langolay des Landes. Les failles transversales et longitudinales, de faible amplitude il est vrai, sont nombreuses près du chalet de Pré-du-Four. Toutes ces failles résultent de la surrection de l'anticlinal du Noirmont.

### **9° Anticlinal du Noirmont.**

Au N.E. du village de La Cure, l'anticlinal est constitué par le calcaire hauterivien qui s'incline vers la France, d'une part de 80° (N.W.) et sur le flanc S.E. de 35° environ. Aux Fanchons, c'est le Calcaire roux qui forme la voûte anticlinale (altitude 1220 m), puis plus au N.E. l'anticlinal s'individualise beaucoup plus et s'élève rapidement non sans se rompre transversalement. Enfin, à 1250 m, les terrains portlandiens apparaissent et s'élèvent jusqu'à 1572 m. Comme nous avons eu l'occasion de le dire précédemment, cette élévation rapide amène la formation d'un pli-faille sur le versant E. (pli-faille dont le plan serait d'environ 60° au S.E.). L'anticlinal s'élargit rapidement. Son flanc E. est incliné de 60° à l'E.

### **10° Synclinal de La Cure-Langolay-des Landes.**

La faible portion visible sur Suisse est encore souvent recouverte de dépôts glaciaires. Nous avons cependant constaté que les terrains qui le constituent (du Purbeckien à l'Urgonien) avaient une inclinaison de 60° N.W. environ. Au Cernillet, nous avons remarqué une faille transversale assez caractérisée.



## Conclusions.

### 1° Stratigraphie.

*Le Portlandien* est formé de calcaires bréchiformes et détritiques, alternant avec des masses puissantes de marno-calcaires. Comme au Locle, un faciès dolomitique en constitue un niveau supérieur, ce qui n'est pas le cas pour le Salève. La région de St-Cergue offre un terme de transition entre le Locle et le Salève.

*Le Purbeckien* ne nous a présenté aucune différence importante en le comparant avec celui du Salève ou du Locle.

*L'Infravalanginien inférieur* correspond au type jurassien décrit par *Jaccard, Desor et Gressly*, puis par *Baumberger*. Il est cependant moins marneux. Il se différencie de celui du Salève par l'absence des éléments gréseux dans les calcaires et marno-calcaires (si épais au Salève). Faut-il voir dans les bancs de microbrèches et de grosses oolites le correspondant fortement réduit de la couche à *Heterodicerus* Luci du Salève?

*L'Infravalanginien supérieur* ou Marbre bâtard présente quelques éléments gréseux, mais beaucoup moins abondants qu'au Salève.

*Le Valanginien* est, comme au Vuache, épais de 40 m. Rappelons qu'il atteint 4.5 m à Villers et 44 m au Salève. La limonite pisolitique n'existe déjà que rarement à St-Cergue.

*L'Hauterivien* est surtout intéressant par ses marnes (65 m de puissance) représentant le  $\frac{1}{3}$  de l'épaisseur totale, tandis qu'au Salève elles représentent les  $\frac{2}{3}$  (94 m).

En comparant la puissance de la série crétacique dans le Jura et au Salève, on constate une certaine augmentation en allant du N. au S. Et cette augmentation s'accroît si nous considérons les premières chaînes de la zone helvétique.

Notons l'absence du *Sidérolithique*.

*Glaciaire*: importance des glaciers locaux.

### 2° Tectonique.

La structure du Jura dans cette région résulte de la formation du décrochement transversal St-Cergue-La Cure. La zone au S.W. de ce décrochement a été refoulée à l'W. et le plissement se terminant indépendamment des deux côtés de la ligne de fracture (c'est du reste l'idée déjà émise par *Alb. Heim*); la zone au S.W. présente des synclinaux plus complexes que la zone au N.E. Lorsque le décrochement se fut effectué, ces deux zones, mais surtout celle du S.W., subirent des phénomènes de tassement, tronçonnant les plis suivant des failles excessivement nombreuses (trop pour être toutes marquées sur la carte au 1 : 25,000) et déterminant des compartiments affaîssés en corrélation avec les étirements. En effet, sur les miroirs de faille de l'Hôtel de l'Observatoire et de la route Nyon (à quelques cents mètres de la sortie du village), les traces du décrochement transversales sont abondantes. Il y a là plusieurs plans de failles parallèles séparées les unes des autres que par de faibles épaisseurs de roches (1 m à peine parfois). Ces cannelures, inclinées de 5 à 10° vers le lac, sont striées verticalement.

Nous considérons les plis-failles comme ceux du Noirmont, du synclinal des Dappes-Trélasse, Combe-Grasse, Chalet-derrière, pour ne citer que les plus importants, comme étant le résultat de la tension longitudinale produite par la forme en arc du Jura. Notons pour terminer le relaiement successif des plis internes par des plis externes au fur et à mesure que l'on marche du S.W. au N.E. La région de St-Cergue montre en résumé les phénomènes généraux décrits par *Alb. Heim* pour le Jura en général.

La carte au 1:100,000 pourrait être corrigée en ce qui concerne notre région. Il faudrait marquer le décrochement transversal de St-Cergue, indiquer les terrains crétaciques de la Combe de Créva-Tzévaux et de Cuvaloup; corriger au point de vue des terrains tout le synclinal de Combe-Grasse-Chalet-derrière et la région du Sollier.

---

*Errata:* Dans la planche I, fig 14. Le Purbeckien doit être aussi marqué sur le flanc N.W. de Combe-derrière.

Page 21. 45<sup>e</sup> ligne . . . Chèvrerie au lieu de chèvrerie.

„ 22. 5<sup>e</sup> alinéa . . . alpin au lieu de alin.



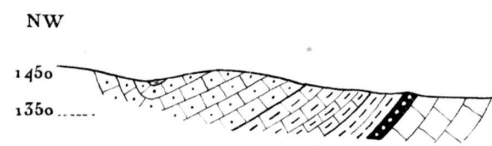


Fig. 1. Coupe au NE du chalet de la Dôle. 1:10 000.

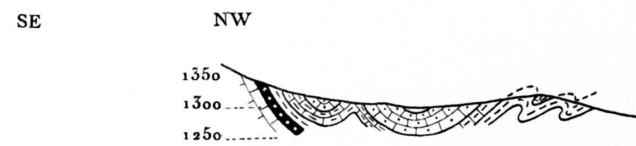


Fig. 2. NE du chalet du Vuarne. 1:10 000.

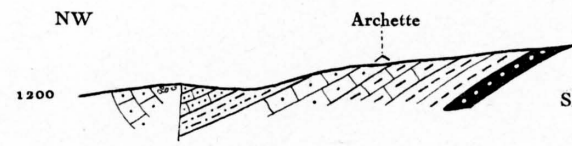


Fig. 3. Par le chalet d'Archette. 1:10 000.



Fig. 4. 125 m au NW du chalet d'Archette 1:10 000.

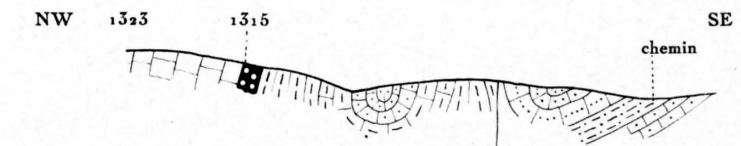


Fig. 5. Au S. de Chalet-derrière. 1:10 000.

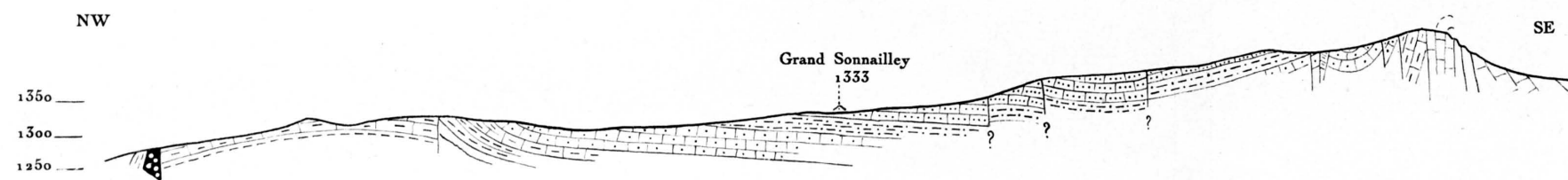


Fig. 6. Par le Grand-Sonnailley. 1:10 000.

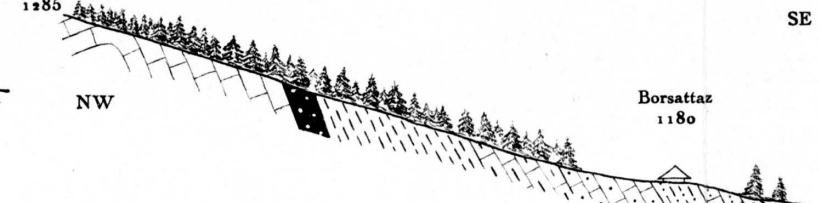


Fig. 7. Par la Borsattaz. 1:5000.

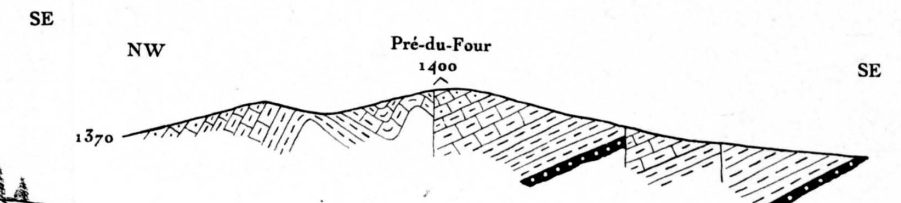


Fig. 8. Pré-du-Four. 1:10 000.

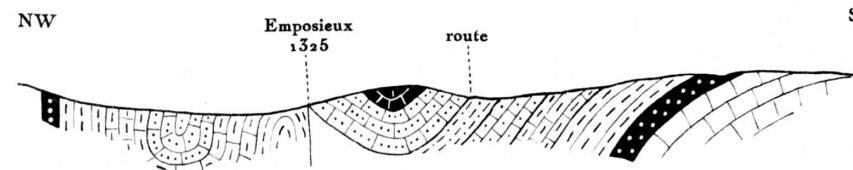


Fig. 9. Coupe passant par l'emposieux au NE de Chalet-derrière. 1:10 000.

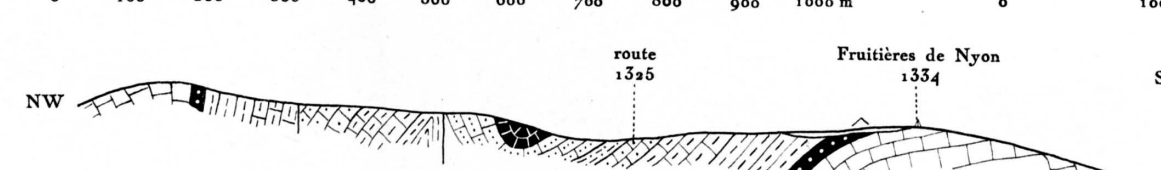


Fig. 10. Fruitières de Nyon. 1:10 000.

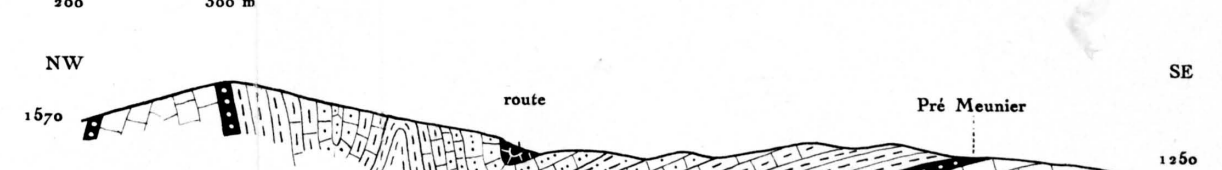


Fig. 11. Rochefort et Bas des Verrières. 1:10 000.

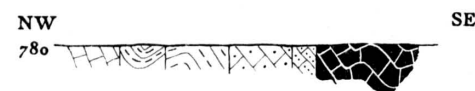


Fig. 12. Bord de la route au fond de la Créva-Tzévaux. 1:12 500.

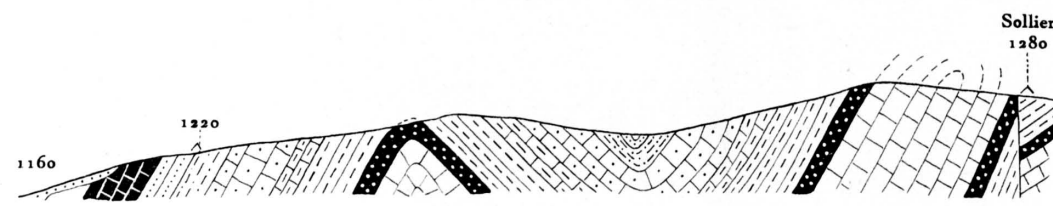


Fig. 13. Région du Sollier. 1:10 000.

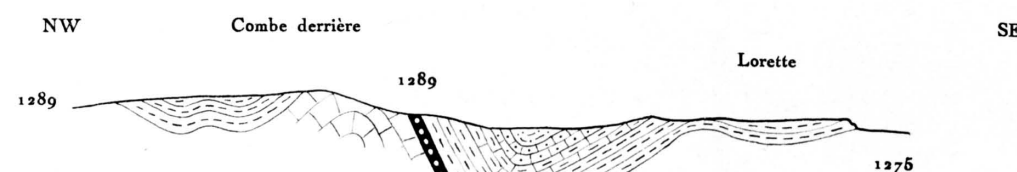


Fig. 14. Lorette et Combe-derrière. 1:10 000.

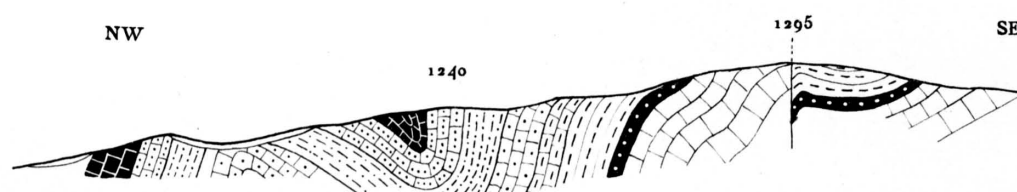


Fig. 15. Sud du chalet de la Baronne. 1:10 000.

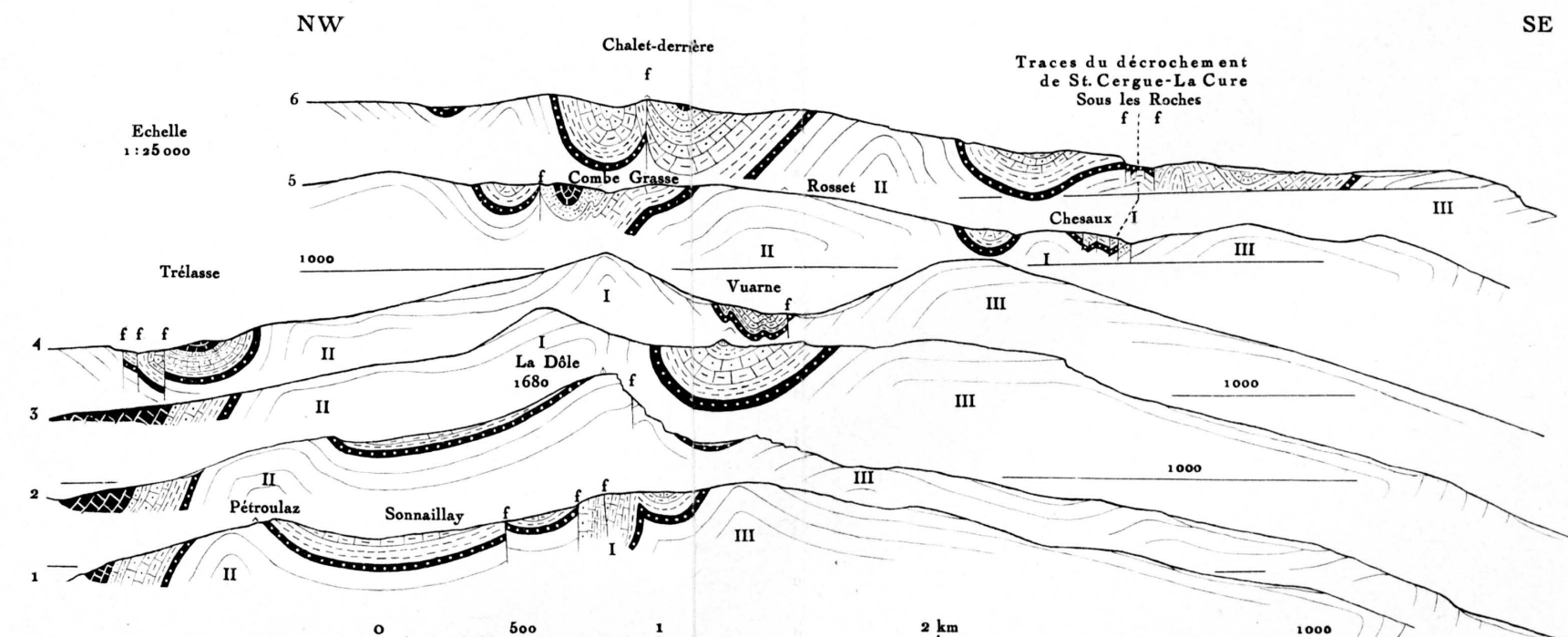
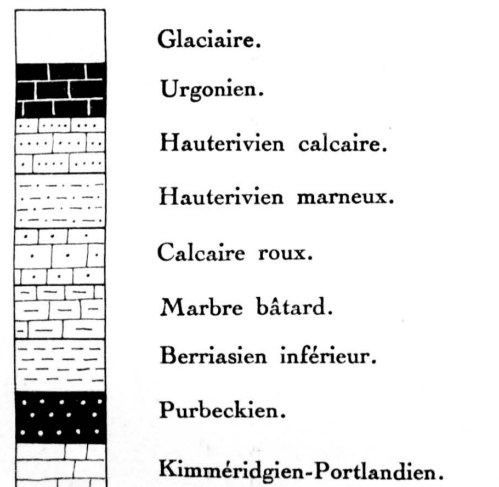


Fig. 16. Coupes NW-SE, montrant l'abaissement des plis au N et l'influence du décrochement de St. Cergue-La Cure. Les profils 1, 2, 3, 4 sont au S du plan, les profils 5 (sauf la partie de droite) et 6 sont au nord du plan de décrochement. I=Anticlinal de la Dôle-Chesaux. II=Anticlinal de la Pétroula-Rosset. III=Anticlinal de la Barillette. Ligne de base de chaque profil = 1000 m. f=failles et décrochements.





# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE SI CERGUE - LA DÔLE

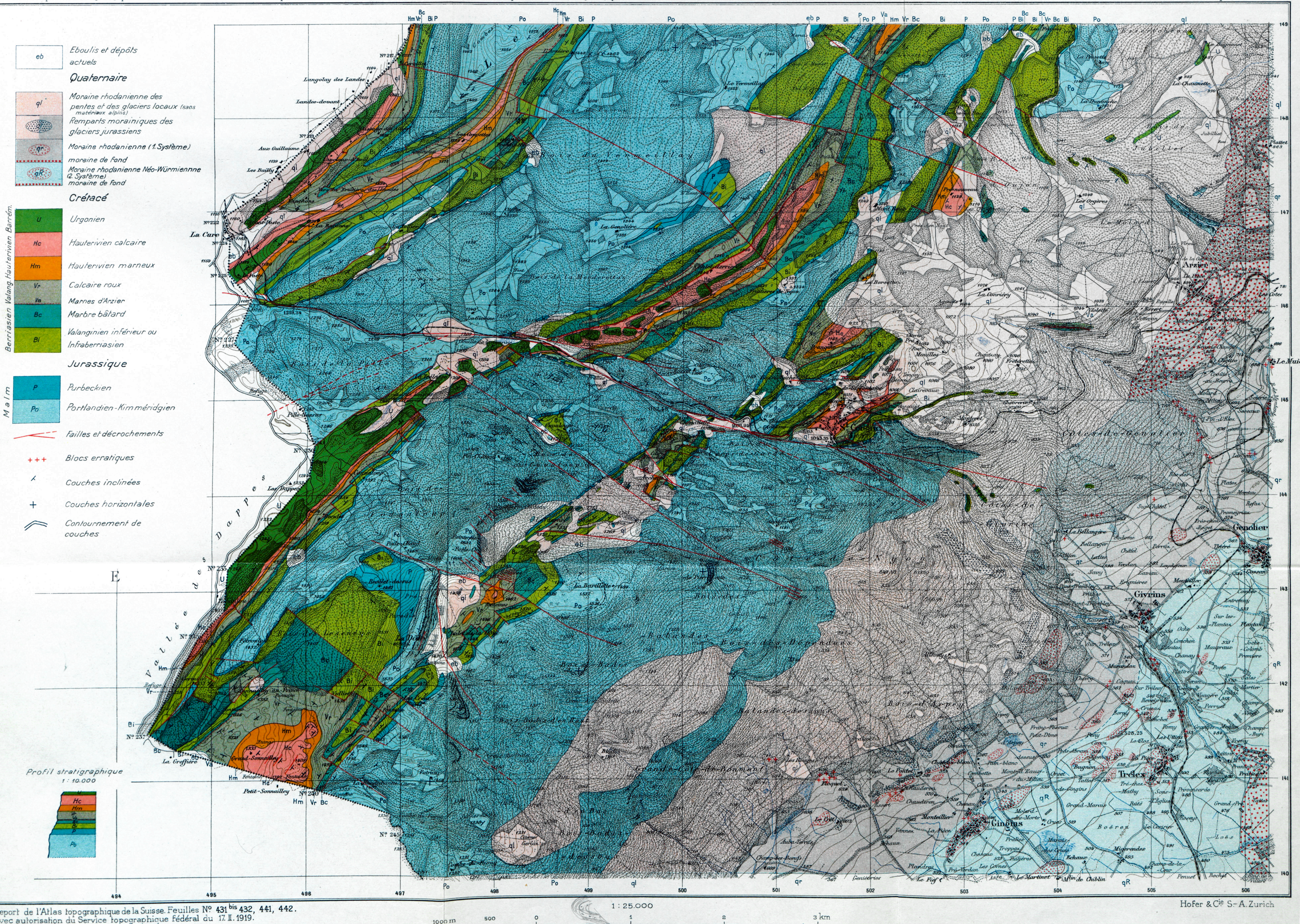
PAR  
HENRI LAGOTALA

1913 - 1917

Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse. Nouv. série, Livr. XLVI, 4<sup>e</sup> partie. 1919.

Publiés aux frais de la Confédération par la Commission géologique de la Soc. helv. d. Sciences nat. sous la direction d'Albert Heim.

Carte spéciale N° 88.



Report de l'Atlas topographique de la Suisse. Feuilles N° 431 bis 432, 441, 442.  
Avec autorisation du Service topographique fédéral du 17. II. 1919.

Hofer & C<sup>ie</sup> S.-A. Zurich