

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 69 (1976)
Heft: 1

Artikel: Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique-Crétacé dans le Jura et le Bassin vocontien
Autor: Persoz, Francis / Remane, Jürgen
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-164490>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 29.01.2026

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 69/1	Pages 1-38	25 figures dans le texte et 2 tableaux	Bâle, avril 1976
---------------------	-----------	------------	---	------------------

Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique–Crétacé dans le Jura et le Bassin vocontien¹⁾

Par FRANCIS PERSOZ²⁾ et JÜRGEN REMANE²⁾

ABSTRACT

Mineralogy and geochemistry (mainly clay minerals, feldspars and the soluble phase) of Upper Jurassic – Lower Cretaceous carbonates from the Jura Mountains (neritic shelf) and the pelagic Vocontian Basin have been studied.

The geochemistry of the soluble phase depends strongly on clay content. Certain distributions are paleogeographically controlled while others reflect stratigraphic evolutions, one of them supporting strongly an entirely Jurassic age of Purbeckian facies of the Jura Mountains.

TABLE DES MATIÈRES

1. Introduction	2
2. Echantillonnage	4
3. Méthodes analytiques	5
4. Minéralogie	5
4.1 Carbonates	5
4.2 Quartz	6
4.3 Feldspaths	7
4.4 Goethite, pyrite, hématite	9
4.5 Phyllites	9
4.5.1 Chlorites	10
4.5.2 Kaolinites	10
4.5.3 Illite et cristallinité	10
4.5.4 Smectites et interstratifiés	13
4.5.5 Attapulgite	15
4.6 Distribution des phyllites	15
5. Géochimie	18
5.1 Strontium	20
5.2 Sodium	22
5.3 Manganèse et fer	24
5.4 Potassium	24
5.5 Conclusions à la géochimie	26
6. Discussion	28

¹⁾ Publié avec l'aide du Fonds national suisse de la recherche scientifique.

²⁾ Institut de Géologie de l'Université, Rue Emile Argand 11, CH-2000 Neuchâtel 7.

6.1 Schéma d'interprétation (phyllites)	28
6.2 Sédimentation et tectonique	30
6.3 Corrélations stratigraphiques	30
6.3.1 Position stratigraphique du «Purbeckien» jurassien	30
6.3.2 Position stratigraphique des calcaires récifaux du Bec de l'Echaillon	32
Summary	32
Résumé	33
Zusammenfassung	34
Bibliographie	35

1. Introduction

Le problème de la limite Jurassique-Crétacé a fait l'objet de nombreuses publications, ceci surtout du point de vue paléontologique et stratigraphique (DESOR & GRESSLY 1859; BAUMBERGER & MOULIN 1899; JACCARD 1869; MARCOU 1859; HAUG 1898; KILIAN & LORY 1900; DONZE 1958; HÄFELI 1966; REMANE 1958, 1964, 1966; WIEDMANN 1968; STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971; LE HÉGARAT 1971). Ces divers travaux ont surtout été marqués par deux problèmes fondamentaux: celui de reconnaître une biozonation cohérente à l'intérieur du bassin vocontien (REMANE 1963; LE HÉGARAT & REMANE 1968) et de trouver des modes de corrélation biostratigraphiques, autant que possible, avec les formations jurassiennes où fut définie la base du Crétacé (Valanginien et Hauterivien) par les anciens auteurs.

Le Jura (fig. 1), aussi bien au Jurassique qu'au Crétacé est caractérisé par des faciès néritiques de faible profondeur. Les formations du bassin vocontien, par contre, sont surtout de type pélagique. Les deux domaines sont, dans les interprétations paléogéographiques actuelles, séparés par une zone d'articulation qu'on interprète comme un talus avec barrière récifale. Des corrélations stratigraphiques entre ces deux domaines n'ont pas trouvé, jusqu'à maintenant, de solution satisfaisante (voir à ce propos Colloque sur la Limite Jurassique-Crétacé, 1975).

L'état actuel de nos connaissances sur les corrélations stratigraphiques entre les deux domaines est schématisé dans la figure 25 (p. 31).

Dans le Jura, le Jurassique terminal est représenté par deux formations lithologiques appelées par d'anciens noms d'étage: le Portlandien et le Purbeckien. Le Portlandien est constitué de dépôts carbonatés de faible profondeur, le Purbeckien qui lui est superposé est formé de marno-calcaires avec brèches intraformationnelles déposés dans des milieux laguno-lacustres.

La position du Purbeckien dans le Jurassique est contestée entre autres par STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971) qui proposent un nouveau modèle stratigraphique du début du Crétacé.

Anciennement, les auteurs dans le Jura neuchâtelois et vaudois p.p. distinguaient au-dessus du Purbeckien une unité lithologique marneuse appelée parfois «Infravalanginien» surmontée d'une unité calcaire dénommée «marbre bâtard» et attribuées au Valanginien inférieur. STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971) introduisent une «unité inf. oolithique» (approximativement l'ancien «Infravalanginien»), une «unité moyenne calcaire» et une «unité sup. gréseuse» ces deux dernières unités étant équivalentes au marbre bâtard neuchâtelois.



Fig. 1. Situation des coupes et forages.

Peseux (PES), Bevaix (BEV), Côte-aux-Fées (CF), Montricher (MONT), Molard de Vions (MV), Echaillon (ECH), Le Chevallon (CHEV), Serres-Montclaus (SER), Les Sias (SIA), Pas de Jubée (PJ), Castellane (CAST). En noir: massifs cristallins. La position approximative des bordures de plate-formes est indiquée par un trait fort.

Au sud de la région du Marchairuz (sur la fig. 1, proche de Montricher) l'unité inf. oolithique est relayée latéralement par des calcaires micritiques. Ceux-ci et l'unité moyenne calcaire deviennent la Formation de Pierre-Châtel du Jura méridional. L'unité sup. gréseuse est alors équivalente à la Formation de Vions. Dans le Jura méridional la sédimentation se poursuit (Formation de la Chambotte) alors que dans le Jura neuchâtelois et vaudois p.p. il y aurait lacune de sédimentation. Cette nouvelle stratigraphie repose sur la découverte d'un foraminifère (*Keramospaera allobrogensis*) qui fut utilisé comme marqueur isochrone.

La zone d'articulation entre plate-forme jurassienne et bassin vocontien affleure dans ce que STEINHAUSER (1969) a appelé «zone présubalpine» et au Bec de l'Echaillon dans la Cluse de l'Isère (fig. 1 et 25). Dans la zone présubalpine la Formation de Chéran est d'affinité vocontienne, la Formation d'Allève, qui la surmonte, d'affinité jurassienne.

Au Bec de l'Echaillon, les calcaires récifaux de la base de la série, attribués jusqu'à maintenant au Jurassique, sont par contre d'affinité jurassienne alors que le sommet (Berriasien) d'affinité vocontienne.

Dans le bassin vocontien, les unités stratigraphiques sont définies biostratigraphiquement à l'aide des Calpionelles et des Ammonites (REMANE 1973, LE HÉGARAT 1971). Le Tithonique y est représenté par des calcaires micritiques, le Berriasien essentiellement par des alternances de calcaire et de marnes.

L'objet de ce travail est double:

1. donner une description précise de la minéralogie et de la distribution géochimique de quelques éléments majeurs et mineurs de part et d'autre de la limite Jurassique-Crétacé;
2. tenter d'appliquer des critères minéralogiques et géochimiques susceptibles de faciliter l'interprétation au niveau des milieux de dépôt et de la stratigraphie régionale.

2. Echantillonnage (fig. 1)

1. BEV: forage de Bevaix, carte topographique 1:25.000, feuille Neuchâtel, coord. 551.850/196.650, nombre d'échantillons: 240.
2. PES: Galerie forée de Peseux, 1:25.000, Neuchâtel, 558.180/204.390, 75 échantillons.
3. CF: forage de la Côte-aux-Fées, 1:25.000, Val de Travers, 527.000/190.270, 173 échantillons. *Les Vernères*
4. MONT: forage du Morand, Montricher, 1:25.000, 520.025/162.180, 111 échantillons.
5. MV: coupe du Molard de Vions, 1:20.000, Voiron (XXXIII-31, No. 5), 869.40/98.68, 119 échantillons.
6. CLF: coupe de la Cluse du Fier, 1:20.000, Seyssel (No. 2) 873.06/109.78, 19 échantillons.
7. ECH: coupe de l'Echaillon, 1:25.000, Grenoble (XXXII-34), 857.0/337.8, 26 échantillons.
8. CHEV: coupe de la carrière du Chevallon, 1:25.000, Grenoble (XXXII-34), 860.2/336.3, 21 échantillons.
9. PJ: coupe du Pas de Jubée, Laragne-Montéglin (XXXIII-39), 875.5/238.5, 14 échantillons.
10. SER: coupe de la Cluse de Montclus près de Serres, 1:20.000, Serres (XXXII-39), 867.2/240.6, 13 échantillons.
11. SIA: coupe des Sias, Vaison la Romaine, 915 (XXXI-40), 49 échantillons.
12. CAST: coupe de Castellane, 971 (XXX-42) en bordure de la N 85, env. 4 km NW de Castellane, 47 échantillons.

1-6 = plate-forme jurassienne, 7-8 = articulation plate-forme - bassin, 9-11 = bassin vocontien, 12 = articulation bassin - faciès provençaux.

Le forage MONT est déposé au Musée d'histoire naturelle de Lausanne. Echantillonnage: (4) M. Weidmann, (5) N. Steinhauser, (9, 11, 12) J. Remane.

L'échantillonnage est inégal: aveugle avec maille de 1 m (BEV, CF), 3 m (MONT); banc par banc avec quelques lacunes (MV), plus lâche et surtout limité aux bancs calcaires dans le bassin. Le nombre d'échantillons analysés reflète cette hétérogénéité: Jura 737, bassin 76, articulations bassin - plate-forme 76.

Chaque échantillon a été analysé quantitativement par diffraction X. Les analyses chimiques ont porté sur environ 1/3 des échantillons. De nombreuses coupes minces ont servi aux datations et à l'étude des microfaciès.

3. Méthodes analytiques

Analyse minéralogique

a) Dosage des minéraux majeurs sur roche totale par la technique des poudres en diffraction X (diffractomètre Philips avec compteur proportionnel et baie transistorisée, $\text{CuK}\alpha$).

Le dosage semi-quantitatif est fait selon la méthode de l'étalon externe (PERSOZ 1969). L'erreur relative est de 8 à 10% pour les carbonates, d'environ 5% pour le quartz.

b) Dosage relatif des phyllites sur des résidus insolubles (HCl 1,2 n, à froid) inférieur à 16μ et 2μ , technique des plaquettes orientées. Les fractions sont séparées par sédimentométrie, déposées sur une plaquette de verre puis séchées à l'air (hygrométrie non contrôlée). L'analyse est pratiquée à $2^\circ/\text{min}$, goniomètre montant, avec discrimination pour éviter l'influence du fer, sur échantillon séché à l'air, puis traité à l'éthylène glycol et enfin dans les cas d'interstratification chauffé 1 h à 400° ou 550° . Pour certains cas nous avons utilisé la thermodiffraction avec un enregistrement x-y tous les 10°C . Concernant les problèmes des smectites et interstratifiés, quelques analyses ont été faites sur échantillons traités au citrate de Na puis saturés K et Mg (TAMURA 1957, POCHON 1974). Nous n'avons pas observé de différences sensibles avec les échantillons simplement traités à l'éthylène glycol. Le dosage relatif des phyllites est effectué par la mesure au-dessus du bruit de fond des raies suivantes (échantillons traités à l'éthylène glycol): smectite: $17,3\text{ \AA}$, interstratifiés irréguliers: $11,5\text{ \AA}$ (lorsque le taux d'interstratification est fixe), la hauteur de la raie discrète est utilisée (14 \AA – 16 \AA) (BROWN 1961, REYNOLDS & HOWER 1970), illite: 10 \AA , kaolinite + chlorite: $7,16\text{ \AA}$. Le rapport kaolinite/chlorite est mesuré sur les raies respectives 002/004 sur échantillons traités à l'air.

L'indice d'aigu de l'illite (largeur à mi-hauteur de la raie 001) a été mesuré sur échantillons séchés à l'air (IAN) et traités à l'éthylène glycol (IAG). Les minéraux accessoires (goethite, pyrite, feldspaths, barytine, etc.) non décelables par la techniques des poudres, sont simplement signalés.

Analyses chimiques

Elles portent sur la fraction soluble (dissolution dans 20 ml, HCl 1,2 n à chaud pendant 20 min. de 1 g de roche broyée à env. 60μ et homogénéisée) filtrée sur membrane $0,45\mu$ et ramené à dilution convenable. Le résidu insoluble (RI) est pesé après séchage pendant 12 h à 110°C . Les cations ont été dosés par SAA (Perkin-Elmer 403). La reproductibilité SAA est de l'ordre de 2-5% (MISEREZ 1973). L'erreur relative totale due à l'appareillage et aux attaques, exprimée par le coefficient de variation ($\pm 2\text{ S}/\bar{X}$) sur des analyses faites sur 3 ans, atteint pour des RI de l'ordre de 1% et 34% respectivement CaO (8-7%), MgO (7%), SrO (8-10%), MnO (10-6%), FeO (fer total) (12-20%), Na_2O (22-12%), K_2O (35-12%).

4. Minéralogie (aperçu)

4.1 Carbonates

Parmi les différentes espèces des carbonates, seules calcites et dolomites ont été observées. La position des raies de diffraction indique une calcite «idéale». Par contre les dolomites présentent des déviations stoechiométriques liées à la nature des milieux et à l'intensité de la dolomitisation. Dans la formation portlandienne les dolomites ont une composition molaire $\text{Mg}_{50}\text{Ca}_{50}$ pour des échantillons à teneur élevée en dolomite, un léger excès de Ca se manifeste là où les teneurs en dolomite sont faibles. Dans les calcaires dolomités purbeckiens, la stoechiométrie est toujours idéale indépendante des teneurs en dolomite. Au Crétacé, positions et intensité des raies sont rarement normales, indiquant un excès de Ca dans la majorité des cas (PERSOZ 1973).

La dolomite est absente dans le centre du bassin vocontien, rare dans les zones articulaires vers les plates-formes, fréquente sur la plate-forme jurassienne (fig. 2). Dans la région Grenoble-Chambéry, REMANE (1966c) a démontré que la dolomite était indépendante des faciès de la roche primitive mais montrait des relations

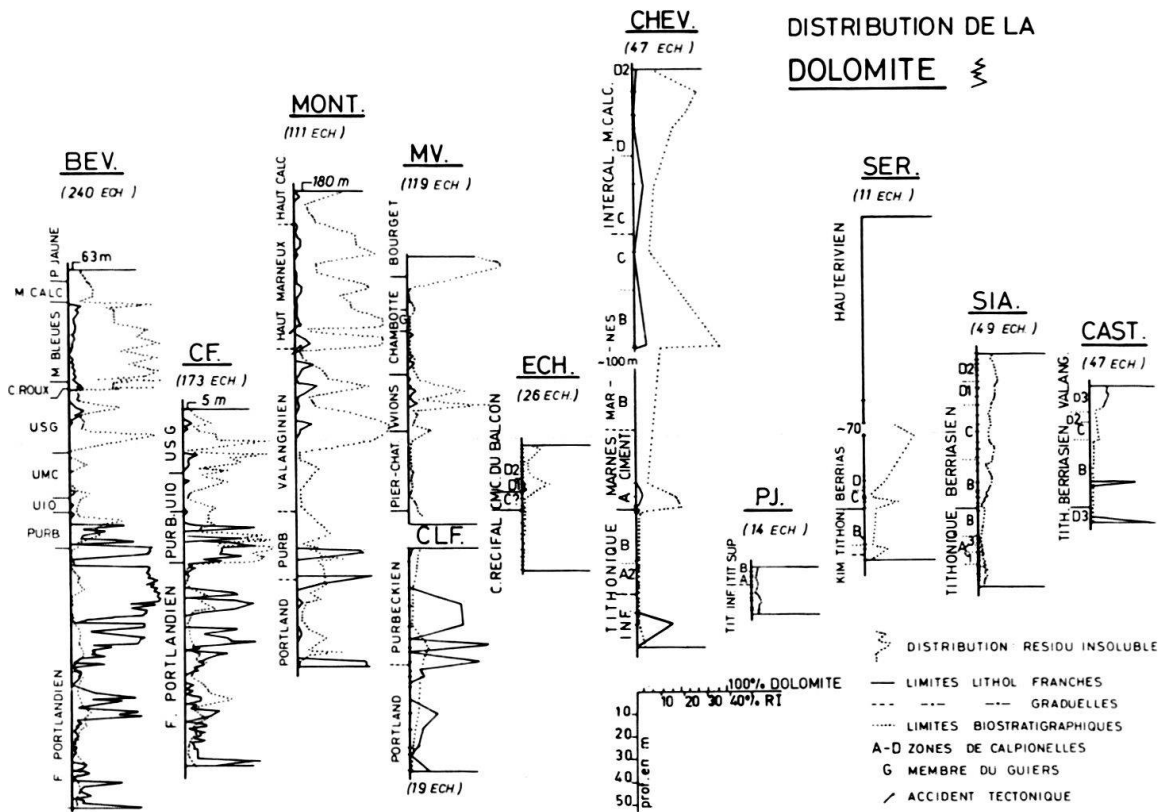


Fig. 2. Distribution de la dolomite (dosage RX) et du résidu insoluble. La position des échantillons est indiquée par des traits horizontaux sur les verticales, en regard des courbes de distribution. Là où les coupes présentent un échantillonnage trop dense, les traits horizontaux ont été omis. Le nom de chaque coupe est donné en abrégé BEV = Bevaix, CF = Côte-aux-Fées, MONT = Montricher, MV = Molard de Vions, ECH = Bec de l'Echaillon, CHEV = Le Chevallon, PJ = Pas de Jubée, SER = Serres, SIA = Les Sias, CAST = Castellane.

étroites avec la paléogéographie. Il paraît, en effet, évident aussi bien au N qu'au S du bassin que la dolomitisation ne s'est produite qu'en raison de la proximité des plates-formes.

4.2 Quartz

En plus du quartz détritique (fig. 3) de nombreuses néoformations de quartz: quartz bipyramidé idiomorphe, quartzine, chalcédoine (TRÖGER 1967) ont été observés soit par diffraction X, soit sur résidu insoluble enrichi. Une analyse systématique n'a pas encore été réalisée, mais on peut déjà définir plusieurs tendances. Les néoformations de quartzine sont fréquentes dans le Portlandien jurassien (PERSOZ & KUBLER 1968). Les calcaires marneux purbeckiens contiennent très fréquemment des quartz bipyramidés coexistant avec des quartz détritiques. Dans les formations crétacées du Jura, les néoformations sont rares à l'exception de la Formation de la Chambotte (quartzine).

Dans le domaine vocontien des néoformations sont fréquentes aussi bien au Tithonique qu'au Berriasien. Dans certaines coupes telles que SIA et CAST, la

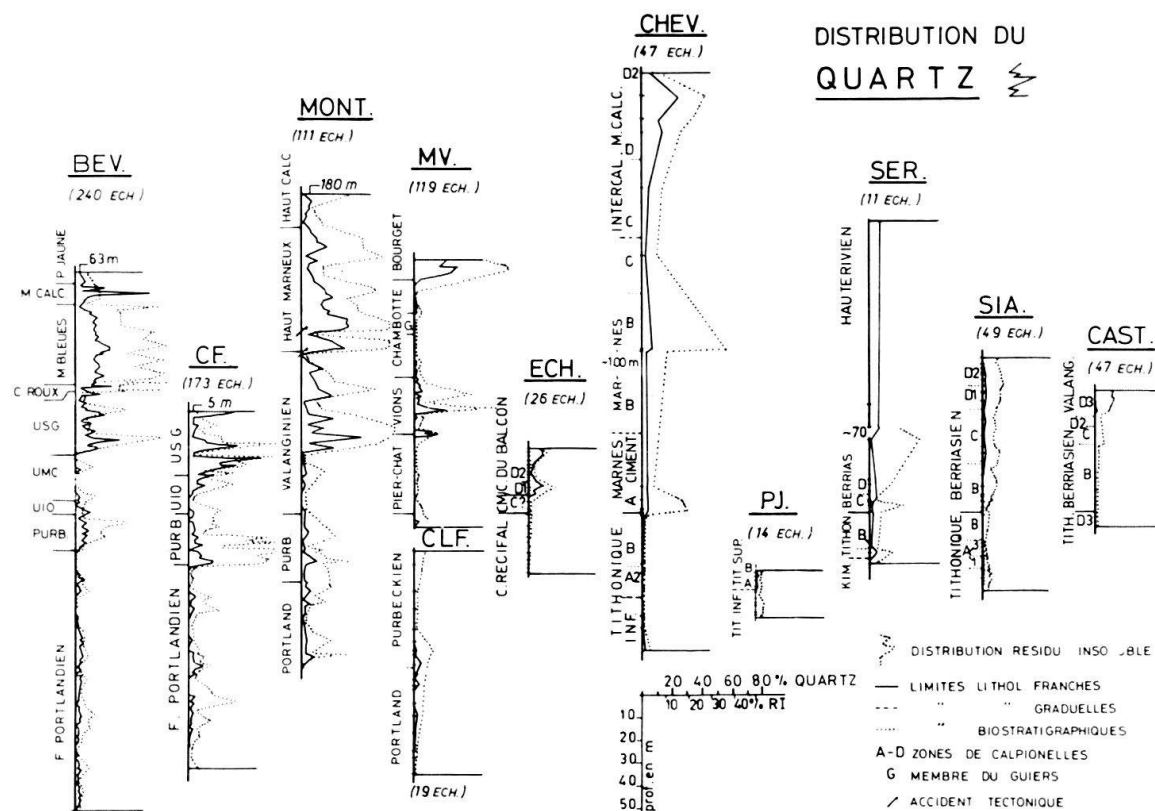


Fig. 3. Distribution du quartz (Abrév. cf. fig. 2).

fréquence est très élevée, la quartzine semble être toujours dominante à l'exception du Berriasien de CAST où la chalcédoine est plus abondante.

La teneur en silice néoformé est partout inférieure à 1% et probablement de l'ordre de 0,1 à 0,2%.

4.3 Feldspaths

L'examen de routine en diffraction X a révélé l'existence de feldspaths K essentiellement limités aux formations de la plateforme jurassienne (fig. 4) et de plagioclases (Albite ?) dans les formations du bassin. Les distributions de fréquence (rapport du nombre d'échantillons avec présence de feldspaths sur totalité des échantillons analysés) des plagioclases restent similaires lorsqu'on passe du Tithonique au Berriasien alors que dans le Jura elles changent nettement entre formations portlandiennes et purbeckiennes d'une part et formations crétacées d'autre part. Au Crétacé, l'examen de la figure 4 tend à montrer une relation de covariation entre feldspaths K et plagioclase dans le Jura, de Montricher à Grenoble.

La nature des feldspaths K a été examinée sur une vingtaine d'échantillons de la région neuchâteloise (examens en diffraction par la méthode du pas à pas à $0,02^\circ 2\theta/\text{min}$ sur fractions enrichies et détermination microscopique). La teneur en feldspaths ne dépasse pas 0,2%, les dimensions sont toujours très faibles, inférieures à 20μ . Dans le Portlandien les cristaux sont quasi idiomorphes mais souvent

occupés par un «noyau» plus sombre en lumière polarisée qui pourrait représenter un ancien germe détritique.

En diffraction, le doublet (131) ($\bar{1}\bar{3}1$) n'est pas séparé à l'exception de raies de très faible intensité, satellites de la raie principale. L'indice de triclinicité de GOLD-SMITH & LAVES (1954) est 0, ceci serait dû, selon L. Weber (communication personnelle) au maillage submicroscopique selon la loi de l'Albite. L'angle des axes optiques varie dans une large mesure. Des morphologies de type sanidine, (010) très développées, ont été observées. Les examens microscopiques dus aux très petites tailles et à la difficulté de mise en œuvre, ne sont cependant pas représentatifs. Dans le vocontien le plagioclase paraît aussi dans quelques échantillons (SIA) idiomorphes. Les tailles sont également extrêmement réduites.

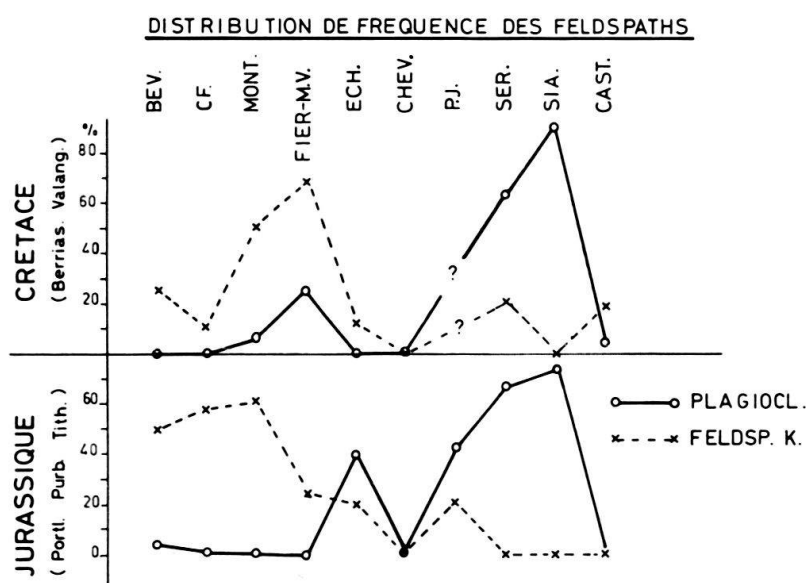


Fig. 4. Fréquence des feldspaths. La fréquence représente le nombre d'échantillons avec présence de feldspaths sur le nombre total d'échantillons analysés par coupe ou forage. Les feldspaths K sont fréquemment authigènes dans les formations portlandiennes et purbeckiennes. Dans le Crétacé jurassien, ils sont essentiellement d'origine détritique. Il existe une tendance à la covariation entre les deux types de feldspaths dans le Crétacé jurassien (Abrév. cf. fig. 2).

Dans le Portlandien jurassien et le Purbeckien, l'habitus et l'indice de triclinicité témoignent en faveur d'une origine authigénique (TOPKAYA 1950; BASKIN 1956; KASTNER 1971) mais ceux-ci coexistent avec des feldspaths K détritiques. Dans les formations crétacées aucun des caractères décrits plus haut n'a été mis en évidence.

Concernant l'origine et la distribution des feldspaths on peut donc avancer l'hypothèse de travail suivante: Les feldspaths K authigènes sont essentiellement distribués dans les formations jurassiques de la plate-forme. Au Crétacé dans le Jura, l'origine purement détritique est plus plausible. Dans le Vocontien, l'origine authigène n'est de loin pas démontrée mais paraît probable. D'après les distributions, feldspaths et quartz authigènes sont fréquemment associés.

4.4 Goethite, pyrite, hématite

Ces minéraux sont en général mal cristallisés. Leur dosage est impossible; ils n'apparaissent pratiquement jamais dans les analyses de roche totale. La présence ou l'absence de tels minéraux (fig. 5) dépend évidemment du seuil de détection dans le résidu insoluble. Nous l'estimons à 0,01% dans les calcaires et à 1% dans les argiles.

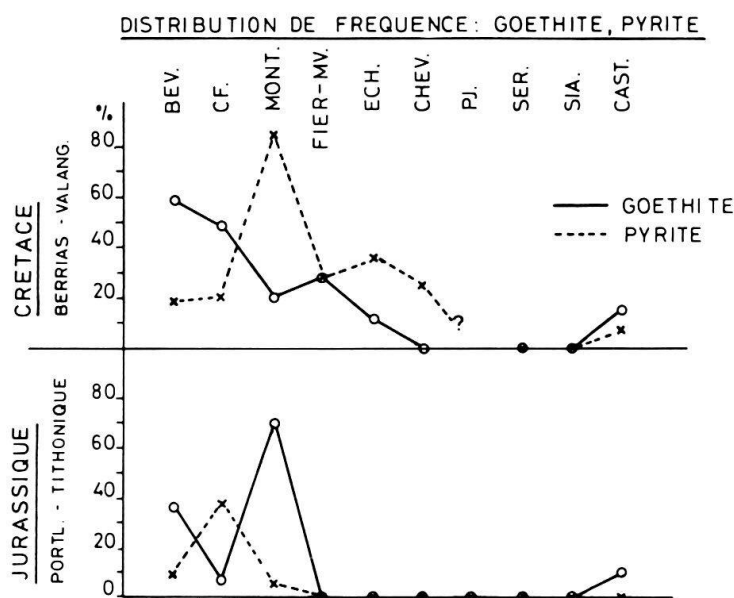


Fig. 5. Fréquence de la goethite et de la pyrite (idem fig. 4). Au Jurassique les deux minéraux ne s'étendent pas au-delà de la région de Molard de Vions alors qu'au Crétacé ils «débordent» dans les zones marginales du bassin vocontien. Pyrite et goethite s'excluent mutuellement dans le 95% des cas (Abrév. cf. fig. 2).

L'hématite est surtout liée à la formation du calcaire roux (Valanginien sup.), elle est rare ailleurs. Goethite et pyrite caractérisent la plate-forme jurassienne et Castellane, le bassin vocontien en est pratiquement dépourvu. Sur l'ensemble des échantillons analysés, goethite et pyrite s'excluent mutuellement dans le 95% des cas.

Au Portlandien la fréquence (goethite + pyrite) est identique à BEV et CF, maximale à MONT puis diminue (près de 0%) à MV-CLF. Au Crétacé on observe la même distribution mais avec des fréquences plus élevées. Les deux minéraux pénètrent plus avant dans le bassin. Goethite et pyrite caractérisent les plates-formes. La région de Montricher représente un milieu particulièrement riche en fer aussi bien au Jurassique qu'au Crétacé.

4.5 Phyllites

Les méthodes d'analyse des phyllites (voir chapitre méthodologie) se sont en général révélées suffisantes pour leur détermination. Il n'en reste pas moins vrai que dans un inventaire aussi vaste, les variations à l'intérieur d'une espèce définie sont

probablement plus grandes que la nomenclature utilisée pourrait le laisser croire. En effet, la définition d'un phyllosilicate au travers d'un mélange ne représente pas une réalité cristallographique propre. Les comportements en diffraction X traduisent l'intégration de nombreux paramètres difficilement contrôlables. Deux facteurs paraissent surtout importants: celui lié aux traitements nécessaires à l'extraction du résidu insoluble (mise en solution des semi-amorphes, des cations adsorbés, mobilisation des hydroxydes de fer) avec tous les phénomènes d'échange et de blocage des sites qui en résultent; celui lié à l'effet de taille des cristallites dont les dimensions varient entre quelques dizaines d'Angström (Å) et plusieurs microns, c'est-à-dire un facteur proche de 10^3 . Les définitions proposées ne peuvent être, dans ce cas, qu'une approximation grossière de la réalité cristallographique.

4.5.1 Chlorites

Les teneurs en chlorites sont toujours inférieures à 10% du total des phyllites. Les raies sont diffuses avec 001 et 003 très faibles (fig. 12, diagr. 3662, 3583, 5024). Comme elles sont toujours accompagnées de kaolinite, il est très difficile de les caractériser. Quelques cas ont montré, selon la méthode d'OINUMA et al. (1972) qu'il s'agissait de chlorites riches en Fe et Mg, pauvres en Al.

Les chlorites sont facilement détruites par un acide dilué à chaud (BROWN 1961). Les résultats selon notre méthode (HCl 1,2 n, à froid) ont été comparés avec des techniques de dissolution plus douce, acide faible ou acide avec contrôle du pH entre 5 et 6 pendant la durée de l'attaque; aucune différence notable n'a été constatée.

Pour certains calcaires récifaux très purs, ou pour des dolomies, la dissolution nécessite des conditions plus extrêmes; dans ce cas une partie des chlorites est probablement détruite. C'est vraisemblablement le cas pour les calcaires récifaux de l'Echaillon et certains échantillons dolomitiques du Portlandien.

4.5.2 Kaolinites

La cristallinité des kaolinites est généralement très bonne. Des examens au microscope électronique montrent toujours des cristaux idiomorphes distribués essentiellement dans la fraction supérieure à $2\ \mu$.

4.5.3 Illite et cristallinité

Dans le passage de la diagénèse au métamorphisme, KUBLER (1964), à la suite des travaux de WEAVER (1960), a défini un indice de cristallinité de l'illite appelé indice d'aigu qui est une mesure de la largeur à mi-hauteur de la raie de l'illite à $10\ \text{\AA}$. L'indice d'aigu est une fonction de la profondeur d'enfouissement lié principalement à l'effet thermique. Depuis, de nombreux travaux ont paru sur ce sujet, voir entre autres: KUBLER (1966, 1968), DUNOYER DE SEGONZAC (1969, 1970), FREY (1970). KUBLER définit à l'aide de l'indice d'aigu 3 zones: la zone diagénétique, l'anchizone et l'épizone. Dans l'épizone les illites ont un caractère proche de micas avec indices d'aigu inférieurs à 2,5 (égal à $0,25^\circ 2\theta$, cette valeur dépend du type d'appareillage et des conditions de mesure). L'anchizone est définie entre 2,5 et 4,2. La diagénèse au-dessus de 4,2. En fait, pour être valable, la définition des différentes

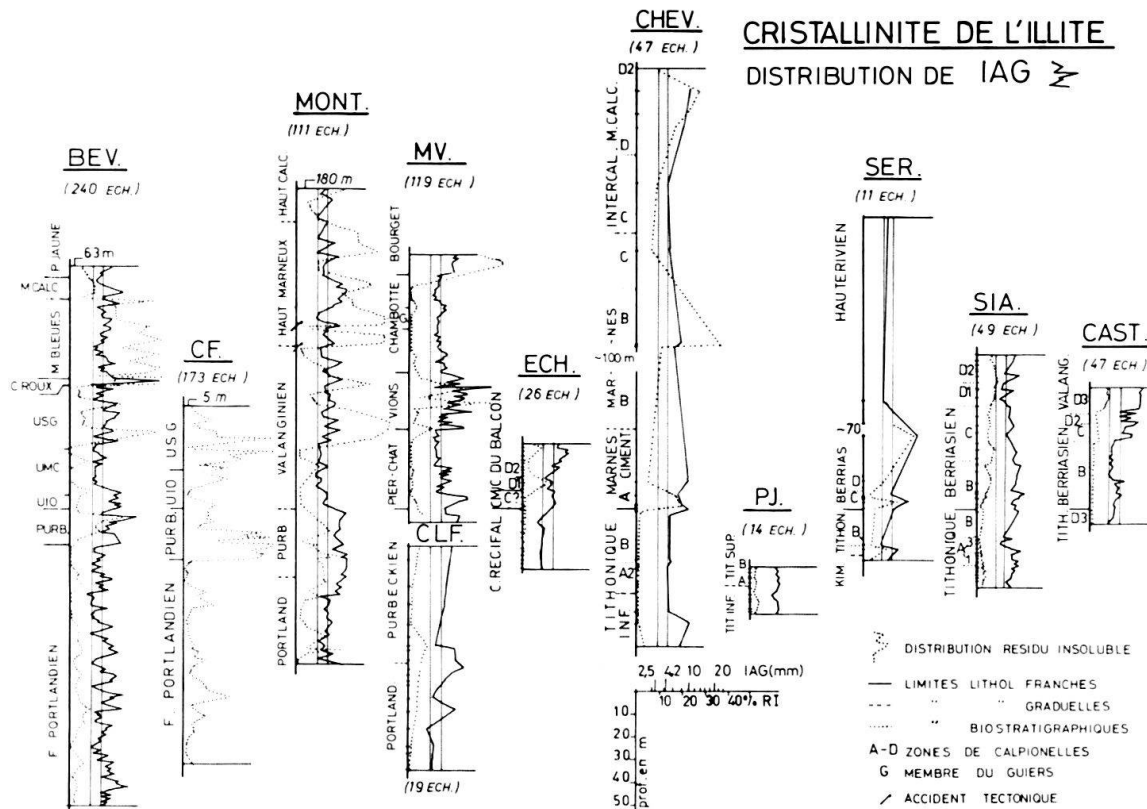


Fig. 6. Distribution de la cristallinité de l'illite. La cristallinité est mesurée par l'indice d'aigu de KUBLER (1964), sur échantillons traités à l'éthylène glycol (IAG). La distribution de IAG est très erratique, les valeurs tendent à augmenter dans les formations à résidu insoluble élevé, à l'exception des marnes bleues hauteriviennes où l'illite forme une trop faible proportion des argiles. Les limites 2,5 et 4,2 représentent la limite inf. et sup. de l'anchizone. IAG est exprimé en mm équivalant à $0,1^{\circ}2\theta$ CuK α (Abrév. cf. fig. 2).

zones doit reposer sur une analyse statistique de plusieurs échantillons. La variabilité est faible dans l'épizone et l'anchizone, très grande dans la zone diagénétique. La mesure de l'indice d'aigu de KUBLER est faite sur des échantillons séchés à l'air (IAN).

Dans la zone diagénétique, ce qui est le cas pour les formations étudiées ici, nous définissons l'indice d'aigu sur des échantillons traités à l'éthylène glycol (IAG). Cette méthode a l'avantage de dépouiller le pic (001) de l'illite de la majorité des couches gonflantes.

La figure 6 présente la distribution de IAG. La variabilité d'ensemble est extrêmement grande. Nous avons, dans les figures 7 et 8, comparé IAG avec RA. RA est calculé par soustraction du quartz du résidu insoluble permettant ainsi de définir approximativement la teneur en résidu argileux (cette méthode est possible étant donné les faibles teneurs en feldspaths et hydroxydes de fer). On constate aussi bien pour le Portlandien de BEV que pour l'ensemble des formations, l'existence d'une covariation positive entre IAG et RA. En d'autres termes, la teneur en argile d'un carbonate influe directement sur la dégradation de la cristallinité de l'illite dans le domaine de la diagénèse.

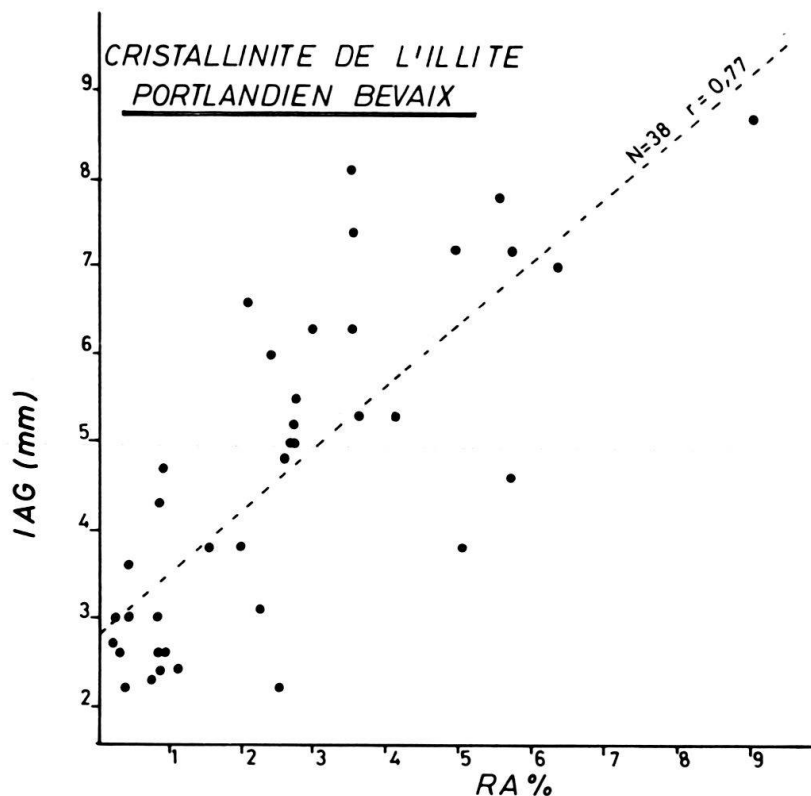


Fig. 7. Cristallinité de l'illite exprimée en fonction de la teneur en «résidu argileux» (RA). Malgré une dispersion marquée, la covariation est significative.

Dans la mesure d'IAG l'effet de taille des particules joue un rôle très important. Sur la figure 8, IAG a été mesuré en ce qui concerne PES sur des fractions inf. à 1μ et non pas à 2μ . La cristallinité est nettement plus mauvaise mais la pente est quasi similaire. Nous ne savons pas encore si cela est dû à l'élargissement des raies en raison de la finesse des particules (GUINIER 1964) ou à une cristallinité réellement plus faible. Dans les figures 7 et 8 les pentes des droites de régressions ne sont pas identiques. Des études parallèles entre IAG et RI montrent que les covariations avec RI sont toujours plus mauvaises qu'avec IAG permettant de croire que la teneur en quartz n'a pas d'influence sur la cristallinité de l'illite.

Conclusion sur la cristallinité de l'illite

La variabilité de la cristallinité dans la diagénèse est, selon plusieurs auteurs (MILLOT 1964; KUBLER 1964, 1968; DUNOYER 1970) une fonction de la lithologie. DUNOYER (1970) propose deux raisons essentielles: a) liées à la grande taille des particules moins sujettes aux phénomènes de dégradation; b) à la porosité des milieux au stade de la diagénèse précoce, ce qui explique, selon lui, la meilleure cristallinité dans les grès comparés aux shales.

Dans les carbonates KUBLER (1966) remarque que si les premières atteintes du métamorphisme sont difficiles à mettre en évidence dans les séries calcaires, la cristallinité de l'illite au delà d'un certain seuil est en accord avec les séries gréseuses et argileuses.

Les résultats ci-dessus montrent qu'entre calcaires et marnes la cristallinité au niveau de la diagenèse est régie par une loi de caractère général qui paraît essentiellement dépendante de la teneur en argile qui doit, grâce à la complexité des phases en présence, favoriser les échanges cationiques et permettre une mise en équilibre plus rapide. Dans les carbonates purs, il n'est de loin pas certain que la dispersion observée au-dessous de 3% de RA (fig. 8) soit liée à une cause diagénétique particulière lorsqu'on voit quelle importance il faut attribuer à la technique de séparation des particules. La cristallinité entre 2 et 1μ varie du simple au double (fig. 8). Dans les carbonates purs il est bien connu que la mise en suspension vraie des particules, est plus difficile que pour les shales et donc le facteur méthodologique pourrait jouer un rôle primordial dans cette dispersion.

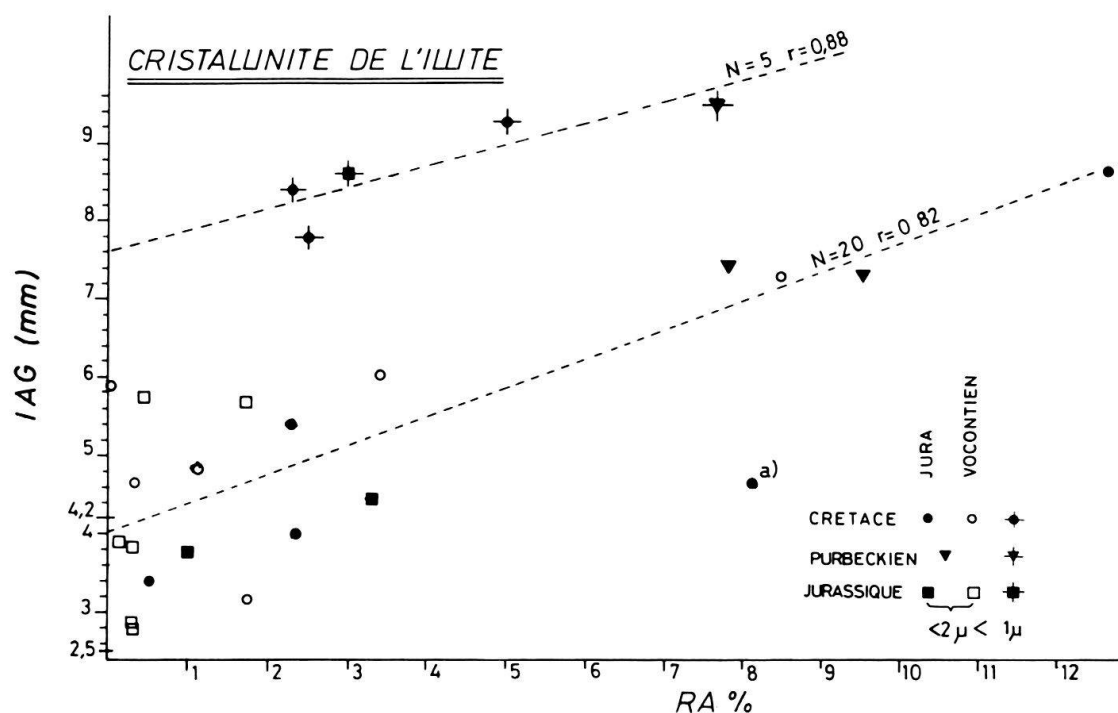
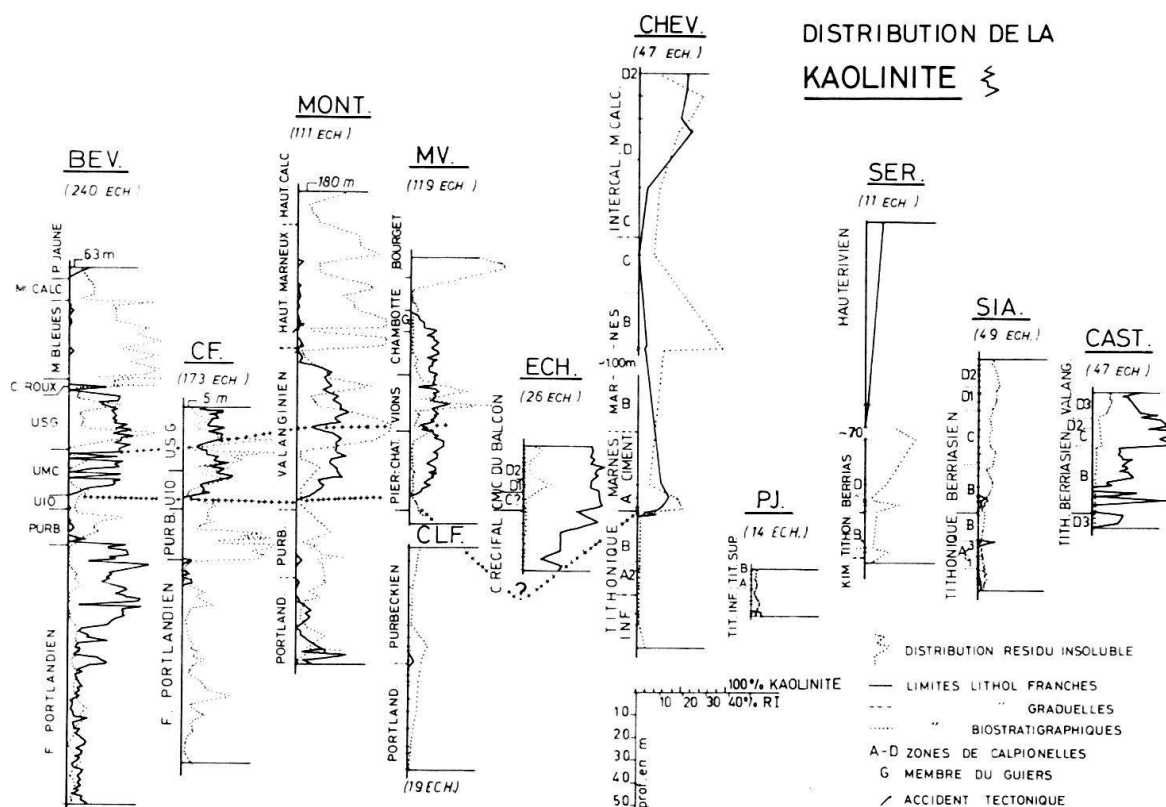


Fig. 8. Les moyennes de IAG ont été établies par formations et par forage sur des fractions inférieures à 2μ et 1μ . Le parallélisme entre les deux fractions est net. a) = unité sup. gréseuse de Montricher.

En conclusion, la teneur en «résidu argileux» explique une grande partie de la variance de la cristallinité, le facteur méthodologique y contribue probablement aussi. Par la suite, il s'agira de pondérer, grâce à des techniques plus affinées, la part réelle de la diagenèse précoce et des milieux de dépôts sur la cristallinité (dispersion et pentes des droites de régression dans les fig. 7 et 8). Il s'avère cependant déjà maintenant que le milieu carbonaté est un milieu préservant la cristallinité originale.

4.5.4 Smectites et interstratifiés

Les smectites gonflant à 17 \AA à l'éthylène glycol constituent principalement au Crétacé une part importante de la sédimentation argileuse. Les cristallinités des smectites sont très variables (fig. 12 et 13) souvent mauvaises au Jurassique, meil-



à 17 Å, accompagnent les interstratifiés irréguliers (type a). Dans le dosage semi-quantitatif ils sont comptés à part mais il est clair qu'ils ne forment qu'une seule «phase».

Les I-M montrant une tendance à l'interstratification régulière sont restreints au domaine vocontien, Castellane inclus. Sur la plate-forme jurassienne ils n'ont été observés qu'à Molard de Vions.

4.5.5 Attapulgite

Ce minéral n'a été rencontré que dans le Purbeckien de CF où il est associé à des sulfates (PERSOZ & KUBLER 1968).

4.6 Distribution des phyllites

Les figures 9, 10, 11 décrivent la distribution des phyllites. Rappelons qu'il s'agit de la proportion relative d'une espèce par rapport aux autres. La chlorite, avec ses teneurs faibles et relativement constantes, constitue le bruit de fond de la sédimentation argileuse.

Nous avons tenté d'établir (fig. 14) à l'aide des moyennes (seule la partie supérieure du Portlandien a été prise en considération) un schéma de la distribution en fonction des principaux milieux de dépôts: plate-forme jurassienne, talus N du bassin vocontien, «centre» du bassin vocontien et talus S vers Castellane.

Il en ressort que les talus N et S présentent des associations d'argiles identiques. Par contre des différences sensibles existent entre les milieux plate-forme, bassin et talus.

Au Jurassique (Tithonique, Portlandien et Purbeckien) l'illite est dominante dans les trois milieux. Les différences résultent de l'abondance relativement plus grande de la kaolinite sur la plate-forme et des smectites dans le bassin. La distribution de la kaolinite sur la plate-forme est cependant très erratique.

Au Crétacé (unité inf. oolithique, unité moyenne calcaire, unité sup. gréseuse, Berriasien), la kaolinite marque encore plus les formations de la plate-forme. Alors qu'au Jurassique elle n'atteignait pas le talus N, au Crétacé elle déborde et apparaît même dans le bassin mais uniquement dans la zone proche du talus (CHEV) (fig. 10).

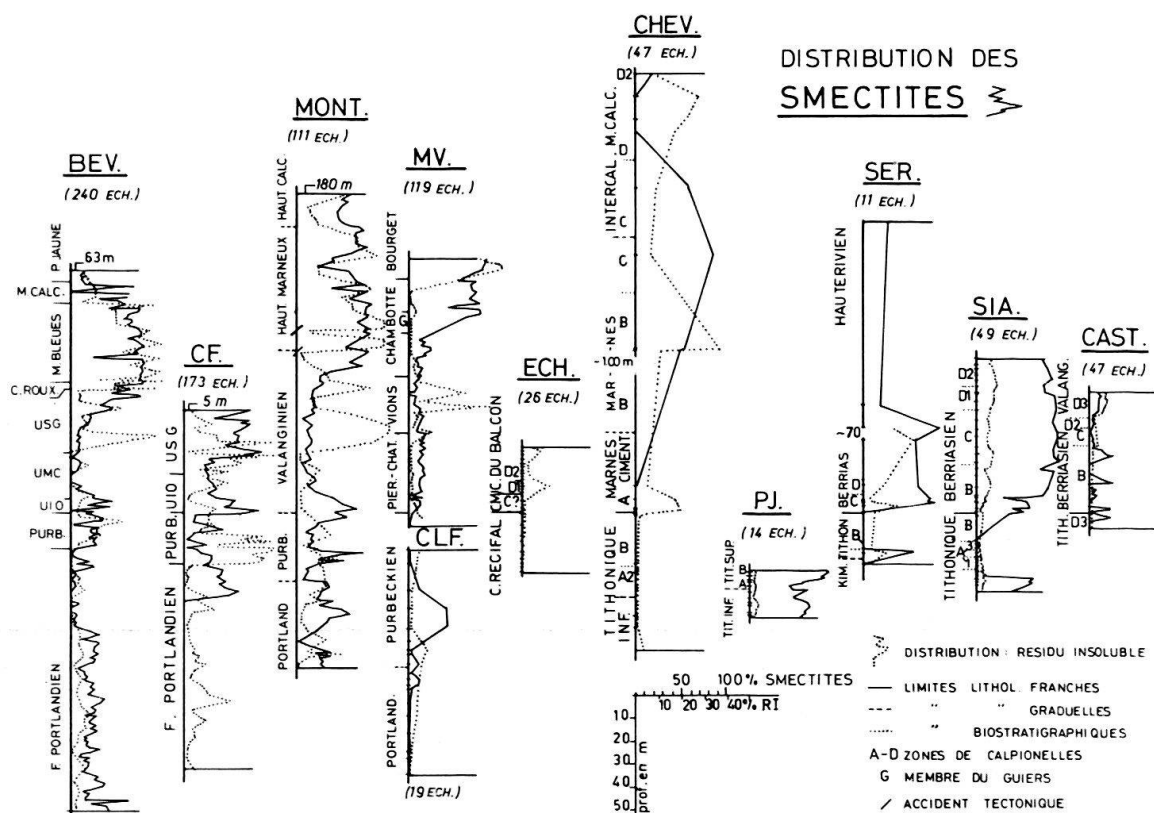


Fig. 11. Distribution des smectites. Les teneurs ont été calculées sur la hauteur de la raie à 17 Å sur échantillons traités à l'éthylène glycol. Les teneurs en interstratifiés (en général inf. à 10%) ne sont pas représentés (Abrév. cf. fig. 2).

Les proportions relatives des smectites augmentent dès le sommet du Portlandien sur la plate-forme, mais c'est seulement dans l'unité sup. gréseuse qu'elles abondent largement. Dans le bassin les smectites apparaissent dès la base du Berriasien alors que sur les talus elles sont relativement moins abondantes.

La chlorite, bien que ne dépassant pratiquement jamais 10%, est plus richement distribuée sur la plate-forme par rapport au bassin et au Crétacé par rapport au Jurassique.

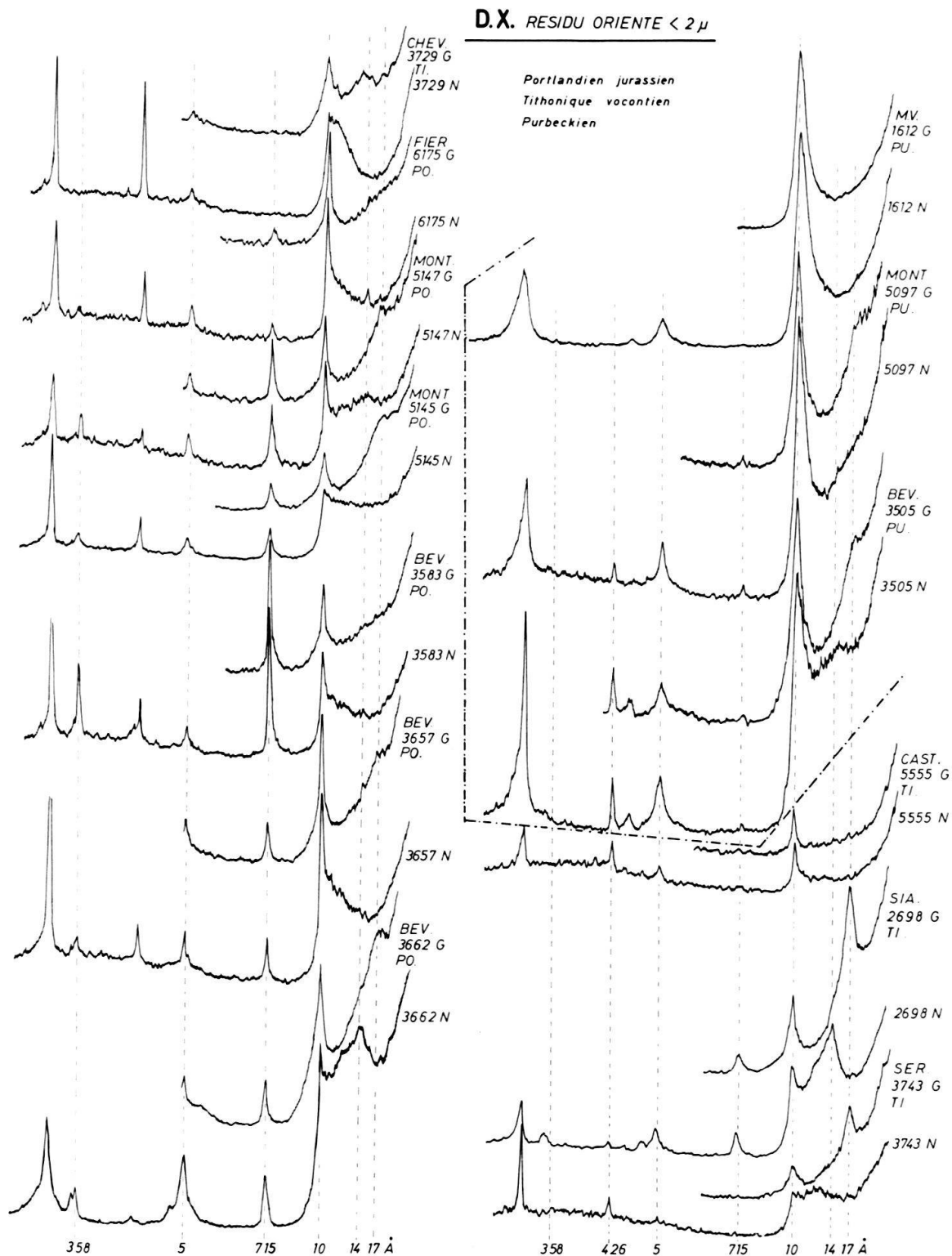


Fig. 12. Diffractogrammes caractéristiques (roentgénofaciès) des phyllites.
 N = séchés à l'air, G = traités à l'éthylène glycol, PO = Portlandien, PU = Purbeckien, TI = Tithonique.

5. Géochimie

L'un des problèmes fondamentaux de la géochimie des carbonates concerne la difficulté d'assigner une localisation des éléments soit dans la phase carbonatée, soit dans la phase du RI (GRAF 1962). Certains auteurs comme FLÜGEL & WEDEPOHL (1967) pour le strontium, mettent l'accent sur les influences primordiales de la diagenèse sur la distribution. D'autres comme BAUSCH (1968) estiment que le RI et l'âge des formations sont prépondérants. Très souvent on a comparé des analyses sans tenir compte du RI, ni de la méthode d'analyse sur la phase soluble ou sur la roche totale, si bien que les données apparaissent comme extrêmement disparates. Dans les analyses factorielles, sur les éléments majeurs et mineurs de cette étude, le «facteur RI» à lui seul explique plus du 50% de la variance, montrant l'importance de ce dernier dans l'interprétation.

Selon nos méthodes de mesure où l'analyse est pratiquée sur la phase soluble, la notion de degré de lessivage (teneur d'un élément lessivé par rapport à sa teneur totale) est extrêmement importante. Ce degré de lessivage dépend de nombreux facteurs: avant tout technique de l'attaque acide, teneur, nature et granulométrie du RI ou le degré de cristallinité, la capacité d'échange, le pouvoir d'absorption des phyllites ainsi que la présence de semi-amorphes et de la matière organique, jouent un rôle important. Pour cette raison les courbes de distribution brutes (fig. 15, 17, 19, 20) sont d'interprétation très difficile.

Plusieurs auteurs comparent les teneurs en éléments soit avec la teneur en carbonates, soit avec celle du RI. Or le quartz qu'on peut considérer comme «géochimiquement inerte» pour beaucoup d'éléments, introduit une erreur dans l'interprétation. Pour cette raison nous l'avons éliminé et défini un paramètre RA qui correspond sensiblement à la teneur en résidu argileux (voir p. 11 et tabl. 1).

Tableau 1. *Analyse chimique de la phase soluble (moyenne).*

Fer représente le fer total $\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}$; RI = résidu insoluble; RA = résidu argileux calculé par soustraction de la teneur en quartz du RI.

		RI %	RA %	CaO %	MgO %	SrO g/t	MnO g/t	Fer g/t	Na ₂ O g/t	K ₂ O g/t
Jura	USG	15,10	6,03	45,0	0,90	361	330	2831	190	417
	UMC	5,90	3,35	50,5	0,72	311	169	1891	155	233
	UIO	9,90	8,07	47,9	0,50	474	274	2281	243	977
	F. Purb.	10,37	7,52	43,4	4,00	4287	210	2230	305	1079
	F. Portl.	3,86	2,44	44,2	7,95	335	131	826	289	402
Talus N	Crétacé	7,08	2,34	52,0	1,08	454	125	1620	327	439
	Jurass.	0,88	0,37	54,2	0,83	188	53	296	210	103
Vocontien	Crétacé	4,60	1,67	49,4	0,37	432	244	2180	148	607
	Jurass.	2,53	0,69	53,0	0,41	216	208	869	109	384
Talus S	Crétacé	2,01	1,13	52,5	0,81	381	131	729	203	280
	Jurass.	0,34	0,34	50,4	0,50	313	79	357	270	88

Les figures 16, 18, 21, 22, 23 décrivent, pour chaque formation et milieu de dépôt, les relations entre les oxydes et le RA. Le rapport oxyde/carbonate $\times 1000$

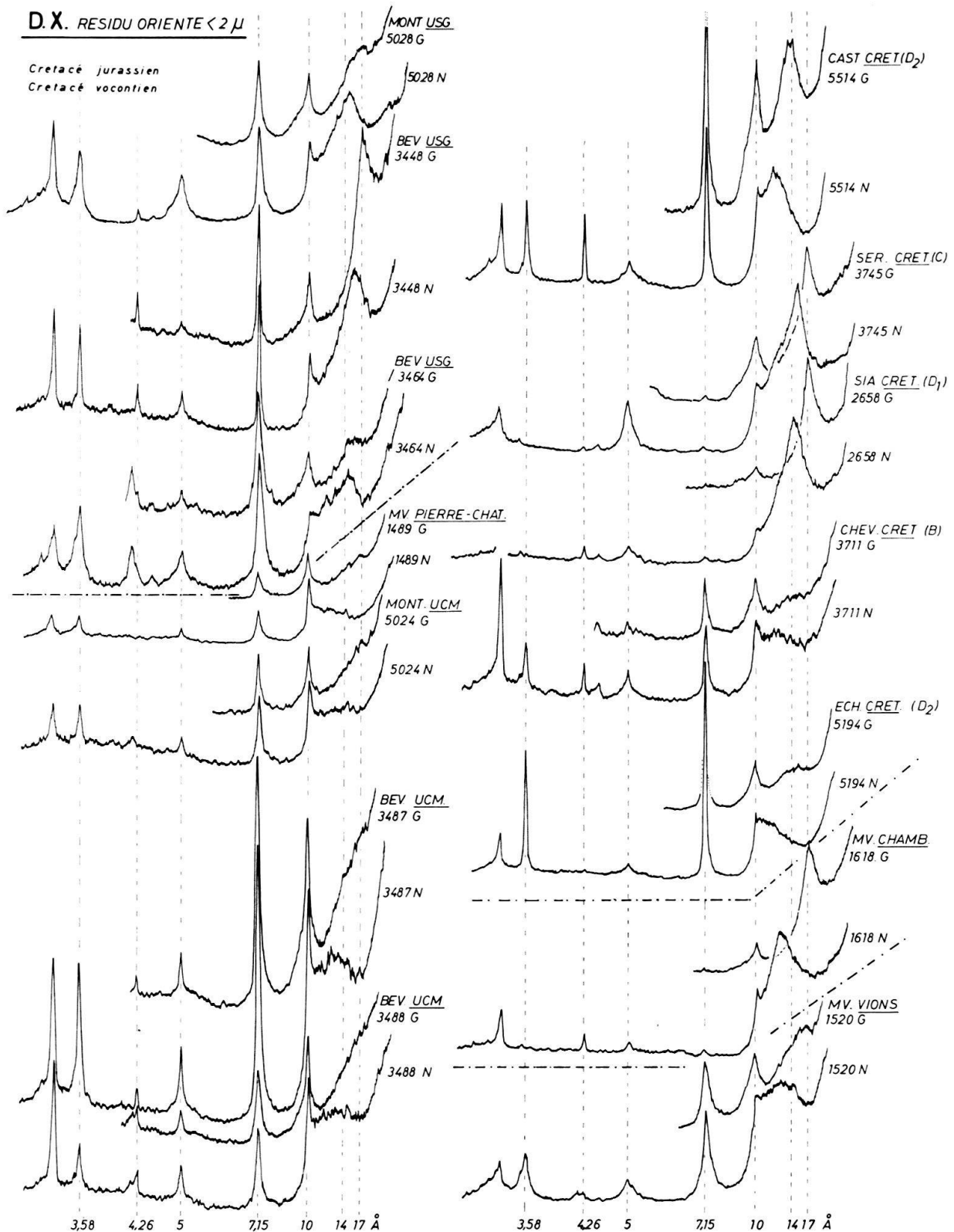


Fig. 13. Diffractogramme des phyllites du Crétacé (voir fig. 12).

UCM = Unité calcaire moyenne; USG = Unité sup. gréseuse; CHAMB = Formation de la Chambotte;
B, C, D₁, D₂ = zones de Calpionelles du Berriasien vocontien.

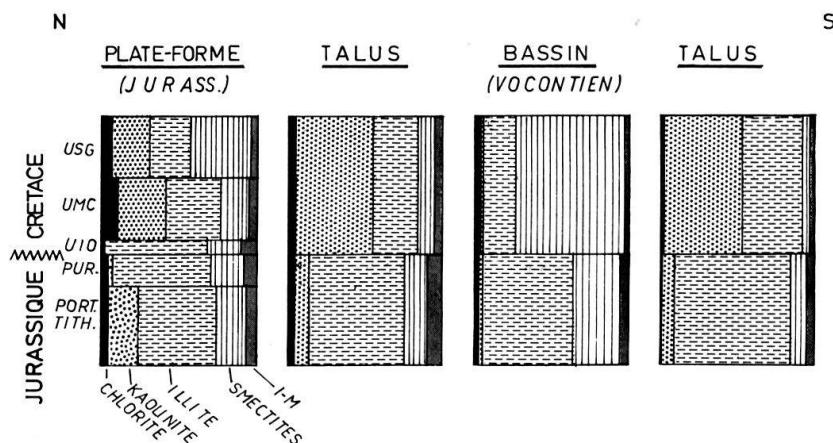


Fig. 14. Pourcentage relatif des phyllites dans les différentes unités lithostratigraphiques en fonction des principaux milieux de dépôt (moyennes). Le «talus» N (région grenobloise, CHEV, ECH) et le «talus» S (région de Castellane) présentent une configuration très similaire. Le Bassin comprend les coupes de SER, PJ, SIA; la plate-forme les forages et les coupes de BEV, PES, MONT, MV, CLF. - I-M = interstratifié gonflants (Abrév. cf. fig. 2).

permet de linéariser les relations et permet de fixer la teneur en oxyde théorique du carbonate pur.

5.1 Strontium

Comme l'a déjà remarqué BAUSCH (1965, 1968) pour les calcaires du Jurassique sup. de l'Allemagne du Sud, la teneur en SrO covarie avec la teneur en argile (fig. 15). La relation n'est pas simple. L'intersection de la droite de régression définit une teneur non négligeable (180 g/t) de SrO dans la phase carbonatée pure qui, en fait, représente la phase immédiatement soluble. On ne sait pas dans quelle mesure évolue cette teneur en fonction de la diminution en carbonate. On peut cependant supposer qu'il existe une relation linéaire. Dans ce cas le taux d'accroissement du SrO avec le RA diminue avec l'augmentation de RA. Par exemple (fig. 16) le taux d'accroissement à 1, 2, 6 et 9% de RA est respectivement de 55, 43, 27, 16 g/t signifiant que le RA est plus sensible au lessivage lorsque ses teneurs sont faibles.

Concernant la classification de ces données, deux ensembles cohérents et deux exceptions ressortent bien de la figure 16, d'une part les formations de la plate-forme jurassienne et le Tithonique du Vocontien, d'autre part le Crétacé du domaine vocontien (en raison du très faible nombre d'analyses, la position du Tithonique de Castellane est douteuse). Font exception: le Purbeckien et le Portlandien jurassiens qui présentent du SrO en excès.

On sait que ces deux formations sont caractérisées par des milieux de dépôt à caractère confiné. L'excès de SrO est à lier aux salinités anormales (KULP, TURKIAN & BOYD 1952) qui, d'ailleurs, dans le Purbeckien a été mis en évidence par la célestine.

La célestine n'est cependant pas le seul «donneur» de Sr. En effet, la solubilité de la célestine dans HCl est faible, env. 3% selon nos méthodes de mise en solution. Avec 0,42% de SrO dans le Purbeckien on devrait trouver plus de 10% de célestine,

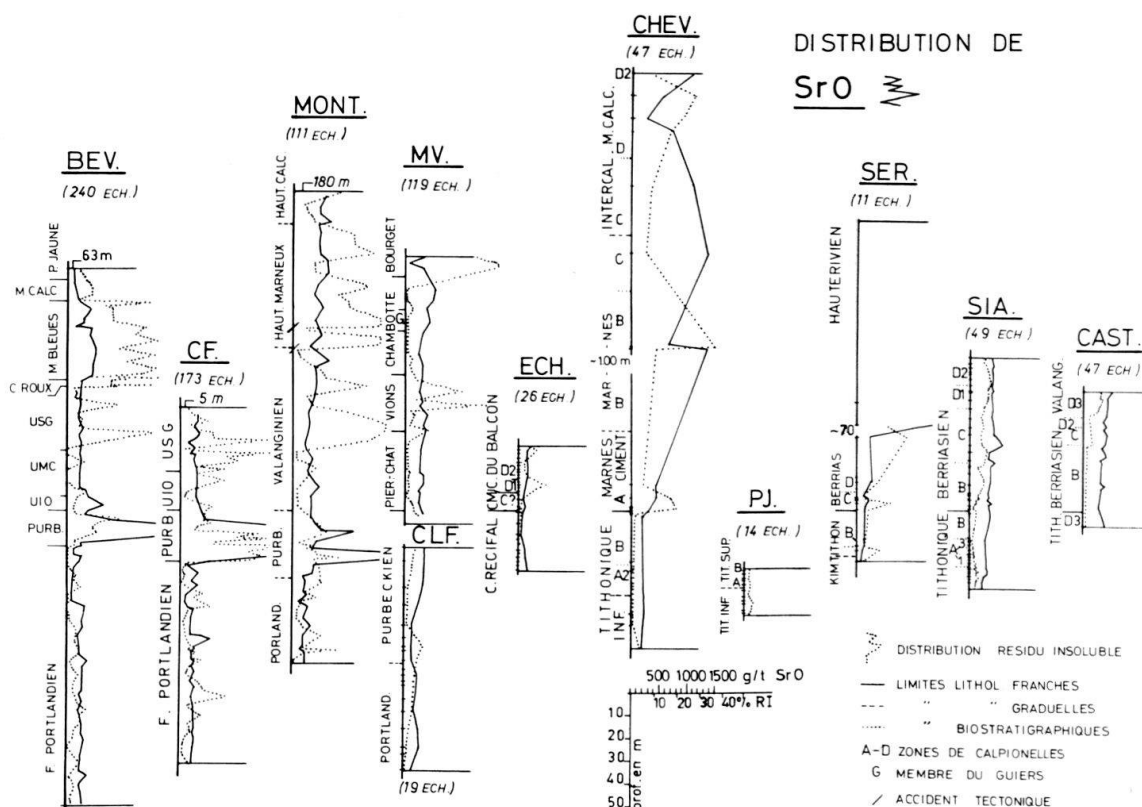


Fig. 15. Distribution du strontium avec en regard celle du résidu insoluble. Le nombre d'échantillons est d'environ 60% inférieur à celui indiqué pour chaque coupe. Le strontium, comme tous les autres éléments, a été dosé à partir de la phase soluble (Abrév. cf. fig. 2).

ce qui n'a de loin jamais été observé. D'autres sulfates, gypse, barytine sont parfois présents mais dans une mesure telle qu'ils ne peuvent expliquer la teneur en SrO. Il faut donc admettre que le Sr est lié aux argiles, aux sulfates et aux carbonates.

L'ensemble des points: plate-forme - Tithonique vocontien, présente une intersection avec l'ordonnée à 180 g/t SrO, cette valeur est sensiblement la même que celle trouvée par BAUSCH (1968) (fig. 1) mais avec une pente plus forte (chez BAUSCH 1968 le quartz a probablement un effet de diluant). Le second ensemble: Crétacé vocontien présente une intersection à 320 g/t avec pente plus grande qui indique aussi bien un enrichissement de la phase carbonatée que de la phase du «résidu argileux».

Les raisons de ces teneurs élevées dans les formations crétacées des talus N et S, ainsi que dans le centre du bassin vocontien ne sont pas claires. La lithologie ne paraît pas être responsable de cet enrichissement puisque des faciès d'alternance de marnes et calcaires francs présentent des teneurs en SrO similaires. A Castellane même, la teneur en SrO est identique, à RA équivalent, entre les $\frac{2}{3}$ inférieurs de la coupe constituée de calcaires sans interlits marneux et le sommet formé d'une alternance de marno-calcaire.

Une autre explication pourrait être recherchée dans une «diagenèse tardive» où les recristallisations des phases riches en Sr (aragonite) se seraient faites dans des

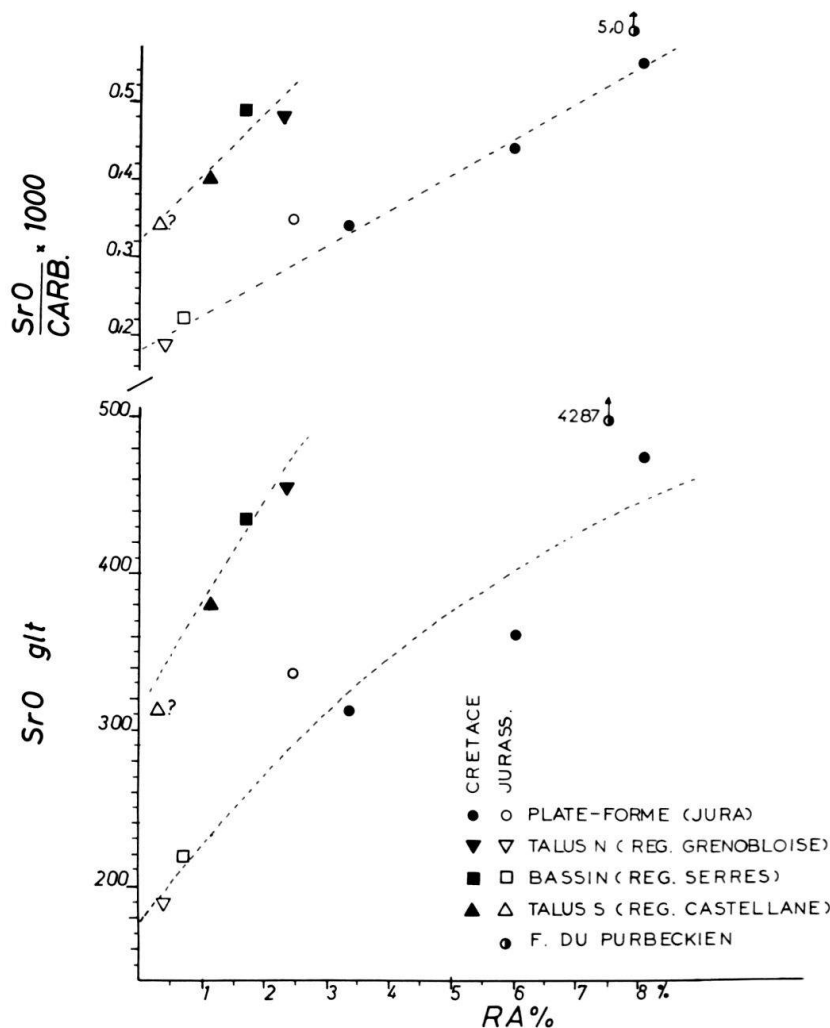


Fig. 16. Moyenne en strontium de chacune des principales formations et milieux de dépôt. Les formations crétacées de la plate-forme jurassienne sont: unité moyenne calcaire (env. 3% de RA), unité sup. gréseuse (env. 6% de RA), unité inf. oolithique (env. 8% de RA). En raison d'un nombre restreint d'échantillons, la position du Jurassique du talus S est douteuse. La teneur réelle en SrO de la formation purbeckienne est indiquée.

En haut, le quotient SrO/carbonate (somme calcite + dolomite calculée à partir des oxydes) montre clairement une relation linéaire avec le «résidu argileux» (RA). Les régressions (en traits interrompus) ont été établies graphiquement.

milieux fermés où les circulations d'eaux, trop réduites, n'étaient plus en mesure d'entraîner le Sr en solution.

En conclusion, trois facteurs essentiels permettent d'expliquer la distribution du Sr: 1. le «résidu argileux»; 2. le confinement (salinité anormale); 3. la diagénèse (?). L'âge des formations joue aussi un rôle mais est peu mis en évidence dans ce cas.

5.2 Sodium (fig. 17, 18)

Le Na_2O se comporte d'une manière similaire (fig. 18) au Sr. La teneur en Na_2O théorique du carbonate pur est plus faible, de même que la pente.

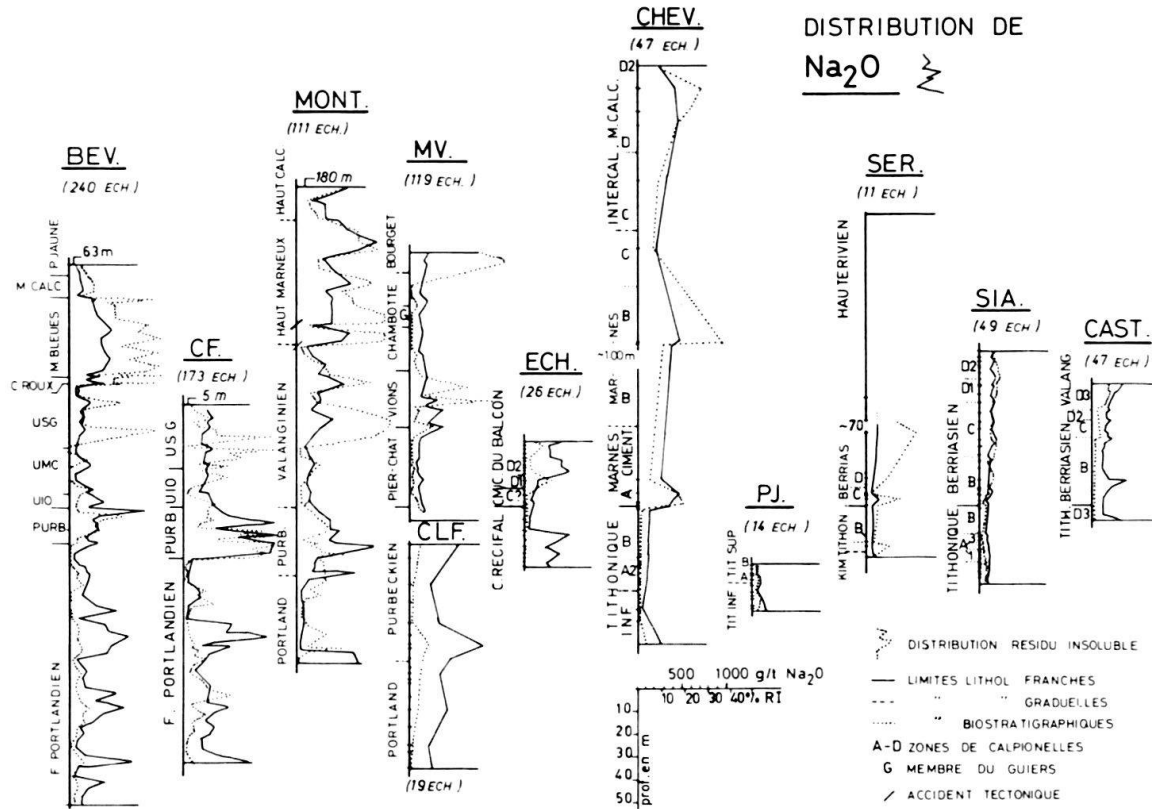


Fig. 17. Distribution du sodium (Abrév. cf. fig. 2).

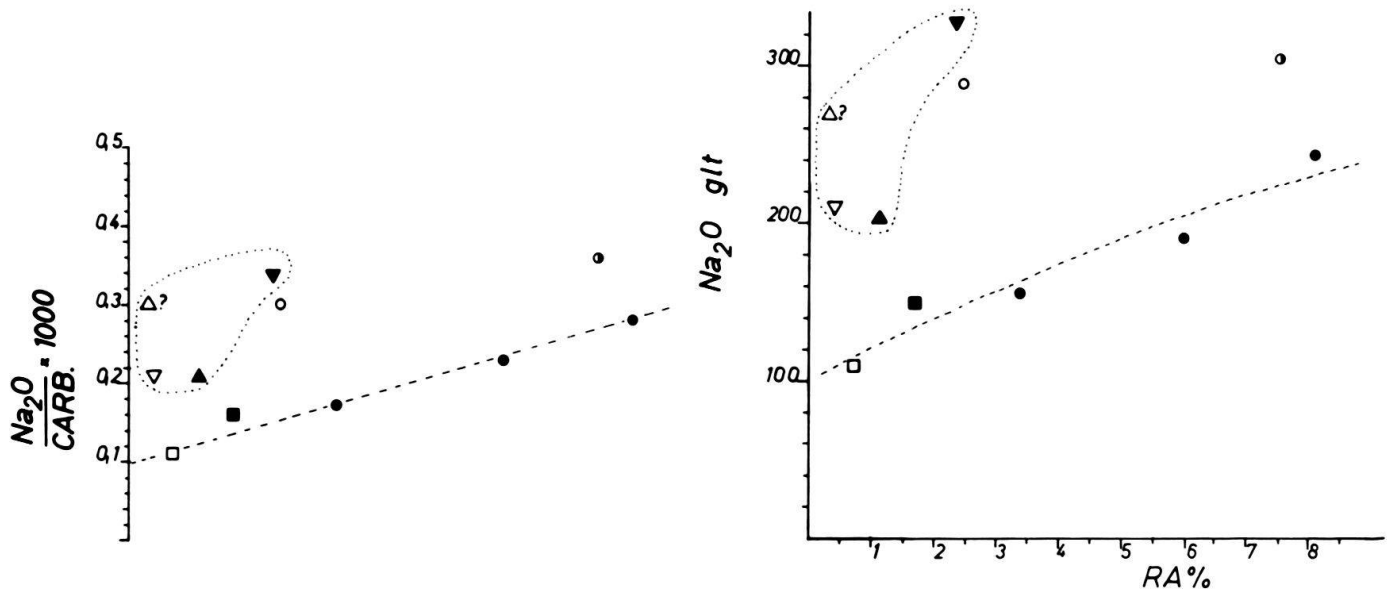


Fig. 18. Moyenne en sodium des principales formations (les figurés sont identiques à ceux de la fig. 16). La ligne en pointillé entoure les formations des talus. Le Portlandien essentiellement dolomitique, contient plus de sodium à RA équivalent que le Purbeckien.

En fonction des différents faciès en présence, confirmée par les analyses factorielles, la distribution du Na_2O peut être expliquée par 4 facteurs principaux: 1. le «résidu argileux»; 2. le confinement (Purbeckien); 3. la dolomitisation (covariation positive très nette entre Na_2O et dolomite dans le Portlandien, ainsi qu'à Castellane); 4. récifal, le calcaire récifal de l'Echaillon présente des excès de près de 100 g/t. Les hautes teneurs en Na_2O dans les formations crétacées des talus sont, par contre, inexplicables pour l'instant.

5.3 Manganèse et fer (fig. 19, 20, 21, 22)

On peut classer les formations selon leur teneur en fer et Mn (voir ci-dessus). On constate (tabl. 2) que fer et Mn enrichissent l'unité sup. gréseuse et le Berriasien du centre du Bassin vocontien; le Portlandien est plus pauvre en fer et le Tithonique plus riche en Mn. Il est probable, en ce qui concerne l'unité sup. gréseuse, que les excès en fer et Mn soient à rattacher au caractère partiellement régressif de cette formation.

5.4 Potassium

L'unité sup. gréseuse et l'unité moyenne calcaire sont déficitaires en K_2O (fig. 23) tandis que le bassin vocontien a un léger excès. Si on se reporte à la figure 8,

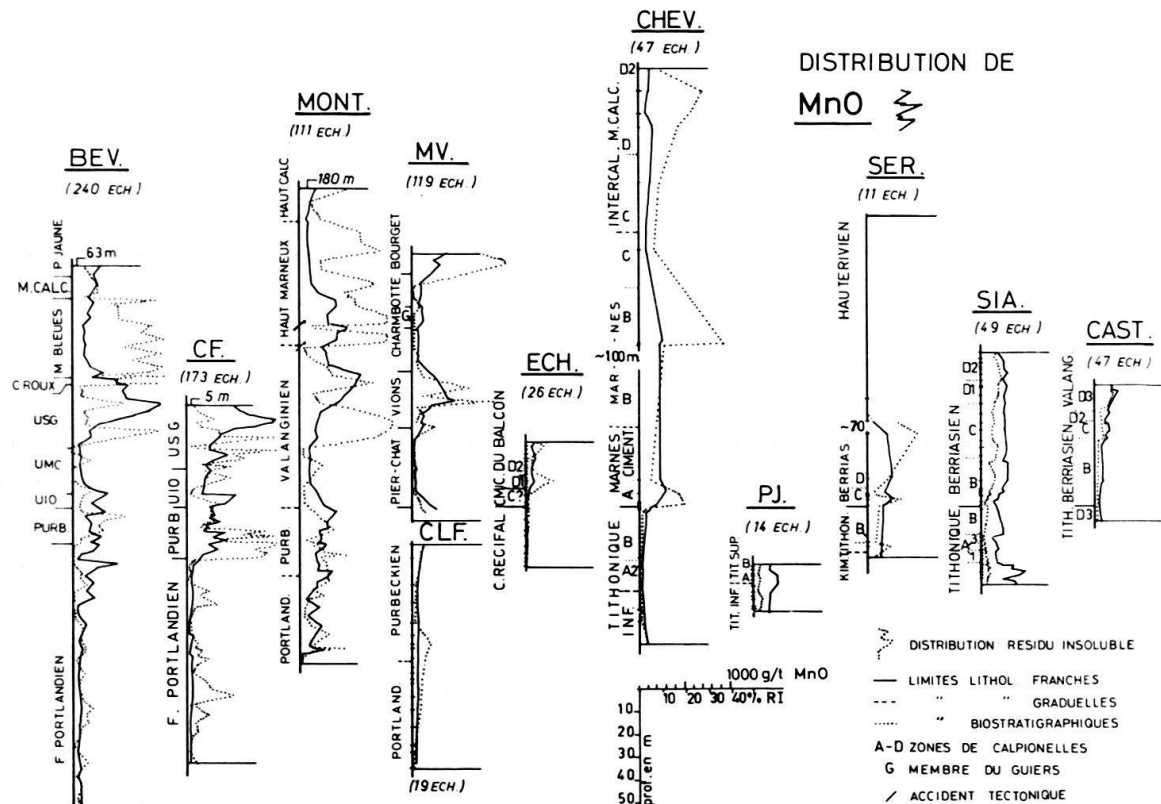


Fig. 19. Distribution du manganèse. Les teneurs élevées en manganèse sont évidentes dans l'unité sup. gréseuse (Abrév. cf. fig. 2).

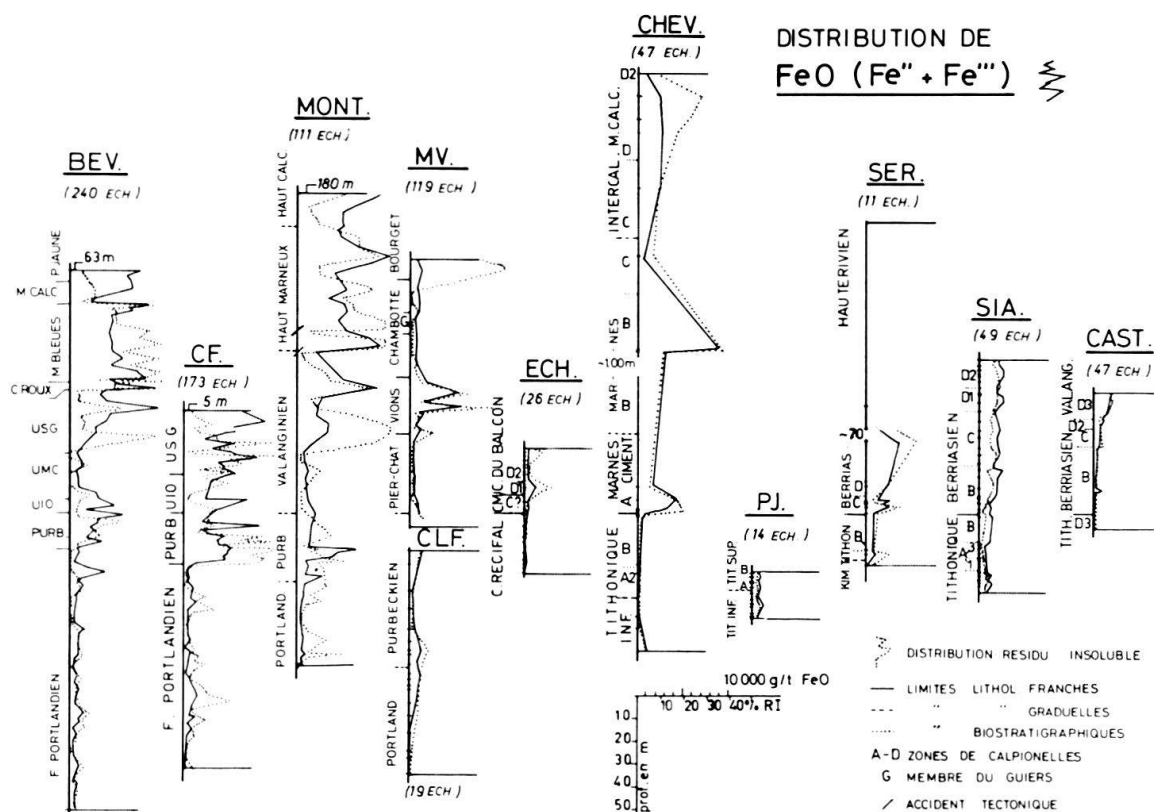


Fig. 20. Distribution du fer total exprimé en FeO. La teneur en fer covarie fréquemment avec celle en résidu insoluble, excepté dans les formations (unité sup. gréseuse essentiellement) où le quartz est relativement abondant (voir fig. 3) (Abrév. cf. fig. 2).

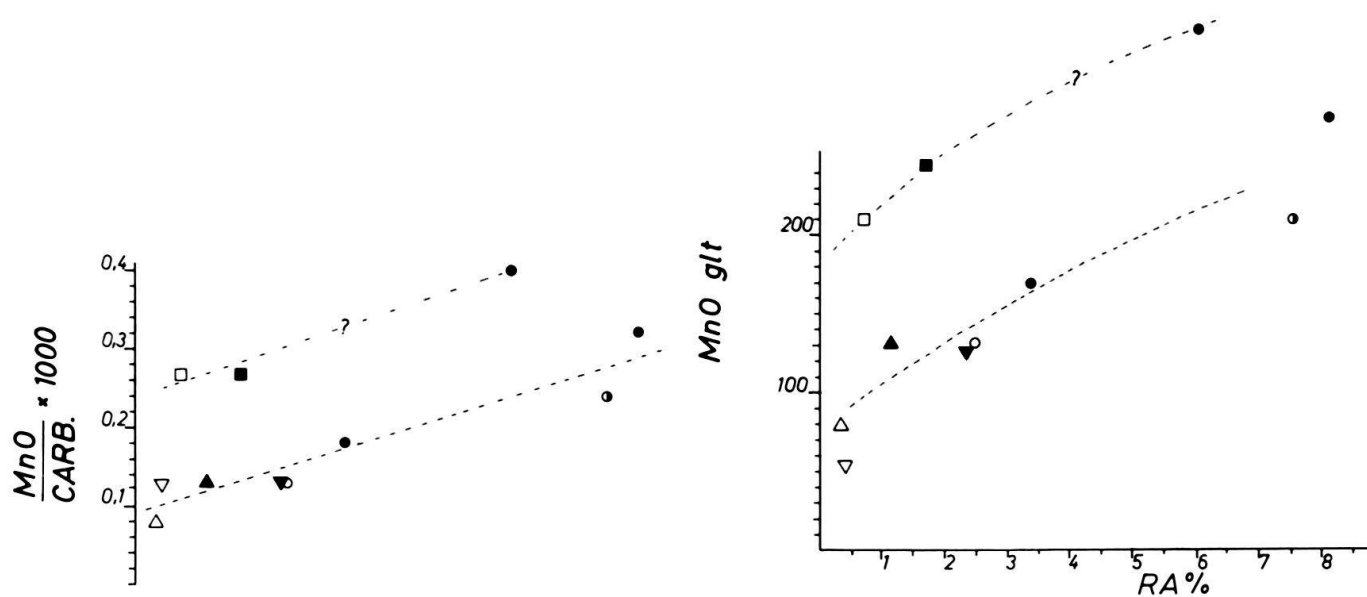


Fig. 21. Moyennes en manganèse, en fonction du résidu argileux. Les formations du bassin et l'unité sup. gréseuse présentent des teneurs nettement supérieures (voir fig. 16).

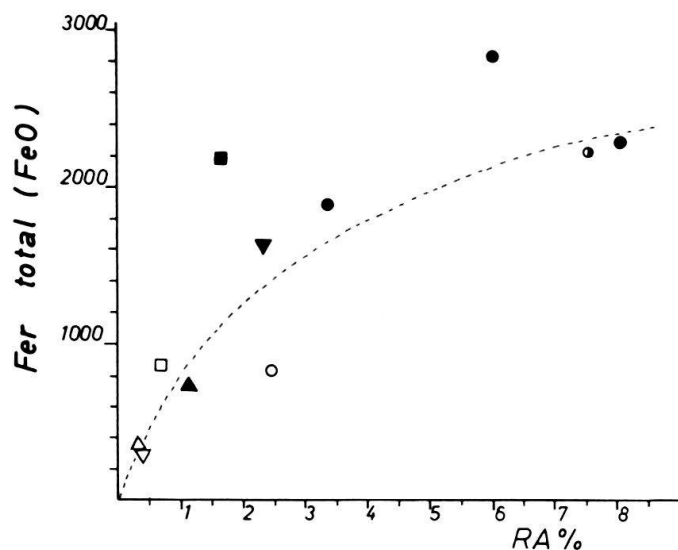


Fig. 22. Moyennes en fer total en fonction du résidu argileux. La régression intersecte l'origine, exprimant ainsi la non-participation du fer à la phase carbonatée. Le degré de lessivage est beaucoup plus important entre 0 et 3% de RA qu'au delà (voir fig. 16).

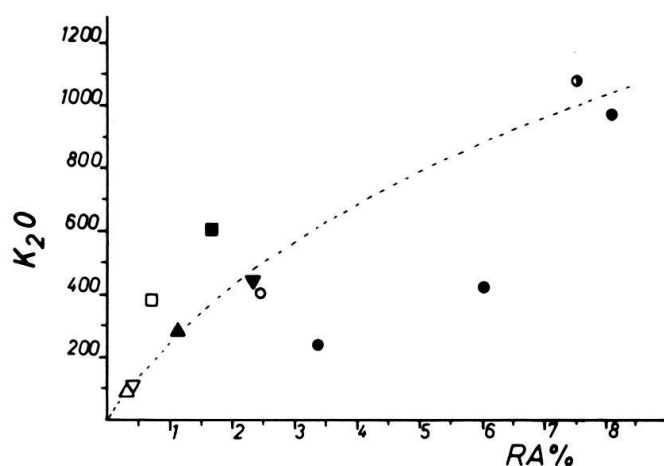


Fig. 23. Moyennes en potassium. Les relations ne sont plus aussi évidentes que pour les autres éléments (voir fig. 16).

ces deux premières formations sont caractérisées par des cristallinités meilleures que la «normale» (droite de régression); ce qui expliquerait le déficit en K₂O (mise en solution plus difficile du K).

5.5 Conclusions à la géochimie

Les représentations géochimiques ci-dessus reposent sur l'examen de près de 500 échantillons. La variance de chaque moyenne n'est pas identique et peut, de ce fait, altérer certains résultats. Une telle analyse révèle cependant les grands traits de la géochimie d'où ressort une classification des formations. On est ainsi amené à définir des formations dites «normales» et exprimer, pour les autres formations, des

déviation soit par excès, soit par déficit (tabl. 2). On peut constater qu'en ce qui concerne le fer et le manganèse les déviations sont rares et surtout limitées au Crétacé, alors que pour le Na et le Sr elles sont fréquentes, mais peuvent, dans la plupart des cas, être expliquées par la nature même des milieux de dépôts (voir ci-dessus).

Tableau 2. *Disparité géochimique des différentes formations après avoir éliminé l'influence du résidu argileux. Etabli sur la base des moyennes.*

N = normal; + = excès; - = déficit (les données pour le potassium sont douteuses).

	Sr	Na	Mn	Fe	K
Unité sup. gréseuse (Jura)	N	N	+	+	-
Unité moy. calcaire (Jura)	N	N	N	N	-
Unité inf. oolithique (Jura)	N	N	N	N	N
F. du Purbeckien (Jura)	+++	+	N	N	N
F. du Portlandien (Jura)	+	+	N	-	N
Crétacé talus N (Grenoble)	+	+	N	N	N
Crétacé bassin vocontien (Serres)	+	N	+	+	+
Crétacé talus S (Castellane)	+	+	N	N	N
Jurassique talus N (Grenoble)	N	+	N	N	N
Jurassique bassin vocontien (Serres)	N	N	+	N	+
Jurassique talus S (Castellane)	+	+	N	N	N

La comparaison des configurations géochimiques globales peut aussi s'exprimer par la somme des oxydes ramenés à 100% (fig. 24). L'«analyse des similitudes» confirme, dans une certaine mesure, nos résultats du tableau 2. - a) Les configurations (fig. 24) des talus N et S sont similaires aussi bien au Jurassique qu'au Crétacé. Ceci corrobore les constatations faites au sujet de la distribution des phyllites (fig. 14). - b) Les configurations du bassin vocontien, des talus et de la plate-forme sont très nettement différenciées entre elles. - c) Les différences géochimiques entre les formations jurassiques et crétacées sont beaucoup plus marquées sur la plate-forme et les talus qu'au centre du bassin où elles apparaissent relativement insignifiantes en regard de la disparité rencontrée au niveau des phyllites (fig. 14). - d) Sur la plate-forme, la configuration géochimique du Purbeckien montre plus d'affinité avec le Portlandien qu'avec les formations crétacées.

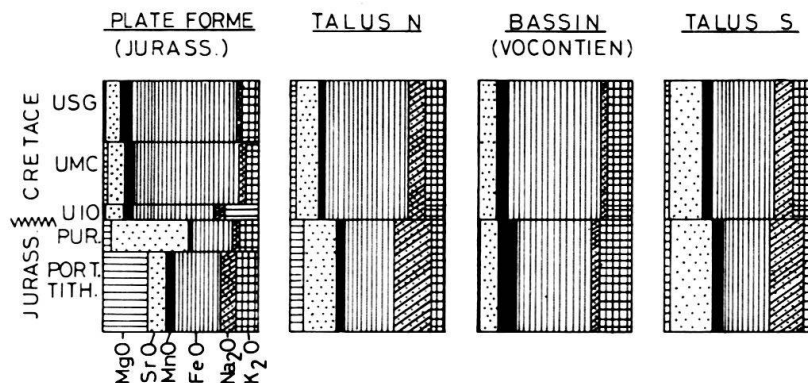


Fig. 24. Configuration géochimique globale en fonction des principales formations et milieux de dépôt. Les oxydes ont été ramenés à 100%. Dans le calcul MgO a été affecté d'un coefficient 10^{-2} (voir fig. 14).

6. Discussion

6.1 Schéma d'interprétation de la distribution des phyllites

La distribution des phyllites dépend de facteurs difficilement contrôlables dont l'importance est largement discutée (voir entre autre MILLOT 1964; WEAVER 1960; KELLER 1970; GRIM 1968). D'une manière générale l'héritage *primaire* est modifié a) par les processus de remaniement et de recyclage avant le dépôt définitif; b) au cours de la diagénèse précoce et tardive et c) par l'altération due aux eaux météoriques. A tous ces stades il peut y avoir dégradation, aggradation ou néoformation de phyllites.

La pondération de ces différents facteurs n'est possible que si on a déjà une idée plus précise des processus de sédimentation. Pour la région qui nous occupe, on peut retenir les faits paléogéographiques suivants: jusqu'au niveau des calcaires de Fontanil/Membre du Guiers, il existe une opposition très nette entre une plate-forme jurassienne occupée par une mer peu profonde et un domaine vocontien plus ouvert et bien plus profond.

Sur la plate-forme jurassienne, les formations intertidales et supratidales confinées, plus ou moins dolomitiques, atteignent leur maximum d'extension dans le Portlandien. Avec le Purbeckien la régression s'accroît encore par l'apparition de lagunes, où des milieux saumâtres ou même lacustres, côtoient des milieux hypersalins. Vers le Jura méridional le caractère confiné diminue et l'on voit apparaître des récifs coralligènes (exp. Portlandien du Salève). La transgression crétacée, faisant suite à cette régression, amène une sédimentation calcaire en milieu peu profond (Formation de Pierre-Châtel et unité moyenne calcaire). Un second retrait de la mer se traduit par les faciès «détritiques» et ferrifères de l'unité sup. gréseuse et de la Formation de Vions: la mer paraît s'être retirée du Jura neuchâtelois jusque dans la région de Montricher (STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971). Dans le Jura méridional se déposent alors des calcaires franchement marins qui passent par l'intermédiaire du Membre du Guiers au calcaire de Fontanil de la région grenobloise. C'est la première fois que les faciès néritiques de la plate-forme envahissent la zone marginale du bassin vocontien et qu'il y a un passage graduel entre les deux domaines de faciès. La nouvelle transgression (calcaire roux du Valanginien sup.) s'étend jusqu'au Jura neuchâtelois.

Le caractère plus profond du domaine vocontien s'exprime dans ses sédiments pélagiques à Calpionelles et à Radiolaires où, parmi les macro-fossiles également, les faunes ne comprennent guère d'éléments benthiques. L'importance des phénomènes de résédimentation (turbidites, etc.) surtout au centre du bassin, parle également en faveur d'un milieu plus profond (REMANE 1960, 1970). Toutes les oscillations du niveau de la mer, décrites plus haut, ne se font pas sentir dans ces séries micritiques monotones. Le seul changement qu'on puisse observer est le passage très rapide des calcaires blancs, très purs, du Tithonique aux marno-calcaires sombres du Berriasien.

Dans les zones marginales du bassin, le passage est brusque, souligné par une petite lacune stratigraphique et souvent aussi par un hard-ground (CHEV). C'est

donc une succession fondamentalement différente de celle du Jura. La zone charnière entre les deux domaines paléogéographiques est très étroite et n'affleure qu'en quelques points. Les successions lithologiques sont hétérogènes quant à la position stratigraphique des récifs qui jouent un rôle important.

Dans cet ensemble paléogéographique, la distribution des argiles paraît la mieux expliquée par un modèle de détritisme où l'héritage primaire, modifié peut-être par l'effet granulométrique, est prépondérant sur tous les autres facteurs. La kaolinite représente le fil conducteur de l'argumentation (fig. 25).

Dans le Portlandien sup., il est possible de distinguer 3 régions: a) à kaolinite abondante (BEV, PES, auxquels s'ajoute Courtion près du lac de Morat); b) à kaolinite présente mais rare (MONT, Essertine, région genevoise); c) sans kaolinite (CF, Combe Girard près du Locle, PERSOZ & KUBLER 1968).

Les données actuelles ne sont pas encore suffisantes pour dessiner une carte des isoteneurs en kaolinite, mais il semble possible de définir schématiquement deux domaines: interne et externe. a) Le domaine interne se situerait sur l'emplacement approximatif de l'actuel plateau molassique suisse. Dans ce domaine, la kaolinite très abondante à l'E et au NE (région Neuchâtel-Morat) diminue plus on se dirige vers le SW (Montricher-Jura méridional). b) Le domaine externe (inventorié seulement dans le Jura neuchâtelois pour l'instant) s'étendrait au N et au NW de l'actuelle première chaîne jurassienne; il ne s'y présente pas de kaolinite. La première chaîne jurassienne constituait peut-être à cette époque un seuil séparant deux bassins à caractères propres. Cette hypothèse demande cependant à être plus amplement confirmée.

A la base du Purbeckien, les teneurs en kaolinite sont partout plus faibles mais réparties à nouveau selon le schéma ci-dessus.

Mais au Crétacé basal, elle envahit brusquement toute la plate-forme et déborde vers le bassin (CHEV). Ce nouvel épisode à kaolinite se subdivise en deux maximums séparés par un minimum intermédiaire (MV, MONT, CF) qui se trouve être parallélisé avec l'apparition de *Keramosphaera allobroensis* qui a servi comme isochrone à STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971) dans leur interprétation du «Valanginien» jurassien.

La limite inférieure de cet épisode à kaolinite recoupe au NE de MONT l'unité inf. oolithique (oobiomicroites-sparites avec rares Ostracodes et Characées témoignant de milieux encore saumâtres). A Molard de Vions, l'apparition de la kaolinite se fait à la base de la Formation de Pierre-Châtel, biointramicrite de nature franchement marine (PERSOZ & STEINHAUSER 1970). A l'ECH la limite n'est pas visible mais la décroissance vers le bas est très nette où elle recoupe des faciès récifaux. A CHEV, la kaolinite est absente 50 cm sous le hardground; sa teneur est de 17% dans les bancs sup. et atteint 20-25% dans le Berriasien au-dessus du hardground.

Au-dessus de la limite inférieure les teneurs en kaolinite ne subissent pas de variations notables dans des faciès indiquant des milieux de dépôt d'énergie variable, très agités (oosparites) à calme (micrite) à bioclastes abondants ou rares, dans des milieux franchement marins ou partiellement lagunaires.

La distribution de la kaolinite apparaît donc comme essentiellement indépendante de la nature des milieux de dépôt et suit (minimum intermédiaire) sur près de 100 km un marqueur biostratigraphique. Elle est en ce sens un minéral hérité et

définit les grandes aires des plates-formes. Elle peut en plus servir de critère de corrélation chronologique.

Dans ce modèle il est intéressant de constater que les smectites relayent la kaolinite dans le bassin et pourraient être interprétées comme les avant coureurs de la kaolinite, faisant de la plate-forme un vaste chromatographe. Les données cependant manquent et ne permettent pas encore de proposer un tel modèle.

L'hypothèse selon laquelle existeraient deux épisodes à kaolinite au niveau de la zone européenne occidentale (facteur climatique) n'est pas prouvée puisque celle-ci n'est que le témoin du jeu des régressions et transgressions. La distribution à Castellane semblerait appuyer cependant la thèse de deux épisodes séparés, l'un au Portlandien sup., l'autre au Valanginien basal (sens jurassien).

6.2 *Sédimentation et tectonique*

Dans le Portlandien la fréquence de la goethite et de la pyrite est anormale à CF et surtout à MONT (fig. 5). Au Crétacé et principalement dans l'unité sup. gréseuse, la teneur en résidu insoluble et les teneurs en quartz (fig. 3) et en feldspaths K (MONT, fig. 4) sont aussi très élevées. STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971), sur la base d'anomalies d'épaisseur, de la présence de débris de Characées et de quartz grossier abondant, ont émis l'idée de l'existence de l'embouchure d'un delta orienté N-S sur leur carte des isopaches, NW-SE dans leur esquisse d'interprétation avec sens des apports en direction du SE. Nos données confirment ces anomalies de sédimentation et même plus, tendent à supposer que des anomalies existaient déjà au Portlandien. Il ne nous est pas encore possible de préciser leur signification paléogéographique, mais rappelons qu'AUBERT (1975) a démontré l'existence d'une tectonique active, au tertiaire, à l'emplacement du décrochement Vallorbe-Pontarlier et le long de la première chaîne jurassienne. Faut-il voir aussi bien dans la distribution de la kaolinite au Jurassique sup. que dans la sédimentation particulière de la région Côte-aux-Fées-Montricher des indices précurseurs de zones mobiles déjà au Jurassique terminal?

6.3 *Corrélations stratigraphiques*

6.3.1 *Position stratigraphique du «Purbeckien» jurassien*

D'après ce qui précède, la limite inférieure de l'épisode crétacé de la kaolinite paraît bien nous fournir un marqueur isochrone. Le Purbeckien jurassien (fig. 25) équivalent du Purbeckien inf. et d'une partie du Purbeckien moyen d'Angleterre, serait donc d'un âge entièrement tithonique. La limite Purbeckien/Valanginien jurassien coïnciderait pratiquement avec la limite Tithonique/Berriasien du domaine vocontien. Résultat qui s'accorde bien avec les théories classiques depuis KILIAN (1907) jusqu'à GIGNOUX & MORET (1952) mais qui cadre mal avec les idées modernes basées sur les Ostracodes. En effet, DONZE (1965, 1973), OERTLI (1966) tendent plutôt à placer le Purbeckien jurassien dans le Berriasien. Pour cette raison un examen critique des différentes données biostratigraphiques est nécessaire.

Comme les Ammonites n'apportent rien à la solution de ce problème (DONZE 1958; REMANE 1966 *a* et *b*) seules les Calpionelles et les Ostracodes peuvent servir d'éléments de comparaison.

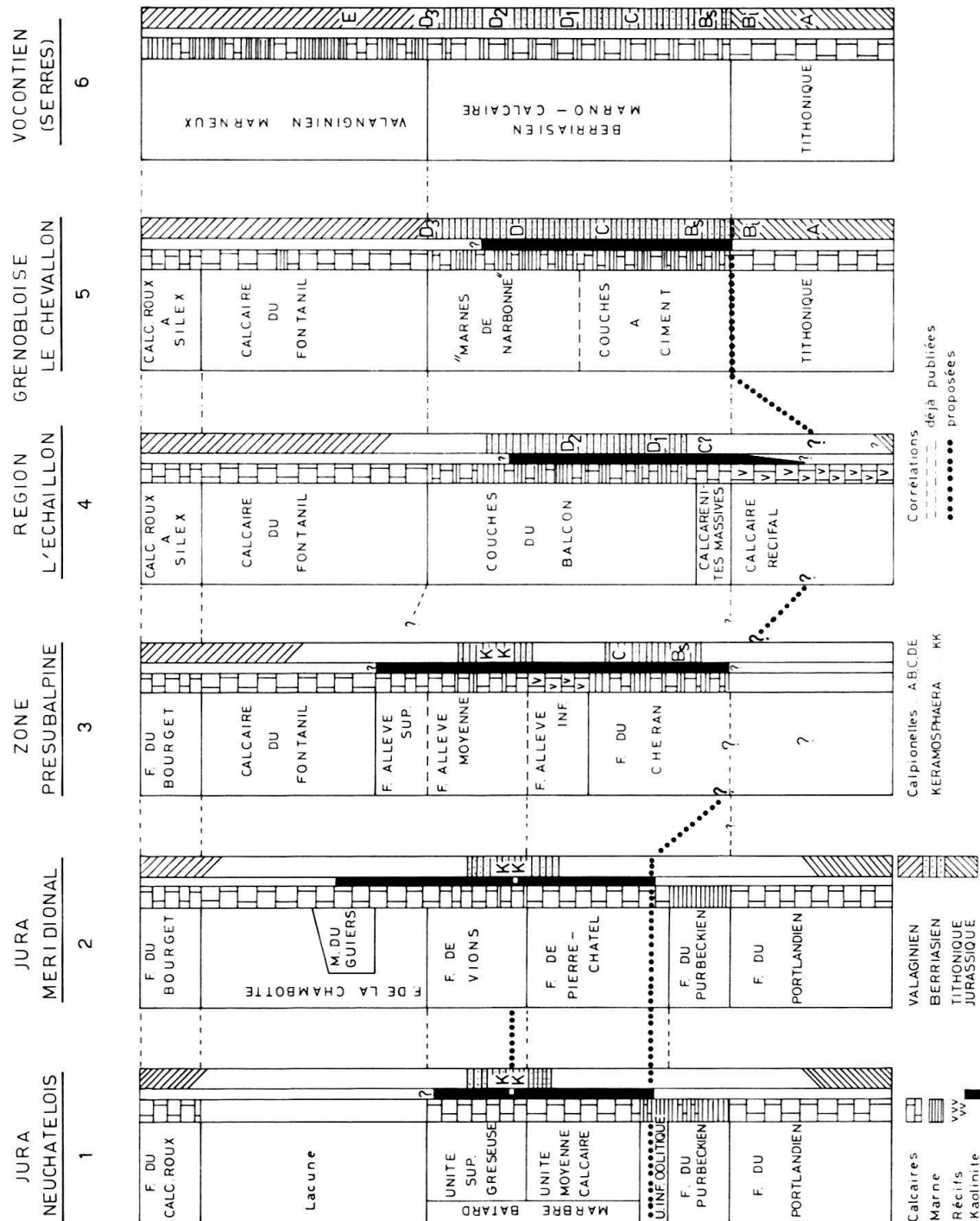


Fig. 25. Tableau synthétique des unités lithostratigraphiques avec pour chaque secteur la lithologie schématisée, l'extension de la kaolinite et l'âge des sections réellement datées. Le tableau résulte des travaux anciens et récents. Les nouvelles hypothèses sont indiquées par des lignes en cercles pleins et sont essentiellement basées sur la distribution de la kaolinite vue dans son cadre paléogéographique. Les épaisseurs ne sont pas conservées.

Les Calpionelles ne nous donnent qu'un âge minimal pour la transgression paléo-crétacée: la base des Couches du Balcon de l'Echaillon correspond à la base de la sous-zone D1 et, par là, à celle de la zone à *Fauriella boissieri*. Cela signifie que

le Purbeckien du Jura méridional ne dépasse guère le Berriasien inf. (REMANE 1966 *a* et *b*, 1973), mais cela ne suffit pas pour lui attribuer un âge entièrement tithonique.

Quant aux Ostracodes, c'est d'une part la présence de deux espèces du Berriasien subalpin (*Protocythere emslandensis* et *Pseudoprotocythere aubersonensis*) dans des intercalations marines dans le Purbeckien jurassien (OERTLI 1966), d'autre part la découverte d'Ostracodes purbeckiens dans le Berriasien inf. de Montagnole (DONZE 1965) qui paraissent constituer les arguments décisifs pour l'attribution du Purbeckien jurassien au Berriasien.

En ce qui concerne le premier point, il faut remarquer qu'on ignore tout des faunes d'Ostracodes du Tithonique sup. subalpin. Le genre *Protocythere* existe depuis le Kimmeridgien; l'espèce *P. emslandensis* est connue depuis la base du Berriasien, où l'on a pour la première fois des sédiments susceptibles d'être traités par lavage; elle peut donc avoir vécu avant. Quant aux Ostracodes purbeckiens du Berriasien de Montagnole, il est possible qu'elles soient remaniées, lorsqu'on sait le rôle important que jouent les phénomènes de résédimentation dans cette série.

Une corrélation certaine n'existe que pour le Berriasien tout-à-fait supérieur (DONZE 1973; OERTLI 1966; OERTLI & STEINHAUSER 1969) au milieu de la Formation de Vions avec *Protocythere divisa* et *P. helvetica* dont l'apparition se fait de manière analogue aussi bien dans le Jura que dans le subalpin.

Il s'avère donc que les données biostratigraphiques n'excluent point un synchronisme entre une partie du Purbeckien jurassien et le Berriasien inférieur, mais elles n'en fournissent pas la preuve formelle. Les arguments qu'offre la distribution de la kaolinite qui propose un âge tithonique du Purbeckien jurassien, gardent donc toute leur valeur et fournissent une hypothèse de travail qu'il paraît intéressant de poursuivre.

6.3.2 Position stratigraphique des calcaires récifaux du Bec de l'Echaillon

La partie supérieure du calcaire récifal de l'Echaillon n'est pas datée par des fossiles. Classiquement on y voyait l'équivalent du Berriasien subalpin (KILIAN & LORY 1900; GIGNOUX & MORET 1952). Cette attribution ne pouvait être maintenue après la datation des marno-calcaires du Balcon comme Berriasien moyen/sup., sous-zone D1. REMANE (1966) en avait tiré la conclusion que seuls les 8 m de calcarénite massive entre les marno-calcaires et le calcaire récifal pouvaient être d'âge berriasien (v. aussi REMANE 1973), cela impliquait la présence d'une lacune stratigraphique importante due à l'émersion purbeckienne. Cette hypothèse est également à réviser puisque la limite Tithonique-Berriasien, selon la distribution de la kaolinite, se place au moins à env. 25 m sous le sommet du calcaire récifal dont une partie redevient ainsi berriasienne. Il subsiste cependant une différence importante par rapport à la théorie classique: l'âge berriasien et non valanginien des marno-calcaires du Balcon et des marnes de Narbonne des chaînes externes de la Chartreuse (GIDON et al. 1967; LE HÉGARAT 1971).

Summary

In the present paper, mineralogy and geochemistry of Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonates from the neritic shelf of the Jura Mountains and the pelagic

Vocontian Basin, have been studied. Some of the observed features appear to be paleogeographically or facies-controlled, whereas others are time-controlled and reflect inter-regional evolutionary trends independent of paleogeography.

1. Paleogeographically controlled factors are: a) *Clay minerals*: in the «Portlandian», the *inherited kaolinite* defines two domains on the shelf: one without kaolinite in the NW (Jura Mountains around Neuchâtel) and the other with kaolinite to the SE (Swiss Plateau). In this realm the proportion of kaolinite decreases toward the Vocontian Basin which seems to indicate a terrigenous supply from E-NE. The inherited nature of *illite* is shown by its *crystallinity* which depends, however, also on lithology. At least with clay contents from 1 to 10%, the crystallinity of *illite* diminishes with an increase of the clay fraction. *Chlorites* are more abundant in shelf facies than in the basin. – b) *Feldspars*: during late Jurassic and early Cretaceous *plagioclase* is restricted to the basin whereas *K-feldspars* (always less than 1%) occur only on the shelf. The majority of Portlandian K-feldspars are authigenic. – c) *Goethite*, *pyrite*, and *dolomite* are more frequent in the shelf facies. – d) The *geochemistry* of the *soluble phase* depends on the clay content. At the equivalent clay content the amounts of certain elements are determined by the environment of deposition. Thus, *strontium* is most frequent in formations of confined character, although in certain cases its proportion is probably modified by diagenetic processes. *Sodium* is more abundant in confined, dolomitic, and in reef environments.
2. Time-controlled tendencies: a) *Manganese* and *iron* contents are higher in the Cretaceous than in the Jurassic, on the shelf as well as in the center of the basin. – b) Among *clay minerals*, *illite* dominates during the Jurassic but gives way to *smectite* in the Cretaceous. At the beginning of the Cretaceous, *kaolinite* spreads out rapidly over the whole shelf and even over the marginal zones of the Vocontian Basin, on the northern border (Grenoble region) as well as in the S, at the limit to Provence facies (Castellane). This sudden appearance of kaolinite is of special importance for stratigraphy as it seems to provide a reliable chronological marker horizon which would enable us to correlate the Jurassic-Cretaceous boundary from the marginal zones of the Basin onto the shelf. The entire «Purbeckien» of the Jura Mountains would thus be of Tithonic age, whereas the uppermost ca. 25 m of the reef limestone at the Bec de l'Echaillon becomes Lower Berriasian. The Tethyan Berriasian would be represented in the Jura Mountains by the lower «Valanginian» (including Vions Formation/unité sup. gréseuse).

Résumé

La minéralogie et géochimie des formations carbonatées, à la limite Jurassique-Crétacé, entre les faciès néritiques de la plate-forme du Jura et ceux pélagiques du bassin vocontien, montrent que certains caractères sont contrôlés par la paléogéographie propre aux deux domaines, alors que d'autres témoignent d'une évolution similaire indépendante des milieux de sédimentation.

1. Caractères liés à la paléogéographie: a) *Minéraux argileux*: Dans le «Portlandien» la *kaolinite héritée* définit deux domaines sur la plate-forme: l'un sans

kaolinite, dans le NW (Jura plissé de la région neuchâteloise); l'autre avec kaolinite au SE, à l'emplacement actuel du plateau suisse. Dans cette dernière région, la proportion de kaolinite décroît en direction du bassin vocontien, ce qui paraît indiquer un apport terrigène venant de l'E-NE. Le caractère hérité de l'*illite* est démontré par sa *cristallinité*, laquelle est cependant modifiée par la lithologie. La cristallinité de l'*illite* diminue avec l'augmentation des teneurs en argiles, du moins entre 1 et 10% d'argile. Les teneurs en *chlorite* sont plus abondantes dans les faciès de la plate-forme que dans ceux du bassin. – b) *Feldspaths*: Au Jurassique terminal et Crétacé basal, les *plagioclases* sont limités aux formations du bassin alors que les *feldspaths K* (inf. à 1%) ne s'observent que dans celles de la plate-forme. La majorité des feldspaths K du «Portlandien» (plate-forme) sont authigènes. – c) *Goethite*, *pyrite*, *dolomite* sont plus fréquents dans le domaine de la plate-forme. – d) La *géochimie* de la *phase soluble* est fonction de la teneur en argile. A résidus argileux équivalents pour certains éléments, les teneurs sont liées à la nature des milieux de dépôt. Ainsi le *strontium* caractérise les formations confinées, bien qu'en certains cas, ses teneurs sont probablement modifiées par l'évolution diagénétique. Le *sodium* enrichit les milieux confinés, dolomitiques et récifaux.

2. Caractères liés au facteur temps: a) Les teneurs en *manganèse* et *fer* sont plus élevées au Crétacé qu'au Jurassique, aussi bien dans les formations de la plate-forme, que dans celles du centre du bassin. – b) L'*illite* dominante au Jurassique, régresse au Crétacé au profit des smectites. Au début du Crétacé, la *kaolinite* envahit brusquement toute la plate-forme et déborde dans les zones marginales du bassin vocontien, aussi bien sur la bordure N (région de Grenoble) que sur la bordure S (à la limite des faciès provençaux, Castellane). Cette apparition soudaine de la kaolinite paraît fournir un marqueur chronologique fidèle qui permet de corréliser à la limite Jurassique-Crétacé, les formations de la zone marginale du bassin avec celles de la plate-forme. Selon ce critère, le «Purbeckien» jurassien entier serait d'âge tithonique. Les 25 m sup. des calcaires récifaux au Bec de l'Echaillon seraient d'âge berriasien inf. et non tithonique. Le Berriasien téthysien serait représenté dans le Jura par le «Valanginien» inf. (Formation de Vions/unité sup. gréseuse incluses).

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden Mineralogie und Geochemie der karbonatischen Jura-Kreide-Grenzschichten in der neritischen Schelffazies des Faltenjura und der pelagischen Ausbildung des Vocontischen Troges untersucht. Dabei zeigten sich einerseits paläogeographisch-fazielle Unterschiede bei gleichalten Ablagerungen, andererseits aber auch gleichsinnige Entwicklungstendenzen auf dem Schelf und im Becken, die von der Paläogeographie unabhängig sind.

1. Als paläogeographisch bedingt erwiesen sich folgende Ergebnisse: a) *Tonminerale*: Im «Portlandien» des Schelfs in der weiteren Umgebung von Neuenburg fehlt *detritischer Kaolinit* im Faltenjura, ist aber im SE unter dem Molassebecken vorhanden. Die Kaolinitgehalte nehmen dort in Richtung auf den

Vocontischen Trog hin ab, was für ein Liefergebiet im E-NE spricht. *Chlorit* ist auf dem Schelf häufiger als im Becken. Die *Kristallinität des Illits* beweist seinen detritischen Ursprung, sie wird allerdings auch vom Gesteinscharakter beeinflusst: Zumindest bei Tongehalten von 1–10% nimmt die Kristallinität des Illits mit Ansteigen des Tongehalts ab. – b) *Feldspäte*: In Oberjura und Unterkreide sind die *Plagioklase* auf das Becken beschränkt und die *Kalifeldspäte* (stets unter 1%) auf den Schelf; die Kalifeldspäte des Portlandien sind überwiegend authigen. – c) *Goethit* und *Pyrit* sind auf dem Schelf stärker vertreten. – d) Die *Geochemie der säurelöslichen Phase* hängt in erster Linie vom Tongehalt ab, bei gleichem Tongehalt vom Ablagerungsmilieu. *Strontium* ist in Ablagerungen abgeschnürter Meeresteile mit meist überhöhter Salinität angereichert. Die Sr-Gehalte werden aber wahrscheinlich auch von der diagenetischen Entwicklung beeinflusst. *Natrium* ist im hyperhalinen, im dolomitischen und im Riffbereich angereichert.

2. Zeitlich bedingt sind folgende Tendenzen: a) *Mangan* und *Eisen* sind in der Kreide häufiger als im Jura, sowohl auf dem Schelf als auch in Beckenmitte. – b) Bei den *Tonmineralien* herrscht im Jura der *Illit* vor und wird dann in der Kreide durch *Smektit* verdrängt. Der *Kaolinit* breitet sich mit Beginn der Kreide plötzlich über den ganzen Schelf und die Randzonen des Beckens aus, im N des Vocontischen Troges (Grenobler Gegend) ebenso wie im S (Grenze zur Provenzalischen Fazies, Castellane). Dieses plötzliche Ansteigen der Kaolinitgehalte ist besonders wichtig für die Stratigraphie, denn es scheint einen zuverlässigen chronologischen Leithorizont zu liefern. Die Jura-Kreide-Grenze könnte so von den Randbereichen des Beckens auf den Schelf hinauf verfolgt werden. Demnach wäre das gesamte «Purbeckien» des Faltenjura tithonischen Alters, während die oberen ca. 25 m des Riffkalkes vom Bec de l'Echaillon ins untere Berriasien fielen. Das Berriasien der Tethys wäre im Faltenjura durch das untere «Valanginien» (bis einschliesslich Formation de Vions/unité sup. gréseuse) vertreten.

Remerciements

Nous remercions le Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique qui a subventionné ce travail (Requête 2.1660.74) ainsi que M.B. Kubler, professeur, initiateur de cette recherche. M.M. Weidmann, directeur du Musée géologique de Lausanne nous a offert les échantillons du forage de Montricher; M.O.P. Büchi, Dr. de Swisspetrol, nous a permis d'étudier le forage d'Essertines. M.J. Charollais nous a aidé à préciser la stratigraphie du forage de Montricher. Nos vifs remerciements vont à M.M. Zimmermann Dr., directeur de Pétroles d'Aquitaine (Berne) S.A. qui a eu l'amabilité de revoir le manuscrit et aux collaborateurs de l'Institut de Géologie qui nous ont apporté leur appui et fait bénéficier de leur travail.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT, D. (1975): *L'évolution du relief jurassien*. – *Eclogae geol. Helv.* 68/1, 1–64.
 BASKIN, Y. (1956): *A study of authigenic feldspars*. – *J. Geol.* 64, 132–155.
 BAUMBERGER, E., & MOULIN, H. (1899): *La série néocomienne à Valangin*. – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 26, 150–210.
 BAUSCH, W.M. (1965): *Strontiumgehalte in süddeutschen Malmkalken*. – *Geol. Rdsch.* 55, 86–96.

- (1968): *Outlines of distribution of strontium in marine limestone*. In MULLER, G. & FRIEDMANN, G. M. (1968): *Recent developments in carbonate sedimentology in central Europe*. – Springer, Heidelberg/New York.
- BROWN, G. (1961): *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*. – Jarrold & Sons Ltd., Norwich.
- CAROZZI, A. (1948): *Etude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura suisse*. – Thèse, Univ. Genève.
- (1954): *Le Jurassique supérieur du Grand Salève, essai de comparaison avec les récifs coralliens actuels*. – *Eclogae geol. Helv.* 47/2, 373–376.
- Colloque sur la Limite Jurassique-Crétacé (1973): *Livret-guide des excursions: Bordure cévenole, chaînes subalpines, Jura*. – Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, hors série 1.
- DESOR, E., & GRESSLY, A. (1859): *Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois*. – Mem. Soc. Sci. nat. (Neuchâtel) 4, 1–159.
- DONZE, P. (1958): *Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la «fosse vocontienne» (Massifs sub-alpins septentrionaux, Ardèche, Grands-Causse, Provence, Alpes-Maritimes)*. – Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon [n.s.] 3.
- (1965): *Les Ostracodes du Berriasien inférieur dans les massifs subalpins des Bauges et de la Chartreuse*. In: *Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, Septembre 1963)*. – Mém. Bur. Rech. géol. min. 34, 547–548.
- (1973): voir *Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé*.
- DONZE, P., & LE HÉGARAT, G. (1972): *Le Berriasien, étage charnière entre le Jurassique et le Crétacé; ses équivalents continentaux en Europe du Nord*. – Int. geol. Congr., 24th Sess., Canada (Montreal) 1972, sect. 7, 513–522.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969): *Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme*. – Thèse, Univ. Strasbourg (Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr. 29).
- (1970): *The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review*. – *Sedimentology* 15, 281–346.
- FLÜGEL, H. W., & WEDEPOHL, K. H. (1967): *Die Verteilung des Strontiums in oberjurassischen Karbonatgesteinen der Nördlichen Kalkalpen*. – *Contr. Mineral. Petrol.* 14, 229–249.
- FREY, M. (1970): *The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis*. – *Sedimentology* 15, 261–279.
- GIDON, M., LE HÉGARAT, G., & REMANE, J. (1967): *Nouvelles observations géologiques sur le secteur chambérien du massif de la Grande Chartreuse (Savoie)*. – Ann. Cent. Ens. sup. Chambéry, Sect. sci. 5, 79–102.
- GIGNOUX, M., & MORET, L. (1952): *Géologie dauphinoise*. – Masson, Paris.
- GOLDSMITH, J. R., & LAVES, F. (1954): *Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine*. – *Geochim. cosmochim. Acta* 6, 100–118.
- GRAF, D. L. (1962a): *Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary rocks*. – *Circ. Illinois state geol. Surv.* 297, 298, 301, 308.
- (1962b): *Minor element distribution in sedimentary carbonate rocks*. – *Geochim. cosmochim. Acta* 26, 849–856.
- GRIM, R. E. (1968): *Clay Mineralogy*. – McGraw-Hill, New York (2nd ed.).
- GUINIER, A. (1964): *Théorie et technique de la radiocristallographie*. – Dunod, Paris (3e éd.).
- HÄFELI, C. (1966): *Die Jura/Kreide-Grenzschichten im Bielersee-Gebiet (Kt. Bern)*. – *Eclogae geol. Helv.* 59/2, 565–595.
- HÄFELI, C., MAYNC, W., OERTLI, H. J., & RUTSCH, R. F. (1965): *Die Typus-Profil des Valanginien und Hauterivien*. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 31/81, 41–75.
- HAUG, E. (1898): *Portlandien, Tithonique et Volgien*. – *Bull. Soc. géol. France* 26.
- JACCARD, A. (1869): *Jura vaudois et neuchâtelois*. – Matér. Carte géol. Suisse 6.
- KASTNER, M. (1971): *Authigenic feldspars in carbonate rocks*. – *Amer. Mineralogist* 56, 1403–1442.
- KELLER, W. D. (1970): *Environmental aspects of clay minerals*. – *J. sediment. Petrol.* 40/3, 788–854.
- KILIAN, W. (1907): *Kreide* (Bd. 3). In: FRECH, F. (éd.): *Lethe geognostica*, II. Teil: *Das Mesozoikum*. – Schweizerbart, Stuttgart.
- KILIAN, W., & LORY, P. (1900): *Notices géologiques sur divers points des Alpes françaises. Notice sur les assises jurassiques et crétacées du promontoire de l'Echaillon*. – *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble* 5, 557–635.

- KUBLER, B. (1961): *Sur quelques interstratifiés irréguliers micas-montmorillonite*. – Bull. Serv. Carte. géol. Als.-Lorr. 14/4, 173-178.
- (1964): *Les argiles indicateurs de métamorphisme*. – Rev. Inst. franç. Pétrole 19, 1093-1112.
- (1966): *La cristallinité de l'Illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme*. In: *Colloque sur les étages tectoniques*. – A La Baconnière, Neuchâtel, 105-122.
- (1968): *Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années*. – Bull. Cent. Rech. Pau-SNPA 2, 385-397.
- KULP, J. L., TUREKIAN, K., & BOYD, D. W. (1952): *Strontium content of limestones and fossils*. – Bull. geol. Soc. Amer. 63, 701-716.
- LE HÉGARAT, G. (1971): *Le Berriasien du Sud-est de la France*. – Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon 43.
- LE HÉGARAT, G., & REMANE, J. (1968): *Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélations des ammonites et des calpionelles*. – Geobios (Fac. Sci. Lyon) 1, 7-70.
- MAC EVAN, D. M. C., RUIZ AMIL, A., & BROWN, G. (1961): *Interstratified clay minerals*. In: BROWN, E. (1961): *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*. – Jarrold & Son Ltd, Norwich.
- MARCOU, J. (1859): *Sur le Néocomien dans le Jura et son rôle dans la série stratigraphique*. – Arch. Sci. phys. nat. (Genève) 4.
- MILLOT, G. (1964): *Géologie des argiles*. – Masson, Paris.
- MISEREZ, J. J. (1973): *Géochimie des eaux du Karst jurassien (contribution physico-chimique à l'étude des altérations)*. – Thèse, Univ. Neuchâtel, Suisse.
- OERTLI, H. J. (1966): *Die Gattung Protocythere (Ostracoda) und verwandte Formen im Valanginien des zentralen Schweizer Jura*. – Eclogae geol. Helv. 59, 87-127.
- OERTLI, H. J., & STEINHAUSER, N. (1969): *Découverte d'un gisement d'Ostracodes d'âge berriasien supérieur au Molard de Vions (Savoie, France)*. – C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève [n.s.] 4, 114-117.
- OINUMA, K., SHIMODA, S., & SUDO, T. (1972): *Triangular diagrams for surveying chemical compositions of chlorites*. – J. Tokyo Univ. gen. Educ. (nat. Sci.) 15, 1-33.
- PERSOZ, F. (1969): *Fidélité de l'analyse quantitative des poudres de roches par diffraction-X*. – Bull. Centre Rech. Pau-SNPA 3/2, 329-355.
- (1973): *Note sur la distribution des dolomites du Jura méridional neuchâtelois*. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 96, 149-162.
- PERSOZ, F., & KUBLER, B. (1968): *Etude pétrographique des roches carbonatées: la limite Jurassique-Crétacé dans quelques sondages et affleurements du Jura neuchâtelois*. – Eclogae geol. Helv. 61/2, 504-507.
- PERSOZ, F., & REMANE, J. (1973): *Evolution des milieux de dépôt au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridional*. – Eclogae geol. Helv. 66/1, 41-70.
- PERSOZ, F., & STEINHAUSER, N. (1970): *Microfaciès, pétrographie et géologie du Crétacé inférieur de Molard de Vions (Jura méridional)*. – C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 5/2-3, 177-190.
- POCHON, M. (1974): *Origine, évolution des sols et phénomènes d'altération en pays calcaire tempéré humide - Haut-Jura, Suisse*. – Thèse, Univ. Neuchâtel, Suisse.
- REMANE, J. (1958): *Quelques observations sur le passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins à la limite Jurassique-Crétacé dans les environs de Grenoble*. – Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble 34, 179-191.
- (1960): *Les formations bréchiqes dans le Tithonique du Sud-Est de la France*. – Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble 39, 26-82.
- (1966a): *Neue Daten zur Parallelisierung des Purbeck mit der mediterranen Fazies in Südost-Frankreich*. – N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.] 125 (Festbd. Schindewolf), 334-344.
- (1966b): *Nouvelles données sur l'âge des «couches du Balcon» du Bec de l'Echaillon (extrémité N du Vercors - Cluse de l'Isère)*. – Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble 42, 263-267.
- (1966c): *Note préliminaire sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines*. – Bull. Soc. géol. France (7) 8, 448-453.
- (1970): *Die Entstehung der resedimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs*. – Eclogae geol. Helv. 63/3, 685-739.
- (1973): voir *Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé*.
- REYNOLDS, R. C., & HOWER, J. (1970): *The nature of interlayering in mixed-layer Illite-Montmorillonite*. – Clays and Clay Miner. 18, 25-36.
- STEINHAUSER, N. (1969): *Recherches stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France)*. – Thèse, Univ. Genève.
- STEINHAUSER, N., & CHAROLLAIS, J. (1971): *Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du*

- « Valanginien » de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. – *Geobios* 4/1, 7–59.
- TAMURA, T. (1957): *Identification of the 14 Å Clay Mineral component*. – *Amer. Mineralogist* 42, 107–110.
- TETTENHORST, R., & ROBERSON, H.E. (1973): *X-ray Diffraction Aspects of Montmorillonites*. – *Amer. Mineralogist* 58, 73–80.
- TOPKAYA, M. (1950): *Recherches sur les silicates authigènes dans les roches sédimentaires*. – Thèse, Univ. Lausanne, Suisse.
- TRÖGER, W.E. (1967): *Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale*. Teil 2, Textband (O. BRAITSCH, Ed.) – Schweizerbart, Stuttgart.
- TUREKIAN, K.K. (1964): *The marine geochemistry of strontium*. – *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 1479–1496.
- TUREKIAN, K.K., & KULP, J.L. (1956): *The geochemistry of strontium*. – *Geochim. cosmochim. Acta* 10, 245–296.
- WEAVER, C.E. (1960): *Possible uses of clay minerals in search for oils*. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 44, 1505–1518.
- (1967): *The significance of clay minerals in sediments*. In: *Fundamental Aspects of Petroleum Geochemistry* (NAGYOH D COLOMBO, Ed.). – Elsevier, Amsterdam (p. 37–75).
- (1969): *The clay petrology of sediments*. – *Proc. natl. Conf. Clays and Clay Minerals* 6, 154–187.
- WIEDMANN, J. (1968): *Das Problem stratigraphischer Grenzziehung und die Jura/Kreide-Grenze*. – *Eclogae geol. Helv.* 61/2, 321–386.