

**Répartition régionale et stratigraphique des
minéraux argileux dans les calcaires tithoniques
et berriasiens du domaine vocontien
(SE France)**

Thèse présentée à la Faculté des Sciences par

Matthias Geyer

**géologue diplômé de l'Université de Würzburg
(R.F.Allemagne)**

**pour l'obtention du grade de Docteur ès Sciences
à l'Université de Neuchâtel**

Jury de thèse:

**J.REMANE
J.CHAROLLAIS
B.KÜBLER
F.PERSOZ**

**Président
Examineur
Examineur
Examineur**

- 1991 -

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Répartition régionale et stratigraphique.....
des minéraux argileux dans les calcaires.....
tithoniques et berrasiens du domaine.....
vocontien (SE France).....
.....
de Monsieur Matthias Geyer.....

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel
sur le rapport des membres du jury,

MM. les professeurs J. Remane, B. Kubler,
F. Persoz et J. Charollais (Genève)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 10 avril 1992

Le doyen :



A. Robert

"... Zwischen hinein, gegen Ende des ersten Geländesommers kam einmal für zwei, drei Tage der Chef, besah die Aufschlüsse, die Kartierung und die Zeichnungen, hörte sich an, was man zu sagen hatte, trank einiges von dem guten Wein, der auf den Schichten des Schülers gewachsen war, lobte das Getränk und die Schichten und fuhr wieder ab in das bequeme Reich des Instituts, wo von schattigen Regalen tausend fertige Ergebnisse herabschauen."

d'après HANS CLOOS: Gespräch mit der Erde, p.29

Avant-propos

Le sujet du présent travail m'était proposé par Monsieur le Professeur J. REMANE (Neuchâtel), qui a dirigé depuis 1985 les recherches qui ont mené à cette thèse. Je lui exprime ici mes remerciements pour son soutien, ses conseils ainsi pour une introduction de 5 jours sur le terrain.

Par la nature du sujet, Monsieur le Professeur B. KÜBLER (Neuchâtel) est intervenu surtout aux questions concernant les argiles.

Monsieur le Professeur J. CHAROLLAIS (Genève) - dont je reconnais tout particulièrement la correction exempte de préjugés et rapide du manuscrit - et Monsieur le Professeur F. PERSOZ (Neuchâtel) ont accepté le rôle des examinateurs pour le jury.

Monsieur le Docteur D. MARQUER (Neuchâtel) m'a corrigé et révisé mon français. J'ai également beaucoup apprécié sa façon très pédagogique de discuter et d'expliquer.

Monsieur le Professeur B. BEAUDOIN (Fontainebleau) m'a mis à disposition des échantillons qui étaient d'une grande importance pour ce travail.

Monsieur le Docteur F. CECCA (Rome/Paris) m'a accompagné sur le terrain en Ardèche.

Mme C. GRETILLAT, Mme N. COHEN et les Messieurs F. JACQUES et G. MAGRANVILLE ont contribué en tant que collaborateurs techniques au présent travail et M. Andres Merz-Areaza m'a corrigé mon Espagnol.

Je fais des discussions intéressantes à Anne-Marie Meyerat, ma collègue de bureau pendant les quatre ans de recherche et à mes collègues et amis Eric de Kaenel, Rüdiger Jentschik, Bernhard Schulz, Michael Stockmeyer et Xavier Tschanz.

Je tiens à remercier toutes les personnes mentionnées ainsi que les "oubliés" de leur contribution de ce présent travail.

Enfin, j'aimerais exprimer toute ma reconnaissance à l'Université de Neuchâtel et au FNRS (requête 2000-5323) pour leur soutien financier.

Die vorliegende Arbeit stellt den Abschluss meiner Hochschulausbildung dar. Ich danke meinen Eltern, welche mir mit viel Geduld das Geologie-Studium ermöglicht haben und Laurence für all ihre Unterstützung während des Zusammenschreibens des Manuskriptes.

Neuchâtel, été1990

Matthias Geyer

Table des matières

Résumé	4
Zusammenfassung	5
Abstract	6
Resúmen	7
1. Introduction	8
1.1. Aspects généraux	9
1.2. Cadre géologique	12
1.2.1. Cadre structural	12
1.2.2. Cadre paléogéographique	13
1.2.3. Cadre stratigraphique	17
1.3. Cadre biochronologique	20
1.3.1. Généralités	20
1.3.2. Les Calpionelles	21
1.4. Travaux antérieurs et buts du travail	24
1.5. Méthodes de travail	26
1.5.1. Schéma méthodologique	26
1.5.2. Préparation des fractions fines non-carbonatées pour analyse DX	26
1.5.3. Analyse par diffraction X et cristallinité de l'illite	27
1.5.4. Préparation des poudres et calcimétrie	28
2. Description des coupes	29
2.1. Généralités	30
2.2. Description régionale des coupes	32
2.2.1. Chaînes subalpines septentrionales (Chartreuse et Vercors)	32
2.2.2. Bordure ardéchoise-cévenole	37
2.2.3. Chaînes vocontiennes	46
2.2.4. Les Baronnies	57
2.2.5. La région à l'Ouest de Gap	61
2.2.6. Nappe épiglyptique de Digne	68
2.2.7. La région de Castellane	73
2.3. Synthèse de la description des coupes	75
3. Minéralogie	86
3.1. Identification et dosage des minéraux	87
3.2. Répartition régionale des minéraux argileux (intensités brutes)	98
3.2.1. Historique	98

3.2.2.	Généralités	98
3.2.3.	Chaînes subalpines septentrionales (Chartreuse et Vercors)	99
3.2.4.	Bordure ardéchoise-cévenole	103
3.2.5.	Chaînes vocontiennes	110
3.2.6.	Les Baronnies	118
3.2.7.	La région à l'Ouest de Gap	122
3.2.8.	Nappe épiglyptique de Digne	128
3.2.9.	La région de Castellane	132
3.3.	Répartition des minéraux argileux: synthèse et interprétation	134
3.3.1.	Chlorite	134
3.3.2.	Interstratifiés	135
3.3.3.	Kaolinite	137
3.3.4.	Micas	139
3.3.5.	Smectites 17 Å	140
3.3.6.	Assemblages argileux dans les interlits marneux	141
3.3.7.	Assemblages argileux dans les résédiments	145
3.3.8.	Résumé de la distribution des minéraux argileux	151
3.3.9.	Aperçu de la répartition des minéraux associés	154
3.3.10.	Le modèle de LOPATIN	156
4.	Conclusions générales	160
	Bibliographie	163
	Planches	173
1.	Saint Pancrasse	174
2.	Vachères-en-Ouint	174
3.	Le Broyon	175
4.	Route de Charans	175
	Annexe	176
1.	Liste des figures	177
2.	Liste des tableaux	180
3.	Liste des planches	180
4.	Coordonnées des coupes étudiées	181
5.	Observations sur la végétation	182
6.	Tableaux des valeurs	183

Résumé

La série stratigraphique dans le domaine vocontien pendant l'intervalle Tithonique - Berriasien se compose des calcaires micritiques pélagiques devenant hémipélagiques vers les bords. Après les calcaires purs du Tithonique apparaissent au Berriasien des intercalations marneuses qui font évoluer la série stratigraphique en alternances marno-calcaires. Cet enrichissement en marnes a pour conséquence une réduction de l'épaisseur des bancs calcaires.

L'analyse calcimétrique des bancs calcaires montre peu de changements verticaux et la distinction d'un niveau marqueur s'avère impossible. Par contre, les valeurs sont plus élevées en direction des bordures du bassin vocontien (Chartreuse méridionale, Ardèche et la région de Castellane). Une tendance contraire est mise en évidence en direction des Alpes (nappe épiglyptique de Digne et la région à l'Ouest de Gap).

Les intercalations de résédiments sont localement très importantes (notamment dans les canyons sous-marins). Cependant, leur extension latérale étant trop limitée, ils ne fournissent pas des niveaux marqueurs. D'autre part, l'épaisseur des résédiments en % est la même pour les zones A et B. Il n'y a pas de cyclicité dans le dépôt de résédiments.

Le contrôle biochronologique des échantillons permet de suivre les associations argileuses à travers l'intervalle étudié. Ceci s'effectue après une séparation granulométrique en deux fractions.

Dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$ il ne subsiste généralement que les argiles, tandis que la fraction $2-16 \mu\text{m}$ se distingue par sa teneur en minéraux en grains (notamment quartz et albites).

Sur le plan minéralostratigraphique, seule la kaolinite constitue un niveau repère au début du Berriasien dont l'existence se limite à la Chartreuse méridionale et à l'Ardèche et qui ne se prolonge pas dans le bassin.

La répartition de la fraction argileuse se résume comme ceci:

- omniprésence des micas et une variabilité généralement faible des mesures portés sur la cristallinité de l'illite

- la distribution des smectites, qui sont d'origine détritique et reflètent le milieu de sédimentation, est contrôlée par l'hydrodynamique et la morphologie du bassin. Elles caractérisent les zones calmes du bassin. Sensibles à la diagénèse, elles disparaissent avec le gradient diagénétique vertical croissant vers l'Est.

- plusieurs types d'interstratifiés "illite-smectite" apparaissent notamment en Ardèche, dans la région de Gap mais aussi dans les canyons sous-marins.

- apparition de la kaolinite surtout au Berriasien et sur les bordures du bassin. La kaolinite s'accumule également dans les voies de transport qui se dirigent sous forme des canyons sous-marins vers le centre du domaine vocontien.

- la chlorite apparaît dans la région de Gap, en petites quantités dans les Baronnies et en Ardèche, mais surtout dans la nappe de Digne.

Le modèle proposé de la répartition régionale des minéraux argileux est le suivant:

La partie centrale du domaine vocontien est caractérisée par une association argileuse détritique (micas, smectites, kaolinite). Cet assemblage subit avec l'enfouissement plus important des séries sédimentaires près de Gap, dans les Baronnies et en Ardèche des transformations diagénétiques, qui se manifestent par la disparition des smectites et par l'apparition de divers types d'interstratifiés de type illite-smectite. Ce résultat est confirmé par le modèle de LOPATIN. Dans la nappe de Digne; l'association argileuse (micas et chlorites) est expliquée par un métamorphisme transporté.

Zusammenfassung

Im Zeitabschnitt Tithonium - Berriasium besteht die stratigraphische Abfolge des Vocontischen Troges aus mikritischen, pelagischen Kalken, die randlich in eine hemipelagische Fazies übergehen. Nach den reinen Kalken des Tithoniums treten im Berriasium verstärkt Mergelzwischenlagen auf, die zu einer Kalk-Mergel-Wechselfolge führen. Diese Mergelanreicherung geht mit einer Verringerung der Mächtigkeit der Kalkbänke einher.

Die calcimetrischen Analysen der Kalkbänke weisen nur geringfügige vertikale Unterschiede auf. Ein Leithorizont kann nicht ausgeschieden werden. Hingegen steigen die Karbonatgehalte im Allgemeinen in Richtung auf den Beckenrand an (südliche Chartreuse, Ardèche, Gebiet um Castellane). Eine gegenläufige Tendenz zeichnet sich in Richtung der Alpen ab (Decke von Digne und Gebiet westlich von Gap).

Lokal sehr bedeutsam sind Einschaltungen von Resedimenten (insbesondere im Bereich von submarinen Canyons). Allerdings ist ihre laterale Ausdehnung zu sehr begrenzt und ihr Verteilungsmuster liefert keine Leithorizonte. Ihr prozentualer Anteil an der Gesamtmächtigkeit der Zonen A und B gleich hoch. Es kann keine zyklische Ablagerung der Resedimente erkannt werden.

Die biochronologische Kontrolle der Proben gestattet die Untersuchung von Tonmineral-Vergesellschaftungen eines bestimmten Zeitintervalles: Zwei Korn-Fractionen wurden mineralogisch untersucht.

In der Fraktion $<2 \mu\text{m}$ bleiben normalerweise nur Tonminerale übrig, während sich in der Fraktion $2-16 \mu\text{m}$ zusätzlich Quarz und Albit finden.

Nur das Auftreten von Kaolinit kann als mineral-stratigraphischer Leithorizont zu Beginn des Berriasium verwendet werden. Dieser Leithorizont bleibt auf die südliche Chartreuse und die Ardèche beschränkt und lässt sich nicht in das Becken hinein verfolgen.

Die Verteilung der Tonminerale lässt sich wie folgt zusammenfassen:

- Die Verteilung der Smekтите deutet auf deren detritischen Ursprung hin und wird als Anzeichen für das Sedimentationsmilieu gewertet. Sie ist durch die Hydrodynamik und die Morphologie des Beckens kontrolliert und kennzeichnet die ruhigen Zonen des Beckens. Infolge ihrer diagenetischen Empfindlichkeit verschwinden die Smekтите mit dem in Richtung Osten zunehmenden, vertikalen Diagenese-Gradienten.

- verschiedene Gruppen von Wechsellager-Mineralien des Typ "Illit-Smektit" treten in der Ardèche, im Gebiet um Gap, aber auch im Bereich der submarinen Canyons auf.

- Auftreten von Kaolinit besonders im Berriasium und an den Beckenrändern. Der Kaolinit lagert sich vorzugsweise in den Transportrinnen ab, die in Form von submarinen Canyons im Zentrum des Vocontischen Troges verlaufen.

- Der Chlorit tritt im Gebiet von Gap, in geringem Umfang in den Baronnies und in der Ardèche, aber besonders in der Decke von Digne auf.

Folgendes Modell für die Regionalverteilung der Tonminerale wird vorgeschlagen:

Der Zentralteil des Vocontischen Troges ist durch eine detritische Tonmineral-Vergesellschaftung gekennzeichnet (Glimmer, Smektit, Kaolinit), welche infolge einer grösseren Auflast bei Gap, in den Baronnies und in der Ardèche diagenetische Umwandlungen erfährt. Diese zeichnen sich durch das Verschwinden der Smekтите und das Auftreten der Wechsellager-Mineralien des Typs "Illit-Smektit" aus. Die Ergebnisse werden durch eine Anwendung des LOPATIN-Modells bestätigt. In der Decke von Digne wird die Tonmineral-Vergesellschaftung (Glimmer und Chlorit) durch eine transportierte Metamorphose erklärt.

Abstract

The stratigraphical serie of the Vocontian Basin during the Tithonian - Berriasian interval consists of micritic and pelagic limestones that become hemipelagic towards the margins. The monotonous tithonian limestones are gradually replaced at the beginning of the Berriasian by limestone - marl - alternances. This enrichment of marls leads to a general reduction of the thickness of the limestone banks.

Carbonate content of the limestones show little vertical variations which makes it impossible to separate a key horizon for correlation. This carbonate content is generally higher towards the margins of the Vocontian Basin (Southern Chertreuse, the Ardèche and the region of Castellane). An opposite tendency is observed in the direction of the Alps (epiglyptic nappe of Digne and in the West of Gap).

Intercalations of resediments are locally very important (especially in the submarine canyons), but their lateral extension is too restricted to furnish key horizons. The thickness of the resediments (in % of the serie's total thickness) is the same for the zones A and B. There is no evidence for a cyclic deposit of the resediments.

The biochronological control of the samples allows to follow the clay mineral associations during the studied interval. This can be done after a granulometric separation.

The fraction $<2\ \mu\text{m}$ usually contains only clay minerals, whereas in the fraction $2-16\ \mu\text{m}$ non phyllosilicates were detected as well (especially quartz and albite).

On the mineralostratigraphical plan, only kaolinite can be considered as a mineralogical marker at the beginning of the Berriasian. However, its existence is limited to the southern Chertreuse and the Ardèche region without a general prolongation into the central part of the Basin.

The repartition of the clay fraction is summarized as follows:

- Micas are omnipresent; the variability of illite crystallinity is generally weak.

- The distribution of detritic smectites, reflecting the environment of sedimentation, is controlled by the morphology in the basin and by hydrodynamic processes. Smectites characterize the calm zones. Being sensitive to diagenetic processes, smectites disappear parallel to an increasing vertical diagenetic gradient towards the East.

- Several types of "illite-smectite" mixed-layer minerals can be distinguished in the Ardèche region, but also in the surroundings of Gap and in the submarine canyons.

- Kaolinite appears in particular in the sediments of Berriasian age. It is accumulated on the Basin's margin and in the submarine canyons pointing to the center of the Basin.

- Chlorite is identified in particular in the nappe of Digne, in the region of Gap as well as in small amounts in the Baronnies and in the Ardèche.

The regional distribution of clay minerals could be explained as follows:

The central part of the Vocontian realm is characterized by a detritic clay association (mica, smectite, kaolinite). As a consequence of the more important overburden of the sediments in the surroundings of Gap, in the Baronnies and in the Ardèche region, these clay associations undergo diagenetic transformations, characterized by the disappearance of the smectites and the apparition of various types of "illite-smectite" mixed-layer minerals. This is confirmed by LOPATIN model. The clay mineral association in the nappe of Digne is thought to be a result of transported metamorphism.

Resumen

La serie estratigráfica del dominio Vocontiense durante el intervalo Titónico - Berriasiense está compuesta por calizas micríticas pelágicas volviéndose semipelágicas hacia los bordes. Después de las calizas puras del Titónico aparecen durante el Berriasiense intercalaciones mergosas que hacen evolucionar la serie estratigráfica en alternaciones margo-calcáreas. Este enriquecimiento en margas tiene por consecuencia una reducción del espesor de los bancos calcáreos.

El análisis calcimétrico de los bancos calcáreos muestra pocos cambios verticales y la distinción de un nivel marcador es imposible. Por el contrario, los valores son más altos en dirección de los bordes de la cuenca sedimentaria vocontiense (Chartreuse meridional, Ardèche y la región de Castellane). La tendencia opuesta se manifiesta en dirección de los Alpes (manto de corrimiento epigléptico de Digne y la región al Oeste de Gap).

Las intercalaciones de resedimentos son muy importantes localmente (notoriamente en los cañones submarinos) sin embargo, como sus extensiones laterales son demasiado limitadas, no suministran niveles marcadores adecuados. Por otra parte, el espesor de los resedimentos en % es el mismo para las zonas A y B. Entonces, no hay ciclicidad alguna en la depositación de los resedimentos.

El control biocronológico de las muestras permite seguir las asociaciones arcillosas a través del intervalo estudiado. Este se efectúa después de una separación granulométrica en dos fracciones:

En la fracción $< 2\mu\text{m}$ generalmente no subsisten sino las arcillas; mientras que la fracción $2-16\mu\text{m}$ se distingue por su tenor en minerales granulosos (cuarzo y albita).

Desde el punto de vista mineralo-estratigráfico, solamente la kaolinita constituye al principio del Berriasiense un nivel de referencia cuya existencia se limita a la Chartreuse meridional y a l'Ardèche y por lo tanto, no se prolonga más allá dentro de la cuenca.

La repartición de la fracción arcillosa se resume así:

- Omnipresencia de micas y una variabilidad generalmente débil de los valores de la cristalinidad de la illita.

- La distribución de las esmectitas, que son de origen detrítico y reflejan así el medio de sedimentación, está controlado por la hidrodinámica y la morfología de la cuenca. Siendo muy sensibles a la diagénesis, éstas desaparecen con el gradiente diagenético vertical creciente hacia el Este.

- Varios tipos de interestratificados "illita-esmectita" aparecen notoriamente en Ardèche, en la región de Gap así como en los cañones submarinos.

- Aparición de la kaolinita sobretudo durante el Berriasiense y sobre los bordes de la cuenca. La kaolinita se acumula igualmente en las vías de transporte que se dirigen, bajo la forma de cañones submarinos, hacia el centro del dominio vocontiano.

- La clorita aparece en la región de Gap, en pequeñas cantidades en las Baronnies y Ardèche, pero sobretudo en el manto de corrimiento de Digne.

El modelo propuesto que explica la repartición regional de los minerales arcillosos es el siguiente:

La parte central del dominio vocontiense se caracteriza por una asociación arcillosa detrítica (micas, esmectitas y kaolinita). Este conjunto padeció con el sepultamiento más importante de las series sedimentarias cerca de Gap, en las Baronnies y en Ardèche las transformaciones diagenéticas que se manifiestan con la desaparición de las esmectitas y con la aparición de diversos tipos de interestratificados de tipo illita-esmectita. Este resultado se confirma con el modelo de LOPATIN. En el manto de corrimiento de Digne, la asociación arcillosa (micas - cloritas) se explica por un metamortismo transportado.

Chapitre 1

Introduction

Dans l'introduction le cadre géologique et biochronologique de cette étude est présenté. Suivi par un rappel historique, ce premier chapitre se termine avec un aperçu des méthodes de travail.

1.1. Aspects généraux

Ce travail porte sur l'analyse des échantillons qui proviennent de 25 coupes du SE de la France (tab. 1).

Le région étudiée comprend (fig. 1)

1. la bordure ardéchoise-cévenole
2. une partie des Chaînes subalpines: la Chartreuse, le Vercors, et les Chaînes vocontiennes
3. la bordure septentrionale des Chaînes subalpines de Haute-Provence

Le but du travail est de vérifier si les variations du cortège des minéraux argileux dans les calcaires lithoniques et berriasiens du domaine vocontien permettent de tracer des isochrones à l'aide des minéraux argileux et dans quelle mesure les minéraux argileux ont subi l'effet de la diagenèse (cf. 1.4.).

	affleurement		éch.	carte géologique
1	Carrière des Anges	Ang	20	Privas (198)
2	Berrias	Ber	82	Alès (209)
3	Le Broyon	Bro	10	Crest (842)
4	Chalancon	Chc	24	Dieulefit (867)
5	Châteauneuf-d'Oze	ChO	55	Gap (869)
6	Charens	Chr	30	Luc-en-Diois (868)
7	Le Chouet	Cht	33	Luc-en-Diois (868)
8	Le Chevallon	Chv	10	Grenoble (772)
9	Chaplaine	Cpl	35	La Chapelle-en-Vercors (820)
10	Clue de Tautanne	CTa	52	Moustiers-Sté.Marie (970)
11	Daluis	Dal	50	Entrevaux (945)
12	Espréaux	Esp	30	Gap (869)
13	Saint Julien-Vergons	JuV	29	Castellane (971)
14	La Cadière	LCa	25	Le Vigan (221)
15	Les Miaux	Mia	15	Luc-en-Diois (868)
16	Roche des Arnauds	RdA	36	Gap (869)
17	Route des Grads	RdG	25	Privas (198)
18	Roc de l'Esculier	REs	32	Le Buis (211)
19	Au Sud d'Aulan	SAu	22	Sederon (916)
20	Les Sias	Sia	35	Vaison-la-Romaine (915)
21	Saint Julien	SJu	35	Luc-en-Diois (868)
22	Saint Pancrasse	SPa	19	Domène (773)
23	Vachères-en-Quint	VaQ	10	Die (843)
24	Le Vernet	Ver	45	Digne (212)
25	Veynes	Vey	40	Gap (869)

Tab.1 Liste des coupes étudiées (cf. annexe)

Verzeichnis der untersuchten Profile (cf. Anhang)

List of sampled sections (cf. annexe)

1. Introduction

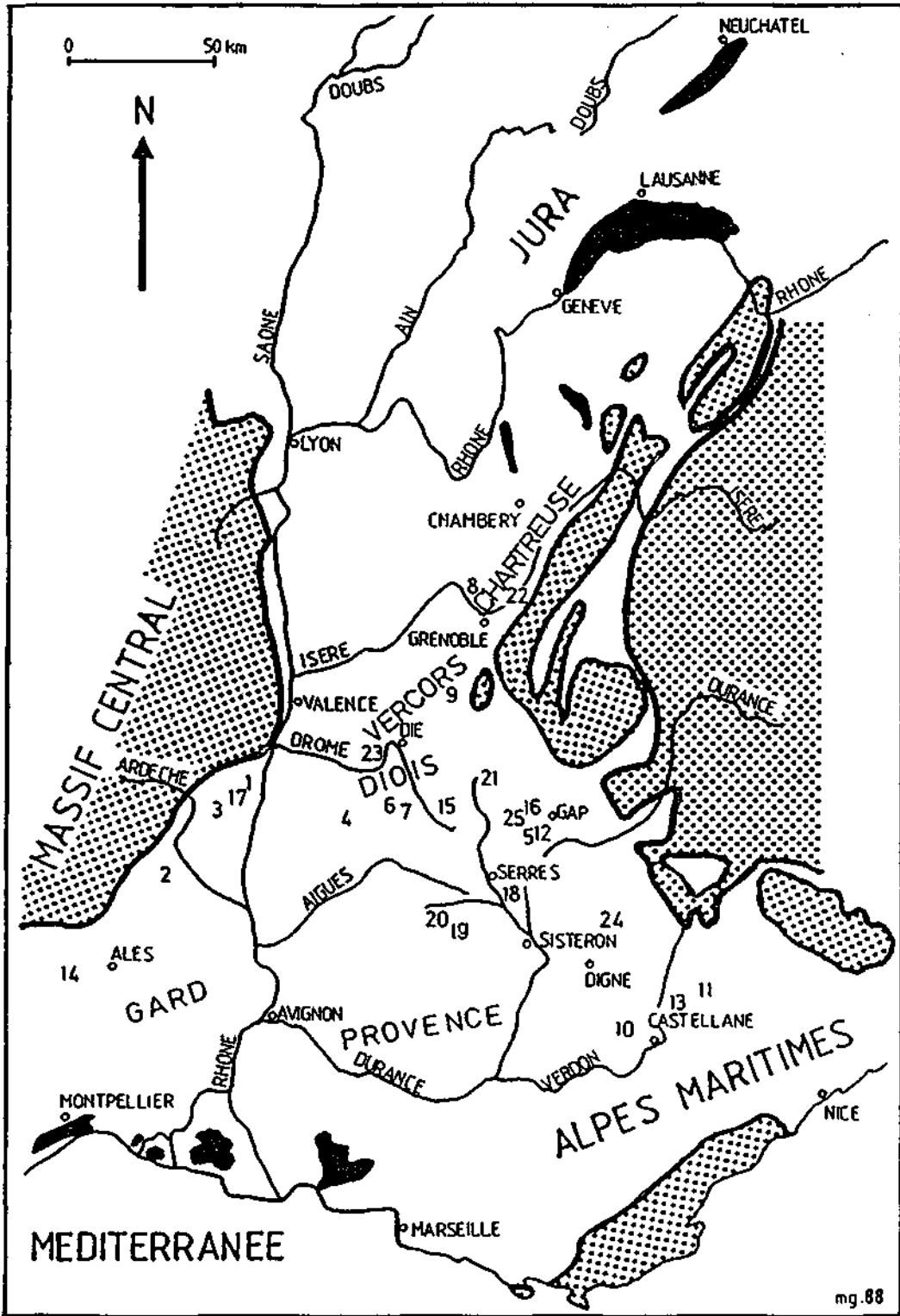


Fig.1 Localisation des coupes étudiées
 pointillé: socles anciens et Alpes Occidentales
 Lage des Untersuchungsgebietes
 gepunktet: Grundgebirge und Westalpen
 Situation of sampled sections
 pointed: old basement and Western Alps

1. Introduction

coupe	Kimméridgien	Tithonique			Berriasien			Valanginiens pp		
	Darwini semiforme	Hyponeurum Darwini Semiforme Faltauxi Ponti	Microcanthum	Durangites	Jacobi Grandis Subalpina	Privasensis Dalmasi	Paramimounum picteti Callista	Otopeta	Pertransiens	Campylotoxus
			Chi	A	B	C	D	E		
1 Ang			—————							
2 Ber					—————					
3 Bro				—————						
4 Chc			xxxxxxx		—————					
5 ChO	—————	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	—————					
6 Chr			—————							
7 Cht			—————							
8 Chv				—————						
9 Cpl			—————							
10 CTa	—————									
11 Dal	—————									
12 Esp	—————	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	—————					
13 JuV				—————						
14 LCa				—————						
15 Mia			—————							
16 RdA				—————						
17 RdG			—————							
18 RES			—————							
19 SAu			—————							
20 Sia				—————						
21 SJu			—————							
22 SPa				—————						
23 VaO				—————						
24 Ver	—————									
25 Vey			—————							

mg.88

Tab.2 Répartition stratigraphique de l'échantillonnage en fonction des zones d'Ammonites et des Calpionelles (Chi, A, B, C, D, E)

xxx = lacune stratigraphique

Stratigraphische Reichweite der Beprobung unter Berücksichtigung der Ammoniten-Zonen und der Calpionellen (Chi, A, B, C, D, E)

xxx = stratigraphische Schichtlücke

Stratigraphical range of sampling with biochronological control of Ammonites zones and Calpionellids (Chi, A, B, C, D, E)

xxx = stratigraphical gap

1.2. Cadre géologique

1.2.1. Cadre structural

Selon DEBELMAS (1970, 1974) le schéma structural de la zone externe des Alpes occidentales est le suivant (fig. 2):

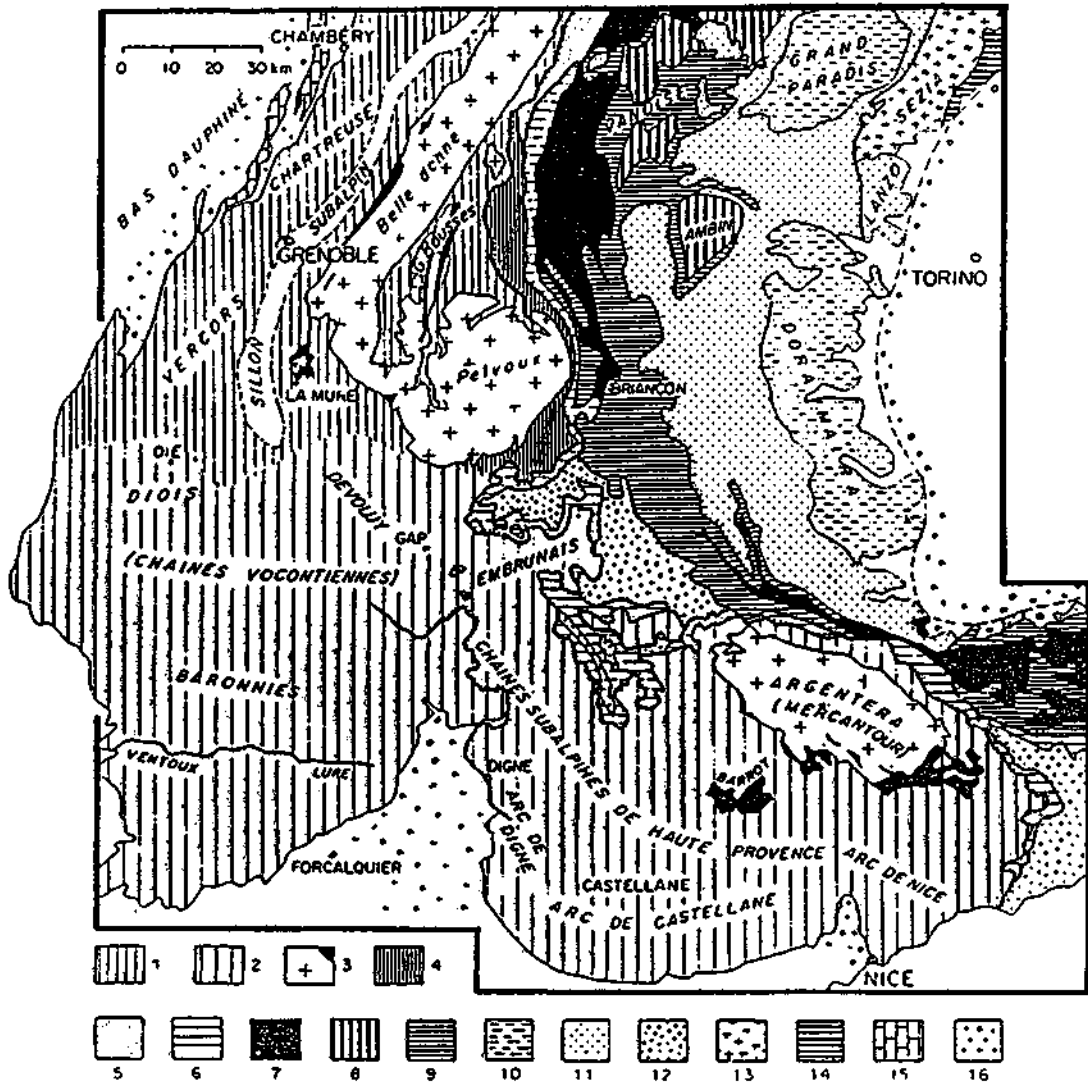


Fig. 2 Carte structurale schématique des Alpes occidentales

Vereinfachte tektonische Karte der Westalpen

Schematic structural map of the Western Alps

selon/nach/after DEBELMAS (1970)

1. Chaînes subalpines septentrionales - 2. Chaînes subalpines méridionales -
3. Massifs cristallins externes et bassin permo-houillers - 4. Zone ultra-dauphinoise - 5. Zone valaisane - 6. Zone subbriançonnaise - 7. Zone houillère briançonnaise - 8. Zone Vanoise - Mt. Pourri - 9. Mésozoïque briançonnais -
10. Massifs cristallins internes piémontais - 11. Zone des schistes lustrés piémontais - 12. Nappes de Flyschs néocrétacés - 13. Zone Sesia - Dent Blanche -
14. Zone du Canavese et d'Ivrée. - 15. Jura - 16. Bassins molassiques péri-alpins

Les chaînes subalpines septentrionales et la bordure méridionale de la plate-forme jurassienne sont considérées comme autochtones. On constate néanmoins par endroit la présence des quelques charriages locaux. Le degré de métamorphisme augmente en direction des Alpes (donc de l'Ouest vers l'Est), passant ainsi de l'anchizone à l'épizone (cf. p.ex. ABBAS 1974, SIDDANS 1977).

Le petit synclinal qui prend naissance dans le massif du Vercors, au Nord de la faille de Voreppe, s'agrandit en allant vers le NE pour former la grande dépression du plateau molassique suisse ("Mittelland", cf. 2.2.1.).

Dans la partie étudiée des chaînes subalpines septentrionales (Chartreuse, Vercors), la style tectonique est déterminé par une série de plis globalement orientés Nord-Sud, parallèles entre eux et déversés vers le NW. L'orientation de ces plis, d'âge miocène, est oblique à la direction régionale des massifs cristallins alpins.

La structure tectonique des chaînes subalpines méridionales ou vocontiennes est beaucoup plus complexe à cause de la superposition de deux systèmes de plissements d'âge différent. Le premier date du Crétacé supérieur à l'Éocène d'orientation Est-Ouest dite provençale; elle affecte la région de Dévaluy et le Diois oriental) alors que le deuxième date de la fin du Miocène (orientation plutôt Nord-Sud).

Au Sud de Gap ces faisceaux de plis sont chevauchés sur l'avant-pays formant ainsi la nappe épiglyptique (charriage sur relief) de Digne. Elle s'est mise en place à la fin du Pliocène sur une surface d'érosion ou sur des sédiments de comblement de cette surface (GIGOT, GRANDJACQUET & JACCARD 1974).

La bordure ardéchoise-cévenote ne présente pas des déformations importantes mis à part quelques plis "pyrénéens".

1.2.2. Cadre paléogéographique

Le domaine subalpin s'individualise au début du Jurassique à l'Ouest de la mer alpine (fig. 3). Au Jurassique supérieur, le bassin subalpin (dauphinois) d'axe orienté SW - NE est une mer marginale de la Téthys. Il connaît sa plus grande extension, se prolonge au-delà du Rhône et atteint la bordure du Massif Central. Dans le bassin se développe une sédimentation essentiellement pélagique avec resédiments. Au Jurassique supérieur terminal, le domaine subalpin est entouré des barrières récifales et des ceintures lagunaires qui séparent le bassin des plate-formes à tendance néritique (MORET 1958 et BODEUR 1986). On distingue la plate-forme jurassienne au Nord et la plate-forme provençale au Sud. Ces différentes unités paléogéographiques sont à l'origine des difficultés stratigraphiques rencontrées lors d'une précision de la limite Jurassique - Crétacé (1.3.): on ne retrouve pas sur la plate-forme les éléments pélagiques permettant des datations précises.

Sur la plate-forme jurassienne le faciès "Purbeckien" caractérise le Jurassique supérieur terminal et le Berriasien inférieur. La barrière récifale de la marge jurassienne se localise au Bec de l'Échaillon (2.2.1.), promontoire Nord du Vercors. Selon REMANE (1958), cette barrière, plusieurs fois émergée pendant la régression purbeckienne, marque le passage net et rapide des faciès néritiques de la plate-forme jurassienne aux faciès pélagiques du domaine subalpin. Le talus de cette barrière vers le bassin correspond à une zone de transition où se localisent les coupes Saint Pancrasse et Le Chevallon (2.2.1.).

Entre la plate-forme provençale et le domaine subalpin se développe - surtout au Jurassique supérieur - la barrière récifale de Haute Provence, orientée Ouest - Est. Elle joue le même rôle que la barrière du Bec d'Échaillon au Nord. Nous distinguons également une zone de transition (Clue de Taulanne: 2.2.7.) sur le talus méridional du bassin (DEBRAND-PASSARD 1984: "faciès intermédiaire"). Dans le Gard - Hérault (région de Ganges à l'Ouest de Alés) se localise une barrière récifale qui limite également le bassin subalpin vers le SW.

1. Introduction

A partir du Crétacé inférieur on emploie depuis PAQUIER (1900) le terme "fosse vocontienne" pour les dépôts pélagiques avec résédiments du domaine subalpin, qui constitue toujours un appendice téthysien. Au cours du Crétacé inférieur, l'extension de la fosse vocontienne se réduit (fig. 3). La marge occidentale du bassin vocontien (Bas-Vivaraïs) est caractérisée par un faciès hémipélagique.

Dans ce travail, nous utilisons le terme du "bassin vocontien" (PAQUIER 1900) pour tout l'intervalle Tithonique/Berriasien.

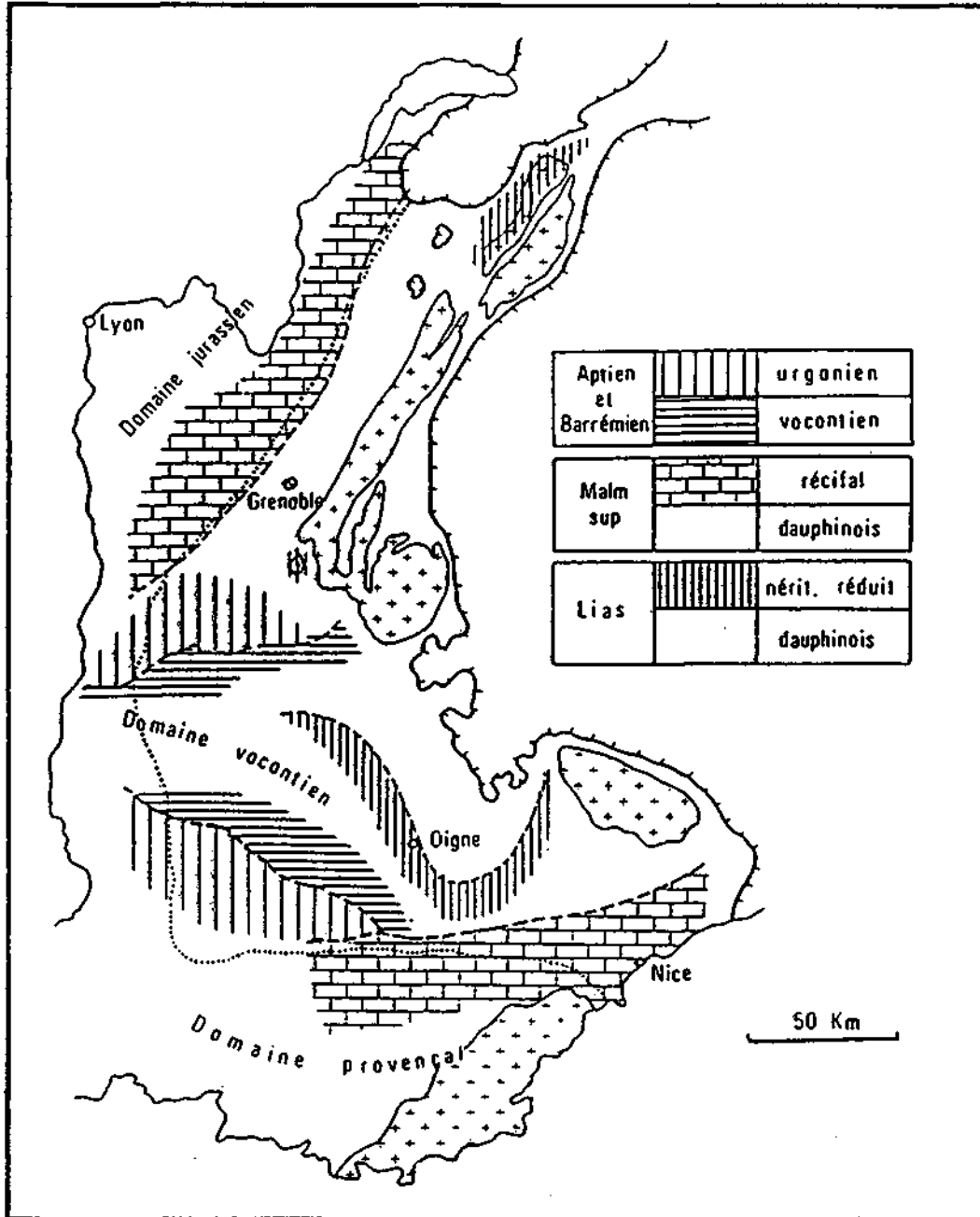


Fig. 3 Passage de faciès dans le Jurassique et le Crétacé des Chaînes subalpines
 Faziesübergänge in Jura und Kreide des Subalpinen Ketten
 Facies transitions in the Subalpine Ranges during Jurassic and Cretaceous
 selon/nach/after DEBELMAS (1970)

1. Introduction

BEAUDOIN (1977) précise la morphologie sous-marine du bassin subalpin (vocontien) et distingue de l'Ouest à l'Est (fig. 4):

- le sillon du Buëch
- le haut-fond du Verdon
- le sillon de Var
- le haut-fond de la Tinée.

Les quatre unités sont orientées NNE - SSW. Les deux sillons montrent une alimentation en provenance du Nord (BEAUDOIN 1977).

Les canyons sous-marins constituent un autre élément important pour l'architecture du bassin. REMANE (1970) introduit ce terme pour l'interprétation des zones d'accumulation forte des résédiments dans la fosse vocontienne. BEAUDOIN (1977) reprend cette interprétation et distingue:

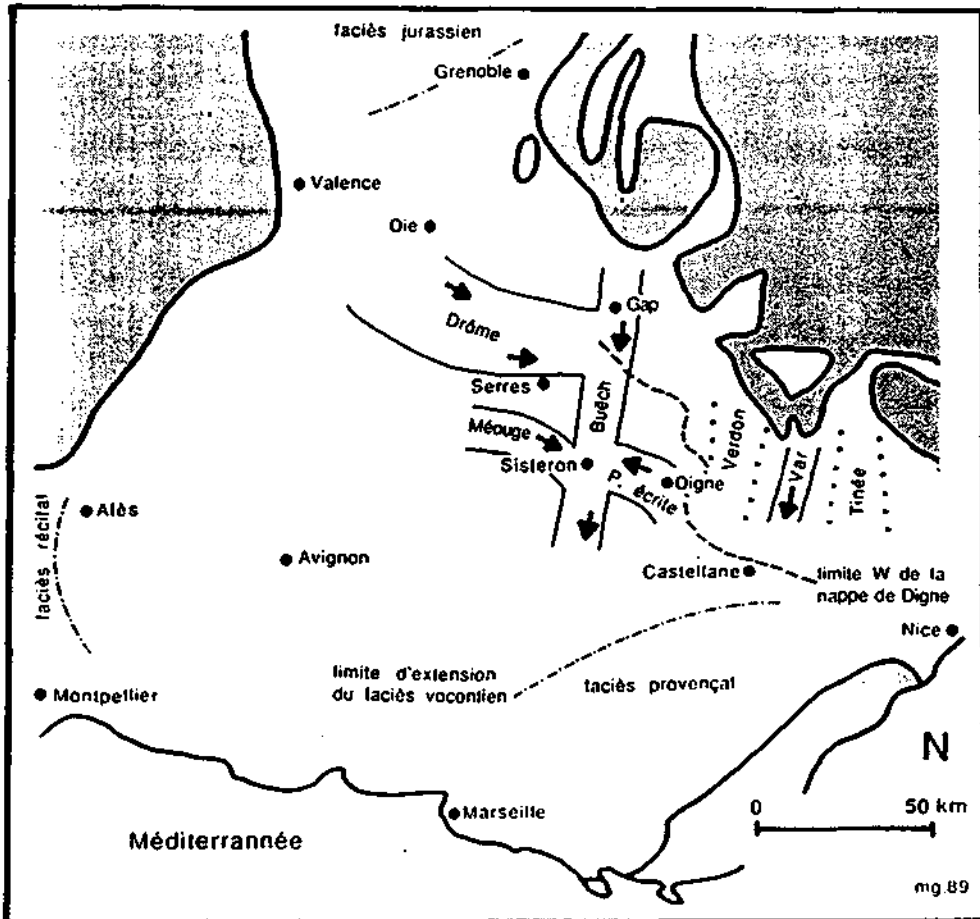


Fig. 4 Paléogéographie du bassin vocontien au Tithonique/Berriasien en gris: socles anciens et Alpes occidentales. Les flèches indiquent le sens d'alimentation.

Paläogeographie des Vocontischen Troges während des Zeitabschnittes Tithonium/Berriasium

in grau: Altkristallin und Westalpen. Die Pfeile zeigen die Liefergebiete an.

Paleogeography of the Vocontian Basin during Tithonian/Berriasian in grey: old basement and Western Alps. The arrows show the sens of the alimentation.

modifié selon/abgeändert nach/modified after DEBRAND-PASSARD (1984)

1. Introduction

- le canyon de la Drôme qui devient à l'Est du Buëch le canyon de la Ceüse (REMANE 1970): actif au Tithonique supérieur
- le canyon de la Pierre écrite (LE HEGARAT 1971a): actif au Berriasien
- le canyon de Méouge ou canyon de l'Aygues (BEAUDOIN 1977): moins bien défini que les précédents. Sa phase d'activité est rapportée au Tithonique - Berriasien.

Les systèmes principaux des canyons sousmarins reconnus au fond des océans actuels (EMERY & UCHUPI 1984) dépassent par leur dimensions jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres celles du domaine vocontien.

BEAUDOIN (1977) reconstitue les zones des "sources" des canyons de l'interprétation des indications des paléocourants. Selon cet auteur, le canyon de la Drôme est alimenté par la plate-forme bordière (entre Valence et la bordure méridionale du Vercors), tandis que le canyon de la Pierre écrite est alimenté par le haut-fond interne du Verdon.

BEAUDOIN (1977) évoque d'après la distribution des gisements plombo-zincifères du bassin vocontien l'hypothèse d'un contrôle paléomorphologique. Ces gisements, signalés par ROUVIER (1962), se situent presque tous à l'emplacement du canyon de la Drôme (canyon de la Ceüse à l'Est du Buëch; fig. 5).

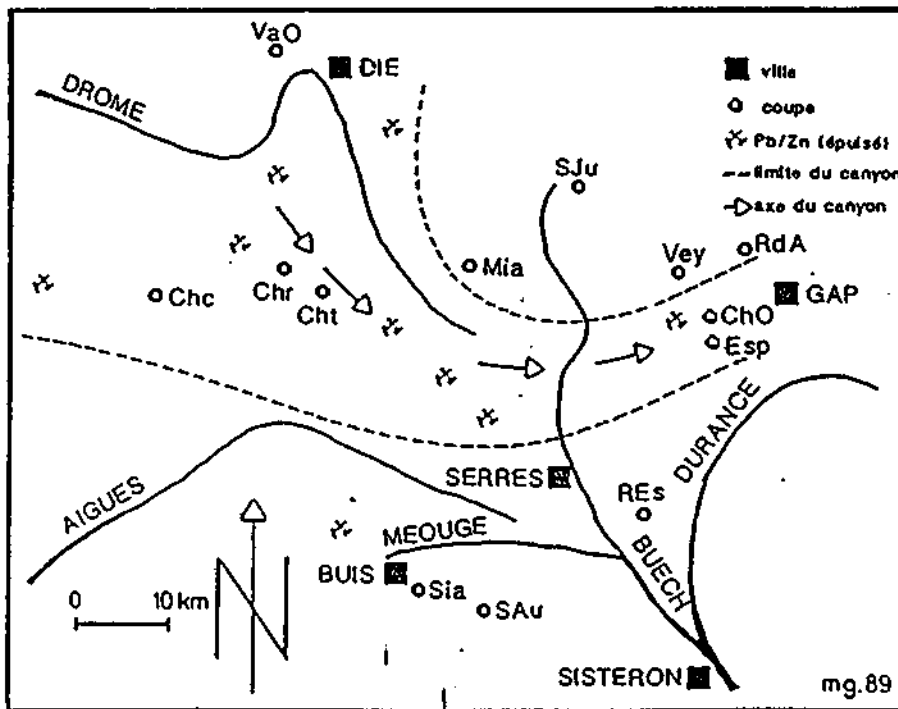


Fig. 5 L'emplacement du canyon de la Drôme avec les gisements Pb/Zn
Lage des Drôme-Canyons mit den Pb/Zn Lagerstätten
Situation of the Drôme canyon and the Pb/Zn mines

1.2.3. Cadre stratigraphique

DEBRAND-PASSARD (1984) donne une synthèse des données géologiques de terrain couvert par ce travail. Nous nous contentons ici de rappeler essentiellement les grandes lignes de l'intervalle Tithonique - Berriasien (coupe lithologique du mésozoïque vocontien: fig. 6).

Aux "terres noires" (Oxfordien p.p.) succède un ensemble essentiellement calcaire d'âge Kimméridgien, constitué des bancs devenant plus épais vers le haut et, parallèlement, une disparition des interlits marneux. Il s'agit des calcaires micritiques, compacts, de couleur gris-foncée ou café-au-lait qui contiennent rarement des niveaux à silex. L'épaisseur est de l'ordre de 60 à 120 m. ATROPS & FERRY (1987) signalent à l'Ouest de la Durance des passages lenticulaires des brèches de resédimentation .

Les calcaires gris-blanc à pâte très fine de 40 à 60 m. d'épaisseur du Tithonique inférieur sont caractérisés par l'importance des intercalations des brèches de resédimentation (REMANE 1970). Les Ammonites sont généralement rares excepté dans la région du Diois central.

Le Tithonique supérieur avec une épaisseur de 20 à 30 m. consiste essentiellement en calcaires micritiques (faciés à Calpionelles) avec une intercalation des resédiments. La présence de matériel détritique, de foraminifères benthiques ainsi que des débris d'algues dans ces resédiments a conduit BEAUDOIN (1977) à proposer une dualité de dépôt (courants turbides et glissements sousmarins dans un environnement généralement calme).

REMANE (1970) interprète en terme de "canyon sousmarin" les zones d'accumulation forte des resédiments. Dans le Tithonique supérieur, ces remaniements sont expliqués par REMANE (1960,1970) par des courants turbulents à pouvoir d'érosion important. Dans la région de Veynes cet auteur met également en évidence l'existence des canyons sousmarins et les rend responsable de l'omission d'une bonne partie du Tithonique. Morphologiquement les intercalations resédimentées forment souvent un trait orographique assez caractéristique. Cette "barre tithonique" est surtout développée lors qu'il s'agit des intercalations des brèches massives d'origine turbiditique.

Il me paraît important de souligner, que l'existence des formations bréchiques dans le domaine vocontien n'est pas un cas isolé. Pour ne citer qu'un autre exemple, dans le domaine ultra-hélvétique (nappe de la Tour d'Anzeinde dans le Valais en Suisse) on est également en présence de passages resédimentés pendant l'intervalle Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (GABUS 1958).

Des sondages pétroliers ont révélé l'existence d'une flexure parallèle à la bordure cévenole qui fait nettement augmenter l'épaisseur de l'intervalle Kimméridgien/Tithonique (Vallon Pont d'Arc 1: 300 m., Villeneuve de Berg 1: 200 m.; selon BAUDRIMONT & DUBOIS 1977).

Le Berriasien (COUAND 1871), dont la localité-type se trouve à Berrias (Ardèche) dans la région étudiée (BUSNARDO, LE HEGARAT & MAGNE 1963; 2.2.2.), comprend une série essentiellement calcaire à la base. A partir du Berriasien moyen et surtout dans le Berriasien supérieur, on constate avec l'intercalation progressive des interlits marneux un tournant important dans la sédimentation. L'ensemble de l'étage peut atteindre une épaisseur maximale de 50 m.

Les niveaux de resédimentation dans le Berriasien ont été étudiés par DONZE & LE HEGARAT (1966b) et par BEAUDOIN, JOSEPH & COJAN (1987). Ces auteurs démontrent l'importance des glissements sous-marins pour la formation de ces brèches. Au Berriasien, on voit en plus se multiplier les figures de type "slumping" qui sont parfois plus abondantes que les brèches de resédimentation. Quant aux

1. Introduction

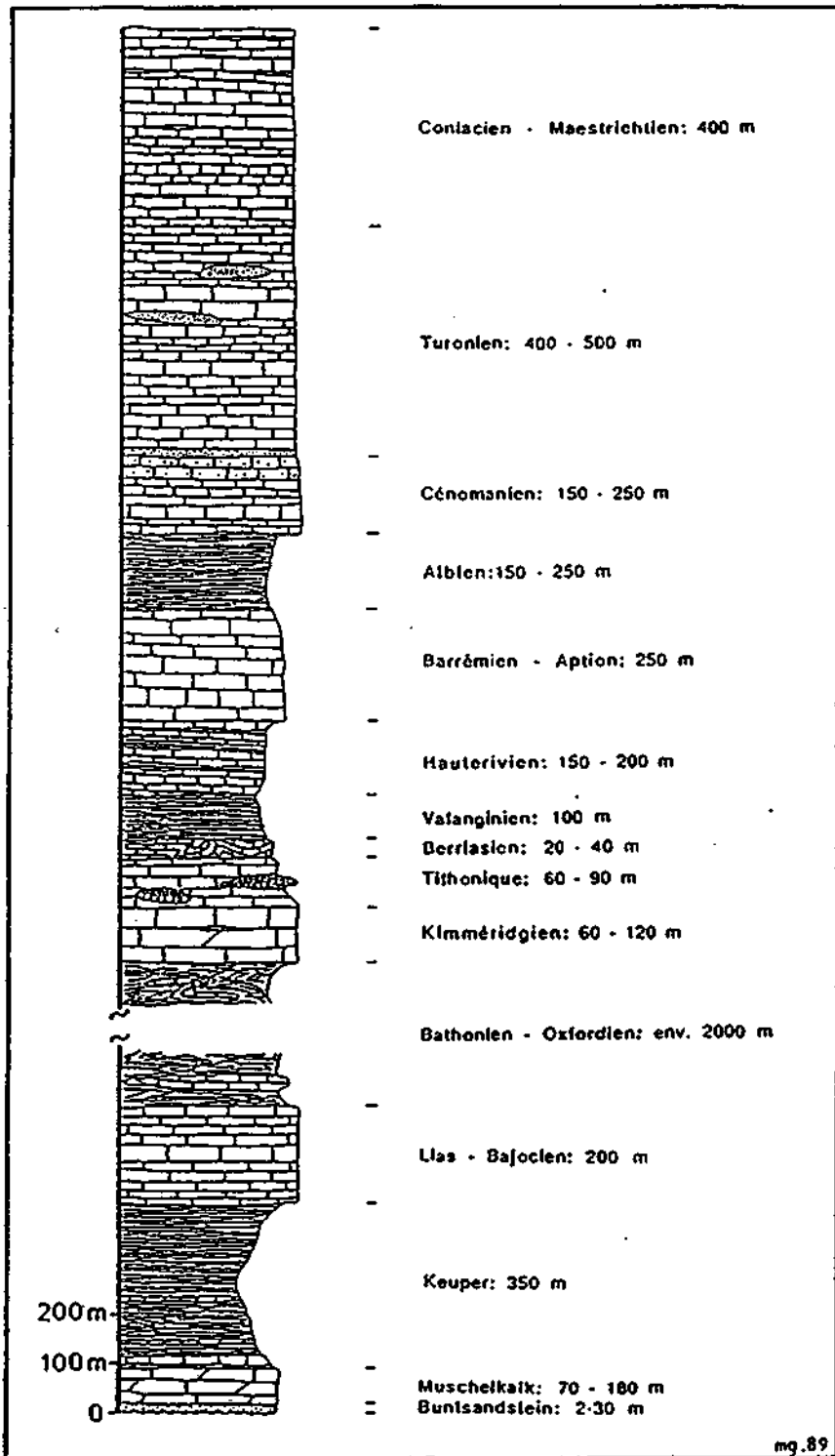


Fig. 6 Coupe lithologique schématique du mésozoïque vocontien

Schematisches Litholog für das vocontische Mesozoikum

Schematic litholog of the Vocontian Mesozoic

compilé selon/zusammengestellt nach/compiled after DEBRAND-PASSARD (1984)

1. Introduction

canyons sous-marins, seule l'existence du "canyon de la Pierre écrite" peut être suffisamment démontrée (1.1.2).

Les séries à caractère pélagique du bassin vocontien ont permis depuis longtemps déjà l'établissement d'une échelle biochronologique (1.3.).

L'épaisseur totale de la série tithonique-berriasienne du domaine vocontien ne dépasse pas 80 à 130 m. LEVERT & FERRY (1987) indiquent pour cet intervalle stratigraphique un taux de sédimentation de l'ordre de 20 m/Ma. Selon ces auteurs, ces valeurs ne se distinguent guère des mesures du même intervalle des forages du DSDP (Deep Sea Drilling Project).

FLÜGEL (1967) constate pour les "calcaires vocontiens" au MEB une matrice à *Coccolithes* et à *Nannoconus*. Dans la classification des "Standard Microfacies Types" de WILSON (1975) les calcaires tithoniques et berriasiens du domaine vocontien appartiennent au "SMF" 3 ("mudstone pélagique": matrice micritique avec des éléments des microfossiles pélagiques dispersés.).

Les dépôts au passage Jurassique - Crétacé dans le domaine vocontien présentent aussi une grande analogie avec les couches du même âge de l'Italie du Nord ("Maiolica" et "Scaglia": CHENET 1978).

Pour le Valanginien nous constatons une prédominance d'alternances marnocalcaires et marnes gris-bleuté responsables des dépressions bien marquées qui font suite à la barre tithonique. L'épaisseur maximale du Valanginien dans le domaine vocontien peut être de 100 mètres. Au sein du bassin, les couches renferment des Ammonites, souvent pyritisées, tandis qu'aux bordures, la faune est représentée par des organismes plutôt littoraux (lamellibranches, brachiopodes, gastéropodes, oursins).

1.3. Cadre biochronologique

1.3.1. Généralités

L'existence des Ammonites et celle des Calpionelles a permis d'établir une zonation biochronologique détaillée (tab. 3).

Etages	Zonation des Ammonites		Zonation des Calpionelles	
	Zone	Sous-Zone	Zone	Sous-Zone
Valanginien p.p.	Pertransiens		E	Calpionellites darderi p.p.
	Otopeta		D Calpionellopsis	D 3 Calpionellopsis oblonga
Berriasien	Boissieri	Callisto		D 2
		Picteti		D 1 Calpionellopsis simplex
		Paramimounum	C Calpionella	
Occitanica	Dalmasi			
	Privasensis			
	Subalpina			
Jacobi-Grandis		B Calpionella		
Tithonique	Durangites		A Crassicolliaria	A 3 Crassicolliaria intermedia
	Microcanthum			A 2
		Ponti		A 1 Crassicolliaria remanei
	Fallauxi		Chitinoïdella	
	Semiforme		pas de Calpionelles	
	Darwini			
	Hybonotum			
	Kimméridgien p.p.	Beckeri		

mg.90

Tab.3 Zonation biochronologique du passage Jurassique - Crétacé dans le SE de la France ("Rome Standard Zones" et zonation vocontienne)

Biochronologische Untergliederung für den Übergangsbereich Jura - Kreide in Südostfrankreich ("Rome Standard Zones" und Vocontische Zonengliederung)

Biochronological zonation for the Jurassic - Cretaceous boundary beds in SE France ("Rome Standard Zones" and Vocontian zonation)

modifié selon/abgeändert nach/modified after REMANE et al. (1986)

1. Introduction

REMANE (1963,1964,1969) présente une zonation vocontienne qui s'appuie sur les Calpionelles et montre son application possible dans d'autres domaines. Cette zonation est par la suite calibrée avec les zones d'Ammonites pour

- le Valanginien dans la région de son hypostratotype par ALLEMANN & REMANE (1979)

- le Berriasien en Ardèche par LE HEGARAT & REMANE (1968)

- le Tithonique des Chaînes Bétiques de l'Espagne par ENAY & GEYSSANT (1975)

- le Tithonique supérieur en Ardèche par CECCA (1986).

Dans l'intention d'établir des corrélations interrégionales la zonation vocontienne de REMANE (1963,1964) est reprise par ALLEMANN et al. (1971). Ces auteurs la proposent sous forme simplifiée comme "Rome Standard Zones". La fiabilité de cette zonation est confirmée par REMANE et al. (1986).

La datations des échantillons de ce travail s'appuie sur la zonation vocontienne, reprise par les auteurs suivants:

- pour les coupes Carrière des Anges (Ang) et Route des Grads (RdG): CECCA (1986)

- pour les coupes Le Broyon (Bro) et Berrias (Ber): LE HEGARAT & REMANE (1973)

- pour les coupes Daluis (Dal), St.Julien - Vergons (JuV) et Le Vernet (Ver): BEAUDOIN (1977 et inédit)

- pour toutes les autres coupes nous avons utilisé les datations de REMANE (1963, 1964, 1970 et inédit)

Le limite Jurassique - Crétacé appliquée dans ce travail est celle proposée lors du colloque à Lyon/Neuchâtel (1973): le Crétacé (Berriasien inférieur) commence avec la Zone à *jacobi-grandis*. Ceci signifie que la limite Jurassique - Crétacé est presque identique avec la base de la zone standard à *Calpionella*.

1.3.2. Les Calpionelles

Répartition stratigraphique: Les Calpionelles sont des Protozoaires planctoniques fréquentes dans les calcaires pélagiques de la Téthys entre le Tithonique supérieur et le Valanginien.

Phylogénie: REMANE (1963, 1964 et 1971) discute sur la base de la zonation vocontienne les relations phylogénétiques des Calpionelles (fig. 7).

Observation et la détermination: Elle se font en lame mince. Ceci pose le problème de l'orientation des sections, car il est évident que les proportions de la lorica sont faussées lors de l'observation de sections obliques. L'utilisation des Calpionelles pour l'analyse biochronologique nécessite une statistique de fréquence qui incite à une délimitation parfois arbitraire des espèces (REMANE 1974).

Morphologie: La taille des Calpionelles varie autour de 100 µm. Elles possèdent une lorica calcaire de forme simple à symétrie axiale ("lorica") avec deux extrémités opposées: l'ouverture et le pôle aboral. L'ouverture, relativement large, est toujours entourée d'un col. Ce sont les variations du col, qui fournissent le critère principal de distinction des genres (fig. 8). Le pôle aboral peut être arrondi, pointu

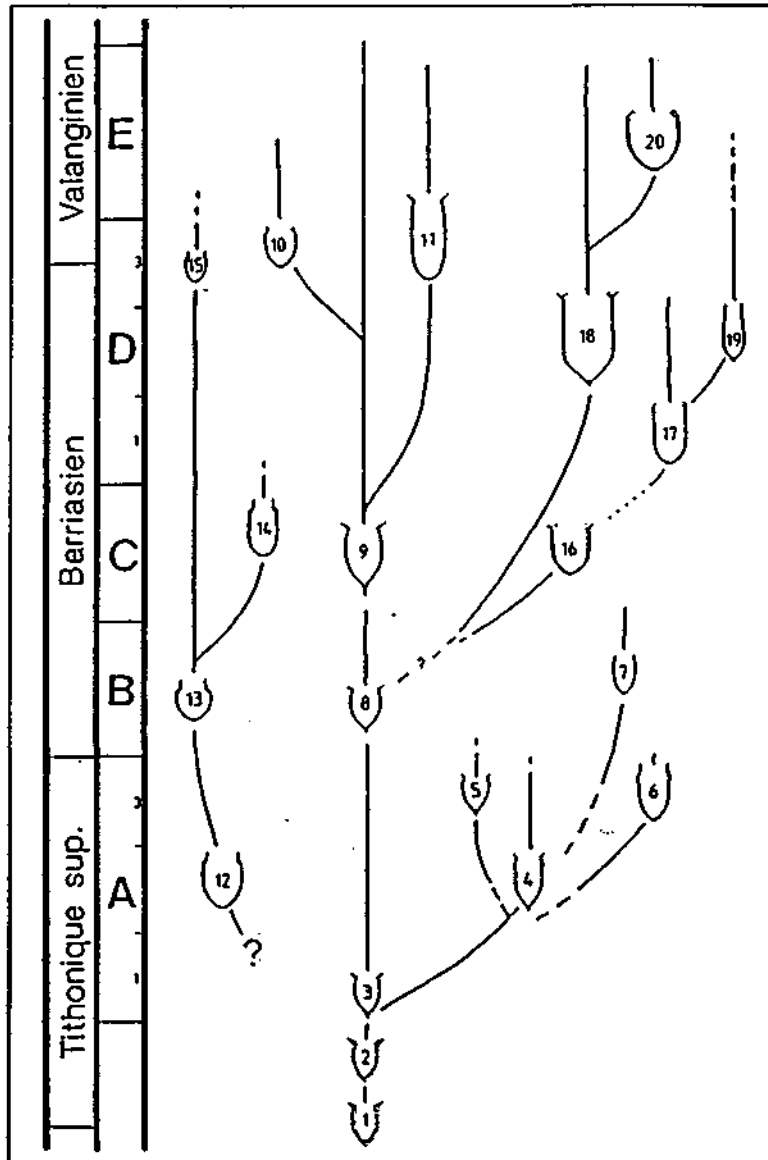


Fig. 7 Relations phylogénétiques entre les principaux genres des Calpionelles
La limite Tithonique/Berriasien est celle du tableau 3

Phylogenetische Beziehungen zwischen den wichtigsten Calpionellen-Gattungen
Die Grenze Tithonium/Berriasium ist diesselbe wie in Tab.3

Phylogenetic relations between the most important genera of Calpionellids
The Tithonian/Berriasian limit is the same as in tab.3

modifié selon/abgeändert nach/modified after REMANE (1971)

- 1: *Chitinoidella boneti* DOBEN 1963 - 2: *Praetintinnopsella andusovi* BORZA 1969 -
3,8,9: *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU 1933) - 4: *Crassicollaria*
intermedia (DURAND DELGA 1957) - 5: *Crassicollaria brevis* REMANE 1962 -
6: *Crassicollaria parvula* REMANE 1962 - 7: *Crassicollaria massutiniana* (COLOM
1948) - 10: *Lorenziella hungarica* KNAUER & NAGY 1963 - 11: *Tintinnopsella longa*
(COLOM 1939) - 12,13,15: *Calpionella alpina* LORENZ 1902 - 14: *Calpionella*
elliptica CADISCH 1932 - 16: *Remaniella ferasini* (CATALANO 1965) -
17: *Calpionellopsis simplex* (COLOM 1939) - 18: *Remaniella cadischiana* (COLOM
1948) - 19: *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH 1932) - 20: *Calpionellites darderi*
(COLOM 1934).

1. Introduction

ou muni d'un long appendice caudal. La structure de la paroi est microgranulaire ou fibroradiée. Une ornementation externe n'existe pas.

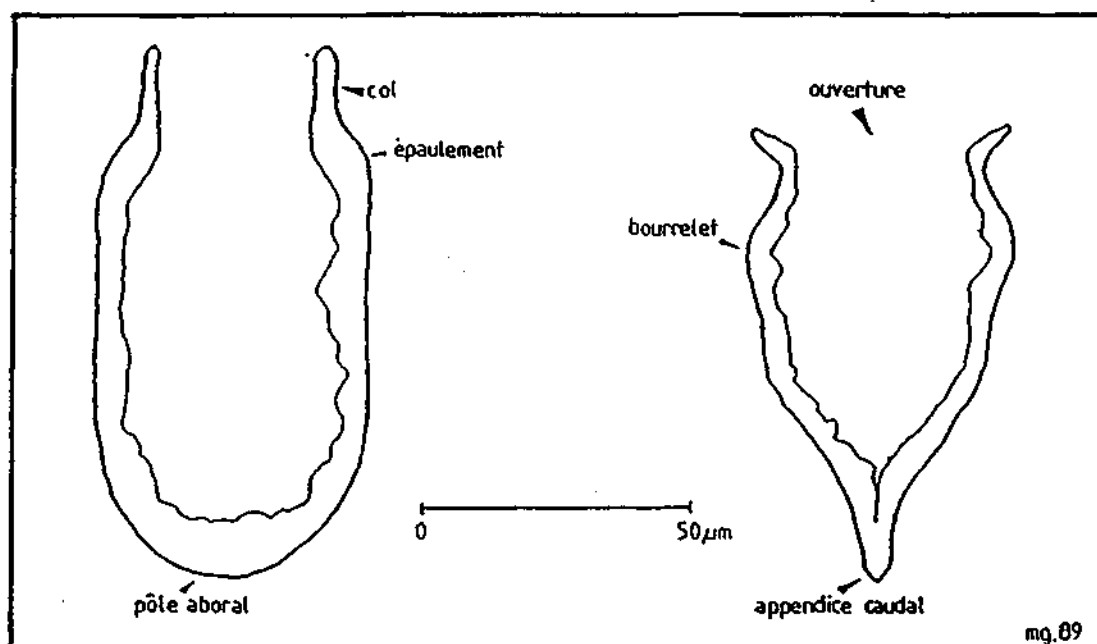


Fig.8 Terminologie morphologique dans la description de la lorica des Calpionelles
Morphologische Bezeichnungen in der Beschreibung der Lorica von Calpionellen
Morphological terminology for the description of the lorica of Calpionellids
modifié selon/abgeändert nach/modified after REMANE (1974)

1.4. Travaux antérieurs et buts du travail

L'étude des terrains sédimentaires du domaine vocontien a fait l'objet de nombreux travaux qui sont résumés dans GIGNOUX & MORET (1952) et, plus récemment, dans la synthèse de DEBRAND-PASSARD (1984).

Afin de situer cette étude dans un contexte plus général, nous présentons dans l'ordre chronologique les travaux récents sur l'interprétation des minéraux argileux dans le domaine vocontien et sur la plate-forme jurassienne.

PERSOZ & REMANE (1976) sont les premiers à étudier la minéralogie et la géochimie des formations à la limite Jurassique - Crétacé dans le Jura et dans le bassin vocontien. Ces auteurs constatent qu'au début du Crétacé (op.cit., p.34): "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)". Ils proposent l'apparition de la kaolinite comme marqueur chronologique pour une corrélation de la limite Jurassique - Crétacé.

BAUSCH (1980) propose des provinces de répartition des minéraux argileux ("Tonmineral-Provinzen"). Cet auteur explique la composition des assemblages argileux par une modification de la zone d'origine ("Liefergebiet"), qui peut être due à des facteurs tectoniques ou climatiques. Selon cet auteur, l'influence de la diagenèse et des milieux de dépôt sont négligeables par rapport aux modifications qui touchent la zone d'alimentation.

PERSOZ (1982) établit des corrélations à grande échelle entre le Lac de Constance et le Lac d'Annecy en utilisant les minéraux argileux (et notamment la kaolinite) comme repères minéralostratigraphiques. Il résume que (op.cit, p.49): "l'absence d'une diagenèse importante rend possible l'utilisation des minéraux des argiles comme critère minéralostratigraphique."

DARSAC (1983) et VIEBAN (1983) sont les premières à appliquer la méthode des roentgenofaciès sur la plate-forme jurassienne du Crétacé inférieur. Cette méthode comprend une parallélisation du microfaciès avec les diffractogrammes des rayons X, groupés en plusieurs classes. Les auteurs révèlent un parallélisme entre l'évolution des microfaciès et des assemblages argileux. Elles mettent en question la fidélité des marqueurs minéralostratigraphiques proposés par PERSOZ (1982).

DECONINCK (1984, 1987), DECONINCK & CHAMLEY (1983), DECONINCK & DEBRABANT (1985) et DECONINCK et al. (1985) soulignent l'importance du contrôle climatique, eustatique et tectonique pour la sédimentation argileuse du domaine subalpin au passage Jurassique - Crétacé.

DECONINCK & CHAROLLAIS (1986) constatent pour les minéraux argileux des formations crétacées et tertiaires du domaine ultra-helvétique l'influence (op.cit., p. 22-23) "d'une diagenèse croissante vers le Nord-Est ... ce qui est en accord avec les gradients géothermiques régionaux déjà mis en évidence par différents auteurs."

GYGI & PERSOZ (1986) établissent pour le Malm du Jura Suisse des corrélations régionales basées sur la teneur en kaolinite. Ces corrélations sont testées et calibrées par l'échelle biochronologique des Ammonites.

LEVERT & FERRY (1988) révèlent pour la composition des associations argileuses du mésozoïque subalpin l'influence d'une diagenèse complexe.

ADATTE (1988), ADATTE & RUMLEY (1989) et RUMLEY (en cours) confirment pour les séries du Berriasien, Valanginien et Hauterivien de la plate-forme jurassienne la valeur de la méthode des roentgenofaciès. Dans ces travaux, les auteurs montrent l'évolution sédimentaire de ce domaine et distinguent plusieurs séquences stratigraphiques.

1. Introduction

Ce rappel historique des travaux antérieurs révèle deux "écoles" avec les points de vue différents en ce qui concerne l'influence du milieu de dépôt:

- BAUSCH (1980), PERSOZ (1982): les modifications affectent les zones d'origine sont plus importantes pour la composition de la fraction argileuse que l'influence des facteurs de l'environnement dans le bassin de sédimentation. Selon PERSOZ, les minéraux argileux peuvent être des marqueurs minérolo-stratigraphiques en absence d'une diagenèse importante.

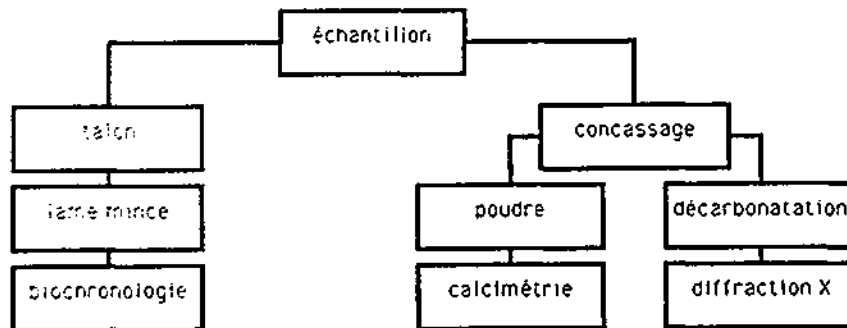
- DARSAC (1983), VIEBAN (1983), ADATTE (1988): la distribution des minéraux argileux est contrôlée par le milieu de dépôt.

Après les premiers résultats de PERSOZ & REMANE (1976) il paraissait intéressant d'explorer en détail les possibilités offertes par les variations du cortège des minéraux argileux dans le bassin vocontien.

Le but de ce travail est de faire l'inventaire minéralogique (minéraux argileux et minéraux accessoires) des coupes étudiées et de vérifier - grâce au contrôle biochronologique fourni par les Calpionelles - si les minéraux argileux fournissent des marqueurs isochrones dans les niveaux calcaires du passage Jurassique - Crétacé du SE de la France. Parallèlement, les variations régionales permettent d'examiner dans quelle mesure le cortège argileux détritique a subi l'effet de la diagenèse. Ceci nous amènera à démontrer les possibilités, la fiabilité et les limites de l'application d'une minérolostratigraphie pour l'intervalle du Tithonique supérieur - Berriasien inférieur dans le domaine vocontien.

1.5. Méthodes de travail

1.5.1. Schéma méthodologique et lieu de conservation des échantillons



Tab. 4 Organigramme des méthodes de travail
 Flussdiagramm der Arbeitsmethoden
 Organigram of working methods

Tous les échantillons sont conservés à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel.

1.5.2. Préparation des fractions fines non-carbonatées pour analyse DX

Selon la méthode du Laboratoire de Minéralogie, Pétrographie et Géochimie de l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel environ 10 g de chaque échantillon sont broyés et mouillés avec de l'eau désionisée dans un ballon. Ensuite le broyat est décarbonaté par addition progressive de 200 ml d'acide chlorhydrique diluée à 10% et agité à l'air comprimé pendant environs 25 minutes. La durée exacte dépend de la teneur en carbonates. Les ballons de décarbonatation sont plongés dans un bain à ultrason pour mieux séparer le résidu insoluble des carbonates et pour détruire les agrégats. Malgré cela, la décarbonatation n'est pas toujours totale: les échantillons proviennent des calcaires pauvres en résidu insoluble (= non carbonaté). Une attaque HCl est obligatoire pour éliminer les carbonates mais elle peut mettre en solution les phyllosilicates sensibles comme les smectites, les interstratifiés gonflants et même les chlorites de la taille des argiles (BROWN 1961). C'est pourquoi il faut éviter tout excès d'HCl. C'est la raison pour laquelle, dans les calcaires les plus purs, il peut subsister après attaque un peu de dolomite ou de calcite.

Pour pouvoir juger des transformations diagénétiques il faut tenter de reconnaître la part du détritisme. C'est pourquoi, il est indispensable des séparer 2 fractions granulométriques: la plus grossière: 2-16 μm , est plus riche en minéraux en grains (quartz, feldspaths, mica et chlorites détritiques), la plus fine: <2 μm , dans laquelle ces minéraux ont presque complètement disparu et où il ne subsiste que les argiles. C'est pourquoi ces deux fractions sont isolées par centrifugation avec de l'eau désionisée ajustée à pH 7.5 selon une méthode décrite par RUMLEY & ADATTE (1983).

Cette séparation granulométrique élimine heureusement les carbonates et la fraction <2 μm en est en général libre (sauf dans la coupe SJu), ceux-ci apparaissent surtout dans la fraction 2-16 μm . L'apparition massive de la calcite dans la coupe SJu dans le centre du bassin vocontien montre que la méthode appliquée ne suffit pas

dans tous les cas pour enlever toute la calcite. Pourtant, l'affleurement ne représente pas de particularité lithologique et les mesures calcimétriques n'ont pas révélés des valeurs au-dessus de la moyenne générale (2.3.). La décarbonatation des échantillons par des personnes différentes a mené au même résultat. Dans les coupes ChO, Cht, CTa, Sia et SPa ce phénomène s'observe également, mais il est restreint sur quelques rares échantillons.

VIEBAN (1983) évoque également ce problème d'un excès en calcite dans les calcaires très purs. Cet auteur propose une deuxième décarbonatation plus poussée. Après un essai nous avons toujours constaté un reste de calcite sur les diffractogrammes. En plus, nous pensons qu'une deuxième décarbonatation peut détruire certains minéraux.

La dolomite est normalement dissoute par la décarbonatation, mais les passages dolomitiques dans le Berriasien à Ber (niveaux 36 à 45), ChO (11,14 et 29), CTa (29-30, 39) et SJu (4-5) et dans le Tithonique supérieur à CTa (43-44) se manifestent par la présence de la dolomite dans la fraction 2-16 μm du résidu insoluble.

Les fractions sont coulées sur toute la surface des plaquettes de verre rectangulaires de 29 x 45 mm, puis séchées à l'air: "Texturpräparate" de JASMUND (1955).

Il faut remarquer que cette méthode est différente de celle utilisée par PERSOZ (1982) et PERSOZ & REMANE (1976) et les résultats seront légèrement différents notamment sur les intensités en diffraction X.

1.5.3. Analyse par diffraction X et cristallinité de l'illite

Les préparations ont été passées sous les rayons X de telle manière que la longueur soit parallèle au faisceau incident. Ainsi avec des fentes 1°/0.2 mm/1° (anticathode $\text{CuK}\alpha$) le maximum d'éclairement est obtenu à 6° (2θ) environ. L'appareil utilisé à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel est un diffractomètre PHILLIPS (année de construction 1967): rayonnement $\text{CuK}\alpha$ filtré Ni, 40 kV, 20 mA, des fentes 1°/0.2/1°, vitesse de rotation du goniomètre $2^\circ 2\theta/\text{min}$ et sans monochromateur (KÜBLER 1986, 1987).

Les plaquettes de la fraction <2 μm ont été analysées par DX 2 fois: l'une séchée à l'air, l'autre après saturation à l'éthylène-glycol (pendant un minimum de 12 h). Les fractions 2-16 μm n'ont été analysées que séchées à l'air. L'angle exploré est de 2° à 50° pour pouvoir mesurer la série harmonique des micas (illites) jusqu'à 2 Å (005 ou 0010). L'équipement utilisé se montra fiable dans la mesure où les diffractogrammes obtenus pour différents échantillons provenant du même niveau mais préparés par des personnes différentes sont presque identiques.

Sur les diffractogrammes RX les minéraux argileux et les minéraux accessoires sont déterminés et leurs intensités sont mesurées en mm.

La cristallinité de l'illite ou l'indice de KÜBLER ("indice d'aigu": KÜBLER 1967b, "largeur de Scherrer": KÜBLER 1984b), c'est-à-dire la largeur à mi-hauteur du pic 001 à 9.97 Å, est mesurée en $^\circ 2\theta \text{CuK}\alpha$ sur les diffractogrammes normaux, c'est-à-dire séchés à l'air (KÜBLER 1964, 1967a, 1984b). Il faut souligner que les valeurs dépendent des conditions expérimentales. Il est d'ailleurs indispensable d'utiliser des standards et d'indiquer les conditions de mesure: les résultats obtenus par d'autres laboratoires - même avec le modèle identique de diffractomètre - ne sont que partiellement comparables.

Les valeurs-limites entre diagenèse, anchizone et épizone sont comme suit (selon KÜBLER (1984a):

diagenèse $\geq 0.42 \Delta^\circ 2\theta \text{ Cu K}\alpha$ anchizone $0.25 \Delta^\circ 2\theta \text{ Cu K}\alpha \leq$ épizone

1.5.4. Préparation des poudres et calcimétrie

Comme les calcaires examinés sont très riches en calcite, ils tombent dans le domaine de la plus grande erreur pour l'analyse quantitative par diffraction X.

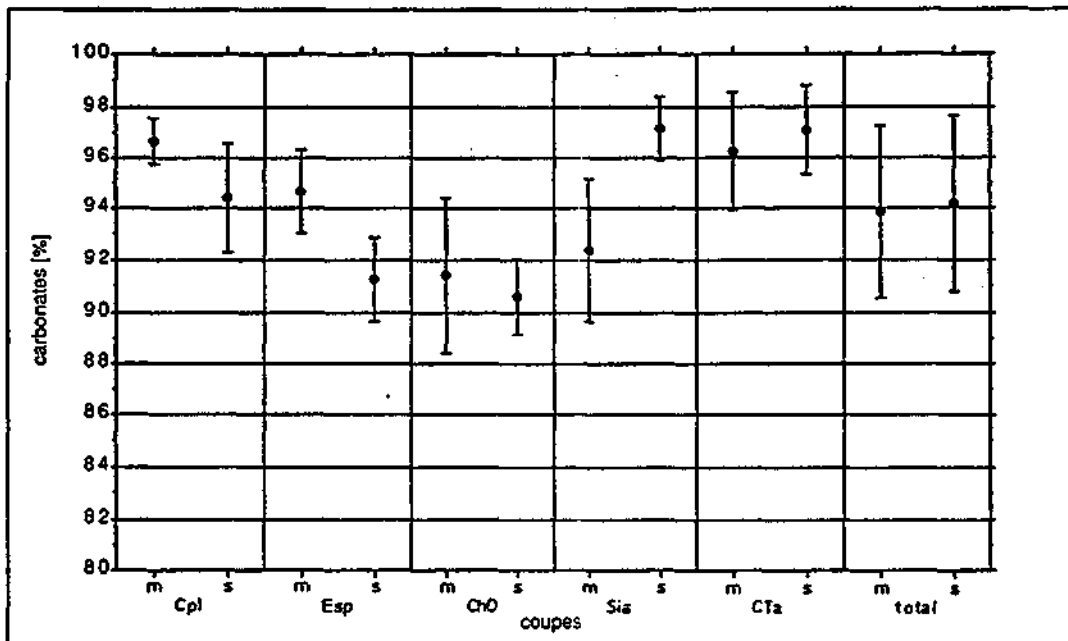
Il a donc fallu analyser la teneur en carbonates par volumétrie (selon SCHEIBLER) ou par manométrie (selon MÜLLER). Les analyses sont effectuées à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel. Nous avons utilisé les échantillons concassés comme indiqué sous 1.5.2..

Pour le "calcimètre de SCHEIBLER" (construit par l'Institut de Géologie de l'Université de Göttingen), 0.2 g de poudre réagissent avec 5 ml de HCl (20%) pendant 2 minutes dans un erlenmeyer spécialement préparé à cet égard. Le volume de CO₂ dégagé est mesuré par compensation d'une colonne d'huile de silicone; la graduation est de 0.2 ml. Les volumes sont calculés en calcite normative; l'erreur absolue de la méthode est de max. 1% (MÜLLER 1964). La dolomite n'a jamais été assez abondante pour introduire une erreur appréciable dans ces calculs.

Avec la "bomba de MÜLLER" ("MÜLLER-Bomba") le dégagement de CO₂ est mesuré par un manomètre à pression. 0.7 g. de poudre sont attaqués avec 5 ml de HCl (20%). L'erreur maximum est de 5% (selon MÜLLER & GASTNER 1971).

Ces deux méthodes sont sensibles à la température et pressions extérieures. Elles exigent avant chaque série d'analyse un étalonnage précis des appareils.

La "bomba de MÜLLER" étant plus rapide à l'usage, ses résultats ont été comparés à ceux de la méthode de SCHEIBLER pour 180 échantillons de 5 coupes (tab. 5). En comparant les résultats, on constate que la variabilité dans l'écart-type selon la méthode de SCHEIBLER est aussi grande que celle obtenue avec la méthode de MÜLLER. SCHEIBLER n'apporte donc pas plus de précision pour les mesures. C'est pourquoi que nous avons donné la préférence à la méthode plus simple de MÜLLER.



Tab. 5 Comparaison des méthodes calcimétriques: moyenne et écart type
m = bombe de MÜLLER, s = calcimètre de SCHEIBLER (valeurs en annexe)

Vergleich der calcimetrischen Untersuchungsmethoden: Mittelwert und Standardabweichung

m = MÜLLER-Bombe, s = SCHEIBLER-Calcimeter (Werte im Anhang)

Compararison of calcimetrical methods: average values and standard deviation
m = bomb of MÜLLER, s = Calcimeter of SCHEIBLER (values in annexe)

Chapitre 2

Description des coupes

Ce deuxième chapitre contient une description de la lithologie des coupes. Les résultats de la calcimétrie sont présentés sous forme de log calcimétrique. Au delà, dans la synthèse, la répartition régionale des sédiments et l'influence des interlits marneux sur l'épaisseur des bancs calcaires sont brièvement discutés.

2. Description des coupes

2.1. Généralités

Les coordonnées des coupes et les cartes géologiques sont regroupées dans l'annexe. Les symboles de la fig. 9 sont utilisés pour la présentation graphique de toutes les coupes.

Les levées des coupes sont faites selon les indications des auteurs suivants

- pour la Carrières des Anges (Ang) et la Route des Grads (RdG): CECCA (1986)

- pour la Broyon (Bro) et Barrias (Bar): LE HEGARAT & REMANE (1973)

- pour Daluis (Dal), Saint Julien - Vergons (JuV) et La Vernet (Ver): BEAUDOIN (1977 et inédit).

- pour toutes les autres coupes: REMANE (1958, 1960, 1963, 1964, 1970 et inédit).

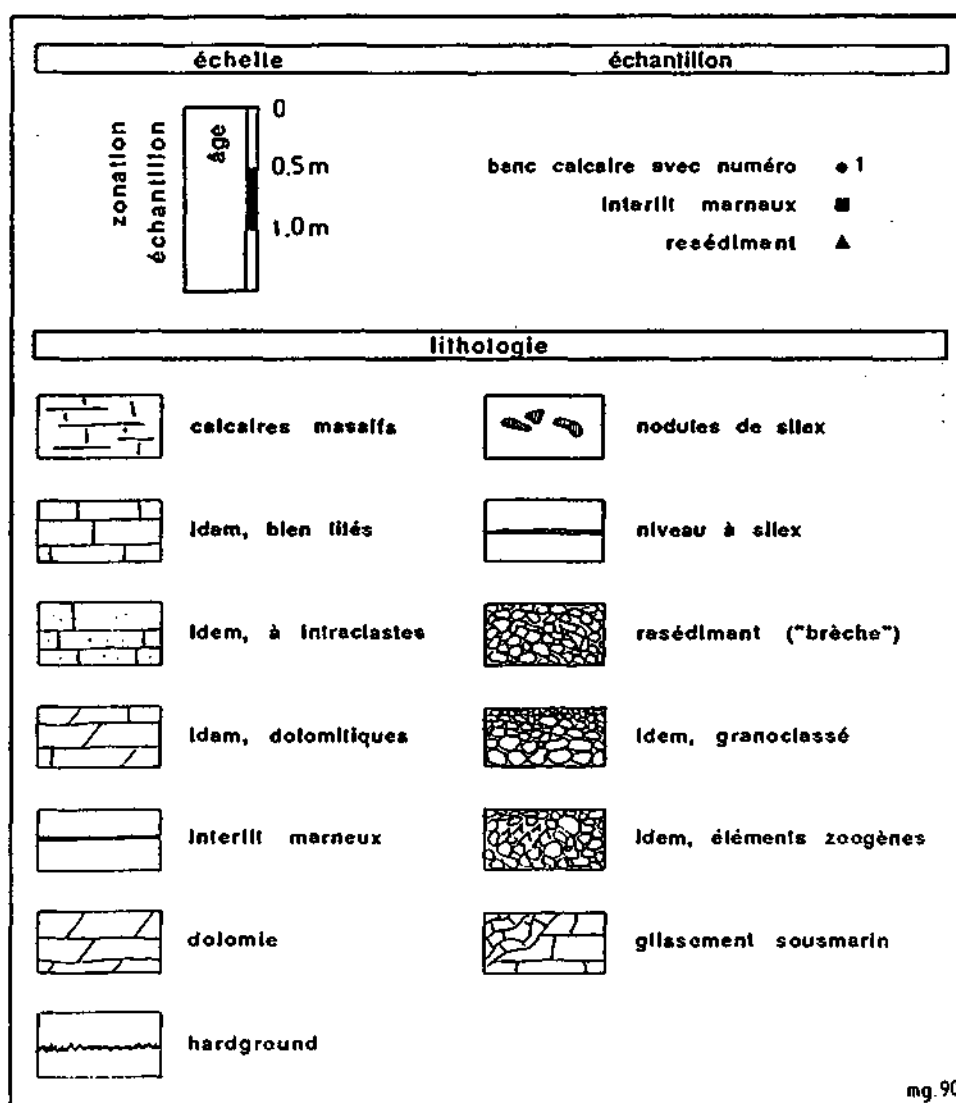


Fig.9 .Legende pour les fig. 10 à 34.

Zeichenerklärung der Abb. 10 bis 34.

Legend for fig. 10 to 34.

2. Description des coupes

coupe	échantillons			calcimétrie	
	bancs calcaires	interlits marneux	resédiments	Müller	Scheibler
Ang	x		x		
Ber	x	x	x	x	
Bro	x				
Chc	x			x	
ChO	x	x		x	x
Chr	x		x	x	
Cht	x			x	
Chv	x			x	
Cpl	x		x	x	x
CTa	x			x	x
Dal	x			x	
Esp	x	x		x	x
JuV	x				
LCa	x			x	
Mia	x				
RdA	x			x	
RdG	x	x	x	x	
REs	x				
SAu	x				
Sia	x			x	x
SJu	x		x	x	
SPa	x			x	
VaQ	x		x		
Ver	x			x	
Vey	x				

Tab.6 Echantillonnage des coupes

Pour les interlits marneux et les resédiments, seulement quelques échantillons sélectionnés ont été prélevés.

Beprobung der Profile

In den Mergel-Zwischenlagen und den Resedimenten wurden nur Stichproben entnommen.

Sampling of sections

Only some selected samples have been taken from the marl interlayers and the resediments.

2.2. Présentation régionale des coupes

2.2.1. Chaînes subalpines septentrionales (Chartreuse et Vercors)

Le Chevallon (Chv)

Accès: Depuis la N-75 entre Grenoble et Voiron on quitte la route principale à Chevallon et monte vers l'usine à ciment. La coupe étudiée se situe dans la "carrière inférieure" de l'usine à ciment du Chevallon.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur (zone A) - Berriasien inférieur (zone B partiellement incluse).

Description (fig 10): La partie étudiée du Tithonique supérieur est dépourvue des résédiments. Au Berriasien, une première intercalation bréchique, lenticulaire, est localisée entre les niveaux 2 et 3. Une deuxième brèche, d'aspect chaotique, se trouve entre les niveaux 1 et 2. Elle contient des débris zoogènes. LE HEGARAT (1971, p.450) l'interprète comme l'équivalent stratigraphique de la "brèche de Chomérac" (2.2.2. et fig. 35). Cette intercalation bréchique est surmontée par un "hard-ground" ferrugineux.

Le Tithonique supérieur et le Berriasien inférieur à Chv sont constitués des calcaires blancs sans interlits merneux. Au niveau 2 les surfaces des bancs sont irrégulières. Nous distinguons trois niveaux dolomitiques, à savoir entre les niveaux 3 à 4 et 8 à 9. Ce dernier contient des nodules de silice.

Les teneurs en carbonates varient entre 93 et 98 % (moyenne 96 %), sans qu'un niveau se distingue par sa teneur en carbonates.

Bibliographie: MAZENOT (1939), LE HEGARAT (1971), LE HEGARAT & REMANE (1973), PERSOZ & REMANE (1976), REMANE (1958, 1960, 1963, 1964)

Chaplaine (Cpl)

Accès: La coupe Cpl se situe au Sud du Col d'Alimas (D-8), le long du chemin qui mène depuis la côte 1259 vers l'Est en direction de Chaplaine (sans indication).

Intervalle stratigraphique (tab 2): Tithonique supérieur (zone à *Chitinoidea* [avec une épaisseur plus importante qu'indiquée chez REMANE 1970] et zone A) - Berriasien inférieur (partie inférieure de la zone B: sous-zone à *grandis* partiellement incluse).

Description (fig. 11): A Cpl une intercalation bréchique décimétrique au Tithonique supérieur (sous-zone A 1) sépare les niveaux 28 et 29. Une deuxième, plus importante (environ 1 m. d'épaisseur entre les niveaux 19 et 20), se situe à la base du Berriasien (Zone B) et montre un granoclassement net. L'aspect lithologique de la coupe est très monotone: il s'agit de calcaires micritiques gris foncé sur cassure fraîche, parfois tachetés noir et bien lités. Les bancs calcaires montrent parfois des surfaces irrégulières mais ils ne sont pas séparés par des interlits marnaux. Dans le Tithonique supérieur terminal (sous-zones A 2 et A 3) et à la base du Berriasien,

2. Description des coupes

plusieurs niveaux à silex sont présents: on distingue deux niveaux continus de 5 à 10 cm d'épaisseur à la limite des bancs (entre les niveaux 24 et 25 resp. 26 et 27) mais aussi des nodules isolées ("silex à bananes"), qui se concentrent au milieu des bancs.

Le résultat des mesures calcimétriques dans les bancs calcaires montre des teneurs qui ne varient que très peu (95 à 99%; moyenne 97% CaCO₃): aucun niveau niveau stratigraphique se distingue par une valeur extrême.

Nous avons également entrepris des mesures avec le "calcimètre de Scheibler". Les résultats révèlent des teneurs qui se situent à quelques % en-dessous de valeurs mesurées avec la "bombe de Müller", mais qui reflètent la même tendance (pas de changement significatif pendant l'intervalle étudié; moyenne 94 % CaCO₃).

Bibliographie: LE HEGARAT 1971, REMANE (1970)

Saint-Pancrasse (SPa)

Accès: La coupe SPa se situe sur la rive droite de l'Isère aux bords de la D-30 entre Eymes et Saint Pancrasse après la grande galerie routière. Elle est observable au bord du tronçon de la route "tracée sur le flanc du cône de déjection du torrent du Mannival" (PAQUIER 1892, p. 26) qui est abandonnée depuis le percement du nouveau tunnel (cf. planche NN).

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur (zone A) - Berriasien inférieur (zone B). La représentation de la zone A avec les Calpionelles est incomplète (REMANE 1960, 1964): la sous-zone A 1 n'est guère représentée et la sous-zone A 2 manque. Nous n'avons pas pu mettre en évidence l'existence de la zone à *Chitinaidella*.

Description (fig. 12): Le Tithonique supérieur est caractérisé par un large développement des brèches de resédimentation. Mais seulement la brèche au-dessous de niveau 13 montre un granoclassement net. Dans le Berriasien inférieur la brèche à débris zoogènes entre les niveaux 4 et 5 constitue selon REMANE (1960) une coulée boueuse, responsable du transport du détritit récifal qui provient du complexe récifal du Bec de l'Echaillon. Cette brèche évoque par sa position stratigraphique la "brèche de Chamérac" (2.2.2. et fig. 35).

La lithologie à SPa est caractérisée par des calcaires gris massifs, parfois à surface irrégulière. Au-dessus du niveau 11 l'aspect des bancs calcaires devient plus régulier - à l'exception d'un glissement sousmarin que nous avons reconnu au niveau 10. L'épaisseur des bancs calcaires diminue, mais ils ne sont pas séparés par des interlits marneux. Un hard-ground est localisé au-dessus du niveau 1.

Bibliographie: PAQUIER (1892), REMANE (1958, 1960, 1963, 1964)

2. Description des coupes

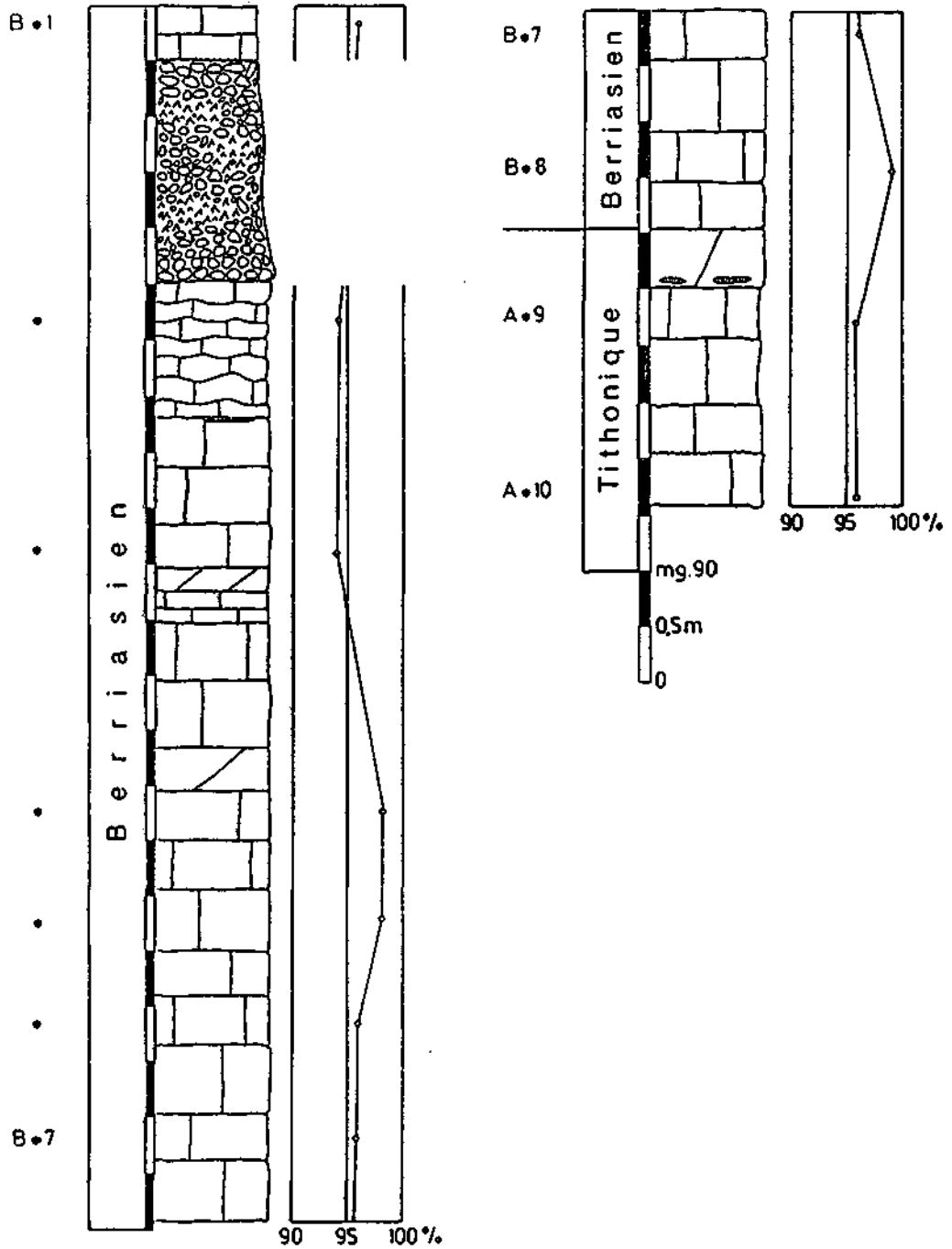


Fig.10. Le Chevallon (Chv)

· calcimétrie selon/Calcimétrie nach/calcimetric method after Müller
 modifié selon/abgeändert nach/modified after REMANE (1963)

2. Description des coupes

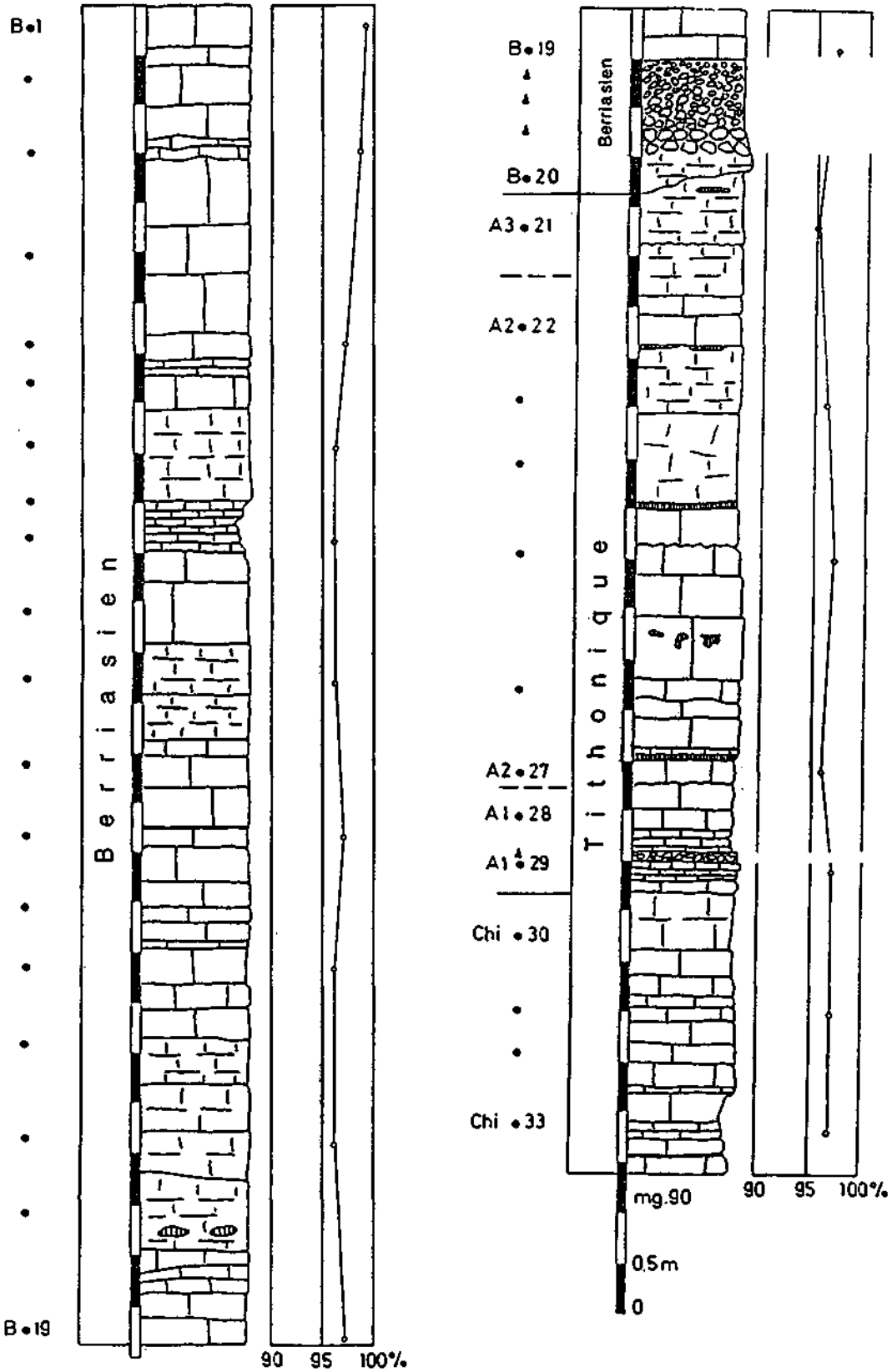


Fig.11 Chauplane (Cpl)

calcimétrie selon/Calcimetrie nach/calcimetric method after Müller
 modifié selon/abgeändert nach/modified after REMANE (1970)

2. Description des coupes

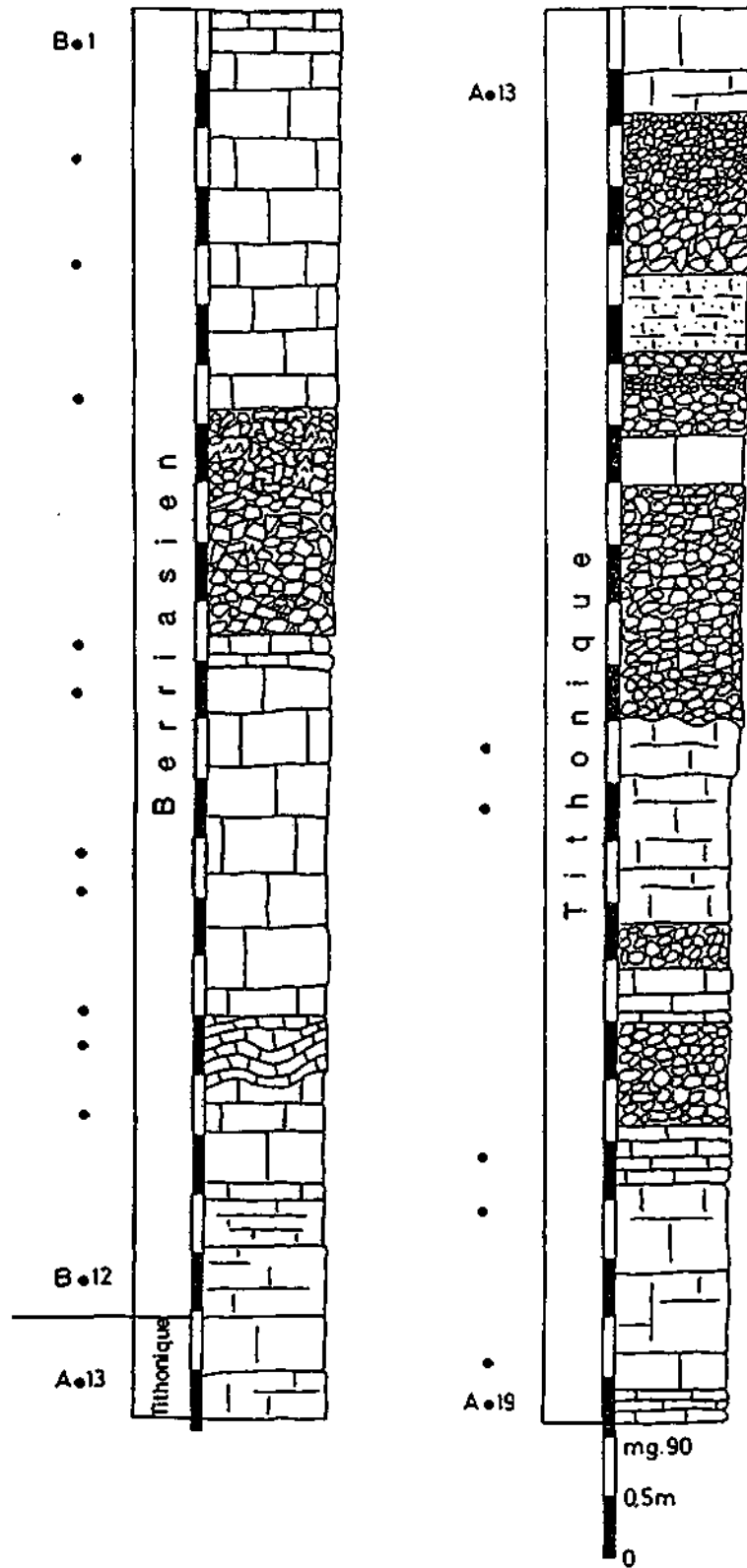


Fig.12 Saint Pancrasse (SPa)
modifié selon/abgeändert nach/modified after REMANE (1963)

2. Description des coupes

2.2.2. Bordure ardéchoise-cévenole

Carrière des Anges (Ang)

Accès: La coupe Ang se situe à l'Ouest de la commune du Pouzin (Ardèche), au début de la "route des Grads". La coupe se trouve dans la carrière supérieure, actuellement abandonnée.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur (CECCA 1986: zone à *Chitinoidea* et zone A) - Berriasien inférieur (CECCA 1986: moitié inférieure de la zone B [sous-zone à *jacobi* partiellement inclus]).

ENAY (1980) propose la coupe de Ang comme section de référence pour l'Ardésien (= Tithonique supérieur).

Description (fig. 13): Les passages resédimentés au Tithonique supérieur (entre les niveaux 14 et 12 et 13, 7 et 8) montrent un granoclassement très net. La brèche entre les niveaux 8 et 9 est moins compacte que les autres et ici, nous n'avons pas observé de granoclassement. Elle est limitée en-dessus par une surface ondulée. Dans la partie étudiée du Berriasien une brèche massive se situe entre les niveaux 4 et 5. Elle est limitée par deux hard-grounds.

La lithologie des calcaires tithoniques et berriasiens ne se distingue pas: il s'agit des calcaires blancs à intraclastes, gris-foncé sur cassure fraîche, en petits bancs à la base de la zone à *Chitinoidea* et en-dessous, massifs ou en gros bancs en-dessus. Cependant, les nodules et silex sont limités au Tithonique supérieur (niveau 11).

Bibliographie: CECCA (1986), ENAY (1980), THIERSTEIN (1975), TOUCAS (1890)

Berries (Ber)

Accès: La coupe est située dans le thalweg du ruisseau du Graveyrou à la sortie NE de Berrias en-dessous de château de Malbos. Les vastes surfaces structurales qui déterminent le relief local sont souvent couvertes par une végétation dense.

La coupe de Ber est considérée comme stratotype de l'étage du même nom BUSNARDO, LE HEGARAT & MAGNE (1963). Malgré son importance, l'ensemble de la coupe se transforme de plus en plus en décharge et l'état actuel de la coupe ne permet plus un échantillonnage du passage Berriasien - Valanginien.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur terminal (?); Berriasien (LE HEGARAT & REMANE 1973: zone B - D 2).

Les conditions d'affleurement et l'absence de macrofaune à Ber ne permettent pas de définir clairement la limite Tithonique - Berriasien, telle qu'elle est appliquée dans ce travail (cf. tab.3). Un échantillonnage au-dessous du niveau 70 avec une analyse de la microfaune (Calpionelles) pourrait résoudre ce problème.

2. Description des coupes

Description (fig. 14): La grande brèche infraformationnelle à éléments anguleux ou arrondis à la base de la zone C avec une épaisseur d'environ 2 m (entre les niveaux 55 et 56) constitue le seul témoin de résédiments dans cette coupe.

L'aspect lithologique à la base de la coupe de Ber est caractérisé par un calcaire massif clair. Les surfaces des bancs montrent quelque fois une légère quantité de pyrite ("Anflug"). Au-dessus du niveau 61 les calcaires deviennent bien lités et ils sont parfois séparés par des intercalations marneuses d'épaisseur décimétrique. En plus, nous distinguons plusieurs niveaux des calcaires dolomitiques (niveaux 20, 37, 41, 43 et 57).

Les valeurs maximales des mesures calcimétriques sont observées avec 99% à la base du Berriasien (zone B en-dessous le niveau 61). Pour les interlits marneux les résultats calcimétriques affichent des valeurs entre 80 % et 85 %.

Bibliographie: BUSNARDO, GALBRUN, RASPLUS & LE HEGARAT (1986), BUSNARDO, LE HEGARAT & MAGNE (1963), COQUAND (1871), LE HEGARAT & MAGNE (1965), LE HEGARAT (1971), LE HEGARAT & REMANE (1968, 1973), MAZENOT (1939), PICTET (1867)

Le Broyon (Bro)

Accès: Bro se situe dans une carrière abandonnée quelques kilomètres au Sud du Pouzin (D-22), immédiatement à l'Ouest de la voie ferrée de Privas au Pouzin.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur (zone A)-Berriasien inférieur (zone B p.p. [sous zone à grandis partiellement incluse]). LE HEGARAT & REMANE (1973) constatent une lacune stratigraphique pour la zone à *Chitinoidea* qui est uniquement représentée dans des galets dans la brèche au-dessous du niveau 10 (fig. 35).

Description (fig. 15): Une brèche calcaire avec granoclassement d'environ 1 m d'épaisseur se trouve à la base de la coupe (niveau 10, zone A). Au sommet d'un banc de calcaire massif (niveau 8, zone A) se trouve une autre brèche, moins compacte et sans granoclassement. CECCA (1986) interprète l'intercalation bréchique entre les niveaux 2 et 3 comme l'équivalent stratigraphique de la "brèche de Chomérac".

L'intervalle stratigraphique étudié est constitué par des calcaires lithographiques blancs sans joints marneux. Dans la zone B on distingue 3 hard-grounds, dont le dernier supporte la "brèche de Chomérac". Au dessus du niveau 2 (limite entre les sous-zones à *jacobi* et à *grandis*) l'apparition des interlits marneux marque le passage de la sédimentation vers des alternances marnocalcaires du Berriasien moyen et supérieur.

Bibliographie: CECCA (1986), ENAY (1980), LE HEGARAT (1971), LE HEGARAT & REMANE (1968, 1973), TOUCAS (1890)

2. Description des coupes

La Cadière (LCe)

Accès: La coupe LCe se situe aux bords de la D-296, à la sortie septentrionale du village, peu après le carrefour avec la D-999 à l'Ouest de St.Hippolythe-le-Fort.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur (zone A) - Berriasien inférieur (zone B)

Description (fig. 16): Une seule intercalation bréchique décimétrique se localise entre les niveaux 20 et 21.

La lithologie des couches du passage Tithonique - Berriasien se présente sous forme des calcaires gris-clair micritiques sans joints marneux. Ils deviennent progressivement plus crayeux dans le Berriasien. Dans cette série monotone se distingue une concentration de silex entre les niveaux 21 et 23. Un hard-ground, qui est surmonté un glissement sousmarin se trouve à l'emplacement stratigraphique de la limite Jurassique - Crétacé.

Les résultats des mesures calcimétriques montrent une constance remarquable des valeurs entre 96 % et 99 % pendant tout l'intervalle étudié.

Bibliographie: BERNIER (1968), BODEUR (1986), MAZENOT (1939)

Route des Grads (RdG)

Accès: La coupe RdG se trouve aux bords de la route menant au lieu-dit "les Grads" à la sortie du Pouzin. Elle débute au feu de signalisation inférieur et se termine au-dessus de la petite carrière creusée dans les "calcaires blancs", actuellement abandonnée.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur - Berriasien inférieur (CECCA 1986: zone à *semiforme* - sous-zone à *grandis* pour les ammonites et zone à *Chitinoïdella*, zone A et zone B pour les calponnelles)

Description (fig. 17): Dans la partie basale du Tithonique supérieur on constate une forte accumulation des brèches à galets arrondis. Le Tithonique supérieur terminal est caractérisé par une brèche de resédimentation granoclassée (entre les niveaux 14 et 15). Dans le Berriasien, il y a une intercalation bréchique d'environ 2 m d'épaisseur (entre les niveaux 5 et 6) et une lentille bréchique au-dessus du niveau 4. L'emplacement stratigraphique à la limite entre les sous-zones à *grandis* et à *jacobi* a permis à CECCA (1986) l'interprétation de la mince intercalation bréchique au-dessus du niveau 2 comme l'équivalent de la "brèche de Chomérac".

La lithologie de RdG est caractérisée par des calcaires blancs massifs. Au passage de la zone à *Chitinoïdella* à la zone A on constate une concentration de silex. La base du Berriasien se distingue par plusieurs surfaces de bancs ondulées. Le passage mameux entre les niveaux 1 et 2 indique la fin de la sédimentation purement calcaire de l'intervalle étudié et le passage aux alternances marnocalcaires du Berriasien moyen et supérieur.

2. Description des coupes

Les teneur en carbonates varient entre 89 % et 97 % (moyenne 96 %); aucune préférence peut être attribuée à un niveau stratigraphique spécifique. Pour le passage marneux entre les niveaux 1 et 2 la teneur en carbonates est de 88 %.

Bibliographie: CECCA (1986), LE HEGARAT (1971), TOUCAS (1889)

2. Description des coupes

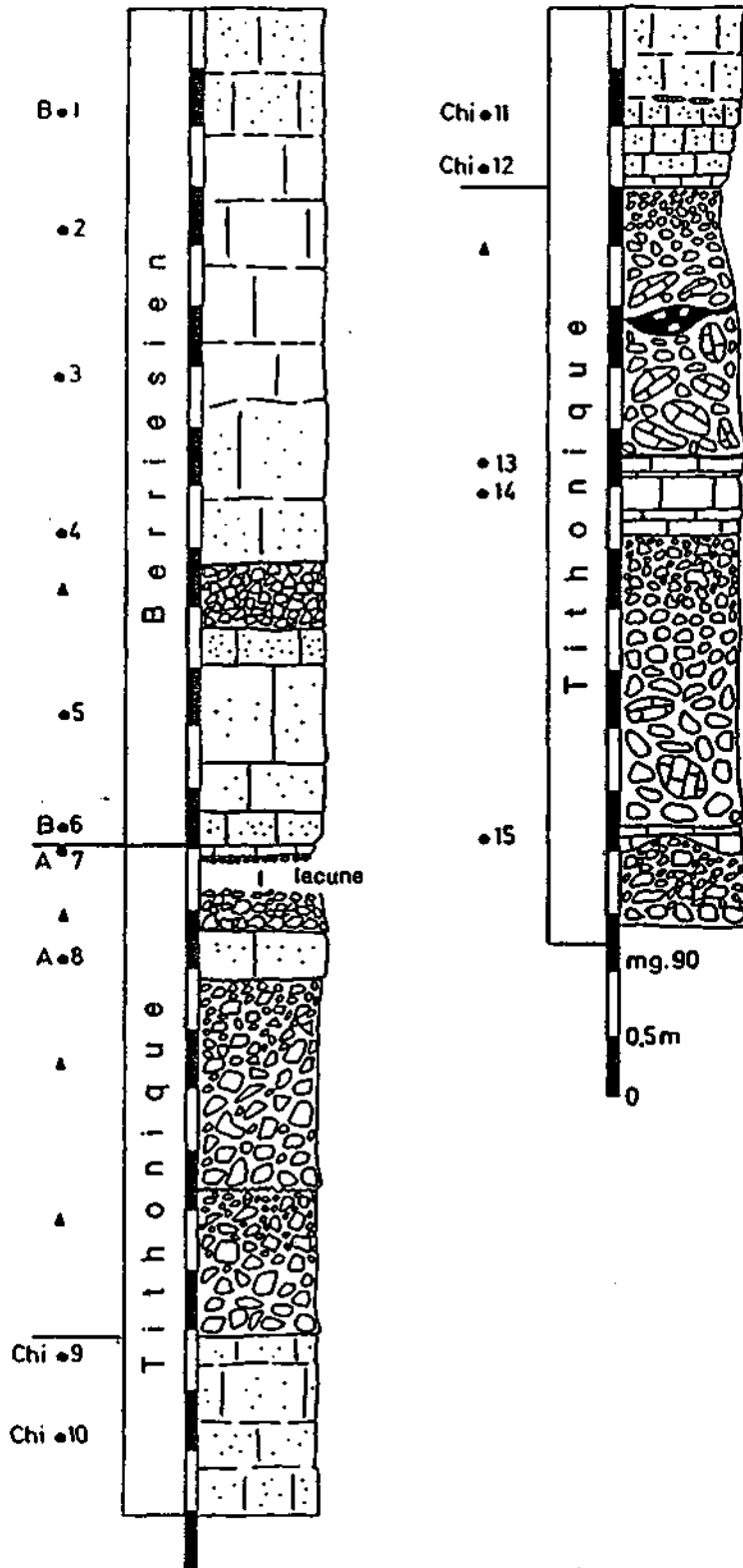


Fig.13 Carrière des Angès (Ang)

modifié selon/abgeändert nach/modified after CECCA (1986)

2. Description des coupes

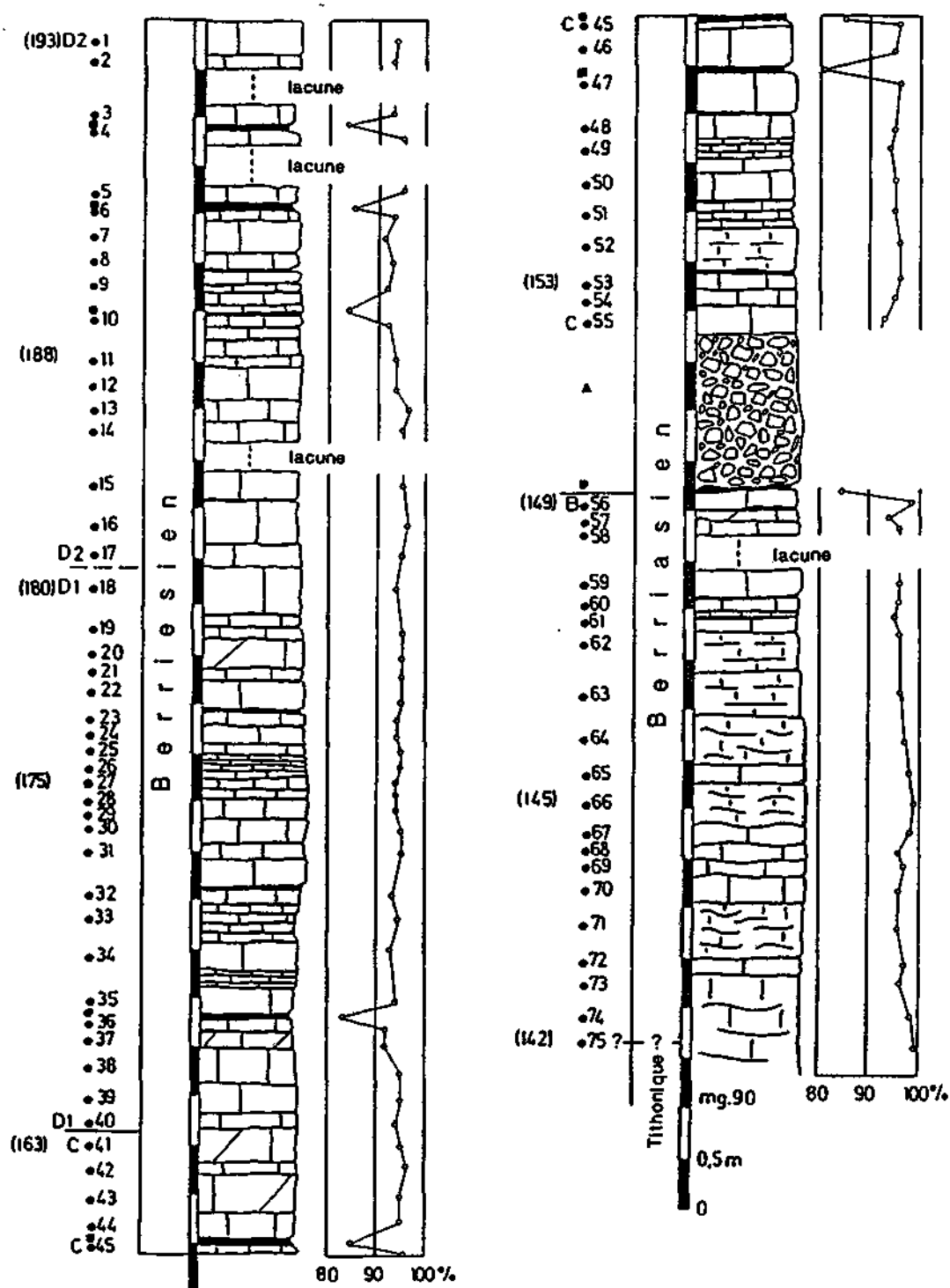


Fig.14 Berrias (Ber)

calcimétrie selon/Calcimetric nach/calcimetrical method after Müller

chiffres entre parenthèses: numérotation de LE HEGARAT & REMANE (1973)

Zahlen in Klammern: Numerierung von LE HEGARAT & REMANE (1973)

numerals in parenthesis: numbering of LE HEGARAT & REMANE (1973)

modifié selon/abgeändert nach/modified after LE HEGARAT & REMANE (1973)

2. Description des coupes

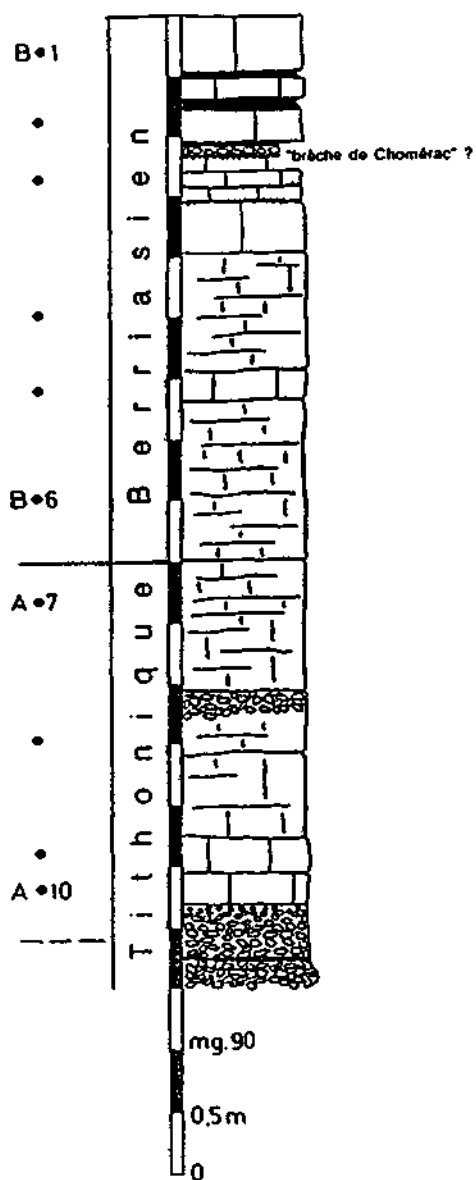


Fig.15 Le Broyon (Bro)

modifié selon/abgeändert nach/modified after LE HEGARAT & REMANE (1973)

2. Description des coupes

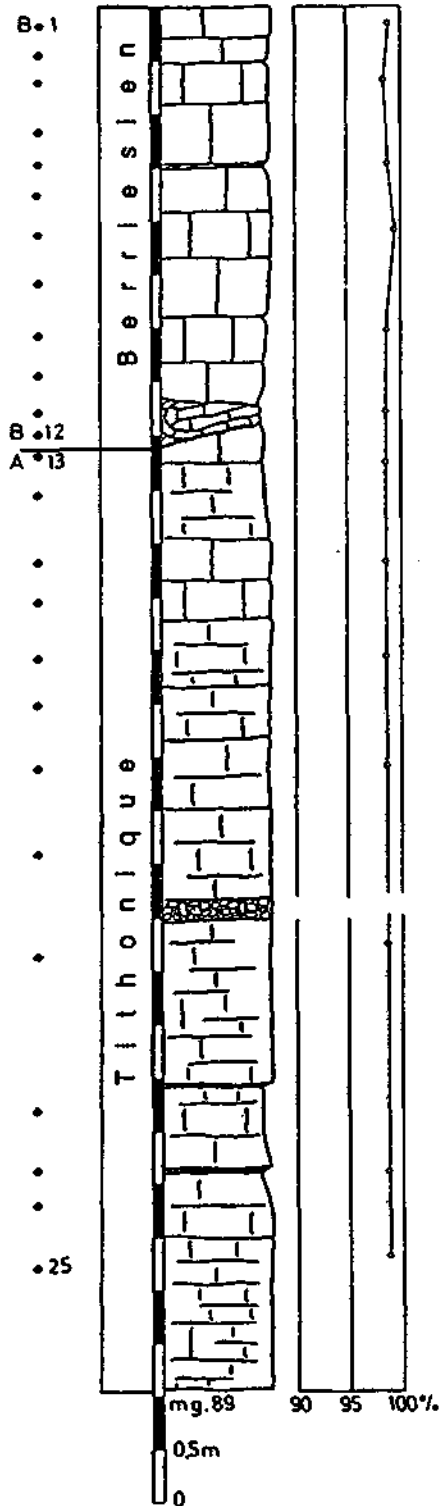


Fig.16 La Cadière (LCa)

calcimétrie selon/Calcimetrie nach/calcimetric method after Müller

2. Description des coupes

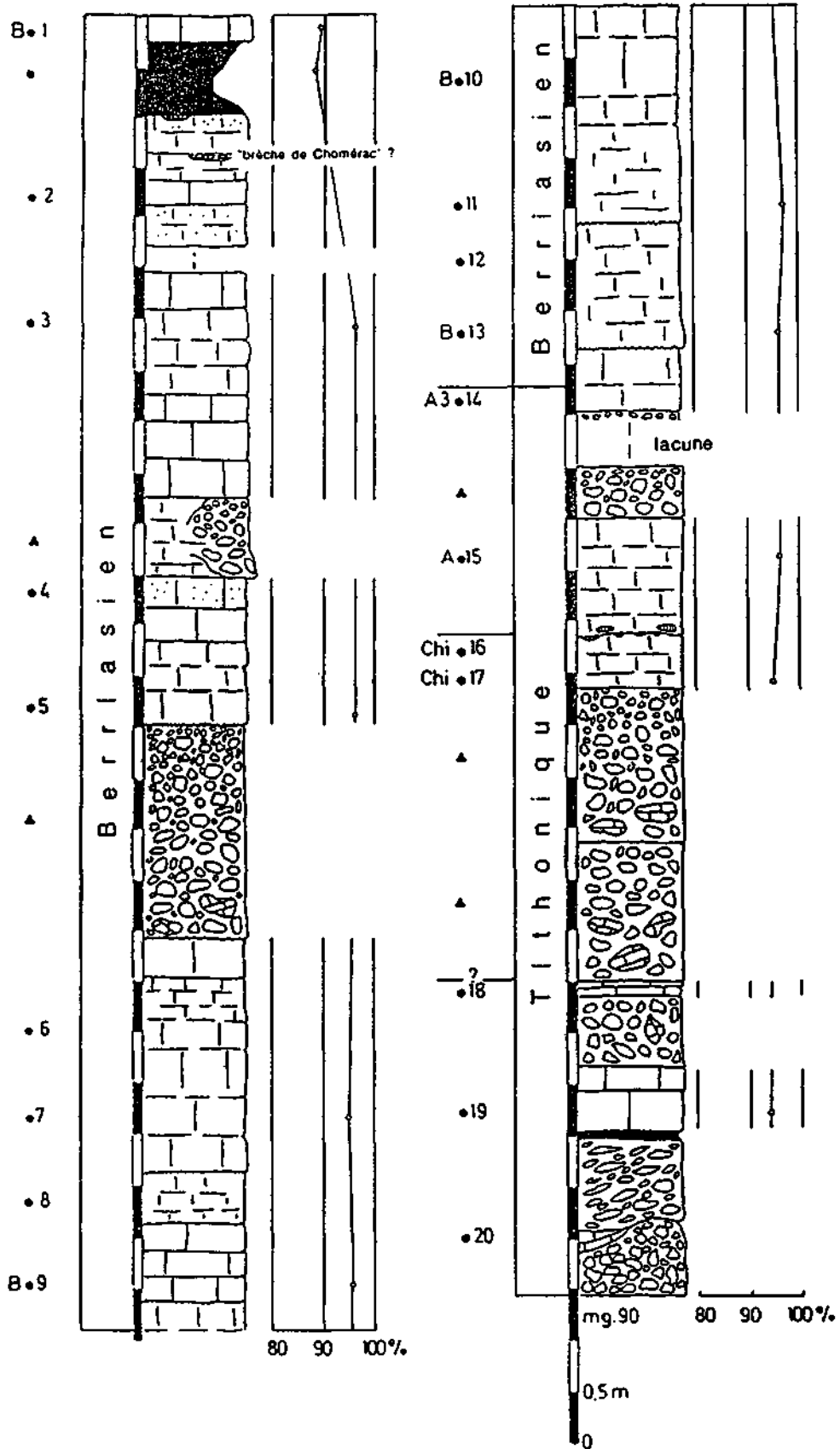


Fig.17 Route des Grads (RdG)

calcimétrie selon/Calcimetrie nach/calcimetric method after Müller
 modifié selon/abgeändert nach/modified after CECCA (1986)

2. Description des coupes

2.2.3. Chaînes vocontiennes (= Chaînes subalpines méridionales)

Chalancon (Chc)

Accès: La coupe Chc se situe au-dessus du coude de la D-135 (Lamotte-Chalancon - Volvent) à la sortie du hameau Chalancon après la traversée du torrent et avant le virage.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur (REMANE 1970: zone à *Chitinoidea* ; absence de la zone A dans l'autochthone) - Berriasien inférieur (REMANE 1970: zone B)

Description (fig. 18): Les brèches de resédimentation sont surtout présentes au Tithonique supérieur. Elles ont un aspect massif et chaotique, sans granoclassement. Au Berriasien on observe une seule intercalation bréchique d'épaisseur décimétrique avec des galets bien arrondis (niveaux 7 et 8).

Le Tithonique supérieur est caractérisé par des calcaires gris-clairs en banc décimétriques sans intercalations marneuses. Le Berriasien consiste en calcaires micritiques beige-clairs "à flammes rouges" et se présente ainsi sous le faciès "vocontien" typique sauf que les interlits marneux ne sont pas fréquents. Un niveau continu à silex est localisé entre les niveaux 13 et 14 (zone B).

La calcimétrie révèle des teneurs peu variables en carbonates (entre 94 % et 97 %). Les mesures ne montrent pas de différence notable entre le Tithonique supérieur et le Berriasien inférieur.

Bibliographie: LE HEGARAT 1971, REMANE (1970)

Route de Charens (Chr)

Accès: La coupe Chr se trouve aux bords de la D-145 en direction de Charens (élargissement de la route en cours depuis 1988).

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur (REMANE 1970: zone à *Chitinoidea* et zone A) - Berriasien inférieur (REMANE 1970: zone B)

Description (fig. 19): Chr est caractérisé par l'abondance des brèches de resédimentation. On distingue premièrement plusieurs brèches massives avec une épaisseur de plusieurs mètres, en partie granoclassées. Deuxièmement, on constate plusieurs bancs bréchiques d'épaisseur décimétriques.

Les calcaires tithoniques et berriasiens de Chr ne montrent pas de particularités lithologiques. Une lacune d'affleurement en-dessous d'un niveau à silex ne permet pas l'observation directe de la limite Tithonique - Berriasien, qui se situe d'après REMANE (1970) entre nos niveaux 11 et 12.

Les analyses calcimétriques montrent une grande stabilité des valeurs aux alentours de 96 %.

Bibliographie: REMANE (1970)

2. Description des coupes

Le Chouet (Cht)

Accès: L'accès à Cht en véhicule est difficile: on quitte la D-306 (Luc-en-Diois - Valdrôme) et on monte sur un chemin forestier très étroit vers le Chouet (chemin sans indication). L'affleurement, interrompu par une faille, commence dans le virage après le tunnel et s'observe en direction du hameau.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur - Berriasien inférieur: les datations avec les Calpionelles révèlent la présence de la zone à *Chitinoïdella*, de la zone A et de la zone B (REMANE 1970).

Description (fig. 20): Cette coupe est caractérisée comme Chr par une forte accumulation des niveaux resédimentés à faible épaisseur ainsi que par plusieurs brèches compactes et sans granoclassement avec une épaisseur de plusieurs mètres pendant tout l'intervalle étudié.

La lithologie des sédiments autochthons est monotone: ils se présentent sous forme de calcaires micritiques sans interlits marneux et d'aspect massif ou en banc d'épaisseur décimétriques. Les calcaires en petits bancs eu-dessous du niveau 24 se distinguent par des surfaces corrodées et dans ce niveau, nous avons également récolté quelques restes d'Ammonites indéterminables.

Pour le Tithonique supérieur, les teneurs en carbonates sont comprises entre 90 % et 95 %, tandis que les valeurs pour la partie étudiée du Berriasien sont légèrement plus élevées (entre 94 % et 98 %).

Bibliographie: LE HEGARAT (1971), ENAY & GEYSSANT (1975), REMANE (1970)

Les Miaux (Mia)

Accès: La localité Mia se situe 450 m au Sud de la D-148 (Gorges des Gas - Bonneval-en-Diois). L'accès se fait par le petit chemin qui quitte la route départementale avant le premier pont et qui descend vers un affluent du ruisseau de Bonneval. Ce ruisseau forme une petite cluse qui est taillée dans les assises sub-verticales du Tithonique supérieur au Nord de la ferme des Miaux. Un encroûtement de tuff calcaire masque souvent le litage.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur (REMANE 1970: zone à *Chitinoïdella* et zone A) - Berriasien inférieur (REMANE 1970: zone B)

Description (fig. 21): La brèche compacte de 2.30 m. d'épaisseur au niveau de la sous-zone A 1 est le seul témoin de resédiments dans cette coupe, mais une cascade rend l'observation de ce niveau difficile.

Les calcaires gris-blanc micritiques sans interlits merneux de l'intervalle étudié avec leur cassure fraîche d'aspect souvent conchoïdale deviennent vers le bas plus noduleux. Entre les niveaux 5 et 6 et aux niveaux 11 et 13 les surfaces de bancs sont légèrement corrodées.

Bibliographie: REMANE (1970)

2. Description des coupes

Roc d'Eaculier (REs)

Accès: La localité de REs se trouve dans la Montagne de St.Génis au SE de Serres aux bords du chemin forestier qui quitte la D-221 au Pas de Jubée. La coupe débute une centaine de mètres derrière la barrière (travaux d'élargissement en cours depuis 1987).

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur - Berriasien inférieur. Selon les datations de REMANE (1970), le passage entre le Tithonique et le Berriasien est documenté par une succession complète des Calpionelles (zones A et B).

Description (fig. 22): Dans le Tithonique supérieur se trouvent trois intercalations bréchiques de 1 à 3 m d'épaisseur. Les composants de ces brèches sont généralement bien arrondis. Au-delà, on constate pour le Tithonique supérieur plusieurs niveaux bréchiques d'épaisseur décimétriques. Au Berriasien, deux intercalations de brèches massives se trouvent entre les niveaux 16 à 17 et 2 à 3.

Les calcaires lithographiques du Tithonique supérieur sont souvent caractérisés par des surfaces de bancs corrodées. Les calcaires micritiques du Berriasien montrent un litage plus irrégulier. Au-dessus du niveau 25 nous avons observé plusieurs niveaux à silex sous forme des niveaux continus ou des nodules isolés (p.ex. entre les niveaux 4 et 5, 7 et 8, 11 et 12, 13 et 14).

Bibliographie: PERSOZ & REMANE (1976), REMANE (1970)

Saint Julien (SJu)

Accès: La coupe de Saint Julien-en-Bochaîne (SJu, fig 20) se trouve le long de la D-75 à la sortie Sud du village du même nom.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur (REMANE 1970: zone A) - Berriasien inférieur (REMANE 1970: zone B).

Description (fig. 23): Une seule brèche massive sans granoclassement net avec épaisseur changeante (maximum environ 2 m) se localise dans la zone A. Une deuxième intercalation bréchique (30 cm d'épaisseur) se trouve entre les niveaux 28 et 29.

La lithologie de SJu avec ces calcaires gris-blanc est un exemple typique du faciès pélagique du domaine vocontien. On constate un passage dolomitique (entre les niveaux 3 et 4) et quelques niveaux riches en silex, le plus souvent continus dans le Tithonique supérieur (entre les niveaux 12 et 13, 20 et 21, 22 et 23) et sous forme de nodules au Berriasien (p.ex. niveau 4). Nous avons trouvé dans plusieurs niveaux au sommet de la coupe dans plusieurs niveaux entre les zones A et B quelques restes d'ammonites indéterminables.

La calcimétrie indique pour tous les niveaux stratigraphiques des valeurs stables entre 95 % et 97 %.

Bibliographie: REMANE (1970)

2. Description des coupes

Vachères-en-Quint (VaQ)

Accès: L'accès à VaQ se fait par la D-129 (St.Croix) depuis la vallée de la Drôme (D-93 Die - Crast). La partie échantillonnée se trouve avant le premier tunnel en montant en direction de Vachérin-en-Quint.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur - Berriasien inférieur (REMANE 1970: les Calpionelles indiquent une lacune au Tithonique supérieur: seulement la sous-zone A 2/A 3 est représentée. Le Berriasien inférieur est documenté avec le zone B).

Description (fig. 24): Cette coupe se caractérise par la forte réduction de la série stratigraphique et l'ampleur de résédiments. L'intervalle échantillonné à VaQ ne comprend que le passage Tithonique - Berriasien sur une dizaine de mètres, limité vers le haut et vers le bas par des ensembles bréchiques de plusieurs mètres d'épaisseur. Les brèches d'un aspect chaotique ne montrent pas de granoclassement.

Les sédiments autochthons de VaQ consistent en calcaires blancs micritiques, massifs ou en bancs décimétriques et généralement sans joints marneux. L'aspect lithologique des niveaux 1 et 2 est différent: il s'agit de calcaires beiges en plaquettes.

Bibliographie: REMANE (1970)

2. Description des coupes

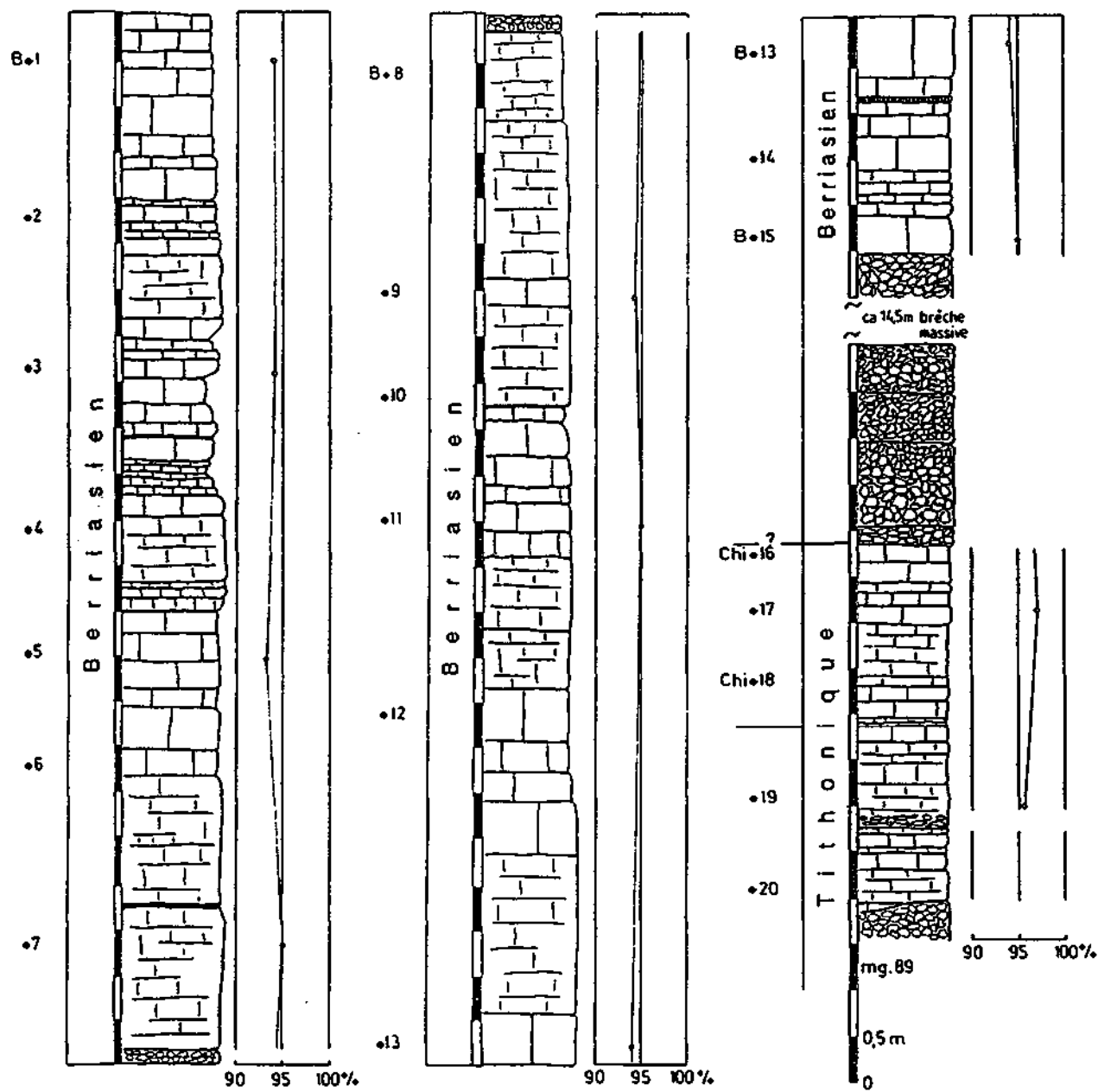


Fig.18 Chalancon (Chc)

calcimétrie selon/Calcimetrie nach/calcimetrical method after Müller
 modifié selon/verändert nach/modified after REMANE (1970)

2. Description des coupes

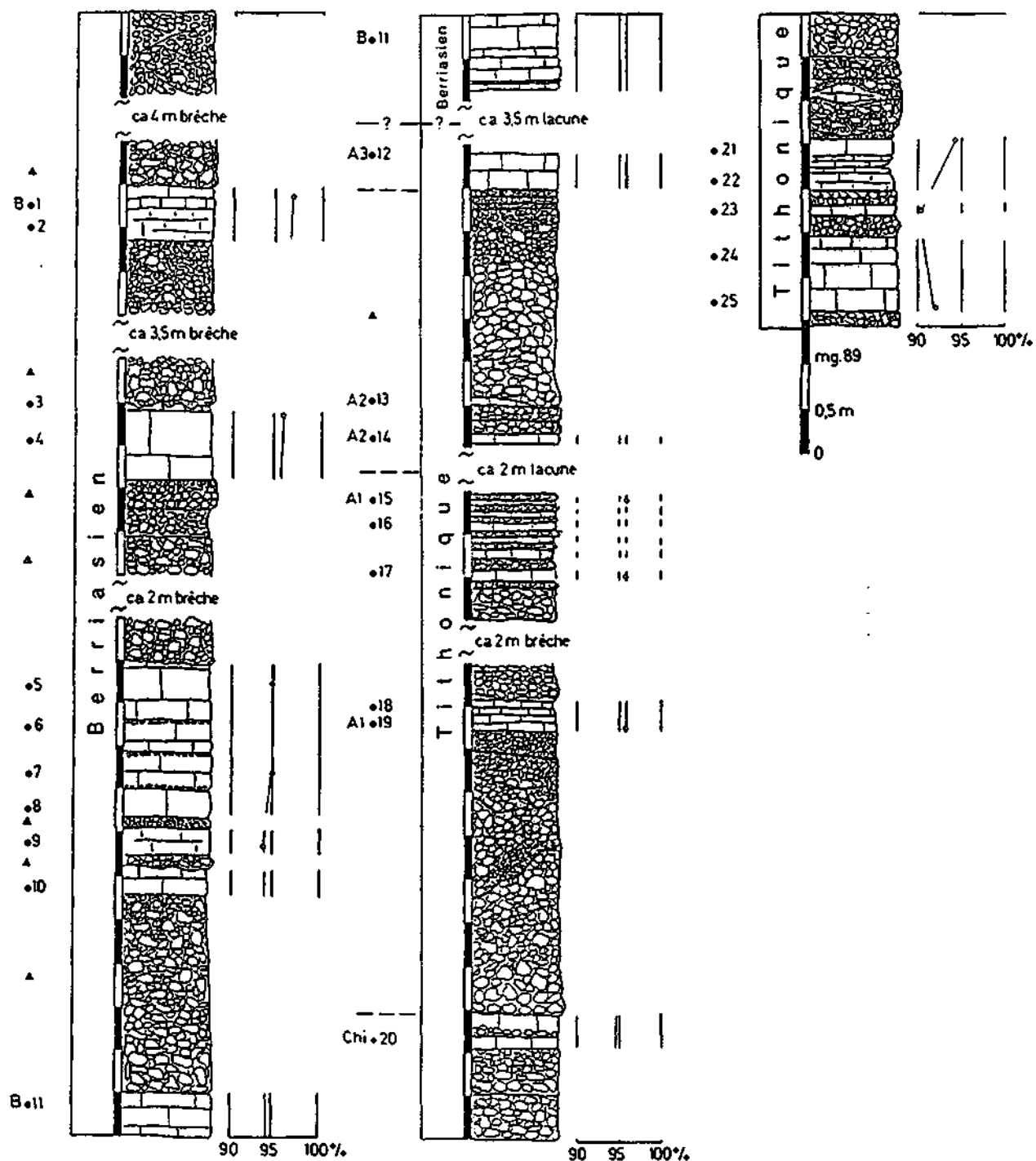


Fig.19 Route de Charens (Chr)

calcimétrie selon/Calcimetric nach/calcimetrical method after Müller
 modifié selon/verändert nach/modified after REMANE (1970)

2. Description des coupes

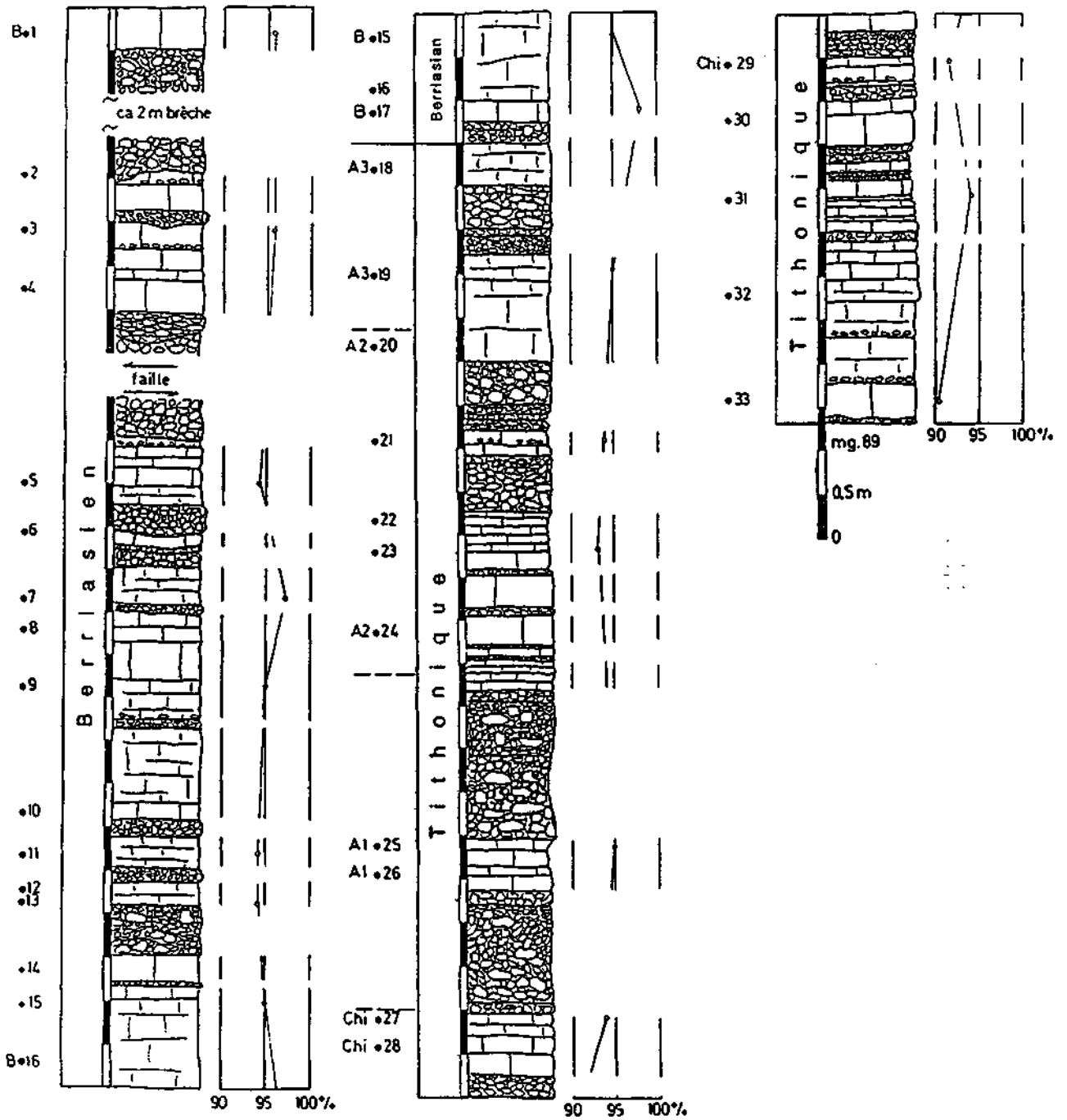


Fig.20 Le Chouet (Cht)

calcimétrie selon/Calcimetric nach/calcimetric method after Müller
 modifié selon/verändert nach/modified after REMANE (1970)

2. Description des coupes

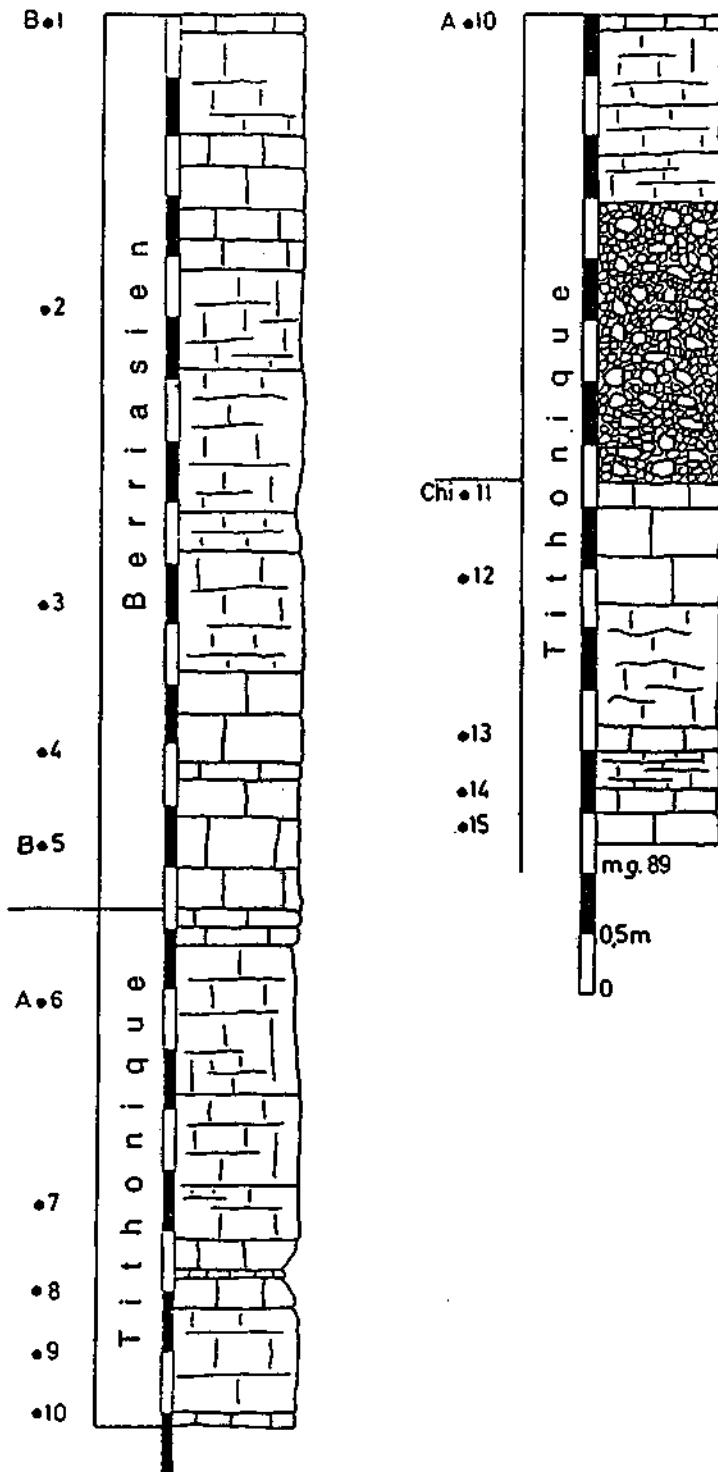


Fig.21 .Les Miaux (Mia)

modifié selon/verändert nach/modified after REMANE (1970)

2. Description des coupes

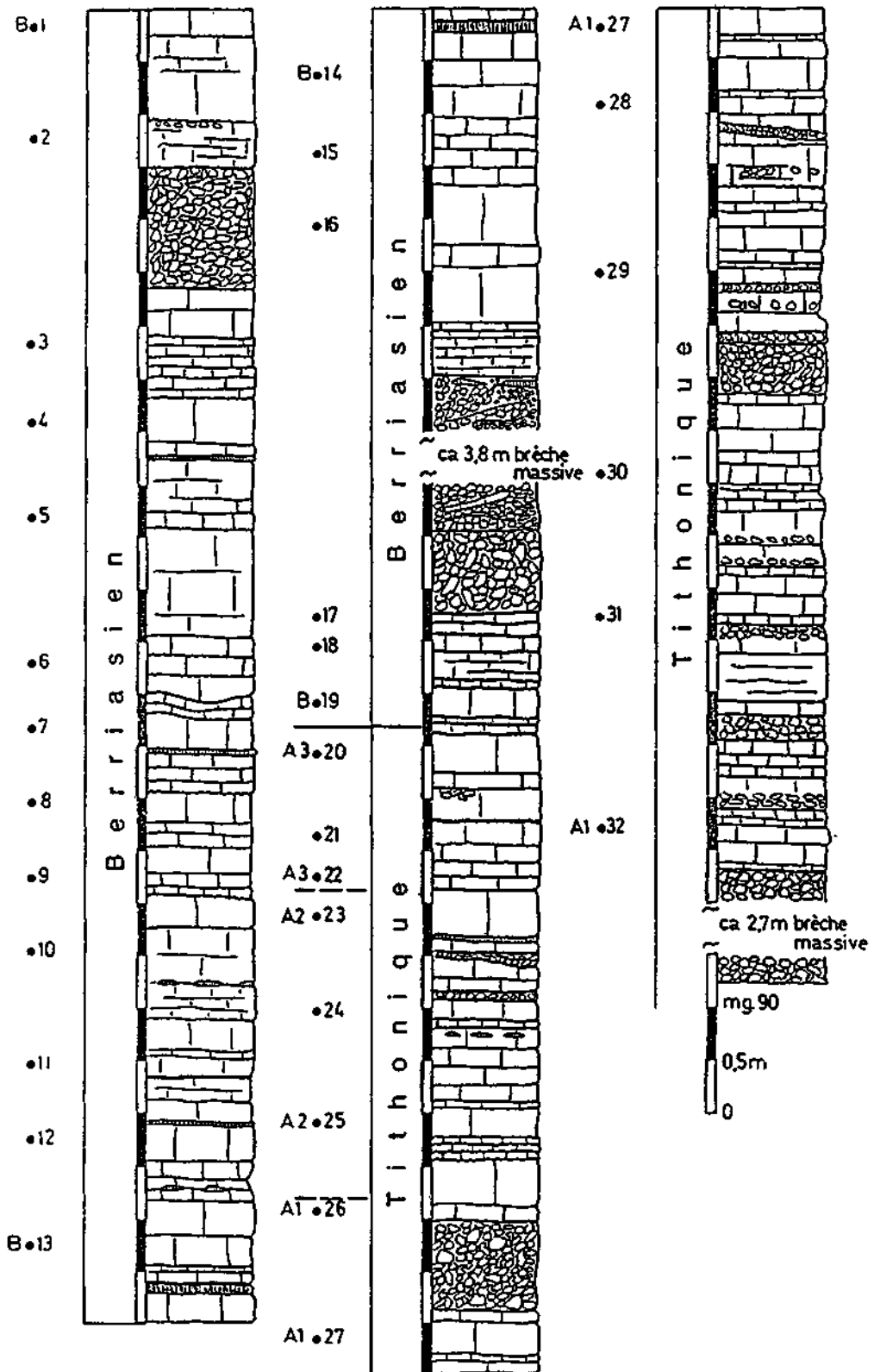


Fig.22 Roc de l'Esculier (REs)

modifié selon/verändert nach/modified after REMANE (1970)

2. Description des coupes

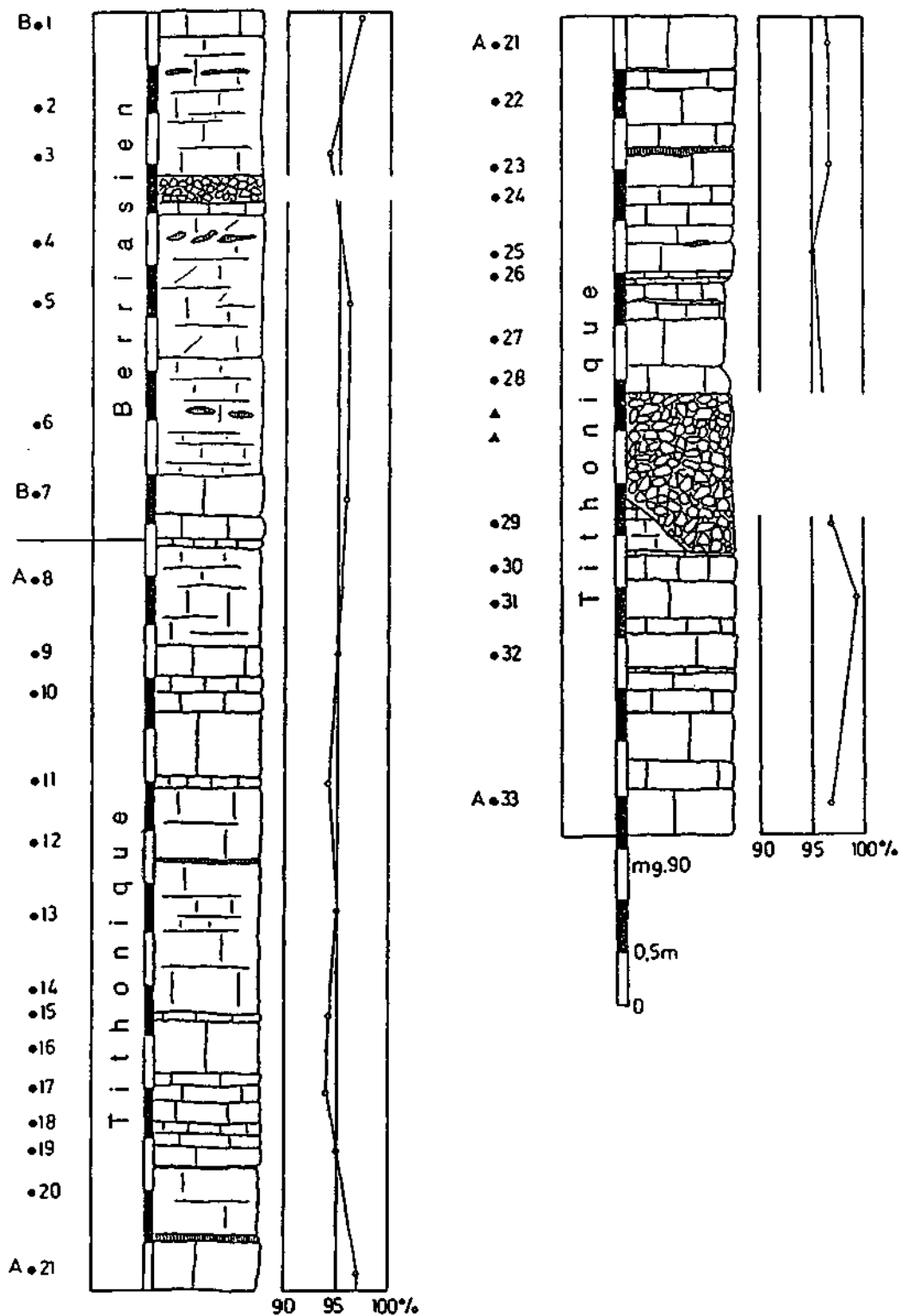


Fig.23 Saint Julien-en-Bochaîne (SJu)

modifié selon/verändert nach/modified after REMANE (1970)

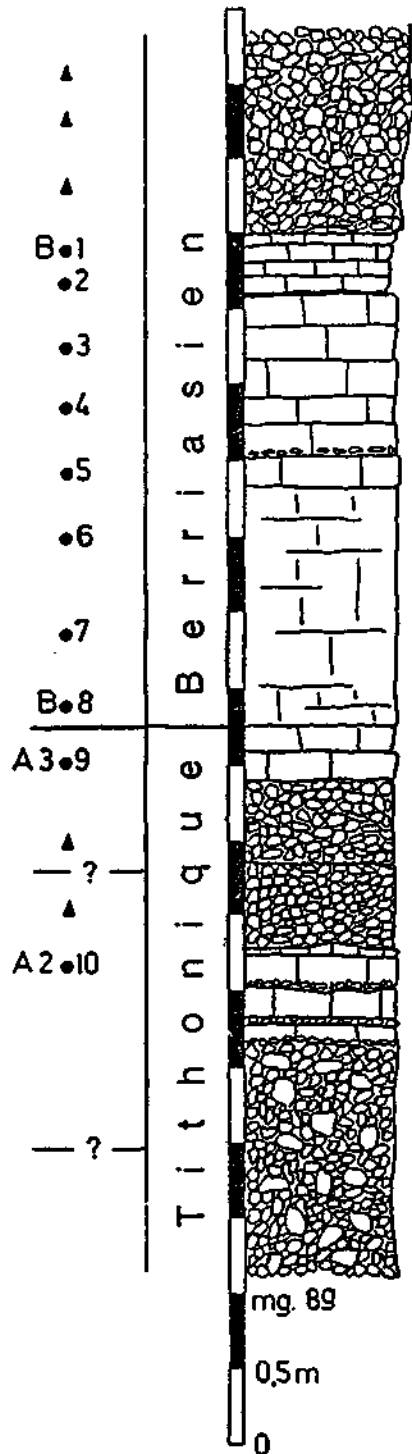


Fig.24 Vachères-en-Quint (VaQ)

modifié selon/verändert nach/modified after REMANE (1970)

2. Description des coupes

2.2.4. Les Baronnie

Au Sud de Aulan (SAu)

Accès: Le coupe SAu se situe aux bords de la D-359 le long du ruisseau de Toulourenc au Sud d'Aulan, à mi-chemin entre ce village et Montbrun-les-Bains. Suite à des agrandissements de la route, intervenues depuis 1987, l'allure de l'affleurement a quelque peu changé.

Intervalle stratigraphique (tab.2): Tithonique supérieur (REMANE, inédit: zone à *Chitinoidella* et zone A) - Berriasien inférieur (REMANE, inédit: zone B)

Description (fig. 25): Nous avons observé un seul niveau bréchique d'environ 20 cm d'épaisseur (vers le sommet du Tithonique: zone A entre les niveaux 13 et 14).

Du point de vue lithologique, on distingue dans le Tithonique supérieur des calcaires compacts (parfois avec des joints stylolithiques) à la base et tachetés roses vers le sommet. Une lacune d'affleurement est estimée à 5 mètres d'épaisseur environ (entre les niveaux 16 et 17).

Le Berriasien est caractérisé par des calcaires micritiques blanchâtres à taches roses. L'épaisseur des bancs calcaires diminue progressivement. A partir du niveau 2 s'intercalent des interlits merneux. Les travaux du chantier routier ont rendu impossible l'accès à l'affleurement entre les niveaux 10 et 11 sur 4 à 5 mètres.

Bibliographie: REMANE (1966, 1970)

Les Sias (Sia)

Accès: La coupe se situe le long de la D-159 entre Buis-les-Baronnies et le lieu-dit "Les Sias".

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur - Berriasien supérieur: selon les datations de REMANE (inédit), les associations typiques des Calpionelles des zones A, B, C et D sont présentes.

Description (fig. 26): Les brèches de resédimentation sont limitées au Berriasien inférieur (niveaux 9 à 10 et 29 à 30) et supérieur (zone D). Ici, elles prennent une ampleur considérable.

Le Tithonique supérieur et le Berriasien inférieur se présentent sous forme de calcaires compacts gris ou beiges avec des surfaces parfois irrégulières.

A partir du Berriasien moyen (zone C), nous constatons l'apparition progressive des joints argileux entre les bancs calcaires (bien observables sur l'autre côté du ruisseau sans nom).

Les analyses calcimétriques indiquent des valeurs dans l'ordre de 90 % de carbonates pour le Tithonique supérieur et le Berriasien inférieur (zone B). A partir du Berriasien moyen (zone C), la teneur en carbonates atteint 95 % et cette montée

2. Description des coupes

coincide curieusement avec l'apparition des interlits marneux dans une sédimentation jusqu'ici exclusivement calcaire.

Bibliographie: PERSOZ & REMANE (1976), REMANE (1970)

2. Description des coupes

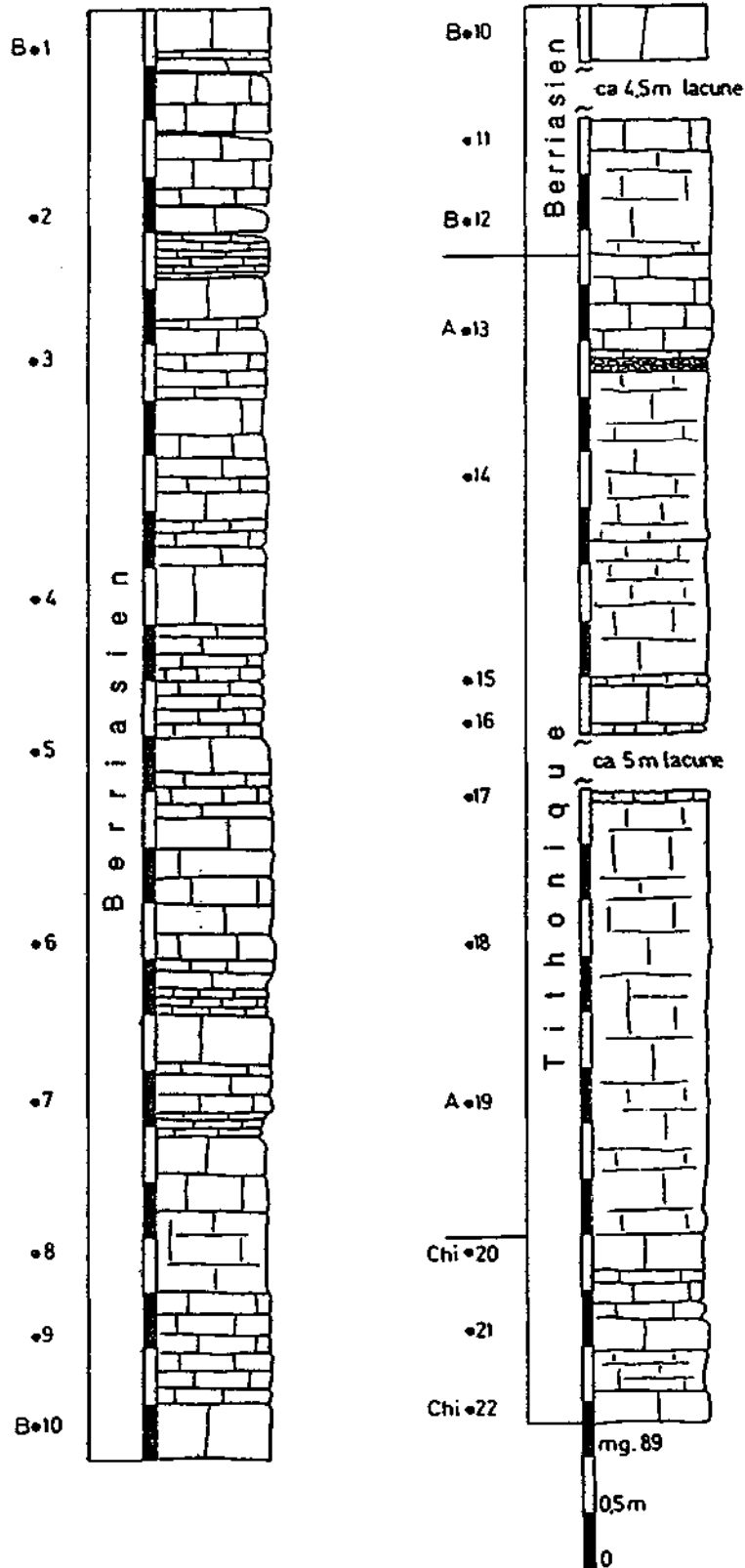


Fig.25 au Sud d'Aulan (SAu)

modifié et complété selon/verändert und vervollständigt nach/modified and completed after REMANE (inédit)

2. Description des coupes

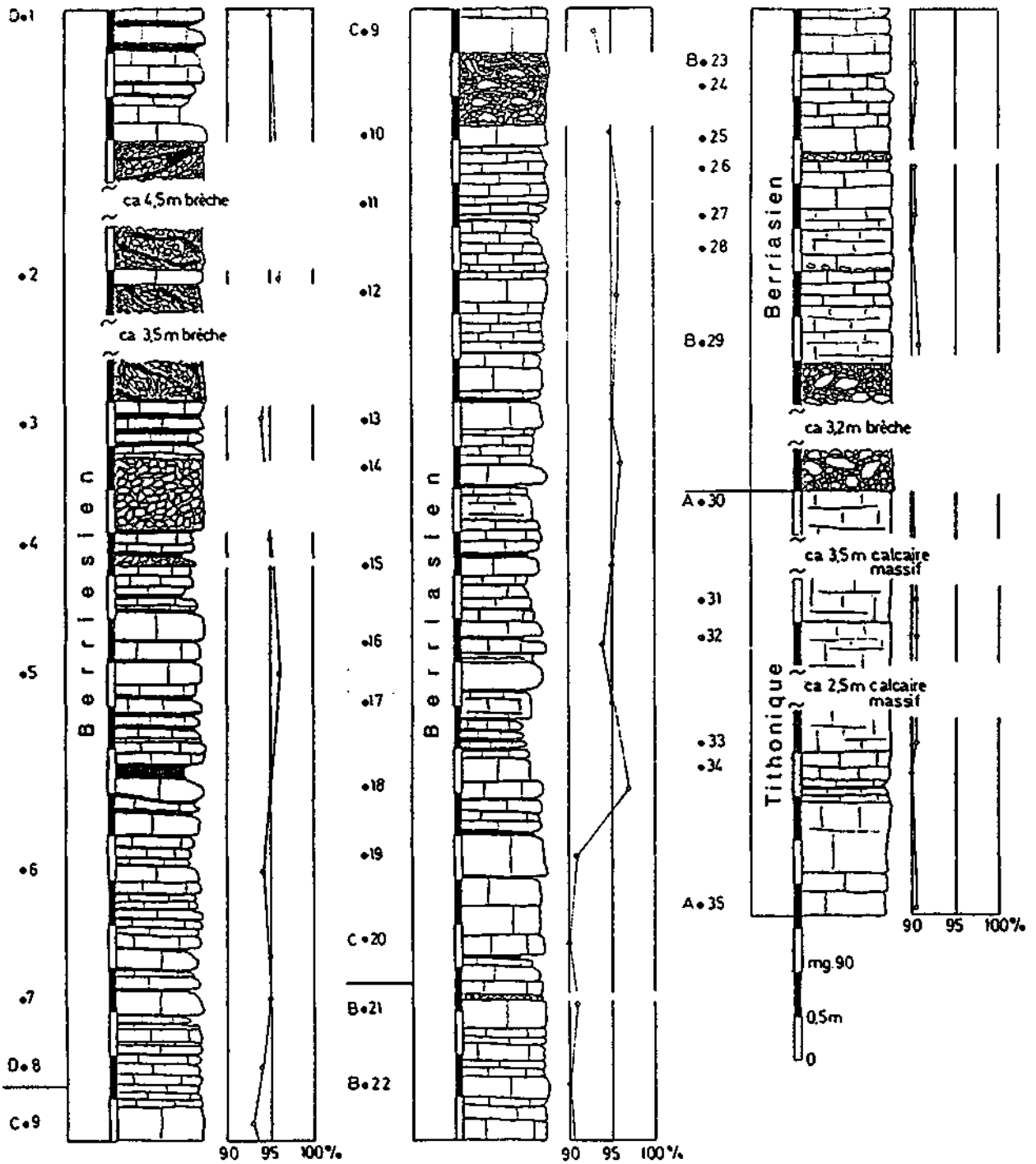


Fig.26 Les Sias (Sia)

calcimétrie selon/Calcimétrie nach/calcimetric method after Müller
 modifié et complété selon/verändert und vervollständigt nach/modified and
 completed after REMANE (inédit)

2. Description des coupes

2.2.5. La région à l'Ouest de Gap

Châteauneuf d'Oze (ChO)

Accès: La coupe se situe aux bords de la D-20 entre Veynes et Barillonnette après le Pont de Rostagnons. Elle débute dans le virage après le pont sur un affluent sans nom du torrent de Drouzet.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Kimméridgien supérieur (ATROPS 1982: zone à *acanthicum*) - Berriasien supérieur (REMANE 1970: zones B, C et D); lacune stratigraphique du Tithonique.

Description (fig. 27): Une brèche massive d'environ 50 cm d'épaisseur au contact anormal entre le Kimméridgien et le Berriasien repose sur un hard-ground ferrugineux. Deux autres intercalations brêchiques et deux passages brêchiques à caractère lenticulaire se localisent au Berriasien inférieur.

La lithologie du Kimméridgien supérieur se présente sous forme de calcaires micritiques gris-sombres et plusieurs interlits marneux. Nous n'avons pas retrouvé les niveaux de corrélation avec le Kimméridgien supérieur de Esp signalés par REMANE (1970).

Le Berriasien se compose d'une alternance des calcaires et des interlits marneux d'épaisseur variable. Deux intercalations de calcaires dolomitiques se localisent dans le Berriasien moyen (zone C: niveaux 11 et 14).

La calcimétrie donne pour les bancs calcaires de l'intervalle étudié des teneurs très stable entre 85 % et 95 %. Les mêmes valeurs ont été obtenues avec un temps de réaction prolongé pour les niveaux dolomitiques. Pour quelques échantillons sélectifs des interlits marneux la teneur en carbonates s'élève à environ 52 % seulement.

Bibliographie: ATROPS (1982), REMANE (1970)

Espréaux (Esp)

Accès: L'affleurement se situe aux bords de la D-20 entre Veynes et Barillonnette après le Pont de Rostagnons. Elle peut être observée une centaine de mètres en amont de ChO près de la sortie de la petite gorge.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Kimméridgien supérieur (ATROPS 1982: zone à *acanthicum*) - Berriasien inférieur (REMANE 1970: zone B p.p.); lacune stratigraphique du Tithonique.

Description (fig. 28): Une brèche massive d'environ 9.5 m. d'épaisseur se trouve au contact anormal entre le Kimméridgien et le Berriasien, constitué par un hard-ground ferrugineux. Les composants de cette brèche ne sont pas arrondis et aucun granoclassement est observable. Un passage brêchique discontinu se situe au niveau 17 (zone B).

Le Kimméridgien supérieur est caractérisé par des calcaires gris-sombres à interlits marneux. Contrairement à REMANE (1970) nous ne sommes par parvenus à corréler les séquences "calcaires - marnes" entre ChO et Esp.

2. Description des coupes

Le Berriasien comprend une alternance irrégulière des bancs calcaires et interlits marneux. On constate une augmentation du nombre des interlits marneux vers le haut.

Les teneur en carbonates des bancs calcaires varient entre 89 % et 95 %, tandis que les valeurs des interlits marneux du Kimméridgien supérieur s'élèvent à 50 %).

Bibliographie: ATROPS (1982), REMANE (1970)

Roche des Arnauds (RdA)

Accès: A Roche des Arnauds on quitte la D-994 (Veynes - Gap) en direction de La Ferraye (D-519a). On s'engage dans le deuxième tournant après la Ferraye au point 1043 m. sur le chemin de terre (sans indication: Les Revioures). La coupe débute une cinquantaine de mètres avant le virage avec passage d'un ruisseau sans nom.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur (REMANE 1970: zone A) - Berriasien inférieur (REMANE 1970: zone B)

Description (fig. 29): Des bancs décimétriques de passages resédimentés sont présents au Tithonique supérieur et au Berriasien inférieur. Une brèche massive avec des galets bien arrondis se situe entre les niveaux 12 et 13 (zone B). La plupart des intercalations bréchiques contient des nodules de silex et ne montrent pas un grenoclasement net.

Le lithologie se caractérise par des calcaires lithographiques blancs généralement bien lités et sans joints marneux. Les surfaces des bancs sont souvent irrégulières. Surtout au Berriasien nous avons observé des intercalations des calcaires beiges en petits bancs centimétriques qui contiennent des restes des Ammonites indéterminables (p.ex. niveaux 9 et 16).

On constate au Tithonique supérieur et au début de Berriasien (jusqu'au niveau 13) un nombre important des niveaux à silex sous forme des nodules isolées ("silex à bananes"), niveaux discontinus et interlits d'une dizaine de cm d'épaisseur.

Les valeurs pour la teneur en carbonates obtenues varient entre 90 % et 95 % pendant tout l'intervalle étudié.

Bibliographie: REMANE (1970)

Veynes (Vey)

Accès: A partir de Veynes on prend la D-348 en direction de Glaise. L'affleurement débute dans le virage près de la source de la Gerle, face au petit barrage. Une croûte épaisse de calcaire d'eau douce empêche l'observation de certains niveaux. C'est pourquoi la coupe levée est en partie reprise dans le talus de la route aux bords du ruisseau de la Gleissette.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur - Berriasien inférieur. REMANE (1970) indique pour cette coupe la présence des zones A et B.

2. Description des coupes

Description (fig. 30): Dans cette coupe nous avons observé deux particularités: Premièrement l'absence des résédiments mise à part une mince intercalation bréchique d'une dizaine de cm (zone B: entre les niveaux 5 et 6) et deuxièmement la prédominance d'une sédimentation d'alternance des bancs calcaires et interlits marneux. Par ceci Vey se distingue nettement des coupes voisines.

Autrement la lithologie des bancs calcaires correspond à la série vocontienne, c'est-à-dire des calcaires gris-blancs micritiques souvent bien lités en bancs de 10 à 40 cm. Quelques nodules de silex sont accumulés dans les calcaires massifs entre les niveaux 10 et 11.

Bibliographie: REMANE (1970)

2. Description des coupes

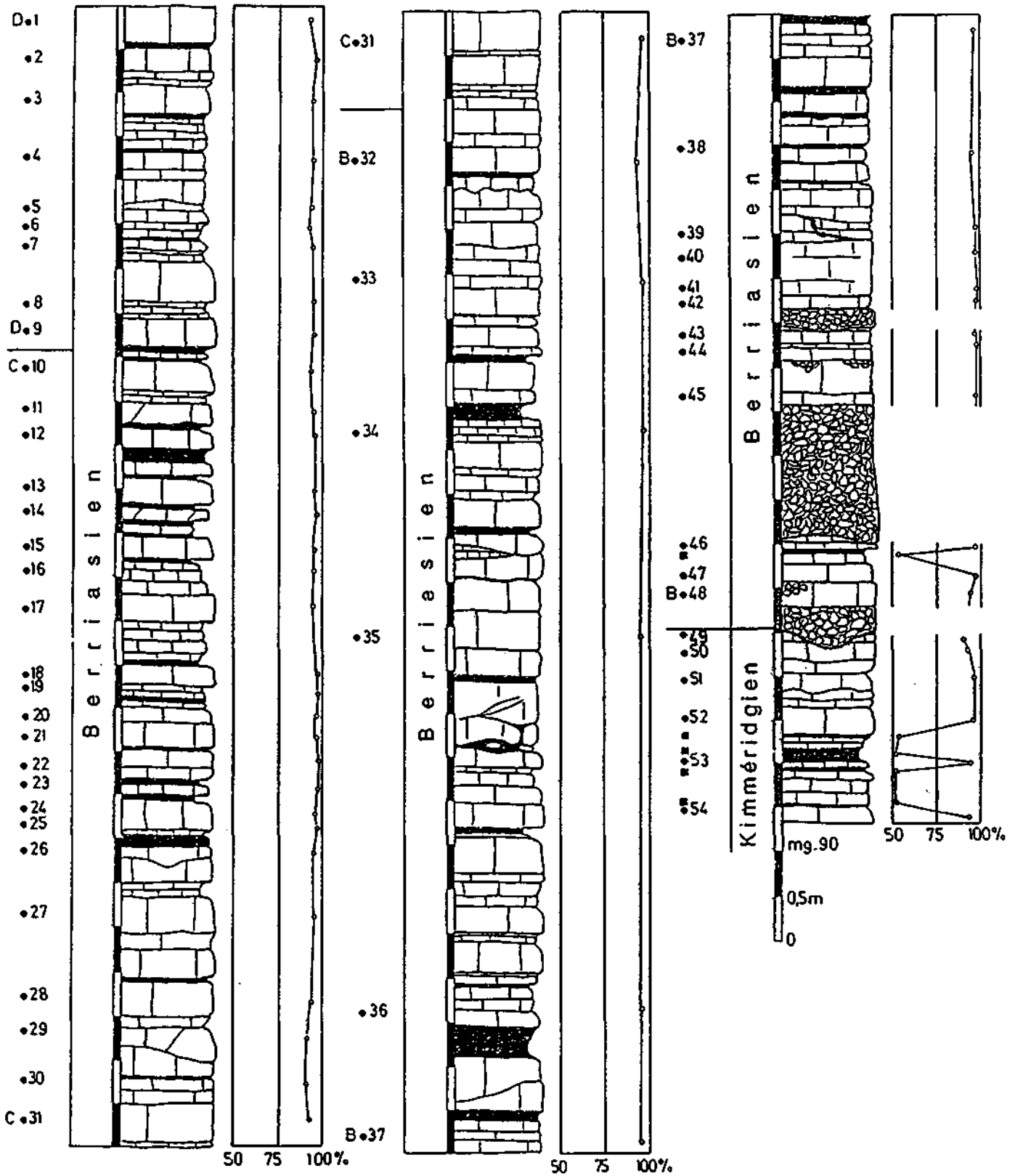


Fig.27 Châteauneuf-d'Oze (ChO)

calcimétrie selon/Calcimetric nach/calcimetric method after Müller

modifié selon/verändert nach/modified after REMANE (1970)

2. Description des coupes

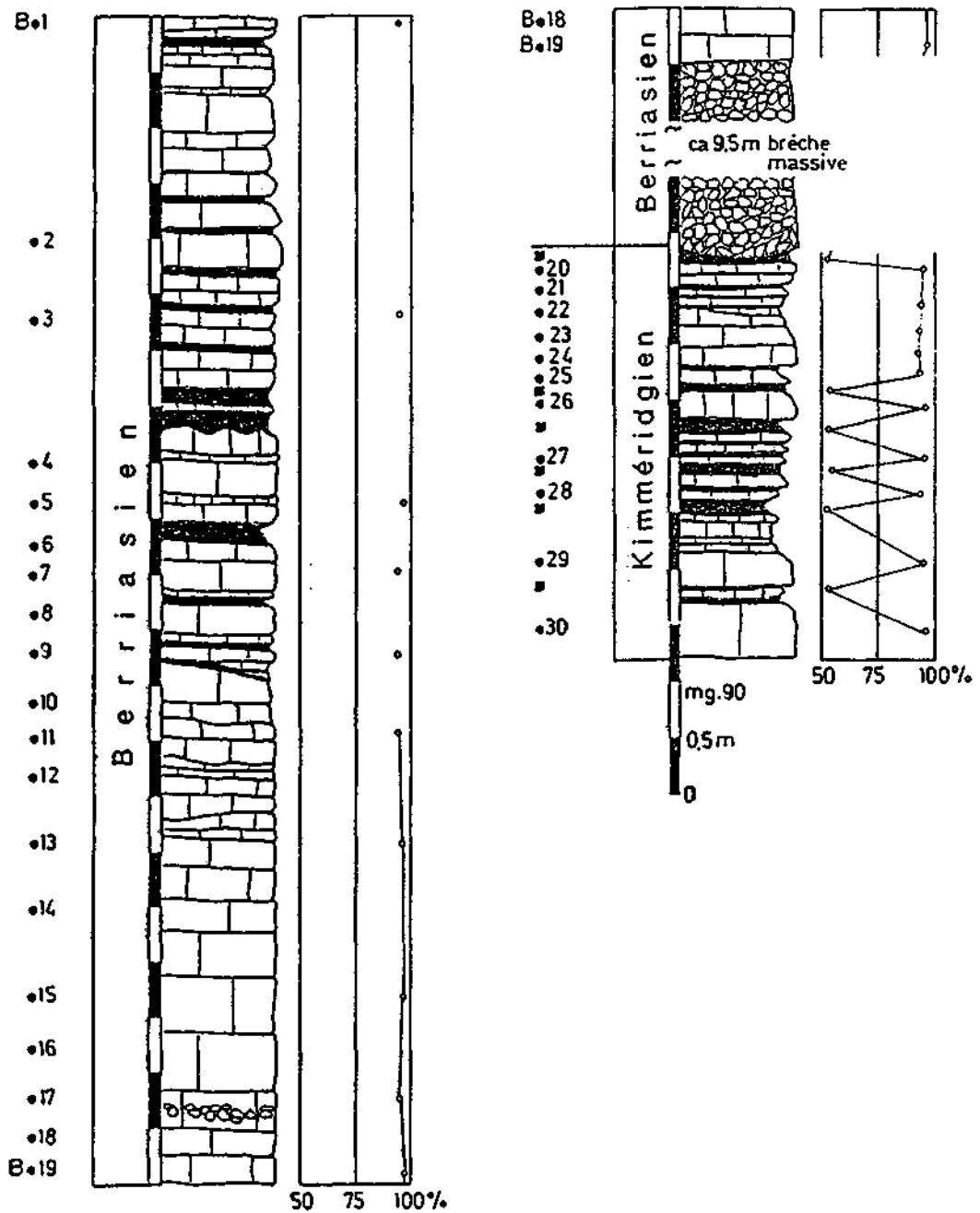


Fig.28 .Espreaux (Esp)

calcimétrie selon/Calcimétrie nach/calcimetric method after Müller
 modifié selon/verändert nach/modified after REMANE (1970)

2. Description des coupes

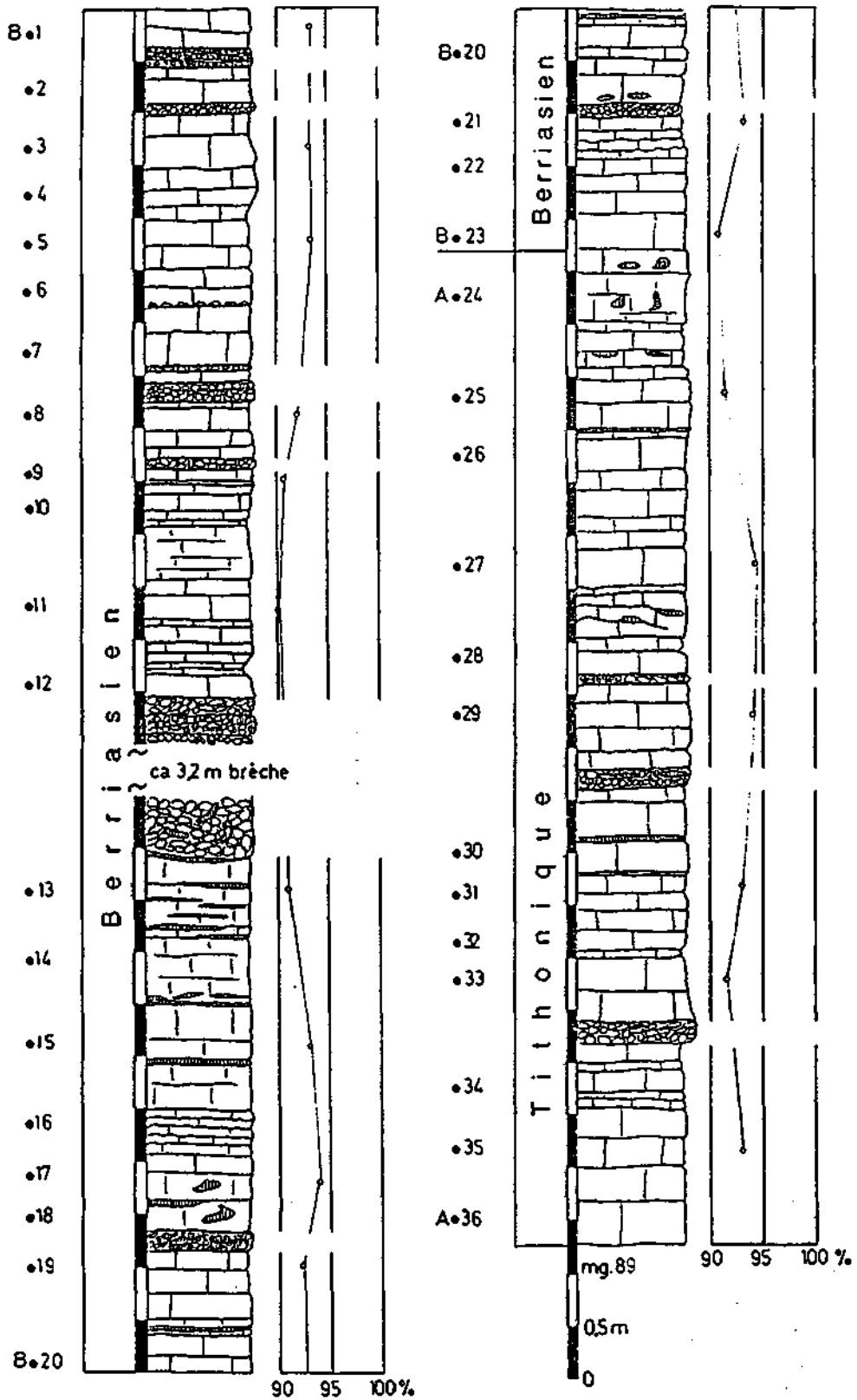


Fig.29 Roche des Arnauds (RdA)

modifié selon/abgeändert nach/modified after REMANE (1970)

2. Description des coupes

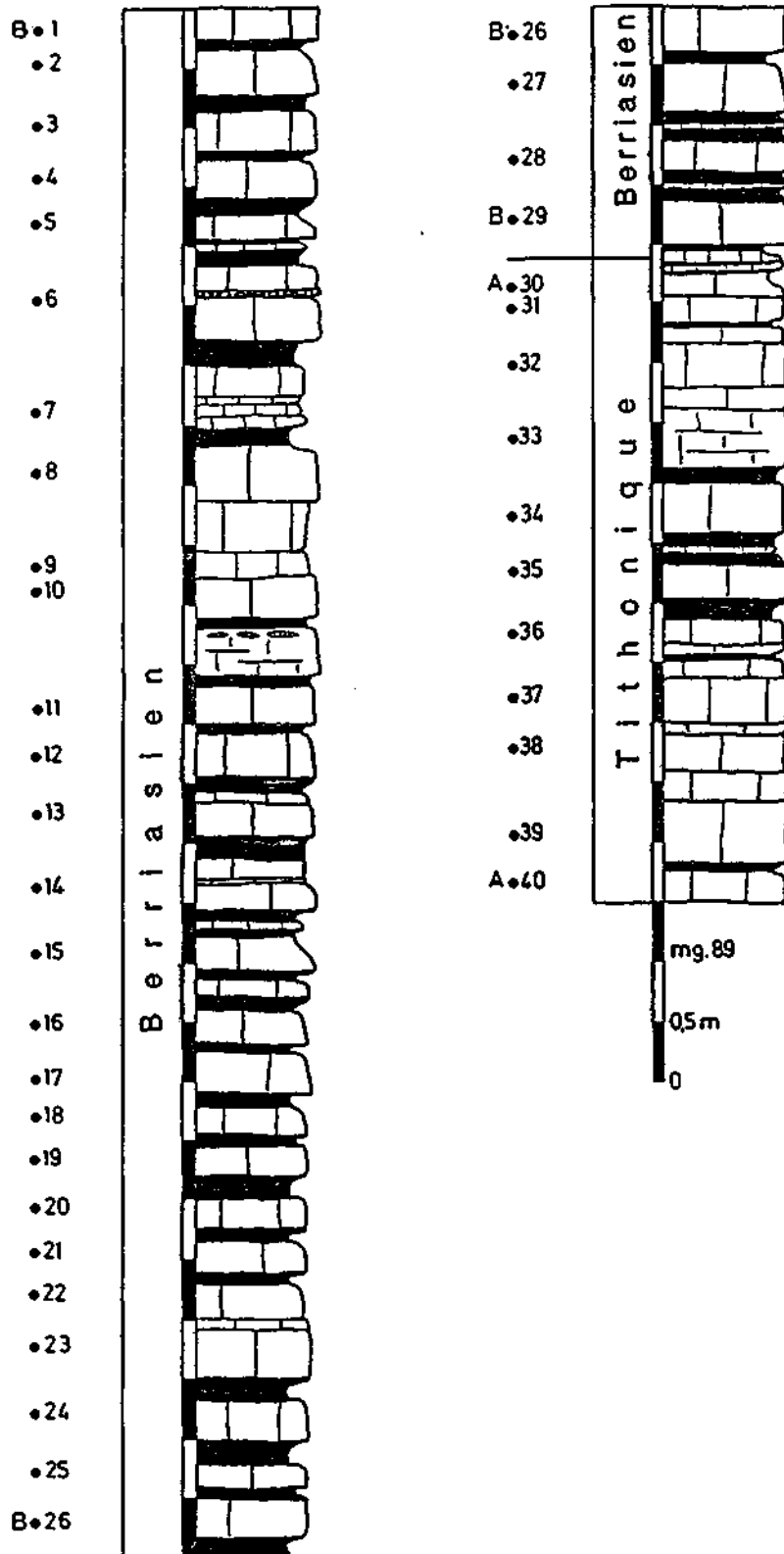


Fig.30 Veynes (Vey)

complété selon/vervollständigt nach/completed after REMANE [inédit]

2.2.6. Nappe épiglyptique de Digne

Daluis (Dal)

Accès: La coupe Dal se trouve dans le virage aux bords de la D-902, face au pont pour piétons, environ 1 km avant le village Daluis en aval des gorges du même nom.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Kimméridgien supérieur - Berriasien supérieur. Selon les datations de BEAUDOIN (1977 et inédit), les zones A, B, C et D des Calpionelles sont présentes.

Description (fig. 31): Une brèche compacte d'environ 40 cm d'épaisseur se situe dans le Kimméridgien supérieur entre les niveaux 47 et 48. Quelques galets dispersés sont localisés dans le Tithonique (niveaux 41 à 42).

Le Kimméridgien supérieur est caractérisé par des calcaires gris avec un passage dolomitique (niveau 50) et des nodules isolés de silex (niveau 45).

Le Tithonique se présente avec des calcaires micritiques gris-foncés, massifs ou en gros bancs à surface irrégulière, sans interlits marneux et des nodules isolés de silex jaune-clair.

Le Berriasien ne se distingue guère du point de vue lithologique du Tithonique mais il ne contient pas de bancs à silex. L'épaisseur des bancs diminue vers le haut (zone D).

Les teneurs en carbonates diminuent d'une manière générale du Kimméridgien (95 %) au Berriasien supérieur (90 %).

Bibliographie: BEAUDOIN (1977), COTILLON (1966), GOGUEL (1966)

Saint Julien - Vergons (JuV)

Accès: La localité JuV se situe aux bords de la N-202 (St.Julien du Verdon - Vergons) entre l'embranchement de Castellane et le carrefour vers Angles à l'emplacement de l'ancien tunnel routier creusé dans les calcaires tithoniques.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Tithonique supérieur (BEAUDOIN 1977: zone A; la zone à *Chitinoidea* n'est pas présente) - Berriasien inférieur (BEAUDOIN 1977: zone B)

Description (fig. 32): A l'exception d'une brèche décimétrique les niveaux résédimentés se limitent au Tithonique supérieur. Elles sont normalement granoclassées. Entre les niveaux 17 et 19 nous distinguons en plus des lentilles bréchiques.

Du point de vue lithologique, le Tithonique consiste en calcaires micritiques gris-sombres en gros bancs sans joints marneux. Dans plusieurs niveaux nous avons observé une accumulation des cristaux de pyrite sur les surfaces des bancs. Les rognons et nodules de silex ("silex à bananes") sont fréquents et montrent un maximum entre les niveaux 16 et 17.

Le passage au Berriasien s'observe par des calcaires plus claires et moins de silex. Nous avons trouvé entre les niveaux 2 et 3 quelques restes d'Ammonites indéterminables.

Bibliographie: BEAUDOIN (1977), BEAUDOIN et al. (1975), COTILLON (1971)

Le Vernet (Ver)

Accès: L'affleurement Ver se situe à l'Est du village Le Vernet sur le versant occidental de la Tête de la Bau.

Intervalle stratigraphique (tab. 2): Kimméridgien supérieur - Berriasien supérieur. Selon les datations de BEAUDOIN (1977), les Calpionelles sont représentées avec les zones A, B, C et D.

Description (fig. 33): Une brèche massive est localisé au Kimméridgien supérieur (niveaux 36 à 37). Deux niveaux bréchiques de plusieurs mètres d'épaisseur se situent au Tithonique (entre les niveaux 30 à 32). Un niveau décimétrique au sommet de la zone B et une brèche massive dans la zone C (entre les niveaux 15 et 16) représentent les rasédiments au Berriasien.

L'aspect lithologique du Kimméridgien est monotone: il s'agit des calcaires micritiques sombres avec quelques interbanes marneux.

Le Tithonique commence avec un calcaire micritique en petits bancs. Vers le haut, il consiste en calcaires massifs à patine claire et à silex.

Le Berriasien est caractérisé par des calcaires fins en bancs décimétriques à patine sombre, beige sur cassure fraîche. Vers le haut, les bancs sont séparés par des interlits marneux.

Nous avons mesuré la teneur en carbonates avec la "bombe de Müller". Les valeurs pour le Kimméridgien et le Berriasien varient entre 85 % et 90 %. Pour le Tithonique, les mesures révèlent une teneur stable d'environ 90 %.

Bibliographie: BEAUDOIN (1977)

2. Description des coupes

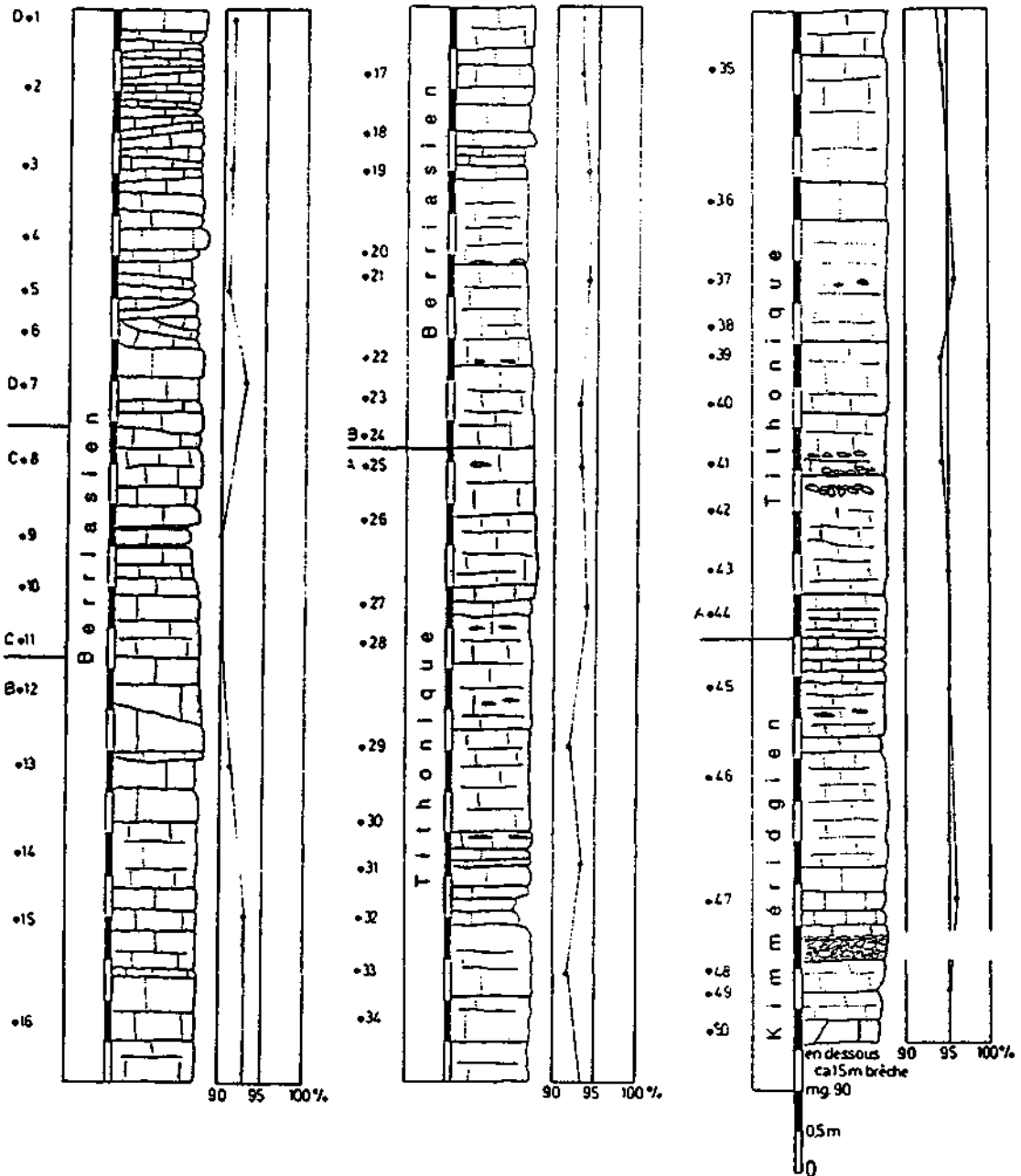


Fig.31 Daluis (Dal)

modifié selon/abgeändert nach/modified after BEAUDOIN (1977)

2. Description des coupes

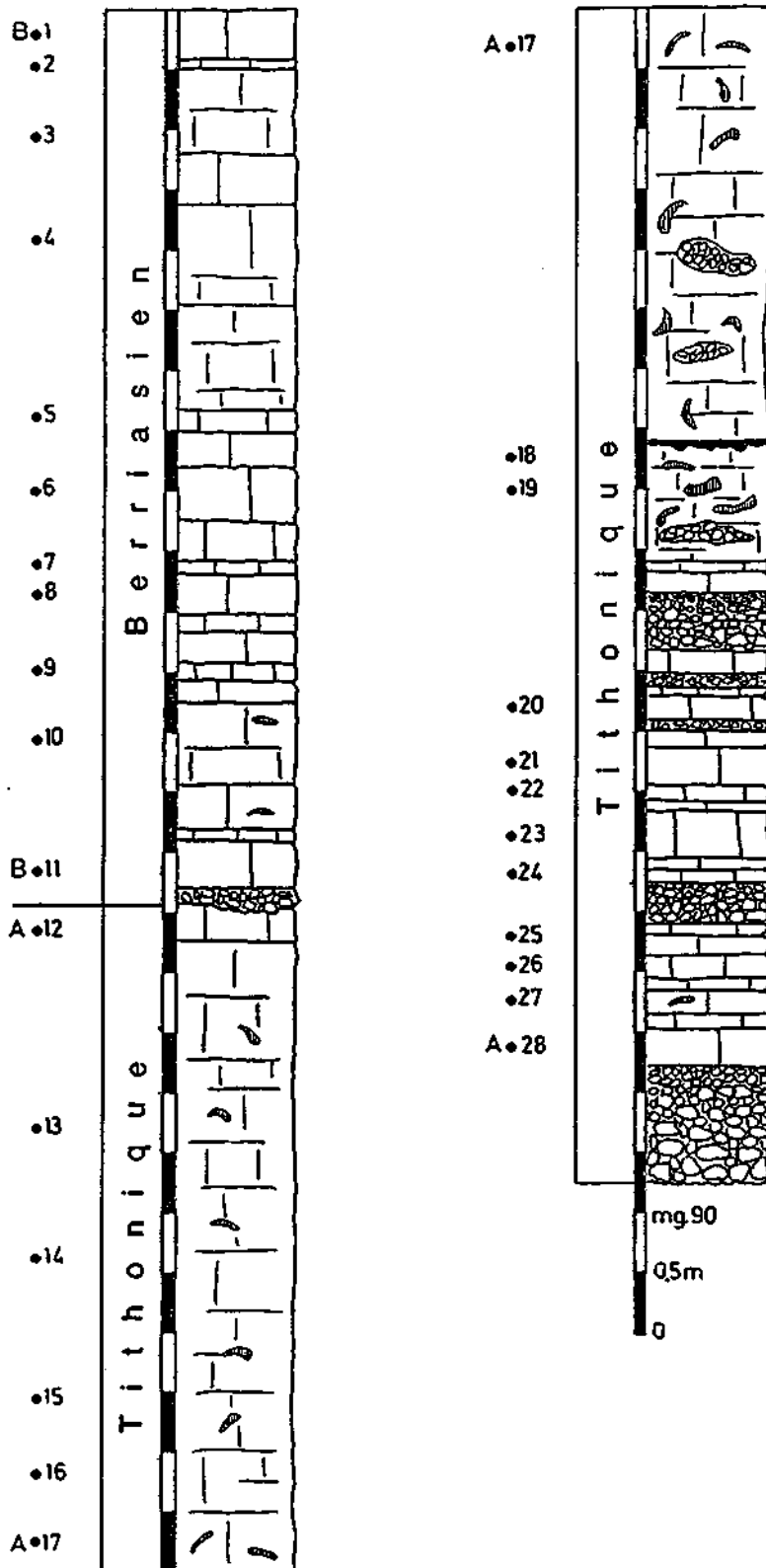


Fig.32 Saint Julien - Vergons (JuV)
modifié selon/abgeändert nach/modified after BEAUDOIN (1977)

2. Description des coupes

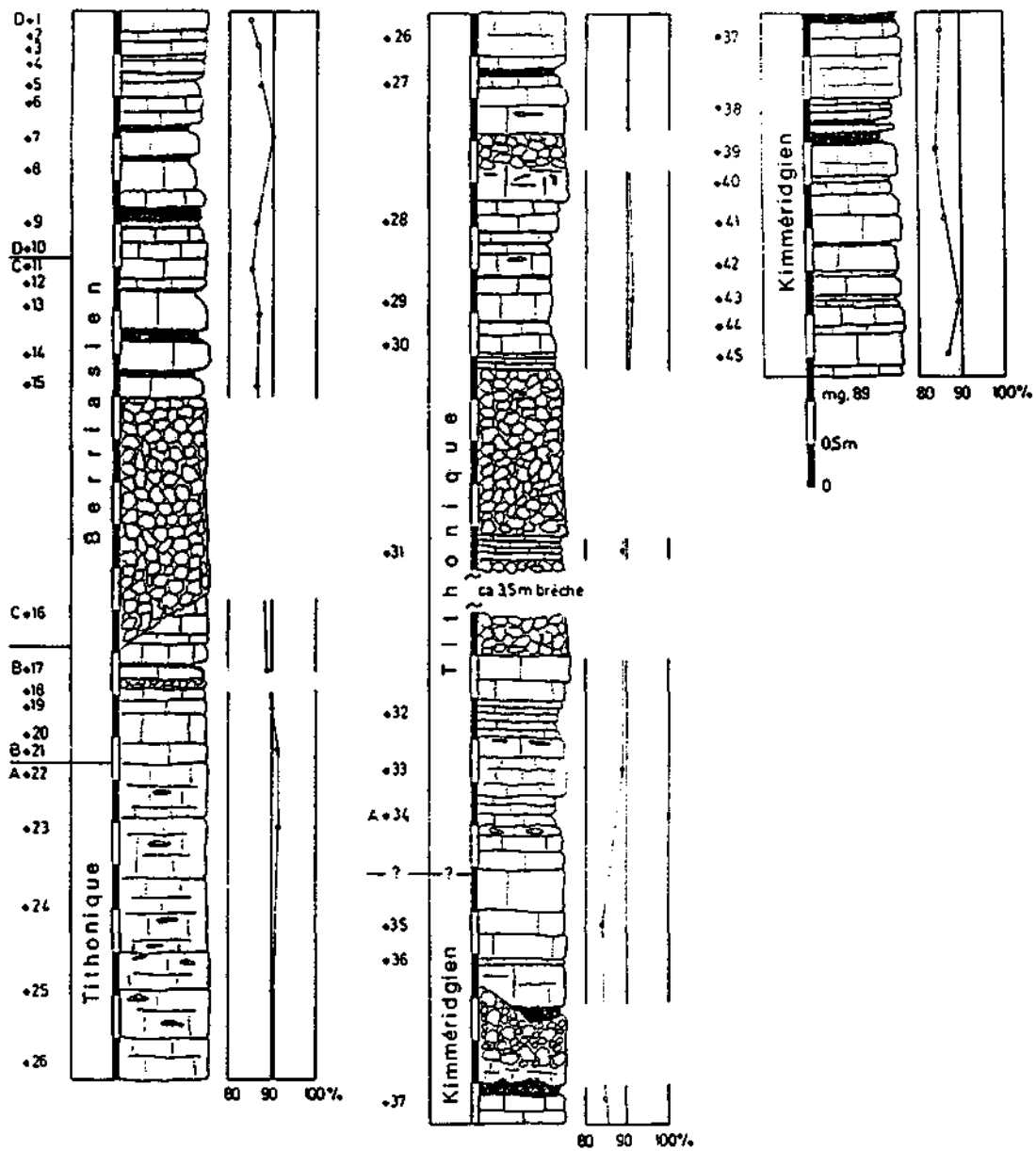


Fig.33 Le Vernet (Ver)
modifié selon/abgeändert nach/modified after BEAUDOIN (1977)

2.2.7. Région de Castellane

Clue de Taulanne (CTa)

Accès: La coupe CTa se situe aux bords et dans un virage de la N-85 environ 4 km au NW de Castellane.

Intervalle stratigraphique (teb. 2): Kimméridgien supérieur - Tithonique (REMANE 1970 et inédit: absence de la zone à *Chitinoïdella*, zone A présente), Berriasien (REMANE 1970: zone B - D).

Description (fig. 34): Les brèches de resédimentation sont absentes au Tithonique et ne prennent qu'une certaine ampleur au Berriasien supérieur (zone C entre les niveaux 14 et 15; zone D entre les niveaux 4 et 5, 8 et 9, 11 et 12). Les galets sont normalement bien arrondis. REMANE (1970) signale un glissement sousmarin au sein de la brèche entre nos niveaux 4 et 5.

Le Kimméridgien supérieur consiste en calcaires micritiques gris sombres avec une intercalation des calcaires dolomitiques (niveaux 53 et 55).

Un passage graduel aux "calcaires blancs vocontiens" (calcaires lithographiques sans joints marneux) du Tithonique s'observe à partir du niveau 52. Certains niveaux sont riches en fragments d'Ammonites (surtout *Perisphinctes*). Dans cette série monotone de calcaire tantôt bien lité tantôt massif s'intercalent plusieurs bancs de calcaires dolomitiques avec des niveaux de silex (39, 42, 43, 44).

Contrairement à la série stratigraphique au centre du domaine vocontien, ce type de "faciès tithonique" continue au Berriasien inférieur (à partir du niveau 38), mais nous constatons une tendance à une intercalation des calcaires en plaquettes (p.ex. niveaux 6, 7, 10 et 19). Au Berriasien supérieur (niveaux 9 à 10 et surtout 12) on observe une accumulation de pyrite sur les surfaces des bancs calcaires. Une sédimentation typiquement "berriasienne" s'installe à partir du niveau 2 avec une alternance des calcaires micritiques et des intercalations mameuses.

Les quelques échantillons du Kimméridgien et ceux du Tithonique contiennent jusqu'à 99 % de carbonates. Le teneur est très stable pendant l'intervalle étudiée. Ce n'est qu'à partir le Berriasien supérieur que nous constatons une légère diminution des valeurs. En ce qui concerne les niveaux dolomitiques, les valeurs dans la fig. 34 correspondent aux résultats obtenus après une réaction prolongée.

Bibliographie: BEAUDOIN et al. (1975b), BEAUDOIN (1977), DECONINCK (1984), JAUTÉE (1982), PERSOZ & REMANE (1976), REMANE (1970).

2. Description des coupes

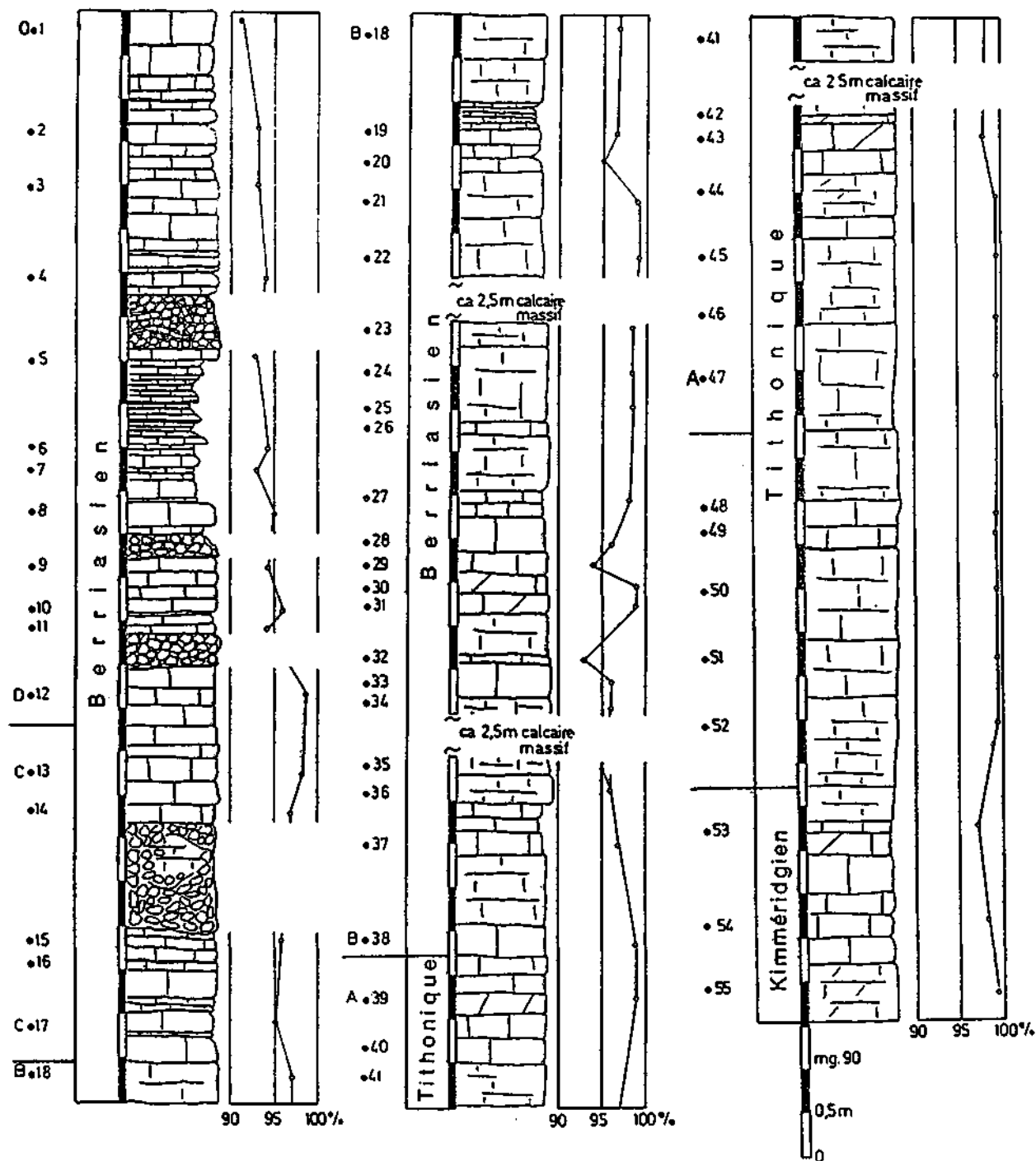


Fig.34 Clue de Taulanne (CTa)

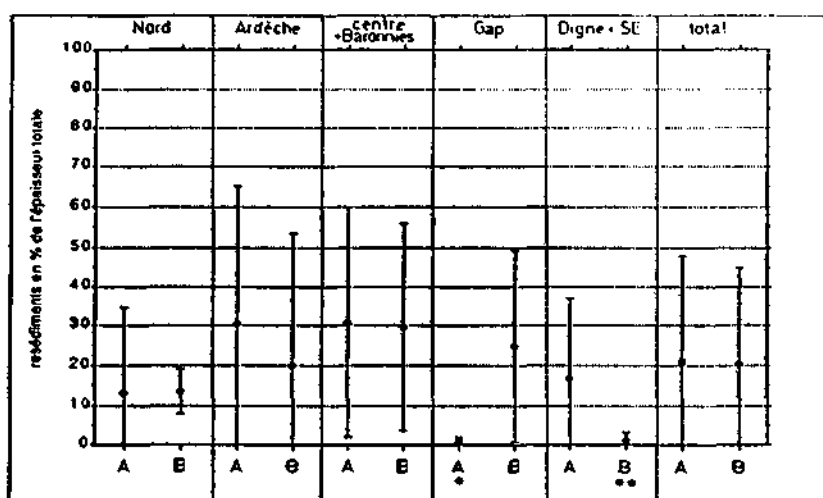
calcimétrie selon/Calcimetric nach/calcimetric method after Müller

modifié et complété selon/abgeändert und vervollständigt nach/modified and completed after REMANE (1970)

2.3. Synthèse de la description des coupes

Nous abandonnons la limite historique entre le Tithonique et le Berriasien, qui était avant tout une limite lithologique (KILIAN 1907, MAZENOT 1939) et nous corrélons nos coupes (fig. 10 à 34) sur la limite Jurassique - Crétacé proposée lors du colloque Lyon/Neuchâtel 1973 (cf. 1.3.2., fig. 35, 36 et annexe): le Crétacé (Berriasien inférieur) commence avec la zone à *jacobi-grandis* qui est presque identique avec la base de la zone standard à *Calpionella* (zone B).

Dans tout le bassin vocontien, on constate la grande importance des passages resédimentés pendant l'intervalle Tithonique - Berriasien (1.2.3.). L'ampleur des resédiments dans nos coupes est schématiquement présenté dans les fig. 35 et 36 (voir aussi annexe). Pour les zones A et B, la moyenne de toutes nos coupes s'élève à 20% de l'épaisseur totale (tab. 7). Mais localement les resédiments peuvent atteindre presque 100% (p.ex. dans les canyons sousmarins)- il y a donc des variations importantes ce qui confirme que les resédiments ne sont pas des niveaux marqueurs.



Tab. 7 Proportion des resédiments suivant les régions
moyenne et écart-type (valeurs en annexe)

zone A = Tithonique supérieur zone B = Berriasien inférieur
* valeurs biaisées (lacune stratigraphique pour 2 sur 4 coupes)
* * seulement 1 coupe sur 4 avec resédiments

Anteil der Resedimente nach Regionen

Mittelwert und Standardabweichung (Werte im Anhang)

Zone A = Obertithonium Zone B = Unterberriasium

* nicht repräsentativ (stratigraphische Schichtlücke bei 2 von 4 Profilen)
* * nur ein Profil von 4 mit Resedimenten

Proportion of Resediments within regions

average value and standard deviation (values in annexe)

zone A = Upper Tithonian zone B = Lower Berriasian

* biased values (stratigraphical gap in 2 out of 4 sections)
* * only 1 out of 4 sections with resediments

Nord:	Cpl, Chv, SPa
Ardèche:	Ang, Ber, Bro, LCa, RdG
Centre + Baronnies:	Chc, Chr, Cht, Mia, REs, SAu, Sia, SJu
Gap:	ChO, Esp, RdA, Vey
Digne + Sudest:	CTa, Dal, JuV, Ver

2. Description des coupes

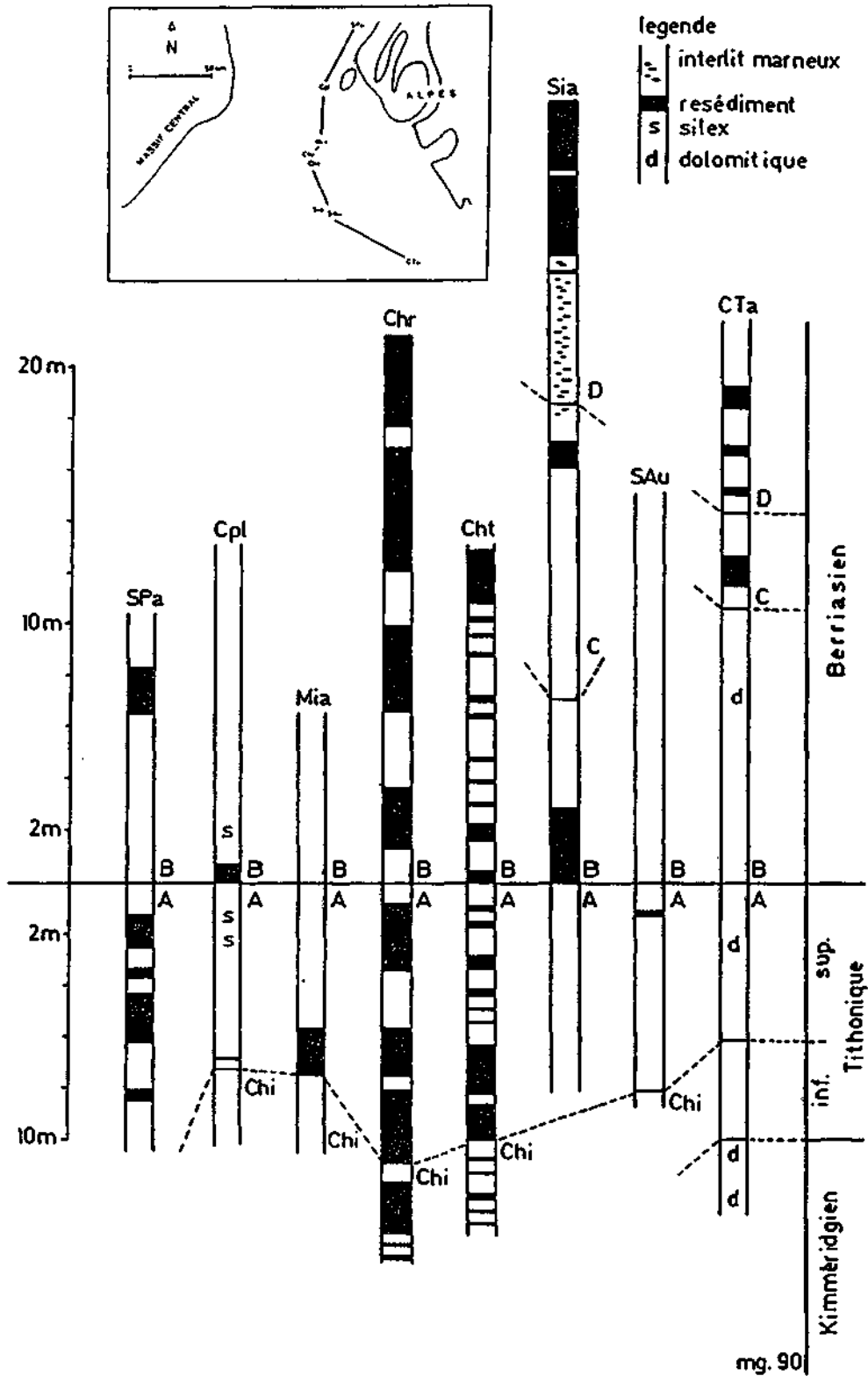


Fig.35 Répartition des resédiments selon une coupe N - S
 Verteilung der Resedimente in einem N - S Profilschnitt
 Distribution of resediments in a N - S cross section

2. Description des coupes

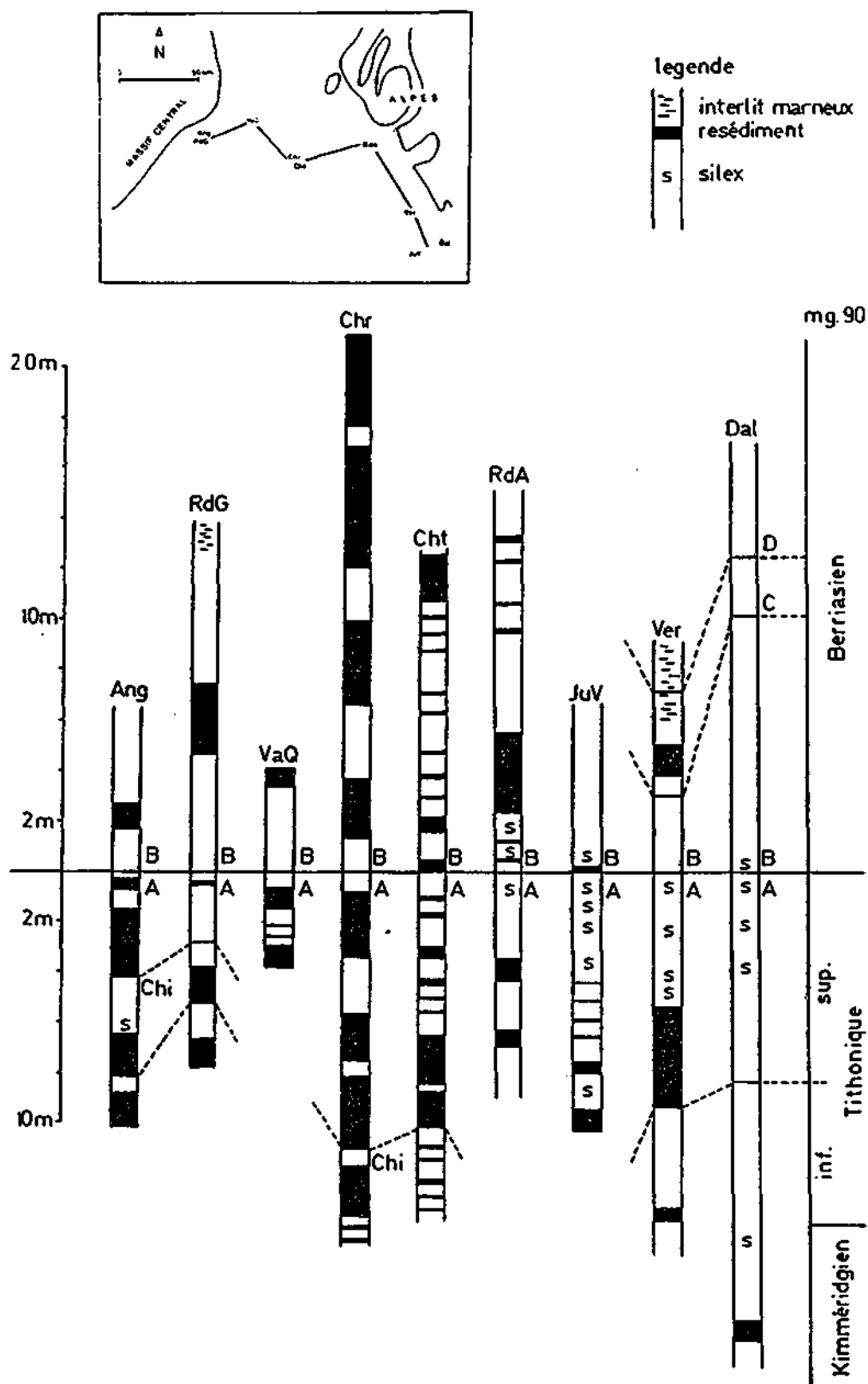


Fig.36 Répartition des resédiments selon une coupe W - SE

Verteilung der Resedimente in einem W - SE Profilschnitt

Distribution of resediments in a W - SE cross section

2. Description des coupes

L'alignement des coupes dans les fig. 35 et 36 est celui de la présentation des résultats minéralogiques (chapitre 3: fig. 93 et 94).

La fig. 35 montre une succession des coupes N - S en traversant le canyon de la Drôme (Chr, Cht). Une partie de l'alignement des coupes en fig. 36 est orientée le long de l'axe de ce même canyon (VaQ, Chr, Cht).

Bien que les résédiments ne constituent pas le sujet de travail, leur importance pour les coupes justifie un rappel des observations faites sur le terrain avant de présenter brièvement le reste de l'ensemble lithologique:

En Ardèche septentrionale, une intercalation brêchique se trouve au milieu de la zone B (Berriasien inférieur). Elle est localisée avec une épaisseur de seulement 10 cm dans les coupes RdG et Bro où elle occupe la position stratigraphique de la "brèche de Chomérac". Ce niveau résédimenté est célèbre depuis MAZENOT (1939) qui décrit à l'Ouest de Bro une faune abondante d'Ammonites provenant de ce niveau qu'il place dans le Tithonique supérieur (sous-zone à *jacobi*: aujourd'hui considéré comme Berriasien inférieur; voir plus haut). Selon LE HEGARAT (1973) cette brèche remplit les creux au toit des "calcaires blancs" de l'Ardèche égalisant ainsi les irrégularités dans la topographie sousmarine. Cependant, nous ne pensons pas qu'il ne s'agit pas d'une seule, immense brèche de résédimentation mais plutôt d'un contexte local favorable pour le déclenchement des résédiments pendant cet intervalle.

Il est intéressant de constater qu'une brèche de résédimentation, avec une épaisseur d'environ 2 m, se trouve dans la même position stratigraphique dans deux coupes situées vers la bordure Nord du bassin vocontien (SPa et Chv).

Mais la répartition générale des résédiments est aléatoire et les rend inutilisables pour des corrélations stratigraphiques (fig. 35, 36 et annexe).

La distribution géographique de l'ampleur des passages résédimentés dans la partie centrale du bassin confirme l'hypothèse de REMANE (1970) qui propose un canyon sousmarin pour expliquer l'accumulation des résédiments dans certaines coupes (surtout Chc, Chr, Cht, ChO, Esp: voir annexe). Il explique la lacune stratigraphique du Tithonique à Esp et ChO dans la région de Vaynes et du Tithonique supérieur (zone A) à Chc par le canyon sousmarin de la Drôme (1.2.2. et 1.2.3.). Ce modèle s'accorde avec la reconstitution paléogéographique du bassin vocontien présentée dans cette étude (fig. 4: 1.2.2.).

Le Kimméridgien supérieur calcaire a été étudié dans 5 coupes. Dans cette série carbonatée plus sombre par rapport au Tithonique s'intercalent à Esp, ChO et Ver des interbanes marneux. Dans la coupe CTa au SE on constate une certaine importance des passages dolomitiques. A Dal nous avons observé une accumulation de silex dans les derniers bancs du Kimméridgien.

Le Tithonique inférieur a été étudié dans les coupes CTa, Ver et Dal où il atteint une épaisseur de 4 à 6 m. Ceci correspond à la réduction générale de l'épaisseur de la série stratigraphique dans l'Est du bassin vocontien.

Dans le Tithonique supérieur en Ardèche et dans la partie centrale du bassin vocontien les Calpionelles sont présentes dans les associations de la zone à *Chitinoïdella* et de la zone A (REMANE 1970). A l'Est du Buëch nous n'avons pas pu distinguer la zone à *Chitinoïdella*. L'épaisseur avec les résédiments varie entre 3 et 12 m. La zone A est complète dans les coupes suivantes (fig. 37):

Ang	4 m	Dal	9 m
Bro	5 m	Mia	8 m
Chr	12 m	RdG	3 m
Cht	11 m	SAu	9 m
Cpl	7 m	Ver	10 m
CTa	7 m		

2. Description des coupes

Cette distribution des épaisseurs indique pour l'Ardèche une zone d'épaisseur plus faible par rapport au centre du bassin (fig. 37).

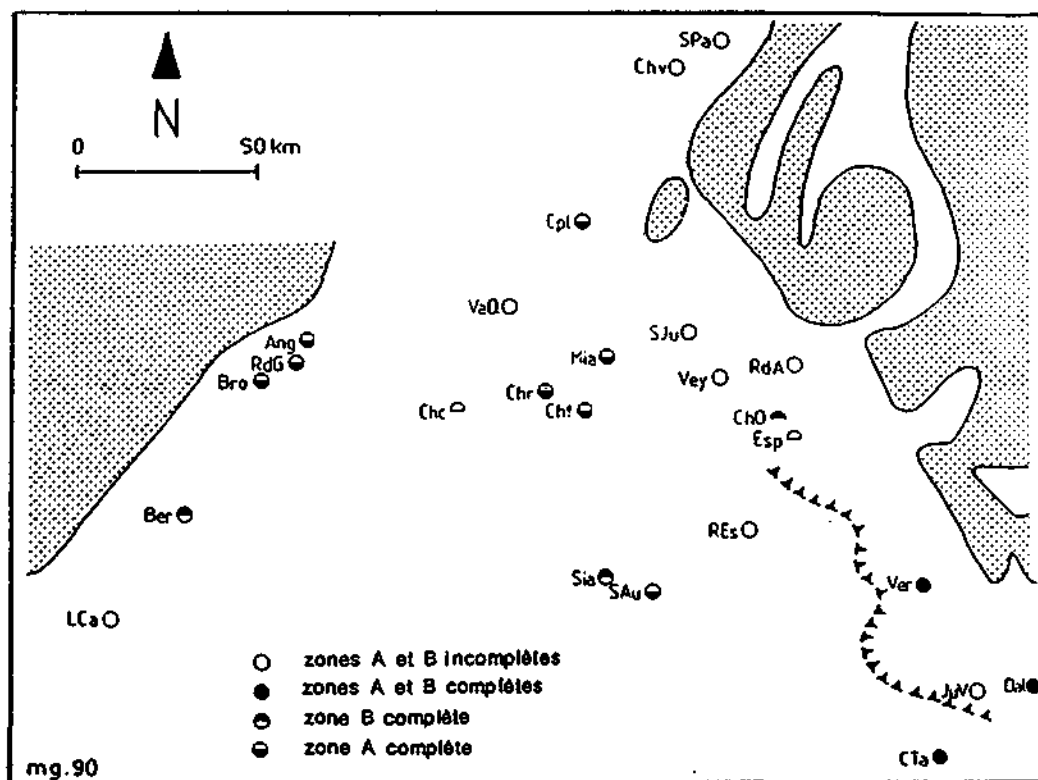


Fig.37 Distribution régionale des zones A et B (cf. tab 2.)

Regionale Verbreitung der Zonen A und B (vgl. Tab. 2)

Regional distribution of the zones A and B (cf. tab. 2)

Dans le Berriesien, les datations avec les Calpionelles ont permis à REMANE (1970) la distinction des zones B, C et D. L'épaisseur (avec resédiments) de la zone B varie entre 2 et 18 m. La zone B est complète dans les coupes suivantes (fig. 37):

Ber	7 m	Dal	10,5 m
ChO	18 m	Sia	7 m
CTa	11 m	Ver	6 m

L'épaisseur réduite de la zone B à Ver s'explique par l'emplacement de cette coupe près d'un haut-fond interne (cf. 1.2.2. et BEAUDOIN 1977). Quant à Sia, l'épaisseur est interprétée ici par la situation paléogéographique dans un haut-fond entre deux canyons sous-marins (cf. 1.2.2.).

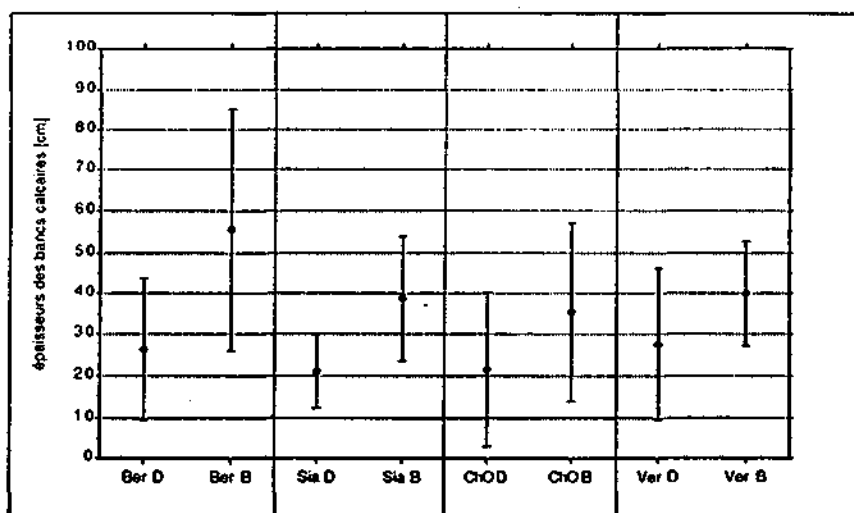
Sur le terrain on distingue trois particularités lithologiques, dont les principales observations sont par la suite seulement brièvement résumées, car cette étude est axée sur les bancs calcaires:

Les interlits marneux deviennent progressivement plus importants à partir de la zone B (Berriesien inférieur). Cette tendance est générale dans tout le domaine étudié (Ardèche: Ber, bassin: Sia, région à l'Ouest de Gap: ChO, nappe de Digne: Ver). L'analyse de l'influence de la présence des marnes sur l'épaisseur des bancs calcaires montre que l'apparition des interlits marneux a pour conséquence la disparition des bancs calcaires les plus épais (tab.8): autrement dit, en termes

2. Description des coupes

d'épaisseur, la série berriassienne deviant relativement plus riche en marnes vers le haut.

Cependant, la région de Veynes à l'Ouest de Gap constitue une exception: on constate à ChO et Esp pour le Kimméridgien supérieur et dans une partie de la zone B (Berriasien inférieur) des passages marneux. A Vey, tout l'intervalle du Tithonique supérieur (zone A) - Berriasien inférieur (zone B) est caractérisé par des alternances des bancs calcaires et des interlits marneux.



Tab.8 Influence de la présence des marnes sur l'épaisseur des bancs calcaires: moyenne et écart-type

zone D: présence des interlits marneux

zone B: pas ou peu des interlits marneux

(Toutes les valeurs en annexe)

Einfluss der Mergelzwischenlagen auf die Mächtigkeit der Kalkbänke: Mittelwert und Standardabweichung

zone D: Vorhandensein von Mergelzwischenlagen

zone B: keine oder nur wenige Mergelzwischenlagen

(Alle Werte im Anhang)

Influence of marly interlayers on the thickness of the limestone bancs average value and standard deviation

zone D: marly interlayers existing

zone B: marly interlayers not or little existing

(All values in annexe)

Ailleurs dans le Berriasien inférieur, des interlits marneux apparaissent seulement dans quelques coupes dans la partie supérieure de la zone B dans le Nord (Chv et SPa) et en Ardèche au-dessus de la "brèche de Chamérac" (milieu de la zone B) où quelques interlits marneux renferment une faune pyritisée (Bra, RdG).

Les niveaux dolomitiques se limitent aux coupes suivantes:

- ChV et SJu (zone B: Berriasien inférieur),

- Ber et ChO (zone C terminale et zone D: Berriasien moyen à supérieur)

Les niveaux dolomitiques n'ont qu'une importance marginale pour l'ensemble lithologique de ces coupes.

A CTa, tout au SE du bassin, plusieurs niveaux dolomitiques sont repartis sur tout l'intervalle du Kimméridgien supérieur au Berriasien inférieur).

2. Description des coupes

La présence des silex est liée à l'existence des Radiolaires. Les accidents silicieux sont connus sous formes des nodules, le plus souvent ovoïdes, blancs ou jaunâtres, des niveaux discontinus (cordons amygdalaires) ou des niveaux continus, qui ne dépassent pas 10 cm d'épaisseur. Les silex apparaissent soit selon les joints des bancs calcaires, soit, plus souvent, dans les niveaux resédimentés ou à l'intérieur des bancs calcaires (mais toujours parallèles à la stratification); les silex sont généralement absents en présence des marnes.

En ce qui concerne leur répartition régionale, les niveaux riches en silex sont rares à l'Ouest du Buëch (à l'exception de Chv, Cpl et SJu: zone B). Pour les coupes situées à l'Est du Buëch, nous constatons une concentration plus forte de silex à RdA (zone B) ainsi que dans la nappe de Digne. L'existence des silex dans cette dernière région pourrait être liée à la proximité relative des radiolarites connues du Jurassique terminal du Briançonnais.

Les teneurs en carbonates sont déterminées pour la plupart des bancs calcaires de nos coupes avec la "bombe de Müller". Les analyses, présentées sous forme des logs calcimétriques dans les fig. 10 à 34, montrent peu de changements verticaux ce qui s'explique par la monotonie des dépôts et ce qui ne permet pas l'identification d'un niveau marqueur dans nos coupes dans l'intervalle étudié, car aucun niveau ne se distingue par des teneurs spécifiques. A Sia, les teneurs en carbonates augmentent curieusement avec l'apparition des interlits marneux (fig. 26).

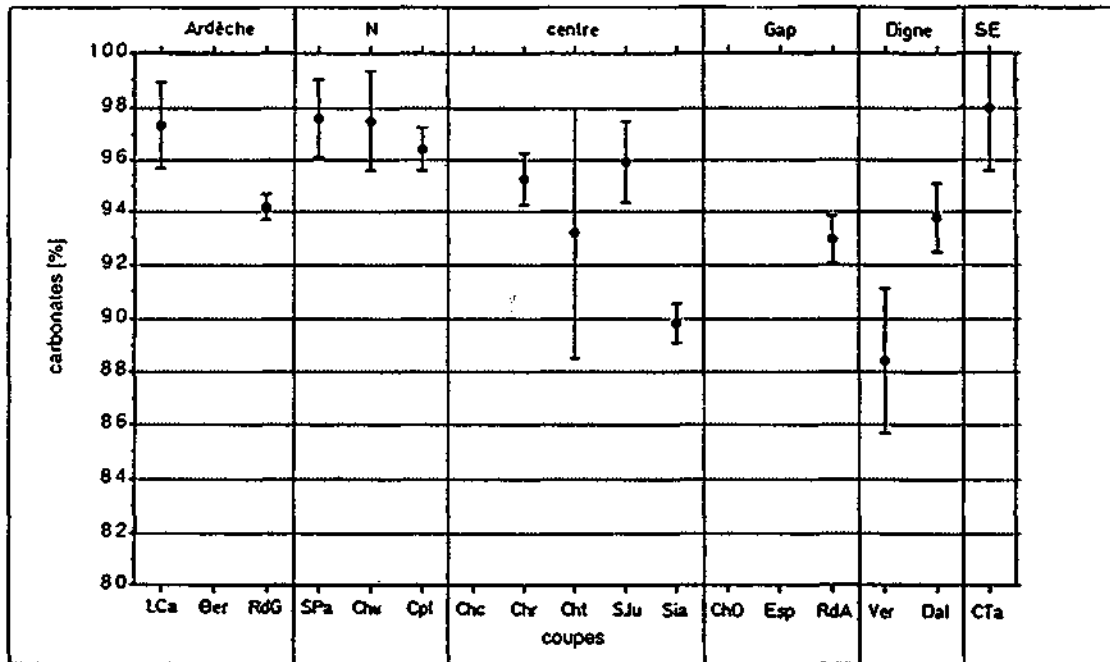
La répartition régionale des valeurs calcimétriques est présentée dans la fig.38.

Les teneurs absolues pour la zone A (Tithonique supérieur) varient entre 82 % et 99 % (tab.9). La répartition régionale montre des teneurs légèrement plus élevées aux bordures (dans le Nord: SPa, au SW de l'Ardèche: LCa, au SE: CTa) par rapport au centre du bassin.

Ce schéma de répartition se confirme également pour la zone B (Berriasien inférieur). Les teneurs absolues en carbonates varient entre 86 % et 99 % (tab.10). Cependant, il faut rappeler ici que nous n'avons pas toujours échantillonné l'ensemble de la zone B (tab. 2, fig. 37). Ce "défaut" est compensé par les résultats, qui montrent peu de changements verticaux: la teneur en carbonates des bancs calcaires n'est pas sensiblement influencée par l'apparition des premiers interbancs marneux.

Dans le tab.11 nous avons regroupé toutes les valeurs des zones A et B pour chaque coupe et ajouté les valeurs des interlits marneux à Ber, ChO et Esp. L'interprétation confirme le modèle mentionné selon lequel les valeurs sont - par rapport à la moyenne du centre - légèrement plus élevées sur les bordures du bassin vocontien et inférieures dans une partie de la nappe épiglyptique de Digne (fig. 38).

2. Description des coupes



Tab. 9 Zone A [Tithonique supérieur]

Variation des mesures calcimétriques: moyenne et écart-type

Ber: zone A non identifié

Chc, ChO et Esp: zone A absente [lacune stratigraphique]

(Toutes les valeurs en annexe)

Zone A [Obertithonium]

Variation der Calcimetrie: Mittelwert und Standardabweichung

Ber: Zone A nicht nachgewiesen

Chc, ChO und Esp: Zone A nicht vorhanden [stratigraphische Schichtlücke]

(Alle Werte im Anhang)

Zone A [Upper Tithonian]

Variation of calcimetric measures: average values and standard deviation

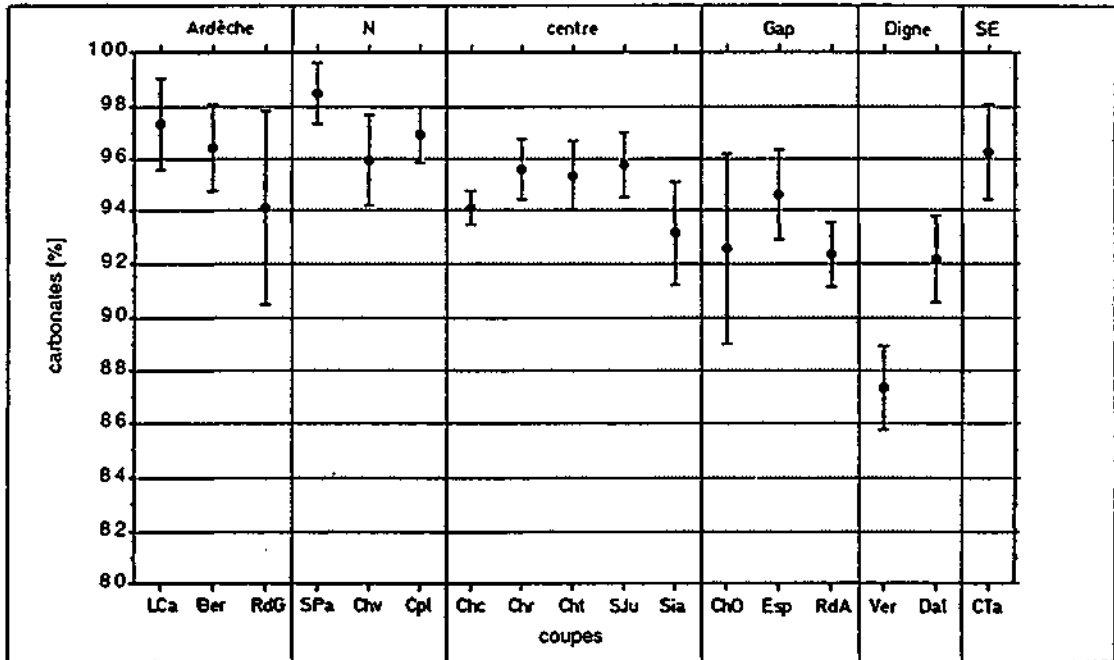
Ber: zone A not identified

Chc, ChO and Esp: zone A not existent [stratigraphical gap]

(All values in annexe)

coupe	minimum [%]	maximum [%]	moyenne [%]	écart-type	coef.var.
LCa	94	98	97.3	1.6	1.7
RdG	93.9	94.9	94.2	0.5	0.5
SPa	95.8	98.8	97.5	1.5	1.5
Chv	96.2	98.8	97.5	1.8	1.9
Cpl	95	95	96.4	0.8	0.8
Chr	94	96	95.3	1.0	1.1
Cht	82	98	93.2	4.8	5.1
SJu	94	99	95.9	1.5	1.6
Sia	89	91	89.8	0.8	0.8
RdA	92	94	93	0.9	1.0
Ver	84	92	88.4	2.7	3.0
Dal	92	96	93.8	1.3	1.4
CTa	90	99	98	2.3	2.4

2. Description des coupes



Tab.10 Zone B [Berriasien inférieur]

Variation des mesures calcimétriques: moyenne et écart-type
(Toutes les valeurs en annexe)

Zone B [Unterberriasium]

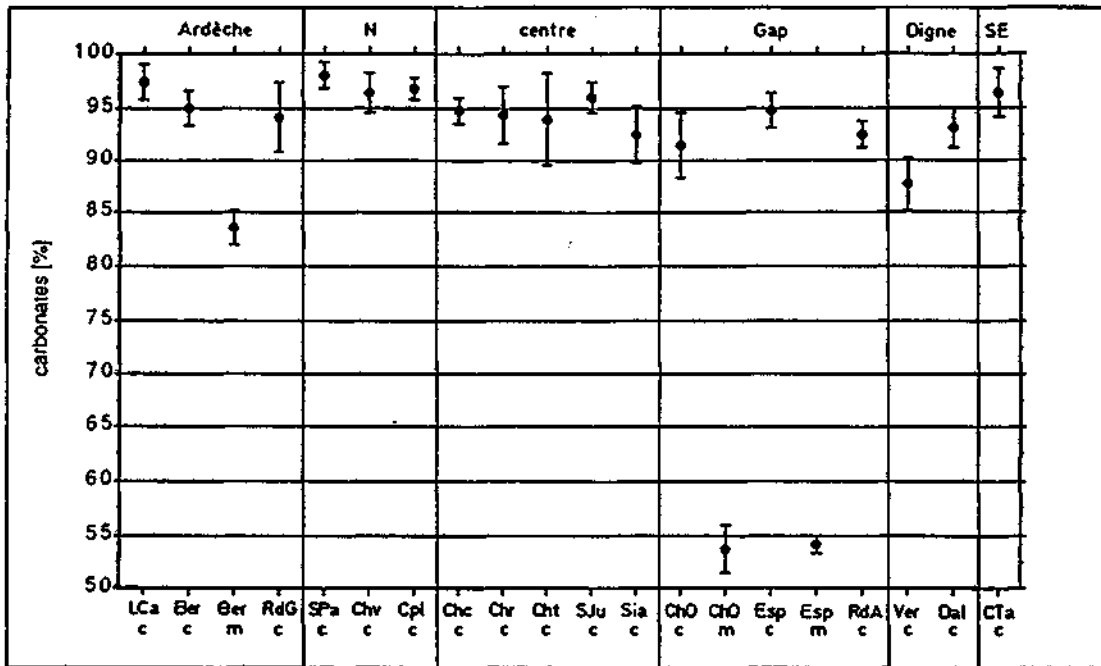
Variation der Calcimetrie: Mittelwert und Standardabweichung
(Alle Werte im Anhang)

Zone B [Lower Berriasian]

Variation of calcimetric measures: average values and standard deviation
(All values in annexe)

coupe	minimum [%]	maximum [%]	moyenne [%]	écart-type	coef.var.
LCa	94	99	97.3	1.8	1.8
Ber	93	99	96.4	1.6	1.7
RdG	86.6	96.9	94.1	3.7	3.9
SPa	96.8	99.9	98.4	1.2	1.2
Chv	93.6	99	95.9	1.7	1.8
Cpl	96	99	96.9	1.1	1.1
Chc	93	95	94.1	0.7	0.7
Chr	94	97	95.3	1.1	1.2
Cht	94	98	95.3	1.3	1.4
SJu	94	97	95.7	1.3	1.3
Sia	89	95	93.1	2.0	2.1
CrO	88	98	92.6	3.6	3.9
Esp	92	97	94.6	1.7	1.8
RdA	91	94	92.3	1.2	1.3
Ver	86	89	87.3	1.5	1.7
Dal	90	94	92.2	1.6	1.8
CTa	93	99	96.3	1.8	1.8

2. Description des coupes



Tab.11 Variation des mesures calcimétriques: moyenne et écart-type
intervalle stratigraphique: zone A + B (toutes les valeurs en annexe)
c = calcaires, m = interlits marneux

Variation der Calcimetrie: Mittelwert und Standardabweichung
stratigraphische Reichweite: Zone A + B (alle Werte im Anhang)
c = Kalkbänke, m = Mergelzwischenlagen

Variation of calcimetric measures: average values and standard deviation
stratigraphical range: zone A + B (all values in annexe)
c = limestone, m = marly interlayers

coupe	minimum [%]	maximum [%]	moyenne [%]	écart-type	coef.var.
LCa	94	99	97.3	1.61	1.66
Ber calcaires	91	99	94.6	1.58	1.66
Ber marnes	80	85	83.6	1.68	2.01
RdG	87	97	94.1	3.17	3.36
SPa	96	99	98.1	1.32	1.35
Chv	94	99	96.2	1.82	1.89
Cpl	95	99	96.6	0.94	0.97
Chc	93	97	94.7	1.16	1.24
Chr	89	97	94.3	2.71	2.87
Cht	82	98	93.8	4.36	4.65
SJu	94	99	95.9	1.38	1.45
Sia	89	97	92.3	2.74	2.97
ChO calcaires	87	98	91.4	2.98	3.26
ChO marnes	51	58	53.7	2.31	4.31
Esp calcaires	92	97	94.7	1.66	1.75
Esp marnes	53	55	54.1	0.81	1.51
RdA	90	94	92.4	1.15	1.24
Ver	84	92	87.6	2.49	2.84
Dal	89	96	93.1	1.75	1.87
CTa	90	99	96.2	2.31	2.39

Chapitre 3

Minéralogie

Dans ce troisième chapitre les résultats et l'interprétation des analyses par diffraction X sont présentés sous forme d'un log montrant l'évolution spatiotemporelle du cortège argileux.

3. Minéralogie

3.1. Identification et dosage des minéraux

Le résidu insoluble des diffractogrammes analysés par diffraction X se compose des minéraux suivants:

- minéraux argileux:	chlorite	chl
	kaolinite	kao
	micas	mic
	smectite	sme
	interstratifiés	int
- minéraux associés:	quartz	qrz
	albite	alb
	calcite	cal
	dolomite	dol
	pyrite	pyr
	rutile	rut
	barytine	bar

Le "pic caractéristique" est le pic pur d'intensité maximale (JOHNS, GRIM & BRADLEY 1954, MANN & MÜLLER 1980). Il permet une première identification du minéral (tab.12).

minéral	hkl	2θ	A	remarques
albite	002	27.9	3.19	p.c.
barytine	021	25.86	3.442	p.c.
calcite	100	29.4	3.035	p.c.
chlorite	001	6.2	14.1	p.c.
chlorite	002	12.4	7.18	
chlorite	003	18.8	4.72	
chlorite	004	25.2	3.54	
corrensite	001	3.1	28.9	p.c.
dolomite	211	30.9	2.88	p.c.
kaolinite	001	12.34	7.14	p.c.
kaolinite	002	24.9	3.57	
mica	001	8.8	9.97	p.c.
mica	002	17.6	4.98	
mica	003	26.64	3.34	
mica	004	35.01	2.51	
mica	005	45.7	2.01	
quartz	100	20.83	4.26	p.c.
quartz	101	26.64	3.34	
quartz	200	42.5	2.12	
pyrite/marcasite	200	33.0	2.71	p.c.
rutile	110	27.5	3.247	p.c.
smectite	001	5.2	17.0	glycolé

Tab.12 Identification des minéraux étudiés [diffractogrammes séchées à l'air]
p.c. = pic caractéristique; selon BRINDLEY & BROWN (1980)

Identifikation der untersuchten Mineralien [luftgetrocknete Diffractogramme]
p.c. = charakteristischer Reflex; nach BRINDLEY & BROWN (1980)

Identification key of studied minerals [air-dried diffraction patterns]
p.c. = characteristic peak; after BRINDLEY & BROWN (1980)

Dans cette étude, seule la répartition régionale des minéraux argileux est discutée. Ceci est en particulier important pour la discussion des types des interstratifiés qui sont distingués selon l'aspect des pics ("Roentgenofaciés") et classés selon des "diffractogrammes-types" dans plusieurs groupes.

La chlorite est difficilement à reconnaître, car son premier pic 001 à 14.1 Å est souvent surdosé par des smectites ou des interstratifiés. En présence de kaolinite, le pic 002 de la chlorite est confondu avec le pic 001 de la kaolinite. Même après traitement à l'éthylène-glycol, qui aurait pu libérer le pic des éventuelles couches gonflantes, le pic 001 n'est pas totalement dégagé.

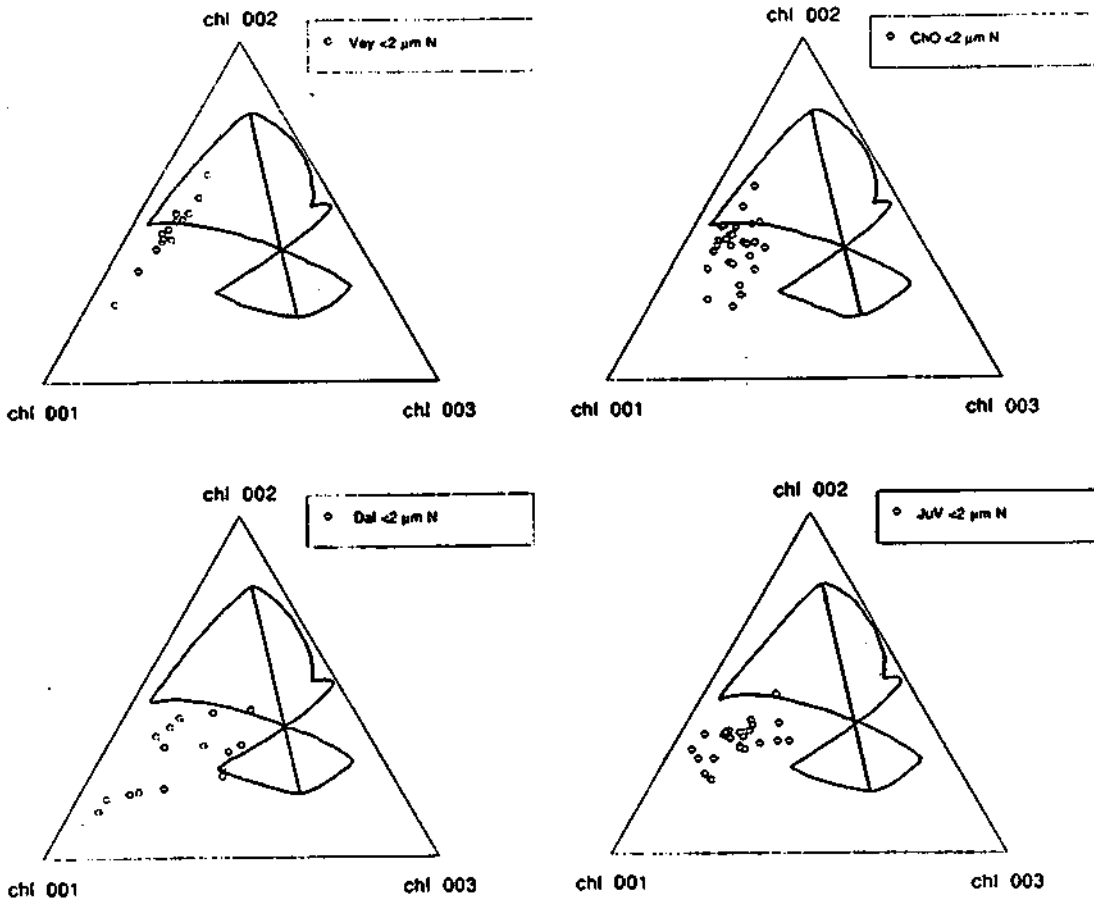


Fig.39 Types des chlorites [fraction <2 μm; préparations séchées à l'air] (plages de référence selon OINUMA et al. 1972)

Chlorit-Typen [Fraktion <2 μm; luftgetrocknete Präparate] (Referenzfelder nach OINUMA et al. 1972)

Types of chlorites [fraction <2 μm; air-dried preparations] (reference areas after OINUMA et al. 1972)

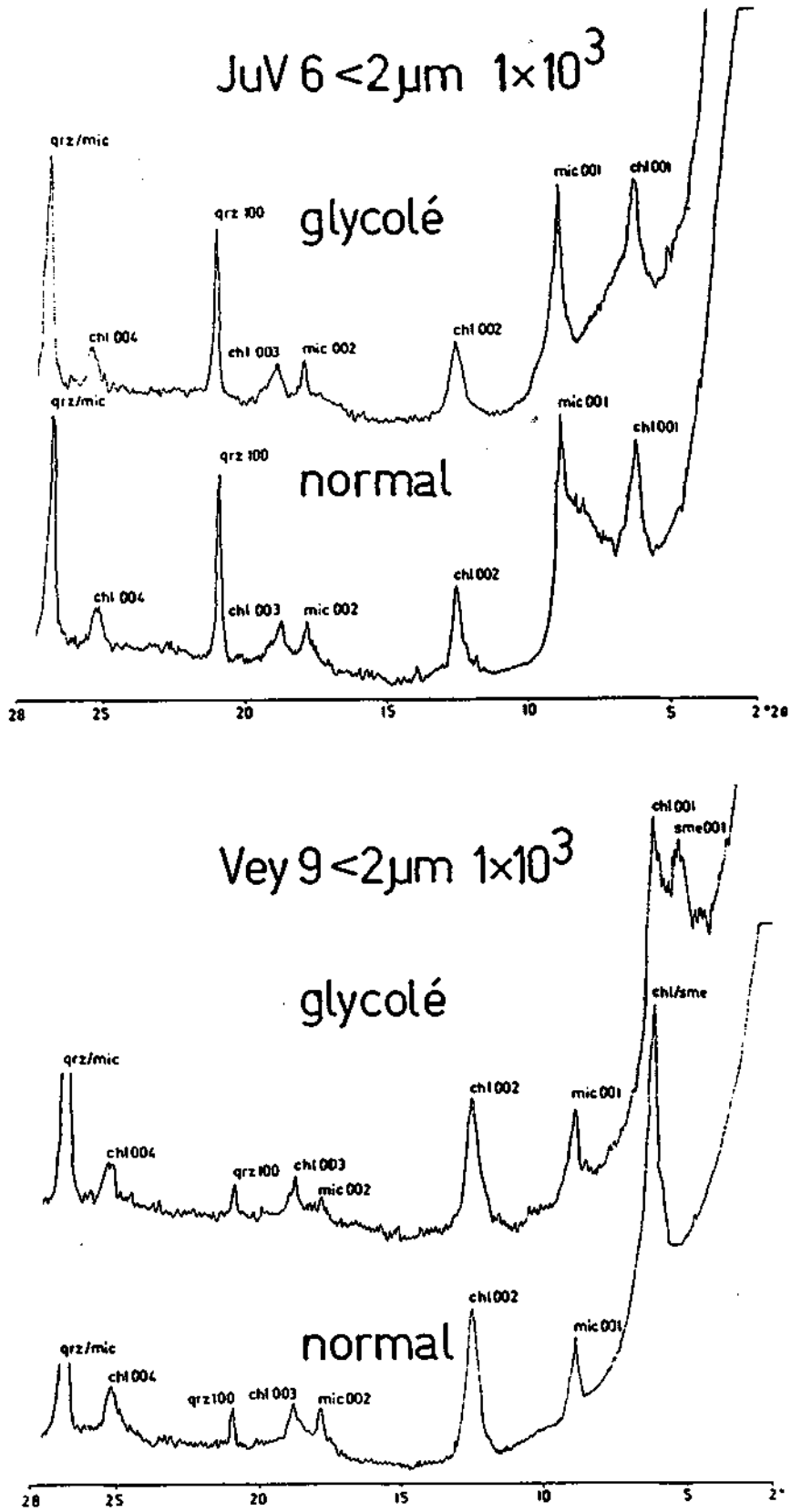


Fig.40. Diffractogramme-type des chlorites
 Typ-Diffraktogramm der Chlorite
 Type-diffractogramme of chlorite

3. Minéralogie

Les chlorites sur les diffractogrammes ne sont pas des chlorites pures, mais la raie 001 étant très forte nous supposons qu'elles sont généralement accompagnées des interstratifiés ou des smectites 17 Å (fig. 40). En généralisant l'interprétation de OINUMA et al. (1972) nous admettons avec MOSAR (1988) que le pôle à 14 Å (chl 001) représente la tendance Mg, le pôle à 7 Å (chl 002) la tendance Fe et le pôle à 4.7 Å (chl 003) la tendance Al. Bien que les échantillons se regroupent en dehors des plages de référence de OINUMA et al. (1972), l'analyse révèle pour la plupart des échantillons une tendance plus prononcée vers Mg et Fe (fig. 39).

En présence des deux minéraux, le rapport kaolinite/chlorite est calculé selon la formule de BISCAYE (1964):

$$\text{facteur chl} = \frac{\text{int chl 004}}{\text{int chl 004} + \text{int kao 002}}$$

$$\text{facteur kao} = \frac{\text{int kao 002}}{\text{int chl 004} + \text{int kao 002}}$$

avec facteur chl + facteur kao = 1

On obtient l'intensité corrigée pour les deux minéraux en multipliant les "facteurs" avec l'intensité du pic à 7 Å (kao 001 confondu avec chl 002).

Par exemple:

$$\text{int kao 001/chl 002} = 50, \text{ int kao 002} = 25, \text{ int chl 004} = 10$$

$$\text{facteur chl} = \frac{10}{10 + 25} = 0.28 \quad \text{int chl corr} = 0.28 \times 50 = 14$$

$$\text{facteur kao} = 1 - 0.28 = 0.72 \quad \text{int kao corr} = 0.72 \times 50 = 36$$

En ce qui concerne les micas, nous avons appliqué dans cette étude la méthode de REY & KÜBLER (1983) qui utilisent les intensités du premier, deuxième et cinquième pic rapportées à leur somme ce qui permet de représenter les familles de micas sur un diagramme ternaire (fig. 41 et 42). Cette méthode ne donne pas la composition chimique précise des micas mais plutôt une tendance.

Il ressort de la fig. 41 que les échantillons étudiés ont une tendance vers les illites dans la fraction <2 µm et vers les illites-phengites dans la fraction 2-16 µm - à l'exception de la coupe Ver (tendance illite-phengite pour la fraction <2 µm et phengite-muscovite pour la fraction 2-16 µm).

Quelques rares échantillons (Chc 16: zone à *Chitinoïdella*, Ang 6: zone B) se détachent du nuage en raison de l'intensité relativement plus grande de leur pic 002, ce qui traduit selon CRAMEZ & KÜBLER (1968: in REY & KÜBLER 1983) une tendance vers des micas dioctédriques.

3. Minéralogie

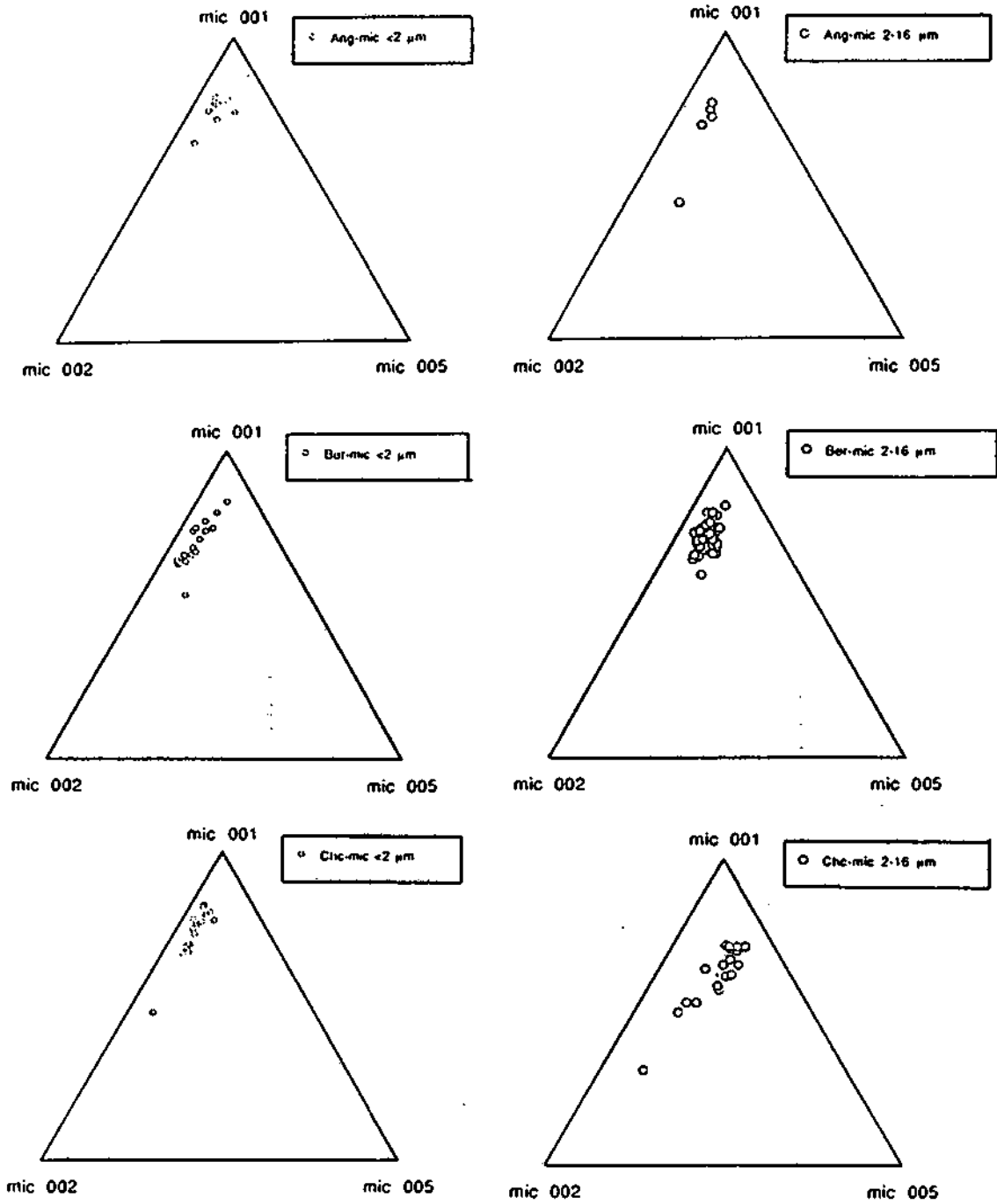


Fig.41 Type des micas détritiques

(plages de référence selon fig. 42; préparations séchées à l'air)

Typ der detritischen Glimmer

(Referenzfelder nach Abb. 42; luftgetrocknete Präparate)

Type of detrital mica

(reference areas after fig. 42; air-dried preparations)

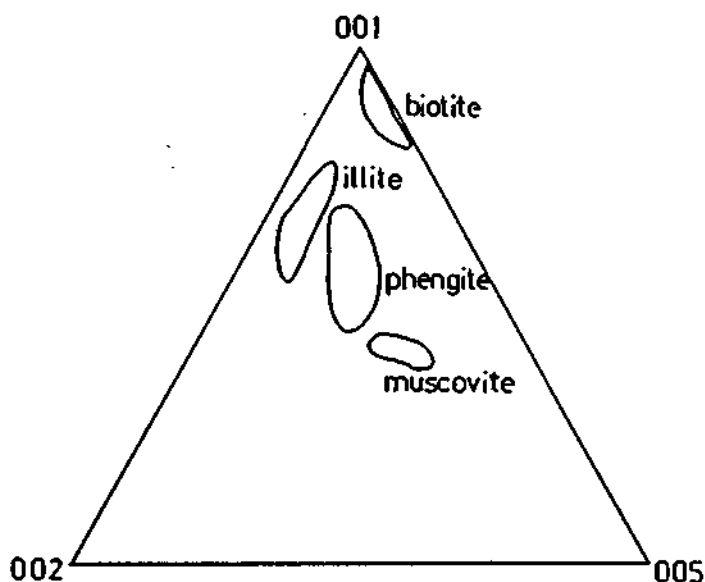


Fig.42 Triangle de référence pour les types de micas détritiques
(selon les indications de REY & KÜBLER 1983)

Referenz-Dreieck für den Typ der detritischen Glimmer
(nach den Angaben von REY & KÜBLER 1983)

Triangle of reference of the type of the detrital mica
(after the reference of REY & KÜBLER 1983)

Les smectites sont caractérisées par une raie principale qui se situe entre 12 et 15 Å sur les préparations séchées à l'air et qui se déplace vers 17 Å après la saturation à l'éthylène-glycol. Les pics 002, 003 etc de la smectite ne sont observés que dans des rares échantillons. Dans la fig. 43 nous présentons 2 exemples des smectites identifiées dans la fraction <2 µm qui proviennent des intervalles stratigraphiques différents et qui montrent une bonne individualisation du pic 001: VaQ 6 (zone C: Berriasien moyen) et Mia 8 (zone A: Tithonique supérieur).

Sous le terme "interstratifiés" sont regroupés dans cette étude tous les minéraux formés d'un empilement (régulier ou irrégulier) d'au moins deux phyllosilicates différents (p.ex. "illite-smectite"). Ils sont caractérisés sur les diffractogrammes des préparations séchées à l'air par une série de réflexions mal individualisées ("bandes de diffraction") entre 10 Å et 14 Å. Surtout après traitement à l'éthylène-glycol nous n'observons pas toujours l'individualisation d'un pic.

Dans la fig. 44 sont présentés les "diffractogrammes-types" qui nous ont permis de distinguer ces interstratifiés. Après la présentation du cortège minéralogique dans le chapitre 3.2. nous verrons qu'on arrive à établir une répartition régionale des interstratifiés.

Nous avons mesuré les trois premiers pics indépendamment de leur position ce qui nous a permis de classer les interstratifiés identifiés selon des "diffractogrammes-types". Nous distinguons:

1. "illite-smectite" avec >70 % des couches gonflantes. Pour ce type des interstratifiés nous avons utilisé la méthode de SRODON (1980) in VUITEL (1987) pour déterminer le taux en couches gonflantes (tab. 13).

2. "illite-smectites" avec >20 % des couches gonflantes.

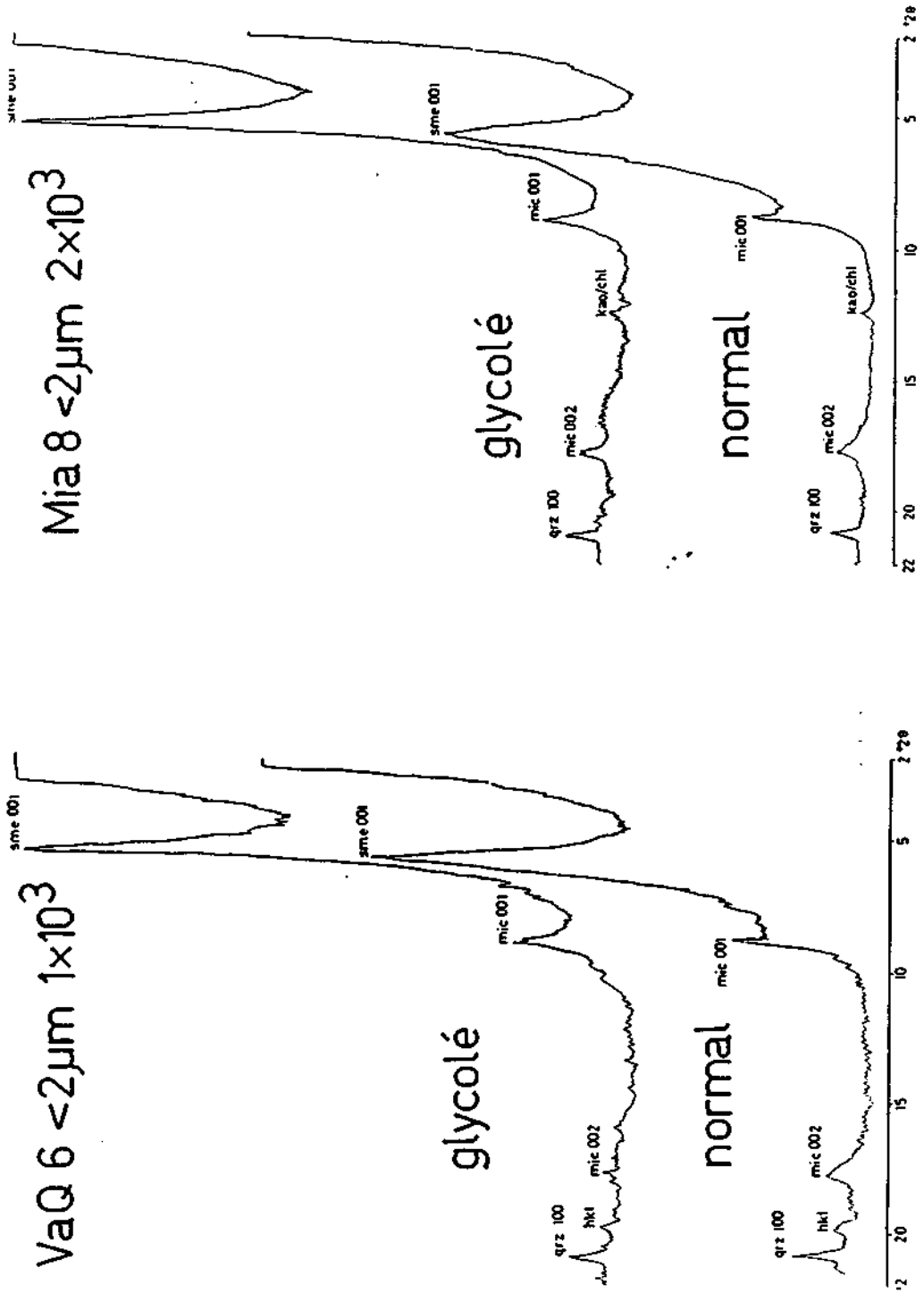


Fig.43 Diffractogramme-type des smectites 17 Å
 Typ-Diffraktogramm der 17 Å Smektite
 Type-diffractogramme of the smectite 17 Å

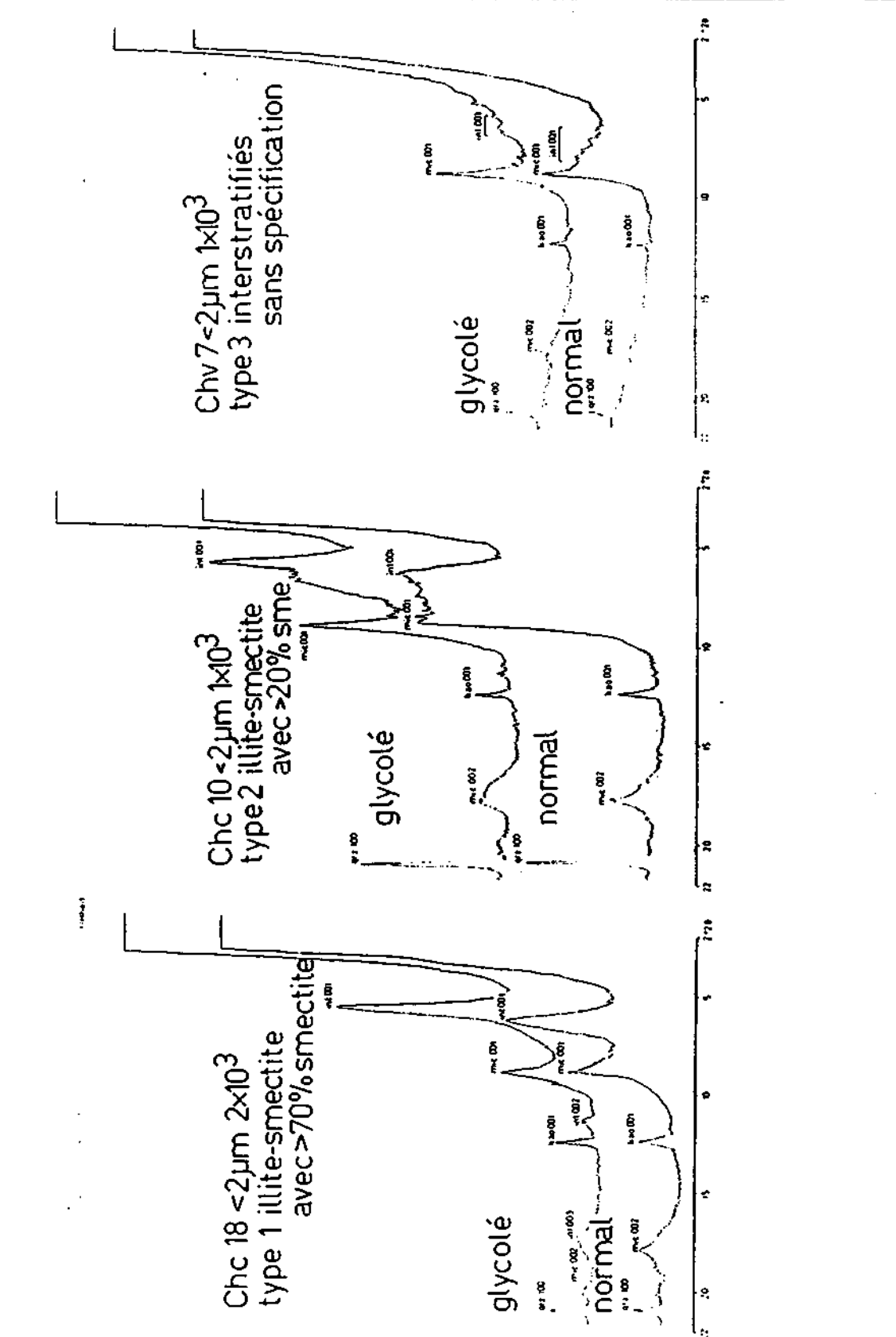
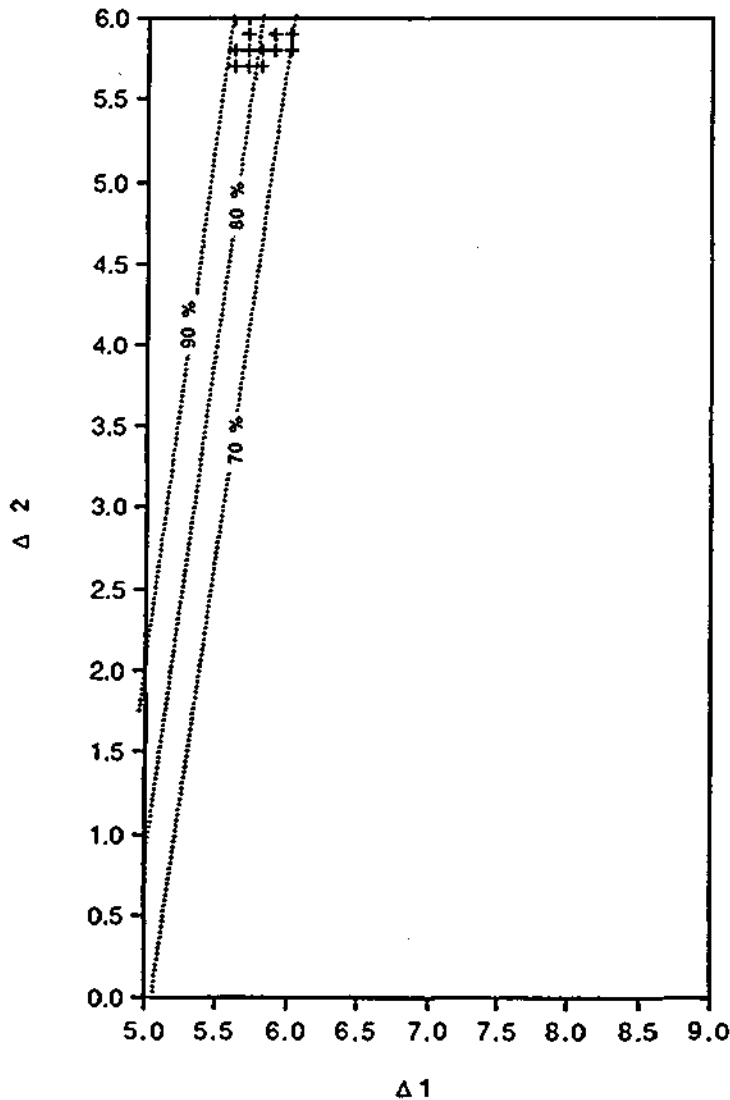


Fig.44 Diffractogramme-type des interstratifiés
 Typ-Diffraktogramm der Wechsellagerminerale
 Type-diffractogramme of mixed-layer minerals

3. "interstratifiés" sans spécification (disparition d'un épaulement entre 10 et 14 Å après le traitement à l'éthylène-glycol).



Tab.13 Taux des couches gonflantes (= smectites) dans les interstratifiés "illite-smectite" [%]

(selon la méthode de SRODON 1980; valeurs en annexe)

Anteil der schwellenden Zwischenlagen (= Smektit) in den "Illit-Smektit" Wechsellagermineralien [%]

(nach der Methode von SRODON 1980; Werte im Anhang)

Part of swelling layers (= smectite) in the "illite-smectite" mixed-layer minerals [%]

(after the method of SRODON 1980; values in annexe)

4. La seule surstructure, identifiée avec certitude dans nos analyses, est la corrensite (LIPPMANN 1954), un interstratifié régulier du type ABAB, composé d'une alternance régulière des couches gonflantes (smectite) et non gonflantes (chlorite). Le pic 001 à 29.5 Å se déplace à 32 Å après traitement à éthylène-glycol. Sur les diffractogrammes des préparations séchées à l'air, nous avons identifié les pics suivants comme appartenant à la corrensite (fig. 45 de cette étude; KÜBLER 1973):

3. Minéralogie

hkl	[Å]	[°2θ]
001	29.5	3.2
002	14.5	6.05
004	7.25	12.3
006	4.87	18.2
008	3.59	24.7
009	3.24	27.5
0010	2.93	30.4

Ceci nous a permis l'identification de cette surstructure comme corrensite. Le diffractogramme de l'échantillon Ang 11 présenté dans la fig. 45 provient du Tithonique inférieur (zone à *Chitinoidella*).

L'intensité du quartz a été mesurée sur le pic 100, car le pic 101 est superposé à la raie du mica 003 (doublet qrz 101/mic 003 pas séparable par cette méthode de mesure sur l'équipement PHILIPS utilisé). L'intensité de la raie 100 n'étant pas supérieure à celle du pic 101, ce qui signifie selon PERSOZ (1982) que le quartz mesuré ici est essentiellement détritique et que les néoformations éventuelles ne sont pas suffisamment développées pour être mise en évidence.

Pour le dosage nous avons mesuré les intensités des minéraux en hauteur de raie par rapport au bruit de fond et rapportés les valeurs brutes en mm sur les lithologs simplifiés des fig. 10 à 34.

intensité brute [mm] en corrélation directe avec le litholog

L'analyse de la fraction <2 µm nous permet l'identification de tous les minéraux argileux, tandis que la fraction 2-16 µm comprend en grande partie des minéraux associés (1.5.2.).

La teneur en argiles par rapport au total du résidu insoluble sur les préparations orientées est calculée pour les deux fractions par une déduction des valeurs des minéraux associés.

minéraux associés + minéraux argileux = résidu insoluble

Ensuite, les intensités relatives sont calculés pour l'ensemble des minéraux argileux comme suit:

Σ Intensités minéraux argileux = 100

Après, l'intensité de chaque composante est calculé séparément selon l'exemple suivant:

$$\text{int}_{\text{rel}} \text{kaolinite} = \frac{\text{int brute kaolinite}}{\Sigma \text{ int. brutes minéraux argileux}} \times 100$$

Il est important de souligner que ces valeurs ne représentent pas la quantité réelle du minéral.

3.2. Répartition régionale des minéraux argileux

3.2.1. Historique

L'évolution de la composition de la fraction argileuse dans le bassin vocontien a été étudiée pour

- le Rhétien par ABBAS (1974) et DUNOYER DE SEGONZAC & ABBAS (1976)
- le Bajocien supérieur - Callovien inférieur des "Terres Noires" par ARTRU (1977)
- l'Oxfordien par DUNOYER DE SEGONZAC, ARTRU & FERRERO (1966) et DUNOYER DE SEGONZAC (1969)
- le Kimméridgien par LEVERT & FERRY (1988)
- le Crétacé inférieur d'une manière sommaire par DECONINCK & CHAMLEY (1983). DECONINCK & CHAROLLAIS (1986) et DECONINCK (1987) discutent ce problème pour le domaine ultra-helvétique et soulignent l'influence diagénétique.
- le Valanginien par FERRY, COTILLON & RIO (1983).
- à la limite Albien - Cénomaniens par BONHOMME et al (1969).
- l'ensemble du mésozoïque subalpin par LEVERT & FERRY (1987)
- pour "les couches du passage Jurassique-Crétacé de la fosse vocontienne" par PERSOZ & REMANE (1976)

Mise à part ce dernier travail, l'intervalle Tithonique supérieur - Berriasien inférieur n'a pas fait jusqu'à présent le sujet d'une recherche approfondie dans le domaine vocontien. Par contre, DECONINCK & STRASSER (1987) et DECONINCK, DEBRABANT & STRASSER (1988) discutent la répartition des minéraux argileux dans les faciès "purbeckiens" qui entourent le bassin.

3.2.2. Généralités

coupa / fraction [mm]
préparations séchées à l'air

coupa / fraction [%]
préparations séchées à l'air

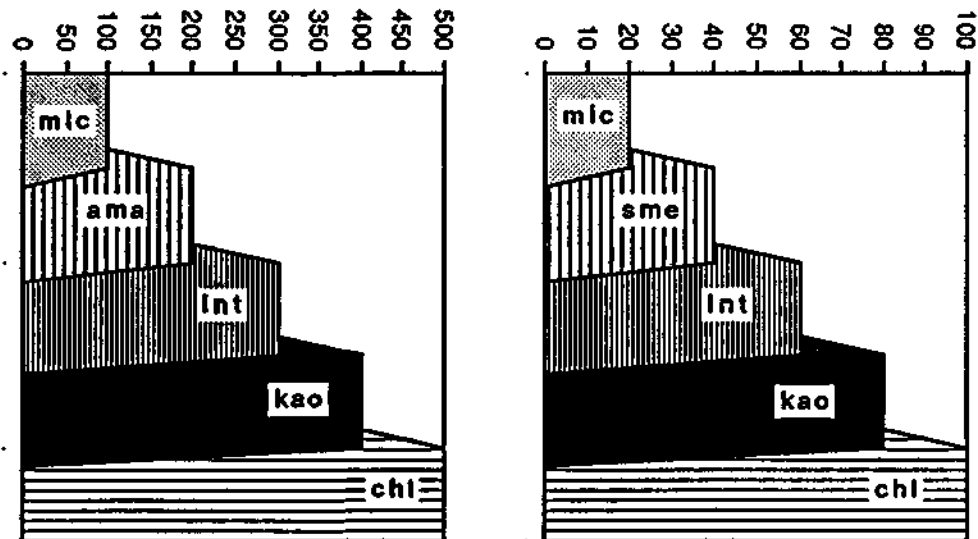


Fig.46. Légende pour le fig. 47 à 79 (lithologie selon fig. 35/36)

Zeichenerklärung der Fig. 47 bis 79 (Lithologie nach Abb. 35/36)

Legend of fig. 47 to 79 (lithology after fig. 35/36)

3. Minéralogie

3.2.3. Chaînes subalpines septentrionales (Chartreuse et Vercors)

Saint Pancrasse SPa

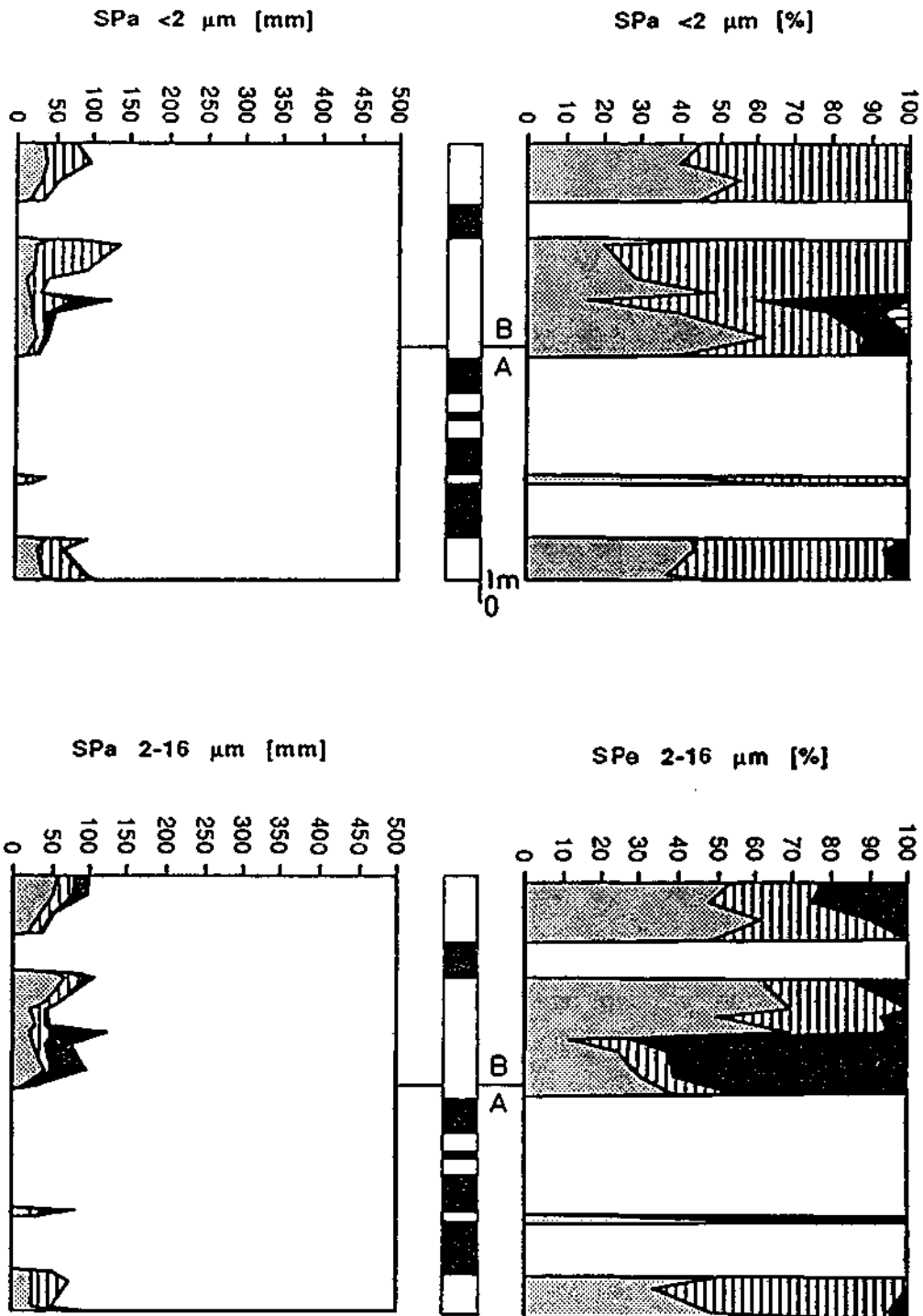


Fig.47 Saint Pancrasse: minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

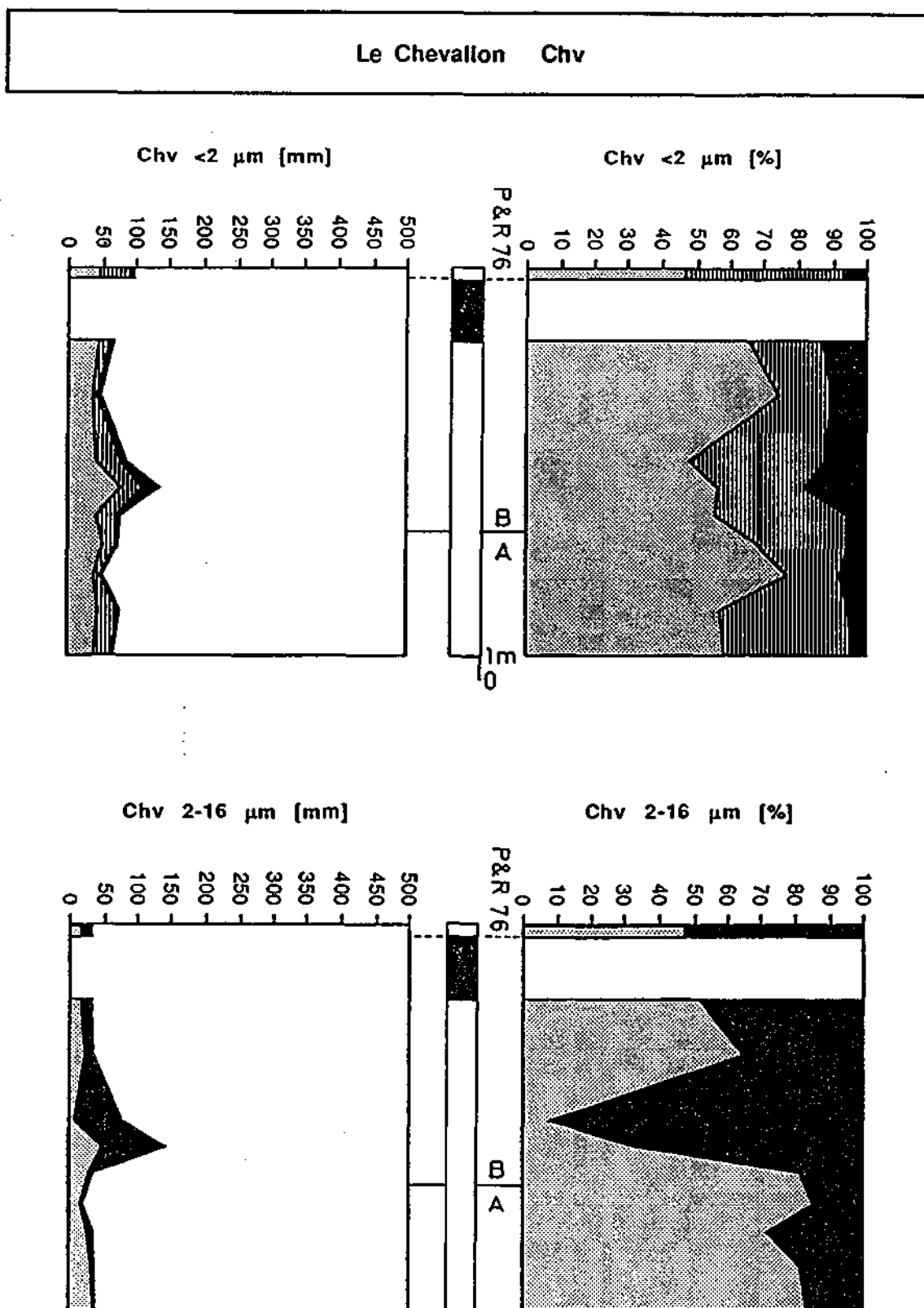


Fig.48. Le Chevallon: minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

Bibliographie: PERSOZ & REMANE (1976). La coupe figure sous l'abréviation CHEV.

3. Minéralogie

Chauplane Cpl

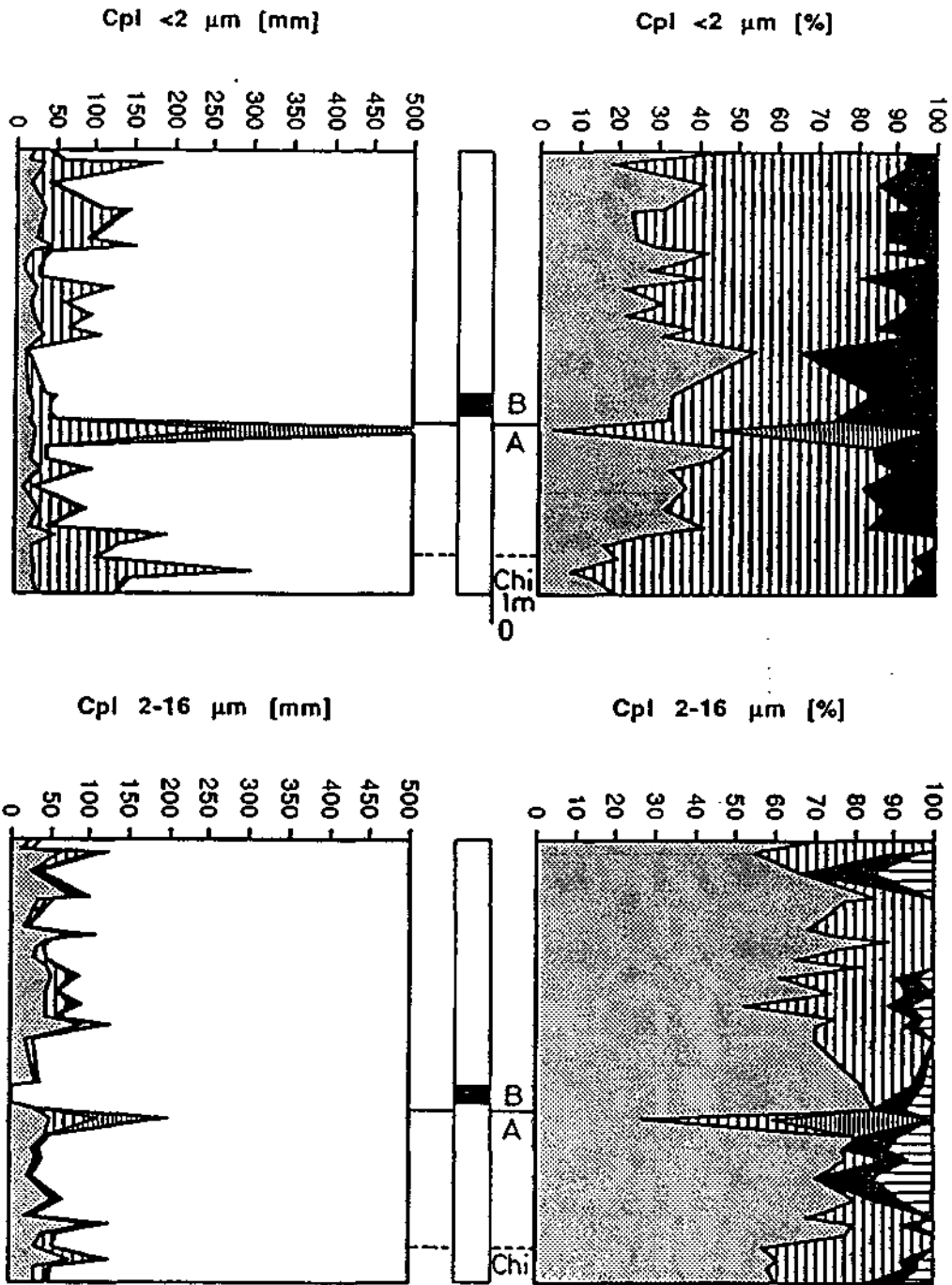


Fig.49 Chauplane:

minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

La fraction argileuse des trois coupes étudiées vers la bordure septentrionale du domaine vacontien se compose des micas, smectites 17 Å, interstratifiés et kaolinite.

Pour SPa nous constatons une répartition assez uniforme des micas et des smectites 17 Å. Ces dernières sont également présentes dans la fraction 2-16 µm. La présence de la kaolinite se limite dans la fraction <2 µm à la base du Berriasien (SPa 8 à 10) ou elle est accompagnée par un peu de chlorite. Ce "niveau à kaolinite" est plus prononcé dans la fraction 2-16 µm, et les teneurs les plus élevées en kaolinite sont observées au Berriasien.

A Chv, la fraction argileuse est plus monotone: la fraction <2 µm est dominée par les mica qui sont accompagnés par un fond de kaolinite et des interstratifiés. Dans l'échantillon Chv 1 (Berriasien inférieur) nous avons identifié la corrensite. La fraction 2-16 µm se compose également de mica et de kaolinite. Nous avons constaté une légère augmentation des teneurs en kaolinite à la base du Berriasien, ce qui correspond à l'apparition de la kaolinite, signalée par PERSOZ & REMANE (1976). Cependant, pour ces auteurs, la limite Tithonique/Berriasien se situe au milieu de la zone B et non à sa base (fig. 48).

Au Sud de deux coupes précédentes, à Cpl, le résidu argileux des deux fractions consiste en mica et smectite 17 Å, accompagnés par un peu de kaolinite et - seulement dans la fraction 2-16 µm - de la chlorite. Le niveau Cpl 21 (Tithonique supérieur: sous-zone A 3) se distingue par l'apparition soudaine et massive de la corrensite dans les deux fractions. (GEYER 1989).

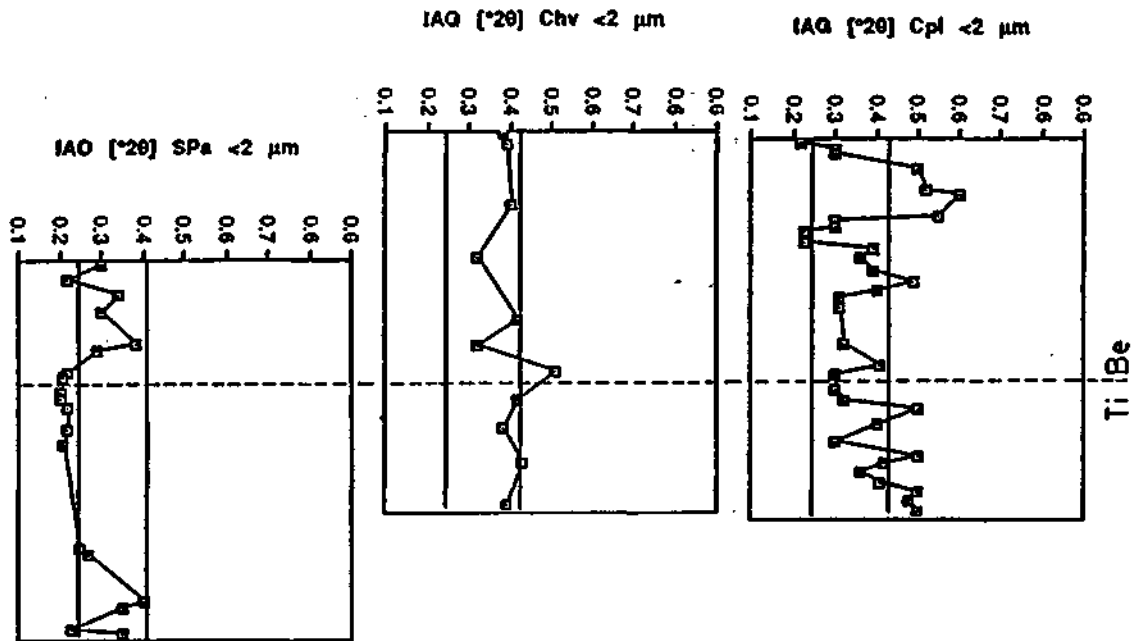


Fig.50 Cristallinité de l'illite/Illit-Kristallinität/Illite crystallinity: SPa, Chv, Cpl

3. Minéralogie

3.2.4. Bordure ardéchoise-cévenole

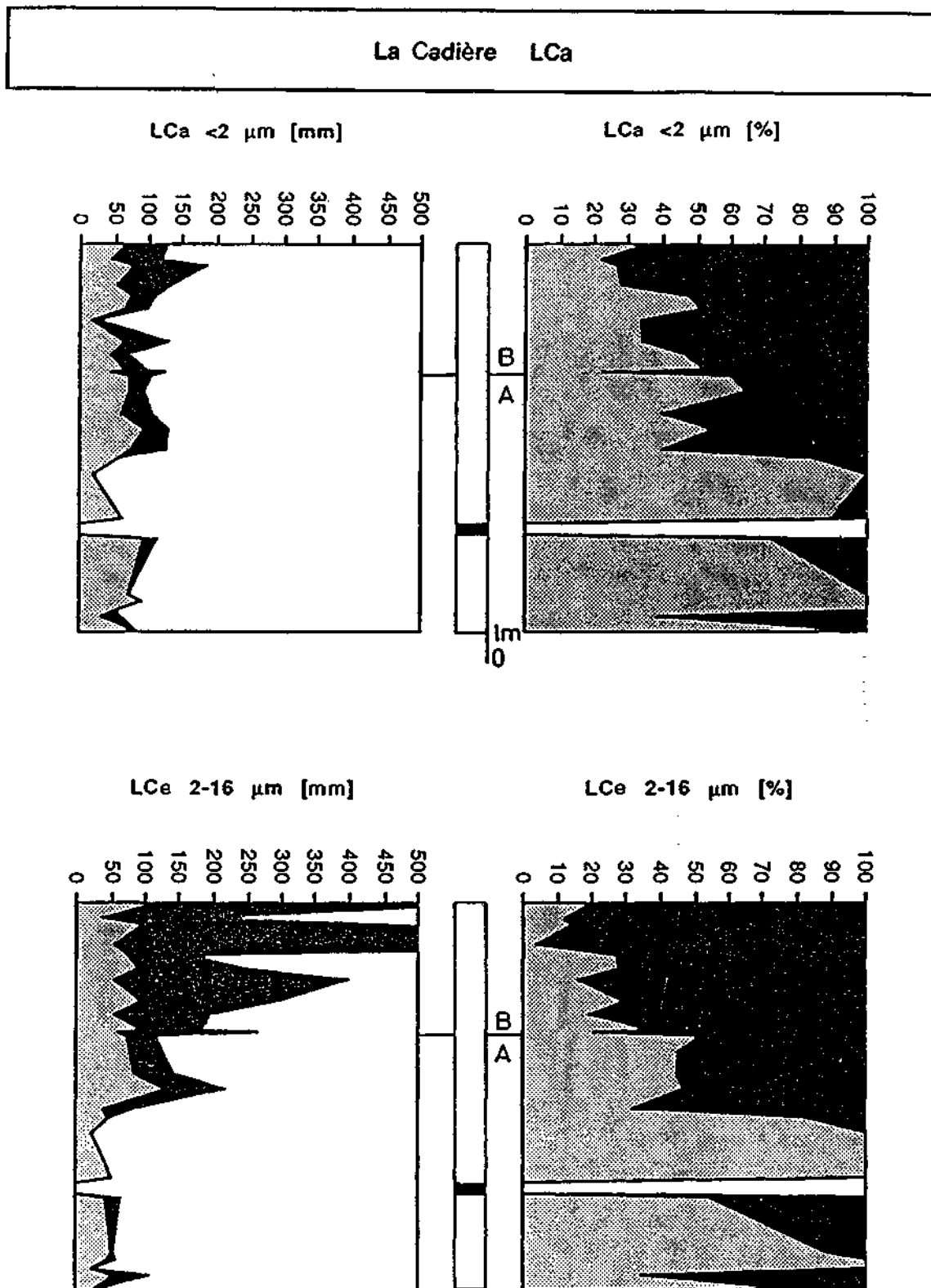


Fig.51 La Cadière:

minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

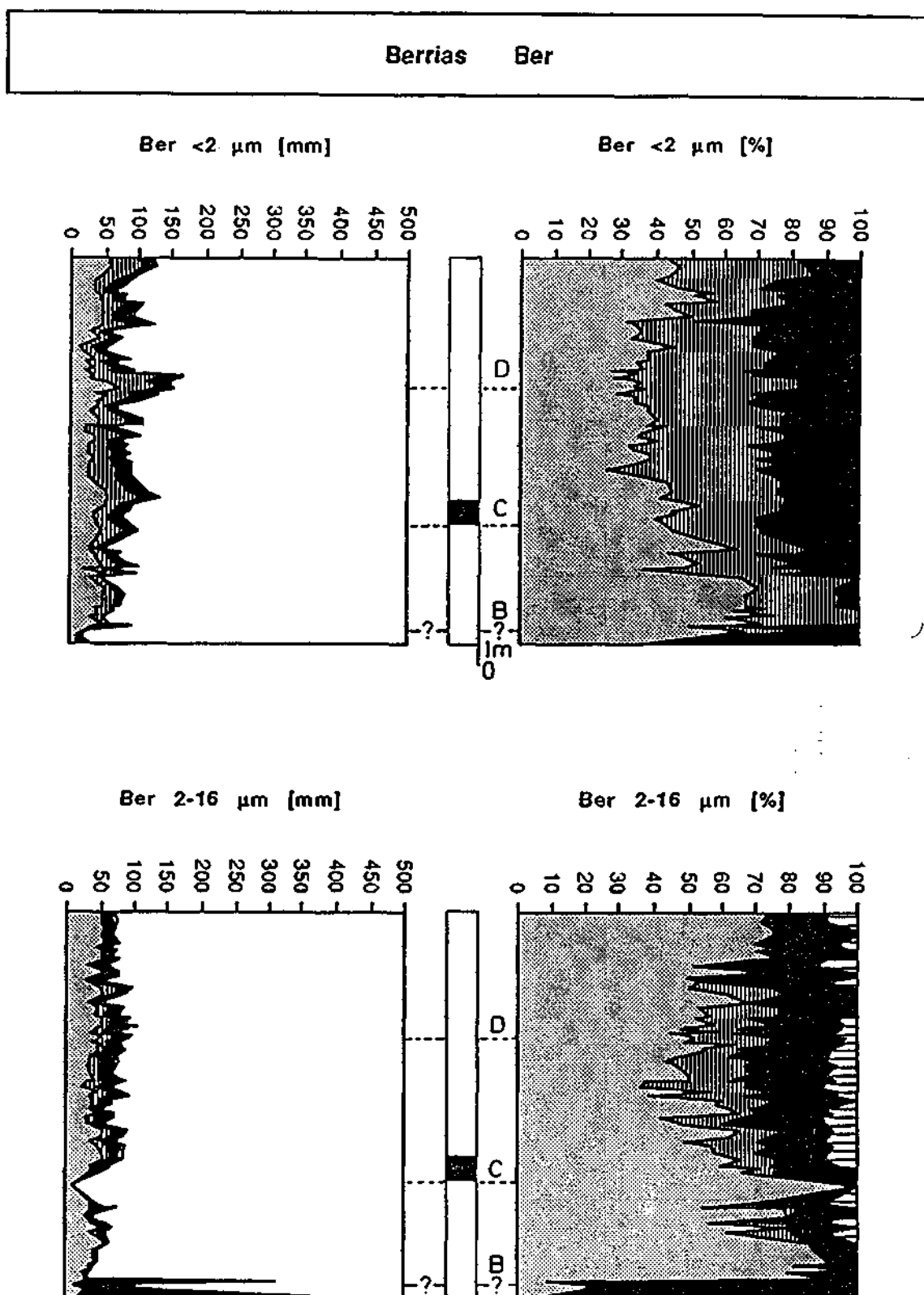


Fig.52 Berrias:

minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

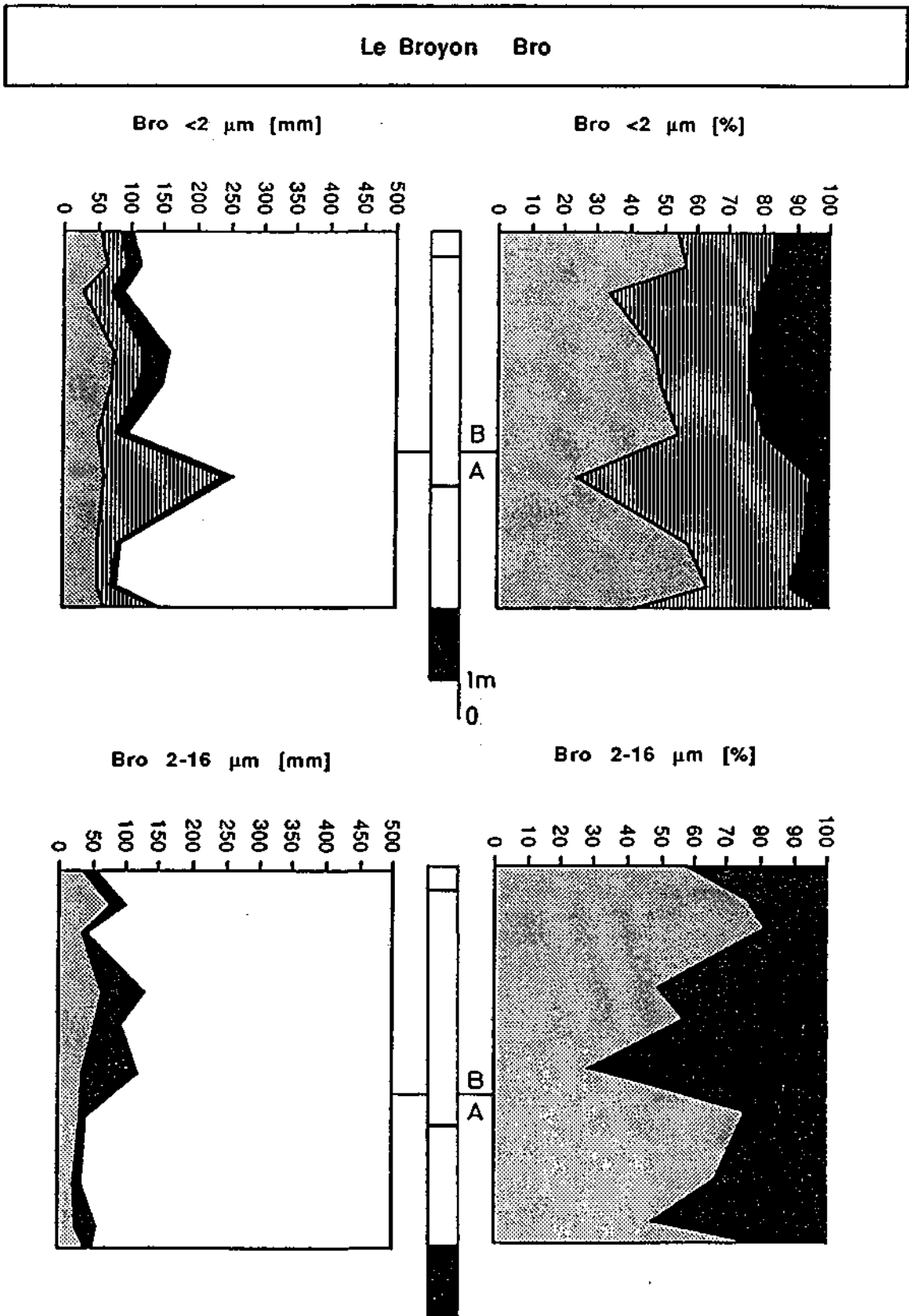


Fig.53 Le Broyon:

minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

Carrières des Anges Ang

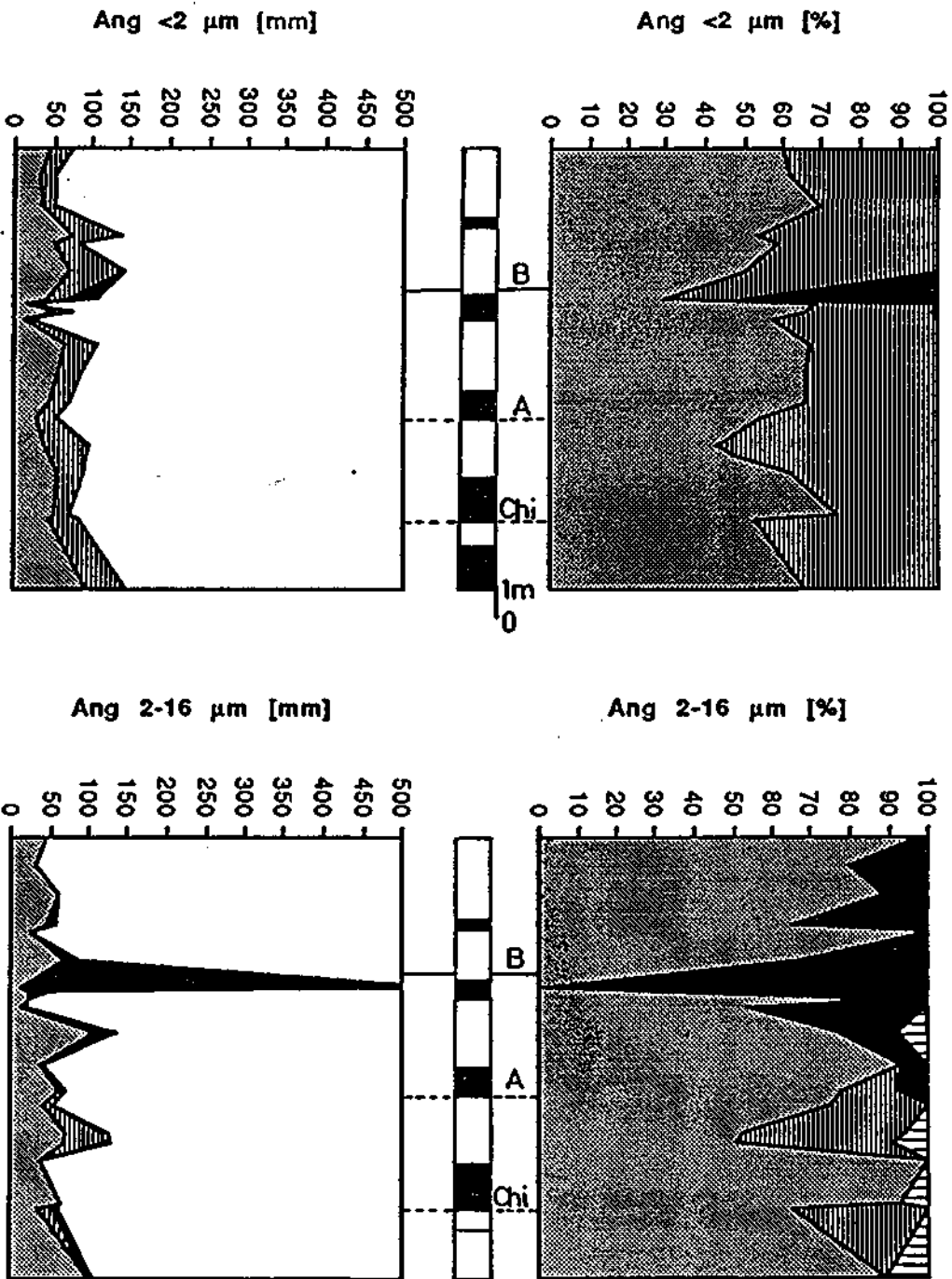


Fig.54 Carrière des Anges: minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatives [%]
Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

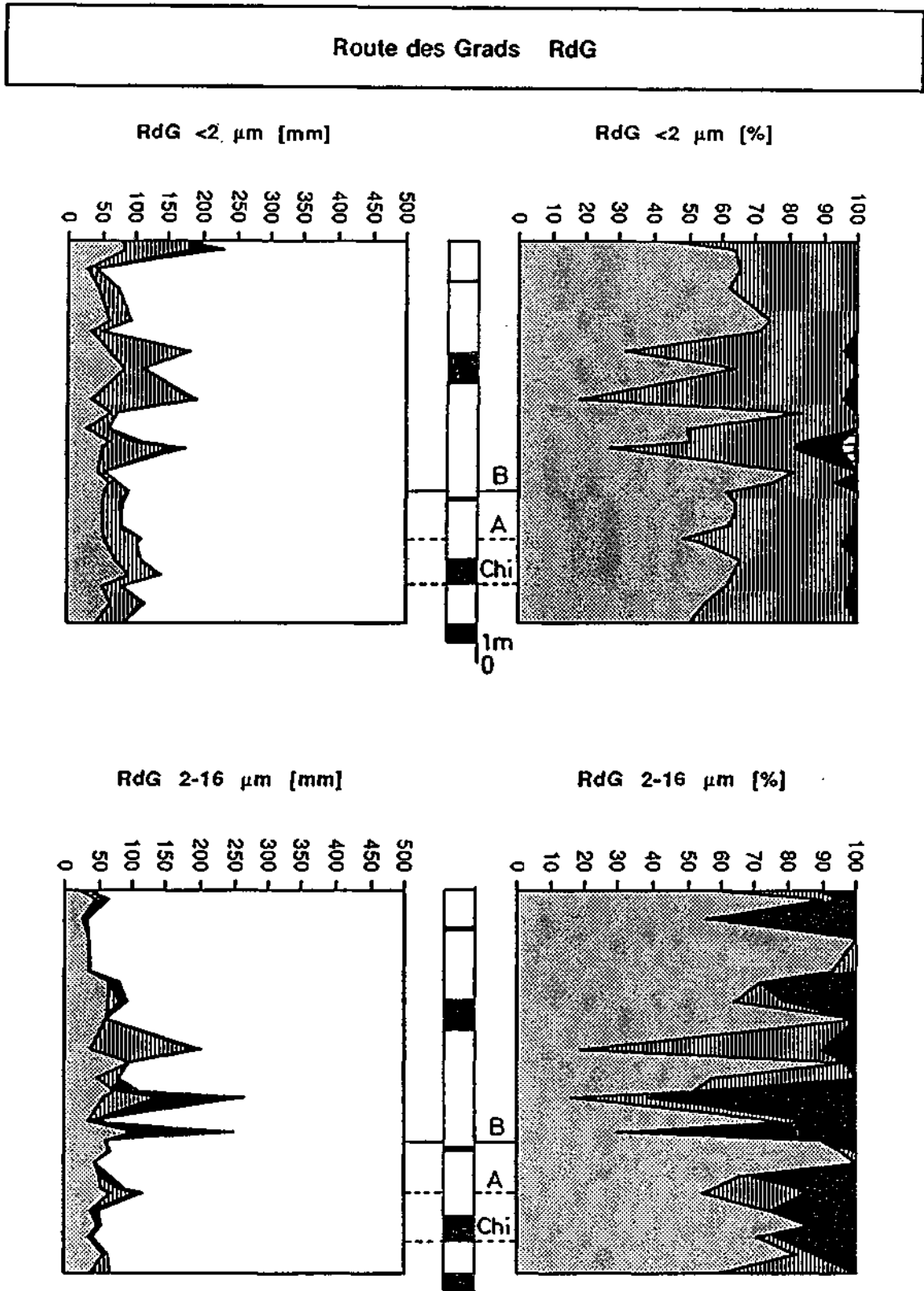


Fig.55 Route des Grads: minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

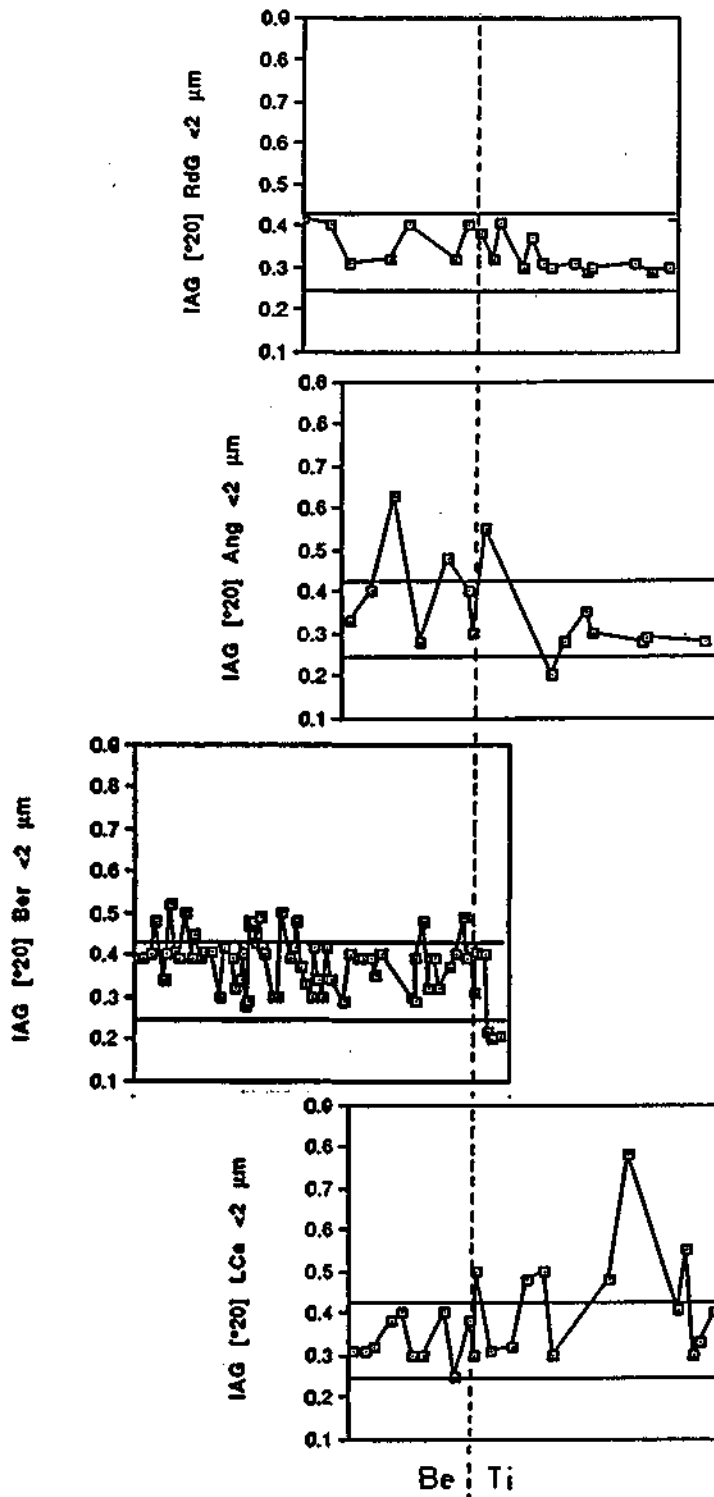


Fig.56 Cristallinité de l'illite/Ilite-Kriställinität/Illite crystallinity: LCa, Ber, Ang, RdG

Mise à part l'omniprésence des micas et des interstratifiés (à l'exception de la bordure cévenole: LCa) nous constatons une répartition différenciée de la kaolinite.

À LCa, la fraction argileuse se compose de micas et de kaolinite. Cette dernière devient abondante dans la fraction 2-16 μm vers le sommet du Tithonique supérieur (au-dessus de LCa 16) et dans le Berriasien inférieur.

3. Minéralogie

La coupe de Ber montre une association de micas et interstratifiés à taux variable des couches gonflantes (= smectite 17 Å). Dans les deux fractions nous constatons une forte arrivée de kaolinite au passage Tithonique / Berriasien (Ber 72 à 75), qui est accompagnée dans la fraction 2-16 µm par un fond chloriteux.

A Bro nous avons observé des teneurs stables en mica dans les deux fractions. Les interstratifiés à taux variable des couches gonflantes (= smectite 17 Å) se limitent à la fraction <2 µm. Une arrivée plus prononcée de kaolinite au Berriasien inférieur, déjà présente pendant tout l'intervalle étudié s'observe dans les deux fractions.

La fraction argileuse à Ang est surtout caractérisée par l'abondance des micas et des interstratifiés à taux variable des couches gonflantes (= smectite 17 Å). Dans certains niveaux au sommet du Tithonique inférieur nous avons constaté une tendance aux interstratifiés réguliers de type corrensite (Ang 11 et 12: GEYER 1989). Les intensités pour les micas ne varient que très peu. La kaolinite montre des intensités très fortes dans la brèche au sommet du Tithonique et au passage Tithonique / Berriasien (Ang 7).

Mica et interstratifiés à taux variable de couches gonflantes (= smectite 17 Å) sont les composants majeurs de la fraction argileuse à RdG. Dans les échantillons RdG 5 et RdG 10 (zone B) nous avons identifié des interstratifiés à tendance régulière du type corrensite. La présence de la kaolinite est plus prononcée dans le Berriasien inférieur où nous constatons deux maxima dans la fraction 2-16 µm.

3. Minéralogie

3.2.5. Chaînes vocontiennes

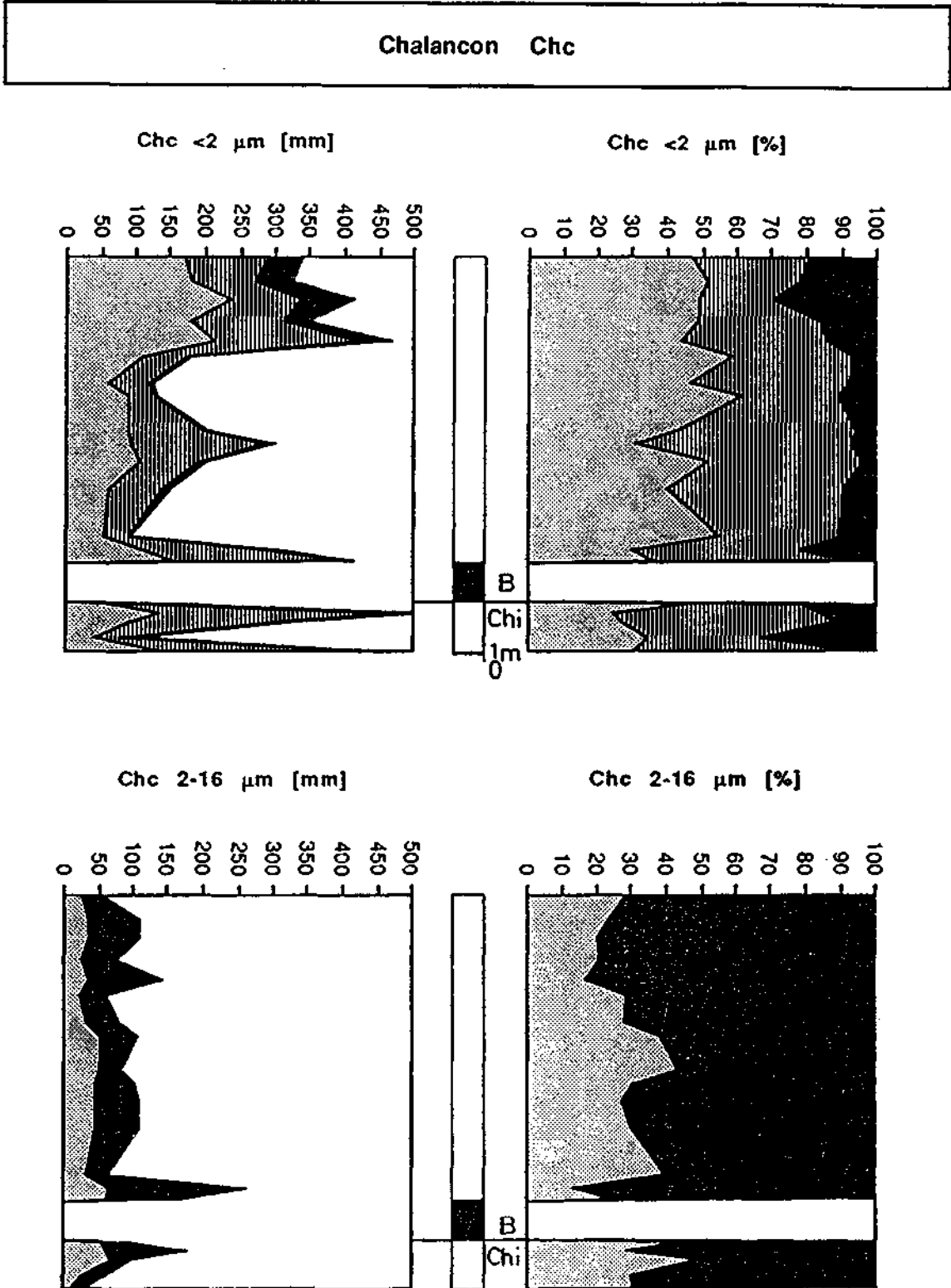


Fig.57 Chalancon:

minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

Route de Charens Chr

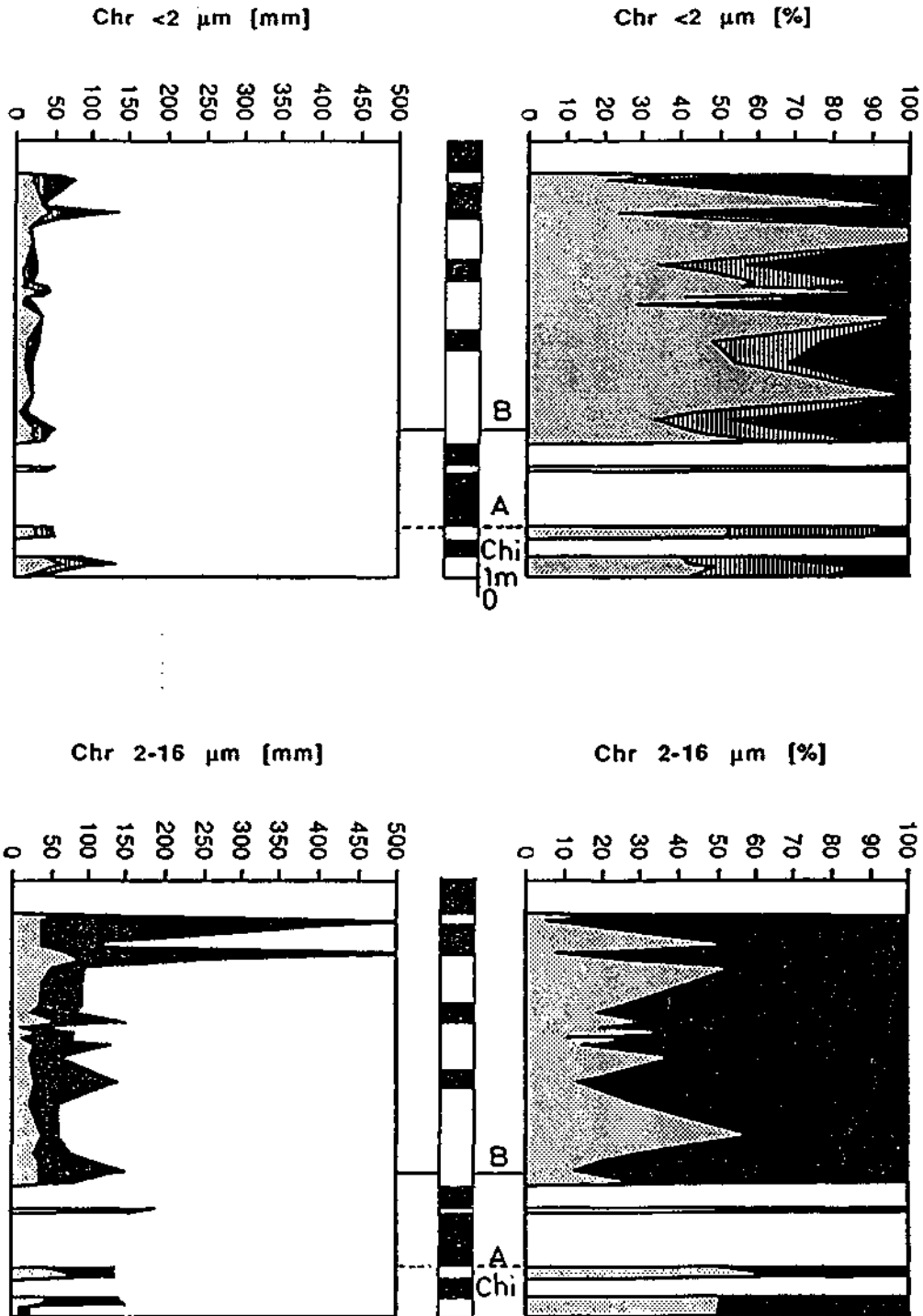


Fig.58 Route de Charens: minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

Le Chouet Cht

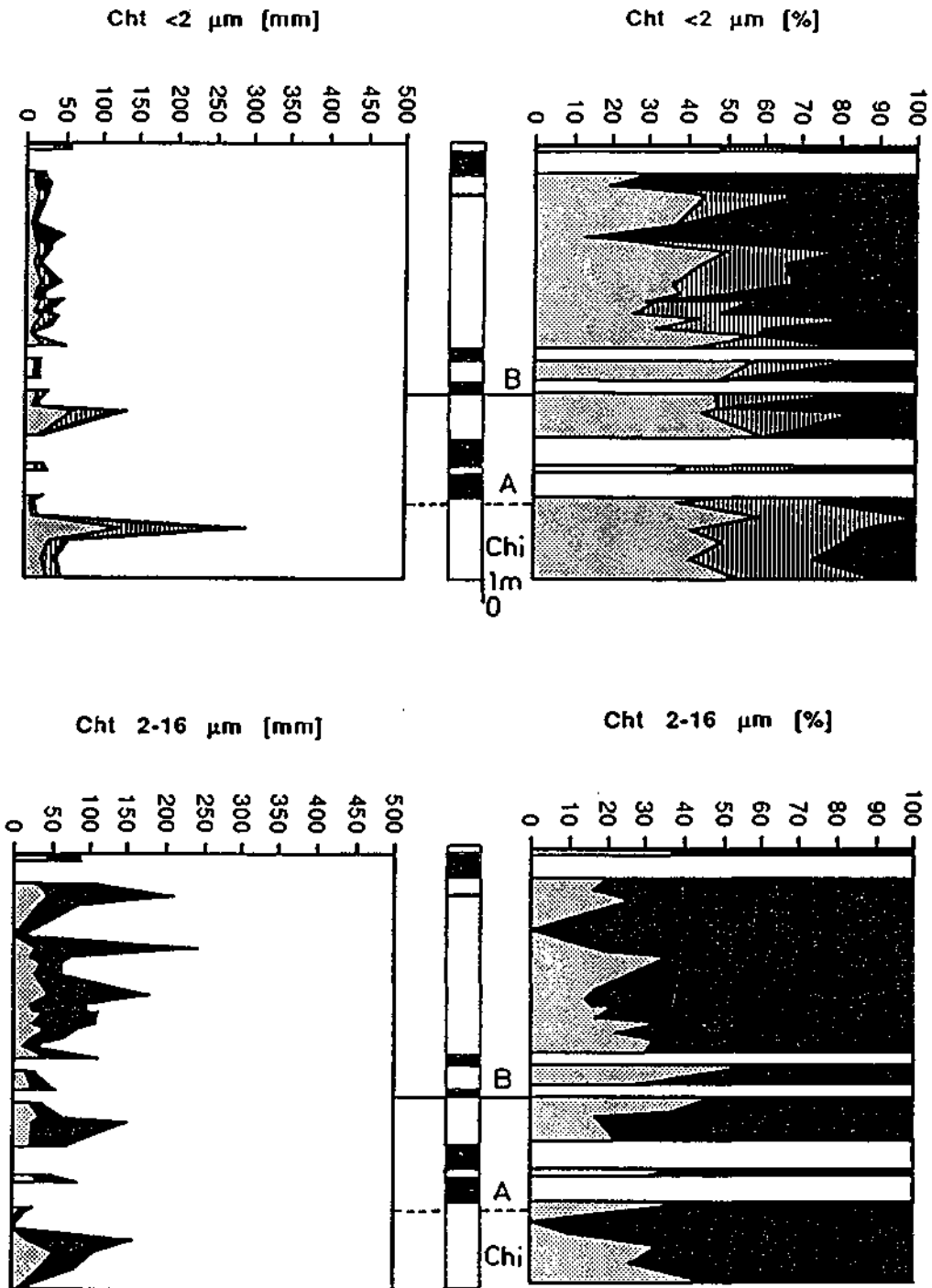


Fig.59 Le Chouet:

minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

Vachères-en-Quint VaQ

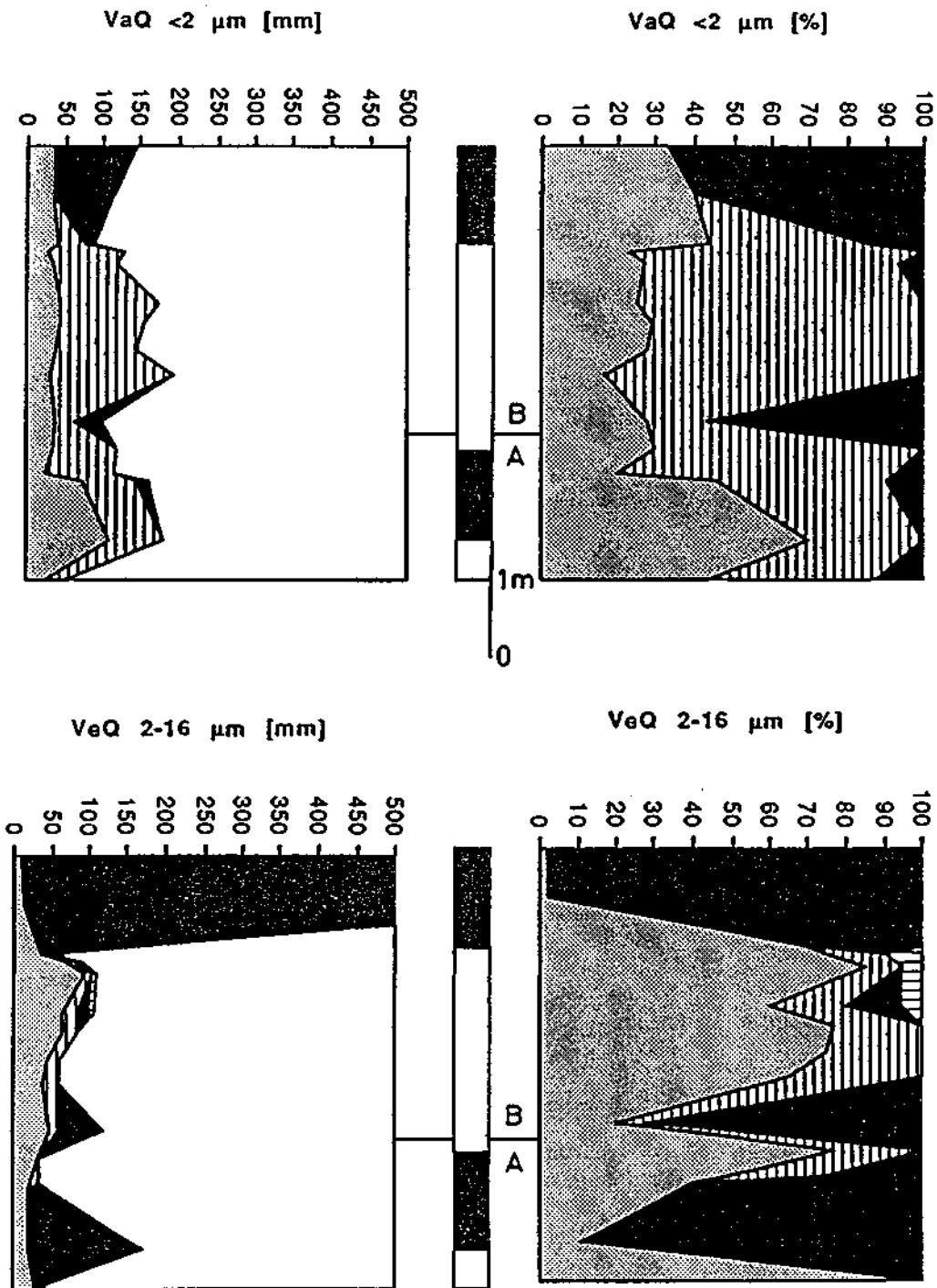


Fig.60 Vachères-en-Quint: minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

Les Miaux Mia

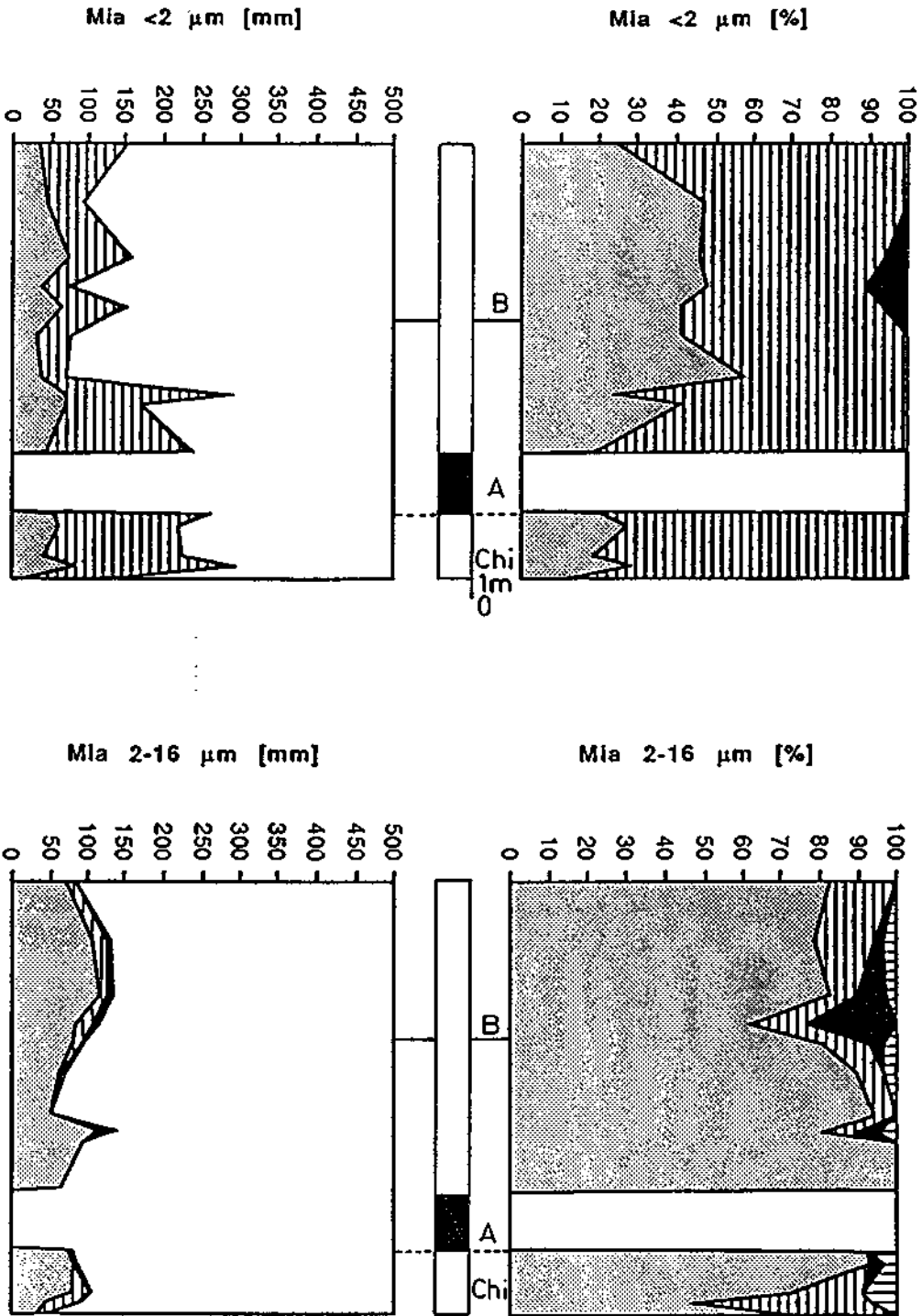


Fig.61 Les Miaux:

minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

Saint Julien-en-Bochaîne SJu

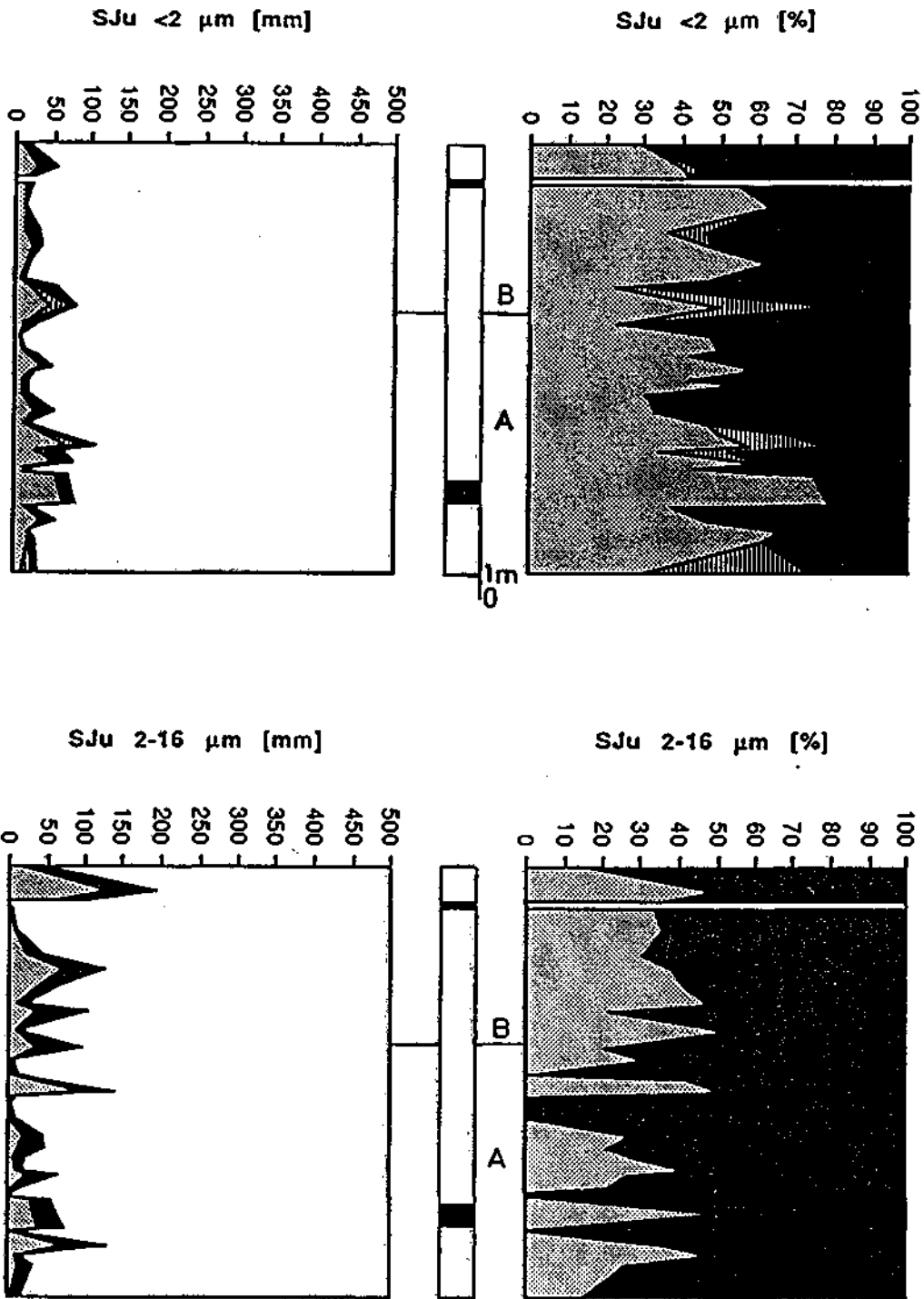


Fig.62 St Julien/Bochaîne: minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

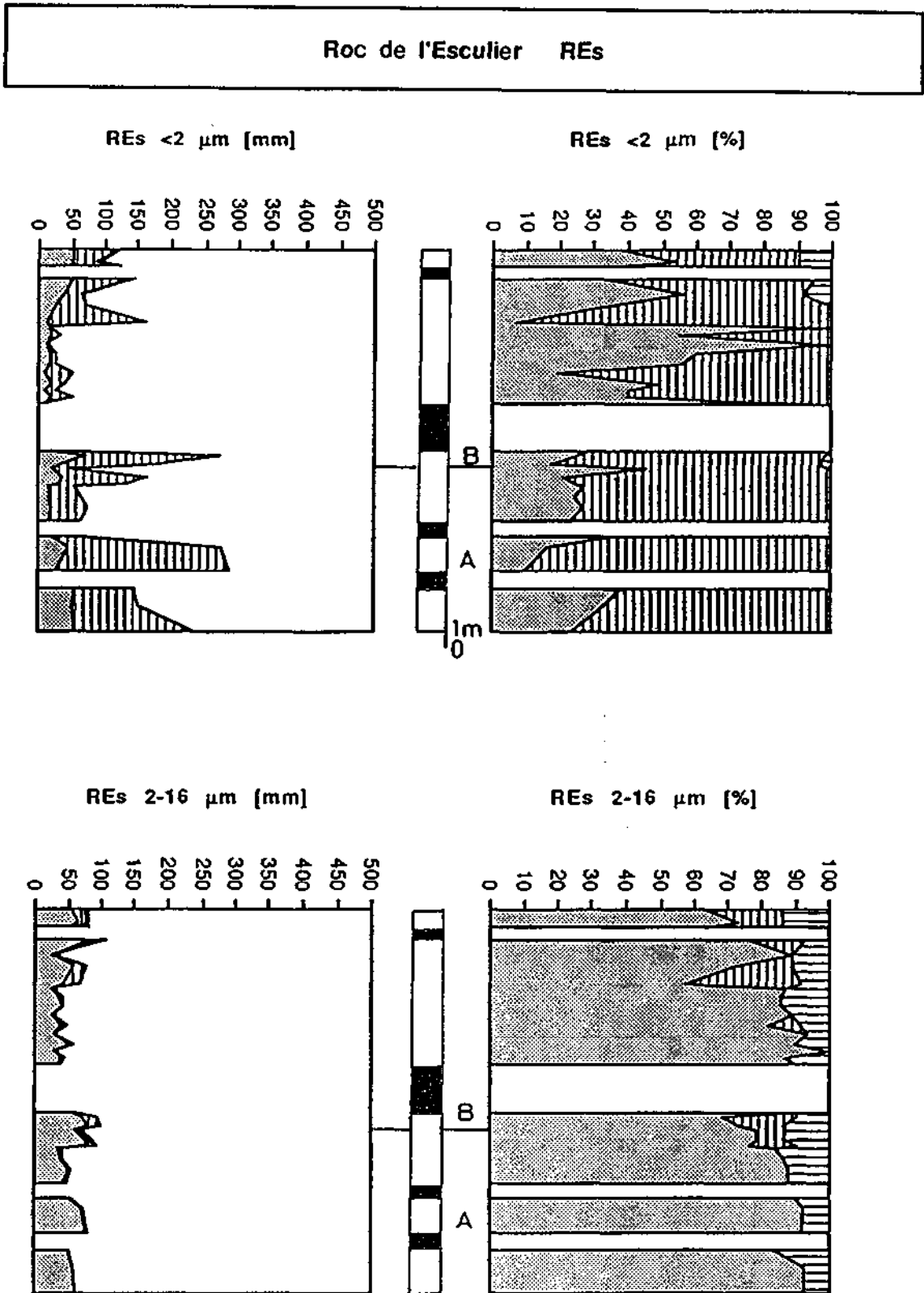


Fig.63 Roc d'Esculier: minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

Bibliographie: PERSOZ & REMANE (1976). La coupe figure sous l'abréviation PJ.

3. Minéralogie

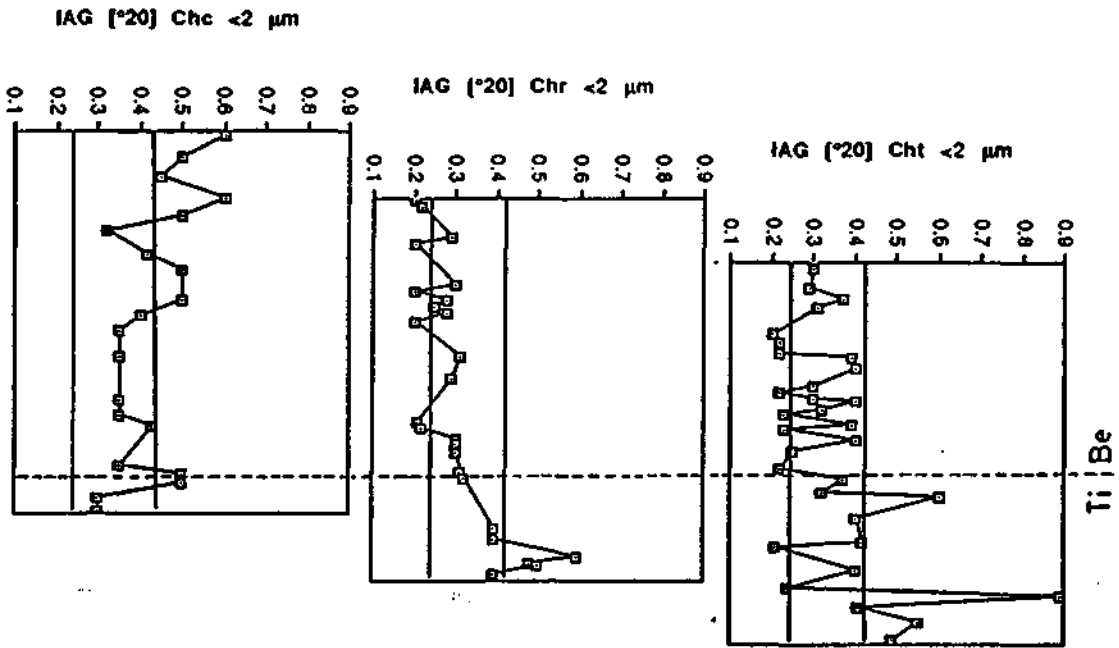


Fig.64 Cristallinité de l'illite/Illit-Kristallinität/Illite crystallinity: Chc, Chr, Cht

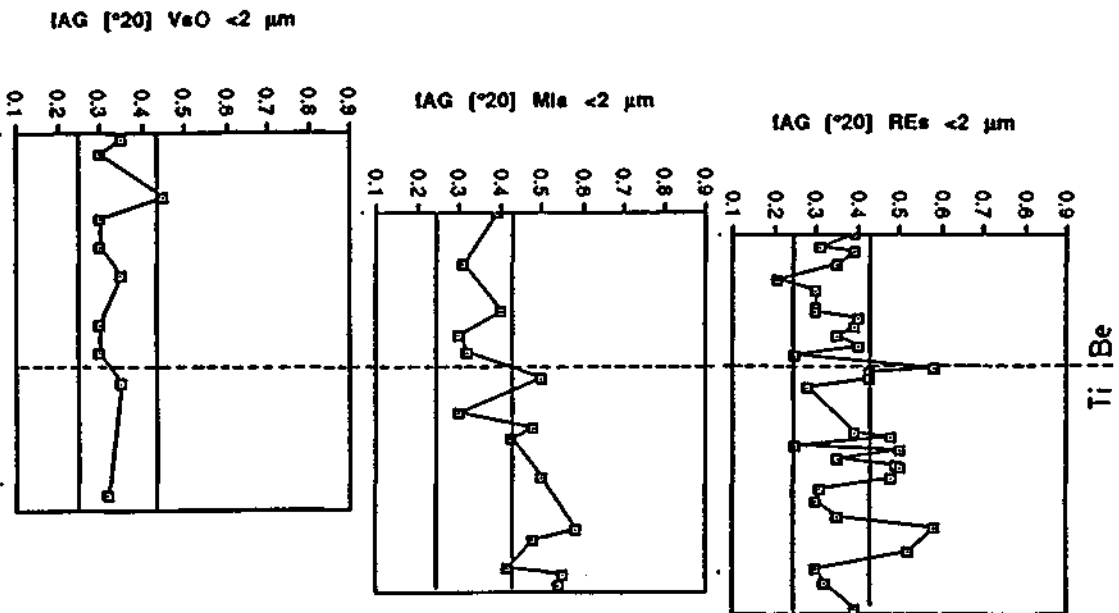


Fig.65 Cristallinité de l'illite/Illit-Kristallinität/Illite crystallinity: VaO, Mia, REs

Dans ce chapitre nous avons regroupé toutes les coupes qui se situent au centre du domaine vocontien. Leur situation paléogéographique nous permet de distinguer deux groupes, dont le premier comprend les coupes Chc, Chr et Cht qui se situent dans

un canyon sousmarin, tandis que le deuxième avec VaQ, Mia, SJu et REs comprend des sections en dehors du canyon sousmarin.

A Chc, le résidu argileux se compose de mica et de kaolinite auxquels s'ajoutent des interstratifiés dans la fraction $<2 \mu\text{m}$. Pour ces interstratifiés, nous avons déterminé avec la méthode de SRODON une teneur en couches gonflantes de $>70\%$ (tab. 13). La kaolinite est également présente et il est intéressant de constater que les intensités ne sont pas influencées par la grande brèche séparant les niveaux Chc 17 et 18 (passage zone à *Chitinoidella* / zone B).

La fraction argileuse à Chr consiste en micas, kaolinite et un fond des interstratifiés, dont les faibles épaisseurs ne permettent pas une classification plus détaillée. Les intensités des micas restent stables pendant tout l'intervalle étudié et ceci pour les deux fractions. Le rôle des brèches de resédimentation pour l'apport de la kaolinite n'est pas clair, tout au moins les intensités sont semblables en dessous des grandes brèches dans la zone A, tandis que les resédiments dans la zone B semblent d'être à l'origine de la kaolinite.

A Cht nous observons la même association qu'à Chl. Les intensités sont très faibles - notamment dans la fraction $<2 \mu\text{m}$.

Le cortège des minéraux argileux à VaQ se compose des micas, des smectites 17 Å et de kaolinite. Dans la fraction 2-16 μm la kaolinite est parfois accompagnée par un peu de chlorite. Le résidu argileux des brèches de resédimentation est dominé par l'abondance de la kaolinite, mais il n'y a pas de kaolinite dans les deux niveaux au-dessus de la brèche dans la zone A (VaQ 8 à 9).

A Mia, le résidu argileux se compose surtout des micas et des smectites 17 Å. La kaolinite apparaît surtout dans les niveaux Mia 3 à 5 (en très faibles intensités également dans la fraction $<2 \mu\text{m}$) et elle est accompagnée dans la fraction 2-16 μm par la chlorite.

Les intensités à SJu sont très faibles (micas, interstratifiés et kaolinite). Ceci nous a fait renoncer à mesurer la cristallinité de l'illite et à préciser la nature des interstratifiés. Au delà, la kaolinite montre une répartition assez uniforme. La brèche de resédimentation dans la zone A ne se distingue pas par une minéralogie particulière.

Le résidu argileux à REs se compose de micas et des smectite 17 Å. La chlorite se manifeste avec des faibles intensités au Berriasien inférieur (zone B). Nous constatons pour REs une absence de kaolinite.

3. Minéralogie

3.2.6. Les Baronnies

Les Sias Sia

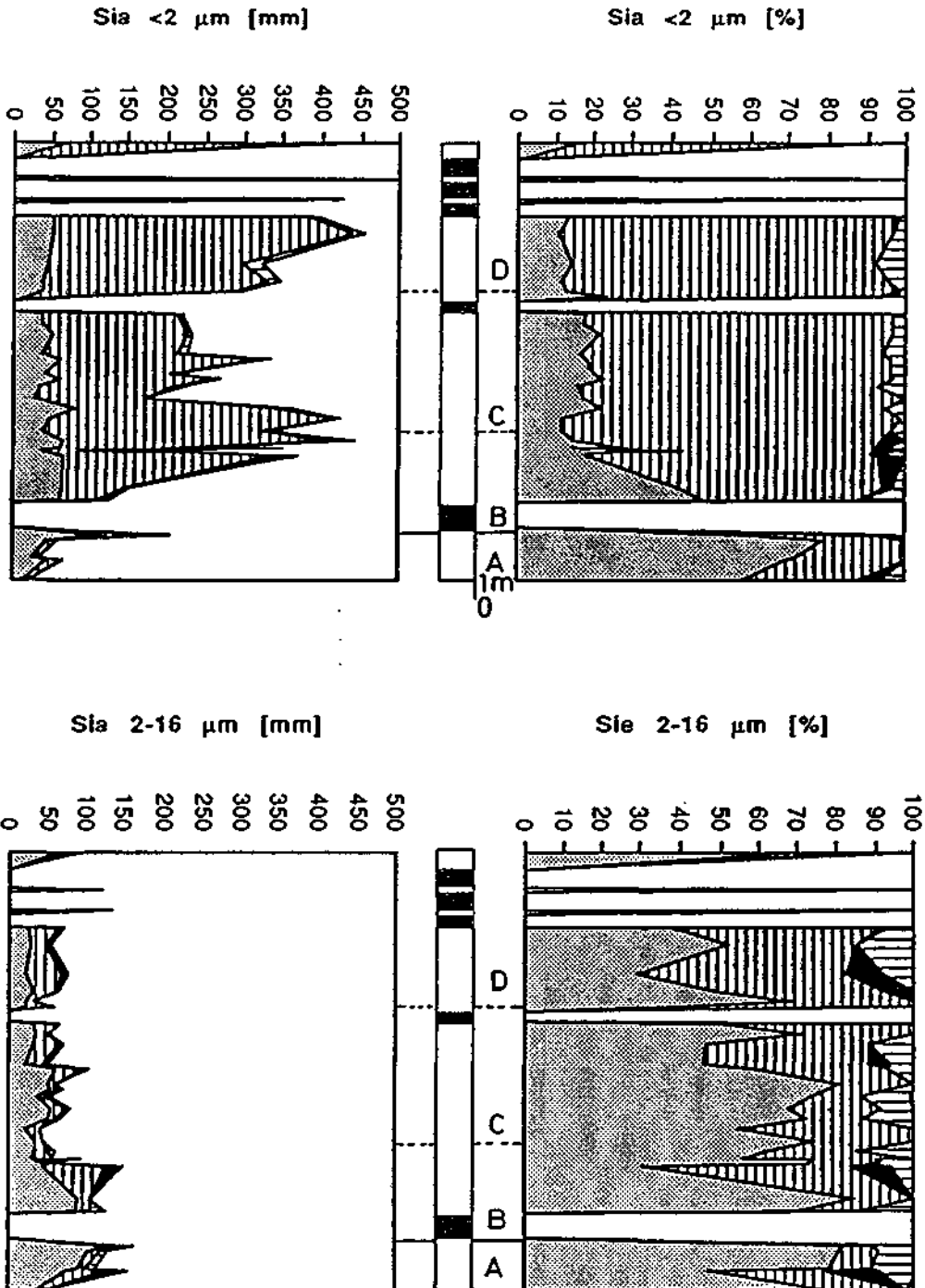


Fig.66 Les Sias: minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

Bibliographie: PERSOZ & REMANE (1976). La coupe figure sous l'abréviation SIA.

3. Minéralogie

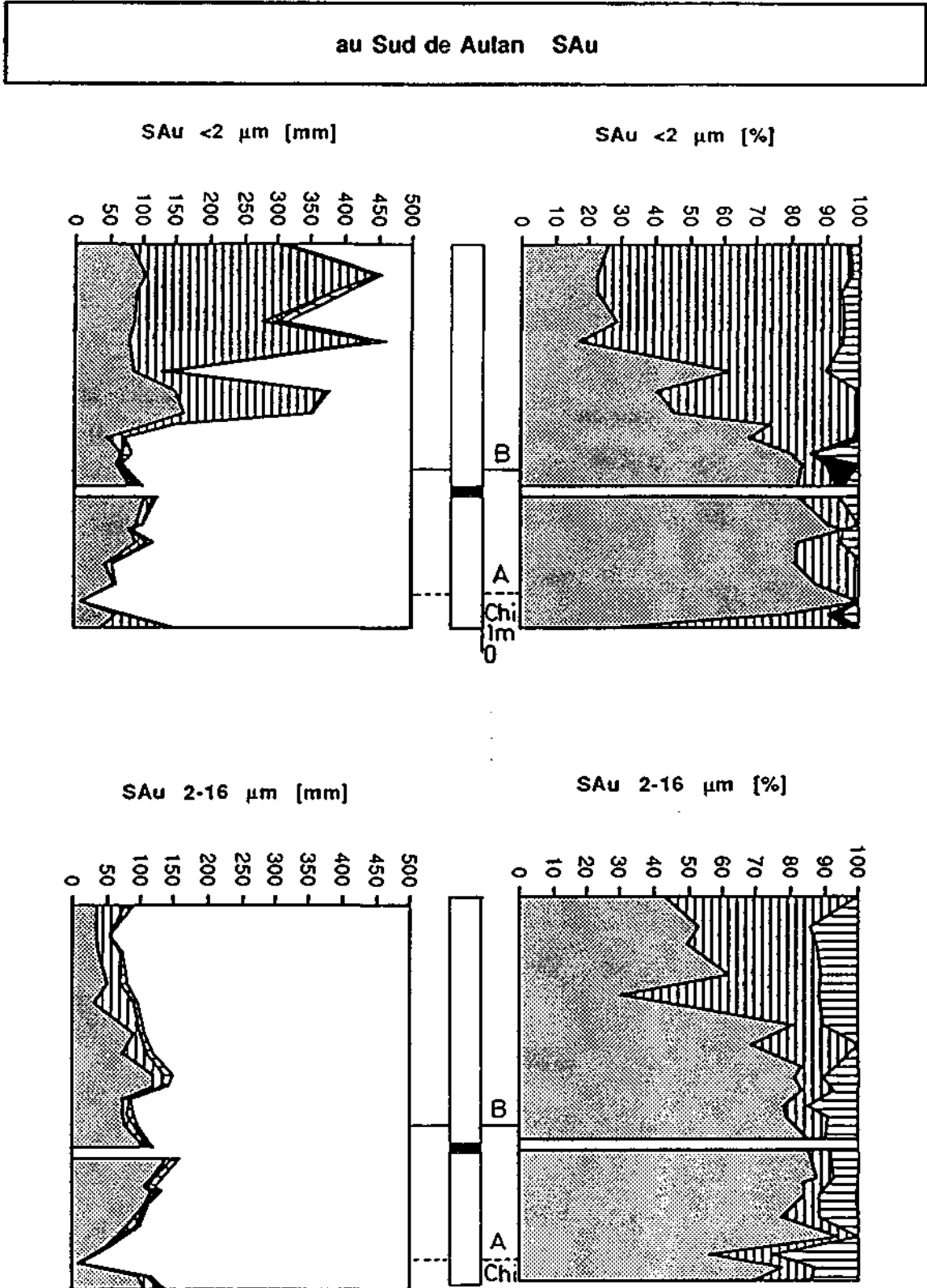


Fig.67 au Sud de Aulan: minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

A Sia nous constatons pour la fraction $<2 \mu\text{m}$ une abondance des smectites 17 Å. Les mica sont omniprésents pendant l'intervalle étudié, mais les intensités sont faibles. Nous constatons un peu de kaolinite et de chlorite pendant tout l'intervalle étudié.

La fraction $<2 \mu\text{m}$ à SAu se compose de micas, smectites 17 Å et un peu de chlorite. Le mica est omniprésent dans les deux fractions, tandis que les smectites 17 Å ne jouent qu'un rôle marginale pour la composition de la fraction 2-16 μm .

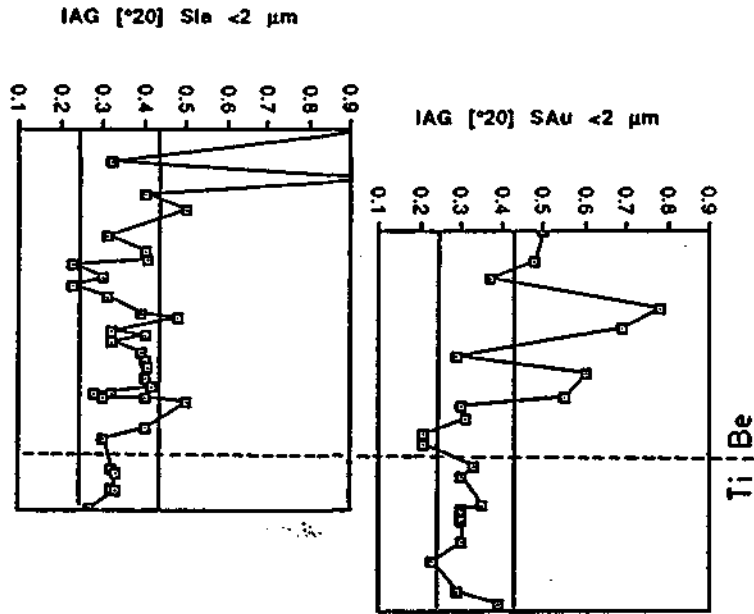


Fig.68 Cristallinité de l'illite/Illit-Kristallinität/Illite crystallinity: Sia, SAu

3. Minéralogie

3.2.7. La région à l'Ouest de Gap

Veynes Vey

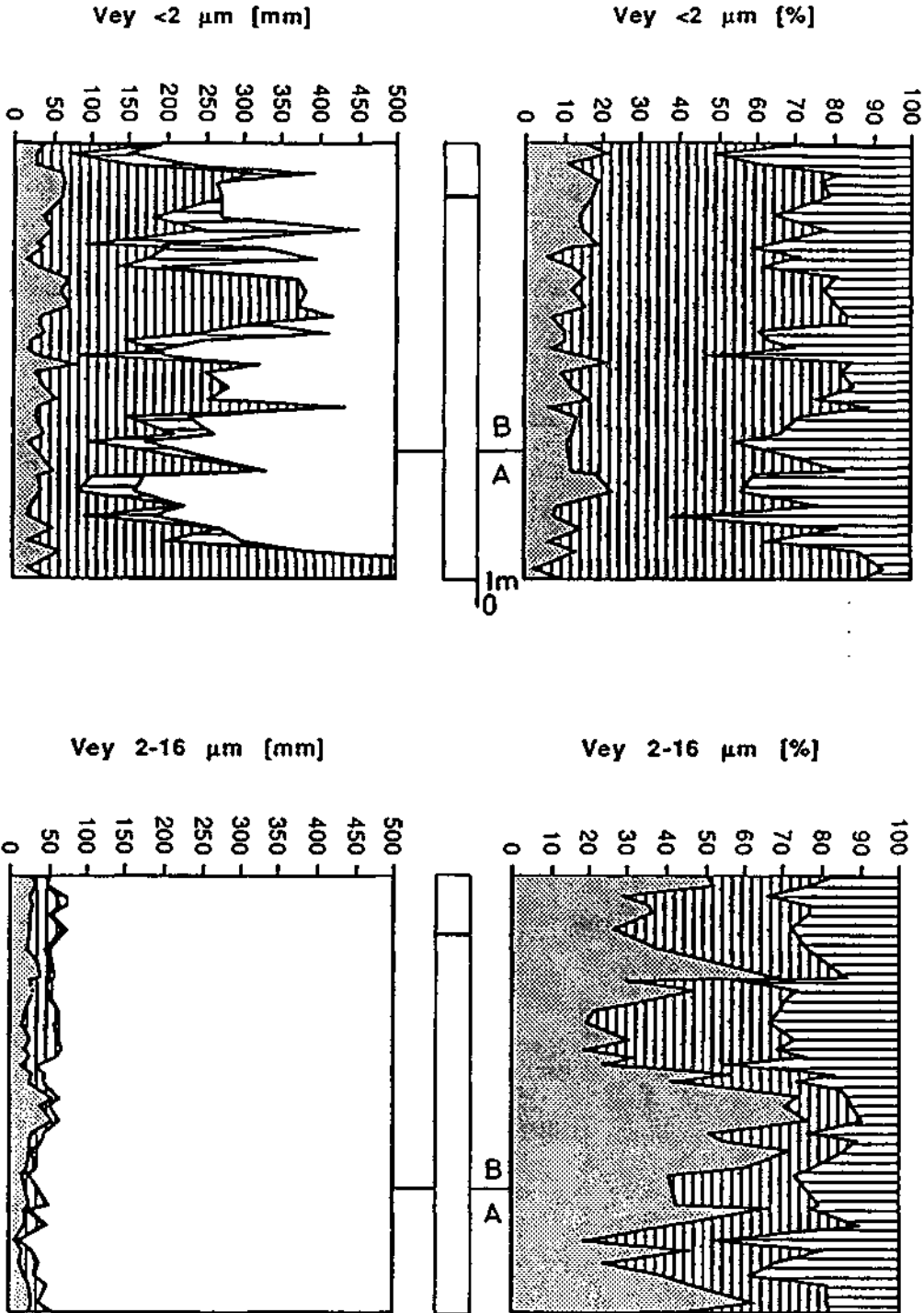


Fig.69 Veynes:

minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

Roche des Arnauds RdA

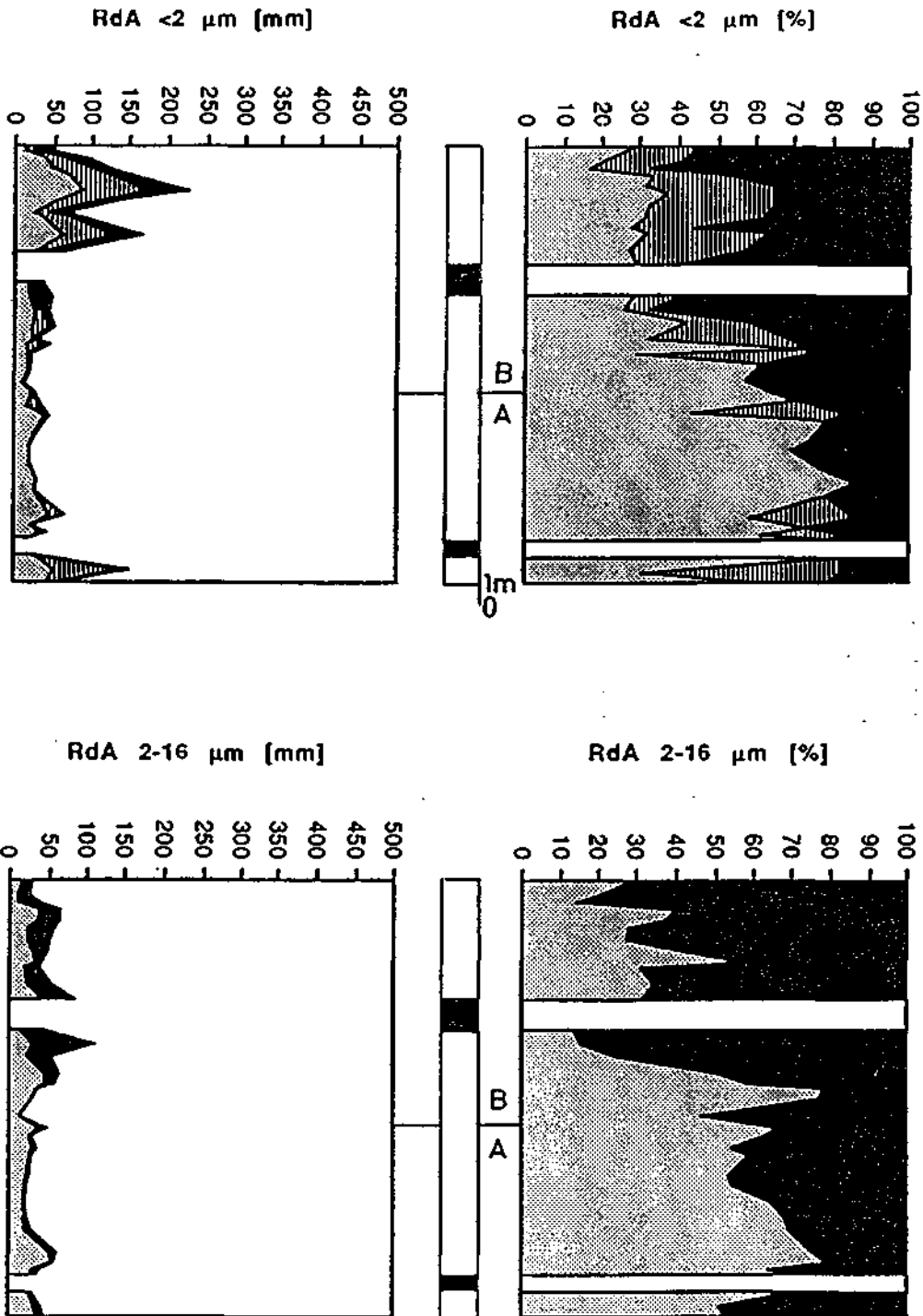


Fig.70 Roche des Arnauds: minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

Châteauneuf d'Oze ChO

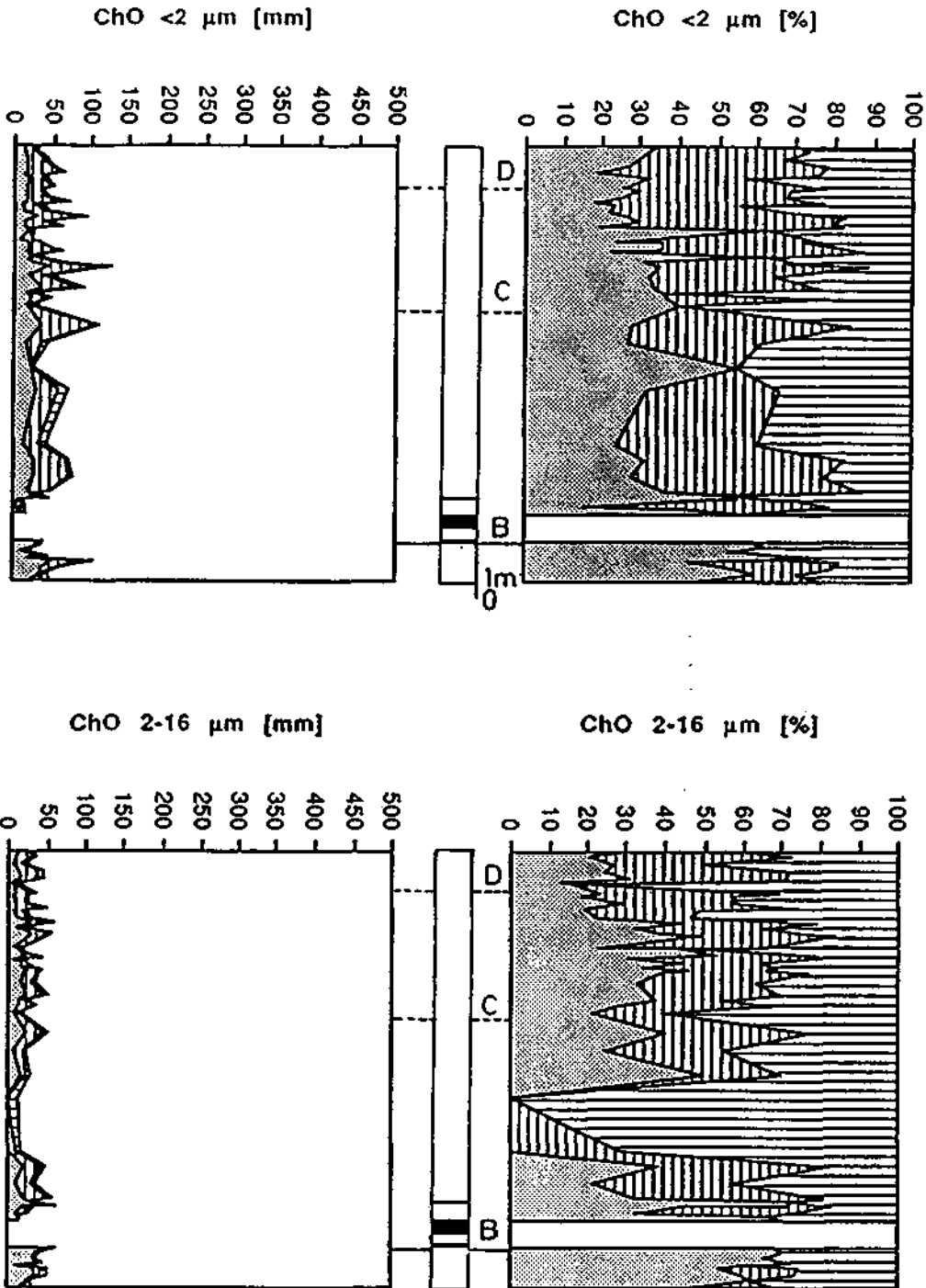


Fig.71 Châteauneuf-d'Oze: minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

Espréaux Esp

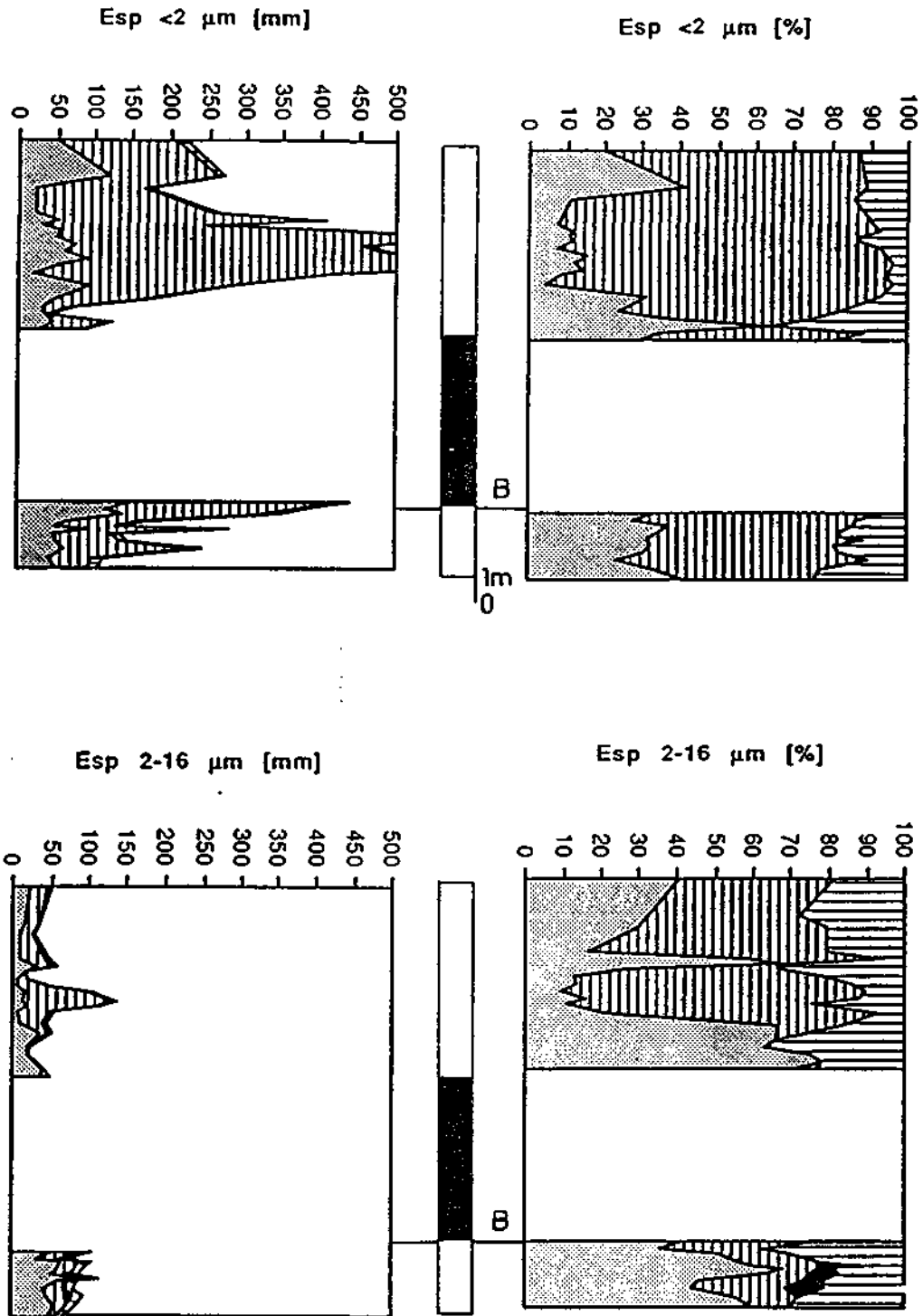


Fig.72 Espréaux:

minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

Dans la région à l'Ouest de Gap nous distinguons premièrement l'alignement des coupes Vey - RdA et deuxièmement l'alignement Cho - Esp. Ces deux dernières coupes se distinguent par une lacune stratigraphique du Tithonique.

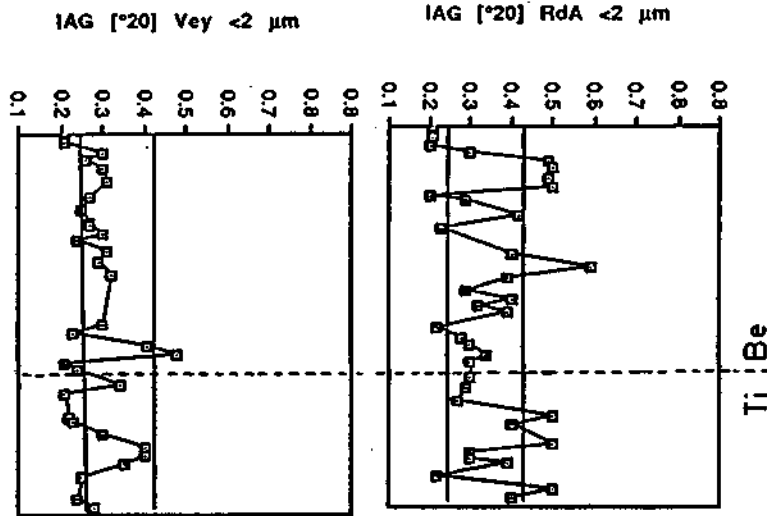


Fig.73 Cristallinité de l'illite/Illit-Kristallinität/Illite crystallinity: Vey, RdA

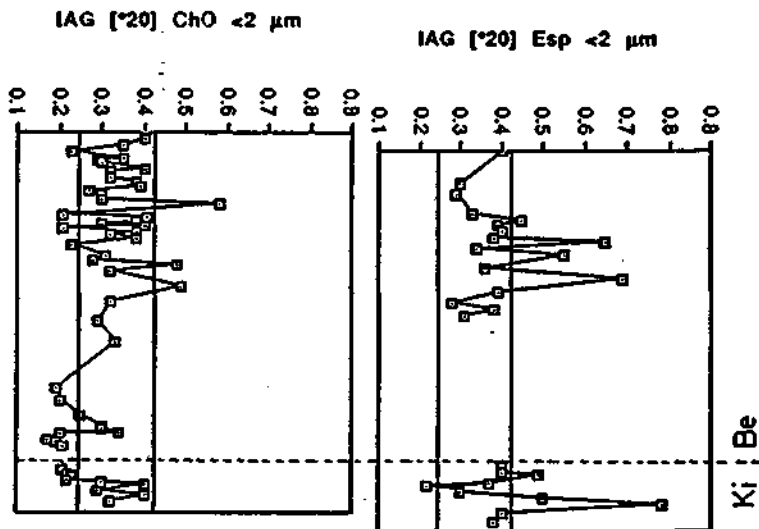


Fig.74 Cristallinité de l'illite/Illit-Kristallinität/Illite crystallinity: Cho, Esp

Le résidu argileux à Vey se compose des micas, smectites 17 Å et chlorites. La kaolinite est absente. Les intensités des micas sont assez faibles dans les deux fractions et sans un maxime prononcé. Les smectites 17 Å dominant notamment la fraction <2 μm et les intensités des chlorites sont plus fortes dans la fraction 2-16 μm.

Le résidu argileux de RdA contient des micas, de la kaolinite et - mais uniquement dans la fraction <2 μm - également dans certains niveaux des interstratifiés (RdA 6 et 8: zone B; RdA 35: zone A). Ces interstratifiés correspondant à des "illites-smectites" avec un taux de couches gonflantes (=

3. Minéralogie

smectite 17 Å) variable. La kaolinite est présente avec des intensités très faibles dans tous les niveaux, mais les intensités deviennent plus fortes au Berriasien (en-dessus RdA 15).

Le résidu argileux à ChO consiste en micas, smectites 17 Å et chlorites. La kaolinite est absente dans cette coupe. Les intensités des minéraux sont faibles dans les deux fractions mais les pics sont bien individualisés. Aucune différence notable s'observe entre le Kimméridgien et la base du Berriasien (brèche à la base de la zone B; lacune stratigraphique du Tithonique).

La coupe Esp se situe seulement une centaine de mètres de la coupe précédente et la composition du résidu argileux est la même à part une apparition passagère de la kaolinite dans la fraction 2-16 µm au Kimméridgien. Cependant, les intensités dans la fraction <2 µm sont nettement plus élevées (p.ex. zone B: Esp 10 et 11).

3. Minéralogie

3.2.8. Nappe épiglyptique de Digne

Le Vernet Ver

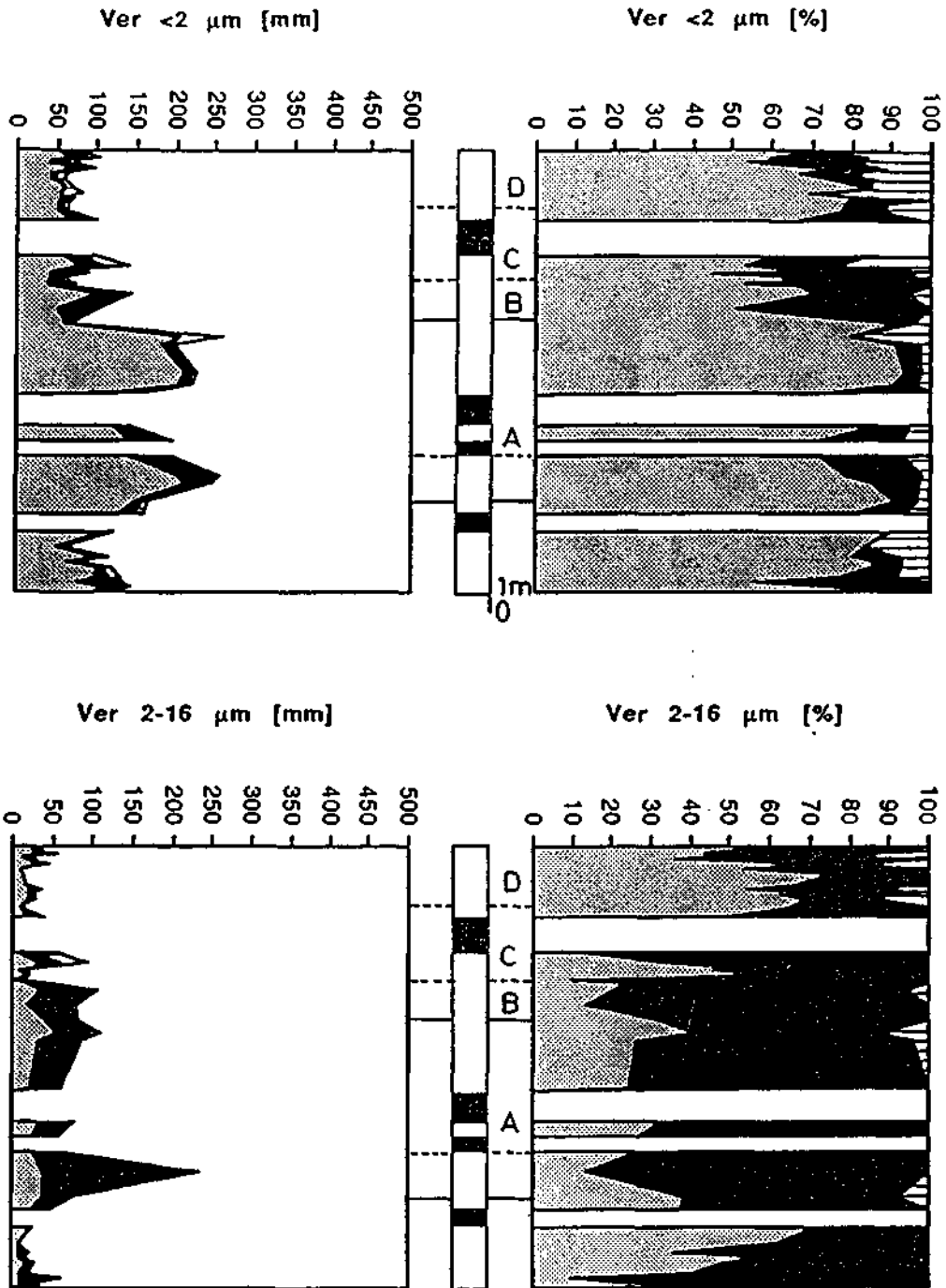


Fig.75 Le Vernet:

minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

Saint Julien - Vergons JuV

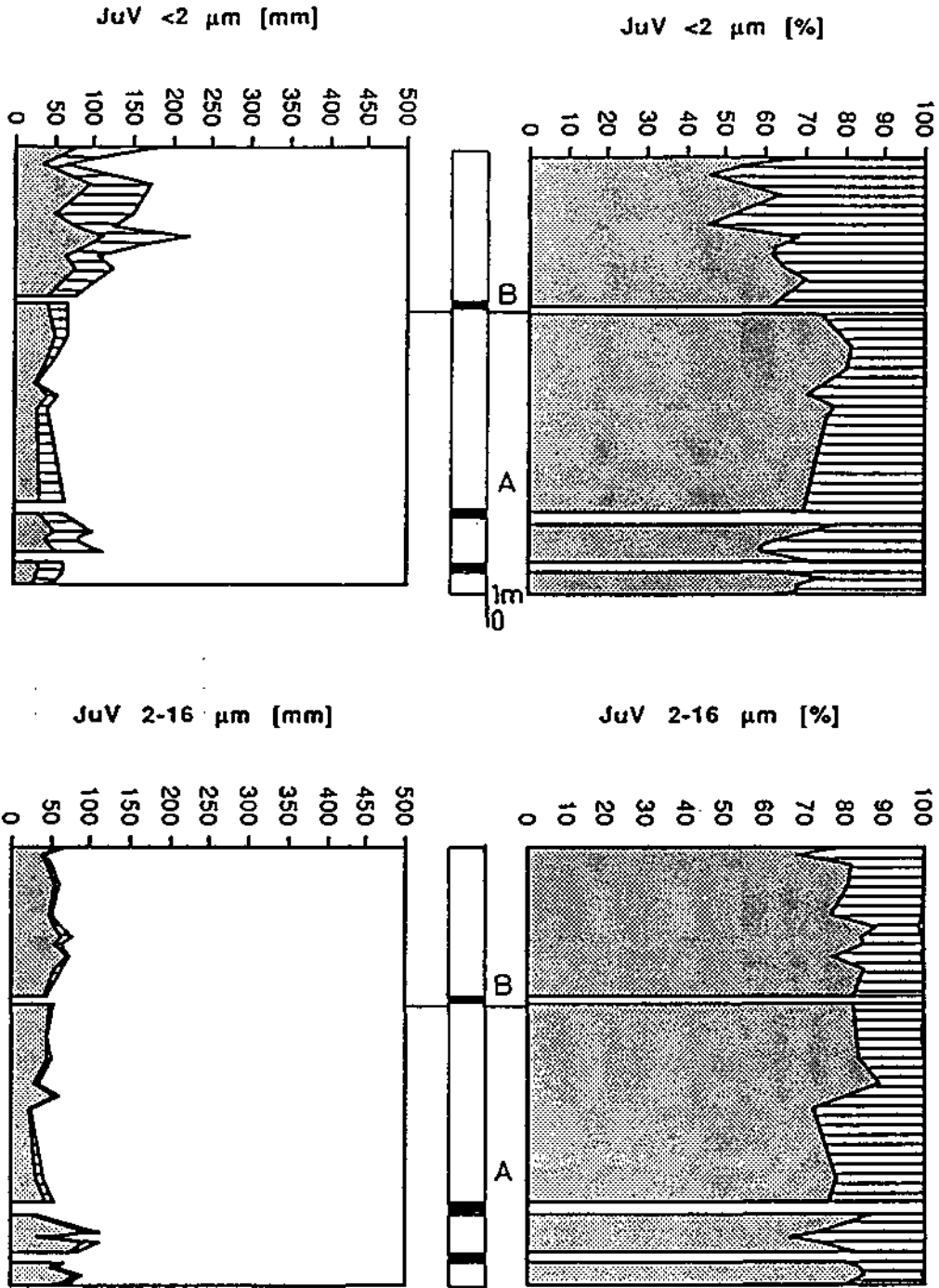


Fig.76 St. Julien-Vergons: minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

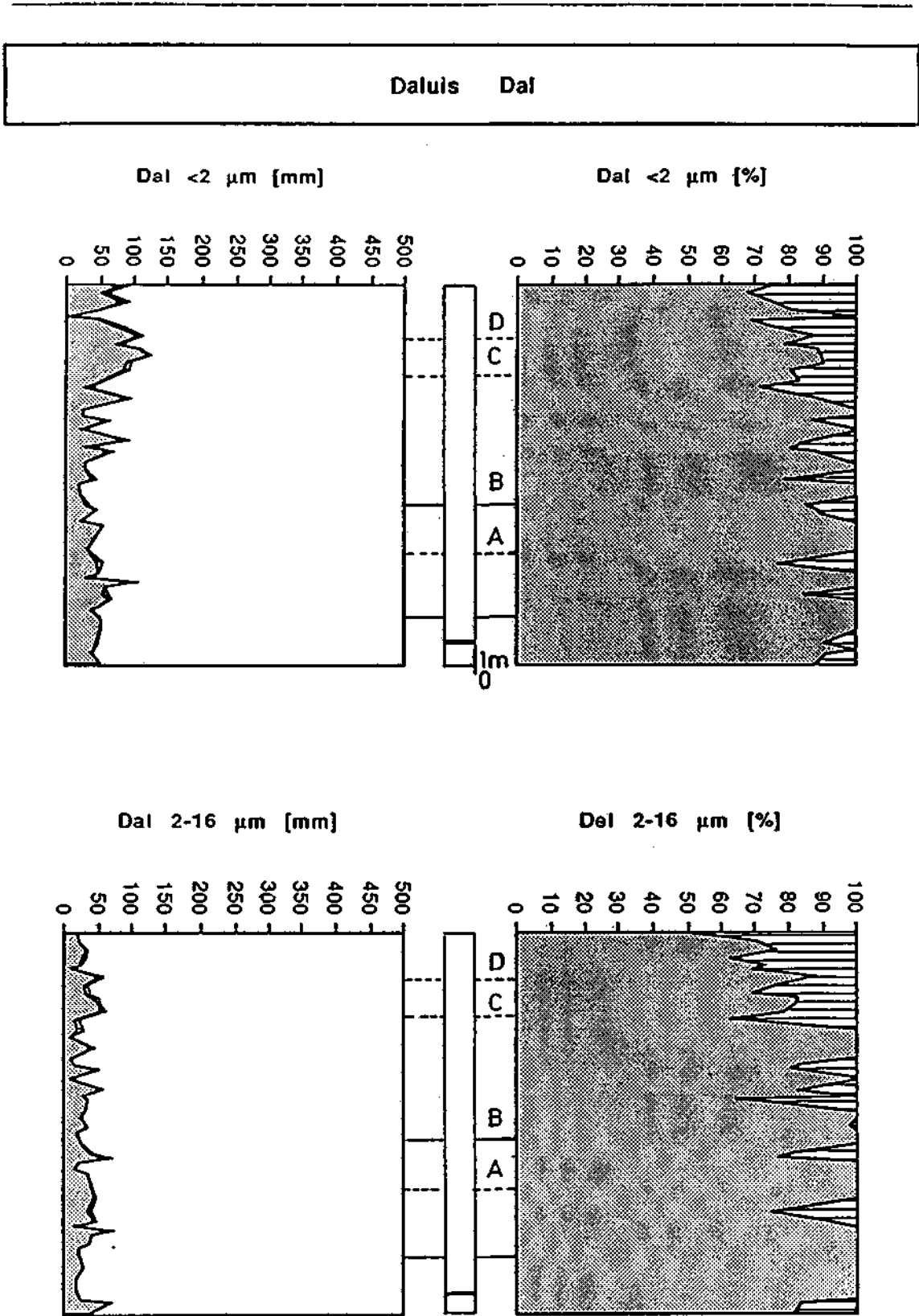


Fig.77 Daluis:

minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

3. Minéralogie

Les trois affleurement regroupés dans ce chapitre se trouvent dans la nappe épiglyptique de Digne. Ils se distinguent par une cristallinité de l'illite légèrement meilleure par rapport aux coupes situées dans le reste du bassin vocontien (cf. 3.3.: tab. 14).

Le résidu argileux à Ver se compose surtout des micas qui dominent surtout la fraction $<2 \mu\text{m}$. A ceux s'ajoute un peu de kaolinite et de chlorite. Les intensités de la kaolinite sont plus fortes dans la fraction 2-16 μm ou nous constatons une arrivée dans le Tithonique inférieur (Ver 32 et 33). Les brèches de resédimentation n'influencent pas la composition de la fraction argileuse.

Pour le résidu argileux de JuV nous constatons une composition monotone de micas et de chlorites pour les deux fractions. Les intensités sont relativement faibles et les brèches de resédimentation ne semblent d'influencer le cortège minéralogique.

Le résidu argileux à Dal se compose presque exclusivement en micas. Nous constatons seulement des faibles intensités de chlorites à la limite Tithonique inférieur / supérieur (Dal 44-45) ainsi qu'à partir de Dal 13 (zone C et D).

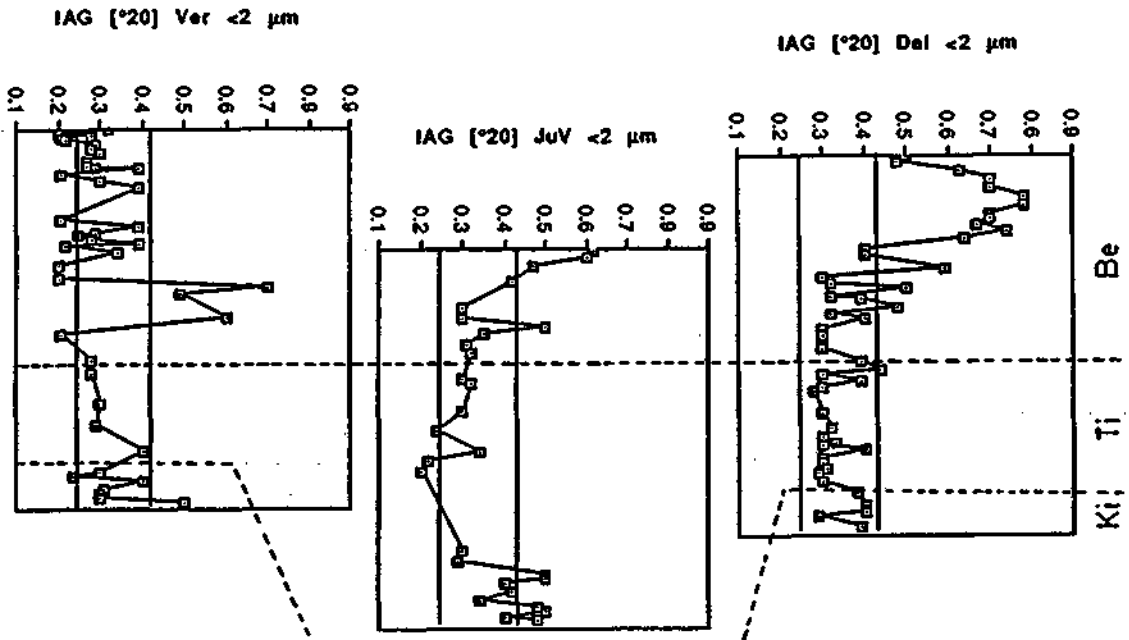


Fig.78 Cristallinité de l'illite/Illit-Kristallinität/Illite crystallinity: Ver, Dal, JuV

3. Minéralogie

3.2.9. La région de Castellane

Clue de Taulanne CTa

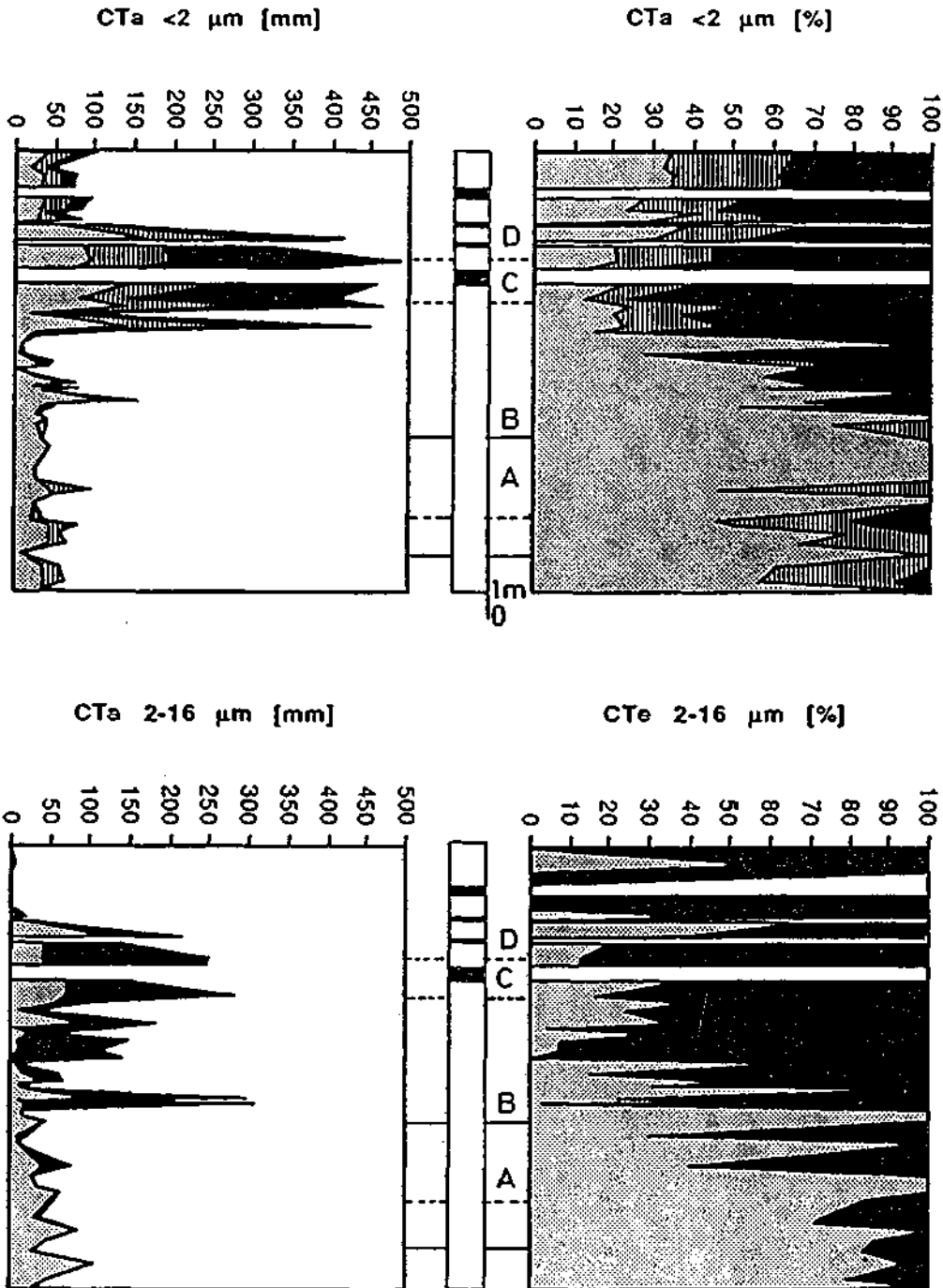


Fig.79 Clue de Taulanne: minéraux argileux: intensités brutes [mm] et relatifs [%]
 Tonmineralien: absolute [mm] und relative [%] Intensitäten
 clay minerals: raw [mm] and relative [%] intensities

Bibliographie: PERSOZ & REMANE (1976). La coupe figure sous l'abréviation CAST.

3. Minéralogie

A CTa nous constatons une augmentation des intensités des minéraux du résidu argileux pour une partie du Berriasien (zone B - début zone D). Les intensités faibles des mica au passage Tithonique - Berriasien ne permettent pas de mesurer la cristallinité de l'illite dans cette intervalle. La fraction <math>< 2 \mu\text{m}</math> se compose des micas, interstratifiés et de kaolinite. Les interstratifiés sont identifiés comme des interstratifiés irréguliers avec un taux variable de couches gonflantes (= smectite 17 Å) et ils sont absents dans la fraction 2-16 μm . La kaolinite apparaît dès la base du Berriasien ou elle domine surtout la fraction 2-16 μm (entre la zone B et le début de la zone D). Nous retrouvons ainsi une situation comparable à celle de la bordure cévenole (LCa) et de l'Est du bassin vocontien (RdA).

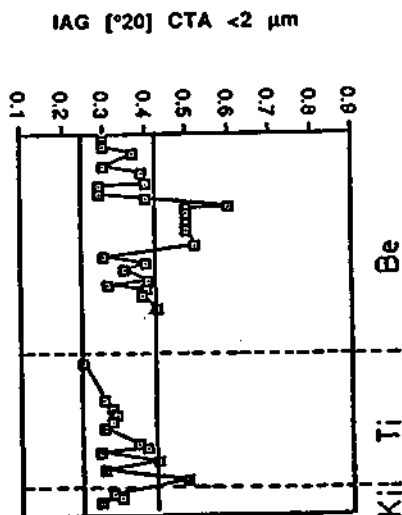


Fig.80 Cristallinité de l'illite/IIIite-Kristallinität/IIIite crystallinity: CTA

3.3. Synthèse et interprétation de la répartition des minéraux argileux

L'échantillonnage a été effectué avec un contrôle biochronologique rigoureux. Ceci signifie que nous pouvons suivre les associations minéralogiques à travers le bassin vocontien dans un intervalle stratigraphique défini.

Par la suite, nous présentons d'abord les résultats des analyses des bancs calcaires d'où proviennent la majorité abondante de nos échantillons (3.3.1. - 3.3.5.) avant de récapituler séparément les assemblages argileux dans les marnes (3.3.6.) et les résédiments (3.3.7.). A la fin de cette synthèse, le modèle génétique présenté dans cette étude est vérifié avec le modèle de LOPATIN (3.3.10.).

3.3.1. Chlorite (fig. 81)

Toutes nos chlorites se distinguent par un très fort pic à 14.1 Å ce qui signifie que ces chlorites sont accompagnées par un taux variable d'interstratifiés et de smectite (3.1.). Même le traitement à l'éthylène-glycol ne dégage pas entièrement la raie 001 (diffractogramme type fig. 40). Elles se regroupent dans les diagrammes de OINUMA et al. (1972) en dehors des plages de référence (fig. 39). Ce résultat est en contradiction avec LEVERT & FERRY (1988) qui distinguent des chlorites ferritères dans la partie orientale du domaine vocontien et des chlorites magnésiennes dans les Baronnies.

L'existence de la chlorite dans le domaine vocontien pendant l'intervalle Tithonique/Berriasien s'accorde mal avec la reconstitution paléoclimatique de FRAKES (1979) qui indique un climat chaud et à humidité saisonnière contrastée.

Vers l'Est du domaine vocontien, nous observons parallèlement avec la disparition des smectites, des interstratifiés et de la kaolinite l'augmentation des proportions de chlorite. Elle fait son apparition à l'Ouest de Gap (Cho, Esp: fig. 71 à 72) et - en petites proportions - également dans les Baronnies (SAu et Sia: fig. 66 à 67) et en Ardèche, mais surtout à l'Est du chevauchement de la nappe de Digne (à l'Est de la ligne Gap - Digne; Dal, JuV: fig. 76 à 77) .

Cette répartition géographique de la chlorite dans les bancs calcaires s'accorde avec les résultats des auteurs suivants pour des intervalles différents:

- DECONINCK & CHAROLLAIS (1986) constatent une augmentation similaire de la chlorite dans le Crétacé et le Tertiaire des secteurs les plus orientaux de l'Ultrasubalp sousmis à une empreinte diagenétique notable.

- FERRY, COTILLON & RIO (1983) dans les alternances marno-calcaires du Valanginien du bassin vocontien.

- DECONINCK & CHAMLEY (1983) pour quelques coupes du Berriasien.

- LEVERT & FERRY (1988) constatent pour le Kimméridgien une abondance de la chlorite "à tous les niveaux à l'Est de la Durance" (op.cit., p. 1029).

- DUNOYER DE SEGONZAC (1969) et ARTRU (1972) pour les "Terres Noires" de l'Oxfordien.

Nous constatons un enfouissement progressif des séries sédimentaires du bassin vocontien vers l'Est (3.3.8.). LEVERT & FERRY (1988) présentent des cartes d'isopaches de la couverture sédimentaire au toit de l'Albien et indiquent une nette augmentation de la surcharge sédimentaire à l'intérieur du chevauchement de Digne. Cet enfouissement serait responsable des transformations diagenétiques (smectite -> chlorite: "chloritisation" selon FREY 1987) qui ont provoqué une homogénéisation de la fraction argileuse qui aboutit à l'intérieur du chevauchement de Digne à la seule présence des micas et des chlorites. Mais les auteurs ne tiennent pas

3. Minéralogie

compte du fait que les chlorites proviennent de la série stratigraphique de la nappe elle-même, c'est-à-dire de l'allochthone. Cette surcharge ne suffit point pour expliquer une chloritisation du stock initial argileux.

Selon notre modèle, l'existence de la chlorite dans la nappe de Digne est liée à un "métamorphisme transporté" du type anchizonal (3.3.5. et 3.3.8.).

Dans la région à l'Ouest de Gap (ChO: fig. 72, Esp: fig. 71, Vey: fig. 69), les chlorites coexistent dans les mêmes coupes avec les smectites. La courbe d'enfouissement nous indique la zone de disparition partielle des smectites (3.3.8.): une chloritisation partielle est alors possible. Mais on peut également envisager un apport détritique de la chlorite: en d'autres termes, il s'agit de l'héritage de la chlorite existante provenant des roches soumises à l'érosion.

Dans les Baronnies, des très faibles proportions de chlorite coexistent également avec les smectites. Nous les expliquons par le début d'une diagenèse d'enfouissement, tandis que LEVERT & FERRY (1988) pensent que ces teneurs sont liées à la proximité des grands accidents tectoniques (p.ex. faille "Rosans - Buis-les-Baronnies": FLANDRIN 1966). Ces auteurs modifient un modèle de PERTHUISOT & GUILHAUMOU (1983), qui dressent une corrélation entre l'existence de la chlorite dans les Baronnies et les diapirs du Trias dans la région de Propriac-les-Bains au Nord de Buis-les-Baronnies.

L'apparition des faibles proportions de chlorite dans quelques niveaux en Ardèche (Ber: fig. 52) s'explique pas seulement par un apport détritique local (Massif Central) mais aussi par les effets d'une diagenèse d'enfouissement débutante (3.3.8.).

3.3.2. Interstratifiés (fig. 81)

Les interstratifiés se limitent le plus souvent à la fraction <2 µm. Nous avons distingué 4 types d'interstratifiés lors du dépouillement des diffractogrammes:

- interstratifiés "illite-smectite" (>70 % de couches gonflantes: diffractogramme-type fig. 44)

Ce type se limite essentiellement aux coupes Chc (fig. 57) et RdA (fig. 70). La coupe Chc se situe dans la partie occidentale du canyon de la Drôme, tandis que RdA se trouve en dehors de ce canyon à l'Ouest de Gap.

- interstratifiés "illite-smectite" (>20 % de couches gonflantes: diffractogramme-type fig.44)

Ce type est répandu à la bordure ardéchoise (Ang, Ber, Bro et RdG: fig. 52 à 55).

- interstratifiés sans spécification (disparition de l'épaule entre 10 et 14 Å après le passage à l'éthylène-glycol: diffractogramme-type fig. 44)

Ces interstratifiés aux intensités souvent très faibles sont identifiés à Chv: fig. 48, Chr + Cht: fig. 58 à 59, et CTa (fig. 79). Chv et CTa caractérisent le talus septentrional respectivement méridional du bassin vocontien. Chr et Cht se situent dans le canyon de la Drôme.

- la corrensité (diffractogramme-type fig. 45).

Cet interstratifié régulier se rencontre dans les échantillons suivants:

Ang 11+12 fig.54 (Tithonique inférieur: zone à *Chitinoïdella*)
Cpl 21 fig.49 (Tithonique supérieur terminal: sous-zone A 3: GEYER 1989)
Chv 1 fig.48 (Berriasien inférieur: zone B)

3. Minéralogie

métamorphisme" (KÜBLER 1980, p.3). Selon CHAMLEY (1989), les interstratifiés sont souvent liés à l'altération lors de la pédogenèse d'une zone d'apport; leur présence en Ardèche indiquait un détritisme provenant du Massif Central.

Les Interstratifiés sont absents dans la nappe épiglyptique de Digne (Ver, JuV, Dal) - en raison d'un métamorphisme transporté de type anchizonal, nous l'avons vu (3.3.1. et 3.3.5).

3.3.3. Kaolinite (fig. 82)

La kaolinite du domaine vocontien est essentiellement détritique ce qui est démontré par la distribution régionale qui indique des zones d'apport bien définies (fig. 81). Une sédimentation différentielle favorise le dépôt proximal de la kaolinite (WHITEHOUSE, JEFFREY & DEBRECHT 1960: 3.3.5.): d'une manière générale, les proportions de la kaolinite sont sensiblement plus élevées à partir du Berriasien inférieur sur les bordures du bassin (LCa: fig. 51, RdA: fig. 70, CTa: fig. 79).

La kaolinite est un élément essentiel dans la composition de la fraction argileuse dans le centre du bassin. Ce résultat est en contradiction partielle avec les indications de PERSOZ & REMANE (1976: p. 16: "alors qu'au Jurassique elle (= la kaolinite) n'atteignait pas le talus N, au Crétacé elle déborde et apparaît même dans le bassin mais uniquement dans la zone proche du talus."). Les auteurs généralisent les valeurs de trois coupes (REs, Sia et une coupe à l'ouest de Serres que nous n'avons pas échantillonné) pour l'ensemble de la partie centrale du bassin vocontien. Nos analyses confirment les résultats de PERSOZ & REMANE (1976) pour les coupes REs (fig. 63) et Sia (fig. 66), mais pour le reste de la partie centrale du bassin nous constatons une répartition uniforme de la kaolinite pour l'intervalle étudié (p.ex. Chc, Chr, Cht: fig.57 à 59, RdA: fig.70 et SJu: fig.62). L'apparente augmentation des teneurs en kaolinite de la suspension argileuse dans le canyon de la Drôme s'explique en vérité par l'absence des smectites dans ces secteurs. LEVERT & FERRY (1988) signalent des fortes concentrations de kaolinite le long grandes failles du bassin. Nous n'avons pas d'indica pour ces anomalies dans notre répartition de la kaolinite.

Au Nord de la partie centrale du bassin vocontien, l'importance de la kaolinite dans la fraction argileuse est moins grande (Cpl: fig. 49 et Mia: fig. 61).

Au Sud de la zone centrale du bassin, dans les Baronnies (SAu, Sia: fig. 66 à 67), la kaolinite n'existe que dans des très faibles quantités.

Vers la bordure septentrionale (SPa: fig. 47; moins net à Chv: fig. 48) et en Ardèche (Ang, RdG: fig. 54 à 55; moins net à Bro: fig. 53), la kaolinite apparaît dans un niveau très limité au début du Berriasien (GEYER 1989). Le rôle des résédiments pour l'apport de la kaolinite n'est pas clair: le "niveau à kaolinite" n'est pas lié aux résédiments (p.ex. Ang, RdG: cf. 3.3.7.). En Ardèche méridionale, à Ber, nous constatons une apparition massive de la kaolinite à la base du Berriasien dans les niveaux Ber 72 à 75 (base de la zone B: fig. 52). A la bordure cévenole, la kaolinite envahit la fraction argileuse à partir du Berriasien intérieur (LCa: fig. 16). Cependant, elle ne constitue pas un niveau bien délimité mais elle montre une répartition uniforme dans le Berriasien.

Dans la région de Gap, la kaolinite a la tendance de disparaître, à l'exception de la coupe RdA (fig. 70). Ceci s'explique soit par le métamorphisme alpin (DUNOYER

3. Minéralogie

1969) ou par l'effet de barrière d'une dorsale "dauphinoise", séparant la région de Gap de l'Ouest du bassin vocontien et qui limite ainsi l'apport de la kaolinite. FERRY, COTILLON & RIO (1983) constatent également la disparition de la kaolinite dans les marnocalcaires du Valanginien dans la partie orientale du bassin vocontien.

Plus vers l'Est, dans la nappe de Digne, la kaolinite, sensible à la diagenèse profonde, subsiste dans quelques niveaux à Ver (fig. 75) mais est absente à Dal et JuV (fig. 76 à 77).

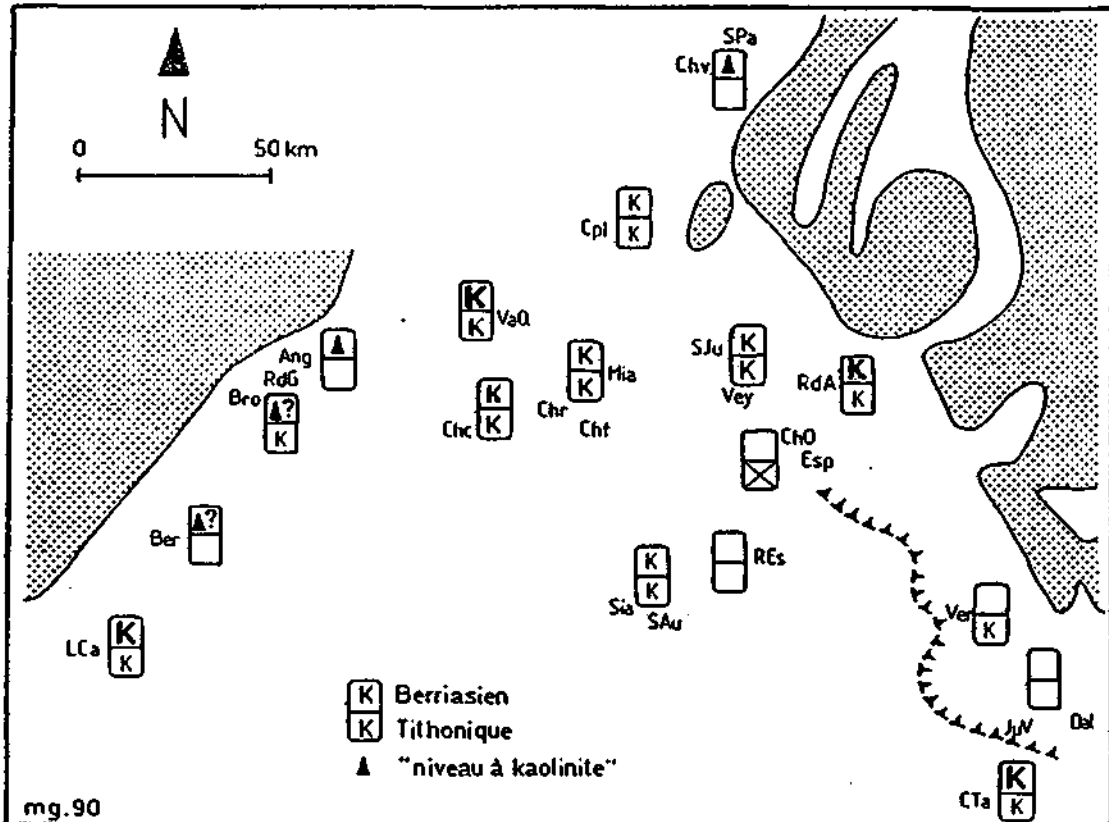


Fig.82 Répartition de la kaolinite dans le domaine vocontien [fraction $<2 \mu\text{m}$]

Tithonique supérieur (zone A) - Berriasien inférieur (zone B)

La taille du "K" indique l'importance relative de la kaolinite pour le secteur

La ligne dentée discontinue marque la limite de la nappe de Digne

Verteilung des Kaolinites im Vocontischen Trog [Fraktion $<2 \mu\text{m}$]

Obertithonium (Zone A) - Unterberriasium (Zone B)

Die Grösse des "K" gibt die relative Bedeutung des Kaolinites für diesen Sektor an

Die unterbrochene Dreieckslinie markiert die Begrenzung der Decke von Digne

Distribution of kaolinite in the Vocontian realm [fraction $<2 \mu\text{m}$]

Upper Tithonian (zone A) - Lower Berriasian (zone B)

The size of the "K" shows the relative abundance of the kaolinite for this sector

The line of dashed triangles indicates the limits of the nappe of Digne

3. Minéralogie

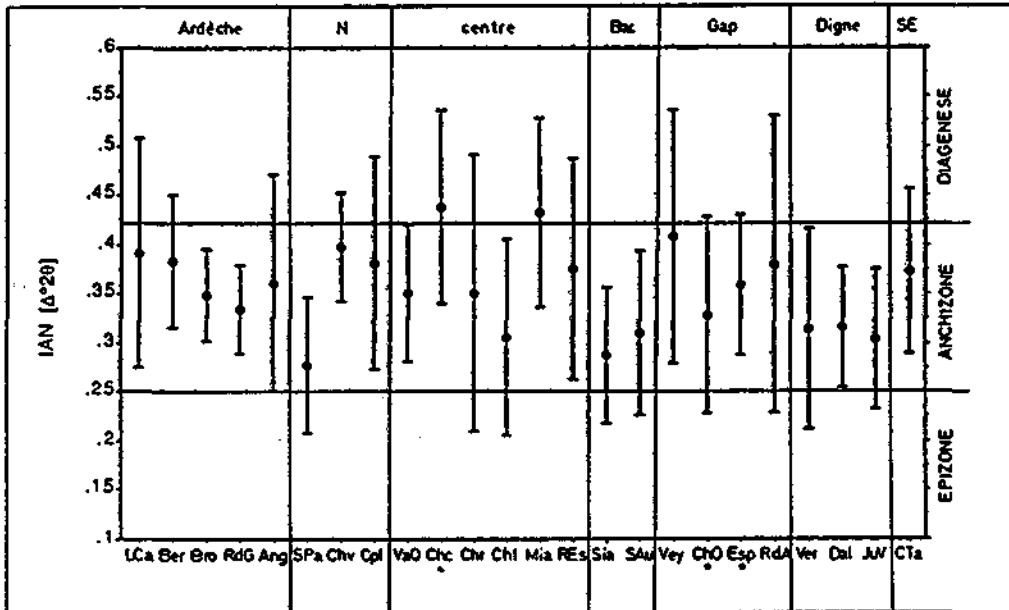
3.3.4. Micas (tab. 14)

Les micas sont omniprésents dans toutes les coupes et ils dominent souvent la fraction argileuse. La répartition ubiquiste des micas dans la sédimentation et dans la diagenèse ne permet pas leur utilisation pour des corrélations minéralostratigraphiques. Les cartes d'isopourcentages proposées par différents auteurs (p.ex. LEVERT & FERRY 1988) suggèrent une tendance à l'augmentation ou à la diminution des micas pour certaines régions, qui est contradictoire aux résultats des intensités brutes.

Les passages resédimentés se distinguent souvent par des proportions élevées en micas (3.3.7.).

Dans les diagrammes des REY & KÜBLER (1983) les valeurs des micas se regroupent pour la fraction 2 μm dans la plage des "illites" et pour la fraction 2-16 μm dans la plage des "illites-phengites" (fig. 41).

Nous attribuons aux micas du domaine vocontien essentiellement un caractère détritlique, mais en direction de l'enfouissement progressif (région de Gap) on ne peut pas exclure des néoformations (smectite \rightarrow illite: "illitisation" selon FREY 1987).



Tab.14 Cristallinité de l'illite (moyenne et écart-type): Zones A + B

Illitkristallinität (Mittelwert und Standardabweichung): Zonen A + B

Illite crystallinity (average value and standard deviation): Zones A + B

* lacune stratigraphique/stratigraphische Schichtlücke/stratigraphical gap (Zone A)

Sur les diffractogrammes, nous avons mesuré la cristallinité de l'illite (cf. 1.5.3.) - à l'exception de la coupe SJu et d'une partie de CTa, parce que les intensités des pics sont trop faibles. La plupart de nos échantillons montre un "Kübler-Index" ou IAN variant entre 0,32 et 0,39 $\Delta^{\circ}2\theta$ Cu K α - ce qui correspond à la partie moyenne à supérieure de l'anchizone. Les valeurs du IAN, mesurées pour chaque coupe sur les diffractogrammes normaux et exprimées en $\Delta^{\circ}2\theta$ Cu K α figurent dans les logs des fig. 50 à 80. Ces valeurs sont regroupées dans le tab. 14 selon le critère régional.

3. Minéralogie

Nous constatons

- premièrement: les coupes avec les proportions les plus élevées en résidu argileux sont celles avec une mauvaise cristallinité (Chc, Mia, Vey). Cette observation confirme le résultat de PERSOZ & REMANE (1976) sur l'influence directe de la teneur en argile d'un carbonate sur la dégradation de la cristallinité de l'illite dans le domaine de la diagenèse.

- deuxièmement une cristallinité variant autour de $0.29 \Delta^{\circ}2\theta$ à SPa (Chartreuse méridionale) ce qui correspond déjà à l'anchizone, bien que l'association argileuse dans cette coupe ne contient pas des minéraux comme paragonite ou pyrophyllite.

- troisièmement une cristallinité variant autour de $0.32 \Delta^{\circ}2\theta$ dans les trois coupes de la nappe de Digne (Ver, Dal, JuV). Ces valeurs correspondent à l'anchizone moyenne. Cependant, il faut souligner que nous n'avons pas non plus retrouvé l'association complète de l'anchizone (p.ex. pyrophyllite et paragonite) dans ces coupes et que la valeur du pouvoir réflecteur de la vitrinite [PR] de 1.3 RO%, indiquée par LEVERT & FERRY (1988) pour le Valanginien de cette région ne correspond pas à l'anchizone mais à la diagenèse (zone 3 selon KÜBLER et al. 1979).

Pour la formation des "Terres Noires" de l'Oxfordien, SIDDANS (1977) obtient le même résultat: cet auteur constate une amélioration de la cristallinité de l'illite de l'Ouest en Est le long d'une coupe Die - Aspres - Gap - Barcillonette. Cette "variation du métamorphisme de bas degré" (SUBIETA 1977: p. 5) est également constatée par ABBAS (1974) dans son étude sur le Rhétien des Alpes sud-occidentales. APRAHAMIAN (1988) présente une "cartographie faible à très faible dans les Alpes françaises externes par l'utilisation de la cristallinité de illite" qui montre un saut dans le degré de l'empreinte diagénétique entre la partie charriée par la nappe de Digne (bassin tertiaire de Digne avec les conglomérats de Valensole: zone de la diagenèse), la nappe elle-même (anchizone) et les zones à l'intérieur du chevauchement pennique principal (épizone).

3.3.5. Smectites 17 Å (fig. 81)

Les smectites 17 Å constituent avec les micas et la kaolinite la troisième composante principale de la fraction argileuse dans le domaine vocontien (diffractogramme-type: fig. 43).

La répartition des smectites dans la partie centrale du domaine vocontien est contrôlée par la morphologie et l'énergie du bassin. Selon WHITEHOUSE, JEFFREY & DEBRECHT (1960) les rapports mutuels entre la grande mobilité de la suspension argileuse et les différences dans la vitesse de dépôt des minéraux argileux ("differential settling") sont les critères majeurs pour la composition locale de la fraction argileuse. D'après ces auteurs, les smectites ont une vitesse de dépôt inférieure à p.ex. celle de la kaolinite. Selon ce modèle, il faut s'attendre à une accumulation préférentielle distale pour les smectites et proximale pour la kaolinite (3.3.3.).

Dans le domaine vocontien, ce modèle explique l'absence presque totale des smectites des coupes Chc, Chr et Cht par rapport au reste du bassin vocontien. Ces trois coupes se situent dans le canyon de la Drôme (1.2.2.: fig. 4). Cette différenciation dans la répartition régionale de la smectite dans la partie centrale du domaine vocontien n'est pas reconnue par PERSOZ & REMANE (1976). Ces auteurs indiquent - surtout pour le Berriasien - une abondance relative des smectites pour la partie centrale du bassin vocontien. Cette conclusion s'explique par le choix des auteurs des trois coupes représentatives (REs, Sia et une

coupa à l'Ouest de Serres, que nous n'avons pas échantillonné.). Nos analyses confirment les résultats de PERSOZ & REMANE (1976) pour REs et Sia, mais nos échantillons provenant des coupes situées dans les canyons sousmarins montrent que ceux-ci se distinguent par une minéralogie différente qui se caractérise avant tout par l'absence des smectites.

Les smectites disparaissent progressivement vers l'Est: à l'Ouest de Gap (ChO et Esp: fig. 70 à 71), nous avons observé une situation transitoire avec la présence des smectites 17 Å et des chlorites dans le même niveau. Dans un domaine plus interne, dans la nappe épiglyptique de Digne, les smectites 17 Å n'existent plus. Nous expliquons leur absence par un métamorphisme transporté de type anchizonal (3.3.1. et 3.3.8.), tandis que BEAUDOIN in DECONINCK & CHAMLEY (1985) estime le recouvrement dans cette région à 4000 m "pour le Jurassique supérieur, soit la profondeur moyenne de disparition des smectites au cours de la diagenèse d'enfouissement" (op.cit., p. 593).

Cette répartition des smectites nous amène à une double conclusion:

- L'existence des smectites dans la partie centrale du domaine vocontien (à l'exception du canyon de la Drôme) et en Chartreuse méridionale (SPa: fig. 47) reflète les conditions de dépôt, leur origine s'explique par l'altération des sols des terres émergées avoisantes sous l'influence du climat chaud et à humidité saisonnière contrastée de l'intervalle étudié (FRAKES 1979: 1.4.).

- Deuxièmement, nous constatons vers l'Est (région de Gap) et en Ardèche l'influence d'une diagenèse d'enfouissement localement plus importante. Elle est responsable pour la disparition totale (Ardèche: transformation smectites -> interstratifiés "illite-smectite") ou partielle (région de Gap) des smectites et la modification du stock argileux hérité.

3.3.6. Assemblages argileux dans les interlits marneux (fig. 83 à 85)

Les résultats des analyses d'échantillons provenant des interlits marneux sont présentées avec les intensités brutes [mm] et les pourcentages relatifs; pour une meilleure affirmation ("Aussagekraft") des valeurs nous avons ajouté les bancs calcaires encadrant les interlits marneux.

Il faut souligner qu'il s'agit dans le présent chapitre seulement d'une présentation de quelques échantillons sélectifs ("Stichproben") des interlits marneux qui sont numérotés avec l'abréviation de la coupe suivi d'un "m1, m2, m3, ..." etc.

Les coupes RdG et Ber se situent à la bordure ardéchoise. C'est seulement dans cette partie du domaine vocontien à diagenèse faible (absence des smectites mais existence des interstratifiés de type "illite-smectite") où nous pouvons encore considérer les différences dans la composition argileuse entre les bancs calcaires et les interlits marneux comme héritées (donc climatiquement contrôlées).

L'échantillon provenant de RdG (RdG m 1) contient, contrairement aux bancs calcaires, de la kaolinite dans l'interbanc marneux, tandis qu'à Ber nous constatons des teneurs presque identiques pour les deux fractions mais des intensités légèrement plus élevées dans les interbancs. Nous n'observons aucune différence notable entre le Berriasien inférieur (zone B) et le Berriasien supérieur (zone D).

Dans la fraction <2 µm, les interbancs ne contiennent plus d'interstratifiés que les bancs et leur disparition quasi totale dans la fraction 2-16 µm est avant tout due à la séparation granulométrique (1.5.2.).

Les teneurs en micas sont presque identiques dans les deux fractions.

3. Minéralogie

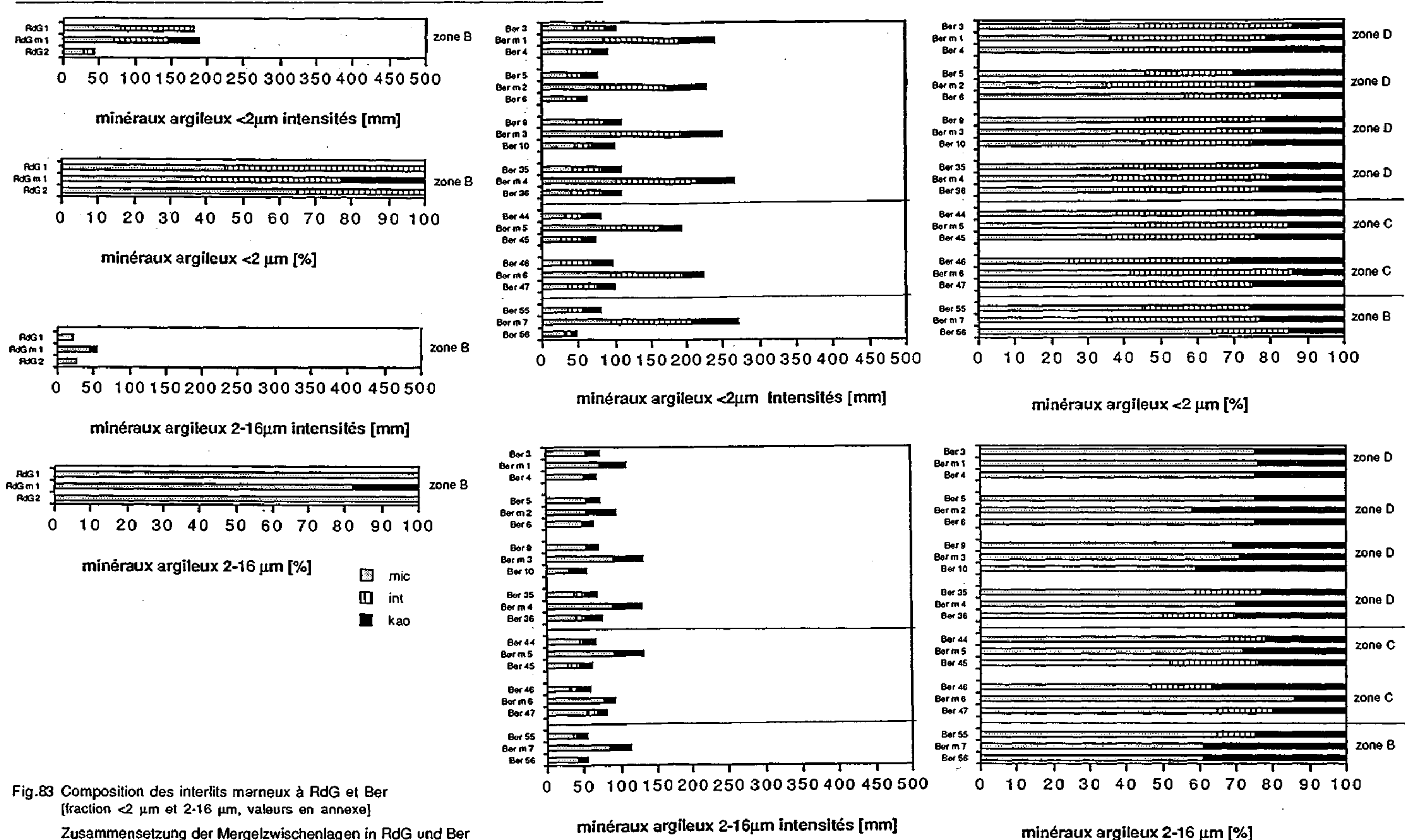


Fig.83 Composition des interlits marneux à RdG et Ber
[fraction <2 µm et 2-16 µm, valeurs en annexe]

Zusammensetzung der Mergelzwischenlagen in RdG und Ber
[Fraktion <2 µm und 2-16 µm, Werte im Anhang]

Composition of marly interlayers at RdG and Ber
[fraction <2 µm and 2-16 µm, values in annexe]

3. Minéralogie

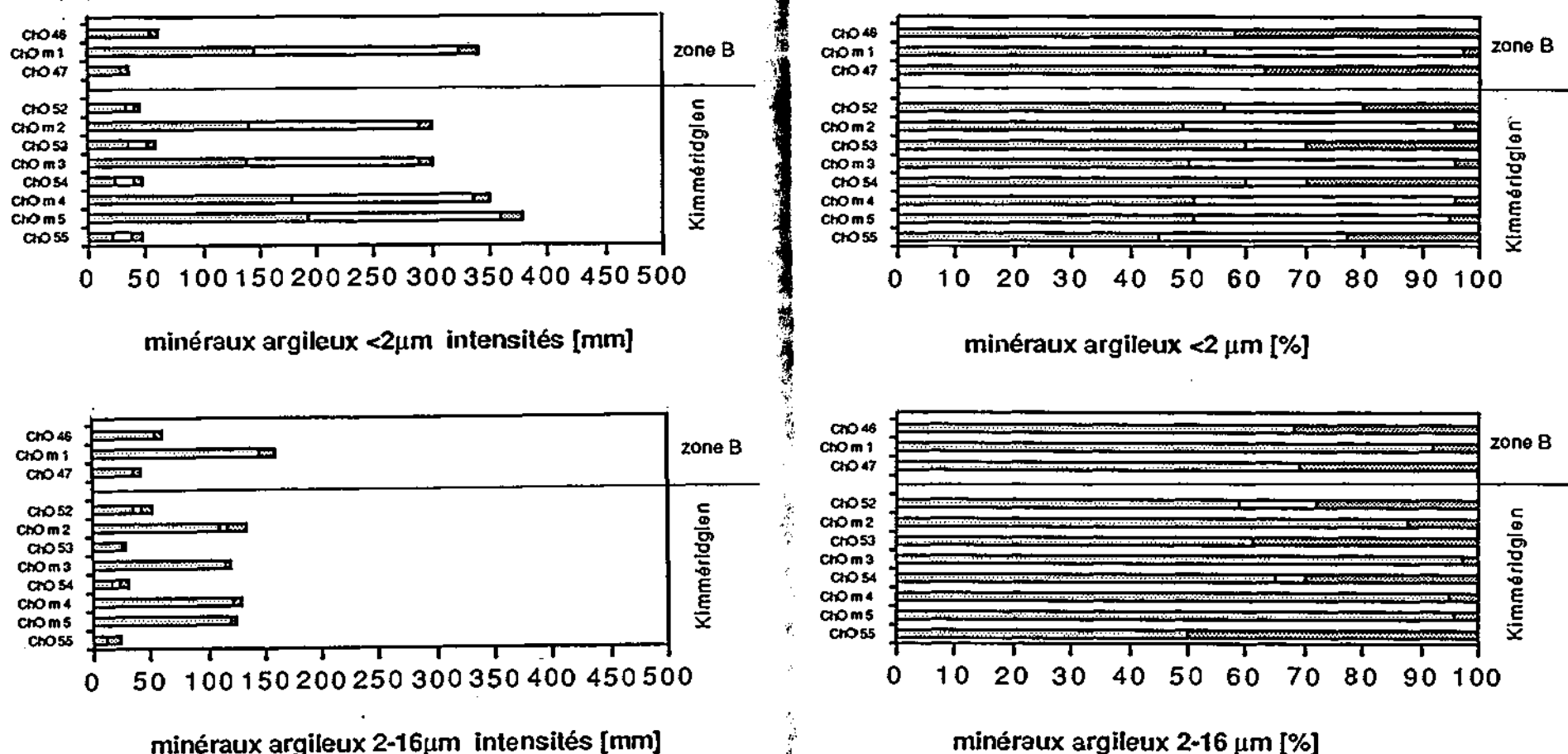


Fig.84 Composition des interlits marneux à ChO
[fraction <2 μm et 2-16 μm, valeurs en annexe]

Zusammensetzung der Mergelzwischenlagen in ChO
[Fraktion <2 μm und 2-16 μm, Werte im Anhang]

Composition of marly interlayers at ChO
[fraction <2 μm and 2-16 μm, values in annexe]

Les coupes ChO et Esp se trouvent dans la partie orientale du bassin vocontien à l'Ouest de Gap.

Ici, les assemblages des bancs et interbancs ont en commun une faible quantité de chlorite dans les deux fractions. Comme nous l'avons vu, la chlorite résulte d'une transformation diagénétique de la smectite (3.3.1. et 3.3.5.) et la région de Gap se caractérise par une situation transitoire avec présence de chlorite et smectite dans le même niveau.

Cette répartition uniforme de la chlorite au Kimméridgien supérieur et à la base du Berriasien (lacune stratigraphique du Tithonique) va à l'encontre de FERRY, COTILLON & RIO (1983) et DECONINCK & CHAMLEY (1983). Ces auteurs présentent une analyse des marnocalcaires du Valanginien sous forme des valeurs exprimées en pourcentages relatifs. Ils constatent que la transformation des smectites en chlorites est plus développée dans les bancs calcaires, tandis que ces transformations sont moins accentuées dans les interlits marneux. Leur conclusion est une sensibilité plus faible

3. Minéralogie

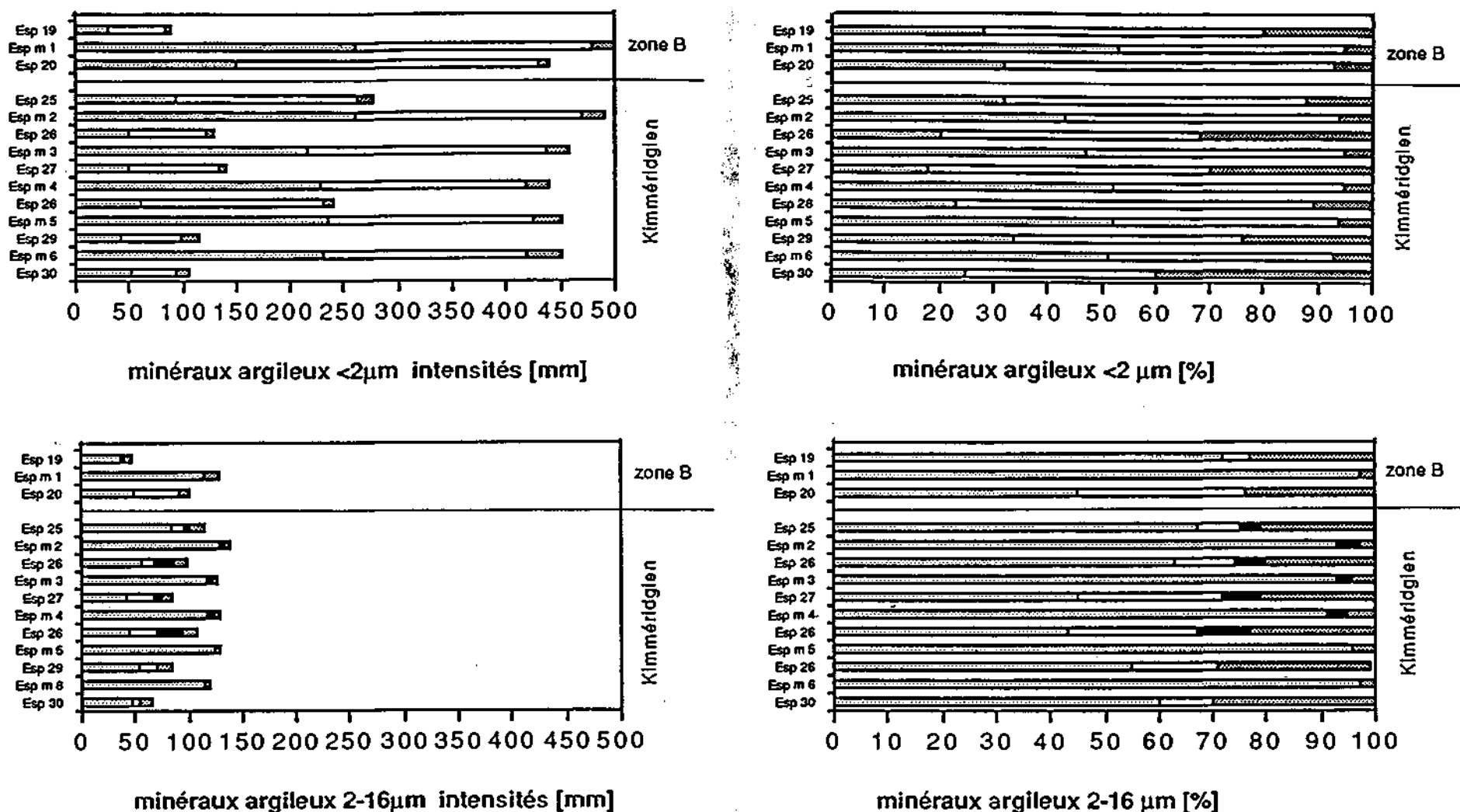


Fig.85 Composition des interlits marneux à Esp
[fraction $<2\mu\text{m}$ et 2-16 μm , valeurs en annexe]

Zusammensetzung der Mergelzwischenlagen in Esp
[Fraktion $<2\mu\text{m}$ und 2-16 μm , Werte im Anhang]

Composition of marly interlayers at Esp
[fraction $<2\mu\text{m}$ and 2-16 μm , values in annexe]

mic
sme
kao
chl

des interbanes à la diagenèse, qui gardent plus longtemps leur caractère hérité. En effet, avec seulement la présentation des pourcentages relatifs on pourrait arriver à la même conclusion pour ChO et Esp. Mais la comparaison avec les intensités brutes montre clairement l'erreur d'une telle argumentation.

Les teneurs en mica sont plus élevées dans les interbanes marneux des deux fractions.

Les smectites dominent surtout les interbanes dans la fraction $<2\mu\text{m}$. Elles disparaissent dans la fraction 2-16 μm et subsistent seulement en petites quantités dans certains banes.

Au Kimméridgien supérieur, la kaolinite fait une apparition passagère dans les deux lithologies (Esp 25 à 28).

3.3.7. Assemblages argileux dans les résédiments (fig. 86 à 91)

Les résultats des analyses de quelques échantillons sélectionnés ("Stichproben") provenant de résédiments sont regroupés dans deux types des figures: le première tient ne compte que des intensités brutes [mm] et pour le deuxième nous avons calculé les pourcentages relatifs. Les échantillons des résédiments sont numérotés avec l'abréviation de la coupe (tab.1), suivi par une lettre en majuscules (p.ex. Ang A).

Trois coupes échantillonnées se situent en Ardèche (Ang, RdG et Ber). D'une manière générale nous constatons pour la fraction 2-16 μm des teneurs moins élevées en interstratifiés et plus élevées en kaolinite ce qui s'explique déjà par la séparation granulométrique des fractions. La fraction 2-16 μm des résédiments se compose souvent exclusivement des micas et seulement les résédiments Ber A, RdG D et RdG E contiennent un peu de kaolinite. En d'autres termes, avec la répartition de la kaolinite dans les résédiments on ne parvient pas à expliquer le "niveau à kaolinite" en Ardèche.

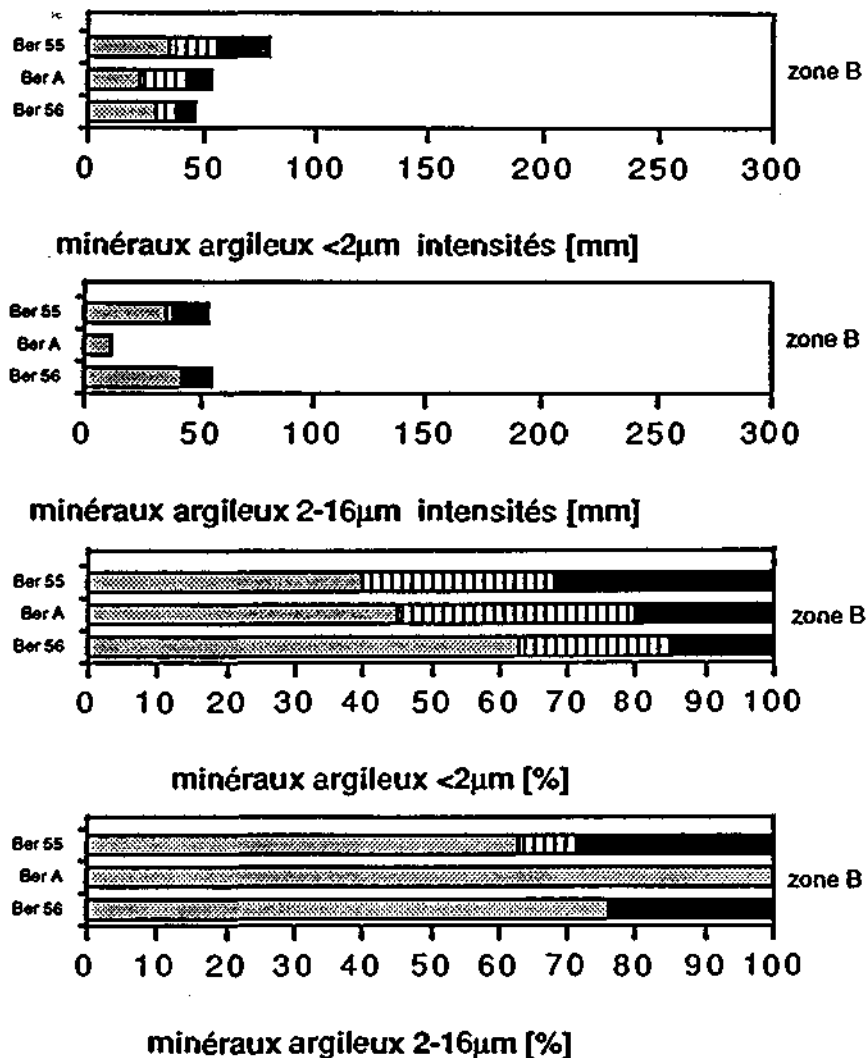
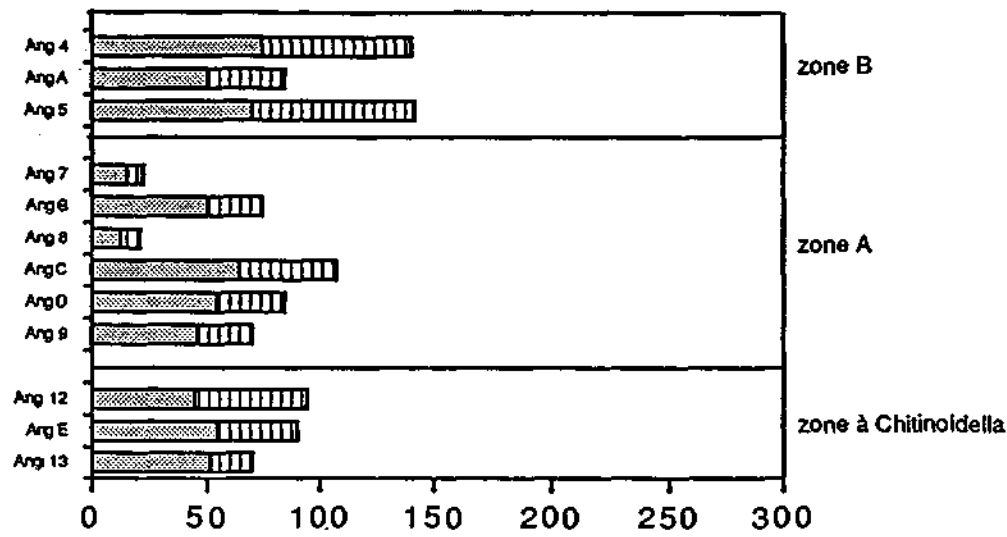
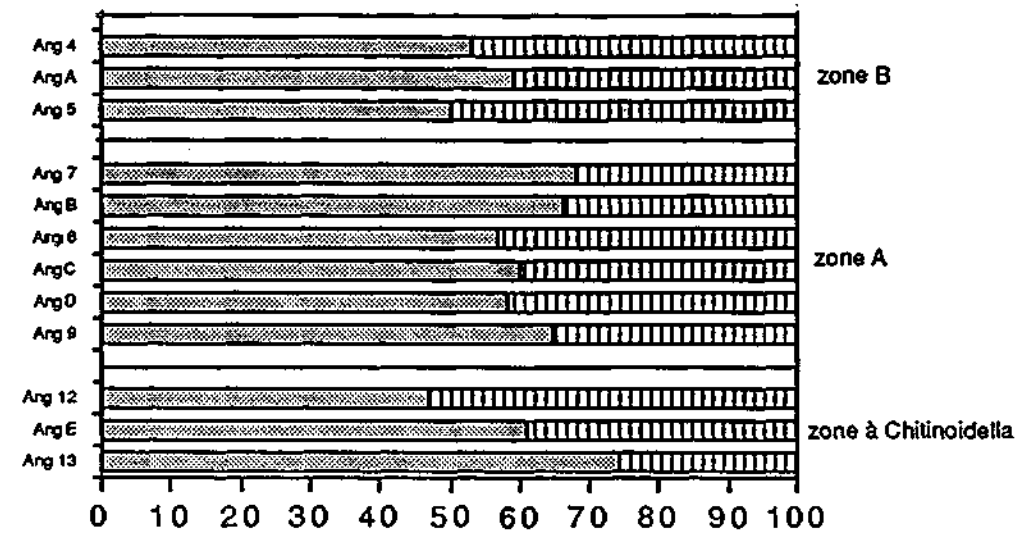


Fig. 86. Résédiments / Resedimente / Resediments: Ber
[valeurs en annexe / Werte im Anhang / values in annexe]

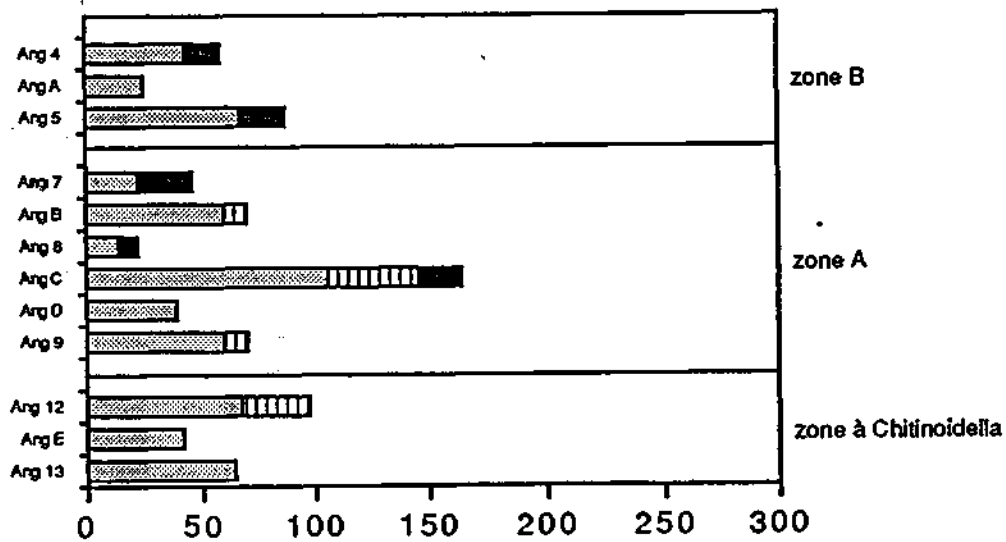
3. Minéralogie



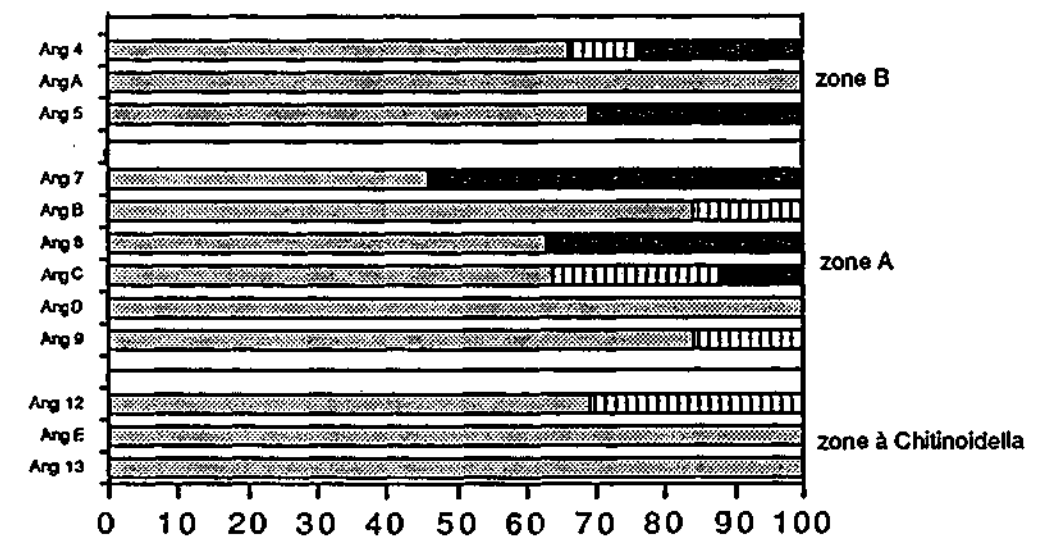
minéraux argileux <2µm intensités [mm]



minéraux argileux <2µm [%]



minéraux argileux 2-16µm intensités [mm]



minéraux argileux 2-16µm [%]

mic
int
kao

Fig. 87 Resédiments / Resedimente / Resediments: Ang
[valeurs en annexe / Werte im Anhang / values in annexe]

3. Minéralogie

Dans la partie centrale du bassin vocontien nous avons choisi 4 coupes (Chr, Cpl, SJu et VaQ). Tous les échantillons provenant des résédiments ont en commun l'absence des smectites.

Dans le détail, nous constatons pour Chr une dominance nette des micas dans la fraction $<2\mu\text{m}$ et des teneurs variables de kaolinite dans la fraction $2-16\mu\text{m}$. A Cpl, les interstratifiés persistent dans la fraction $<2\mu\text{m}$ et la fraction $2-16\mu\text{m}$ ne contient que des micas. Dans la fraction $2-16\mu\text{m}$ à SJu les teneurs de kaolinite augmentent très légèrement par rapport à la fraction $<2\mu\text{m}$ et les teneurs des micas diminuent dans les mêmes proportions. Pour VaQ, nous constatons une différence dans la composition des résédiments de la zone B (VaQ A-C), riches en kaolinite, et ceux de la zone A (VaQ D-E).

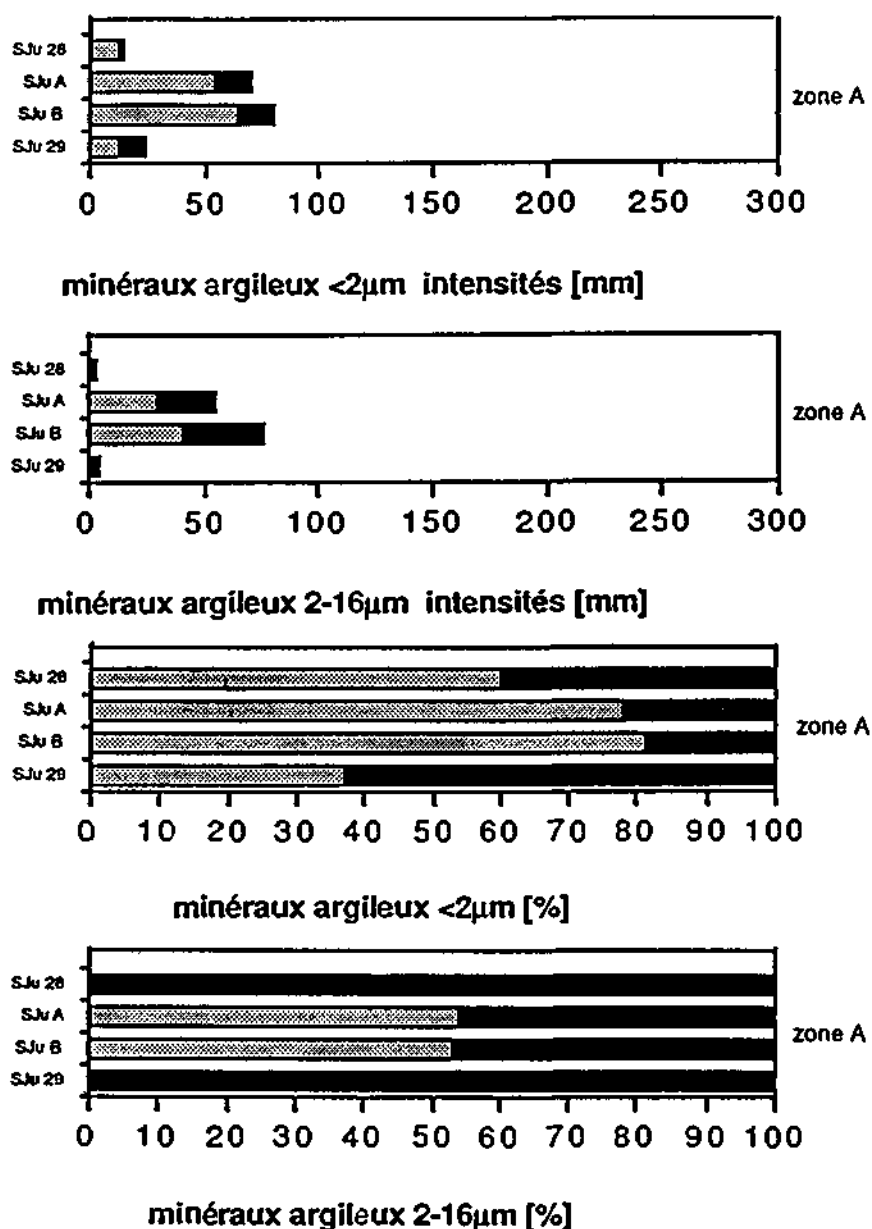
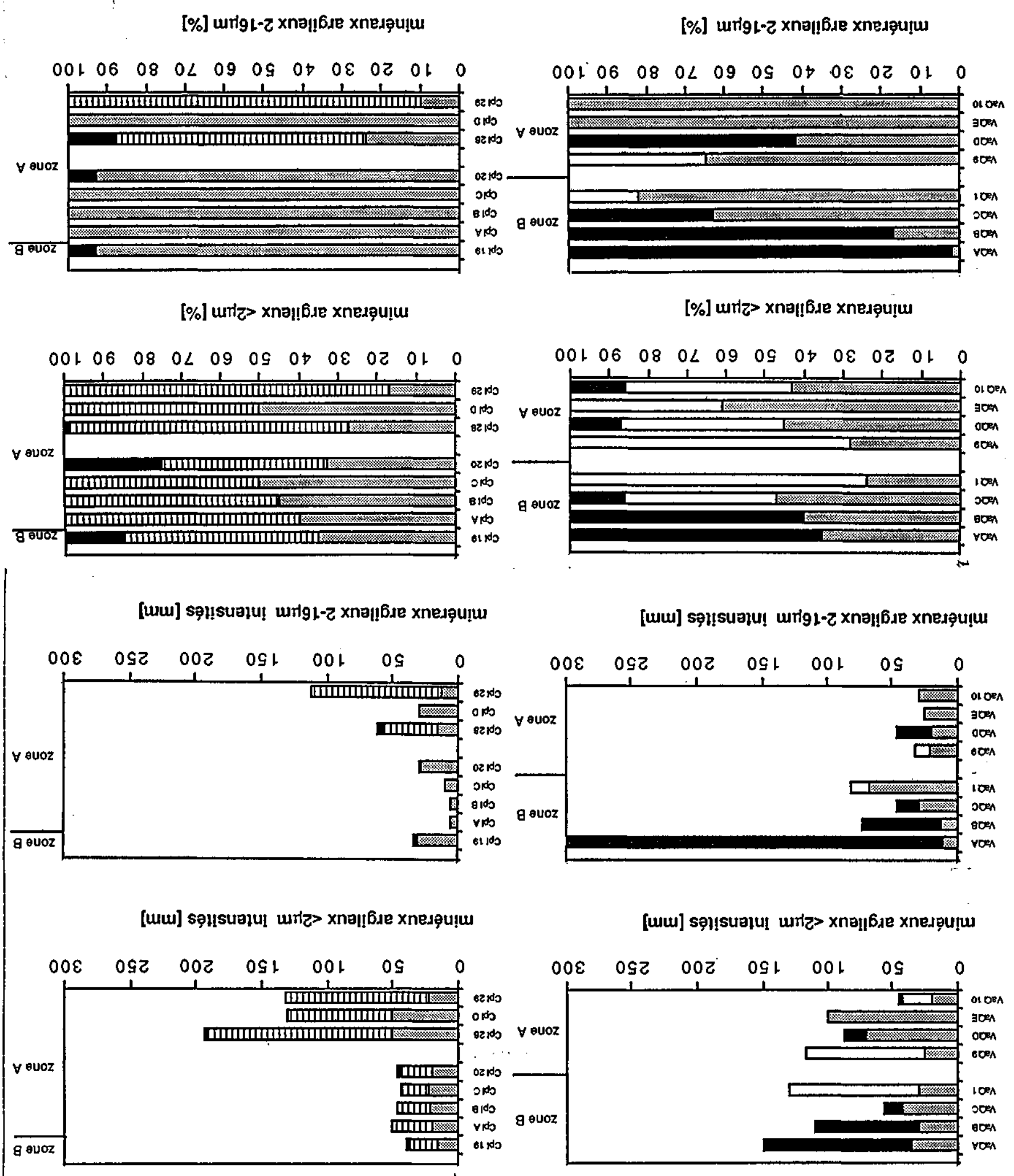
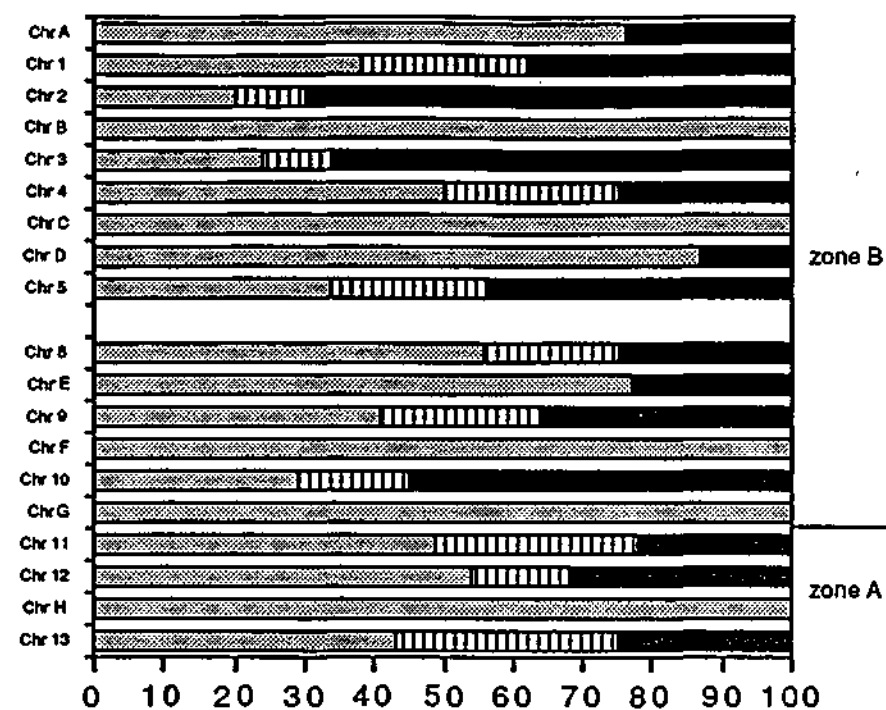
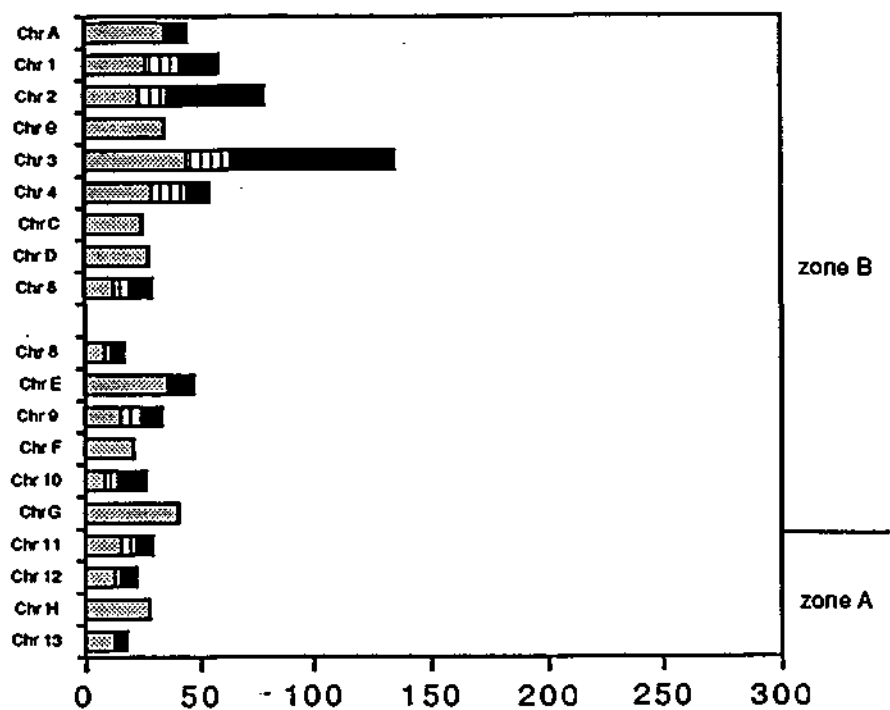


Fig. 89. Résédiments / Resedimente / Resediments: SJu
[valeurs en annexe / Werte im Anhang / values in annexe]

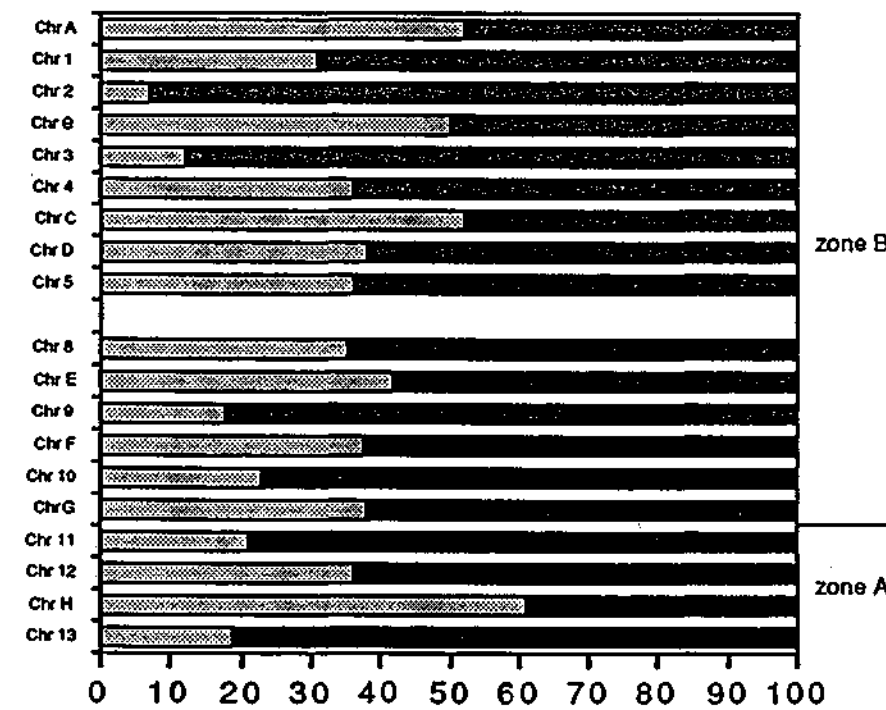
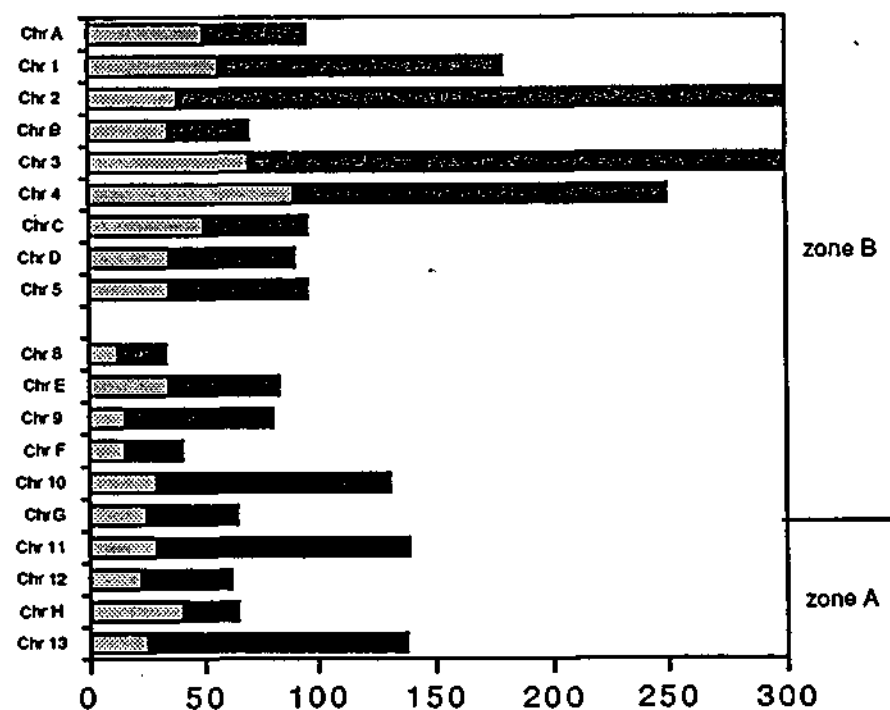
Fig. 90 Résédiments / Resédiments / Resediments: Cpl + VaQ [valeurs en annexe / Werte im Anhang / values in annexe]



3. Minéralogie



minéraux argileux <math><2\mu\text{m}</math> intensités [mm]



minéraux argileux 2-16μm intensités [mm]

minéraux argileux 2-16μm [%]

Fig. 91 Resédiments / Resedimente / Resediments: Chr
[valeurs en annexe / Werte im Anhang / values in annexe]

3. Minéralogie

3.3.8. Résumé de la distribution des minéraux argileux (fig. 93 et 94)

L'association des minéraux argileux à la bordure septentrionale et occidentale et dans la partie centrale du bassin vocontien est riche en minéraux du domaine superficiel (smectite et kaolinite). Ce fait permet de considérer le cortège minéralogique dans ces régions comme essentiellement hérité. Ce caractère hérité des assemblages argileux subit, suite à l'enfouissement plus important en Ardèche et vers l'Est du bassin (région de Gap), un changement, qui s'exprime par la disparition totale (Ardèche) et partielle (région de Gap) des smectites. La hypothèse des transformations diagenétiques suite à la surcharge tectonique du domaine vocontien par les nappes alpines peut être exclue.

La fig. 86 montre une section allant du Nord (SPa) au Sud (CTa) du bassin vocontien. Elle traverse le canyon de la Drôme (Chr, Cht) avec son association caractéristique de micas, interstratifiés et kaolinite. L'arrivée de la kaolinite à partir du Berriasien au Sud ressort également et on constate à la différence du Nord au Sud l'existence des interstratifiés au lieu des smectites 17 Å dans le cortège argileux.

La coupe Ouest - Est de la fig. 87 passe de la bordure ardéchoise d'abord au Nord (VaQ), ensuite dans l'axe du canyon de la Drôme (Chr, Cht), avant de se diriger en direction NW/SE pour atteindre la nappe de Digne (Ver, Dal, JuV). Il ressort de la fig. 85 la présence des interstratifiés en Ardèche et à Chr et Cht. Les smectites sont limitées à VaQ. La composition monotone en micas et chlorites à l'extrémité SE de la nappe de Digne s'explique par un métamorphisme transporté (3.3.8.). Pour RdA nous constatons une arrivée de kaolinite au Berriasien.

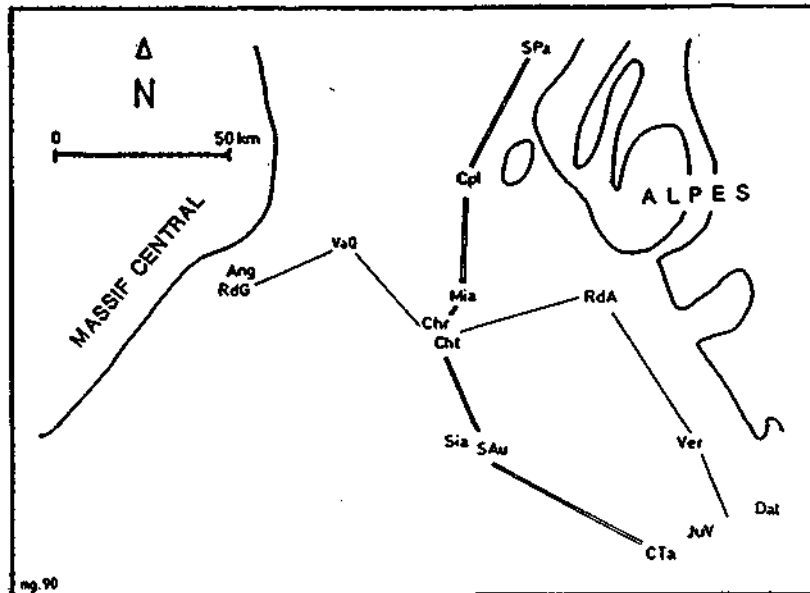


Fig.92 Situation des coupes Nord-Sud (double trait) et Ouest-Est (trait simple) des fig. 93 à 94

Lage des Nord-Süd (Doppellinie) und West-Ost (einfache Linie) Profiles der Abb. 93 und 94

Location map of the North-South (double line) and West-East (simple line) cross-sections in 93 and 94

3. Minéralogie

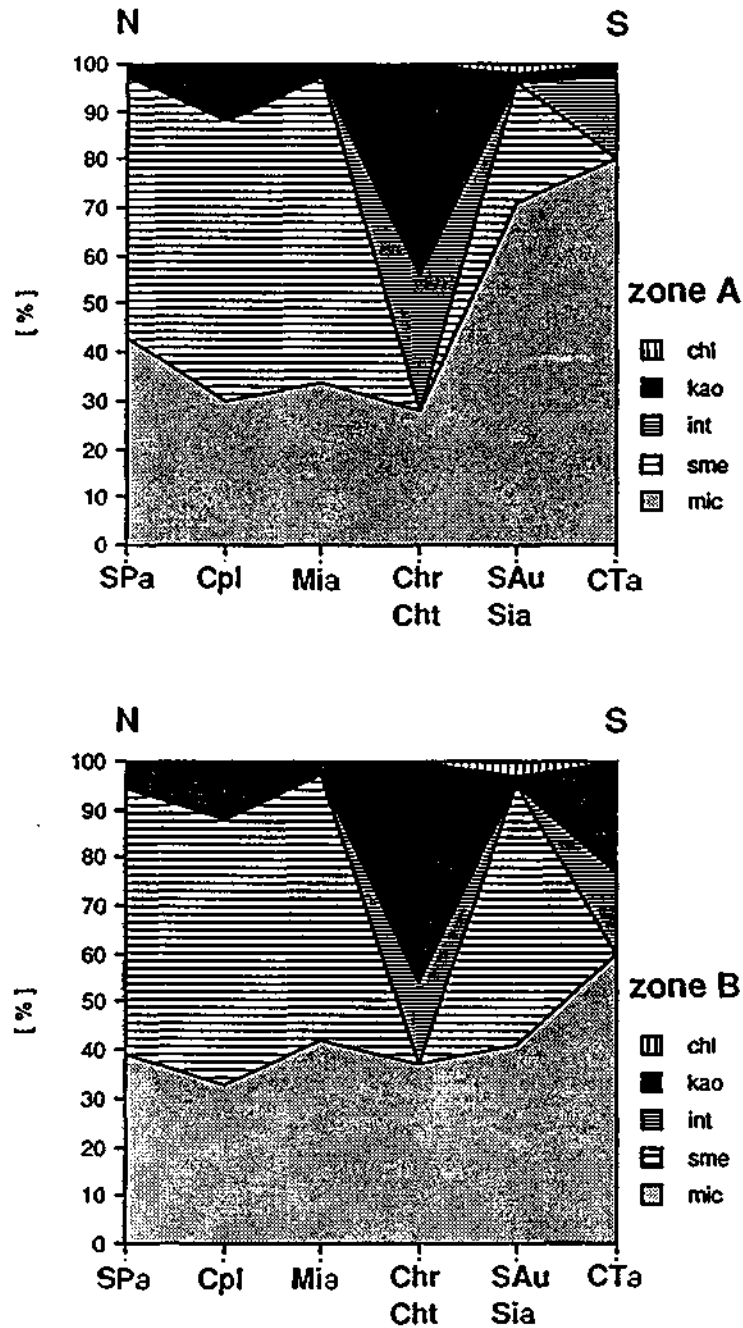


Fig.93 Composition du résidu argileux dans une coupe Nord-Sud (fraction $< 2 \mu\text{m}$)
Tithonique supérieur (zone A) - Berriasien inférieur (zone B)

Zusammensetzung der Tonfraktion in einem Nord-Süd Profil (Fraktion $< 2 \mu\text{m}$)
Obertithonium (zone A) - Unterberriasium (zone B)

Composition of the clay residue in a North-South oriented section
(fraction $< 2 \mu\text{m}$)

Upper Tithonian (zone A) - Lower Berriasian (zone B)

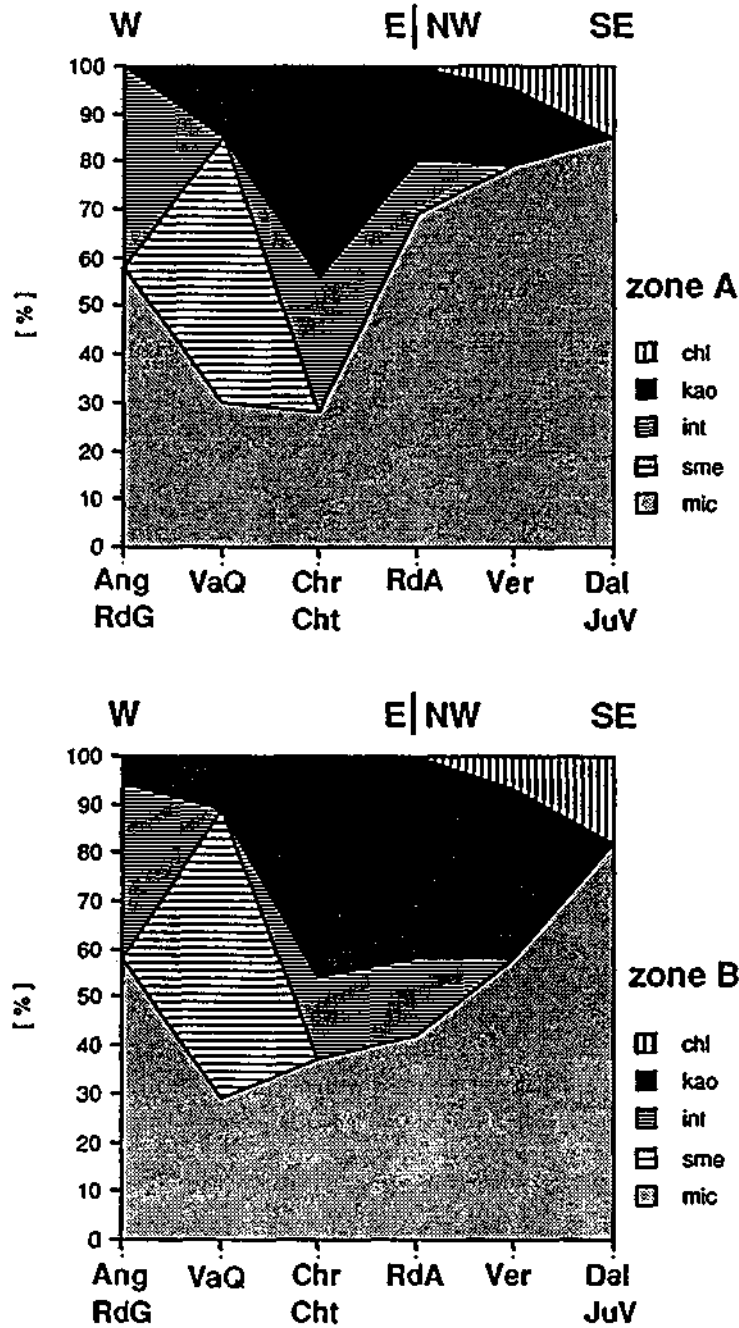


Fig.94 Composition du résidu argileux dans une coupe Ouest-Est (fraction $< 2 \mu\text{m}$)
Tithonique supérieur (zone A) - Berriasien inférieur (zone B)

Zusammensetzung der Tonfraktion einem West-Ost Profil (Fraktion $< 2 \mu\text{m}$)
Ober-tithonium (zone A) - Unterberriasium (zone B)

Composition of the clay residue in a West-East oriented section
(fraction $< 2 \mu\text{m}$)
Upper Tithonian (zone A) - Lower Berriasian (zone B)

3. Minéralogie

3.3.9. Aperçu de la répartition des minéraux associés (fig. 95 à 96)

Dans le cadre du présent travail, la répartition et l'évolution spatiotemporelle des minéraux associés du résidu insoluble n'a pas fait le sujet de recherches approfondies. Ainsi cette brève présentation des résultats du dépouillement des diffractogrammes sans discussion a plutôt le caractère d'un annexe. Seules quelques coupes représentatives avec les intensités brutes des minéraux associés sont présentés dans la fig. 95. Cette figure ne tient pas compte des minéraux accessoires, qui montrent une répartition trop irrégulière et dont les données sont réunies dans la fig. 96.

D'une manière générale, nous constatons pour les minéraux associés surtout l'abondance du quartz et des albites. La présence des carbonates se limite à quelques coupes et discutés dans les méthodes (1.5.2.).

Le quartz est omniprésent dans les deux fractions. Bien que les intensités brutes dépassent souvent à peine le seuil de détection sur nos diffractogrammes, le quartz constitue souvent l'élément essentiel du résidu non argileux. Nous considérons le quartz dans le domaine vacantien pendant l'intervalle Tithonique - Berriasien comme essentiellement détritique (3.1.).

La principale présence des albites se limite aux coupes à l'intérieur ou à proximité du chevauchement de Digne et aux Baronnies. Ici, les albites sont parfois plus abondantes que le quartz dans la fraction 2-16 μm . La distribution géographique des albites coïncide avec celle des chlorites ce qui constitue un argument en faveur de la nature authigène des albites (hypothèse évoquée déjà par PERSOZ & REMANE 1976). La fraction <2 μm ne contient dans aucun cas des proportions plus importantes d'albite que la fraction 2-16 μm . A Cpl, Mia, REs, SJu et SPa, l'existence de l'albite reste même limitée à la fraction 2-16 μm .

Lors du dépouillement des diffractogrammes on constate la présence de minéraux accessoires: pyrite, barytine et rutile (fig. 96).

La pyrite est le minéral accessoire le plus fréquent et elle est limitée à la fraction 2-16 μm . Nous l'avons identifiée dans plusieurs coupes, parfois visible à l'œil nu sous forme de nids de pyrite ou d'auréoles, réparties sur l'ensemble du terrain étudié et sans préférence pour un niveau stratigraphique:

Ber: on observe localement dans les niveaux 45 à 70 (Berriasien inférieur) une accumulation de pyrite sur les surfaces des bancs.

Chc: sommet du Tithonique inférieur (zone à *Chitinoïdella* : niveaux 16 et 18 à 20) et Berriasien inférieur (zone B: niveaux 11 et 13)

ChO: Kimméridgien supérieur (niveau 52) et Berriasien (zone D: niveau 8, zone C: niveau 12, zone B: niveau 38)

ChT: Tithonique supérieur (zone A: niveau 20) et Berriasien inférieur (zone B: niveaux 9, 11 à 13)

CTa: Dans le Berriasien, les fossiles sont partiellement pyritisés et par endroit on constate une accumulation de la pyrite sur les surfaces des bancs niveaux 9, 10 et 12).

Esp: Berriasien inférieur (zone B: niveau 9) et quelques niveaux au sommet du Kimméridgien (niveaux 23 à 30)

REs: au Tithonique supérieur (zone A: niveau 29 à 32) et au passage Tithonique - Berriasien (niveaux 18 à 21).

La barytine montre aucune affinité géographique ou stratigraphique. Sa présence dans le résidu insoluble de nombreuses coupes reste épisodique (Ber, Cpl,

3. Minéralogie

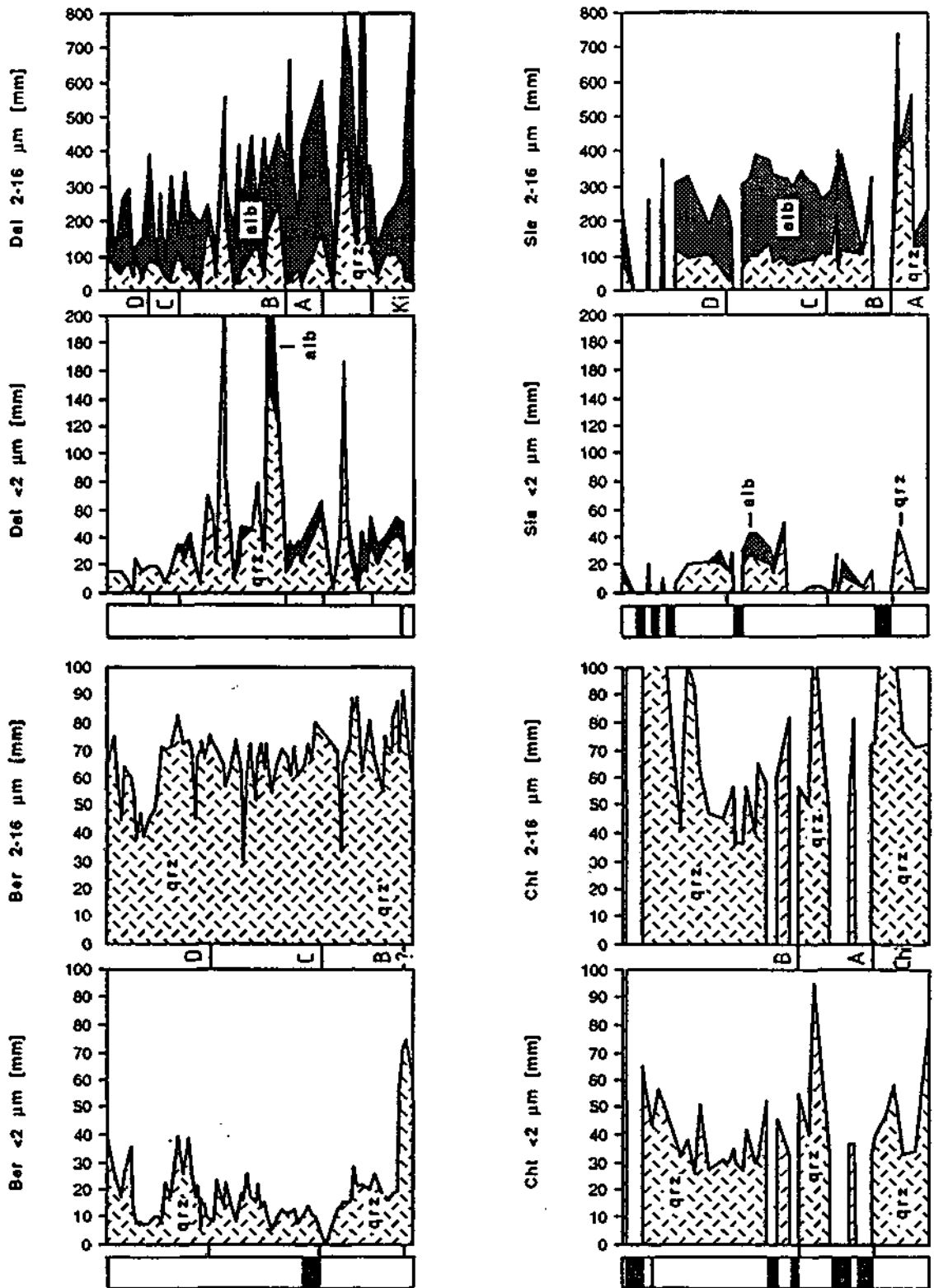


Fig.95 Composition du residu non-argileux: Ber, Cht, Dal et Sia

.Zusammensetzung des tonfreien Rückstandes: Ber, Cht, Dal und Sia

Composition of non-clay residue: Ber, Cht, Dal and Sia

3. Minéralogie

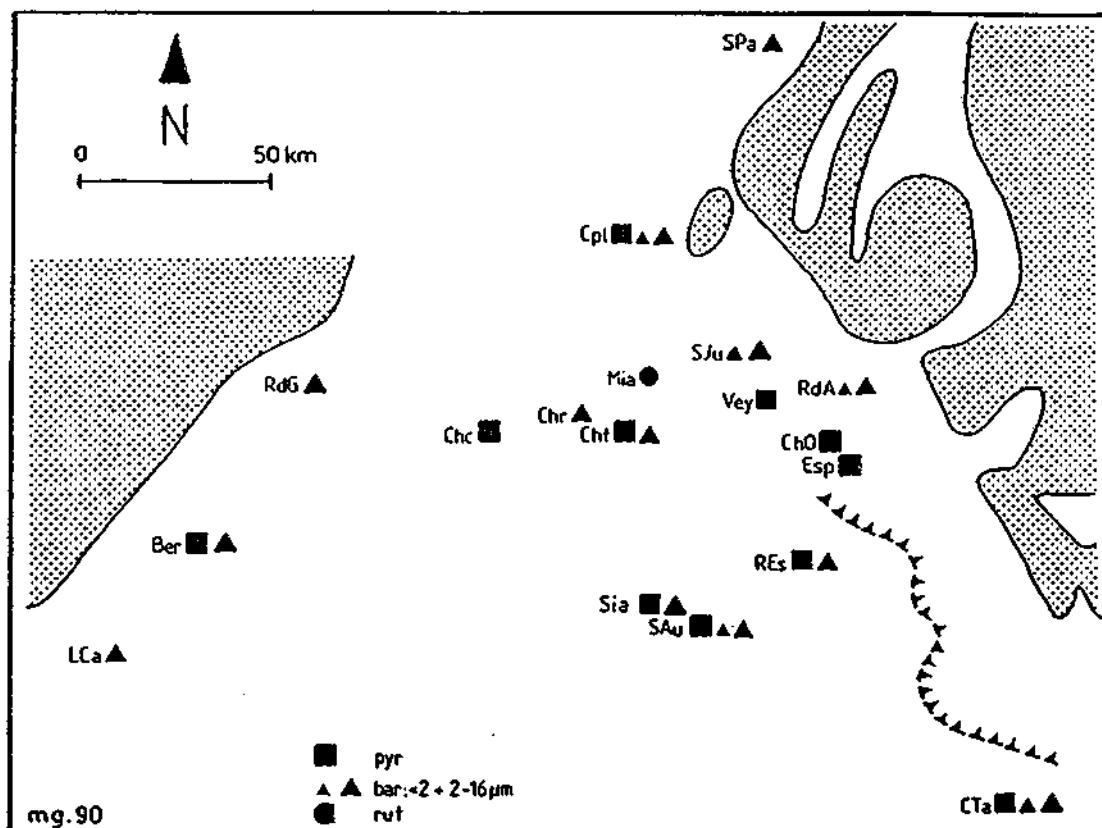


Fig.96 Répartition des minéraux accessoires dans le domaine vocontien
La ligne dentée discontinue marque le front de la nappe de Digne

Verteilung der akzessorischen Mineralien im Vocontischen Trog
Die unterbrochene Dreiecks-Linie begrenzt die Decke von Digne

Distribution of accessory minerals in the Vocontian realm
The dashed line of triangles indicates the limit of the Digne nappe

Chr, Cht, CTa, LCa, RdA, REs, SAu, Sia, SJu, SPa, Vey). La barytine est le seul minéral accessoire que nous avons également identifié dans la fraction $<2 \mu\text{m}$.

La présence du rutile est limitée à la fraction $2-16 \mu\text{m}$ de la coupe Mia. D'après LIPPMANN (1973) les oxydes de titane sont des minéraux détritiques communs dans les roches carbonates sédimentaires: l'existence de rutile à Mia au centre du bassin vocontien est donc tout à fait possible.

3.3.10. Le modèle de LOPATIN

Nous avons testé notre conception de la répartition régionale des minéraux argileux avec le modèle de LOPATIN (in WAPLES 1981), qui permet d'estimer l'intensité de la diagenèse qui a affecté un sédiment depuis son dépôt:

Dans son modèle, LOPATIN utilise un index pour quantifier le degré de maturité thermique de la matière organique qui est contenue dans le sédiment. ("TTI"= "Time-Temperature Index"). Cet index est une variable linéaire du temps et exponentielle de la température. Il est calculé à partir la courbe d'enfouissement de la formation étudiée. Cette courbe permet de retrouver la température maximale à

3. Minéralogie

laquelle le sédiment était soumise (gradient géothermique à 30°C/km). Ensuite on compare les valeurs calculées du TTI avec les valeurs mesurées du pouvoir réflecteur de la vitrinite.

L'application de ce modèle pour l'intervalle Tithonique/Berriasien du domaine vocontien fait sortir des résultats qui se distinguent selon la région étudiée:

Pour la partie centrale du domaine vocontien (fig. 97) le modèle de LOPATIN confirme nos analyses, car le TTI de 3.1 à 3.8 ($R_o\%$ 0.52) correspond à la zone 3 de la diagenèse (KÜBLER et al. 1979, KÜBLER 1985). Cette zone est caractérisée par la stabilité des smectites. LEVERT & FERRY (1988) indiquent une valeur de $R_o\%$ 0.72 à 0.79 pour le Valanginien de ce domaine.

Cependant, nous constatons l'absence des smectites dans les canyons situés dans ce même secteur ce qui s'explique par l'hydrodynamique du bassin (3.3.5.).

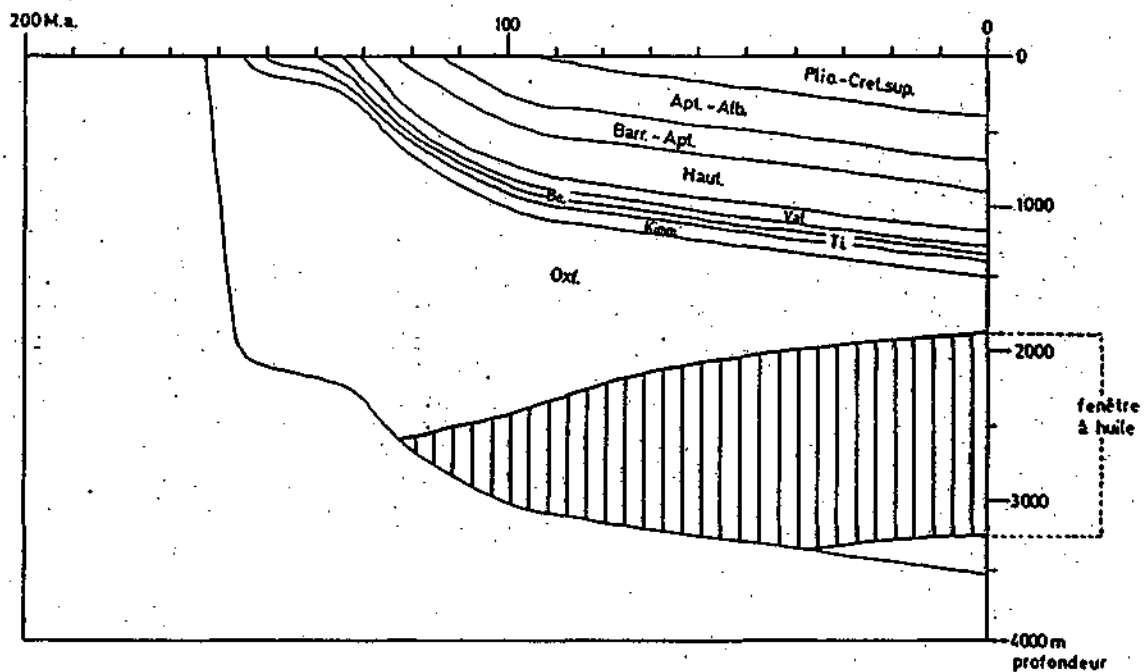


Fig.97 Modèle de Lopatin: Bassin Vocontien (partie centrale)
[valeurs en annexe]

Lopatin-Modell: Vocontischer Trog (Zentralbereich)
[Wene im Anhang]

Model of Lopatin: Vocontian Basin (central part)
[values in annexe]

En Ardèche (fig. 98), le TTI s'élève de 15 à 28 ($R_o\%$ 0.65-0.76) ce qui correspond aussi à la zone 3 de la diagenèse (KÜBLER et al. 1979, KÜBLER 1985), bien que les smectites ont la tendance à disparaître. En réalité, dans nos analyses, nous constatons avec une absence totale des smectites dans nos échantillons.

3. Minéralogie

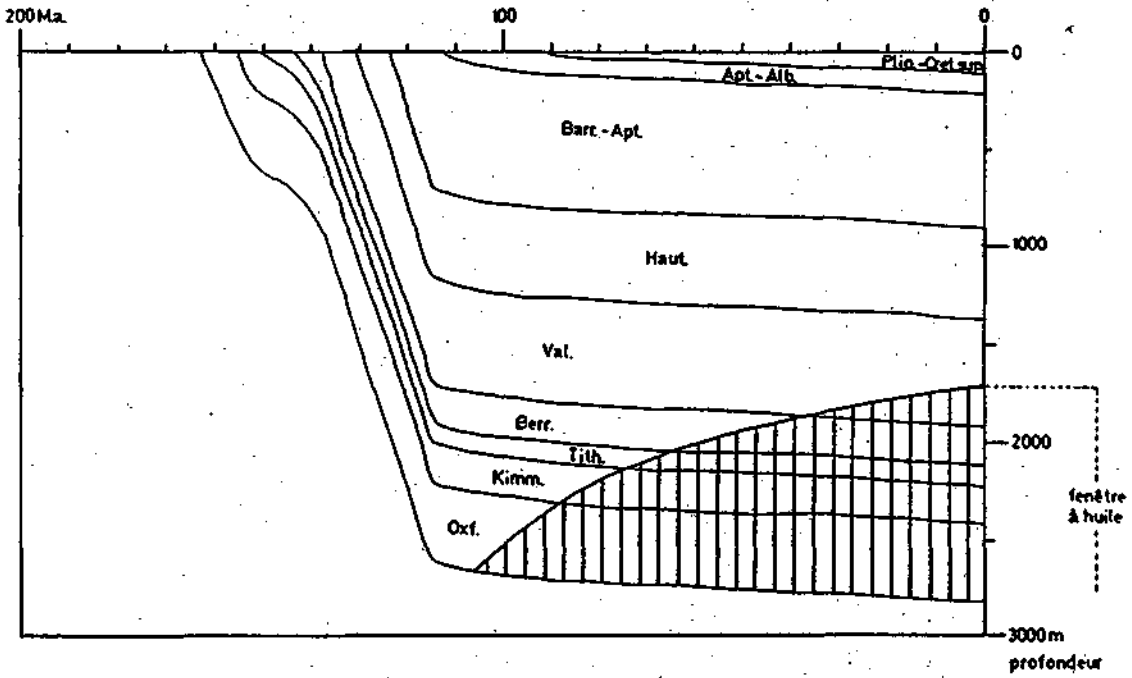


Fig.98 Modèle de Lopatin / Lopatin-Modell / Model of Lopatin: Ardèche
[valeurs en annexe / Werte im Anhang / values in annexe]

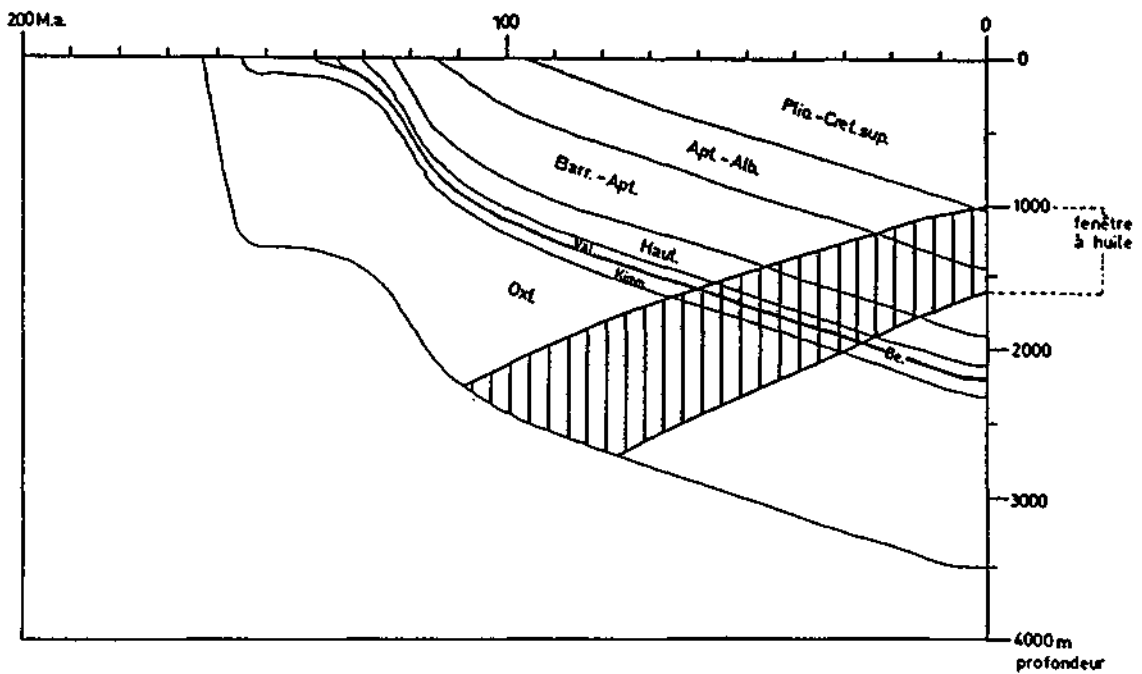


Fig.99 .Modèle de Lopatin / Lopatin-Modell / Model of Lopatin: Gap
[valeurs en annexe / Werte im Anhang / values in annexe]

3. Minéralogie

Vers l'Est du bassin vocontien, dans la région de Gap (fig. 99), nous nous situons d'après le modèle de LOPATIN dans la partie inférieure de la zone 4 de la diagenèse (KÜBLER et al. 1979, KÜBLER 1985) qui correspond à une disparition partielle des smectites (TTI: 3050 à 5800; $R_o\%$: 2,6-2,9). Quelques échantillons et surtout ceux des interbancs marneux provenant de cette région contiennent encore des smectites.

Pour la nappe de Digne, le modèle de LOPATIN ne fournit pas une explication satisfaisante: les échantillons proviennent de la nappe et l'épaisseur des séries sédimentaires de cette nappe ne suffit pas pour expliquer l'association argileuse. Nous expliquons la composition de la fraction argileuse dans la nappe de Digne par un métamorphisme transporté.

Chapitre 4

Conclusions générales

4. Conclusions générales

Le domaine vocontien se révèle comme un exemple complexe pour une étude de la répartition stratigraphique des minéraux argileux:

☞ La lithologie de la série sédimentaire de l'intervalle Tithonique - Berriasien est largement connue et les datations biochronologiques existantes sont précises.

☞ Les associations minéralogiques se regroupent à deux pôles antagonistes: le domaine détritique et le domaine des transformations diagénétiques. Notre modèle de la répartition des minéraux argileux résulte d'une combinaison des deux domaines et par l'étude combinée de l'hydrodynamisme du bassin.

Dans l'Ouest et au Nord du bassin vocontien la composition du cortège minéralogique reflète plus l'héritage et le contrôle des facteurs paléoclimatiques. Cette association détritique subit des transformations diagénétiques suite à une surcharge sédimentaire plus importante en Ardèche (disparition totale des smectites) et dans la région de Gap (chloritisation partielle des smectites, tectonique alpine?). Un contrôle avec le modèle de LOPATIN confirme nos résultats. Dans la nappe de Digne, l'association argileuse de chlorite et mica est expliquée par un métamorphisme transporté.

☞ Les analyses minéralogiques révèlent que les minéraux argileux constituent l'essentiel de la fraction <2 µm du résidu insoluble et on parvient à distinguer des associations caractéristiques.

La distribution régionale des composants du résidu argileux se résume comme ceci:

Plusieurs types d'interstratifiés "illite-smectite" sont distingués selon leur teneur en couches gonflantes. Ils sont expliqués comme stade intermédiaire de la transformation des smectites en chlorites. Parmi les interstratifiés, une surstructure de type corrensite est présente dans quelques niveaux en Ardèche, dans la Chartreuse et dans le Vercors sans préférence pour un niveau stratigraphique particulier: sa présence est trop irrégulière pour des corrélations minéralostratigraphiques, mais elle est un argument en faveur des transformations diagénétiques.

Les smectites, qui reflètent les conditions de dépôt, se déposent en raison de leur petite taille surtout dans le centre du bassin. Ici, un contrôle morphologique et énergétique du dépôt intervient par la faible vitesse de dépôt des smectites qui fait des zones calmes des régions d'accumulation préférentielle. En d'autres termes le milieu le plus favorable pour une concentration des smectites est en dehors des canyons sousmarins: les teneurs les plus importantes sont observées dans la partie septentrionale et méridionale du bassin, à savoir dans les zones calmes, en dehors des canyons sousmarins.

Les micas, essentiellement détritiques, mais avec des néoformations possibles suivant la direction du gradient diagénétique, sont omniprésents dans toutes les coupes. Leur type est déterminé selon la méthode de REY & KÜBLER (1983) comme "illite" pour la fraction <2 µm respectivement "illite-phengite" pour la fraction 2-16 µm.

La kaolinite est un élément détritique essentiel du résidu argileux au centre du bassin vocontien. Un niveau-repère de kaolinite au début du Crétacé se localise à la bordure Nord du domaine vocontien et en Ardèche. Il ne se prolonge pas dans le centre du bassin. D'une manière générale, les proportions de kaolinite sont plus élevées au Berriasien qu'au Tithonique. Le rôle des résédiments pour l'apport de kaolinite reste incertain.

4. Conclusions générales

Les très faibles quantités de chlorite dans quelques niveaux en Ardèche et dans les Baronnies manifestent le début des transformations diagenétiques suite à des surcharges sédimentaires ou, en d'autres termes, à l'enfouissement progressif. La présence de la chlorite dans la nappe de Digne est attribuée à un métamorphisme transporté.

L'analyse des minéraux non argileux révèle l'omniprésence du quartz dans toute la région étudiée tandis que la répartition des albites (Baronnies, nappe de Digne) est restreint aux zones ayant subi une diagenèse plus importante.

Bibliographie

- ABBAS, M. (1974): Métamorphose des argiles dans le Rhétien des Alpes sud-occidentales. Etude minéralogique et géochimique. [Thèse 3e cycle]. - Strasbourg, 73 p.
- ADATTE, T. (1988): Etude sédimentologique, minéralogique, micropaléontologique et stratigraphique du Berriasien - Valanginien du Jura Central. Part I et II. [Thèse]. - Neuchâtel, 479 p. 175 fig.
- ADATTE, T. & RUMLEY, G. (1989): Sedimentology and Mineralogy of the Valanginian and Hauterivian in the Stratotypic Region (Jura Mountains, Switzerland). - in: WIEDMANN, J. [éd.]: Cretaceous of the Western Tethys. Proceed. 3rd Int. Cretaceous Symposium, Tübingen 1987, éd. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart: 329-351, 13 fig.
- ALLEMANN, F. & REMANE, J. (1979): Les faunes des Calpionelles du Berriasien supérieur / Valanginien. - in: BUSNARDO, R., THIEULOY, J.-P. & MOULLADE, M. (éd.): Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien. - Les stratotypes français 6, C.N.R.S. Paris: 99-108, 2 fig., 1 tab., 1 pl.
- ALLEMANN, F., CATALANO, R., FARES, F. & REMANE, J. (1971): Standard Calpionellid Zonation (Upper Tithonian - Valanginian) of the Western Mediterranean Province. - in: Proceed. II Planctonic Conference Roma 1970, Edizioni Tecnoscienza, Roma: 1337-1340, 1 tab.
- APRAHAMIAN, J. (1988): Cartographie du métamorphisme faible à très faible dans les Alpes françaises externes par l'utilisation de la cristallinité de l'illite. - Geodinamica Acta, Paris, 2 (1): 25-32, 3 fig.
- ARTRU, P. (1972): Les "Terres Noires" du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). [Thèse]. - Lyon, 173 p, 75 fig, 8 pl.
- ATROPS, F. (1982): La sousfamille des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimméridgien inférieur du Sud-Est de la France. Systématique, évolution, chronostratigraphie des genres *Orthosphinctes* et *Ataxioceras*. - Docum. Lab. Géol. Lyon, 83, 463 p., 64 fig., 54 tab., 45 pl.
- ATROPS, F. & FERRY, S. (1987): Les glissements sous-marins kimméridgiens du bassin subalpin, témoins possibles de variations eustatiques négatives. - Géologie alpine, Grenoble, Mém.h.s., 13: 179-185, 3 fig.
- BAUDRIMONT, A. DUBOIS, P. (1977): Le bassin mésogéen du domaine périalpin: Le Sud-Est de la France. - Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine 1(1): 261-308, 24 fig. 1 tab.
- BAUSCH, W. (1980): Tonmineralprovinzen in Malmkalken. - Erlanger Forschungen, sér. B, 8, 78 p, 33 fig., 30 tab.
- BAUSCH, W., FATSCHER, J. & HOFFMANN, D. (1982): Observations on Well-bedded Upper Jurassic Limestones. - in: EINSELE, G. & SEILACHER, A.: Cyclic and Event stratification. - Springer Verlag, Heidelberg, 536 p., 180 fig.
- BEAUDOIN, B. (1977): Méthode d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin: Le Jurassique terminal - Berriasien des chaînes subalpines méridionales [Thèse]. - Caen, 339 p., 116 fig., ann: 138 p., pl. I-XX.
-

Bibliographie

- BEAUDOIN, B., MOUTTE, J. & SOLER P. (1975a): Le canyon de Ceüse, élément morphologique essentiel pour la compréhension du bassin subalpin au passage Jurassique - Crétacé. - 9^e Congr.Int.Sédimentologie, Sédim Nice, 5: 61-69, 6 fig.
- BEAUDOIN, B., CAMREDON, R., COTILLON, P. & GIGOT, P. (1975b): Alpes méridionales françaises. Reconstitution du bassin de sédimentation (Exc. 7). - 9^e Congr.Int.Sédimentologie, Sédim Nice, 6, 235 p. 80 fig.
- BEAUDOIN, B., JOSEPH, P. & COJAN, I. (1987): Resédimentation au Jurassique terminal - Berriasien: mécanismes et paléomorphologies. - Géologie alpine, Grenoble, Mém.h.s., 13: 187-196, 8 fig.
- BERNIER, P. (1968): Le "Portlandien" de la bordure méridionale des Cévennes (Montagne de la Seranne - Montagne des Cagnasses). - Geobios, Lyon, 1: 103-118, 8 fig., pl. 15-17.
- BISCAYE, P. (1965): Mineralogy and Sedimentation of recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and adjacent Seas and Oceans. - Geol.Soc.Amer.Bull. Tulsa, 76: 803-832, 16 fig.
- BODEUR, Y. (1986): Le complexe récifal Jurassique supérieur au sud des Cévennes: architecture sédimentologique. - C.R.Acad.Sc. Paris, 282, sér. D: 835-837
- BOISSEAU, T. (1987): La plate-forme jurassienne et sa bordure subalpine au Berriasien - Valanginien (Chartreuse - Vercors). - Analyse et corrélation avec les séries de bassin [Thèse]. - Grenoble, 400 p., 135 fig., 47 tab.
- BONHOMME, M., CLAUER, N., COTILLON, P. & LUCAS, J. (1989): Datation rubidium-strontium de niveaux glauconieux du Crétacé inférieur de Haute Provence. - Bull.Serv.Carte géol.Als.Lorr., Strasbourg, 22/4: 235-247, 4 fig., 2 tab.
- BRINDLEY, G. & BROWN, G. (1980): Crystal Structures of Clay Minerals and their X Ray Identification. - Miner.Soc. London, Jarrold & Sons, Norwich, 495 p.
- BROWN, G. (1961): The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. - Miner.Soc. London, Jarrold & Sons, Norwich, 544 p.
- BUSNARDO, R., LE HEGARAT, G. & MAGNE, J. (1963): Le stratotype du Berriasien. - Mém.B.R.G.M., Orléans, 34: 5-33, 3 fig., 6 tab.
- CECCA, F. (1986): Le Tithonique de la bordure ardéchoise dans la région du stratotype de l'Ardésien: étude stratigraphique et paléontologique [Thèse]. - Lyon, 263 p., 39 fig., 24 pl.
- CHAMLEY, H. (1989): Clay sedimentology. - éd. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 623 p., 243 fig., 65 tab.
- CHENET, P.-Y. (1978): La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais (Alpes occidentales françaises). [Thèse Doc.Ing.]. - Paris, 385 p.
- Colloque sur la limite Jurassique - Crétacé Lyon-Neuchâtel 1973 (1973): Livret-guide des excursions. Docum.Lab.Géol.Fac.Sci. Lyon, h.s. 1, 153 p., 59 fig.
-

Bibliographie

- Colloque sur la limite Jurassique - Crétacé Lyon-Neuchâtel 1973 (1975): Mém. B.R.G.M., Paris, 86, 393 p.
- COQUAND, H. (1871): Sur le Klippenkalk du département du Var et des Alpes Maritimes. - Bull.Soc.géol.Fr., Paris, 28/2:208-234.
- COTILLON, P. (1966): Stratigraphie et paléogéographie du Crétacé inférieur de l'anticlinal de Gourdan et du bassin du Ver moyen de Daluis à la Mescla. - Bull.Soc.Géol.Fr., Paris, sér. 7, 8: 363-375, 6 fig.
- DARSAC, C. (1983): La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpin (Ain, Savoie), [Thèse]. - Grenoble, 316 p., 111 fig., 8 pl.
- DEBELMAS, J. (1970): Alpes (Savoie et Dauphiné). - Guides géol. régionaux, éd. Masson & Cie, Paris, 213 p., 119 fig.
- DEBELMAS, J. (1974): Géologie de la France. - 2 vol., éd. Doin Paris, 540 p., 245 fig., 1 carte.
- DEBRAND-PASSARD, S. (éd., 1984): Synthèse géologique du Sudest de la France (Vol I: stratigraphie et paléogéographie). - B.R.G.M. Orléans, Mém. 125, 615 p.
- DEBRAND-PASSARD, S. (éd., 1984): Synthèse géologique du Sudest de la France (Vol II: Allas). - B.R.G.M., Orléans, Mém. 126, 64 cartes.
- DECONINCK, J.F. (1984): Sédimentation et diagénèse des minéraux argileux du Jurassique supérieur - Crétacé dans le Jura méridional et le domaine subalpin (France, Sud-Est) [Thèse]. - Lille, 150 p.
- DECONINCK, J.F. (1987a): Identification de l'origine détritico-diagénétique des assemblages argileux: le cas des alternances marne-calcaire du Crétacé inférieur subalpin. - Bull.Soc.géol.Fr., Paris, sér.8, 3/1: 139-145.
- DECONINCK, J.F. (1987b): Les successions argileuses mésozoïques des domaines subalpin et ultra-helvétique. - Géologie alpine, Grenoble, Mém.h.s., 13: 203-207, 2 fig.
- DECONINCK, J.F. & CHAMLEY, H. (1983): Héritage et diagénèse des minéraux argileux dans les alternances marno-calcaires du Crétacé inférieur du domaine subalpin. - C.R.Acad.Sc., Paris, 297, sér. 2: 589-594, 2 fig..
- DECONINCK, J.F. & DEBRABANT, P. (1985): Diagénèse des argiles dans le domaine subalpin: rôles respectifs de la lithologie, de l'enfouissement et de surcharge tectonique. - Rév.Géogr.phys.Géol.dynam., Paris, 26/5: 321-330, 10 fig.
- DECONINCK, J.F., BEAUDOIN, B., CHAMLEY, H., JOSEPH, P. & RAOULT, J.F. (1985): Contrôle tectonique, eustatique et climatique de la sédimentation argileuse du domaine subalpin français au Malm - Crétacé. - Rév.Géogr.phys.Géol.dynam., Paris, 26/5: 311-320, 5 fig.
- DECONINCK, J.F. & CHAROLLAIS, J. (1986): Minéraux argileux des formations crétacées et tertiaires du domaine ultra-helvétique (Unité de Nentibellet,
-

Bibliographie

- Klippe de Sullens: Haute-Savoie): diagénèse et paléoenvironnement. - *Géologie alpine*, Grenoble, 62: 11-31, 7 fig.
- DECONINCK, J.F. & STRASSER, A. (1987): Sedimentology, Clay Mineralogy and Depositional Environment of Purbeckian Green Marls. - *Eclogae geol. Helv.*, Basel, 80/3: 753-772, 9 fig.
- DECONINCK, J.F., STRASSER, A. & DEBRABANT, P. (1988): Formation of illitic minerals at surface temperature in Purbeckian sediments (Lower Berriasien, Swiss and French Jura). - *Clay Miner.*, London, 23/1: 91-103, 8 fig.
- DONZE, P. & LE HEGARAT, G. (1966a): Les dépôts de la limite Berriasien - Valanginien dans le Nord de l'Ardèche sédimentaire. - *C.R.Acad.Sci.*, Paris, 262, sér. D, n°6: 610-612.
- DONZE, P. & LE HEGARAT, G. (1966b): Observations nouvelles sur le Tithonique terminal et le Berriasien de la région de Luc-en-Diois (Drôme). - *Bull.Soc.géol.Fr.*, Paris, sér. 7, 8: 353-358, 1 fig.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagénèse. Passage eu métamorphisme. - *Mém.Serv.Carte géol.Als.Lorr.*, Strasbourg, 29, 320 p., 108 fig.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G., ARTRU, P. & FERRERO, J. (1966): Sur une transformation des minéraux argileux dans les "terres noires" du bassin de la Durance: influence de l'orogénie alpine. - *C.R.Acad.Sci. Paris*, 262, sér D: 2401-2404.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. & ABBAS, M. (1976): Métamorphisme des argiles dans le Rhétien des Alpes sud-occidentales. - *Sci.géol.Bulletin*, Strasbourg, 29/1: 3-20, 7 fig., 6 tab.
- EMERY, K.O. & UCHUPI, E. (1984): *The Geology of the Atlantic Ocean*. - éd. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 1050 p., 399 fig.
- ENAY, R. (1980): Séquanien, Crussolien, Ardésien. - in: CAVELIER, C. & ROGER, J.: Les étages français et leurs stratotypes. - *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, 109: 87-95.
- ENAY, R. & GEYSSANT, J. (1975): Feunes tithoniques des chaînes bétiques (Espagne méridionale).- in: *Coll.limite Jurassique-Crétacé*, Lyon - Neuchâtel 1973, *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, 86: 39-55, 4 fig.
- FERRY, S., COTILLON, P. & RIO, M. (1983): Diagénèse croissante des argiles dans les niveaux isochrones de l'éternance calcaire - mame valanginienne du bassin vacontien. - *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 297, sér. II: 51- 56, 2 fig.
- FLÜGEL, E. (1967): Elektronenmikroskopische Untersuchungen an mikritischen Kalken. - *Geol.Rdsch.*, Hannover, 56: 341-358, 2 fig., 1 tab., 2 pl.
- FRAKES, L. (1979): *Climates throughout geological time*. - éd. Elsevier, Amsterdam, 310 p., 82 fig.
-

Bibliographie

- FREY, M. [ed.] (1987): *Low Temperature Metamorphism*. - Blackie & Son Ltd., Glasgow/London, 351 p. 113 fig., 12 tab.
- GABUS, J. (1958): *L'Ultrasuisse entre Derborence et Bex (Alpes vaudoises)*. - Matér. Carte géol. Suisse, Berne, n.s. 106e livraison, 47 p., 21 fig., 3 pl.
- GALBRUN, B., RASPLUS, L. & LE HEGARAT, G. (1986): *Données nouvelles sur le stratotype du Berriasien: corrélations entre magnétostratigraphie et biostratigraphie*. - Bull.Soc.géol.Fr., Paris, sér. 8/2,4: 575-584, 6 fig., 1 tab.
- GEYER, M. (1989): *Preliminary Results of Investigations on Clay Minerals in the Vocontian Basin and its Surroundings (SE France) at the Jurassic - Cretaceous Boundary*. - *Géologie alpine*, Grenoble, 65: 45-64, 5 fig., 3 tab.
- GIGNOUX, M. & MORET, L. (1952): *Géologie dauphinoise*. - éd. Masson & Cie, Paris, 2^e édition, 391 p., 91 fig., 3 cartes.
- GIGOT, P., GRANDJACQUET, C. & HACCARD, D. (1974): *Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène*. - Bull.Soc.géol.Fr., Paris, sér. 7, 16/2: 128-139, 6 fig.
- GOGUEL, J. (1966): *Glissements sousmarins dans le Crétacé inférieur*. - Bull.Soc.géol.Fr., Paris, sér.5, 8: 215-256, 1 pl.
- GYGI, R. & PERSOZ, F. (1986): *Mineralostratigraphy, Litho-and Biostratigraphy combined in Correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) Formations of the Swiss Jura Range*. - *Ecolgae geol.Helv.*, Basel, 79/2: 385-434, 15 fig., 4 tab., 1 pl.
- JASMUND, K. (1955): *Die silikatischen Tonminerale*. - Verlag Chemie, Weinheim, 192 p., 43 fig., 74 tab.
- JAUTEE, E. (1982): *Explication de la forme des massifs dolomitiques de remplacement dit tardif: exemple des dolomies structurales des environs de Castellane (Alpes de Haute Provence, Sud-Est de la France)*. - in: 9^e RAST., éd. Soc.géol.Fr., Paris, 323 p.
- JOHNS, W.D., GRIM, R.E. & BRADLEY, W.F. (1954): *Quantitative Estimations of Clay Minerals by Diffraction Pattern*. - *J.sediment.Petrol.*, 24(4): 242-251, 3 fig., 1 tab.
- KÜBLER, B. (1964): *Les argiles, indicateurs de métamorphisme*. - *Rev.Inst.franç.Pétrole*, 19(10): 1093-1113.
- KÜBLER, B. (1967a): *La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme*. - "Elages tectoniques", Colloque de Neuchâtel 18-21 Avril 1966: 105-122, 20 fig.
- KÜBLER, B. (1967b): *Anchymétamorphisme et Schistosité*. - Bull.Centre Rech. Pau-S.N.P.A., 1(2): 259-278, 14 fig., 1 tab.
- KÜBLER, B. (1973): *La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment*. - Bull.Centre Rech. Pau-S.N.P.A., 7(2): 543-556, 2 tab.
-

Bibliographie

- KÜBLER, B. (1980): Les premiers stades de la diagenèse organique et de la diagenèse minérale. Deuxième partie: Zonéographie par les transformations minéralogiques, comparaison avec la réflectance de la vitrinite, les extraits organiques et les gaz adsorbés. - Bull.Ver.schweiz.Petroleum-Geol. u. -Ing. Zürich, 46/110: 1-22, 7 fig.
- KÜBLER, B. (1984): Les indicateurs des transformations physiques et chimiques Thermométrie et barométrie géologiques, M. LAGACHE [ed]: Thermométrie et barométrie géologiques. - Soc.Franç.Minér.Crist., Paris: 489-596.
- KÜBLER, B. (1986): Cristallinité de l'illite. Largeur de Scherrer des micas. Méthode automatique normalisée de mesure. Méthodes normalisées de préparation de mesures. - Cahiers de l'Inst.Géol. Neuchâtel, 27, sér. A.X.1, 9 p. (inédit).
- KÜBLER, B. (1987): Cristallinité d'illite. Influence du monochromateur et influence de la saturation de l'éthylène-glycol sur la largeur de Scherrer. L'intensité des pics. La distribution illite - phengite - muscovite. - Cahiers de l'Inst.Géol. Neuchâtel, 45, sér. A.D.X.1, 30 p. (inédit).
- KÜBLER, B. (1979): Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques. - Eclogae geol.Helv., Bâle, 72(2): 347-373, 6 fig., 4 tab.
- LE HEGARAT, G. (1971): Le Berriasien du Sud-Est de la France. - Docum.Lab.Géol.Fac.Sci. Lyon, 43, 2 fasc., 576 p., 70 fig, 32 tab., 55 pl
- LE HEGARAT, G. & REMANE, J. (1968): Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélation des ammonites et des calpionelles. - Geobios, Lyon, 1: 7-70, 16 tabl., pl. 1-10.
- LE HEGARAT, G. & REMANE, J. (1973): voir "colloque sur la limite Jurassique - Crétacé" Lyon-Neuchâtel 1973: Livret-guide des excursions.
- LEVERT, J. & FERRY, S. (1987): Les apports argileux dans le bassin mésozoïque subalpin. Quantification et problème d'altération diagenétique de l'héritage. - Géologie alpine, Grenoble, Mém.h.s., 13: 209-213, 4 fig.
- LEVERT, J. & FERRY, S. (1988): Diagenèse argileuse complexe dans le Mésozoïque subalpin révélée par cartographie des proportions relatives d'argiles selon des niveaux isochrones. - Bull.Soc.géol.Fr., Paris, sér. 8, 4:1029-1038, 10 fig.
- LIPPMANN, F. (1954): Über einen Keuperton von Zaihersweihe bei Maulbronn. - Heidelb.Beitr.Mineral.u.Petrogr., 4: 130-134.
- LIPPMANN, F. (1973): Sedimentary carbonate minerals. - éd. Springer, Berlin, 228 p.
- MANN, U. & MÜLLER, G. (1980): Composition of Sediments of the Japanese Trench, Legs 56+57. - Init.Repts.DSDP, U.S.Govt.Printing Office, Washington, 56-57(2): 939-977, 24 fig., 11 tab., 1 pl.
- MAZENOT, G. (1939): Les Palaeohoplitidae tithoniques et berriasiens du Sud-Est de la France. - Mém.Soc.géol.Fr., Paris, n.s.,18, mém. 41, 303 p., 40 tab.
-

- MORET, L. (1958): Existait-il une communication, vers la fin du Jurassique, entre les lagunes purbeckiennes du Jura et celles, récemment mises en évidence, dans les régions provençales. - C.R.Acad.Sci., Paris, 246: 1342-1346.
- MOSAR, J. (1988): Structures, déformation et métamorphisme dans les Préalpes Romandes (Suisse). - [Thèse], Neuchâtel, 121 p., 63 fig., 17 tab., 1 carte
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung: Teil 1. - Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 306 p., 91 fig.
- MÜLLER, G. & GASTNER, M. (1971): The "Karbonat-Bombe", a simple device for the determination of the carbonate content in sediments, soils and other materials. - N.Jb.Mineral. 19: 466-489, 1 fig.
- OINUMA, K., SHIMODA, S. & SUDO, T. (1972): Triangular diagrams for surveying chemical compositions of chlorites. - J.Toyo Univ.Gen.Educ.Nat.Sci. Tokyo, 15: 1-33, 16 fig.
- OZENDA, P. (1981): Végétation des Alpes sud-occidentales. - éd. CNRS, Paris, 258 p., 66 fig.
- OZENDA, P. (1985): La végétation de la chaîne alpine. - éd. Masson, Paris, New York, Barcelone, 343 p., 54 fig.
- PAQUIER, V. (1892): Contribution à la géologie des environs de Grenoble. - Bull.Soc.Statist. Isère (Extrait), Grenoble, 128 p., 3 fig.
- PAQUIER, V. (1900): Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales [Thèse]. - Albin frères édit., Grenoble, 402 p., 12 fig., 1 carte, pl. I-VIII.
- PERSOZ, F. (1982): Inventaire minéralogique, diagénèse des argiles et minéralostratigraphique des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jure entre les lacs d'Annecy et de Constance. - Matér.Carte géol.Suisse, Berne, n.s., 155e livraison, 52 p., 19 fig, 3 tab.
- PERSOZ, F. & REMANE, J. (1976): Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique - Crétacé dans le Jura et dans le bassin vocontien. - Eclogae geol.Helv., Bâle, 69/1:1-38, 25 fig., 2 tab.
- PICTET, F.J. (1867): Etudes paléontologiques sur la faune à *Terebratula diphyoides* de Berrias (Ardèche). - Mélanges paléontologiques, Gorg édit., Bâle, 2: 43-130.
- 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.Grenoble, 34: 179-191, 2 fig.
- REMANE, J. (1960): Les formations bréchiqques dans le Tithonique du Sud-Est de la France. - Trav.Lab.Géol.Fac.Sci.Grenoble, 36: 75-114.
-

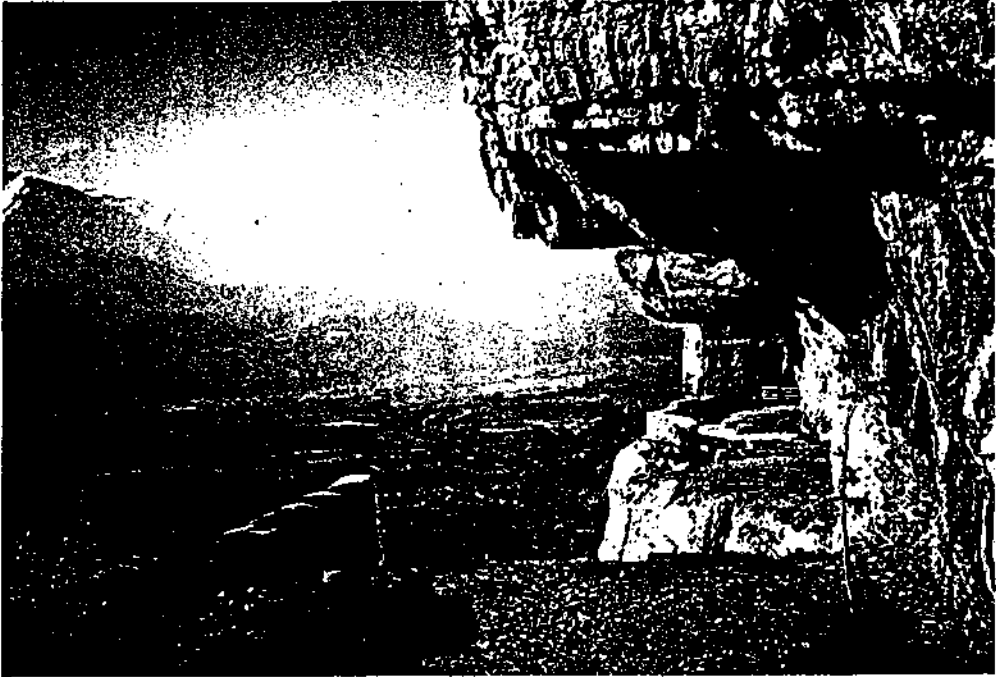
Bibliographie

- REMANE, J. (1963): Les Calpionelles dans les couches de passage Jurassique - Crétacé de la fosse vocontienne. - *Trav.Lab.Géol.Fac.Sci. Grenoble*, 39: 25-82, 18 fig., 4 pl.
- REMANE, J. (1964): Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kraide Grenzsichten des Vocontischen Troges. - *Palaeontographica*, Stuttgart, 123, Abt. 4 : 1-57, 18 fig., pl.1-6.
- REMANE, J. (1966b): Note préliminaire sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines. - *Bull.Soc.géol.Fr.*, Paris, sér. 7, 8: 446-453, 2 fig.
- REMANE, J. (1969a): Les possibilités actuelles pour une utilisation stratigraphique des Calpionelles (Protozoa incertae sedis, Ciliata ?). - *Proc. I Plankt.Conf. Geneva 1967*, vol II: 559-573, 7 fig.
- REMANE, J. (1970): Die Entstehung der resedimentären Breccien im Oberthyon der subalpinen Ketten Frankreichs. - *Eclogae geol. Helv.*, Basel, 63/3: 685-739, 20 fig., 6 tab.
- REMANE, J. (1971): Les Calpionelles: protozoaires planctoniques des mers mésogéennes de l'époque secondaire. - *Extr. Ann. Guébard Neuchâtel*, 47: 369-393, 8 fig.
- REMANE, J. (1974): Les Calpionelles. - *Cours de III^e cycle en Sciences de la terre*, Université de Genève: 58 p., 23 fig.
- REMANE, J., BAKALOVA-IVANOVA, D., BORZA, K., KNAUER, J., NAGY, I., POP, G. & TARDI-FILACZ, E. (1986): Agreement on the Subdivision of the Standard Calpionellid Zones defined at the 2nd Plankton Conference Rome 1970. - *Acta Geol.Hung.*, Budapest, 29/1-2: 2-14.
- REY, J. & KÜBLER, B. (1983): Identification des micas des séries sédimentaires par diffraction X à partir de la série harmonique (001) des préparations orientées. - *Schweiz.mineral.petrogr.Mitt.* Zürich, 63: 13-63, 17 fig., 11 tab.
- ROUVIER, H. (1962): Exemple de gisements de Pb/Zn épigénétiques dans les niveaux calcaires en sillon subsident: les minéralisations du Diois et des Baronnies. - *Bull.Soc.géol.Fr.*, Paris, sér. 7, 4: 816-823, 2 fig.
- RUMLEY, G. (en cours): Minéralogie, sédimentologie et stratigraphie de l'Hauterivien du Jura Suisse. [Thèse]. - Nauchâtel.
- RUMLEY, G. & ADATTE, T. (1983): Méthode rapide de séparation des fractions > 2 et < 16 µm pour analyse par diffraction X. - *Cahiers de l'Inst.Géol.Nauchâtel*, 9, sér. A.G.5, 4 p. (inédit).
- SIDDANS, A. (1977): The Development of Slaty Cleavage in a part of the French Alps. - *Tectonophysics*, Amsterdam, 39: 533-577, 18 fig., 3 tab.
- SUBIETA, T. (1977): Analyse quantitative de la déformation dans un secteur de la zone externe des Alpes. - [Thèse] Montpellier, 93 p., 54 fig., 5 tab., 35 pl.
- TOUCAS, A. (1899): Nouvelles informations sur le Jurassique supérieur de l'Ardèche. - *Bull.Soc.géol.Fr.* Paris, sér. 3, 17: 729-742.
-

Bibliographie

- TOUCAS, A. (1890): Etude de la faune des couches tithoniques de l'Ardèche. - Bull.Soc.géol.Fr., Paris, sér. 3, 28: 560-629, 1 fig., 1 tab., pl. XIII-XVIII.
- THIERSTEIN, H. (1975): Calcareous nanoplankton biostratigraphy at the Jurassic - Cretaceous boundary. - voir: "Colloque sur la limite Jurassique - Crétacé Lyon-Neuchâtel 1973.
- VIEBAN, F. (1983): Premier sujet: Installation et évolution de la plate-forme urgonienne (Hauterivien à Bédoulien) du Jura méridional aux chaînes subalpines (Ain, Savoie, Haute-Savoie). Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie et paléogéographie. Deuxième sujet: Dolomitisation, fracturation et porosité au voisinage d'une faille majeure (Urgonien du massif subalpin du Vercors). [Thèse 3e cycle]. - Grenoble, 291 p.
- VUITEL, J.-M. (1987): Application de la méthode de Srodon pour la détermination d'interstratifiés "Illite-Smectite" à partir des diagrammes R-X sur des préparations de routine glycolées des fractions granulométriques inférieures à 2 μ m. - Cahiers de l'Inst. Géol. Neuchâtel, 44, sér. A.X. 13, 18p., 8 fig. (inédit).
- WAPLES, D. (1981): Organic geochemistry for exploration geologists. - Burgess Publishing Company, CEPCO Division, 151 p.
- WHITEHOUSE, U.G., JEFFREY, L.M. & DEBRECHT, J.D. (1960): Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. - Clays Clay Min., 7th Natl.Conf., Pergamon, Oxford: 1-80.

Planches



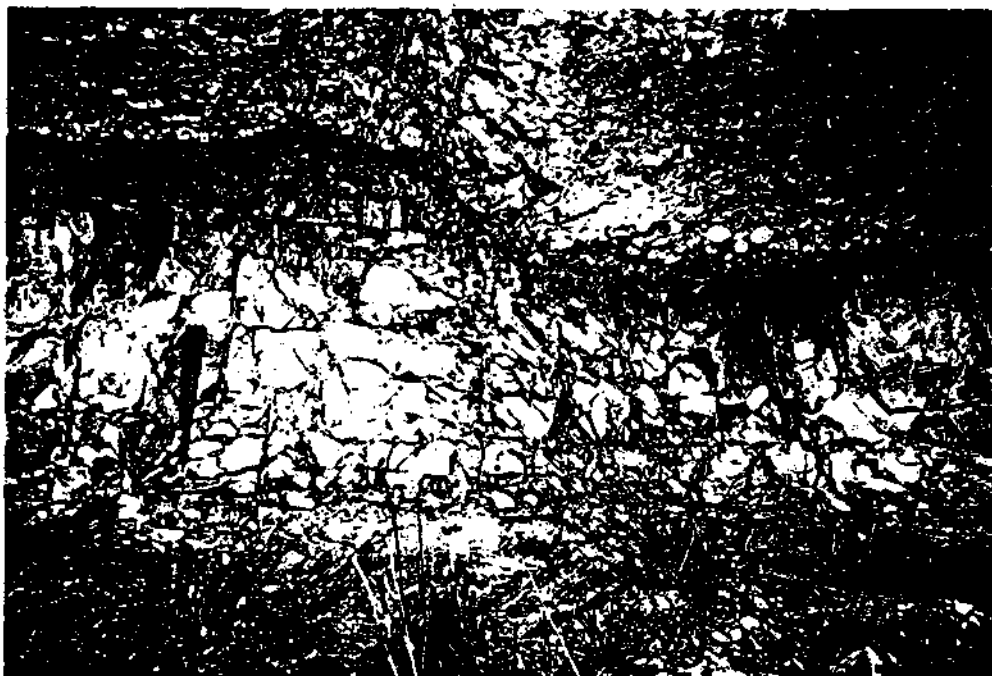
1. Saint Pancrasse: vue en direction SSE sur le sillon subalpin et le massif de Belledonne
[x= 875.5, y= 337.2]



2. Vechères-en-Quint (D-129): limite Tithonique / Berriasien avec une brèche massive qui appartient déjà au Berriasien.
[x= 831.9, y= 281.1]



3. Le Broyon: passage du Tithonique supérieur (calcaires bien lités et calcaires massifs) au mamocalcaires du Berriasien (sous-zone à *grandis*)
[x= 789.5, y= 272.0]



4. Route de Charens (D-145): brèche massive dans le Tithonique supérieur avec érosion des calcaires sous-jacents. Le marteau indique le niveau 19.
[x= 852.3, y= 255.0]

Annexe

1. Liste des figures

fig. 1	Localisation des coupes étudiées	p.10
fig. 2	Carte structurale simplifiée des Alpes occidentales	p.12
fig. 3	Passage des faciès dans le Jurassique et le Crétacé dans les Chaînes subalpines	p.14
fig. 4	Paléogéographie du bassin vocontien au Tithonique/Berriésien	p.15
fig. 5	L'emplacement du canyon de la Drôme avec les gisements Pb/Zn	p.16
fig. 6	Coupe lithologique schématique du mésozoïque vocontien	p.18
fig. 7	Relations phylogénétiques entre les genres principaux des Calpionelles	p.22
fig. 8	Terminologie morphologique dans la description de la lorica des Calpionelles	p.23
fig. 9	Légende pour les figures 10 à 34	p.30
fig.10	Le Chevallon	p.34
fig.11	Chaplène	p.35
fig.12	Saint Pancrèce	p.36
fig.13	Cerrière des Anges	p.41
fig.14	Berrias	p.42
fig.15	Le Broyon	p.43
fig.16	La Cadière	p.44
fig.17	Route des Grads	p.45
fig.18	Chelancon	p.50
fig.19	Route de Charens	p.51
fig.20	Le Chouet	p.52
fig.21	Les Miaux	p.53
fig.22	Roc de l'Esculier	p.54
fig.23	Saint Julien-en-Bochaîne	p.55
fig.24	Vachères-en-Quint	p.56
fig.25	au Sud d'Aulan	p.59
fig.26	Les Sias	p.60
fig.27	Châteauneuf-d'Oze	p.64
fig.28	Esprèux	p.65
fig.29	Roche des Amauds	p.66
fig.30	Veynes	p.67
fig.31	Daluis	p.70
fig.32	Saint Julien - Vergons	p.71
fig.33	La Vemet	p.72
fig.34	Clue de Taulanne	p.74

fig.35 Répartition des résédiments dans une coupe N - S	p.76
fig.36 Répartition des résédiments dans une coupe W - SE	p.77
fig.37 Distribution régionale des zones A et B	p.79
fig.38 Teneur moyenne en carbonates	p.85
fig.39 Composition chimique des chlorites selon OINUMA et al. (1982)	p.88
fig.40 Diffractogramme-type des chlorites	p.89
fig.41 Type des micas détritiques selon REY & KÜBLER (1983)	p.91
fig.42 Triangle de référence pour les micas détritiques	p.92
fig.43 Diffractogramme-type des smectites 17 Å	p.93
fig.44 Diffractogramme-type des interstratifiés	p.94
fig.45 Diffractogramme-type de le corrensité	p.95
fig.46 Légende pour les fig. 45 à 69	p.98
fig.47 Saint Pancrasse: minéraux argileux	p.99
fig.48 Le Chevallon: minéraux argileux	p.100
fig.49 Chauplane: minéraux argileux	p.101
fig.50 Cristallinité de l'illite: SPa, Chv, Cpl	p.102
fig.51 La Cadière: minéraux argileux	p.103
fig.52 Berrias: minéraux argileux	p.104
fig.53 Le Broyon: minéraux argileux	p.105
fig.54 Carrière des Anges: minéraux argileux	p.106
fig.55 Route des Grads: minéraux argileux	p.107
fig.56 Cristallinité de l'illite: LCa, Ber, Ang, RdG	p.108
fig.57 Chalancon: minéraux argileux	p.110
fig.58 Route de Charens: minéraux argileux	p.111
fig.59 Le Chouet: minéraux argileux	p.112
fig.60 Vachères-en-Quint: minéraux argileux	p.113
fig.61 Les Miaux: minéraux argileux	p.114
fig.62 Saint Julien-en-Bocheîne: minéraux argileux	p.115
fig.63 Roc de l'Esculier: minéraux argileux	p.116
fig.64 Cristallinité de l'illite: Chc, Chr, Cht	p.117
fig.65 Cristallinité de l'illite: VaQ, Mia, REs	p.117
fig.66 Les Sias: minéraux argileux	p.119
fig.67 au Sud de Aulan: minéraux argileux	p.120
fig.68 Cristallinité de l'illite: Sia, SAu	p.121
fig.69 Veynes: minéraux argileux	p.122
fig.70 Roche des Amauds: minéraux argileux	p.123
fig.71 Châteauneuf-d'Oze: minéraux argileux	p.124

fig.72 Espréaux: minéraux argileux	p.125
fig.73 Cristallinité de l'illite: Vey, RdA	p.126
fig.74 Cristallinité de l'illite: ChO, Esp	p.126
fig.75 Le Vernet: minéraux argileux	p.128
fig.76 Saint Julien - Vergons: minéraux argileux	p.129
fig.77 Daluis: minéraux argileux	p.130
fig.78 Cristallinité de l'illite: Ver, JuV, Dal	p.131
fig.79 Clue de Taulanne: minéraux argileux	p.132
fig.80 Cristallinité de l'illite: CTa	p.133
fig.81 Répartition des interstratifiés, smectites 17 Å et des chlorites	p.136
fig.82 Répartition de la kaolinite dans le domaine vocontien	p.138
fig.83 Composition des interlits marneux à Ber et RdG	p.142
fig.84 Composition des interlits marneux à ChO	p.143
fig.85 Composition des interlits marneux à Esp	p.144
fig.86 Resédiments: Ber	p.145
fig.87 Resédiments: Ang	p.146
fig.88 Resédiments: RdG	p.147
fig.89 Resédiments: SJu	p.148
fig.90 Resédiments: Cpl et VaO	p.149
fig.91 Resédiments: Chr	p.150
fig.92 Situation des coupes Nord-Sud et Ouest-Est des fig. 98 et 99	p.151
fig.93 Composition du résidu argileux dans une coupe Nord - Sud	p.152
fig.94 Composition du résidu argileux dans une coupe Ouest - Est	p.153
fig.95 Composition du résidu non-argileux: Ber, Cht, JuV et Sia	p.155
fig.96 Répartition des minéraux accessoires dans le domaine vocontien	p.156
fig.97 Modèle de Loptin: domaine vocontien	p.157
fig.98 Modèle de Lopatin: Ardèche	p.158
fig.99 Modèle de Lopatin: Gap	p.158

2. Liste des tableaux

tab. 1	Liste des coupes étudiées	p.9
tab. 2	Répartition stratigraphique des coupes étudiées	p.11
tab. 3	Zonation biochronologique du passage Jurassique - Crétacé dans le SE de la France	p.20
tab. 4	Organigramme des méthodes de travail	p.26
tab. 5	Comparaison des méthodes calcimétriques	p.28
tab. 6	Echantillonnage des coupes	p.31
tab. 7	Ampleur régionale des résédiments	p.75
tab. 8	Influence de la présence des interlits mameux sur l'épaisseur des bancs calcaires	p.80
tab. 9	Zone A: variation des mesures calcimétriques	p.82
tab.10	Zone B: variation des mesures calcimétriques	p.83
tab.11	Zone A+B: variation des mesures calcimétriques	p.84
tab.12	Identification des minéraux	p.87
tab.13	Taux des couches gonflantes dans les Interstréifiés illite-smectite	p.96
tab.14	Cristallinité de l'illite	p.139

3. Liste des planches

pl. 1	Saint Pancrasse: vue en direction SSE	p.174
pl. 2	Vachères-en-Quint: limite Tithonique / Berriasien	p.174
pl. 3.	Le Broyon: passage Tithonique - Berriasien	p.175
pl. 4	Route de Charens: Tithonique supérieur	p.175

4. Coordonnées des coupes étudiées et mentionnées annexe tab. 1, p.9

affleurement		carte géologique détaillée		coordonnées (début)	
				x	y
Carrière des Anges	Ang	Privas (198)	1:80.000	790.6	275.0
Clue des Barles	CdB	Oigne (212)	1:80.000	913.0	222.3
Bérrias	Ber	Alès (209)	1:80.000	748.0	233.2
Carrière de Broyon	Bro	Crest (842)	1:50.000	789.5	272.0
Clue de Chabrières	CdC	Oigne (844)	1:50.000	914.0	197.7
Chalancon	Chc	Dieulefit (867)	1:50.000	839.2	250.4
Châteauneuf-d'Oze	ChO	Gap (869)	1:50.000	862.7	248.6
Charens	Chr	Luc-en-Diois (868)	1:50.000	852.3	255.0
Le Chouet	Chi	Luc-en-Diois (868)	1:50.000	858.1	254.1
Le Chevallon	Chv	Grenoble (772)	1:50.000	860.2	336.3
Chauplane	Cpl	La Chapelle-en-Vercors (820)	1:50.000	855.7	291.1
Chomérac	Chm	Privas (198)	1:80.000	783.7	270.4
Clue de Tautanne	CTa	Moustiers-Sta.Marie (970)	1:50.000	929.8	183.8
Daluis	Dal	Entravaux (945)	1:50.000	958.3	200.6
Détroit d'Establet	DdE	Luc-en-Diois (868)	1:50.000	847.8	246.6
Bec d'Echaillon	Ech	Grenoble (772)	1:50.000	857.0	337.8
Espréaux	Esp	Gap (869)	1:50.000	882.6	248.6
La Faurie - Dreyrieu	Fau	Luc-en-Diois (868)	1:50.000	868.4	258.4
Ginestous	Gin	Le Vigan (221)	1:80.000	713.8	183.9
Saint Julien-Vergons	JuV	Castellane (971)	1:50.000	938.7	187.9
La Cadière	LCa	Le Vigan (221)	1:80.000	717.9	185.3
Lacisterne	Lci	Le Vigan (221)	1:80.000	715.6	185.4
Les Miaux	Mia	Luc-en-Diois (868)	1:50.000	858.0	263.9
Orpierre	Orp	Serras (892)	1:50.000	867.3	229.2
Pierre écrite	Péc	Oigne 212)	1:80.000	893.3	221.5
Pontaix	Pon	Die. (843)	1:50.000	831.8	277.3
Roche des Arnauds	RdA	Gap (869)	1:50.000	885.5	257.8
Route des Grads	RdG	Privas (198)	1:80.000	790.6	274.5
Roc de l'Esculier	REs	Le Buis (211)	1:80.000	875.1	238.2
Au Sud d'Aulan	SAu	Sedron (816)	1:50.000	846.0	216.2
Serres	Ser	Serras (892)	1:50.000	867.2	240.6
Les Sies	Sia	Vaison-la-Romaine (915)	1:50.000	841.8	222.5
Saint Julien	SJu	Luc-en-Diois (868)	1:50.000	867.4	262.7
Saint Pancrasse	SPa	Domèno (773)	1:50.000	875.5	337.2
Vachères-en-Quint	VaQ	Oie (843)	1:50.000	831.9	281.1
Le Vernet	Ver	Seyne (894)	1:50.000	926.5	228.2
Veynos	Voy	Gap (869)	1:50.000	876.6	255.0

5. Observations sur la végétation

La répartition des zones de la végétation se ressent ici comme ailleurs des différences d'altitude. Le cadre de ce travail ne permet de placer que quelques considérations générales. Pour tous les détails, il est proposé de se référer à OZENDA (1981, 1985), qui donne une description détaillée de la végétation des Alpes sud-occidentales.

Au Sud du Col de la Croix Haute (1176 m) - situé entre Grenoble et Serres - on observe un passage graduel à la végétation méditerranéenne. Notamment les barres calcaires orientées Est - Ouest dans la vallée de Buëch (p.ex. la falaise de la Rochette ou la Citadelle de Sisteron) protègent la flore méridionale de cette vallée des intempéries venant du Nord. Ainsi, l'olivier comme plante indicatrice pour la végétation méditerranéenne est encore cultivé jusqu'à la hauteur de Sisteron. Les cultures principales sont les plantations de vignes, des noyers (surtout dans le Diois) et des amandiers (région de Sisteron).

A part la situation géographique, on distingue deux types principaux de végétation dans la région étudiée:

Premièrement, la végétation forestière sur relief à sous-sol calcaire ou calcaréo-marneux. On distingue

- des forêts de pins "artificielles", qui résultent des efforts de reboisement et qui remplacent une végétation de type "garrigue".

- des forêts "naturelles" composées de pins sylvestres (au Nord du Col de la Croix Haute: des sapins), chênes pubescents, érables et hêtres. A l'Ouest de la vallée du Rhône et au Sud de Sisteron on est en présence des pinèdes de type méditerranéen.

Deuxièmement, une végétation sur relief à sous-sol marneux. Les vallées avec leurs cultures de fruitiers ou de vignes sont aujourd'hui dépourvues de végétation naturelle. En dehors des vallées, on retrouve au Nord du Col de la Croix Haute des pâturages tandis qu'au Sud du Col et à l'Ouest de la Vallée du Rhône on est en présence des pâturages pauvres à genévriers, buis et ifs sauvages. Ces régions ne sont souvent couvertes que par de maigres broussailles ou parfois gravement atteintes par l'érosion, se transformant par la suite en "bad-lands" dénudés (p.ex. les "Terres noires", cf. 1.2.3.). Les passages latéraux à la garrigue composée des chênes méditerranéens, genêts et des plantes aromatiques telles que le romarin, le thym et la lavande sont graduels. On constate aussi l'apparition du châtaignier, arbre calcifuge du bassin méditerranéen. Dans ces régions, les combes marneuses du Valanginien (cf. 1.2.3.) sont souvent transformées en lavanderaies.

Bibliographie: OZENDA (1981, 1985)

6. Valeurs

annexe tab.5, p.28

Comparaison des méthodes calcimétriques

coupe	MÜLLER					SCHEBLER				
	minimum (%)	maximum (%)	moyenne (%)	écart-type	coef.var.	minimum (%)	maximum (%)	moyenne (%)	écart-type	coef.var.
Cpl	95	99	96.7	0.93	0.96	89	96	94.4	2.15	2.28
Esp	92	97	94.7	1.66	1.75	88	94	91.2	1.61	1.76
OnO	87	96	91.4	2.96	3.26	86	94	90.5	1.49	1.65
Sia	89	97	92.3	2.74	2.97	96	99	97.1	1.21	1.24
Cte	90	99	96.2	2.31	2.39	82	99	97.1	1.74	1.78

annexe tab. 7, p.75

Ampleur régionale des résédiments

	% res centre [zone 8]	% res centre [zone 8]	% res Gap [zone 8]	% res Gap [zone 8]
1	•	0	0	3.3
2	2.2	42.8	2.0	19.3
3	0	22.7	•	17.7
4	60.0	53.1	•	59.0
5	63.3	77.8	•	•
6	70.9	41.4	•	•
7	25.0	0	•	•
8	12.0	8.0	•	•
9	16.0	23.0	•	•
10	•	•	•	•
11	•	•	•	•
12	•	•	•	•
13	•	•	•	•
14	•	•	•	•
15	•	•	•	•
16	•	•	•	•
17	•	•	•	•
18	•	•	•	•
19	•	•	•	•
20	•	•	•	•
21	•	•	•	•
22	•	•	•	•
23	•	•	•	•
24	•	•	•	•
25	•	•	•	•

Annexe

	% res Nord [zone A]	% res Nord [zone B]	% res Ardèche [zone A]	% res Ardèche [zone B]
1	38.1	18.2	2.5	0
2	0	15.3	36.0	0
3	1.5	2.1	6.6	4.0
4	•	•	77.5	78.6
5	•	•	•	17.1
6	•	•	•	•
7	•	•	•	•
8	•	•	•	•
9	•	•	•	•
10	•	•	•	•
11	•	•	•	•
12	•	•	•	•
13	•	•	•	•
14	•	•	•	•
15	•	•	•	•
16	•	•	•	•
17	•	•	•	•
18	•	•	•	•
19	•	•	•	•
20	•	•	•	•
21	•	•	•	•
22	•	•	•	•
25	•	•	•	•
24	•	•	•	•
25	•	•	•	•

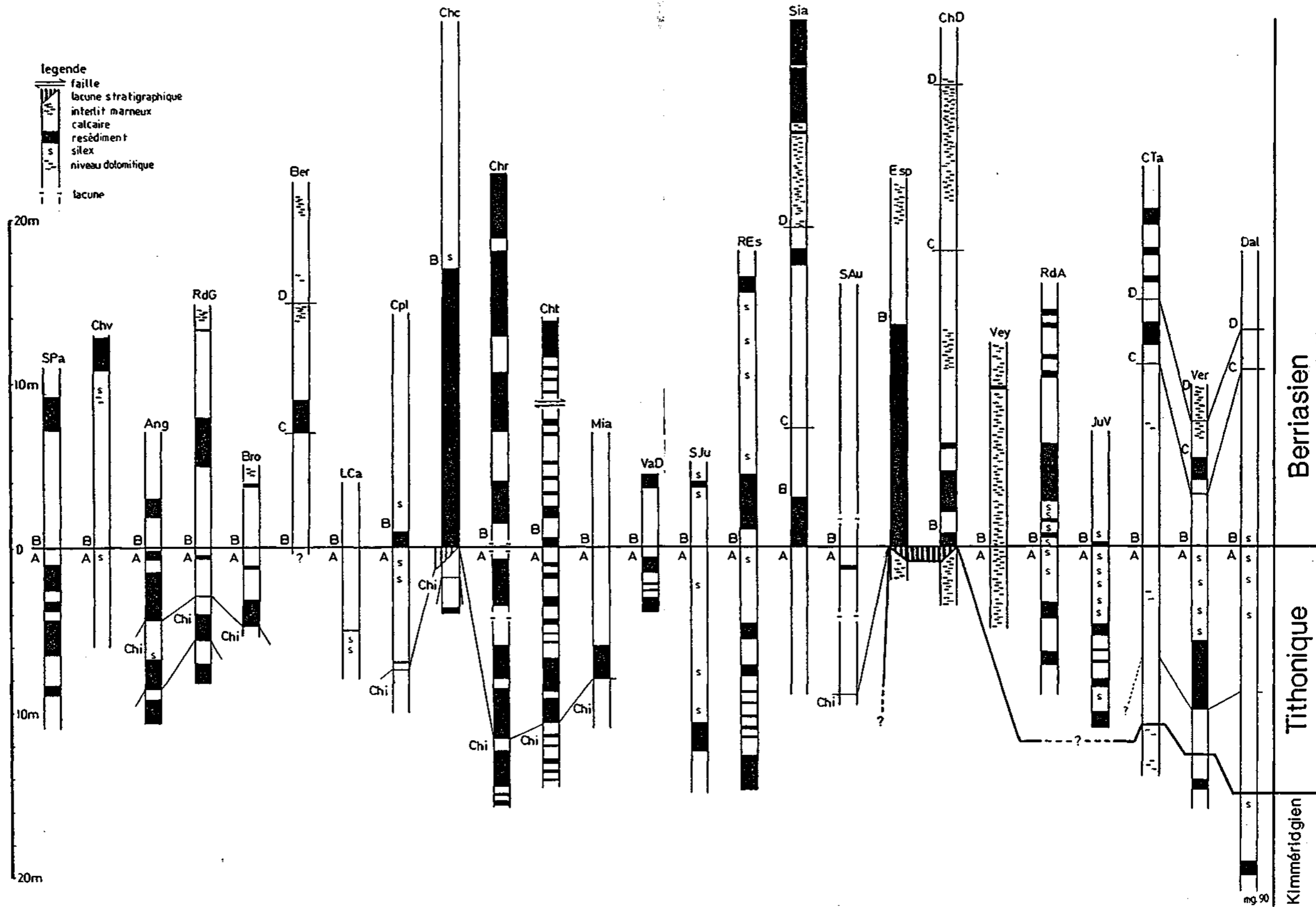
	% res Oigne + SE [zone A]	% res Oigne + SE [zone B]	% res total [zone A]	% res total [zone B]
1	42.0	0	38.1	18.2
2	25.4	4.2	1.5	15.3
3	0	0	0	7.1
4	0	0	2.5	0
5	•	•	3.6	0
6	•	•	6.6	4.0
7	•	•	77.5	78.6
8	•	•	2.2	17.1
9	•	•	0	0
10	•	•	60.0	42.8
11	•	•	63.3	22.7
12	•	•	70.9	53.1
13	•	•	25.0	77.8
14	•	•	12.0	41.4
15	•	•	16.0	0
16	•	•	0	8.0
17	•	•	2.0	23.0
18	•	•	42.0	3.3
19	•	•	25.4	19.3
20	•	•	0	17.7
21	•	•	0	59.0
22	•	•	•	0
23	•	•	•	4.2
24	•	•	•	0
25	•	•	•	0

annexe fig. 35 et 36
Alignement des toutes les coupes: valeurs

région	Kimméridgien			Tith.lrd. + Chl			Tith.sup. [A]		
	ép. total [m]	ép.res. [m]	res. [%]	ép. total [m]	ép.res. [m]	res. [%]	ép. total [m]	ép.res.[m]	res.[%]
Nord							11.0	4.2	38.1
SPa							6.0	0	0
Chv							7.0	0.1	1.5
Cpi				2.5	0	0			
Ardèche							8.0	0.2	2.5
LCa									
Ber									
Bro				0.5	0	0	5.0	1.6	36.0
RdG				5.2	2.8	53.6	3.0	0.2	6.6
Ang				6.0	3.2	53.3	4.0	3.1	77.5
Centre							4.0	2.4	60.0
VaQ									
Chc				4.0	0.4	10.0			
Chr				4.0	1.2	30.0	12.0	7.6	63.3
ChT				4.0	1.3	32.5	11.0	7.8	70.9
Mia				3.0	0	0	6.0	2.0	25.0
SJu							15.0	1.6	12.0
REs							15.0	2.4	16
Baronnies									
SAu				0.6	0	0	9.0	0.2	2.2
Sla				0	0	0	9.0	0	0
Ouest de Gap							5.0	0	0
Vey							9.0	1.6	20.0
RdA									
CrO	3.4	0	0						
Esp	2.0	0	0						
Digne									
Ver	3.2	0.6	25.0	2.6	0	0	10.0	4.2	4.2
JuV				11.0	2.8	25.4	7.0	0.3	4.2
Dal	6.0	0.6	13.0	6.0	0	0	9.0	0	0
Sudest									
CTe	3.0	0	0	4.0	0	0	7.0	0	0

région	Ber.inf. [B]			Bar.moy. [C]			Ber.sup.[D]		
	ép. total [m]	ép.res.[m]	res.[%]	ép. total [m]	ép.res.[m]	res.[%]	ép. total [m]	ép.res. [m]	res [%]
Nord	11.0	2.0	16.2						
	13.0	2.0	15.3						
	14.0	1.0	7.1						
Ardèche	4.0	0	0						
	7.0	0	0	6.0	2.0	25.0	7.3	0	0
	5.0	0.2	4.0						
	15.0	3.0	20.0						
	7.0	1.2	17.1						
Centre	4.4	1.0	22.7						
	32.0	17.0	53.1						
	19.0	14.8	77.6						
	14.0	5.6	41.4						
	7.0	0	0						
	5.0	0.4	6.0						
	16.0	4.2	23.0						
Baronnies	16.0	0	0						
	7.0	3.0	42.6	12.0	1.0	6.3	12.5	3.2	25.6
Ouest de Gap	12.0	0.4	3.3						
	16.0	3.1	19.3						
	16.0	3.2	17.7	20.0	0	0	3.8	0	0
	22.0	13.0	59.0						
Digne	6.0	0	0	4.4	1.2	27.2	2.0	0	0
	10.5	0	0	2.4	0	0	5.0	0	0
Sudest	11.0	0	0	4.0	1.4	35.0	8.2	2.4	29.2

annexe fig. 35 et 36
Alignement des toutes les coupes



annexe tab.8, p.80
 Influence de la présence des interlits marneux sur
 l'épaisseur des bancs calcaires [cm]

	Ber O	Ber B	Sla O	Sla B	ChO O	ChO B	Ver O	Ver B
1	40.0	30.0	20.0	30.0	70.0	15.0	30.0	30.0
2	20.0	25.0	25.0	50.0	50.0	20.0	20.0	60.0
3	30.0	25.0	30.0	20.0	20.0	50.0	10.0	30.0
4	15.0	50.0	30.0	20.0	10.0	30.0	5.0	30.0
5	25.0	35.0	20.0	40.0	40.0	30.0	20.0	40.0
6	30.0	40.0	15.0	20.0	10.0	60.0	10.0	50.0
7	15.0	85.0	20.0	20.0	20.0	30.0	30.0	*
8	55.0	90.0	30.0	50.0	10.0	50.0	20.0	*
9	15.0	100.0	30.0	20.0	10.0	30.0	20.0	*
10	25.0	40.0	20.0	30.0	30.0	60.0	30.0	*
11	15.0	90.0	20.0	50.0	20.0	40.0	50.0	*
12	15.0	40.0	10.0	20.0	30.0	40.0	70.0	*
13	15.0	30.0	20.0	40.0	10.0	40.0	60.0	*
14	15.0	30.0	15.0	50.0	20.0	30.0	40.0	*
15	15.0	50.0	20.0	30.0	10.0	20.0	5.0	*
16	15.0	110.0	15.0	30.0	20.0	60.0	20.0	*
17	10.0	40.0	20.0	30.0	15.0	20.0	30.0	*
18	50.0	90.0	20.0	30.0	5.0	40.0	*	*
19	40.0	*	20.0	50.0	10.0	15.0	*	*
20	30.0	*	10.0	30.0	60.0	60.0	*	*
21	50.0	*	15.0	50.0	5.0	30.0	*	*
22	60.0	*	50.0	50.0	5.0	20.0	*	*
23	30.0	*	30.0	60.0	5.0	10.0	*	*
24	80.0	*	50.0	60.0	50.0	10.0	*	*
25	20.0	*	30.0	40.0	5.0	00.0	*	*
26	20.0	*	20.0	60.0	*	20.0	*	*
27	55.0	*	20.0	70.0	*	30.0	*	*
28	25.0	*	20.0	*	*	20.0	*	*
29	30.0	*	20.0	*	*	60.0	*	*
30	30.0	*	10.0	*	*	20.0	*	*
31	5.0	*	20.0	*	*	30.0	*	*
32	5.0	*	20.0	*	*	20.0	*	*
33	5.0	*	30.0	*	*	60.0	*	*
34	10.0	*	20.0	*	*	40.0	*	*
35	10.0	*	30.0	*	*	50.0	*	*
36	10.0	*	20.0	*	*	70.0	*	*
37	30.0	*	15.0	*	*	70.0	*	*
38	35.0	*	10.0	*	*	70.0	*	*
39	30.0	*	30.0	*	*	100.0	*	*
40	40.0	*	30.0	*	*	10.0	*	*
41	30.0	*	10.0	*	*	40.0	*	*
42	15.0	*	10.0	*	*	60.0	*	*

	Ber O	Ber B	Sla O	Sla B	ChO O	ChO B	Ver O	Ver B
43	10.0	*	20.0	*	*	20.0	*	*
44	10.0	*	20.0	*	*	30.0	*	*
45	10.0	*	10.0	*	*	40.0	*	*
46	30.0	*	20.0	*	*	5.0	*	*
47	55.0	*	20.0	*	*	5.0	*	*
48	5.0	*	20.0	*	*	70.0	*	*
49	5.0	*	20.0	*	*	5.0	*	*
50	5.0	*	20.0	*	*	20.0	*	*
51	45.0	*	30.0	*	*	20.0	*	*
52	20.0	*	40.0	*	*	30.0	*	*
53	25.0	*	10.0	*	*	60.0	*	*
54	60.0	*	40.0	*	*	60.0	*	*
55	50.0	*	10.0	*	*	30.0	*	*
56	30.0	*	30.0	*	*	30.0	*	*
57	*	*	10.0	*	*	30.0	*	*
58	*	*	15.0	*	*	20.0	*	*
59	*	*	20.0	*	*	20.0	*	*
60	*	*	10.0	*	*	20.0	*	*
61	*	*	*	*	*	70.0	*	*
62	*	*	*	*	*	40.0	*	*
63	*	*	*	*	*	20.0	*	*
64	*	*	*	*	*	30.0	*	*
65	*	*	*	*	*	30.0	*	*
66	*	*	*	*	*	30.0	*	*
67	*	*	*	*	*	20.0	*	*
68	*	*	*	*	*	5.0	*	*
69	*	*	*	*	*	4.0	*	*
70	*	*	*	*	*	40.0	*	*
71	*	*	*	*	*	20.0	*	*
72	*	*	*	*	*	20.0	*	*
73	*	*	*	*	*	120.0	*	*
74	*	*	*	*	*	30.0	*	*
75	*	*	*	*	*	30.0	*	*
76	*	*	*	*	*	20.0	*	*
77	*	*	*	*	*	30.0	*	*
78	*	*	*	*	*	70.0	*	*
79	*	*	*	*	*	30.0	*	*
80	*	*	*	*	*	20.0	*	*
81	*	*	*	*	*	20.0	*	*
82	*	*	*	*	*	30.0	*	*
83	*	*	*	*	*	50.0	*	*
84	*	*	*	*	*	60.0	*	*

annexe tab.9, p.82
Zone A: variation des mesures calcimétriques

coupe	MÜLLER		zone A		
	minimum [%]	maximum [%]	moyenne [%]	écart-type	coef.var.
LCa	94	98	97.3	1.6	1.7
RdG	93.9	94.9	94.2	0.5	0.5
SPa	95.8	98.8	97.5	1.5	1.5
Chv	96.2	98.8	97.5	1.8	1.9
Cpl	95	95	96.4	0.8	0.8
Chr	94	96	95.3	1.0	1.1
Cht	82	98	93.2	4.8	5.1
SJu	84	99	95.9	1.5	1.6
Sia	89	91	89.8	0.8	0.8
RdA	92	94	93	0.9	1.0
Ver	84	92	88.4	2.7	3.0
Dal	92	96	93.8	1.3	1.4
CTa	90	99	98	2.3	2.4

annexe tab.10, p.83
Zone B: variation des mesures calcimétriques

coupe	MÜLLER		zone B		
	minimum [%]	maximum [%]	moyenne [%]	écart-type	coef.var.
LCa	94	99	97.3	1.8	1.8
Ber	93	99	96.4	1.6	1.7
RdG	86.6	96.9	94.1	3.7	3.9
SPa	96.8	99.9	98.4	1.2	1.2
Chv	93.6	99	95.9	1.7	1.8
Cpl	96	99	96.9	1.1	1.1
Chc	93	95	94.1	0.7	0.7
Chr	94	97	95.3	1.1	1.2
Cht	94	98	95.3	1.3	1.4
SJu	94	97	95.7	1.3	1.3
Sia	89	95	93.1	2.0	2.1
ChO	88	98	92.6	3.6	3.9
Esp	92	97	94.6	1.7	1.8
RdA	91	94	92.3	1.2	1.3
Ver	86	89	87.3	1.5	1.7
Dal	90	94	92.2	1.6	1.8
CTa	93	99	96.3	1.8	1.8

annexe tab.11, p.84

Zone A+B: variation des mesures calcimétriques

coupe	MÜLLER		total	écart-type	coef.var.
	minimum [%]	maximum [%]	moyenne [%]		
LCa	94	99	97.3	1.51	1.66
8er calcaires	91	99	94.6	1.58	1.66
8er marnes	80	85	83.6	1.69	2.01
RdG	87	97	94.1	3.17	3.36
SPa	96	99	98.1	1.32	1.35
Chv	94	99	96.2	1.92	1.89
Cpl	95	99	96.6	0.94	0.97
Chc	93	97	94.7	1.16	1.24
Chr	99	97	94.3	2.71	2.97
Cht	82	99	93.9	4.36	4.65
SJu	94	99	95.9	1.38	1.45
Sia	99	97	92.3	2.74	2.97
ChO calcaires	87	98	91.4	2.98	3.26
ChO marnes	51	58	53.7	2.31	4.31
Esp calcaires	92	97	94.7	1.66	1.75
Esp marnes	53	55	54.1	0.81	1.51
RdA	90	94	92.4	1.15	1.24
Ver	94	92	97.6	2.49	2.84
Dal	89	96	93.1	1.75	1.97
CTa	90	99	96.2	2.31	2.39

annexe tab. 13, p. 96

Taux des couches gonflantes dans les interstratifiés
illite-smectite

coupe	Δ 1	Δ 2
Chc 8	5.6	5.7
Chc 9	5.8	5.7
Chc 17	5.6	5.8
Chc 18	5.7	5.8
Chc 19	5.9	5.9
Chc 20	5.7	6.0
Cpl 3	5.7	5.7
Cpl 17	5.7	5.8
RdA 35	5.7	5.9
Bro 2	6.0	5.9
Ang 9	5.6	6.0
Ang 10	5.7	5.7
Ang 11	6.0	5.8
Ang 12	5.8	5.7
RdG 6	5.8	5.7
RdG 8	5.8	5.8
RdG 10	5.7	5.7
RdG 16	5.8	5.8
RdG 17	5.9	5.8
RdG 20	5.7	5.7

**annexe fig. 97, p. 157
modèle de LOPATIN**

Formation	Time at top	Time at bottom	Thickness m	Ts C
PLIO - QUAT	0.0	5.0	0	20.0
PLIO - CRET SUP	5.0	97.0	400	20.0
ALB - APT	97.0	115.0	300	20.0
APT - BARR	115.0	124.0	200	20.0
HAUT	124.0	131.0	300	20.0
VAL	131.0	138.0	100	20.0
BERR	138.0	144.0	25	20.0
TITH	144.0	152.0	60	20.0
KIMM	152.0	156.0	100	20.0
ONF	156.0	163.0	2000	20.0

Top of oil window (at TTI= 10): 1849 m.
Bottom of oil window (at TTI=180): 3240 m

Formation summary:

Formation	Top Bottom m	Temperature C	TTI
PLIO - CRET SUP	0	20.0	0.0
	400	32.0	0.4
ALB - APT	400	32.0	0.4
	700	41.0	0.9
APT - BARR	700	41.0	0.9
	900	47.0	1.3
HAUT	900	47.0	1.3
	1200	56.0	2.5
VAL	1200	56.0	2.5
	1300	59.0	3.1
BERR	1300	59.0	3.1
	1325	59.7	3.3
TITH	1325	59.7	3.3
	1385	61.5	3.8
KIMM	1385	61.5	3.8
	1485	64.5	4.7
ONF	1485	64.5	4.7
	3485	124.5	300.4

**annexe fig. 98, p. 158
modèle de LOPATIN**

Formation	Time at top	Time at bottom	Thickness m	Ts C
PLIO - QUAT	0.0	5.0	0	20.0
PLIO - CRET SUP	5.0	97.0	100	20.0
ALB - APT	97.0	115.0	100	20.0
APT - BARR	115.0	124.0	700	20.0
HAUT	124.0	131.0	450	20.0
VAL	131.0	138.0	550	20.0
BERR	138.0	144.0	200	20.0
TITH	144.0	152.0	100	20.0
KIMM	152.0	156.0	200	20.0
ONF	156.0	163.0	400	20.0

Top of oil window (at TTI= 10): 1701 m.

Bottom of oil window (at TTI=180): not reached

Formation summary:

Formation	Top Bottom m	Temperature C	TTI
PLIO - CRET SUP	0	20.0	0.0
	100	23.0	0.3
ALB - APT	100	23.0	0.3
	200	26.0	0.4
APT - BARR	200	26.0	0.4
	900	47.0	1.9
HAUT	900	47.0	1.9
	1350	60.5	4.8
VAL	1350	60.5	4.8
	1900	77.0	15.1
BERR	1900	77.0	15.1
	2100	83.0	22.9
TITH	2100	83.0	22.9
	2200	86.0	28.3
KIMM	2200	86.0	23.3
	2400	92.0	42.9
ONF	2400	92.0	42.9
	2800	104.0	98.5

**annexe fig. 99, p. 158
modèle de LOPATIN**

Formation	Time at top	Time at bottom	Thickness m	Fs C
PLIO - QUAT	0.0	5.0	0	20.0
PLIO - CRET SUP	5.0	97.0	1000	20.0
ALB - APT	97.0	115.0	400	20.0
APT - BARR	115.0	124.0	500	20.0
HAUT	124.0	131.0	200	20.0
VAL	131.0	138.0	80	20.0
BERR	138.0	144.0	25	20.0
LACUNE	144.0	152.0	0	20.0
KIMM	152.0	156.0	100	20.0
OXF	156.0	163.0	1200	20.0

Top of oil window (at TTI= 10): 1047 m.
Bottom of oil window (at TTI=180): 1630 m

Formation summary:

Formation	Top Bottom m	Temperature C	TTI
PLIO - CRET SUP	0	20.0	0.0
	1000	50.0	7.9
ALB - APT	1000	50.0	7.9
	1400	62.0	57.5
APT - BARR	1400	62.0	57.5
	1900	77.0	724.2
HAUT	1900	77.0	724.2
	2100	83.0	2021.8
VAL	2100	83.0	2021.8
	2180	85.4	3053.9
BERR	2180	85.4	3053.9
	2205	86.1	3474.6
KIMM	2205	86.1	3474.6
	2305	89.1	5827.9
OXF	2305	89.1	5827.9
	3505	125.1	3140304.8

Variations dans la composition de la fraction argileuse des calcaires tithoniques et berriasiens du domaine vocontien (SE France)

Par MATTHIAS GEYER¹⁾

Mots-Cles: Tithonique, Berriasien, France, domaine vocontien, minéraux argileux, minéralostratigraphie, détritisme, diagenèse.

Key words: Tithonian, Berriasian, France, Vocontian realm, clay minerals, mineralostratigraphy, detritism, diagenesis.

RÉSUMÉ

Un contrôle biochronologique des échantillons permet de suivre les variations de la composition de la fraction argileuse des calcaires tithoniques et berriasiens du domaine vocontien et d'établir ainsi des associations caractéristiques sur le plan régional. Ces associations argileuses sont essentiellement détritiques dans la partie centrale du domaine étudié. Elles sont soumises à une diagenèse d'enfouissement en Ardèche et dans la région de Gap. La composition de la fraction argileuse des coupes dans la partie orientale du domaine vocontien se rapproche à une association du stade profond de la diagenèse.

Sur le plan minéralostratigraphique, seule la kaolinite constitue un repère au début du Berriasien dont l'existence se limite aux bordures (Chartreuse méridionale, Ardèche) sans prolongation dans le bassin.

ABSTRACT

The biochronological control of the samples allows to show variations in the composition of the clay fraction of Tithonian and Berriasian limestones in the Vocontian realm. This gives the possibility to distinguish characteristic regional clay mineral associations. These associations are essentially detritic in the central part of the Vocontian realm and they underwent diagenetic transformations in the Ardèche and in the region of Gap. The composition of the clay mineral fraction of the sections in the Eastern part of the Vocontian realm is strongly influenced by diagenesis.

On the mineralostratigraphic plan, only kaolinite can be considered as a marker at the beginning of the Berriasian. However, its existence is limited to the borders of the Vocontian realm (southern Chartreuse and Ardèche) without prolongation into the central part.

ZUSAMMENFASSUNG

Die biochronologische Kontrolle der Proben gestattet die detaillierte Erfassung der Veränderungen in der Zusammensetzung der Tonfraktion der Tithon- und Berriaskalke des Vocontischen Troges. Auf diese Weise können regional unterschiedliche Tonmineralvergesellschaftungen herausgearbeitet werden. Diese Vergesellschaftungen sind im zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes im wesentlichen detritisch, in der Ardèche sowie in

¹⁾ Institut de Géologie, Rue Emile Argand 11, CH-2007 Neuchâtel (Suisse)

der Umgebung von Gap allerdings diagenetisch überprägt. Die Zusammensetzung der Tonfraktion der Profile im Ostteil des Vocontischen Trogas wird durch diagenetische Einflüsse erklärt.

Mineralstratigraphisch gesehen stellt nur der Kaolinit einen Leithorizont zu Beginn des Berriasium dar. Dessen Vorkommen beschränkt sich allerdings auf die Ränder (südliche Chartreuse, Ardèche) und bleibt im zentralen Bereich des Vocontischen Trogas ohne Fortsetzung.

Introduction et but

Le terrain étudié se situe dans le SE de la France, plus précisément dans un triangle compris entre Grenoble au Nord, l'Ardèche au SW et la région de Castellane au SE (Fig. 1). Cette région, qui constitue un appendice téthysien et qu'on appelle «domaine vocontien» depuis les travaux de Paquier (1900), s'individualise au début du Jurassique

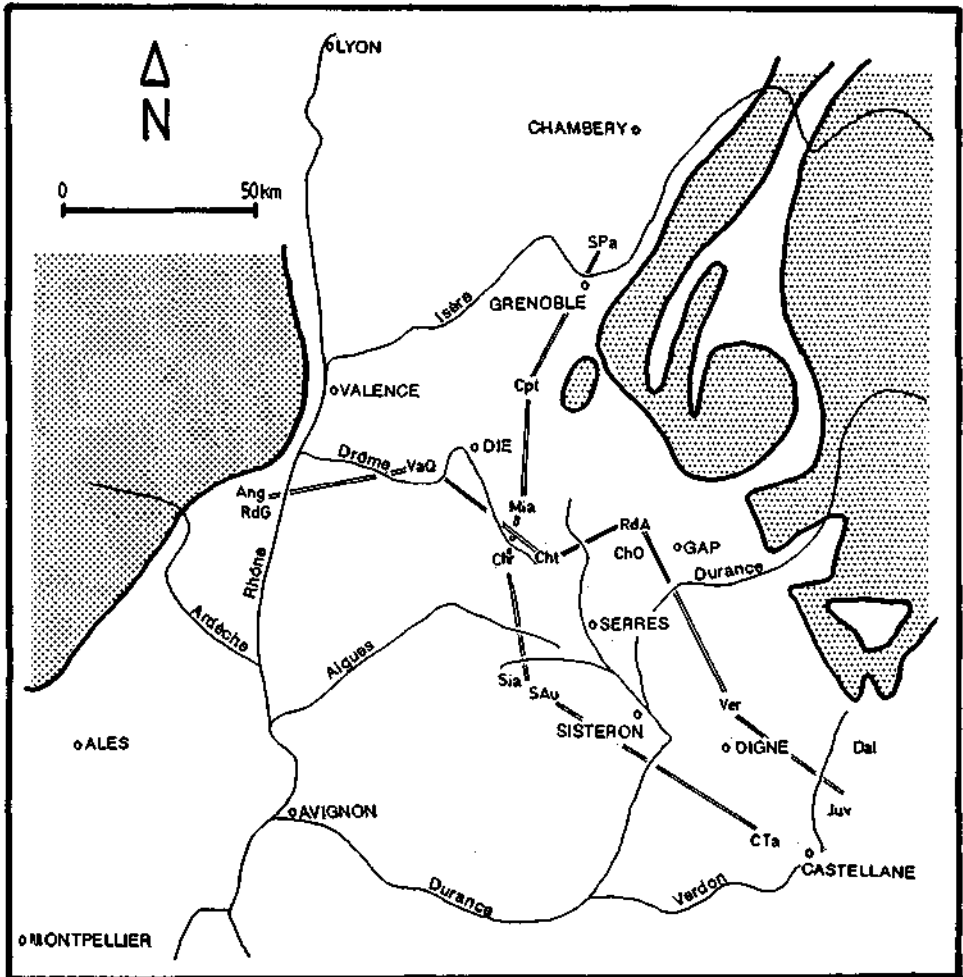


Fig. 1. Localisation des coupes et sections étudiées: Nord-Sud (Fig. 6) et Ouest-Est (Fig. 7)

à l'Ouest de la mer alpine. Au Jurassique supérieur terminal, il est entouré des barrières récifales et des ceintures lagunaires qui séparent le bassin des plate-formes à tendance néritique (Moret 1958; Bodeur 1986). On distingue la plate-forme jurassienne au Nord et la plate-forme provençale au Sud. Remane (1970) et Beaudoin (1977) précisent la morphologie sous-marine du bassin et signalent la présence de canyons.

Environ 800 échantillons en provenance de 25 coupes sont analysés (Tab. 1). Seulement quelques échantillons sélectionnés en provenance des interlits marneux et des résédiments sont étudiés. Ils couvrent l'intervalle stratigraphique du Tithonique supérieur au Berriasien inférieur bien que certaines coupes aient une extension stratigraphique beaucoup plus grande. L'intervalle analysé ne comprend qu'une centaine de mètres de l'ensemble stratigraphique du Mésozoïque vocontien qui dépasse les 2000 mètres.

Les séries tithoniques et berriasiennes du bassin vocontien se composent de calcaires gris-blanc, micritiques. Les intercalations marneuses deviennent progressivement plus importants vers le haut et les sédiments remaniés gravitairement sont localement très importants (Remane 1979). Le Tithonique et le Berriasien ont une épaisseur totale comprise entre 80 et 130 mètres. Levert & Ferry (1987) indiquent pour cet intervalle stratigraphique un taux de sédimentation de l'ordre de 20 m/Ma et affirment que ces valeurs ne se distinguent guère des résultats des forages du DSDP (Deep Sea Drilling Project) dans l'Atlantique Central.

Flügel (1967) constate au microscope électronique à balayage pour les «calcaires vocontiens» une matrice à *Coccolithes* et à *Nannocomus*. Dans la classification des Standard Microfacies Types de Wilson (1975), les calcaires tithoniques et berriasiens du domaine vocontien appartiennent au «SMF 3» («mudstone pélagique»: matrice micritique avec des éléments des microfossiles pélagiques dispersés). Dans les séries étudiées, les dolomies ne jouent qu'un rôle subordonné.

Les échantillons se placent également dans un cadre biochronologique (Tab. 2). La limite Tithonique/Berriasien appliquée dans la présente note suit les propositions de Remane et al. (1986): La base de la zone B de *Calpionelles* coïncide avec la base de la zone à *Jacobi-Grandis* des Ammonites. Les datations, telles qu'elles sont décrites dans Geyer (1991), s'intègrent dans ce schéma biochronologique.

affleurement		carte géologique détaillée		coordonnées (début)	
				x	y
Carrière des Anges	Ang	Privas (198)	1:80.000	790.6	275.0
Charens	Chr	Luc-en-Dois (868)	1:50.000	852.3	255.0
Le Chouet	Chf	Luc-en-Dois (868)	1:50.000	856.1	254.1
Chauplane	Cpl	La Chapelle-en-Vercors (820)	1:50.000	855.7	291.1
Châteauneuf-d'Oze	ChO	Gap (869)	1:50.000	862.7	248.6
Clue de Taulanne	CTa	Moustiers-St-Martin (970)	1:50.000	929.8	183.8
Daluis	Dal	Entrevaux (945)	1:50.000	958.3	200.6
Saint Julien-Vergons	JuV	Castellane (971)	1:50.000	936.7	187.9
Les Milaux	Mil	Luc-en-Dois (868)	1:50.000	859.0	263.9
Roche des Arnauds	RdA	Gap (869)	1:50.000	885.5	257.8
Route des Grads	RdG	Privas (198)	1:80.000	790.6	274.5
Au Sud d'Aulan	SAu	Sedéron (916)	1:50.000	846.0	216.2
Les Sias	Sia	Vaison-la-Romaine (915)	1:50.000	841.8	222.5
Saint Pancrasse	SPa	Domène (773)	1:50.000	875.5	337.2
Vachères-en-Ouint	VaO	Die (843)	1:50.000	831.9	281.1
Le Vernet	Ver	Seyne (894)	1:50.000	926.5	228.2

Tab. 1. Liste des coupes étudiées

Etages	Zonation des Ammonites		Zonation des Calpionelles	
	Zone	Sous-Zone	Zone	Sous-Zone
Valanginien p.p.	Pertranslens		E	Calpionellites darderl p.p.
	Otopeta		D Calpionellopsis	D 3 Calpionellopsis oblonga
Berriasien	Boissieri	Picteti		D 2
		Paramimounum		D 1 Calpionellopsis simplex
		Occltanica	Dalmasi	C Calpionella
Privasensis				
Subalpina				
Jacobi-Grandis		B		
Tithonique	Durangites		A Crassicollaria	A 3 Crassicollaria intermedia
				A 2
	Microcanthum			A 1 Crassicollaria remanei
	Ponti		Chitinoïdella	
	Fallauxi		pas de Calpionelles	
	Semiforme			
	Darwini			
	Hybonotum			
Kimméridgien p.p.	Beckeri			

Tab. 2. Zonation biochronologique du passage Jurassique - Crétacé dans le SE de la France: «Rome Standard Zones» (Allemann et al. 1971) et zonation vocontienne (Remane et al. 1986) - une corrélation entre les zonations d'Ammonites et de Calpionelles. Modifié selon Remane et al. 1986

Le but de cette recherche est de vérifier, si les corrélations précises, fournies par les datations avec les calpionelles (Remane 1963, 1964, Allemann et al. 1971), permettent de distinguer une variation dans l'évolution du cortège argileux des calcaires tithoniques et berriasiens dans le domaine vocontien. Après les premiers résultats de Persoz & Remane (1976), il paraissait intéressant d'explorer les possibilités stratigraphiques offertes par ces variations.

Un inventaire régional et stratigraphique des minéraux argileux a permis:

- d'aborder la question de l'effet de la diagenèse sur la composition de la fraction argileuse;

- de tester l'utilisation des minéraux argileux comme niveaux-repères;
- de distinguer trois associations caractéristiques dans les régions suivantes:
premièrement la partie centrale et la bordure septentrionale du domaine vocontien, deuxièmement la bordure ardéchoise et la région de Gap, troisièmement la bordure orientale du domaine vocontien.

Méthodologie

Les échantillons sont broyés, décarbonatés et après une séparation granulométrique, deux fractions ($< 2 \mu\text{m}$ et $2-16 \mu\text{m}$; Rumley & Adate 1983) sont coulées sur des plaquettes en verre («Texturpräparate»: Jasmund 1955).

Les plaquettes sont passées deux fois aux rayons X (séchées à l'air et saturées au glycol). L'appareil utilisé est un diffractomètre Phillips (rayonnement $\text{Cu K}\alpha$ filtré Ni, 40 kV, 20 mA, des fentes $1^\circ/0.2/1^\circ$, vitesse de rotation du goniomètre $2^\circ 2\alpha/\text{min}$ et sans monochromateur; Kübler 1986, 1987).

Sur les diffractogrammes, les intensités brutes des minéraux sont mesurées en hauteur du pic caractéristique (Brindley & Brown 1980) et exprimées en mm. L'ensemble des valeurs absolues est directement corrélé avec une coupe lithologique. Les valeurs absolues sont ensuite transformées en pourcentages relatifs.

Le modèle de Lopatin (in: Waples 1981) permet d'estimer l'intensité de la diagenèse qui a affecté un sédiment depuis son dépôt. Dans son modèle, Lopatin utilise l'index «TTI» («Time-Temperature-Index») pour quantifier le degré de maturité thermique de la matière organique qui est contenue dans le sédiment. Cet index est une variable linéaire du temps et exponentielle de la température. Il est calculé à partir la courbe d'enfouissement de la formation étudiée. Cette courbe permet de retrouver la température maximale à laquelle le sédiment était soumise, le gradient géothermique étant considéré comme constant avec $30^\circ\text{C}/\text{km}$. Ensuite, on compare les valeurs calculées du «TTI» avec les valeurs mesurées du pouvoir réflecteur de la vitrinite.

Résultats et discussion

Les changements verticaux dans la composition du cortège argileux pendant l'intervalle étudié sont généralement peu importants. Par contre, le dépouillement des diffractogrammes a révélé trois régions dans le domaine vocontien, qui se distinguent par une composition spécifique des minéraux argileux:

- dans la partie centrale et septentrionale du bassin: c'est le domaine détritique ou la composition du cortège argileux (micas, smectite, kaolinite) reflète l'héritage et le contrôle des facteurs paléoclimatiques, déjà postulé par Deconinck (1984), qui souligne leur importance pour la sédimentation argileuse dans cette partie du domaine vocontien au Passage Jurassique - Crétacé.

- dans la bordure ardéchoise et dans la région de Gap: c'est le domaine à diagenèse d'enfouissement assez prononcée - le terme de «diagenèse» étant entendu comme «l'ensemble des transformations qui affectent un sédiment depuis le moment de son dépôt jusqu'à l'aurore de métamorphisme (Kübler 1980)». Les micas et la kaolinite subsistent, mais on constate une transformation partielle ou totale des smectites en

interstratifiés du type «illite-smectite». Parfois on observe selon Geyer (1989) une tendance aux interstratifications régulières de type «corrensite» et des chlorites néoformées;

– dans la partie orientale du domaine vocontien, la composition de la fraction argileuse se rapproche du stade profond de la diagenèse: la fraction argileuse se compose de micas et de chlorite seulement, l'absence des minéraux-index comme la pyrophyllite et la paragonite ne permet pas de considérer la classification de cette association comme anchizonale.

Dans leur ensemble, les analyses montrent une répartition des minéraux argileux qui s'intègre dans le modèle paléogéographique du domaine vocontien au passage Tithonique – Berriasien. Elles reflètent notamment l'existence des canyons sous-marins (Remane

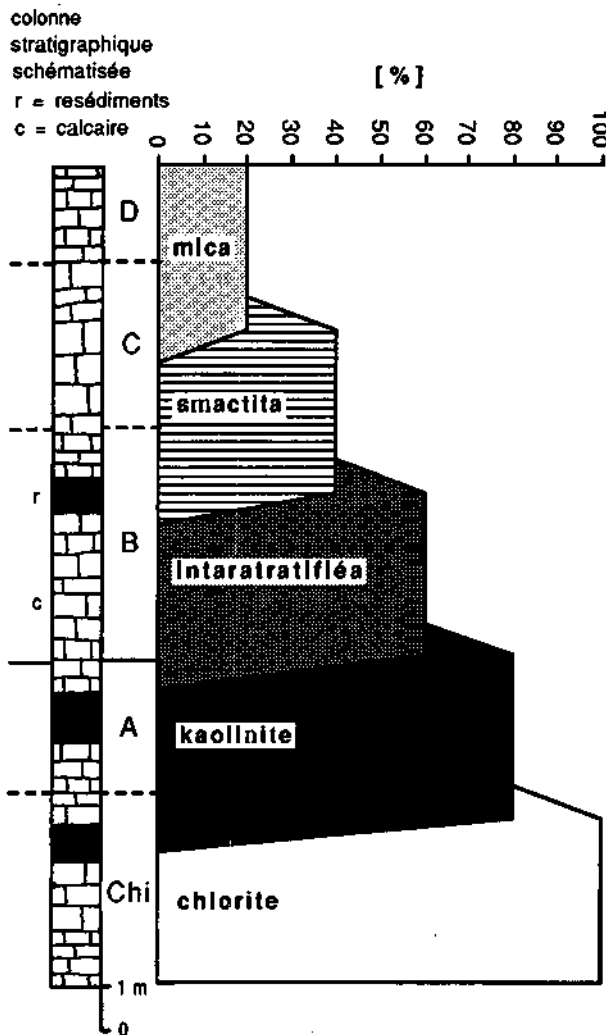


Fig. 2. Légende des fig. 3-5

1970, Beaudoin 1977), qui constituent des voies de transport qui se dirigent des bordures vers la partie centrale du bassin. Parmi ces canyons, le rôle du canyon de la Drôme est le plus connu: la composition de la fraction argileuse se distingue à l'intérieur de ce canyon avant tout par l'absence des smectites (voir plus bas).

A titre d'exemple et afin d'illustrer l'approche scientifique, des coupes typiques avec une lithologie fortement simplifiée sont présentées. Ces coupes avec des associations argileuses différentes (Fig. 3 à 5) se situent dans des parties différentes du bassin et sont particulièrement caractéristiques pour les trois régions distinguées plus haut:

L'association argileuse des coupes Les Miaux et St. Pancrasse (Fig. 3), situées dans la partie centrale et septentrionale du domaine vocontien représente le domaine détritique. On note la dominance des smectites dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$.

La Carrière des Angès et Châteauneuf d'Oze (Fig. 4) appartiennent au domaine à diagenèse d'enfouissement: à la Carrière des Angès, la fraction argileuse se compose de mica, minéraux interstratifiés sans spécification, ainsi que de kaolinite et de chlorite. Le proportions en chlorites ne sont pas importantes, et la kaolinite est essentiellement concentrée au passage des zones A/B (= passage Tithonique supérieur - Berriasien inférieur). A Châteauneuf d'Oze, on constate une coexistence des smectites et chlorites dans les mêmes niveaux et une absence de la kaolinite.

Le coupe Daluis se situe dans la partie orientale du domaine vocontien (Fig. 5). La composition de la fraction argileuse est monotone, on n'y trouve que des micas et des chlorites.

Les résultats obtenus par l'analyse de ces coupes sont résumés par les Fig. 6 et 7. En généralisant, la répartition régionale des minéraux argileux est la suivante:

Les micas («illites») sont omniprésents et constituent souvent la composante principale de la fraction $< 2 \mu\text{m}$. Par contre, leur répartition ubiquiste ne permet pas de les utiliser pour des corrélations minéralostratigraphiques. Ils sont considérés comme essentiellement détritiques. Les résultats de la cristallinité de l'illite, mesurée sur les diffractogrammes séchés à l'air, montrent une variation des valeurs entre 0.32 et 0.39 $\Delta^{\circ}2\theta$ Cu K α . Ces résultats n'apportent pas plus de précision sur l'empreinte diagénétique ayant affecté le cortège argileux.

Les chlorites identifiées sur les diffractogrammes sont caractérisées par un pic 001 généralement très fort, ce qui signifie qu'il ne s'agit pas de chlorites pures mais qu'elles contiennent un taux variable de minéraux interstratifiés. Les modèles paléoclimatiques (p.ex. Frakes 1979) ne donnent pas satisfaction pour la situation stratigraphique étudiée. Selon le modèle présenté par Geyer (1991), la présence de la chlorite à l'Ouest de Gap, dans les Baronnies et en Ardèche s'explique par une néoformation de ces minéraux due à une diagenèse d'enfouissement qui a transformé en partie le stock initial des minéraux argileux. Une application du modèle de Lopatin confirme cette interprétation. Par contre, l'existence de la chlorite dans la partie orientale du domaine vocontien résulte de l'influence du stade profond de la diagenèse.

Les smectites sont des minéraux détritiques et sensibles à la diagenèse. Elles reflètent les conditions de dépôt, se déposent en raison de leur petite taille surtout dans le centre du bassin. Ici, un contrôle morphologique et énergétique du dépôt intervient par la faible vitesse de dépôt des smectites qui fait, des zones calmes, des régions d'accumulation préférentielle (Geyer 1989). En d'autres termes, le milieu le plus favorable pour une concentration des smectites est en dehors des canyons sous-marins, à savoir dans les

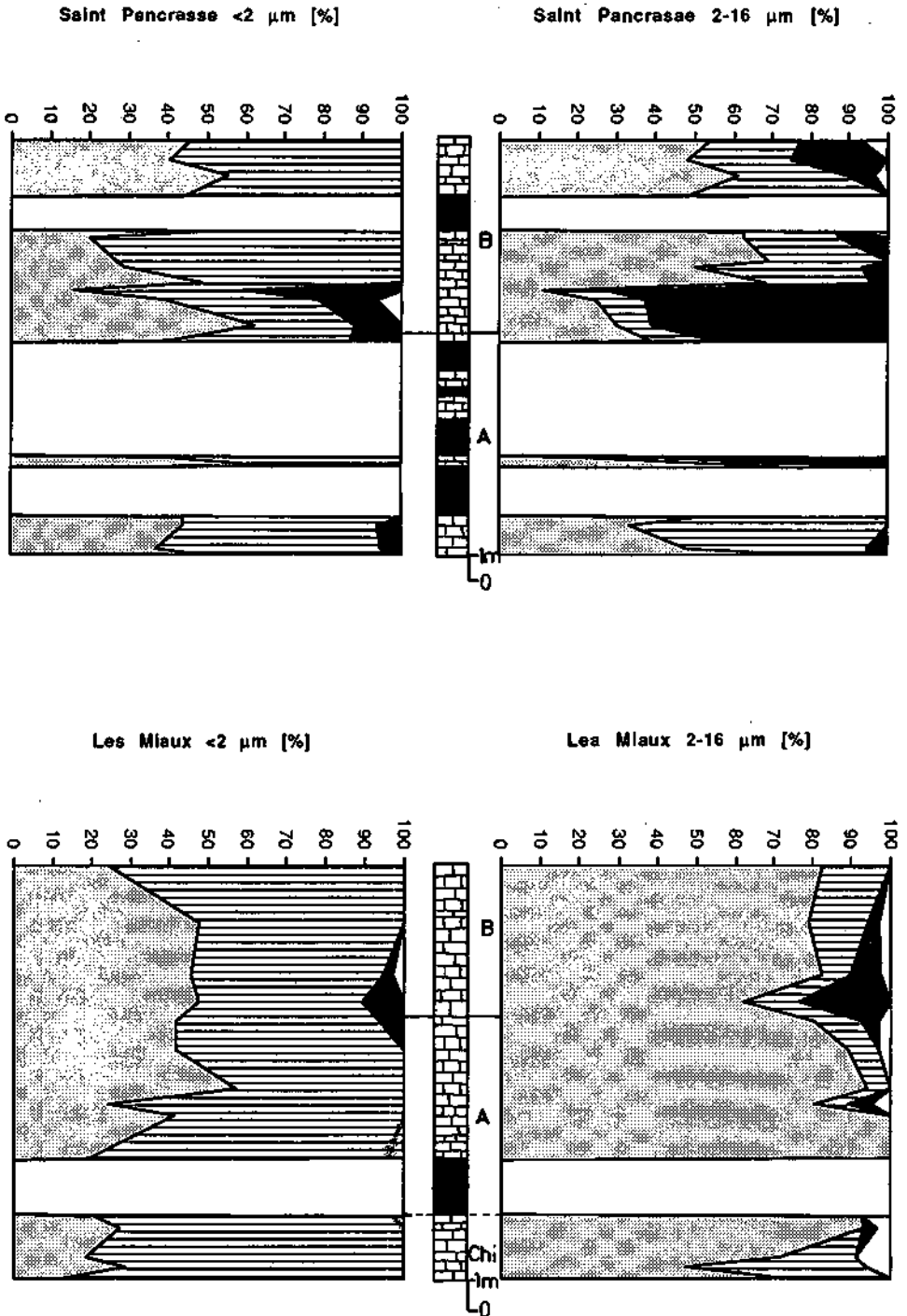
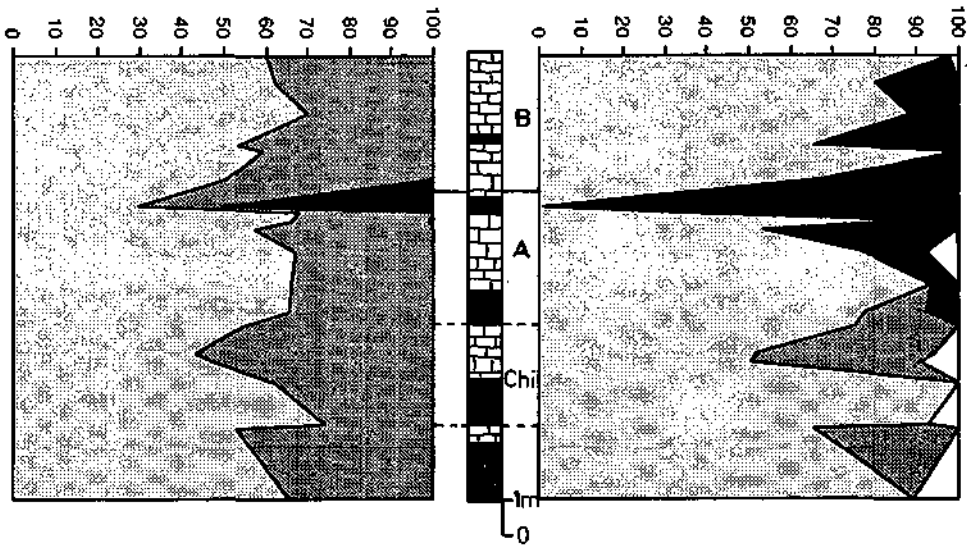


Fig. 3. Composition de la fraction argileuse du résidu insoluble: Les Miaux (Mia), St. Pancrasse (SPa)

Carrière des Anges <2 µm [%]

Carrière des Anges 2-16 µm [%]



Châteauneuf d'Oze <2 µm [%]

Châteauneuf d'Oze 2-16 µm [%]

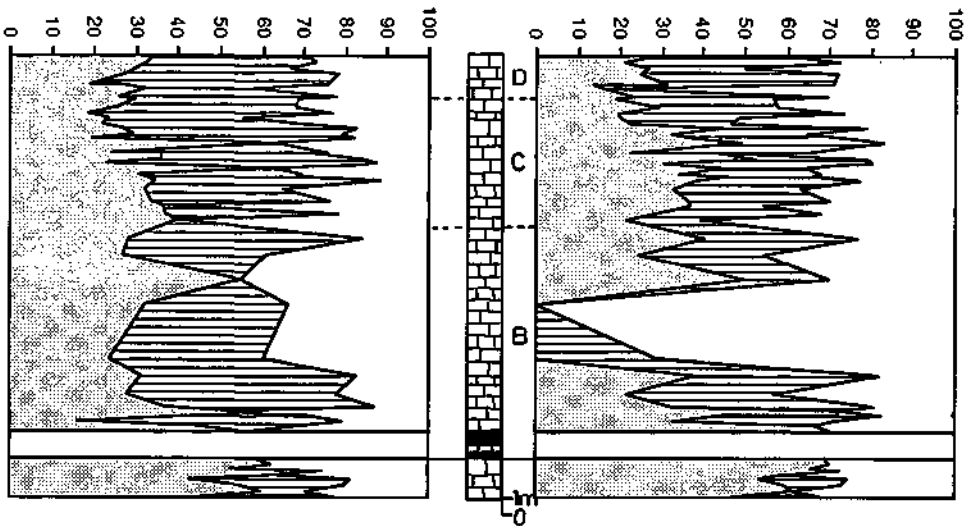


Fig. 4. Composition de la fraction argileuse du résidu insoluble: Carrière des Anges (Ang), Châteauneuf d'Oze (ChO)

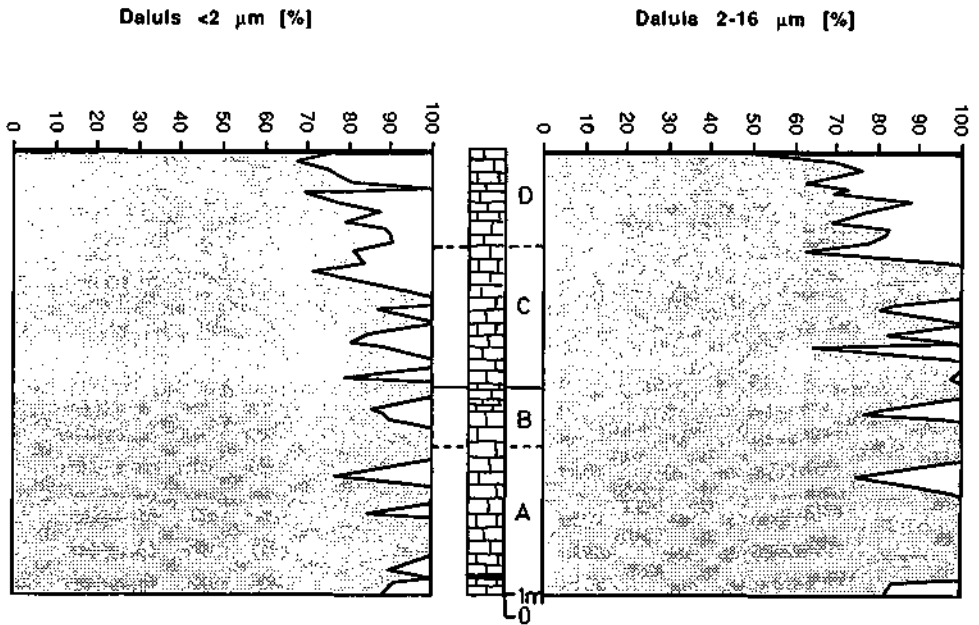


Fig. 5. Composition de la fraction argileuse du résidu insoluble: Daluis (Da)

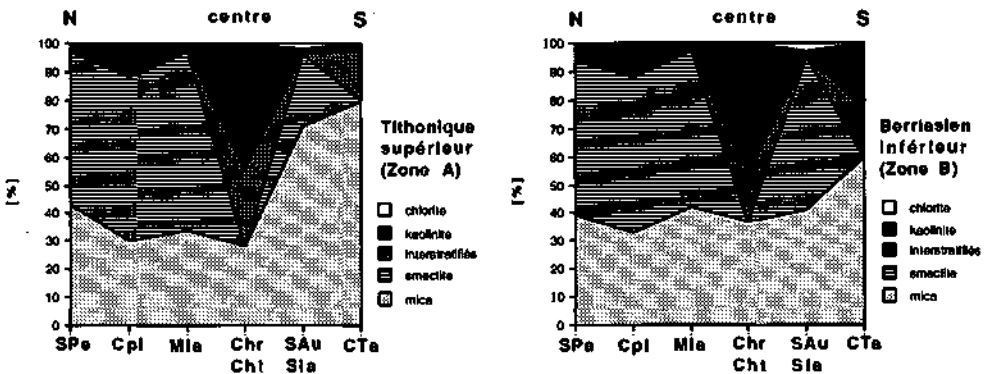


Fig. 6. Composition du résidu argileux (< 2 μm, valeurs moyennes) dans une section Nord-Sud pour le Tithonique supérieur (zone A) et le Berriasien inférieur (zone B)

zones calmes du bassin. Les teneurs les plus importantes en smectites sont observées dans la partie septentrionale et méridionale du domaine vocontien. Selon l'application du modèle de Lopatin par Geyer (1991) en Ardèche et dans la région de Gap, l'absence des smectites dans ces régions est liée à une diagenèse d'enfouissement localement plus importante.

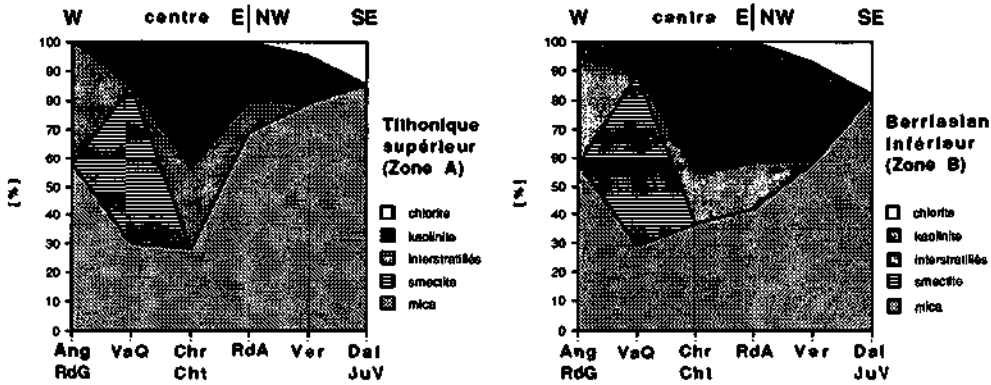


Fig. 7. Composition du résidu argileux (< 2 μm, valeurs moyennes) dans une section Ouest-Est pour le Tithonique supérieur (zone A) et le Berriasien inférieur (zone B)

Plusieurs types d'interstratifiés «illite-smectite» sont distingués d'après l'aspect des pics («Roentgénofaciés»: Darsac 1983). Il s'agit surtout des interstratifiés «illite-smectite» à taux variable des couches gonflantes, le taux étant déterminé avec les méthodes de Srodon (in: Vuitel 1987) et McEvans (in: Brown 1961). Ces minéraux se rencontrent sur les bordures du domaine vocontien et à l'intérieur du canyon de la Drôme. Pour la bordure ardéchoise, le modèle de Lopatin confirme l'importance des influences diagenétiques (Geyer 1991). Une surstructure d'un interstratifié régulier de type ABAB est identifiée comme corrensité dans quelques niveaux en Ardèche, dans la Chartreuse et dans le Vercors. La corrensité, dont le pic 001 à 29.5 Å se déplace à 32 Å après traitement à éthylène-glycol sur les diffractogrammes des préparations séchées à l'air (Kübler 1973), est composée d'une alternance régulière des couches gonflantes (smectite) et non gonflantes (chlorite). Selon Geyer (1989) aucune préférence pour un niveau stratigraphique particulier est constaté. La présence de la Corrensité est trop irrégulière pour des corrélations minéralostratigraphiques et trop faible pour être représentée dans les Fig. 3 à 5, mais elle indique des transformations diagenétiques dans ces régions.

La kaolinite a une répartition généralement assez uniforme dans l'ensemble du bassin vocontien à l'exception de la partie septentrionale et en Ardèche où sa présence se limite à un intervalle très précis au passage du Tithonique au Berriasien (Geyer 1989). Mais cette arrivée brusque et massive de la kaolinite ne se prolonge pas d'une façon nette dans la partie centrale du bassin. Néanmoins, la kaolinite constitue le seul minéral, qui a servi en quelque sorte comme marqueur minéralostratigraphique pour les régions non soumises à l'influence d'une diagenèse prononcée.

Conclusions

Le domaine vocontien se révèle comme un exemple complexe pour une étude de la répartition stratigraphique des minéraux argileux. Une application conséquente des biozonations existantes (Ammonites, Calpionelles) permettrait des datations biochronologiques précises dans les calcaires pélagiques de l'intervalle Tithonique - Berriasien

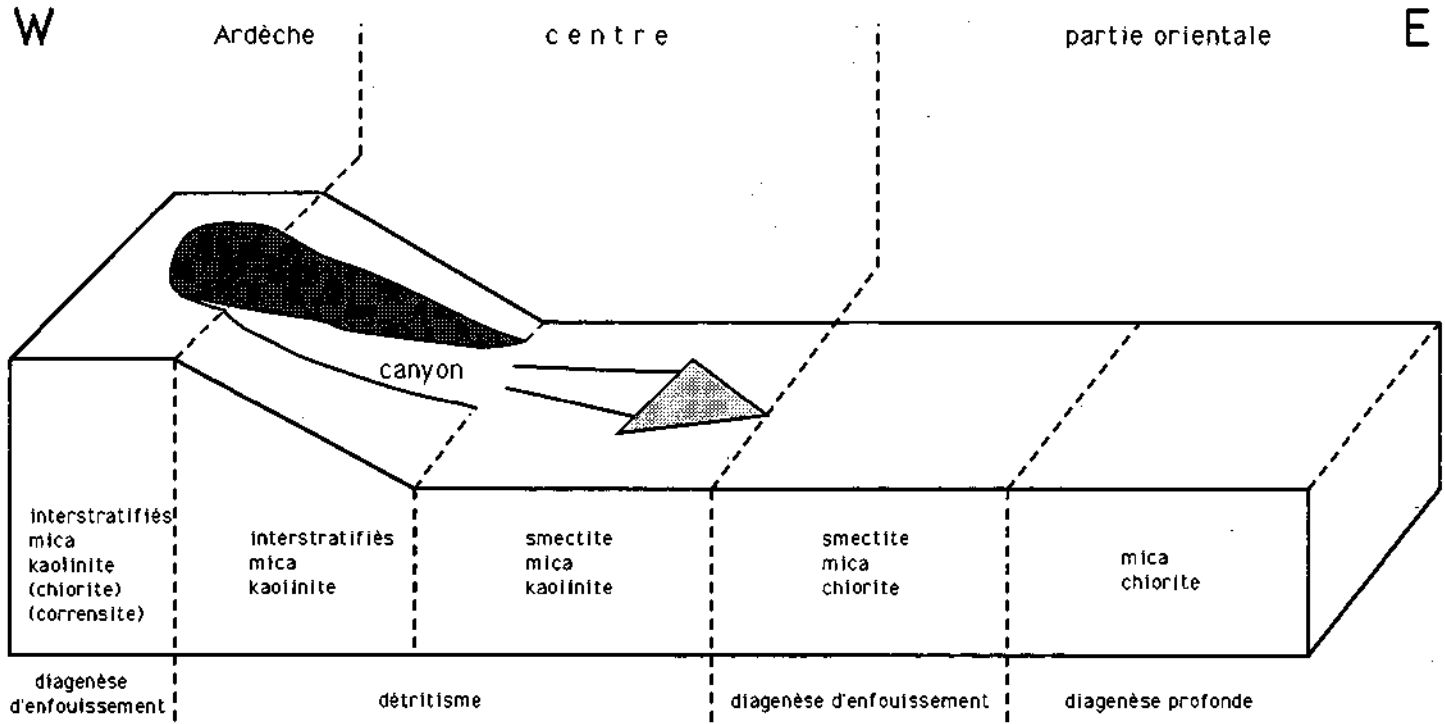


Fig. 8. Schéma simplifié de la répartition des associations argileuses dans le domaine vocontien au passage Tithonique - Berriasien

(Remane 1963, 1964). Mais seulement la kaolinite se révèle en Ardèche et en Chartreuse méridionale comme marquer minéralostratigraphique isochrone.

Les différentes associations argileuses régionales se regroupent en deux pôles antagonistes: le domaine détritique et le domaine des transformations diagenétiques. En tenant compte de l'hydrodynamisme du bassin (Beaudoin 1977), on parvient au modèle suivant de la distribution des minéraux argileux (Fig. 8):

Dans la partie centrale et au Nord du domaine vocontien la composition du résidu insoluble reflète l'héritage et le contrôle des facteurs paléoclimatiques. La fraction argileuse se compose des micas, kaolinite et smectite. Les smectites sont absentes dans les canyons sous-marins.

Geyer (1991) montre dans une application du modèle de Lopatin que cette association détritique subit des transformations diagenétiques suite à une surcharge sédimentaire plus importante en Ardèche. Cette surcharge est responsable pour la disparition totale des smectites au profit des interstratifiés «illite-smectite». Selon Geyer (1991), les analyses révèlent localement l'existence de la corrensite.

Dans la région de Gap, l'empreinte de la diagenèse d'enfouissement entraîne une chloritisation partielle des smectites. Ce résultat est confirmé par le modèle de Lopatin (Geyer 1991).

Dans la partie orientale du domaine vocontien, la composition monotone de la fraction argileuse de chlorite et de micas s'explique par le stade profond de la diagenèse, car la fraction argileuse ne contient pas de minéraux caractéristiques de l'anchizone tel que la paragonite ou la pyrophyllite.

Remerciements

Le présent article constitue une version abrégée de ma thèse, réalisée à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel. J'exprime ici ma reconnaissance aux MM Remane et Kübler de l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel pour leur soutien pendant la rédaction. Je tiens également à remercier pour le soutien financier accordé par le Fonds National dans le cadre du projet 2000-5323.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEMANN, F., CATALANI, R., FARÈS, F. & REMANE, J. 1971: Standard Calpionellid Zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean Province. In: Proceed. II Planctonic Conference Roma 1970, Edizioni Tecnoscienza, Roma, 1337-1340.
- BEAUDOIN, B. 1977: Méthode d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin: Le Jurassique terminal - Berriasien des chaînes subalpines méridionales [Thèse]. Caen.
- BODEUR, Y. 1986: Le complexe récifal Jurassique supérieur au sud des Cévennes: architecture sédimentologique. C. R Acad. Sci. Paris 282, 835-837.
- BRINDLEY, G. & BROWN, G. 1980: Crystal Structures of Clay Minerals and their X Ray Identification. Miner. Soc. London, Jarrold & Sons, Norwich.
- BROWN, G. 1961: The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. Miner. Soc. London, Jarrold & Sons, Norwich.
- DARSAC, C. 1983: La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain-Savoie) [Thèse]. Grenoble.
- DECONINCK, J. F. 1984: Sédimentation et diagenèse des minéraux argileux du Jurassique supérieur - Crétacé dans le Jura méridional et le domaine subalpin (France, Sud-Est) [Thèse]. Lille.
- FLÜGEL, E. 1967: Elektronenmikroskopische Untersuchungen an mikritischen Kalken. Geol. Rdsch. 56, 341-358.
- FRAKES, L. 1979: Climates throughout geological time. Elsevier, Amsterdam.

- GEYER, M. 1989: Preliminary Results of Investigations on Clay Minerals in the Vocontian Basin and its Surroundings (SE France) at the Jurassic - Cretaceous Boundary. *Géologie alpine* 65, 45-64.
- 1991: Répartition régionale et stratigraphique des minéraux argileux dans les calcaires tithoniques et berriasiens du domaine vocontien (SE France) [Thèse]. Neuchâtel.
- JASMUND, K. 1955: Die silikatischen Tonmineralien. Verlag Chemie, Weinheim.
- KÜBLER, B. 1973: La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. *Bull. Centre Rech. S.N.P.A.* 7/2, 543-556.
- 1980: Les premiers stades de la diagenèse organique et de la diagenèse minérale. Deuxième partie: Zonéographie par les transformations minéralogiques, comparaison avec la réflectance de la viririnite, les extraits organiques et les gaz adsorbés. *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 46, 1-22.
- 1986: Cristallinité de l'illite. Largeur de Scherrer des micas. Méthode automatique normalisée de mesure. Méthodes normalisées de préparation de mesures. *Cahiers de l'Inst. Géol. Neuchâtel* 27.
- 1987: cristallinité d'illite. Influence du monochromateur et influence de la saturation de l'éthylène glycol sur la largeur de Scherrer. L'intensité des pics. La distribution illite - phengite - muscovite. *Cahiers de l'Inst. Géol. Neuchâtel* 45.
- LEVERT, J. & FERRY, S. 1987: Les apports argileux dans le bassin mésozoïque subalpin. Quantification et problème d'altération diagenétique de l'héritage. *Géologie alpine, Mém. h.s.* 13, 209-213.
- MORET, L. 1958: Existait-il une communication, vers la fin du Jurassique, entre les lagunes purbeckiennes du Jura et celles, récemment mises en évidence, dans les régions provençales, *C. R. Acad. Sci. Paris* 246: 1342-1346.
- PAQUIER, V. 1990: Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. Albin frères édit., Grenoble.
- PERSOZ, F. & REMANE, J. 1976: Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique - Crétacé dans le Jura et dans le bassin vocontien. *Eclogae geol. Helv.* 69, 1-38.
- REMANE, J. 1963: Les Calpionelles dans les couches de passage Jurassique - Crétacé de la fosse vocontienne. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble* 39, 25-82.
- 1964: Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide Grenzsichten des Vocontischen Troges. *Palaeontographica* 123, 1-57.
- 1970: Die Entstehung der resedimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs. *Eclogae geol. Helv.* 63, 685-739.
- REMANE, J., BAKALOVA-IVANOVA, D., BORZA, K., KNAUER, J., NAGY, I. & POP, G. 1986: Agreement on the Subdivision of the Standard Calpionellid Zones defined at the 2nd Planktonik Conference Roma 1970. *Acta Geol. Hung.* 29, 5-14.
- RUMLEY, G. & ADATTE, T. 1983: Méthode rapide de séparation des fractions 2 et 16 µm pour analyse par diffraction X. *Cahiers de l'Inst. Géol. Neuchâtel* 9.
- VUJTEL, J.-M. 1987: Application de la méthode de Srodon pour la détermination d'interstratifiés «Illite-Smectite» à partir des diagrammes R-X sur des préparations de routine glycolées des fractions granulométriques inférieures à 2 µm. *Cahiers de l'Inst. Géol. Neuchâtel* 44.
- WAPLES, D. 1981: Organic geochemistry for exploration geologists. Burgess Publishing Company, CEPCO Division, Minneapolis.
- WILSON, J. L. 1975: Carbonate Facies in Geological History. Springer Verlag, Berlin.

Manuscrit reçu le 25 novembre 1991

Révision acceptée le 29 avril 1992