Zeitschrift: Bulletin der Vereinigung Schweiz. Petroleum-Geologen und -Ingenieure

Herausgeber: Vereinigung Schweizerischer Petroleum-Geologen und -Ingenieure

Band: 46 (1980-1981)

Heft: 110

Artikel: Les permiers 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

Autor: Kubler, Bernard

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-204685

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 15.07.2025

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

Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., Vol. 46, Nr. 110, April 1980, p. 1 – 22

Les premiers stades de la diagenèse organique et de la diagenèse minérale

une tentative d'équivalence

Deuxième partie: Zonéographie par les transformations minéralogiques, comparaison avec la réflectance de la vitrinite, les extraits organiques et les gaz adsorbés

par Bernard KUBLER *

MOTS–CLEFS: Smectite, réflectance, vitrinite, gaz adsorbés, maturation, migration, fenêtre à huile potentielle, stade à gaz biogénique, gaz sec supérieur, gaz humide supérieur, diagenèse.

RESUME: Les stades de la diagenèse précoce jusqu'à la fenêtre à huile potentielle FHP sont reconnaissables par les transformations minéralogiques des minéraux argileux métastables, en tout premier lieu: les smectites. Elles disparaissent pour des réflectances de la vitrinite de 0,5% ou 0,6%, donc précisément au début de la FHP. S'il y a eu migration, les relations de BURST entre disparition des smectites et accumulation d'huile dans le «Gulf Coast» sont dès lors confirmées par les données de la géochimie organique et la réflectance de la vitrinite. Suivant les bassins, et par la comparaison des résultats de la minéralogie des argiles, de la géochimie des gaz adsorbés et de celle des extraits organiques on peut reconnaître, avant la FHP, 3 stades de maturation: gaz biogénique: BIO, stade à méthane sec supérieur: MES, stade à gaz à condensats supérieur: CS. Dans l'offshore du Labrador et le «Gulf Coast» BIO et MES sont séparés par une zone de stabilité: IM qui correspond à l'expulsion par compaction de l'eau de porosité. Celle-ci entraîne gaz et constituants huileux formés et défavorise ainsi l'augmentation de Ro avec la profondeur. Les smectites et leur disparition sont donc un des critères important pour l'exploration des hydrocarbures gazeux et liquides dans la reconnaissance des stades de maturation.

* Laboratoire de minéralogie, pétrographie et géochimie, Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel, CH-2000 Neuchâtel 7 et
Institut national de la recherche scientifique du Québec, Sainte Foy, Québec GlV 4C7.

Table des matières

page
Introduction 2
1. Cadre général: La diagenèse, essais de définition 3
2. Cadre thermodynamique: Stabilité des minéraux dans la diagenèse 4
3. Les minéraux-guides des premiers stades de la diagenèse: Les smectites 6
4. Relation entre la disparition des smectites et les accumulations d'huile au Texas et dans le «Golfe» (Gulf Coast) 8
5. Relation entre la disparition des smectites et la réflectance de la vitrinite: Ro, Exemple du Cameroun 9
6. Relation entre la disparition des smectites, les extraits organiques, les gaz adsorbés et Ro, Exemple du Labrador 10
7. Equivalence entre les critères de mesure des transformations minérales et organiques 15
8. Relation entre la disparition des feuillets smectitiques et la dèshydratation. Brève discussion 17
9. Disparition de la smectite avec et sans migration des pics (diffraction X). 18
Conclusions 20
Bibliographie 21

Introduction

Comme nous l'avions annoncé dans la première partie, nous traiterons ici des transformations minéralogiques et tenterons d'établir des équivalences avec les données de la géochimie organique et celles de la pétrographie de la matière organique.

En celà le but est triple.

Une seule méthode n'est jamais suffisante en géologie pour assurer une hypothèse de travail. Quand les résultats de 3 méthodes coïncident pour des conclusions analogues, les risques de l'exploration en sont diminués.

La géochimie des extraits organiques a des limites technologiques à son application. Il est, par exemple, impossible de l'appliquer pour des déblais de forages forés à l'huile.

Le pouvoir réflecteur de la vitrinite, le meilleur macéral et celui auquel on se réfère le plus souvent, n'est significatif qu'à partir d'un Ro de 0,35-0,40%. Ce macéral n'est pas toujours présent; son identification est parfois difficile; il est soumis aux accidents dus aux retombées, au flambage du train de tige, à des phénomènes de resédimentation (voir p. ex. revision KUBLER et al. 1979 a et b).

Les transformations minéralogiques, p. ex.: des smectites, des micas, des kaolinites et des chlorites ne peuvent être suivies et mesurées que si ces minéraux se sont déposés et forment le stock des sédiments de surface avant leur transformations diagénétiques par enfouissement.

On voit donc qu'il est indispensable pour l'exploration de disposer d'un arsenal de méthodes et de techniques variées, ressortant de domaines aussi différents que possible.

La transformation des smectites dans la diagenèse est d'abord une constatation de la géologie de subsurface (BURST, 1969; DUNOYER, 1969, 1970; DUNOYER et al., 1968; HOWER et al., 1976). Le but n'est pas ici de faire l'inventaire exhaustif de tous les cas où les smectites disparaissent, mais de présenter quelques exemples illustratifs de cette disparition dans divers bassins, avec des enfouissements et des gradients géothermiques différents.

La disparition des smectites a souvent été associée au début de la FHP. Nous tenterons de préciser ce fait par deux exemples.

Il est en effet de la plus haute importance pour l'exploration des hydrocarbures de pouvoir dater les migrations par rapport à la formation des structures-pièges des accumulations. Les exemples où l'on peut suspecter une maturation antérieure à la formation des structures prolifiques deviennent de plus en plus fréquents. Mais ne serait-ce que pour établir ces relations dans le temps, il fallait pouvoir disposer des données de la réflectométrie, de celles des transformations minérales, de celles enfin de la sismostratigraphie et de la stratigraphie conventionelle. La formation progressive des structures serait la cause de la migration progressive des fluides bien entendu à partir de séquences sédimentaires ayant atteint un niveau de maturation suffisant pour la production potentielle d'hydrocarbures. De telles hypothèses de travail remettent à l'honneur la tectonique, l'analyse structurale et les cinétiques comparées de la déformation, de la maturation et de la migration. Donc l'étude des transformations dans la diagenèse, et particulièrement dans les stades précoces de celle-ci, n'est pas suffisante en elle-même. Elle n'est qu'un élément dans les données indispensables à l'exploration. Mais elle a permis de reconnaître plusieurs étapes depuis le dépôt des sédiments jusqu'au métamorphisme. C'est pourquoi il nous apparaît important de définir ce que nous entendons par diagenèse.

1. Cadre général: La diagenèse, essais de définition

De nombreux auteurs se sont préoccupés de la définition de la diagenèse. Suivant les écoles russes, allemandes, françaises ou anglo-saxonnes, les acceptions diffèrent. DUNOYER DE SEGONZAC (1970a) a présenté, à ce sujet, une revue synoptique très complète des définitions suivant les écoles et les époques.

Avec le perfectionnement des techniques, l'amélioration des connaissances géochimiques tant organiques qu'inorganiques, grâce aux forages pétroliers de même qu'à l'augmentation des données sur les fluides de subsurface et leur migration (hydrodynamisme), on peut tenter de définir ce que nous entendons ici par diagenèse.

La diagenèse est, pour nous, l'ensemble des transformations qui affectent un sédiment depuis le moment de son dépôt jusqu'à l'aurore du métamorphisme.

Ces transformations sont dues principalement à l'accélération de la pesanteur s'exerçant sur les sédiments se traduisant par les diverses pressions (fluides, solides) et à l'augmentation de la température.

Le temps, dans son acception de durée, se révèle de plus en plus comme la troisième variable principale, car en plus de la règle des phases d'équilibres thermodynamiques, on doit faire intervenir une cinétique dont l'unité est le million d'années.

L'eau est certes le composant essentiel des sédiments dans les premiers stades de la diagenèse. Elle existe principalement sous sa phase liquide. Comme l'on constate, lors de la compaction, des pertes considérables de volumes d'eau, il faut admettre que dans la diagenèse les systèmes sont, par définition, très ouverts. A ce composant mobile il faut ajouter les autres phases fluides gazeuses comme le CO_2, O_2, H_2S, les phases hydrocarburées, liquides ou gazeuses qui vont donc nous intéresser particulièrement ici.

Le nombre des composants principaux qui intervient dans la diagenèse est, en gros, le même que dans le métamorphisme. Il s'agit de SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, MnO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5 et S.

Au nombre des phases cristallines habituelles, telles celles de la famille des carbonates, des minéraux des argiles, des feldspaths, des phosphates et des zéolites, il faut ajouter celles des évaporites, sels et sulfates et de leurs nombreux minéraux complexes et hydratés. Les travaux récents des forages en mers profondes indiquent en plus que les modifications de la silice, hydratée ou non, jouent un rôle important dans la diagenèse alors qu'elles sont inconnues dans le métamorphisme.

Ce qui distingue, d'après nous, fondamentalement la diagenèse du métamorphisme c'est:

1. L'ouverture des systèmes. La diagenèse est le lieu par excellence des migrations fluides, liquides ou gazeuses qui emportent cations, anions, matière organique dissoute ou particulaires et même chaleur.
2. La persistance des phases «héritées» selon l'expression de MILLOT (1964). On trouvera des feldspaths, des chlorites, des kaolinites, des micas détritiques qu'il ne sera pas toujours possible de distinguer de leurs homologues néoformés.
3. Le rôle cardinal que joue la matière organique. En effet, sa maturation est génératrice de phases fluides, gazeuses ou liquides règlant les mécanismes d'oxydo-réduction.

Compte-tenu de ces caractères, on pourrait appliquer à la diagenèse aussi bien le concept du métasomatsme généralisé que celui des transformations topochimiques de micro-milieux. Pour STALDER (1979):«At low temperatures, metasomatic reactions are generally the rule» (p. 466).

L'ouverture des systèmes, la fréquence des phases cristallines en solution solide, l'imprécision des réseaux cristallographiques et de leur composition chimique correspondante, les passages progressifs d'une phase cristalline à une autre, l'abondance des phases fluides sont autant de sources de complications pour une approche thermodynamique.

C'est pourquoi il nous apparaît que dans l'étude de la diagenèse il faut encore promouvoir un recensement aussi exact que possible des faits, dans leurs milieux, décrits avec un maximum de soins et de données.

Nous voulons, dans les exemples ci-dessous, nous appliquer à la description de quelques-uns de ces faits. Tout naturellement il est apparu que ceux-ci se laissent mieux ordonner selon les «milieux géochimiques», ce qui conduit à la notion de «faciès diagénétiques» par analogie aux «faciès métamorphiques» d'ESKOLA (1915 et 1928).

Les séquences de faciès, c'est à dire les séquences d'associations de minéraux au sens de MYASHIRO (1961, 1967) ont du reste été appliquées avec succès à la zonéographie des Grès de Taveyannes par STALDER (1979).

On remarquera enfin que même dans les zones diagénétiques profondes les contraintes latérales ou tangentielles, capitales dans les orogènes, jouent un rôle tout-à-fait subordonné.

Cependant, on doit prévoir que pour l'exploration des objectifs profonds, l'étude de ces contraintes latérales et de leurs manifestations devrait être d'autant plus poussée que le champ d'observation aura; en tout et pour tout, le diamètre d'un trou foré.

2. Cadre thermodynamique: Stabilité des minéraux argileux dans la diagenèse

Comme de très nombreux auteurs l'ont remarqué depuis plus de trente ans (voir révision chez MILLOT, 1970; DUNOYER DE SEGONZAC, 1969; LIPPMANN, 1977) la palette des minéraux argileux se réduit, dans le métamorphisme léger, à 2 seuls minéraux: ceux des micas et ceux des chlorites.

Cette disparition des minéraux avec l'enfouissement et à l'approche du métamorphisme peut être abordée, on l'a vu, de 3 façons:

- par l'observation minutieuse des faits naturels
- par les synthèses laboratoire à des pressions et températures variables
- par le recours à la thermodynamique.

Dans sa révision sur les synthèses des minéraux argileux, dans des conditions se rapprochant de celles qui règnent sur le continent, HARDER (1978) a montré qu'il était possible de synthétiser, en laboratoire, la majorité des minéraux argileux courants.

Comme le remarque LIPPMANN (1979) on ne peut pas encore déduire de ces synthèses les constantes des équilibres thermodynamiques comme pour la précipitation des sels naturels.

Par contre, en partant des énergies libres en enthalpies libres publiées pour les minéraux purs les plus fréquents dans la diagenèse, LIPPMANN (1979) a recalculé les diagrammes d'équilibre. Il conclut que les smectites, «illites», leurs interstratifiés, les minéraux de la famille de la kaolinite (les kandites) sont tous métastables dans la diagenèse de surface pour des conditions normales de p et en tout cas de T: 25°C. Les seuls minéraux stables sont respectivement:

- le diaspore, la muscovite, la pyrophyllite, le quartz et le microcline pour les systèmes K_2O-Al_2-SiO_2-H_2O avec Al_2O_3 immobile.
- la néphéline, l'analcime, l'albite, le diaspore, le quartz et la pyrophyllite dans le système Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O
- le clinochlore, le diaspore, la pyrophyllite et le quartz dans le système MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O

On remarquera que l'application de la thermodynamique qux problèmes naturels permet de retrouver les minéraux bornes que l'on rencontre dans la diagenèse profonde comme la pyrophyllite, la muscovite et les chlorites magnésiennes, la température accélérant les transformations des minéraux métastables vers les phases cristallines plus pures (KUBLER, 1964, 1966). Cependant la métastabilité à laquelle la prise en compte des équilibres thermodynamiques conduit, peut durer jusqu'à 540 millions d'années. Les «Argiles bleues» de Léningrad (Cambrien inf.) constituées principalement d'illite (fig.1) consercent un cortège d'interstratifiés gonflants et bloqués par des Mg, Fe qui, sinon, disparaissent dans la diagenèse profonde de sédiments beaucoup plus jeunes du Tertiaire ou du Mésozoïque.

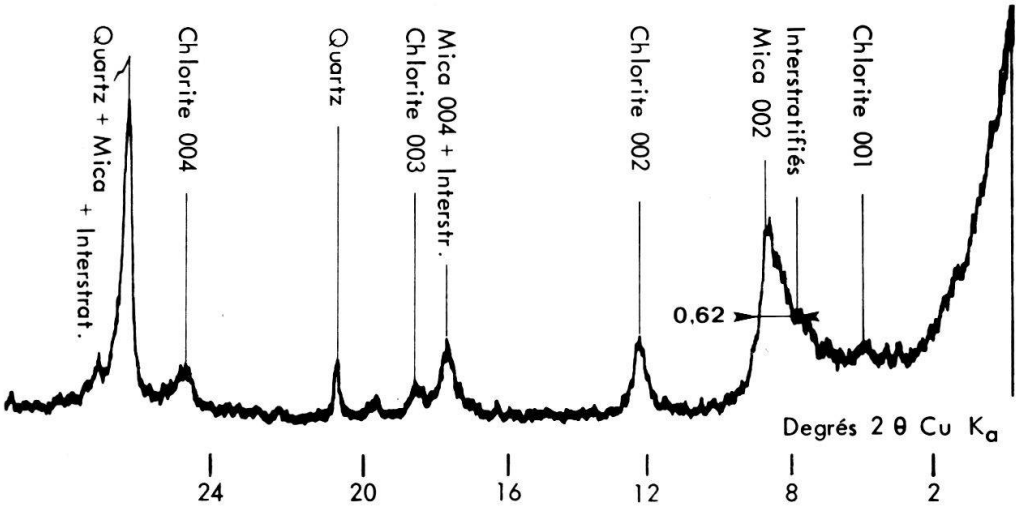

Fig. 1 Diagramme de diffraction X des «Argiles bleues» de Léningrad (Cambrien inf.). Echantillon séché. La cristallinité du matériel 2:1 et de 0,62° 2θ CuK.Ces argiles pourraient encore être classées dans la FHP.

Par ailleurs, les remarques de LIPPMANN, qu'en présence d'eau de mer la muscovite ou le clinochlore peuvent être parfaitement stables alors que les aluminosilicates sodiques ne le seraient pas, confirment parfaitement la nécessité de séparer les séquences

d'assemblages minéralogiques: les «faciès diagénétiques» par milieux géochimiques comme les «clastiques normaux» les «volcano-détritiques», les «shales noirs» où les «faisceaux charbonniers» du carbonifère (KUBLER, 1975).

Enfin, la métastabilité de certains minéraux complexes tels que les interstratifiés presque réguliers, comme l'allévardite, la corrensite a une durée suffisante pour servir de minéraux index de «faciès diagénétiques» typique (DUNOYER DE SEGONZAC, 1970 b; DONOYER DE SEGONZAC et al., 1968; KUBLER, 1973 a et b et 1975).

3. Les minéraux guides des premiers stades de la diagenèse: Les smectites

La disparition des smectites avec l'enfouissement est un phénomène largement constaté dans les sédiments du Néogène et du Crétacé dans le monde entier. Une des premières preuves en a été apportée par l'étude d'une même formation éocène (Wilcox, Gulf Coast) à des enfouissements divers depuis l'affleurement jusqu'à plus de 4200 m (BURST, 1959). De la surface jusqu'à 900 m environ, les smectites dioctaédriques - les montmorillonites - sont abondantes. Elles sont moins évidentes au-dessous de cette cote et disparaissent en tant que minéral au-dessous de 2700 à 3000 m. Il subsiste toutefois des couches gonflantes mais formant le cortège des interstratifiés de l'illite. Au-dessous de 4200 m environ, les couches gonflantes disparaissent totalement. Parallèlement à cette disparition des minéraux gonflants, on constate, d'après les diagrammes RX, une augmentation relativement importante de l'illite.

On mesure la disparition de ces montmorillonites par la disparition sur les diagrammes de diffraction X, du premier réflexe 001 soit saturé à l'éthylène glycol, soit séché à l'air (17 ou 14 Å).

Ainsi dans l'enfouissement, les smectites diminuent quantitativememt, puis les feuillets gonflants vont former le cortège des interstratifiés de l'illite et de la chlorite. BURST (op. cit.) remarquait déjà une augmentation, avec la profondeur, des pics de diffraction de la chlorite. Il l'attribuait à un perfectionnement de la cristallinité. WEAVER (1961), en suivant les formations du Mississipien et du Pennsylvanien du manteau structural des Ouachitas (Oklahoma et Texas) constatait une disparition des smectites, de la kaolinite, une amélioration de la cristallinité des chlorites mais surtout de la cristallinité des illites (dont il proposait une méthode de mesure).

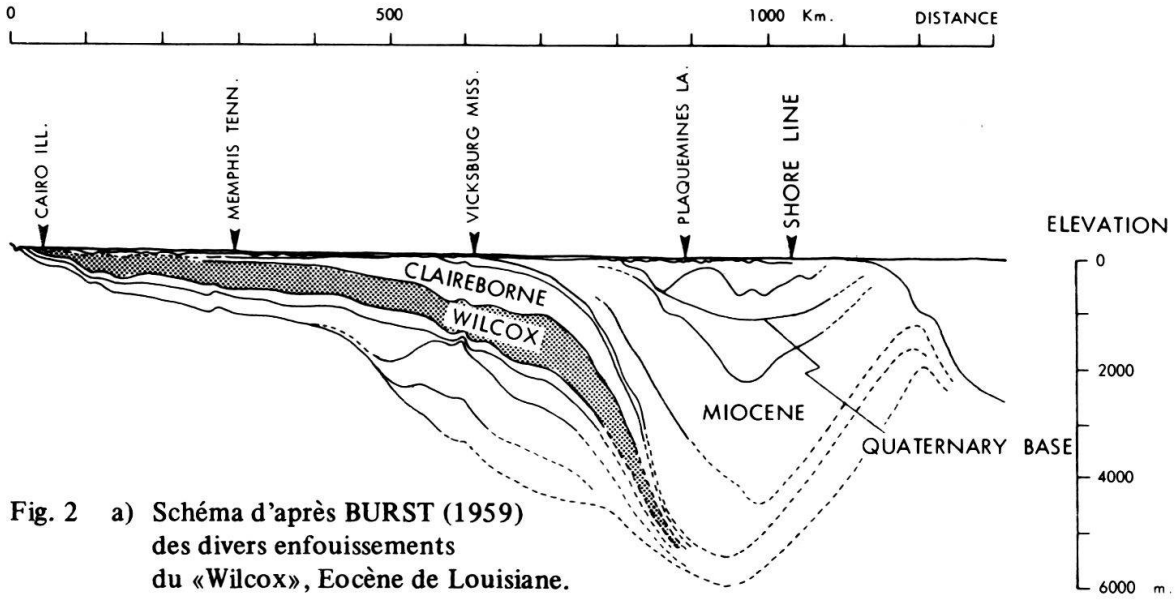

Fig. 2 a) Schéma d'après BURST (1959) des divers enfouissements du «Wilcox», Eocène de Louisiane.

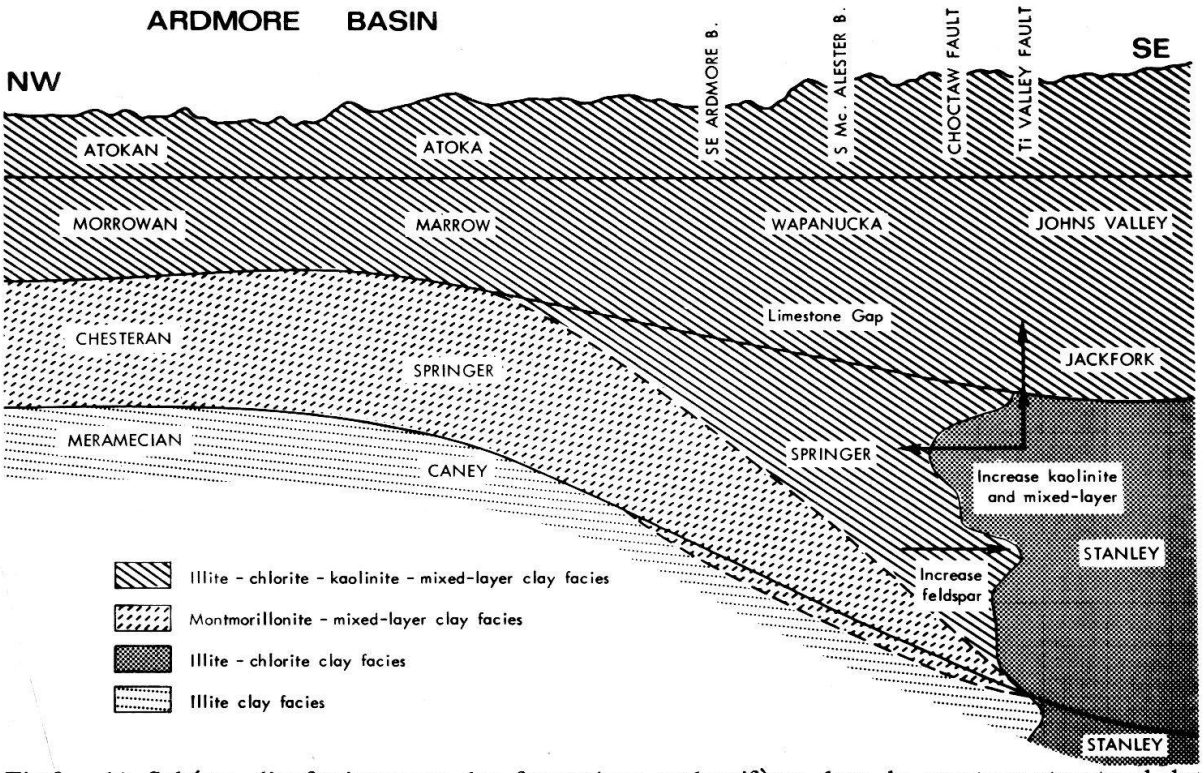

Fig.2 b) Schéma d'enfouissement des formations carbonifères dans le manteau structural des Ouachitas (d'après WEAVER, 1961).

Aussi bien pour l'Eocène que pour le Carbonifère, la zonéographie reposait sur les 2 critères définis par KUBLER (1964):

– le critère quantitatif: diminution et disparition, par exemple, des smectites, éventuellement de la kaolinite, augmentation des «illites», des chlorites
– le critère qualitatif: amélioration de la cristallinité des chlorites, des illites, ce que MILLOT (1964) définit comme «la purification des réseaux».

225 millions d'années au moins séparent l'Eocène et le Carbonifère qui présentent la même zonéographie avec l'enfouissement. C'est la preuve de l'indépendance de ces transformations avec l'âge des séries. Cela ne signifie toutefois pas que la disparition des smectites, par exemple, est indépendante de la durée à laquelle elles ont été exposées aux températures critiques.

Pour prouver que l'enfouissement est le seul responsable de ces transformations, BURST et WEAVER ont suivi les conditions sine qua non déjà énumérés par BURST en 1959, à savoir:

1. les séries examinées doivent être de même âge
2. provenir d'une même source
3. déposées grosso modo dans les mêmes milieux
4. n'avoir été prises que dans un minimum de déformation tectoniques et bien entendu avoir été soumises à un enfouissement de plus en plus grand (fig. 2).

De telles conditions ne sont pas toujours faciles à satisfaire. On ne peut les trouver que dans le cadre d'une exploration dynamique.

Grâce aux résultats des deux auteurs ci-dessus, une première zonéographie de la diagenèse par les transformations minéralogiques des argiles était proposée et utilisée pour l'exploration pétrolière. Dans les deux cas on insistera sur le fait que les séries sédimentaires étudiées sont situées dans des bassins particulièrement prolifiques en gisements de pétrole et de gaz.

Depuis ces pionniers, de nombreux autres résultats sont parus.

4. Relation entre la disparation des smectites et les accumulations d'huile au Texas et dans le golfe

Poursuivant ses études dans plusieurs forages du Texas, BURST (1969) était amené à des constatations importantes et présentait des hypothèses intéressantes sur la deshydratation des argiles comme «piston» de la migration des hydrocarbures liquides suivant en celà les schémas de POWERS (1959). D'un point de vue minéralogique, les faits significatifs sont les suivants:

a) La disparition des smectites, plus exactement l'apparition des interstratifiés néoformés à partir des smectites, se produit à des profondeurs variables. Elle ne dépend donc pas de l'enfouissement uniquement.

b) Par contre, cette disparition est à peu près isotherme et se situe à des températures voisines de 90 à 100°C.

c) Par conséquent ces transformations dépendent de la relation enfouissement-température, donc du gradient géothermique.

Cependant l'idée la plus importante de la mise au point de BURST est d'avoir comparé ce niveau de disparition des smectites à la cote moyenne des gisements producteurs d'huile.

Certes, les associations minéralogiques avaient déjà été comparées à l'existence de gisements et à la composition de leurs hydrocarbures. Par exemple, le «faciés diagénétique» à dickite avait été mis en relation avec une accumulation d'huile très évoluée (Hassi Messaoud, FERRERO & KUBLER, 1964; CASSAN & LUCAS, 1966), le faciés à pyro-

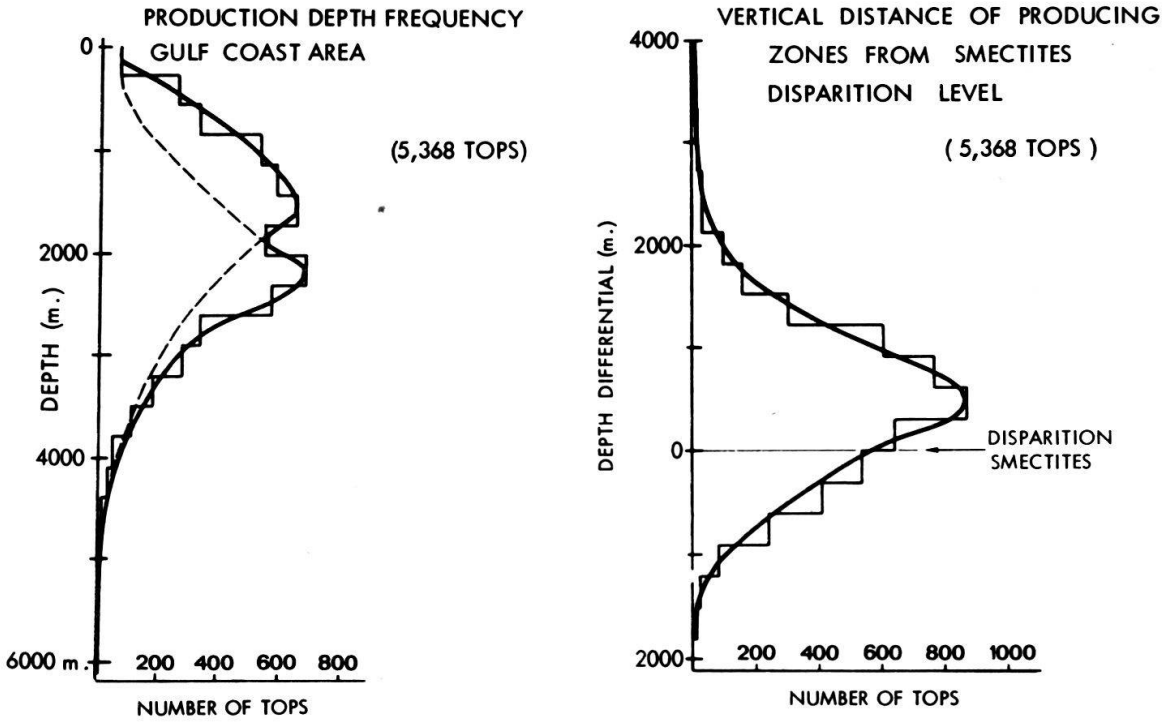

Fig. 3 a) Fréquence des sommets des réservoirs producteurs classés en fonction de la profondeur dans le Gulf Coast. Nombre de réservoirs recensés: 5368, statistique de 1958 (BURST, 1969).

Fig. 3 b) Fréquence de la distance séparant la zone de disparition des smectites et les tops des réservoirs recencés dans la fig. 5 a. Dans cette région du Gulf Coast, la composante verticale de la migration est en moyenne de 600 m (d'après BURST, 1969).

phyllite-allévardite aux indices de gaz secs, la zone anchimétamorphique définie par la cristallinité de l'illite à la zone stérile supermature (KUBLER, 1964 et 1966). Il s'agissait là de comparaisons ponctuelles entre le domaine minéral et le domaine organique.

Les comparaisons de BURST reposent sur une base statistique incomparablement plus sérieuse. Dans uns premier point il démontre que de 0 à 6000 m la courbe de fréquence des sommets des gisements productifs, en fonction de la profondeur, est bimodale (statistique de 1958, 5368 gisements de tous âges) mais que la distance moyenne entre le sommet et l'apparition des interstratifiés et le sommet des niveaux de production est unimodale (fig. 3). Cette distance est en moyenne, pour la statistique de BURST dans le Golfe, de 600 m. C'est un fait d'observation très important. On retiendra que dans le Golfe la composante verticale de la migration est d'environ 600 m, mais surtout transformation minéralogique, migration et accumulation d'hydrocarbures sont liées. Ceci est en tout cas valable dans des terrains du Cénozoïque où les clastiques dominent et où alternances de grès et d'argiles favorisent les «exsudations» sous forme d'hydrocarbures liquides.

On retiendra que pour BURST, suivant en cela VAN OLPHEN (1963) la température est le facteur déterminant pour le départ de l'eau interfoliaire des feuillets smectitiques, mais aussi pour la maturation des roches-mères et la migration des hydrocarbures. Ces idées rejoignent celles des géologues des charbons qui constatent eux aussi que l'évolution diagénétique des charbons, des propriétés chimiques et physiques de leurs macéraux dépendent avant tout de l'élévation de la température.

Cependant les bassins aussi prolifiques que ceux du Golfe ne sont malheuresement pas fréquents. Il n'est pas souvent possible de comparer accumulation d'huiles et transformation minéralogique. C'est pourquoi on a cherché à comparer la disparition des smectites à un autre indicateur de géothermométrie: la réflectance de la vitrinite.

5. Relation entre la disparition des smectites et la réflectance de la vitrinite: Exemple du Cameroun

Depuis la généralisation de l'observation de la matière organique et la mesure du pouvoir réflecteur de la vitrinite: Ro, depuis la mise en relation entre la F.H.P. (malgré quelques difficultés) et le Ro (cf première partie) on peut comparer maintenant avec succès 3 paramètres très sensibles de la diagenèse: les transformations minéralogiques, la géochimie des extraits liquides et la réflectance de la vitrinite.

Les forages de Logbaba du Crétacé supérieur du Cameroun permettent une comparaison utile (fig. 4).

Malheuresement dans ces forages, les 4 conditions indispensables énumérées par BURST (1959) ne peuvent être rigoureusement réalisées. On ne peut apporter la preuve formelle que les changements minéralogiques ne sont pas liés au changement des conditions de sédimentation. La forte décroissance des smectites à 1300 m environ (DUNOYER, 1969; KUBLER, et al., 1979 a, fig. 7) coïncide avec l'entrée dans le Maestrichtien; la disparition de la kaolinite avec le sommet du Campanien mais aussi avec celui de la zone sous-compactée pressentie par RUMEAU & SOURISSE (1972).

Toutefois, malgré ces restrictions, on peut sans risque d'erreur comparer en toute rigueur réflectance de la vitrinite et disparition des semctites. Celle-ci se produit de 0,5 à 0,6 % pour une profondeur de 1400 m environ et une température actuelle de 65 à 70° C.

Il n'y a pas d'accumulation d'huile commercialisable dans ce Crétacé du Cameroun, mais de gros indices de gaz et de gaz à condensats. Ces indices se situent au-dessous de 1500 m, donc, contrairement au Golfe, au-dessous de la limite de disparition des smec-

tites. On remarquera que ces indices coïncident avec le maximum des alcanes extraits des roches (cf fig. KUBLER et al., 1979 a) dans la zone de sous compaction supputée par RUMEAU & SOURISSE (1972). Tout semble indiquer une non-migration. Ceci expliquerait que les indices sont au-dessous et non au-dessus de la limite de disparition des smectites. Rappelons que le maximum des alcanes extraits correspond à un Ro de 0,8 - 0,9 %. Comme il s'agit d'un kérogène de type 3. Il n'est pas étonnant que la production potentielle des alcanes soit à des Ro supérieurs à 0,6 % (POWELL, 1978).

D'un point de vue minéralogique, comme nous le remarquions dans la première partie, la disparition des smectites à Logbaba s'effectue par migration des pics des interstratifié complexes micas-smectites de 14 Å d $_{(001)}$ des smectites à 10 Å d $_{(001)}$ micas 1 M et par réduction de la largeur de SCHERRER (largeur à mi-hauteur des pics de diffraction des interstratifiés, cf. fig. 4).

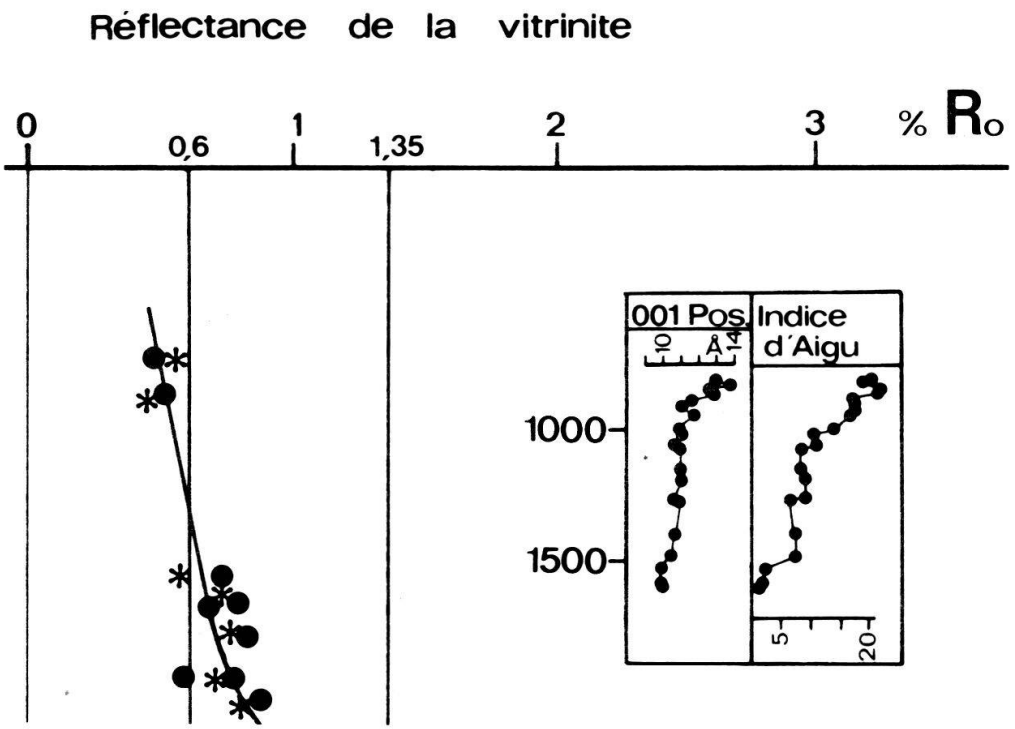

Fig. 4 Exemple de disparition des smectites avec migration progressive du pic des interstratifiés SMIC (smectite-mica) dans les forages de Logbaba, Crétacé sup. Cameroun. L'indice d'aigu du pic diminue parallèlement avec la profondeur. La réflectance de la vitrinite, dont la courbe est donnée pour comparaison, atteint 0,6% pour la disparition définitive des smectites dans les interstratifiés individualisés.

6. Relation entre la disparition des smectites, les extraits organiques, les gaz adsorbes et Ro. Exemple du Labrador

6.1 Les transformations minéralogiques dans le forage de Karlsefni (Eastcan & al.).

Ce forage a traversé plus de 4000 m de sédiments principalement clastiques, du Paléocène au Glaciaire. Les transformations minéralogiques dues à l'enfouissement ont été étudiées sur 2 fractions, une fraction inférieure à 2 um et une frac-

tion séparée, comprise entre 2 et 16 um. Smectites et interstratifiés sont souvent dans le sédimentaire de taille fine à très fine, souvent inférieure à 0,6 um. Mica et chlorite, s'ils sont détriques, ont des tailles plus grossières. La composition du stock détrique est mieux dépistée dans la fraction 2 - 16 um, les transformations diagénétiques dans les fractions fines inférieures à 2 um. Elles le seraient encore mieux dans les fractions plus fines que 0,8; 0,6; 0,2 ou même 0,08 um (HOWER et al., 1976; FOSCOLOS & KODAMA, 1974; FOSCOLOS & SCOTT, 1975; FOSCOLOS et al., 1976).
A Karlsefni, mica et chlorite sont plus abondants dans la fraction 2 - 16 um; smectite et interstratifiés dans la fraction inférieure à 2 um. On constatera que la kaolinite est présente tout au long du forage, au contraire des smectites qui ont tendance à diminuer en quantité puis à disparaître.
Cependant, cette disparition n'est pas régulière. On doit distinguer 2 stades: Le premier, de la surface (de 2000′ - 610 m env.) jusqu'à 5720′ (1740 m), les quantités de smectites restent stables et subissent la fluctuation habituelle due au changement léger de lithologie. Le second où la décroissance est lente et continue avec quelques récurrences pour disparaître définitivement à 10700′ (3260 m).

A Karlsefni la disparition progressive des smectites s'étend sur 1720 m environ.

Cette disparition est accompagnée par une migration des pics des smectites comme à Logbaba ou dans le Golfe. Sur la fig. 5 cette migration est mesurée en angle de diffraction (2θ CuKα) pour des échantillons séchés à l'air. Elle va de 6 à 8°, c'est-à-dire de plus de 14 Å à 11 Å env. Il ne peut s'agir de smectites pures car, selon les modèles de cristallochimie, même avec une seule couche d'eau interfoliaire les smectites ne descendent pas au-dessous de 12, 5, 12, 6 Å, séchées naturellement. Cette migration des pics traduit, en-dessous de 12, 5 Å, une augmentation de la capture du potassium et donc une néoformation de couches micacées interstratifiées dans un complexe smectite-micas. Cependant on remarquera que l'on doit découper Karlsefni, d'après ce paramètre cristallographique, en 3 stades. Un premier stade stationnaire de 610 m à 1610 m, un second stade, celui de la migration des pics de 1610 à 3260 m et un troisième stade, celui où on ne peut plus mesurer de migration de pic parce que les pics intermédiaires ont disparu, les couches gonflantes ne forment plus que le cortège des interstratifiés des micas. Dès ce stade, c'est la cristallinité du complexe mica-interstratifié qui peut intervenir. Celle-ci a été mesurée sur le premier pic à 10 Å env. des 2 fractions 2 - 16 um et inférieure à 2 um. On remarquera que la cristallinité des micas de la fraction 2 - 16 um est toujours excellente de bas en haut du forage. Ces micas ont une cristallinité qui correspondrait à celle des micas du métamorphisme schiste-vert-passage à l'anchizone (KUBLER & al., 1979). C'est dire que le cycle érosion-altération-transfert ne les a que peu affectés. La cristallinité dans cette fraction indique donc une grande fraîcheur du détritisme dont l'origine est à rechercher dans des schistes cristallins ou des roches cristallines.
Dans la fraction inférieure à 2 um, la cristallinité est moins bonne, elle correspondrait à des micas de l'anchizone ou de la diagenèse profonde de 610 à 3260 m; elle a tendance à se dégrader très faiblement. Cependant au-dessous de cette dernière cote les indices d'aigu sont tous plus forts que 0,42° (2θ CuKα). On interprète ce phénomène comme la néoformation imcomplète de couches à tendance micacée où le désordre, dans les structures micacées, est maintenu par la

présence résiduelle de couches d'eau et de cations étrangers. C'est à partir de ce stade que la cristallinité des micas peut servir comme indicateur des degrés de transformation dans la diagenèse.

A Karlsefni, comme dans le Golfe, on doit distinguer un stade stable (BURST, 1969) puis un stade de transformation d'une puissance de 1720 m où les smectites disparaissent quantitativement mais progressivement et qualitativement par migration des pics. Dans le troisième stade les couches gonflantes ne forment plus que le cortège des interstratifiés autour des micas et de la chlorite.

En Louisiane, d'après les diagrammes DX de BURST (1959), la migration des pics de smectites et d'interstratifiés mica-smectite mesurée sur des préparations saturées à l'éthylène glycol, n'est pas achevée à 3050 m env. (J.B. EDWARDS, No. 1, RAPIDES, P.H., L.A. 10010). A 3800 m env. (SHELL-LUMA, DARBONNE, ALLEN P.H., L.A. 12515′) les smectites ont totalement disparu. Cette migration dans le Wilcox s'étend sur un enfouissement qui va au moins de 1850 à plus de 3050 m, donc sur plus de 1500 m ce qui est du même ordre de grandeur qu'au Labrador. Au Texas (BURST, 1969), la zone de stabilité s'étend jusqu'à 1830 m, la zone de disparition progressive des smectites jusqu'à 3900 m, soit sur une épaisseur de 2000 m env., plus épaisse de près de 300 m qu'au Labrador. Cette différence peut être attribuée à la difficulté de saisir l'amorce de la diminution des smectites comme celle de la migration des pics.

Fig. 5

a) Karlsefni, Labrador, Eastcan et al.
Analyse minéralogique de deux fractions granulométriques séparées: 2 - 16 et inf. à 2 um. Le comportement des smectites permet de distinguer 3 zones: la zone stable, celle de diminution progressive et celle de disparition et augmentation concommitante des interstratifiés complexes et irréguliers smectite-mica: SMIC. La cristallinité des micas se dégrade du haut en bas du forage, contrairement à une évolution normale dans la diagenèse plus profonde. Les micas entre 2 et 16 um sont mieux cristallisés que ceux d'une taille inférieure à 2 um. Par la position du d 001 des smectites dans la fraction inférieure à 2 um, on reconnaît 3 zones: celle de la stabilité et celle de la migration des pics des interstratifiés individualisés. La 3e zone est celle où ces édifices font partie du cortège des interstratifiés autour des micas. La courbe de la vitrinite, donnée pour comparaison, présente d'abord une zone de stabilité qui se maintient plus bas que celle des smectites. La seconde zone est celle de la croissance continue du Ro en fonction de la profondeur (Analyste A. CHAGNON, Y. HEROUX et J.-L. PITTION, INRS-pétrole, Québec et CFP, Lab. central, Bordeaux).

b) Disparition des smectites dans un forage du «Gulf Coast», Conté de Chambers, Texas d'après BURST (1969). C'est la première définition des 3 zones relatives à la disparition des smectites. BURST les a interprétées comme des zones de déshydratation. Il a calculé le % de couches non gonflantes (de type mica) dans la somme des couches d'après la position du pic des interstratifiés. Sa zone de déshydratation est donc une zone de migration des pics en diffraction X.

c) Migration des pics du «Wilcox» de Louisiane d'après BURST (1959 et 1969). Suivant la profondeur les pics migrent des smectites 17 Å (Atlantic, Goodpine) à 10 Å (Shell-Luma, Darbome).

▶

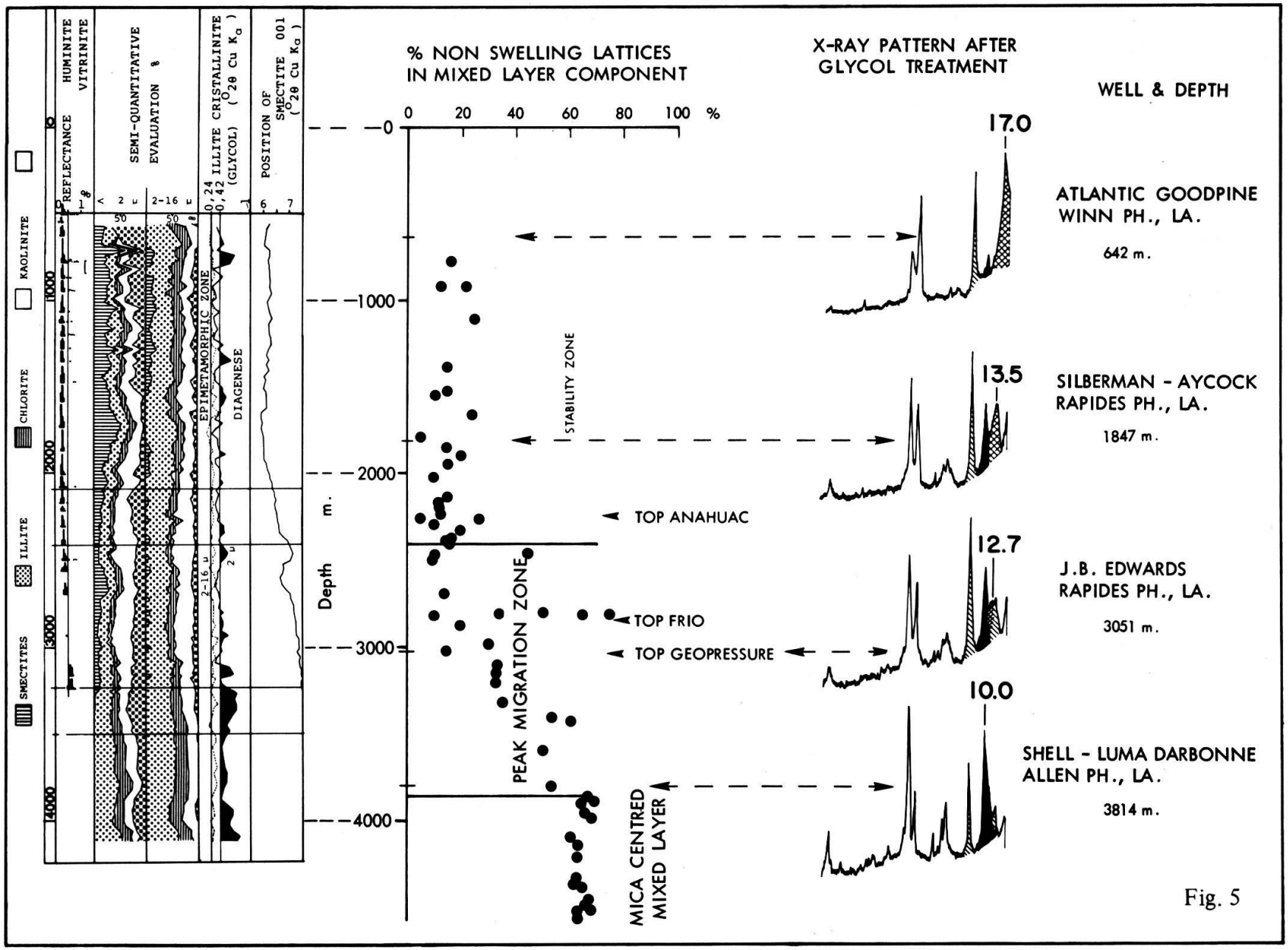
SMECTITES
ILLITE
CHLORITE
KAOLINITE
REFLECTANCE
HUMINITE
VITRINITE
SEMI-QUANTITATIVE EVALUATION %
ILLITE CRISTALLINITE (GLYCOL) (°2θ Cu Kα)
POSITION OF SMECTITE 001 (°2θ Cu Kα)
EPIMETAMORPHIC ZONE
DIAGENESE
Depth m.
% NON SWELLING LATTICES IN MIXED LAYER COMPONENT
0 20 40 60 80 100 %
STABILITY ZONE
TOP ANAHUAC
TOP FRIO
TOP GEOPRESSURE
PEAK MIGRATION ZONE
MICA CENTRED MIXED LAYER
X-RAY PATTERN AFTER GLYCOL TREATMENT
WELL & DEPTH
17.0
ATLANTIC GOODPINE
WINN PH., LA.
642 m.
13.5
SILBERMAN - AYCOCK
RAPIDES PH., LA.
1847 m.
12.7
J.B. EDWARDS
RAPIDES PH., LA.
3051 m.
10.0
SHELL - LUMA DARBONNE
ALLEN PH., LA.
3814 m.

Fig. 5

6.2 Evolution du pouvoir réflecteur de la vitrinite.

On constatera, d'après les histogrammes des mesures de Ro reportés à la fig. 1, que les modes sont remarquablement constants dans leur position autour de 0,27%. Certains échantillons, surtout dans le haut du forage, présentent des vitrinites remaniées que les microflores permettent de dater, en partie du Carbonifère. Malgré ces resédimentations, on doit reconnaître une zone de stabilité pour le pouvoir réfleteur de la vitrinite, qui s'étend de la surface jusqu'à 2095 m. Au-dessous la réflectance augmente progressivement et passe de 0,27% à 0,60% où elle franchit cette valeur à 3570 m env. (11700′). Le gradient: Δ Ro / Δ enfouissement, est de $1{,}6 \cdot 10^{-4}$ ([Ro en %/m] c'est-à-dire 0,016% Ro par 100 m).
Cette zone de stabilité ne laisse pas d'être surprenante. Ce n'est pas un cas particulier de Karlsefni, on la retrouve dans d'autres forages du Labrador. On remarquera que l'évolution du pouvoir réflecteur débute 485 m plus bas que le début de la migration des pics du complexe smectite mica-smectite et 455 m plus bas que le début de la tendance à la disparition des smectites. Les smectites ont totalement disparu pour une réflectance de la vitrinite de 0,5%.

6.3 Evolution des gaz adsorbés et des extraits organiques.

Les gaz adsorbés dont il est question ici, sont des gaz désorbés mécaniquement par un mélangeur (blender) recueillis à la tête du bol étanche (head space) à partir de déblais de forage, lavés (cuttings) et conservés sur le site du forage en boîte sertie (SNOWDON & McCROSSAN, 1973).
Grâce à la composition de ces gaz il a été possible de reconnaître 4 zones précoces correspondant à 3 stades de maturation diagénétiques de la matière organique avant la fenêtre à huile (KUBLER, 1979).

A Karlsefni ces stades et ces zones sont les suivants:

	Stades		Zones	
620 m	1. méthane biogénique:	BIO	idem	BIO
765 m	------		stérile immature	IM
2160 m	2. méthane thermocatalytique:	MES	Z. à méthane sup.	MES
2600 m	3. gaz à condensats sup.:	CS	idem	CS
3200 m	4. fenêtre à huile potentielle:	FHP	idem	FHP

La zone stérile immature est caractérisée par un fond continu de faibles teneurs en méthane 250 ppm env. (vol/vol) et des teneurs en homologues supérieurs (C_2 à C_4) inférieures au seuil de détection. Cependant dès 1740 m, les teneurs en méthane, faibles certes, sont en moyenne plus hautes qu'au-dessus de cette zone (voir fig. 6). On distingue aussi quelques pointements d'éthane à partir de 1610 m. C'est aussi à partir de cette cote que le carbone organique sur roche totale passe d'un palier inférieur à un palier légèrement supérieur.
La zone stérile immature peut se décomposer en 2 sous-zones de 765 m à 1610 ou 1740 m et de cette cote à 2160 m. La première sous-zone correspond à la zone de stabilité des smectites sans migration; la seconde se termine vers le bas avec la zone de stabilité de la réflectance de la vitrinite.

Les extraits organiques (fig. 6) restent aussi remarquablement stables jusqu'à 1740 m. Depuis 2095 m vers le bas, ils progressent d'une façon constante et régulièrement, comme la vitrinite. Ces 2 paramètres traversent le stade supérieur à gaz méthane sec: MES et le stade supérieur à gaz à condensats CS sans modification de leur gradient.

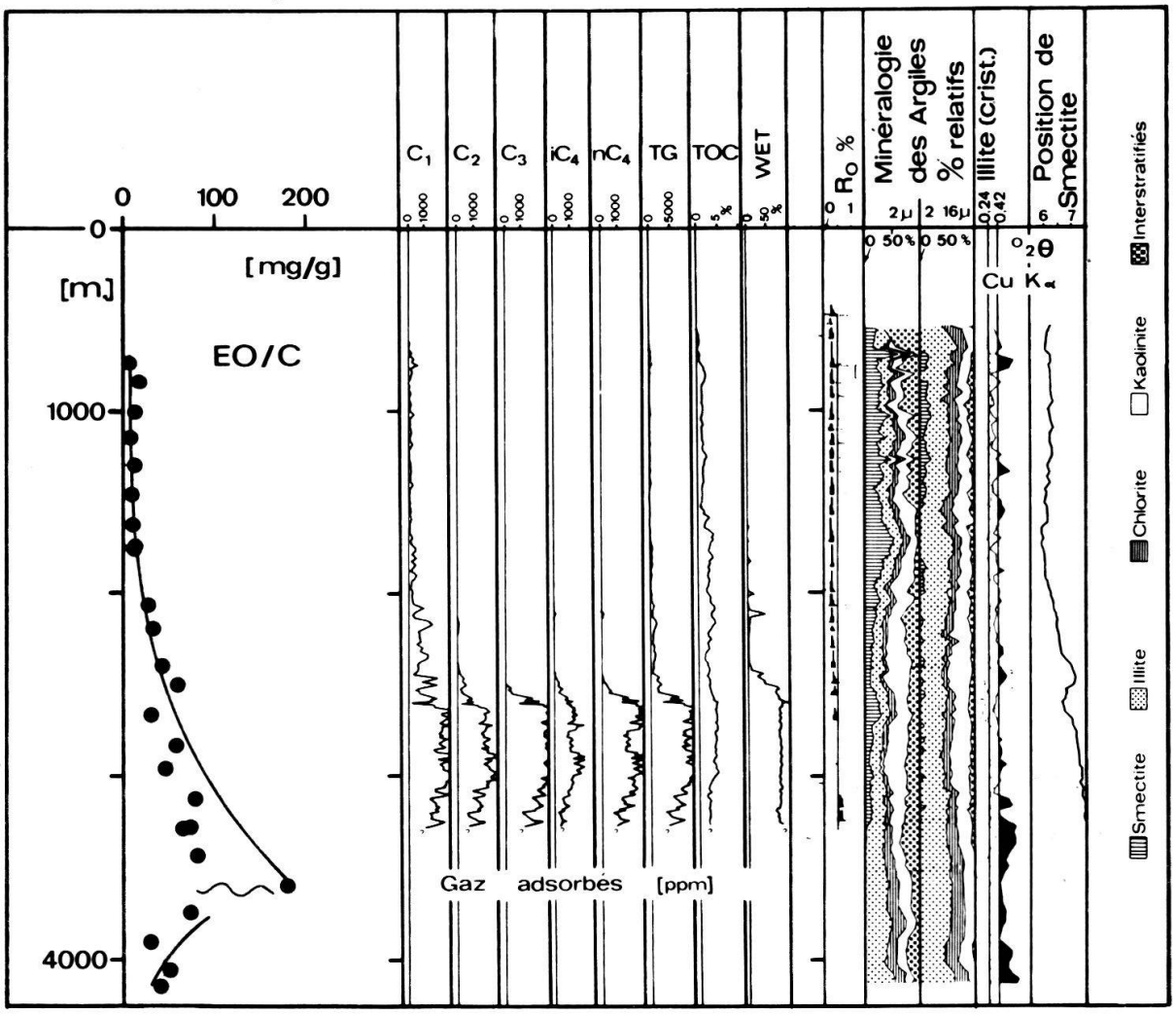

Fig. 6 Comparaison des extraits organiques: EO/C, des gaz adsorbés, de la réflectance de la vitrinite, de la composition minéralogique des fractions inférieures à 2 um et comprise entre 2 et 16 um, de la cristallinité des micas et la migration du pic des smectites et interstratifiés. C_1 méthane; C_2 éthane; C_3 propane; i-C_4 iso-butane; n-C_4 normal-butane; TG somme des gaz; wet, C_2+C_3+i-C_4+n-C_4/TG.
Pour le découpage en stades et zones, voir tableau comparatif.

7. Equivalence des transformations minéralogiques et de celle de la matière organique: Définition des stades précoces diagénétiques

Il est certes hasardeux, à partir d'un seul off-shore et d'un seul bassin, de tirer des conclusions valables pour tous les bassins, ne serait-ce déjà que du même âge. Nous avons montré les analogies qui existent entre les grands bassins prolifiques du Gulf Coast et celui du Labrador. Ce dernier est le seul qui rassemble pour le moment des résultats publics qui ressortent de la minéralogie, de la géochimie des extraits organiques, de celle des gaz adsorbés comme de pétrographie et réflectométrie de la matière organique. Les comparaisons entre les différents paramètres sont donc très complètes.

La zone de stabilité est remarquable pour plusieurs raisons. Dans cette zone qui fait à peu près 1000 m d'épaisseur, il n'y a de changement (voir tableau récapitulatif) ni pour la quantité et la qualité des smectites, ni pour la quantité de méthane (zone IM) ni pour celle des gaz adsorbés, ni enfin pour la réflectance de l'huminite-vitrinite. Aucun de ces paramètres n'est donc sensible à l'augmentation de la profondeur et de la température qui devrait tout-de-même s'accroître de 33°C pour un gradient géothermique moyen. Cette zone de stabilité a été décrite par BURST (1969) grâce aux smectites. Cet auteur l'attribue à l'expulsion, sous la compaction, de l'eau gravifique ou l'eau de porosité. Cette idée a été émise et reprise par de nombreux auteurs (PERRY & HOWER, 1970, 1972; JOHNS & SHIMOYAMA, 1972; HELING & TEICHMULLER, 1974). BURST (1969) y fait correspondre son premier stade de deshydratation.

	m.	3570	3260	2095	1740	1610	765	610	
1	Cristallinité	Cortège Micacé	Disparition	Diminution progressive		Stabilité			TENEUR 2 µ — SMECTITE
2				Migration vers le Mica		Stabilité			Migration pics DX
3	0,24 <		Tendance générale à la dégradation			>0,24 °2θ Cu K_α			2 - 16 µ MICA
4	0,42 <					>0,42			<2 µ Cristallinité
5	CS			MES	Immature Stabilité	Stérile	BIO		GAZ ADSORBES C_1 - C_4
6	Croissance					Stabilité			EXTRAITS ORGANIQUES Const. huileux
7	Croissance 0,6% 0,5%				Stabilité R_0 - 0,27 %				VITRINITE R_0 %
8	5 FHP		4 CS	3 MES		2 IM		1 BIO	ZONEOGRAPHIE SEQUENCE
9	4 FHP		3 CS	2 MES				1 BIO	STADES DIAGENETIQUES
10	3		2			1			ZONEOGRAPHIE MINERALOGIQUE

Tableau comparatif

Le tableau est établi à partir du cas concret de Karlsefni (EASTCAN et. al.) Labrador. Les profondeurs sont citées à titre indicatif. Elles varient suivant le gradient géothermique. Avec les smectites on ne peut distinguer que 3 stades (colonnes 1 et 2). Dès le stade 3, la cristallinité de l'illite devient applicable. Jusque là, contrairement à la tendance générale, elle se dégrade depuis la surface (colonnes 3 et 4). Dans les stades 1 et 2 la cristallinité mesure la fraîcheur du stock détritique. Les gaz adsorbés de C_1 à C_4 permettent de reconnaître 4 séquences, cependant dans l'exemple de Karlsefni la limite entre CS et FHP est difficile à établir (colonne 5). Les extraits organiques révèlent 2 séquences. Comme le kérogène à Karlsefni est du type III, la montée des extraits n'est pas aussi forte qu'eu Aquitaine ou dans le bassin de Uinta (colonne 6 et cf. première partie). Par la vitrinite on reconnaît aussi 2 séquences. Les profondeurs sont extrapolées de l'intersection de la croissance moyenne des Ro avec les droites à 0,5% et 0,6%. L'indétermination est d'au moins 200 m. Dans la colonne 8 est résumée l'interprétation des séquences d'après l'analyse des gaz adsorbés (KUBLER, 1979). Après révision, ces séquences confondues avec des stades de maturation doivent être corrigées. La séquence immature stérile est bien immature stérile mais par expulsion des gaz et des constituants huileux lors du départ de l'eau de porosité sous l'effet de la compaction.
Les véritables stades de maturation retenus se trouvent dans la colonne 9. La zonéographie fondée uniquement sur des critères minéralogiques (colonne 10) et qui ne comprenait que 2 stades, peut être maintenant complétée par celle des gaz adsorbés qui se révèle de plus en plus importance pour la reconnaissance des gaz précoces.

La géochimie organique et la réflectance de la matière organique permettent d'apporter des précisions supplémentaires à l'interprétation de BURST. En effet, si dans les 1000 m de cette zone de stabilité les sédiments perdent des volumes considérables d'eau de porosité, il serait bien curieux que seule l'eau s'en aille, laissant les gaz et les hydrocarbures liquides dans le sédiment. Les faits mesurés montrent au contraire que sur 1000 m et par une augmentation de 33°C de température, il n'y a aucune variation des extraits organiques, des gaz adsorbés et du Ro. Nous interprétons ces faits comme le départ, en même temps que l'eau, des gaz et des extraits organiques. Si les Ro restent constants, on doit peut-être attribuer ce fait à la perte des gaz produits qui ne restant pas confinés dans leur matière organique-mère, ne permettent pas une augmentation du facteur d'Arrhénius mais le diminuent au contraire (cf. KARWEIL, 1975; KUBLER et al., 1979a).

On remarquera en plus que cette zone de stabilité se termine presqu'à la même profondeur: pour les smectites, leur quantité, leur qualité et pour les extraits organiques (1610 - 1740 m). Elle se termine à 2095 m pour le Ro et 2160 m pour les gaz adsorbés.

En première conclusion, ces faits démontrent que contrairement à l'opinion émise par HELING & TEICHMULLER (1974) les transformations minéralogiques n'accusent pas de retard par rapport aux transformations de la vitrinite. Au Labrador elles les précèdent. Progression de la vitrinite et des gaz adsorbés sont analogues, commes celles des extraits organiques et de la migration des pics de smectites. On en conclut qu'avec la fin de la zone de stabilité, la phase d'expulsion de l'eau de porosité est terminée. Les produits liquides de la transformation thermocatalytique de la matière organique restent dans les sédiments, ils augmentent peu à peu avec la température. La fermeture des feuilles gonflants de la smectite et des interstratifiés par capture du K (principalement) débute en même temps.

Plus tard, c'est-à-dire à Karlsefni 300 m plus bas, la fermeture des sédiments s'étant améliorée, les gaz sont retenus et l'augmentation du Ro débute.

Les données de la géochimie organique et de la minéralogie ne peuvent donc s'interpréter dans les stades précoces de la diagenèse que par les données solidement établies de la compaction.

Celle-ci est étroitement liée à la lithologie, reflet de l'environnement sédimentaire. Géochimie organique et minérale sont d'autant mieux interprétées qu'environnement lithologie et compaction sont mieux connus.

Il n'en reste pas moins que BURST a montré les relations évidentes entre la disparition des smectites et les accumulations d'huile. Grâce au Labrador on peut apporter la preuve des relations entre les critères organiques et minéraux. Une zonéographie plus complète des premiers stades de la diagenèse peut être dès lors présentée.

Il a été fait appel, à plusieurs reprises dans cet article, à la compaction et à la migration. Ce sont 2 matières très complexes et trop importantes pour être abordées ici en détail. Toutefois la disparition des smectites est rattachée par plusieurs auteurs à des stades discrets de déshydratation. Il faut donc en discuter.

8. Relation entre la disparition des feuillets smectitiques et la dèshydratation. Brève discussion

BURST (1969) a bien mis en évidence la perte considérable d'eau que subit un sédiment (argileux précisons-le) au cours de la diagenèse (jusqu'à 80% vol/vol). Pour lui cette dèshydratation s'effectue d'une manière continue lors du départ de l'eau de poro-

sité et d'une manière discrète lors de la disparition des smectites (voir plus haut) qu'il définit comme le second stade de déshydratation.

PERRY & HOWER (1970 et 1972) distinguent un troisième stade de déshydratation, celui qui correspond à la disparition des feuillets smectitiques auxquels ont doit rajouter en toute logique la disparition des mêmes feuillets mais dans les complexes interstratifiés chlorite-smectite (WEAVER et al., 1971).

La distinction de ces niveaux de déshydratation est importante car pour BURST l'eau libérée par la transformation des smectites formerait le «piston» nécessaire à la migration des hydrocarbures liquides en voie de formation. Pour PERRY & HOWER le troisième stade est défini comme la stade de «possible water flushing and HC migration». La migration est donc associée étroitement avec les transformations minéralogiques. Mais il y a plus, JOHNS & SHIMOYAMA (1972) proposent un modèle de génération du pétrole en relation avec les stades discrets de déshydratation. La zone de «cracking» qu'ils distinguent est encadrée par les 2ème et 3ème stades de déshydratation de PERRY & HOWER et dans le «cracking» les feuillets smectitiques jouent un rôle important de catalyseur.

Il est dès lors intéressant de comparer ces modèles hypothétiques aux faits que l'on peut mesurer.

En premier lieu on a vu que la puissance de la zone de disparition progressive des smectites était de 1700 m environ à Karlsefni et de plus de 2000 m dans un forage du Texas. Les smectites se transforment donc peu à peu et par voie de conséquence la quantité d'eau interfoliaire libérée est aussi progressive. L'épaisseur de cette zone dépend, bien entendu, du gradient géothermique. Dans les forages de Logbaba (cf lère partie), avec un gradient géothermique actuellement encore élevé, l'épaisseur est limitée à 700 m environ dans le bassin de North-Sabine H-49 (POWELL et al., 1978), bassin de Sverdrup, l'épaisseur est de 640 m. Dans la Molasse suisse, MONNIER (1979) attribue à cette zone une épaisseur de 1500 m environ. La puissance de cette zone de disparition progressive des smectites est variable mais on ne peut lui reconnaître un caractère discret de transformation.

Par ailleurs, en examinant attentivement les logs densité des diagraphies différées, on ne peut pas reconnaître d'anomalie, du Δ t sh par exemple, aux niveaux correspondant aux stades de déshydratation susmentionnés. Cela pourrait être interprété comme le fait que les quantités d'eau libérées par la transformation des smectites ne forment qu'un faible volume par rapport à l'eau de porosité susceptible de s'échaper sous l'effet de la chaleur.

En l'état actuel des connaissances, la déshydratation des smectites ne nous apparaît pas comme le fait causal de la migration (primaire) des HC. Nous nous bornerons donc à constater le parallélisme des transformations organiques et inorganiques.

9. Disparition de la smectite avec et sans migration des pics (diffraction X)

Dans les bassins sédimentaires dont il a été question, la disparition des smectites s'effectue par migration des pics de diffraction X depuis la position des smectites à celle des micas. Cependant dans d'autres bassins comme celui de la Molasse suisse par exemple (MONNIER, 1979), les smectites disparaissent graduellement sans former d'interstratifiés à position intermédiaire (du pic de diffraction). Pour le moment on ne connaît pas les raisons de ces 2 types de disparition. On constate que les bassins qui présentent les «migrations de pic» contiennent tous de la kaolinite dans les fractions fines et des pro-

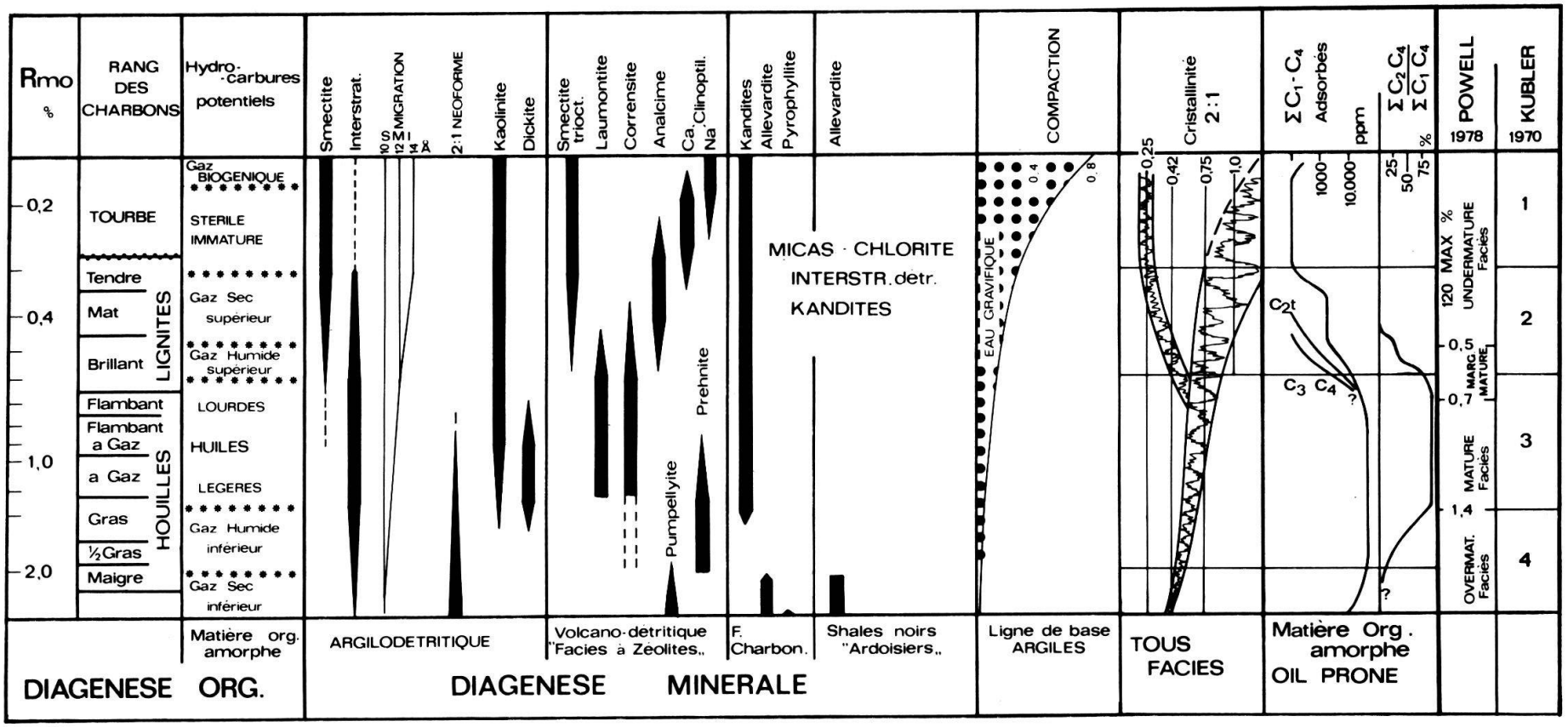

Fig. 7 *Zonéographie comparée des stades de la diagenèse limitée à l'exploration des H.C. gazeux et liquides*

Les association minéralogiques-faciès diagénétiques sont comparées par milieux de sédimentations, aux rangs des charbons, aux stades d'hydrocarbures potentiels, à la cristallinité des micas et de leur cortège d'interstratifiés (2:1) aux gaz adsorbés et à la zonéographie de POWELL (1978). Comme on le remarque au tableau comparatif, les stades précoces avant la FHP subdivisent maintenant les stades 1 et 2 (KUBLER, 1970). Le stade immature stérile correspond à la zone de stabilité. Celle-ci dépend d'un milieu de sédimentation qui permet l'expulsion de l'eau, des gaz HC et des constituants huileux qui se forment progressivement mais qui, par compaction, ne sont pas gardés dans le sédiment.

ductions d'huile et de gaz. La kaolinite est absente de la Molasse suisse et les quelques indices d'huile recensés n'ont jamais encore atteint le stade d'une exploitation même modeste. Il se peut aussi que les carbonates qui forment en pourcentage le tiers des sédiments molassiques (MONNIER, 1979) soient responsables de la transformation des smectites sans migration. Des recherches complémentaires sont encore nécessaires.

Conclusions

La disparition des smectites coïncide avec un Ro de 0,5 à 0,6% pour la réflectance de la vitrinite, avec l'augmentation des extraits organiques et correspond à un rapport des gaz humides sur l'ensemble des gaz HC (C_1 à C_4) de 80%. Pour des sédiments clastiques du Crétacé et du Tertiaire, la disparition des smectites correspond donc à l'entrée dans la fenêtre à huile potentielle -FHP. En cas de migration comme dans le Gulf Coast, les accumulations d'huile se situent en moyenne 600 m plus haut que le niveau de disparition des smectites (BURST, 1969). Le maximum des extraits organiques liquides est général plus bas que ce niveau. Les relations de BURST entre disparition des smectites et accumulations d'huile trouvent donc une confirmation par les données de la géochimie.

Dans les bassins à kaolinite, on note 3 stades diagénétiques pour les smectites: le premier stade, dit de stabilité (BURST), correspond à un stade de stabilité pour les extraits organiques, la réflectance de la vitrinite et les gaz adsorbés, c'est la zone stérile immature définie au Labrador. Cette zone de non-évolution avec la profondeur est attribuée à l'expulsion des constituants huileux et des gaz HC en même temps que l'expulsion de l'eau de porosité sous l'effet de la compaction.

La limite inférieure de cette zone est d'abord marquée par le début de l'augmentation des extraits organiques et par celui de la diminution progressive des smectites et de la migration des pics de diffraction des interstratifiés de la position des smectites vers celle des micas. Cette limite peut être considérée comme la fin de l'expulsion facile des fluides liquides.

Le second stade, celui de la disparition progressive et de migration des pics interstratifiés, n'est pas affecté par l'augmentation progressive du méthane seul – stade MES (méthane sec supérieur) puis des gaz humides – CS (gaz à condensats supérieur). Par contre, l'évolution de la vitrinite – huminite ne débute qu'avec. MES, c'est-à-dire avec l'augmentation du méthane. Ce niveau doit correspondre à la fin de l'expulsion facile des gaz néoformés par thermo-catalyse.

Le troisième stade est, comme nous avons vu, la disparition totale des smectites. Il correspond au début de la fenêtre à huile potentielle.

Les données de la géochimie le confirmant, il est possible d'utiliser la disparition des smectites comme critère pour reconnaître le stade de diagenèse de la FHP. Cependant aucun fait ne permet de rattacher la disparition des smectites et celle des feuillets smectitiques interstratifiés à des niveaux discrets de déshydratation, les 2 phénomènes sont progressifs et continus sur une épaisseur de sédiments comparable à celle que l'on mesure pour la zone de production des hydrocarbures liquides (FHP).

La non-migration des pics diffractométriques, constatée par exemple dans la Molasse suisse, peut être éventuellement corrélée à la présence plus abondante des carbonates, à l'absence de la kaolinite ou à un potentiel pétroligène trop faible.

La zonéographie des premiers stades de la diagenèse ne peut pas être reconnue avec 1 seul critère géochimique. Elle est par contre particulièrement utile pour l'exploration car elle permet de cadrer les hypothèses sur les relations maturation-migration.

Remerciements

Nos remerciements vont à la Direction d'EASTCAN et al., Calgary, ainsi qu'à celle de TOTAL of North America pour l'autorisation de publication de Karlsefni. M.A. CHAGNON a étudié les argiles, MM. J.-L. PITTION et Y. HEROUX la pétrographie de la M.O. ainsi que la réflectance de l'huminite-vitrinite, M.R. BERTRAND a repris, amélioré et étendu le traitement des données, notamment par analyse des correspondances. A tous ces collaborateurs de l'Institut National de la Recherche Scientifique du Québec va notre gratitude. M.J. CONNAN, SNEA (P) Pau, a procédé à l'analyse et à l'interprétation des extraits organiques; M. PRIM de la CFP Paris a interprété les diagraphies instantanées et différées. Enfin, la reconstitution des environnements est de M.C. CRAMEZDIAZ de la CFP Paris. Les discussions avec ces 3 géologues nous ont été d'un grand profit. Enfin que soient remerciés Mme I. BOURQUIN pour la réalisation pratique, M. M.-A. BETRIX pour les figures et M. D. EVARD pour la lecture attentive du manuscrit.

Bibliographie

BURST, J.F. (1959): Postdiagenetic clay mineral environmental relationship in the Gulf Coast Eocene. - Clays and Clay Min., (6th. Nat. Conf., 1957), 327 - 341.

– (1969): Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 53, 73 - 93.

CASSAN, J.P. & LUCAS, J. (1966): La diagenèse des grès argileux d'Hassi Messaoud (Sahara): silicification et dickitisation. - Bull. Serv. carte géol. Als. Lorr., 19, 241 - 253.

DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. - Thèse, Univ. Strasbourg, 339 p.

– (1970a): The birth and development of the concept of diagenesis (1866 - 1966). - Earth-Sc. Rev., 4, 153 - 201.

– (1970b): The transformation of clay-minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. - Sedimentology, 15, 281 - 346.

DUNOYER DE SEGONZAC, G., FERRERO, J. & KUBLER, B. (1968): Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimétamorphisme. - Sedimentology, 10, 137 - 143.

ESKOLA, P. (1915): On the relation between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijärvi region. - Bull. Comm. géol. Finlande, 44.

– (1920): The mineral facies of rocks. - Norsk geol. Tidsskr 6, 143 - 194.

FERRERO, J. & KUBLER, B. (1964): Présence de dickite et de kaolinite dans les grès cambriens d'Hassi Messaoud. - Bull. Service Carte géol. Als. Lorr. 17, 247 - 261.

FOSCOLOS, A.E. & KODAMA, H. (1974): Diagenesis of clay minerals from Lower Cretaceous shales of north eastern British Columbia. - Clays and Clay Minerals 22, 319 - 335.

FOSCOLOS, A.E. & STOTT, D.F. (1976): Degree of diagenesis stratigraphic correlations and potential sediment sources of Lower Cretaceous shale of northeaystern British Columbia. - Canada Geol. Survey, Bull. 250, 46 p.

FOSCOLOS, A.E., POWELL, T.G. & GUNTHER, P.R. (1976): The use of clay minerals and organic and inorganic geochemical indicators for evaluating the degree of diagenesis and oil generating potential of shales. - Geochim. Cosmochim. Acta 40, 953 - 966.

HARDER, H. (1978): Synthesen von Tonmineralen unter spezieller Berücksichtigung festländischer Bedingungen. - Schriftenr. Geol. Wiss. 11, 51 - 78.

HELING, D. & TEICHMULLER, M. (1974): Die Grenze Montmorillonit/Mixed Layer Minerale und ihre Beziehung zur Inkohlung in der grauen Schichtenfolge des Oligozäns im Oberrheingraben. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 24, 113 - 128.

HOWER, J., ESLINGER, E.V., HOWER, M.E. & PERRY, E.A. (1976): Mechanisme of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. - Geol. Soc. America Bull. 87, 725 - 737.

JOHNS, W.D. & SHIMOYAMA, A. (1972): Clay minerals and petroleumforming reactions during burial and diagenesis. - Bull. Americ. Assoc. Petrol. Geol. 56, 2160 - 2167.
KARWEIL, J. (1975): The determination of paleotemperatures from the optical reflectance of coaly particles in sediments. - Colloque Intern. Pétrogr. matière organique des sédiments. CNRS, Paris, 15 - 17 sept. 1973, 195 - 203.
KUBLER, B. (1964): Les argiles indicateurs de métamorphisme. - Rev. Inst. Franç. Pétrole, 19, 1093 - 1112.
– (1966): La cristallinité de l'illite et les zones tout-à-fait supérieures du métamorphisme. In: Colloque sur les étages tectoniques. - A la Baconnière, Neuchâtel, 105 - 122.
– (1973a): Corrensite et faciés à zéolites. - Inédit. - Inst. Géol. Neuchâtel.
– (1973b): La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 2, 543 - 546.
– (1975): Diagenèse, Anchimétamorphisme et Métamorphisme. In: 3ème Cycle en Sciences de la Terre, Coordination romande. Inédit.
– (1979): Adsorbed Gases, C_1 to C_4 in relation to petroleum exploration. In: Generation and maturation of hydrocarbons in sedimentary basins. - CCOP Proj. off - UNDP Techn. supp. (RAS/77/037), 81 - 97.
KUBLER, B., BETRIX, M.-A. & MONNIER, F. (1979a): Les premiers stades de la diagenèse organique et de la diagenèse minérale. Première partie: Zonéographie par la maturation de la matière organique. - Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing., 45, 1 - 22.
KUBLER, B., PITTION, J.-L., HEROUX, Y., CHAROLLAIS, J. & WEIDMANN, M. (1979b): Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Haute-Savoie). - Eclogae geol. Helv., 72, 1 - 38.
LIPPMANN, F. (1977): The solubility products of complex minerals, mixed crystals, and three-layer clay minerals. - N. Jb. Miner. Abh. 130, 243 - 263.
– (1979): Stabilitätsbeziehungen der Tonminerale. - N. Jb. Miner. Abh., 136, 287 - 309.
MILLOT, G. (1964): Géologie des argiles. - Masson, Paris, 499 p.
– (1970): Geology of clays. - Berlin, Heidelberg, New York, Springer.
MIYASHIRO, A. (1961): Evolution of metamorphic belts. - Jour. Petrology 2, 277 - 311.
– (1967): Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese Islands. - Medd. Dansk. Geol. For. 67, 390 - 446.
MONNIER, F. (1979): Corrélations minéralogiques et diagenèse dans le Bassin molassique suisse. - Thèse Université de Neuchâtel.
PERRY, E.A. & HOWER, J. (1970): Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. - Clays and Clay minerals 18, 165 - 177.
– (1972): Late stage deshydratation in deeply buried pelitic sediments. - Bull. Americ. Assoc. Petrol. Geol. 56, 2013 - 2021.
POWELL, T.G. (1978): An assessment of the hydrocarbons source rock potential of the canadian arctic islands. - Comm. géol. Canada, paper 78 - 12, 82 p.
POWELL, T.G., FOSCOLOS, A.E., GUNTHER, P.R. & SNOWDON, L.R. (1978): Diagenesis of organic matter and fine clay minerals: a comparative study. - Geochim. Cosmochim. Acta 42, 1181 - 1197.
POWERS, M.C. (1967): Fluid release mechanisms in compacting marine mud rocks and their importance in oil exploration. - Bull. Americ. Assoc. Petrol. Geol. 51, 1240 - 1253.
RUMEAU, J.-L. & SOURISSE, C. (1972): Compaction, diagenèse et migration dans les sédiments argileux. - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA 6, 313 - 346.
SNOWDON, L.R. & McCROSSAN, R.G. (1973): Identification of petroleum source rocks using hydrocarbon gas and organic carbon content. - Geol. Surv. Can. Paper 72 - 36.
VAN OLPHEN, M. (1963): Compaction of clay sediments in the range of molecular particle distances. - Clays and Clay minerals, 11th. natl. Conf. Proc. 178 - 187.
WEAVER, C.E. (1961): Clay minerals of the Ouachitas structural belt and adjacent foreland. – In:

WEAVER, C.E., BECK, C.K. & POLLARD, C.O. (1971): Clay water diagenesis during burial: How mud becomes gneiss. - Geol. Soc. America Spec. Paper 143.

Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., Vol. 46, Nr. 111, Oktober 1980, S. 8

Bemerkungen zum Artikel Bernard Kubler[1])

von Dr. J. K. A. HABICHT*

Seite 17 sagt KUBLER «En première conclusion, ces faits démontrent que contrairement à l'opinion émise par HELING et TEICHMUELLER (1974) les transformations minéralogiques n'accusent pas de retard par rapport aux transformations de la vitrinite. Au Labrador, elles les précèdent.»

HELING und TEICHMUELLER stellen aber nur fest, dass bei der Bohrung an der Louisiana-Golfküste der Smektit (damals noch als Montmorillonit bezeichnet) erst bei höherer Temperatur (nämlich bei 100°C) verschwunden ist, als im Mittel der angeführten Bohrungen des Oberrheingrabens, wo er bei 70°C verschwindet. Danach hinkt also das Verschwinden des Smektits im Falle der Golfküsten-Bohrung gegenüber dem Mittel der Bohrungen im Oberrheingraben um 30° nach.

Was das Vitrinit-Reflexionsvermögen anbetrifft, bei welchem das Verschwinden des Smektits stattfindet, so äussern sich HELING und TEICHMUELLER hiezu wie folgt: Im Oberrheingraben verschwindet Smektit im Mittel bei 0.4 Rm (Oel), in der Bohrung an der Golfküste bei 0.5 Rm (Oel). Letzterer Wert stimmt mit dem von KUBLER für die Labrador-Bohrung Karlsefni angegebenen überein!

Zur Erklärung des gegenüber dem Rheingraben verspäteten Verschwindens des Smektits in der Bohrung an der Golfküste denken HELING und TEICHMUELLER an zwei Möglichkeiten (1) erhöhte Kaliumzufuhr im Falle des Rheingrabens begünstigt das Verschwinden von Smektit; (2) Ca. 10 mal schnellere Versenkung bis zur „Verschwindungs"-temperatur des Smektits im Falle der Golfküsten-Bohrung (vgl. Abb. 1 und 2 in HELING und TEICHMUELLER) verzögert das Verschwinden von Smektit.

Sollten wohl die Untersuchungen KUBLERS an der Labrador-Bohrung die „Kalium-Alternative" begünstigen? Oder sind vielleicht andere, von HELING und TEICHMUELLER nicht angeführte Gründe für die Diskrepanz der „Verschwindungs"-temperatur und des „Verschwindungs"-Reflexionsvermögens massgebend?

Literatur

HELING, D. und TEICHMUELLER, M. (1974): Die Grenze Montmorillonit/Mixed Layer Minerale und ihre Beziehung zur Inkohlung in der grauen Schichtenfolge des Oligozäns im Oberrheingraben. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 24, 113 - 128.

[1]) KUBLER, B., (1980): Les premiers stades de la diagenèse organique et de la diagenèse minérale. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. V. 46 Nr. 110, p. 1 - 22.

*Dr. J.K.A. HABICHT, Geologe, Fürstensteinhof 18, 4107 Ettingen