

Bioconstruction carbonatée et faciès associés du Koudiat Lahmara, Jebilet orientales (Maroc Hercynien) : un épisode récifal au Viséen supérieur

Autor(en): **André, Jean Pierre**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **79 (1986)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-165836>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Bioconstruction carbonatée et faciès associés du Koudiat Lahmara, Jebilet orientales (Maroc Hercynien): un épisode récifal au Viséen supérieur

Par JEAN-PIERRE ANDRÉ¹⁾

RÉSUMÉ

Parmi les éléments allochtones liés à la mise en place de la nappe des Jebilet orientales (Maroc), le Koudiat Lahmara est particulièrement favorable à l'étude sédimentologique des calcaires et grès viséens surmontant la formation dite du «Flysch de Kharrouba».

Des levés de coupes détaillées dans ces niveaux permettent de mettre en évidence une séquence négative, témoin d'une tendance régressive ou d'une progradation. L'alternance de faciès silicoclastiques, bioclastiques et coralliens constitue un aspect original de cette série sédimentaire: un ensemble bioconstruit à coraux et bryozoaires se trouve envahi par des apports détritiques d'origine deltaïque, déposés en milieu peu profond.

Le Koudiat Lahmara est un repère sédimentologique important pour la reconstitution paléogéographique de la plate-forme viséenne actuellement morcelée.

ABSTRACT

Among the allochthonous elements related to the thrust sheet of the eastern Jebilet Paleozoic range (Hercynian Morocco), the Koudiat Lahmara is especially favourable for the sedimentological study of the Viséan limestones and sandstones overhanging the "Flysch de Kharrouba" formation.

A detailed surveying of these levels allows to describe a negative lithogenetic sequence, indicative of regressive offlap or progradation.

The mixed carbonate-siliciclastic sedimentation is an original feature of that series: a built-up complex of corals and bryozoa is invaded by detrital supplies from deltaic origin, deposited in shallow marine environment.

The Koudiat Lahmara is an important sedimentological landmark for the paleogeographic reconstruction of the Viséan shelf now broken up.

I. Introduction et travaux antérieurs

1. Position géographique

Le Koudiat Lahmara est situé dans la partie orientale du Massif paléozoïque des Jebilet, à l'est de la route Casablanca–Marrakech. Il forme en particulier une colline de 674 m d'altitude (Piton Sud) sur le bord de la route traversant le massif, de Sidi Bou Othmane à Tamelelt (fig. 1). Ses coordonnées Lambert sont 144,1–276 (feuille NH 29 XXIII-3c Sidi Bou Othmane).

¹⁾ Groupe Casa; Département de Géologie, Ecole Normale Supérieure, Boulevard Victor Hugo, Casablanca, Maroc.

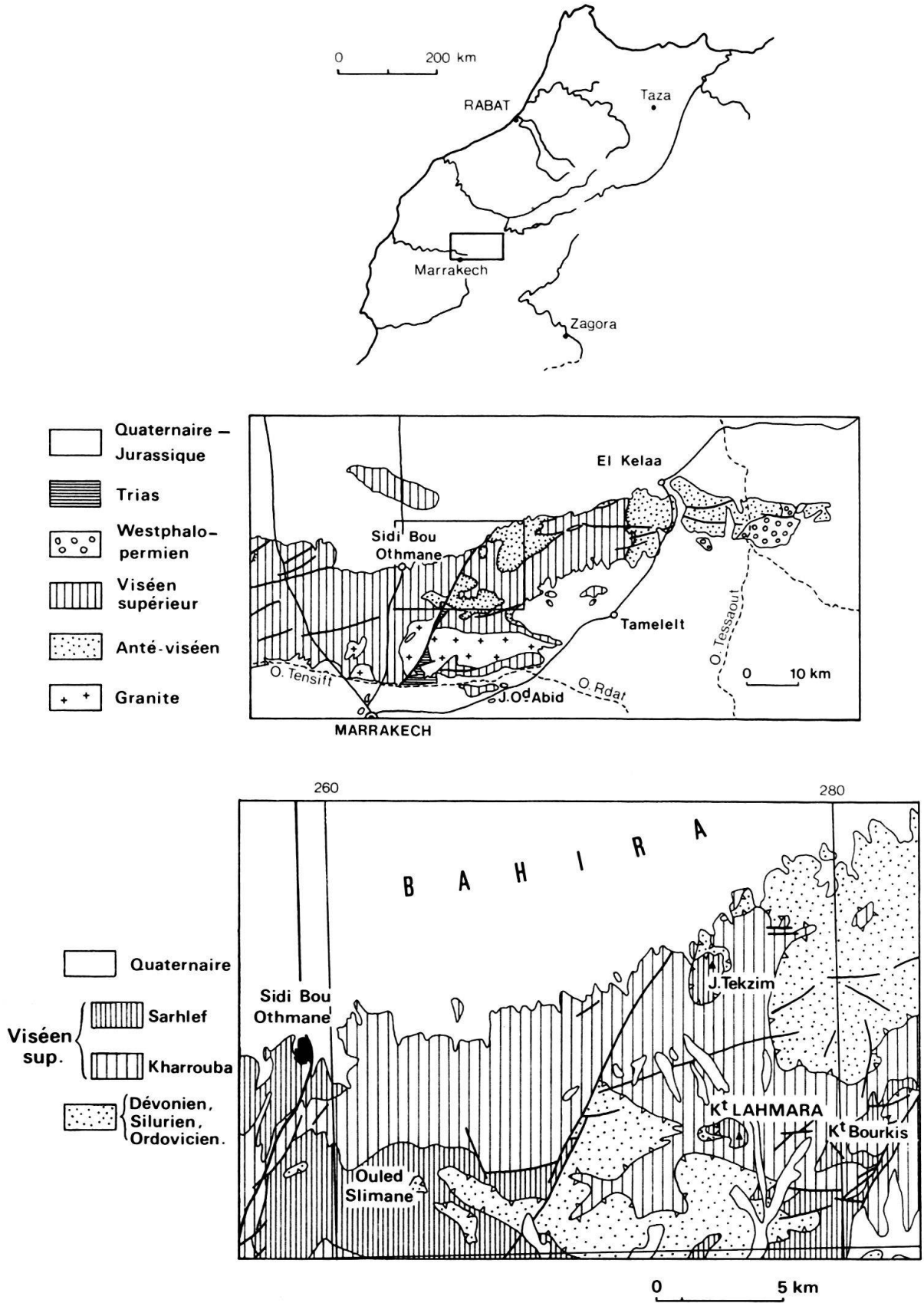


Fig. 1. Localisation du Koudiat Lahmara dans le Massif des Jebilet orientales.

2. Cadre géologique

La majeure partie des Jebilet orientales est composée de terrains d'âge Carbonifère inférieur. Ce sont, de bas en haut (HUVELIN 1977):

- une série détritique de type flysch, de plus de 1500 m d'épaisseur, appelée «Flysch de Kharrouba», datée par *Posidonomya becheri* BRONN et *Goniatites crenistria* PHILLIPS du Viséen supérieur. Sa base est inconnue et sa partie supérieure a été remaniée sur une large étendue pour former une brèche à nodules et blocs, considérée comme un olistostrome;
- des lentilles de calcaires bioclastiques, apparaissant au sommet des flyschs, ou à la base de l'unité suivante; ces calcaires se rencontrent le plus souvent dans les niveaux remaniés, ou au-dessus, en position allochtone;
- un ensemble pélitique supérieur, surtout développé à l'ouest (Jebilet centrales), daté par *Posidonomya becheri* BRONN, appelé «Schistes du Sarhlef».

A l'est, ces terrains sont surmontés par une nappe de glissement, constituée de niveaux antévisséens, et considérée comme intraformationnelle (HUVELIN 1967). Elle est génétiquement liée à la formation de la brèche chaotique.

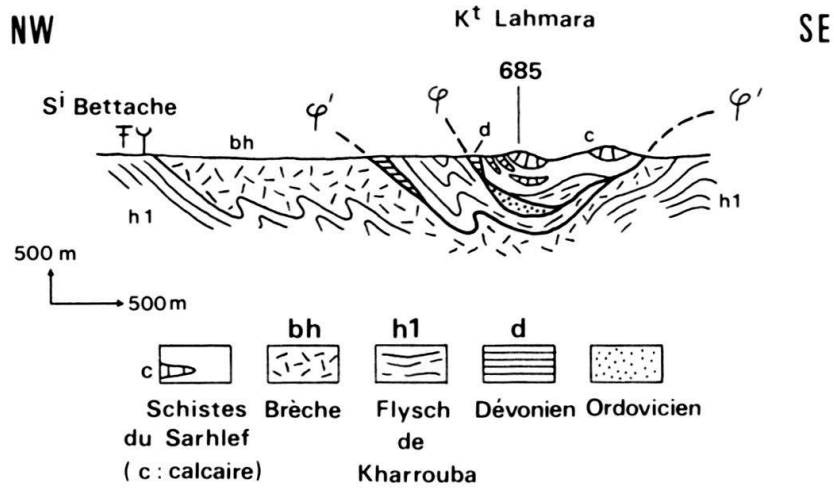
Le Koudiat Lahmara constitue une des lentilles de calcaires bioclastiques dont la microfaune (*Anatolipora* sp., *Archaeodiscus*, *Bruusia*, *Aoujgalia variabilis*, *Textularia ribosa* D'EICH.) indique un âge viséen supérieur (V3b), zone 15 de MAMET (HOLLARD et al. 1974). Ces calcaires avaient été reconnus par ROCH (1950) au Jebel Tekzim (fig. 1) et datés du Viséen supérieur par TERMIER (1942) avec: *Endothyra* cf. *bowmani* PHIL., *Glomospira*, *Textularia* cf. *gibbosa* D'ORB., *Marginula glabra* D'ORB., *Climacammina* cf. *antiqua* BRADY, *Trochammina incerta* D'ORB.

PERMINGEAT (1951) découvre le caractère périrécifal de ces niveaux, et étudie des formations gréseuses et conglomératiques, de même âge, d'aspect franchement littoral au Jebel Oulad Abid (fig. 1) (PERMINGEAT 1954). Après l'important mémoire d'HUVELIN (1977) sur l'ensemble des Jebilet, un travail de GAILLET (1979) porte à nouveau l'attention sur ces calcaires, qu'il nomme «formation du Tekzim»: décrivant des coupes localisées dans la région de Sidi Bou Othmane et procédant à leurs corrélations, il conclut que la série du Sarhlef est contemporaine du flysch de Kharrouba, et considère que les calcaires et conglomérats de type Tekzim viennent cacheter un passage latéral entre les deux séries, cela après la mise en place de la nappe des Jebilet orientales.

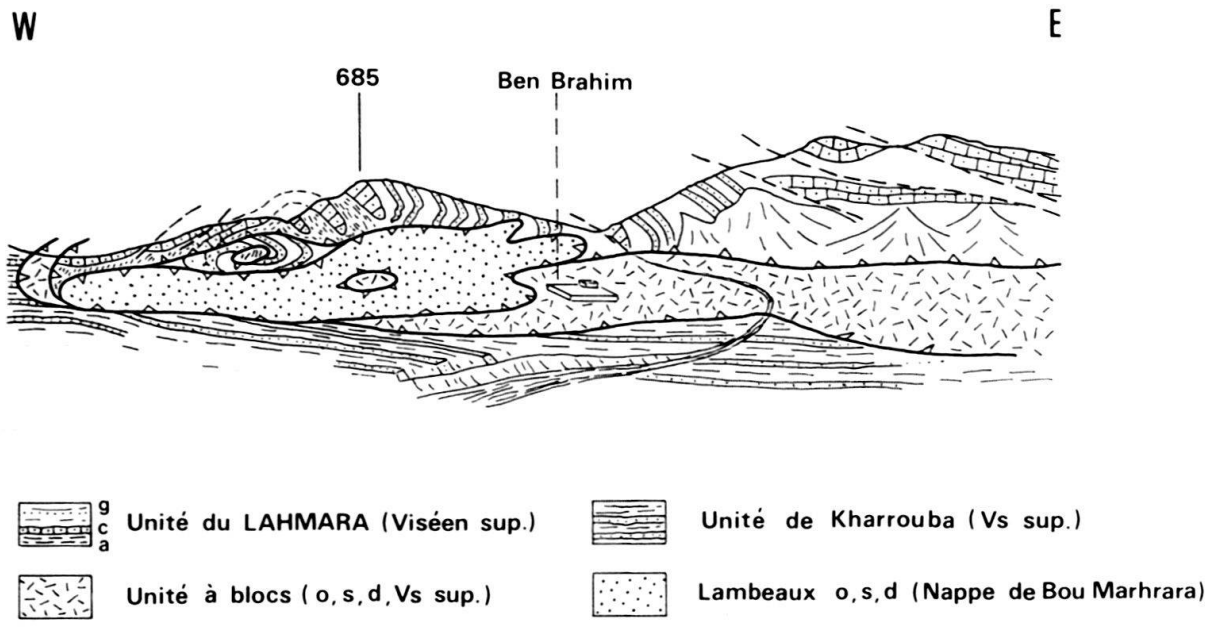
Enfin, deux études sédimentologiques ont été menées dans les formations du Jebel Oulad Abid (Viséen supérieur) (GRAHAM, 1982b), ainsi qu'au Koudiat Mchih et au Koudiat Bourkis (GRAHAM 1982a), montrant la transition de faciès profonds (turbidites de «basin-plain») à des faciès de plate-forme (calcaires bioclastiques, grès et conglomérats, «wave-dominated shallow-marine sediments»).

En résumé, les différents affleurements de calcaires viséens sont, soit disposés sur la masse de flysch de Kharrouba, soit à l'intérieur même de la brèche de remaniement associée; ils sont le plus souvent de faibles dimensions, et seuls sont suffisamment bien exposés les calcaires du Kt Lahmara, du J. Tekzim, du Kt Bourkis, d'Ouled Slimane (fig. 1). Non métamorphiques dans cette région orientale, ces niveaux sont totalement transformés dans les Jebilet centrales (tactites de Sidi Bou Othmane, PERMINGEAT 1951) où la matière organique qu'ils contiennent a évolué en graphite (RAGUIN 1954, in HUVELIN 1977).

KOUDIAT LAHMARA : STRUCTURE



2.A D'après HUVELIN (1977)



2.B D'après MULLER (1980)

Fig. 2. Cadre structural.

Cet article apporte des éléments nouveaux sur la sédimentologie des grès et calcaires du Koudiat Lahmara, représentatif des «lentilles de calcaires bioclastiques» d'âge Viséen supérieur, dispersées dans les Jebilet orientales; la séquence étudiée, montrant l'association de dépôts silicoclastiques et carbonatés, forme un repère important pour la reconstitution paléogéographique de la plate-forme viséenne morcelée lors de l'orogénèse hercynienne.

3. Position structurale du Koudiat Lahmara

La littérature propose deux coupes E–W du Koudiat Lahmara. HUVELIN (1977) rend compte de contacts anormaux entre les shales, calcaires bioclastiques, et la brèche de remaniement, ainsi qu'avec des lames de terrains antéviséens (fig. 2A).

MULLER (1980) réalise une coupe d'observation directe, à plus grande échelle, dans laquelle il fait apparaître de multiples contacts tangentiels à l'intérieur même des terrains calcaires et gréseux, l'ensemble chevauchant des lambeaux de matériel infracarbonifère, eux même en contact anormal sur la brèche et l'unité de Kharrouba (fig. 2B).

L'examen monoscopique de la photographie aérienne de ce secteur complète ces données, en permettant de caler sur un plan les niveaux étudiés les uns par rapport aux autres et de préciser l'emplacement des bancs sur le fond géologique d'HUVELIN (1977) (fig. 3): on note que ceux ci y sont rapportés à la base de la série des «Schistes du Sarhlef» (h2). L'allochtonie du Koudiat Lahmara apparaît clairement établie, mais l'ordre de grandeur du déplacement reste problématique.

II. Faits d'observation

Les différents niveaux examinés sont repérés sur la carte (fig. 3), ainsi que sur un schéma de position réalisé à partir d'un point situé au sud de la piste Sidi Bou Othmane–Tamelelt (fig. 4).

Les points d'observation numérotés peuvent être analysés séparément ou s'intégrer à des colonnes lithostratigraphiques quand la continuité de la série est assurée. Sont ainsi étudiés successivement:

Le Piton Ouest:

- observation des bancs 1 à 4
- log des niveaux 5 à 9

Le Piton Nord:

- versant ouest: log des niveaux 10 à 12a
- log des niveaux 12b à 15
- log de la falaise orientale (niveaux 16 à 21)

Le Piton Sud:

- log de la falaise sud (22 à 24)

1. Piton Ouest (Kouidiat Lahmara s.s.) (fig. 5)

a) Observation des niveaux 1 à 4 (fig. 5)

Se trouvant dans une zone très tectonisée, les bancs apparaissent discontinus. Leurs composants lithologiques principaux sont des grès grossiers et des calcaires bioclastiques

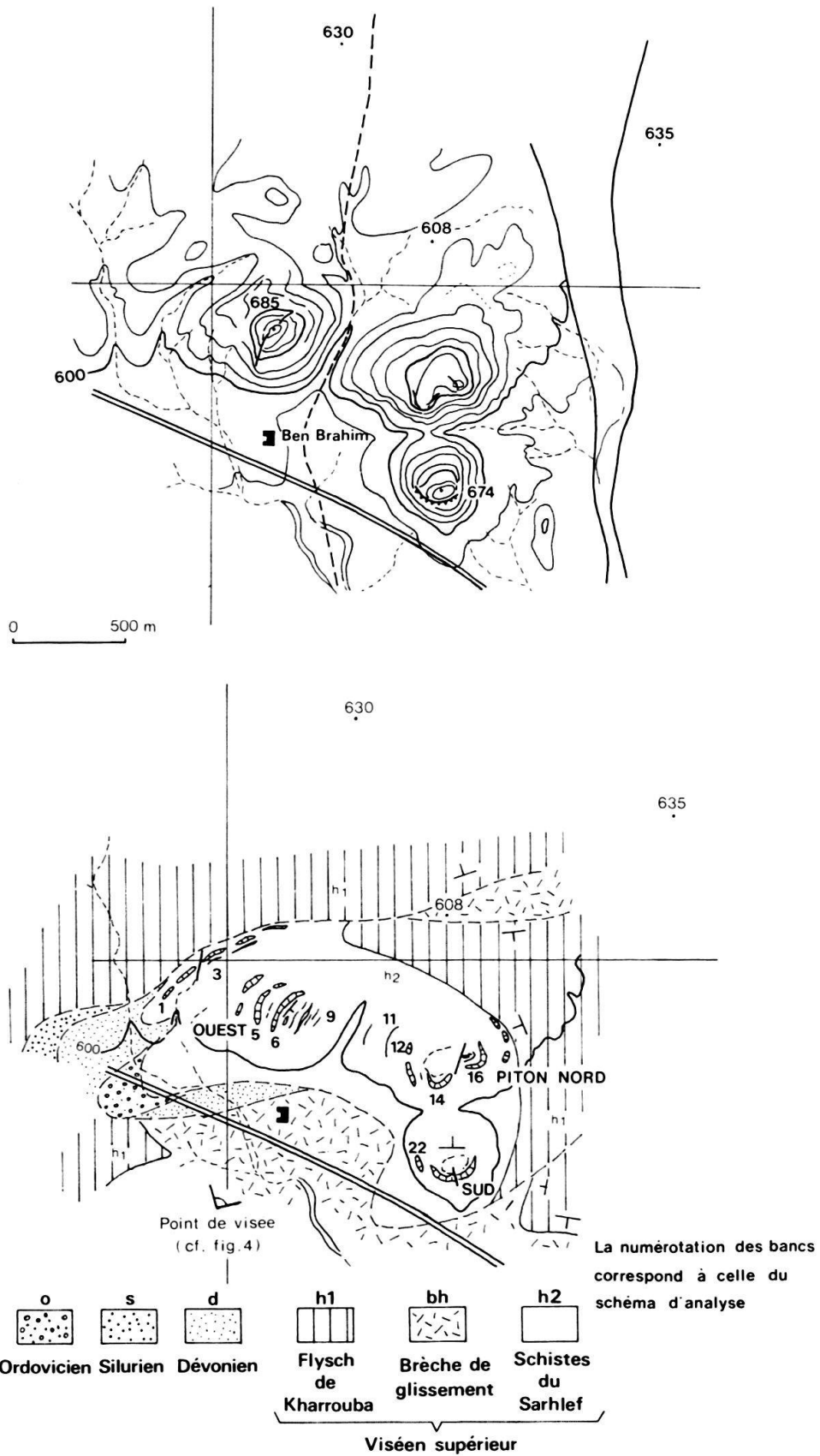


Fig. 3. Schéma géographique et géologique (d'après HUVELIN 1977, modifié); position des principaux niveaux analysés.

SCHEMA D'ANALYSE

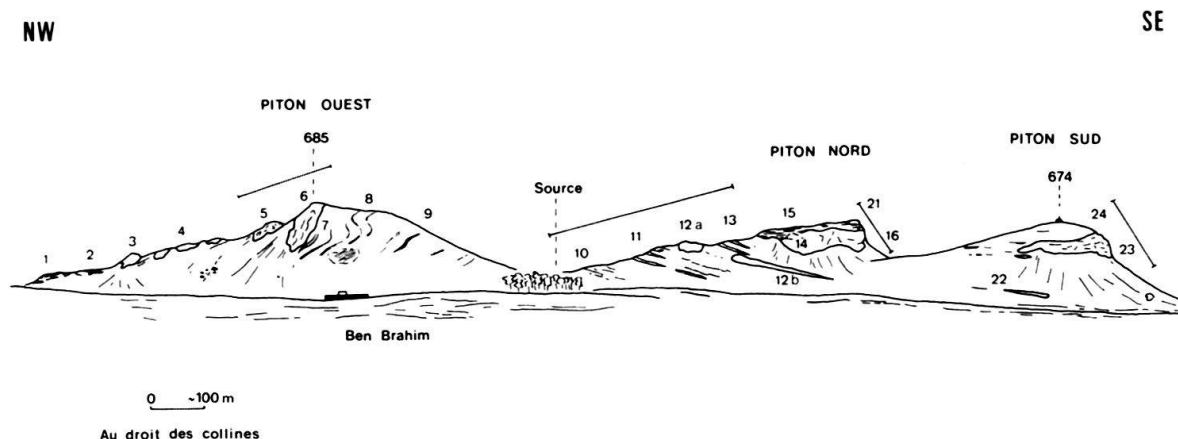


Fig. 4. Schéma d'analyse: vue d'ensemble du Koudiat Lahmara à partir d'un point repéré figure 3. La numérotation des bancs est reportée sur les colonnes lithostratigraphiques correspondantes.

et oolithiques à texture de packstone (particules jointives, matrice); une structure remarquable consiste en un assemblage de calcaire bioclastique et de grès à stratification entrecroisée, en alternances de quelques mètres d'épaisseur. Les calcaires contiennent toujours une certaine proportion de matériel silicoclastique et, comme les grès, montrent de nombreux horizons microconglomératiques (granules de quartz et de roche siliceuse amorphe). Le niveau 2 (non représenté fig. 5), intensément déformé, correspond à des grès grossiers et conglomérats à graviers quartzeux et cherteux. Tous ces bancs sont caractéristiques d'une sédimentation de haute énergie.

b) Commentaire de la colonne lithostratigraphique: niveaux 5 à 9 (fig. 5)

Jusqu'au sommet du niveau 6, la succession est constituée de quatre ensembles de bancs à dominante carbonatée, séparés par des talus d'éboulis à soubassement argileux ou marneux dont quelques témoins sont visibles (argilites vertes à rares débris de crinoïdes et lamellibranches de petite taille). Un redoublement de série d'origine tectonique est possible et on note des analogies de faciès avec les éléments 1 à 4.

Les calcaires, riches en matière organique, ont une texture wackestone à grainstone; la fraction détritique est toujours importante puisque de nombreuses passées microconglomératiques peuvent être observées dans les calcaires et les grès associés.

Pour les horizons inférieurs, le mélange de particules oolithiques et d'éléments silicoclastiques permet de penser à un transport des oolithes depuis la zone de production jusqu'au lieu de sédimentation des grès; par contre, la forte dominante carbonatée de la barre 6 et ses structures de haute énergie vont dans le sens d'une formation d'oolithes proximale. Le sommet de cette barre, constitué d'un packstone passant progressivement à des grès à débris de végétaux, est marqué par une influence continentale plus manifeste.

Après un épisode grossier (7), viennent des arénites fines (8 et 9) organisées en petites séquences négatives (coarsening up) dans lesquelles il est fréquent d'observer des placages de conglomérats à graviers au sommet de grès fins à laminites parallèles; on note également dans cette série, l'existence d'un mince niveau chenalisé dont le remplissage comprend des galets carbonatés: la sédimentation calcaire se poursuit donc dans d'autres

PITON OUEST

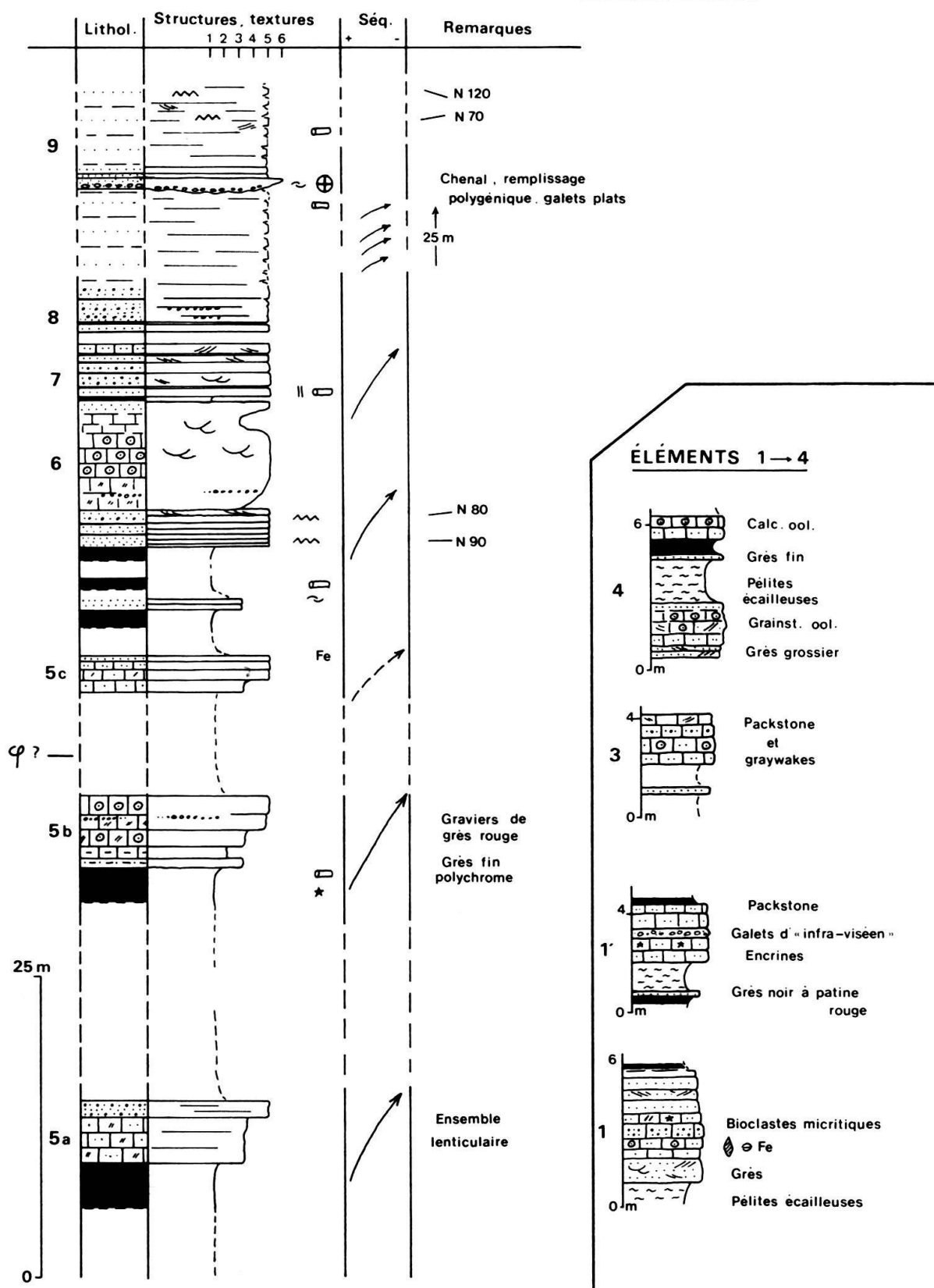


Fig. 5. Lithostratigraphie des éléments 1 à 4; colonne lithostratigraphique du Piton Ouest (voir «Légende des colonnes lithostratigraphiques», ci-contre).

secteurs de la plate-forme. On retiendra enfin l'importance des empreintes de bois flottés et la présence de rides symétriques interprétées comme des rides d'oscillation dues à l'action des vagues.

L'ensemble des caractères présentés par ces dépôts conduit à les replacer dans un environnement de plate-forme marine peu profonde.

2. Piton Nord

Du fait du faible pendage des couches calcaires formant l'ossature du Piton Nord, il est possible de lever des coupes précises de part et d'autre de l'entablement ainsi constitué (fig. 4).

a) Versant ouest du Piton Nord: niveaux 10 à 12a (fig. 6)

Au-dessus de la source (fig. 4), une première série de grès grossiers (arénites, rudites et conglomérats) (*niveau 10*, fig. 6) en bancs décimétriques, succède à des grès fins affleurant par endroits dans le talus d'éboulis. Ils sont corrélatifs d'une brusque variation d'énergie due à l'action de forts courants ne laissant se déposer que la fraction détritique grossière (stratifications obliques, structures internes hétérogènes). Les matériaux des conglomérats sont les produits de l'érosion d'un continent (débris subanguleux de quartzites, quartz, cherts, minéraux lourds) et du ravinement de la plate-forme (intraclastes pélimitiques, matrice et ciment carbonatés).

Après une zone d'éboulis à bancs de grès discontinus, pouvant correspondre au passage d'un accident tangentiel (cf. fig. 2), le *niveau 11*, épais d'une quinzaine de mètres, présente encore de nombreux bancs de grès de structures variées: grès grossiers à chenaux remplis d'intraclastes calcaires (rappelant ceux du niveau 9), grès fins à laminites obliques et convolutes-laminations dont la texture évoque celle des grès du «flysch de Kharrouba», grès à passées de conglomérats à graviers de quartz et de quartzites s'organisant en séquences négatives. Au niveau d'un repli décamétrique de type isoclinal, on observe quelques empreintes de végétaux en surface de banc.

Le *niveau 12a* est constitué à sa base de calcaires à intraclastes micritiques sombres puis par un packstone bioclastique noir, riche en matière organique, lequel se poursuit par un faciès fin à texture wackestone. Au-delà, les conditions d'affleurement ne permettent pas une étude détaillée.

FOSSILES ET PARTICULES		CLASSES TEXTURALES
⊙ Oolithes	★ Articles de crinoïdes	1 : shale, siltstone, mudstone
• Pellets	≡ Encroûtements algaires	2 : wackestone, graywacke
∞ Intraclastes	Y Bryozoaires	3 : packstone, graywacke
∩ Fragments de coquilles	▽ Dibunophyllum	4 : boundstone
▭ Empreintes de bois flottés	Y Lithostrotion	5 : grainstone, arénite
⊙ Gastéropodes	⊕ Coraux indifférenciés	6 : rudite, conglomérat
⊖ Brachiopodes	Fe Hydroxydes	
	Pyr Pyrite	

Légende des colonnes lithostratigraphiques.

PITON NORD , Versant ouest (NIVEAUX 10→12)

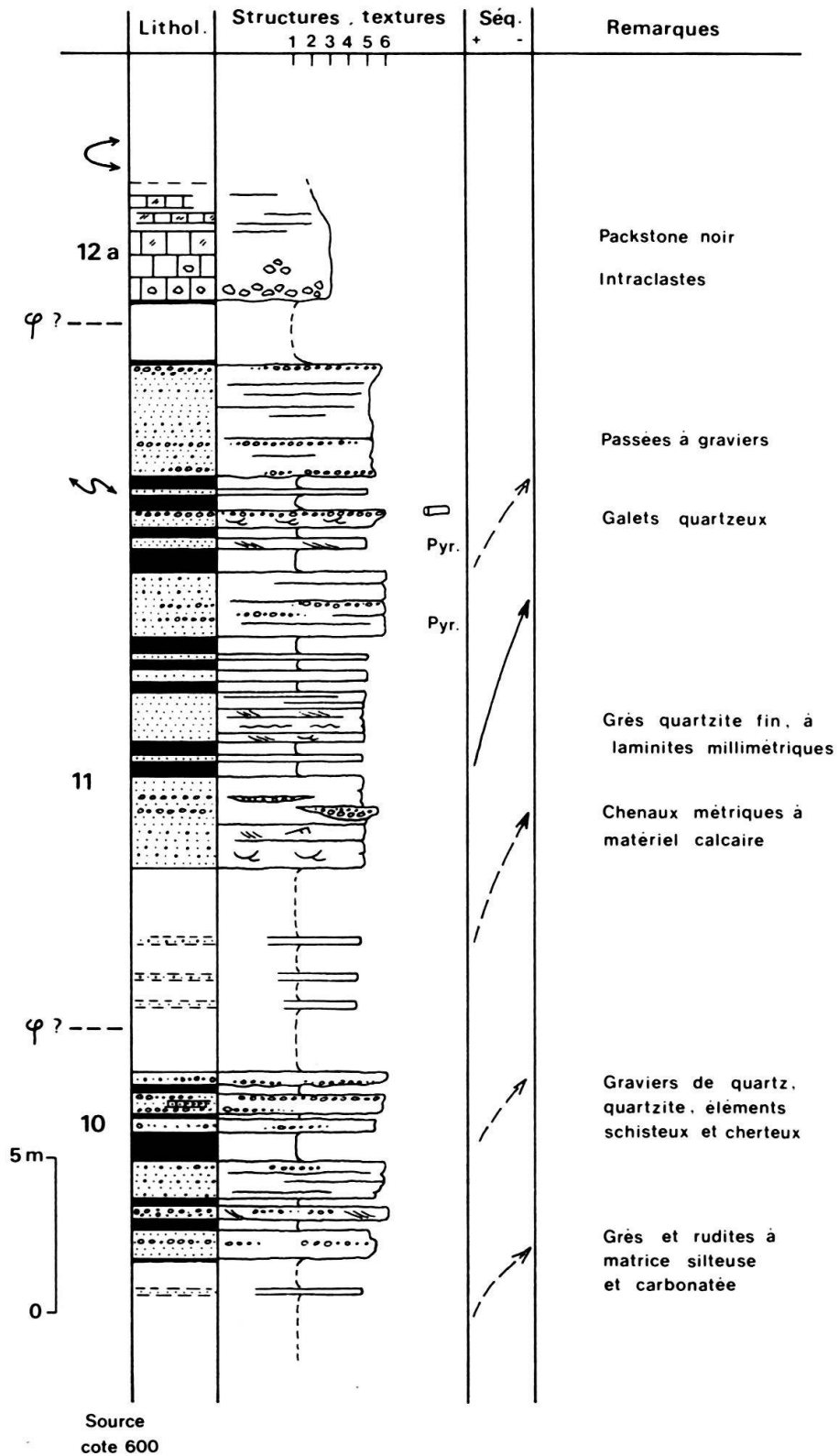


Fig. 6. Colonne lithostratigraphique du versant ouest du Piton Nord (niveaux 10 à 12) (voir «Légende des colonnes lithostratigraphiques», p. 303).

Cette coupe montre la permanence des séquences négatives, d'ordre pluridécimétrique, mais les nombreuses lacunes d'observation empêchent la caractérisation d'une mégaséquence.

b) Versant ouest du Piton Nord: niveaux 12b à 15 (fig. 7)

Située approximativement dans le prolongement du niveau 12a, une zone arénacée dans laquelle les bancs de grès, à surfaces tranchées, montrent des séquences d'énergie hydrodynamique croissante, passe latéralement à une petite barre calcaire de quelques mètres d'épaisseur (*niveau 12b*) formée d'un complexe de brèches à intraclastes et de bancs construits: il s'agit du même type de faciès que celui du niveau 22 (cf. Piton Sud) qui comprend, parmi des brèches récifales à polypiers renversés, des lentilles où les constructeurs apparaissent réellement en position de vie. Ces bancs calcaires sont susceptibles d'être érodés peu avant le dépôt d'un matériel détritique relativement grossier: le *niveau 13* comprend ainsi plusieurs affleurements superposés de grès grossiers à ciment carbonaté, de conglomérats, avec de nombreux bancs à stratifications obliques, d'extension latérale limitée; la plupart des séquences examinées comprennent les éléments de plus grande taille à leur sommet. Ces dépôts peuvent avoir une origine directe (fleuve, chenal, plate-forme), ou indirecte (courants de dérive, chenaux de marée, remaniement lors de grandes tempêtes).

Au-dessus d'un dernier talus d'argilites vient le *niveau 14* formant une falaise calcaire à regard sud. Quoique d'aspect massif, il ne s'agit pas de calcaire corallien construit tel que celui de la falaise orientale (cf. niveau 16) (un bouquet de Lithostrotions a été cependant trouvé dans les éboulis). Sa base est formée de calcaire micritique sombre comprenant de minces horizons lumachelliques à petits brachiopodes compactés, passant progressivement à une micrite à intraclastes (intramicrudite): celle-ci présente des structures de laminae fines suggérant un sédiment de type algal mat (remaniement de faciès intertidaux à supratidaux). Les parties moyennes et supérieures de la falaise sont formées de roches carbonatées à grain fin, admettant des passées de grainstones oolithiques, l'ensemble se trouvant raviné au sommet par des grès et des calcarénites bioclastiques (*niveau 15*).

c) Log de la falaise orientale (fig. 8)

La barre principalement étudiée (fig. 8) s'appuie sur une série de shales qui comprend, vers sa base, et au-dessus d'une brèche tectonique, un niveau de calcaire bioclastique passant latéralement à des faciès de grès grossiers: malgré sa position structurale peu précise, cet ensemble est pris en compte dans l'établissement des corrélations (fig. 11: x, y). La falaise elle-même offre de très bonnes conditions d'affleurement et permet de construire un log détaillé (fig. 8).

Au-dessus de la série pélitique, qui contient plusieurs horizons à nodules de matériel fin plus induré et quelques niveaux de siltites riches en fer, vient un groupe de bancs calcaires à stratification peu nette, d'aspect rognonneux, formés de wackestones et packstones noirs: ils contiennent de petits biopisolithes, des débris d'encrines et des morceaux de polypiers indéterminés. Ces couches marquent le passage de la sédimentation argileuse au faciès construit surincombant (*niveau 16*). Ce boundstone ne constitue

PITON NORD , Versant ouest (NIVEAUX 12 → 15)

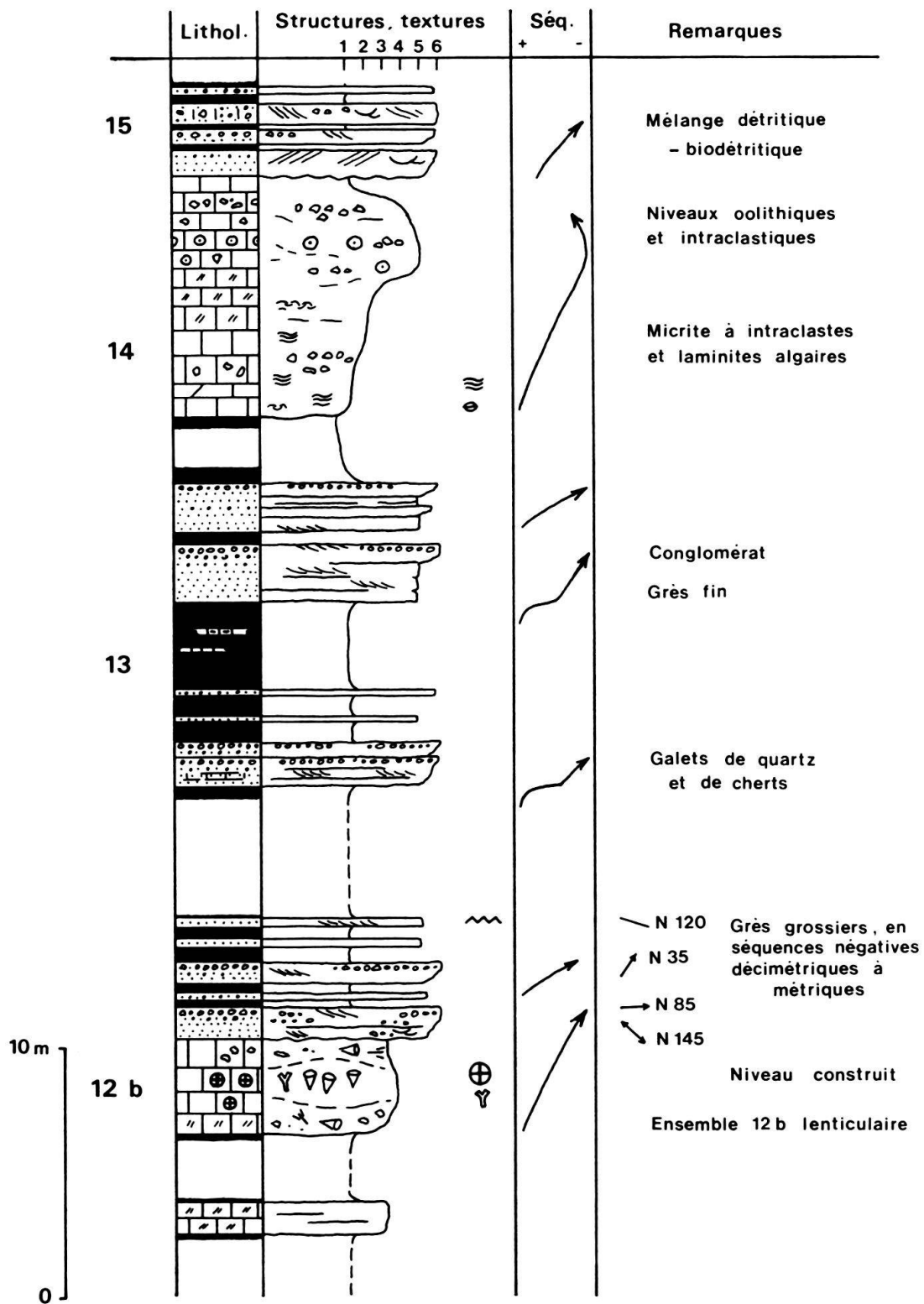


Fig. 7. Colonne lithostratigraphique du versant ouest du Piton Nord (niveaux 12 à 15) (voir «Légende des colonnes lithostratigraphiques», p. 303).

PITON NORD

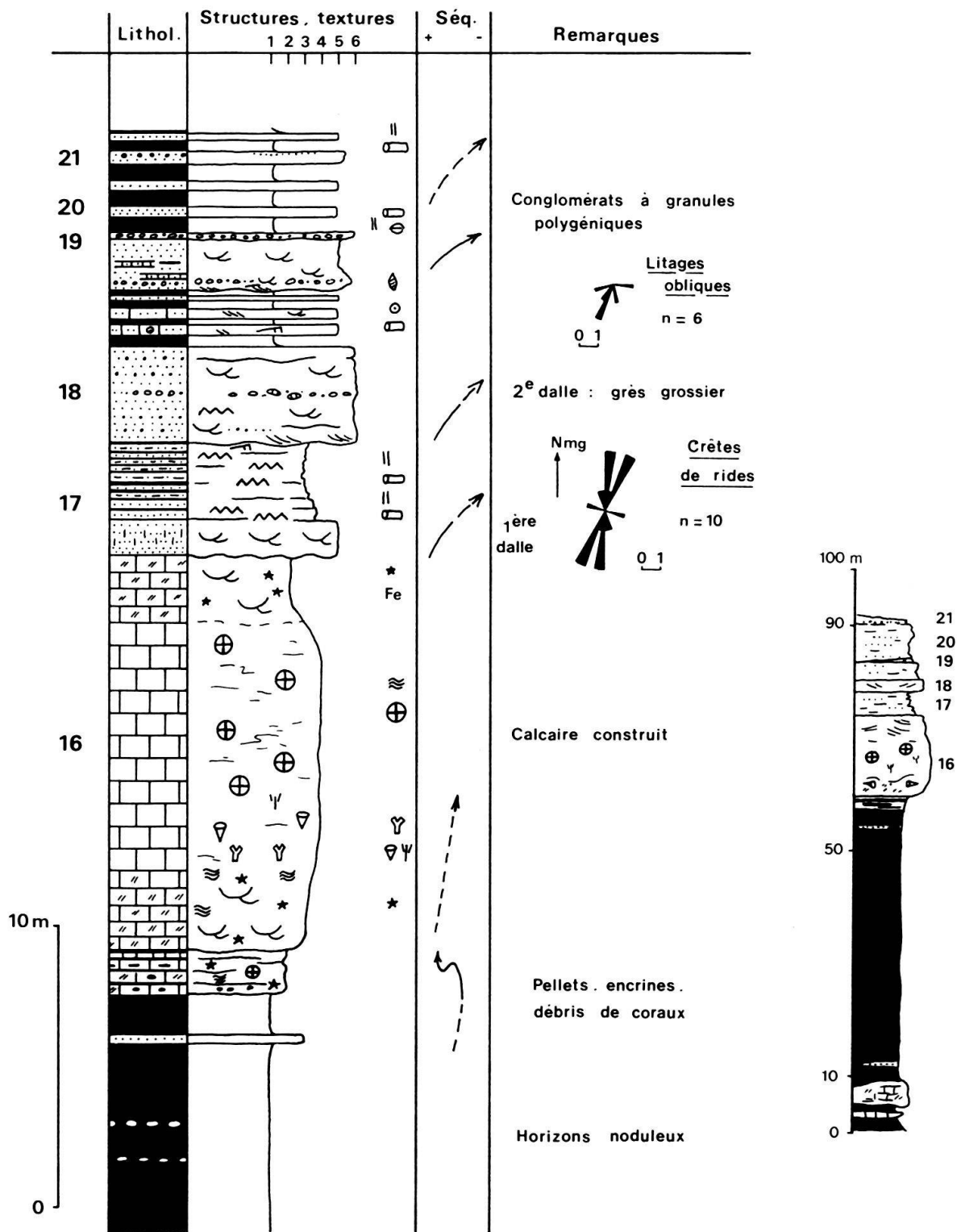


Fig. 8. Colonne lithostratigraphique du Piton Nord (voir «Légende des colonnes lithostratigraphiques», p. 303).

pas la totalité de la barre calcaire puisqu'on peut observer à sa base, soit le faciès bioclastique, soit le calcaire construit à polypiers en position de vie ou renversés (fig. 9): le noyau récifal apparaît massif, formé principalement par des polypiers tétracoralliaires de type *Dibunophyllum* et *Lithostrotion* (D. Vachard, comm. person.), mais des horizons désorganisés d'intraclastes micritiques à laminites algaires s'intègrent à la masse biolithique, et l'étude de plaques minces montre l'importance du rôle des bryozoaires (Fenestellidés) dans la construction du récif. Les squelettes d'organismes constructeurs peuvent être dérangés, fragmentés et accumulés dans les irrégularités de la masse récifale. Les faciès associés sont des calcarenites et des calcirudites à débris de faune commensale qui participent au ravinement du récif et à son «étouffement» par les dépôts de grès de la «première dalle» (fig. 8).

Au niveau 17, sur une surface d'érosion, un grès à ciment calcaire, déposé en zone de forte énergie comme en témoignent les structures de stratifications entrecroisées, vient cacheter le complexe récifal. Au-dessus, des alternances de petits bancs de grès et d'argilites silteuses composent une séquence de plus basse énergie pouvant comporter de brefs épisodes de grès calcaireux; l'étude au microscope de ces roches montre qu'elles contiennent de nombreux grains de quartz polycristallins (taille: jusqu'à 500 μm) provenant de gneiss ou de quartz d'exsudation, ainsi que des plagioclases et des grains chloriteux, et des particules carbonatées telles que des bioclastes et des lithoclastes de siltstones à ciment micritique; des minéraux lourds sont présents (tourmaline et biotite). Ces bancs sont souvent bioturbés et contiennent des empreintes de végétaux; par ailleurs, leurs surfaces

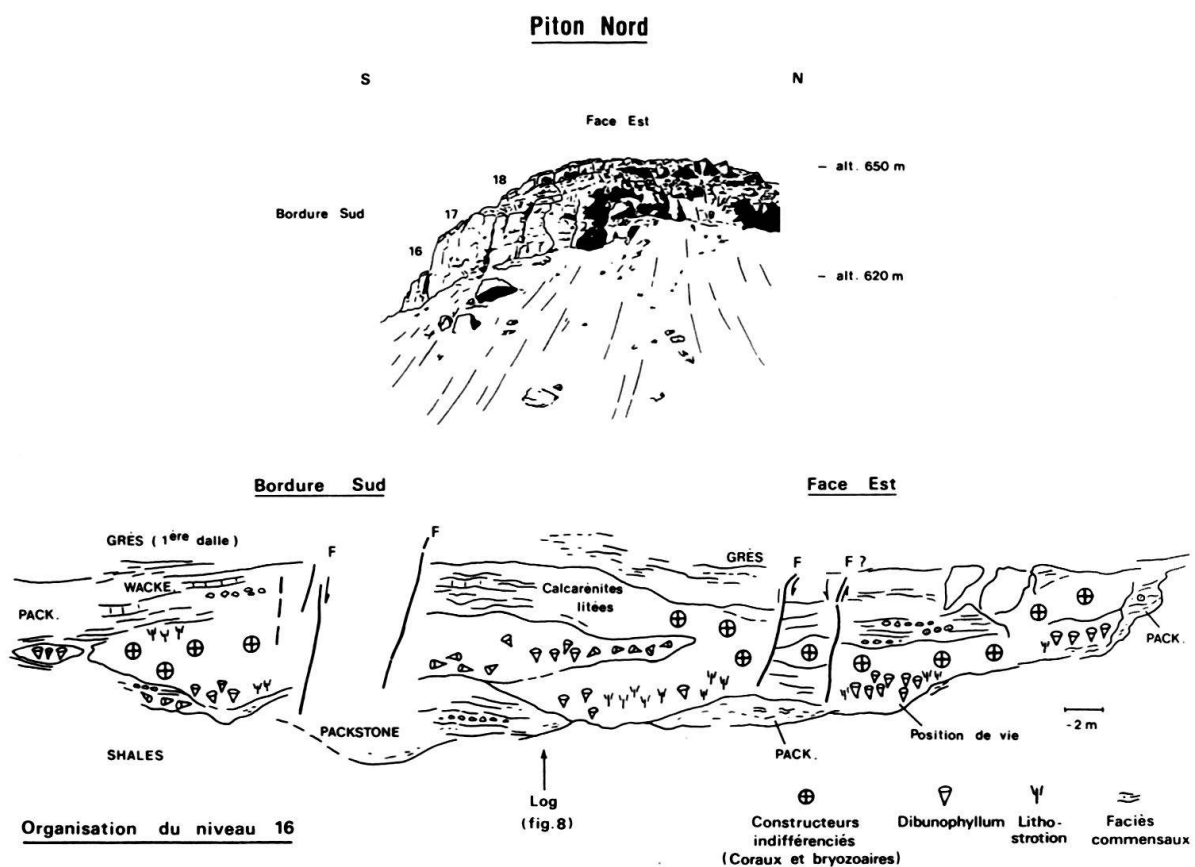


Fig. 9. Aspect de terrain de la falaise orientale du Piton Nord et organisation du niveau construit.

sont fréquemment ridées (ripples-marks symétriques de longueur d'onde 5 cm, interprétés comme des rides de vagues) et les mesures effectuées s'organisent autour d'une direction cinétique NNE–SSW (fig. 8). Ce type de sédimentation détritique immature, lié à l'érosion d'un domaine émergé proche, indique un faible transport et exclut un phénomène de remaniement. Le milieu de dépôt reste de faible profondeur.

Le contact entre les niveaux 17 et 18 est tranché: la «deuxième dalle» (*niveau 18*) est formée d'arénites, de rudites graywackeuses (graywackes de la classification de PETTIJOHN et al. 1972); elle comprend un horizon conglomératique non ravinant, à dominante d'intraclastes carbonatés. Ces grès à stratifications obliques correspondent à un transport tractif dont le matériel détritique silicoclastique s'est enrichi d'éléments arrachés à la plate-forme (intraclastes calcaires).

L'intervalle 18–19 est constitué de minces bancs de grès calcaireux à stratifications obliques. Au microscope, ils apparaissent composés d'oolithes à structures concentriques et radiaires (nucleus: pellet, pièce d'échinoderme ou grain siliceux), de lithoclastes micritiques à bryozoaires, de siltites à ciment carbonaté, contenant des débris de radioles d'échinides et des bryozoaires; les particules détritiques sont représentées par des grains de quartz (taille: 200 à 300 μm) arrondis, à nourrissage syntaxial, dont quelques uns peuvent provenir de quartz filoniens; il a été observé un exemplaire de quartz subautomorphe, d'une taille de 500 μm , à lacunes de cristallisation, pouvant être néogène ou d'origine pyroclastique. On note enfin dans le ciment microsparitique, l'existence de quelques cristaux «encapuchonnés» de dolomite ferrique.

On peut voir dans le *niveau 19* une récurrence de décharge détritique grossière, avec des grès, graywackes, conglomérats polygéniques à graviers (0,2 à 2 cm). Les mesures de pendages de litages obliques montrent une relative dispersion des directions de courants (fig. 8), quelques-unes suggérant un sens SW–NE (interférences liées à un milieu peu profond, avec réflexions de houle). Un placage conglomératique à graviers à patine ferrugineuse constitue le sommet du banc; l'intervalle 18–19 et le niveau 19 composent ainsi une séquence négative, analogue à la succession 17–18.

Les *niveaux 20 et 21* comprennent une dizaine de séquences de grès très fins à empreintes de végétaux flottés en surface de banc. En plaque mince, le matériel apparaît essentiellement quartzueux (90%), bien trié, en grains de 50 à 80 μm ; il existe quelques plagioclases, zircons arrondis, biotite chloritisée et paillettes de mica blanc détritiques non orientées; jointifs, ces grains sont disposés dans une matrice argileuse riche en fer, remplacée localement par un ciment microsparitique. Ces roches correspondent à une sédimentation sablonneuse en milieu calme sous une tranche d'eau d'épaisseur indéterminable.

En conclusion, la falaise est révélateur de l'installation d'une construction récifale liée à une faible profondeur d'eaux peu turbides. Mais la succession des séquences des niveaux 17 à 21 compose une mégaséquence négative qui traduit une tendance régressive, ou de progradation à niveau constant (DAVAUD & STRASSER 1984). Le récif se trouve envahi par des apports détritiques grossiers dont le matériel comprend de nombreux éléments enlevés à la plate-forme carbonatée.

3. Piton Sud

Son versant SSE, sous le point coté 674 m, offre une coupe (fig. 4) qui présente le même type de séquence que celle du Piton Nord (fig. 10).

PITON SUD (674)

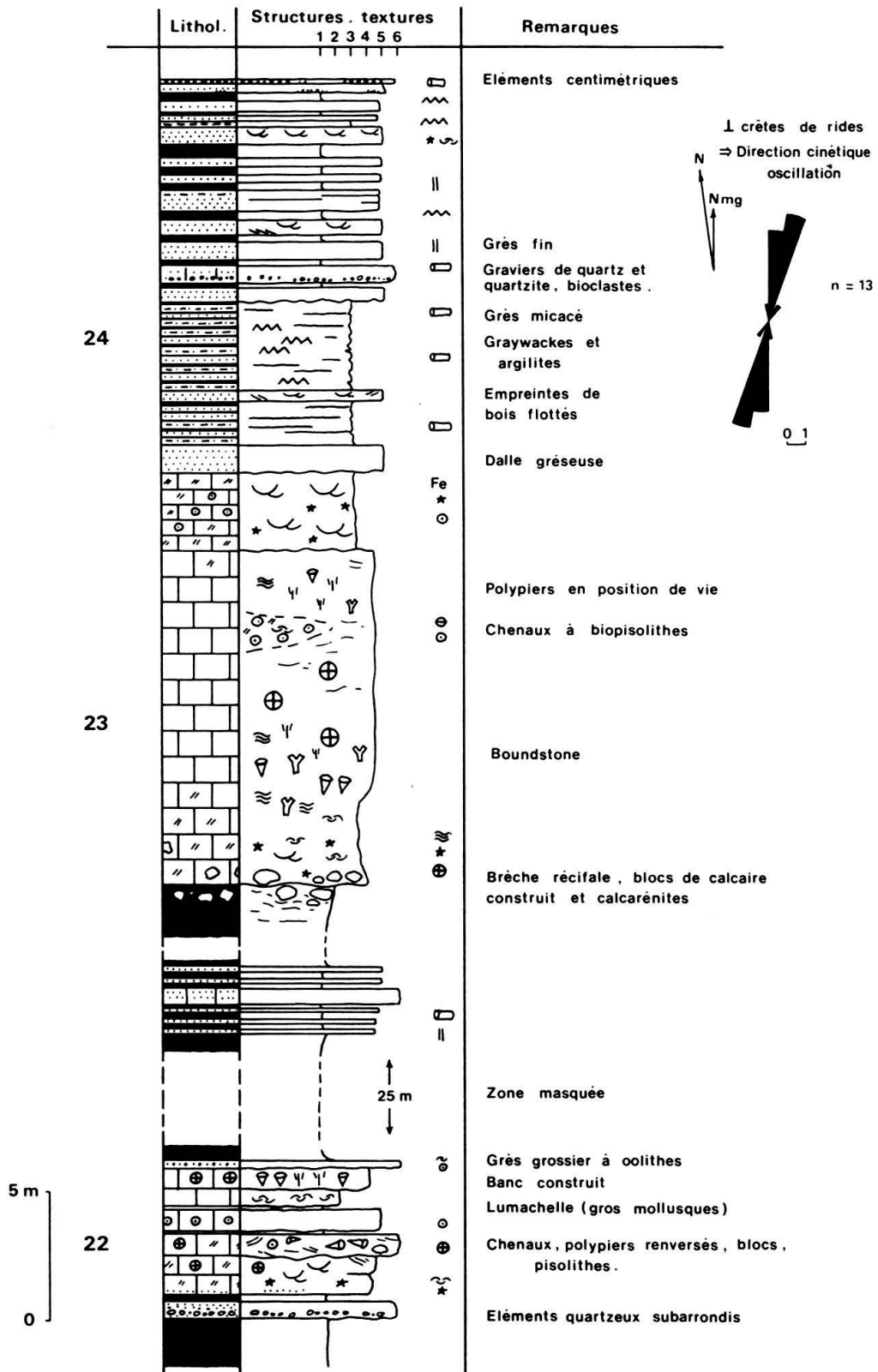


Fig. 10. Colonne lithostratigraphique du Piton Sud (voir «Légende des colonnes lithostratigraphiques», p. 303).

Un premier ensemble calcaire (*niveau 22*), très fossilifère, se compose de lithologies s'organisant schématiquement en séquences à trois termes: calcaire bioclastiques – calcaire à polypiers (certains peuvent présenter les organismes en position de vie) – grainstone à oolithes et biopisolithes. On reconnaît, parmi les constructeurs, des polypiers de type *Dibunophyllum*, *Lithostrotion*, ainsi que *Syringopora* sp. Certains niveaux de remaniement synsédimentaire contiennent des blocs arrondis, équivalents des «têtes de nègres» actuelles (BLANC 1982, BOURROUILH-LE JAN 1984) connues en bordure des récifs indo-pacifiques, en retrait des crêtes algales (blocs entraînés sur le fond lors d'ouragans ou de fortes tempêtes). Ces éléments sont emballés dans une matrice à biopisolithes. En correspondance avec des périodes plus calmes, on observe des dépôts calcaires de texture wackestone contenant des coquilles de mollusques à paroi épaisse. On note la continuité des apports détritiques associés aux carbonates, suggérant la relative proximité d'un domaine en cours d'érosion.

Concernant la position du niveau 22, plusieurs hypothèses peuvent être formulées: on peut le considérer comme un précurseur de la barre corallienne supérieure (niv. 23), ou comme un petit récif satellite, ou bien encore comme une partie du niveau 23, décalé et effondré par faille panaméenne probablement synsédimentaire. Une zone masquée sur 25 m empêche de lever l'indétermination.

Le deuxième ensemble bioconstruit (*niveau 23*), de plus grande extension, forme un véritable récif (GEISTER 1984), avec une brèche d'avant-récif à structures d'écroulement (blocs de calcaire construit tombant dans une calcarénite à entroques), puis avec le développement d'un boundstone à polypiers en position de vie constituant un corps récifal massif de plus de 10 m d'épaisseur. Les irrégularités de la surface du récif en cours de croissance sont localement comblées par des sédiments bioclastiques et pisolithiques. La biolithite est recouverte par une calcarénite à bioclastes et oolithes, à stratifications entrecroisées, reposant sur une surface d'érosion marquant le sommet du noyau récifal. En continuité avec une première dalle gréseuse ravinante, le *niveau 24* se compose d'une succession de grès, graywackes et argilites silteuses, en bancs minces à surfaces fréquemment structurées en ripple-marks symétriques, de courte longueur d'onde, interprétés comme des rides d'oscillation (rides de vagues, dont la résultante possède une direction cinétique NNE–SSW, fig. 10). La série est également riche en ichnofossiles et empreintes de végétaux (*Asterocalamites?*, *Lepidodendron*), et des bancs de détritique grossier (microconglomérats et passées à graviers) témoignent de la proximité d'un domaine émergé.

L'analyse de cette coupe permet de mettre en évidence une transition de faciès de bordure de plate-forme, ou de rampe d'avant-récif, vers des faciès littoraux. Sur un substrat pélitique ou gréseux s'individualisent deux ensembles construits (superposition ou redoublement tectonique) qui constituent, avec les niveaux détritiques supérieurs, une séquence régressive. La mise en place du récif est pénécotemporaine d'une sédimentation silicoclastique d'abord discrète, puis prédominante, associée à des éléments provenant de l'érosion de la plate-forme carbonatée, balayée par de forts courants épisodiques. La séquence se termine par des faciès de faible profondeur, mais il faut souligner toutefois que parmi les bancs qui la composent, aucun ne porte de structures permettant de caractériser une véritable émergence.

III. Corrélations

Malgré la faible extension du Koudiat Lahmara, l'établissement des corrélations souffre de certaines difficultés liées à l'existence d'accidents tangentiels; les redoublements de série (Piton Ouest) et plis couchés d'entraînement (Versant ouest Piton Nord) étant fréquents, le schéma structural proposé figure 2B (MULLER 1980) permet de guider pour une large part la remise en place relative des différentes unités. L'échelle de la figure 11 suppose ainsi une extension initiale du secteur étudié, multiplié par un facteur d'environ cinq tiers par rapport à sa grandeur actuelle. Enfin, ces corrélations ne s'appliquent qu'aux terrains situés au-dessus des contacts tectoniques de la base et de l'ouest du Koudiat Lahmara.

Il apparaît d'emblée que les niveaux carbonatés de forte épaisseur doivent se correspondre, puisque placés géométriquement sur un même plan: les ensembles 16–21 et 23–24 présentent des enchaînements séquentiels comparables; quant à la corrélation 16–21–14–15, elle s'appuie sur le fait que les deux termes 16 et 14 sont recouverts par les mêmes faciès détritiques. On en déduit donc l'équivalence des niveaux 14, 16, 23, le choix de l'horizon de référence étant justifié par le fait que tous leurs sommets apparaissent érodés avant le dépôt des calcarénites et des grès supérieurs. Cette surface permet également de comparer la barre 6 aux précédentes, a fortiori parce que son faciès est différent (dépôt oolithique en passage latéral avec des faciès à intraclastes 14, et coralliens 16, 23).

Les niveaux calcaires de faible épaisseur sous-jacents semblent bien constituer une suite de faciès en passages latéraux ou en lentilles isolées, et leurs positions respectives

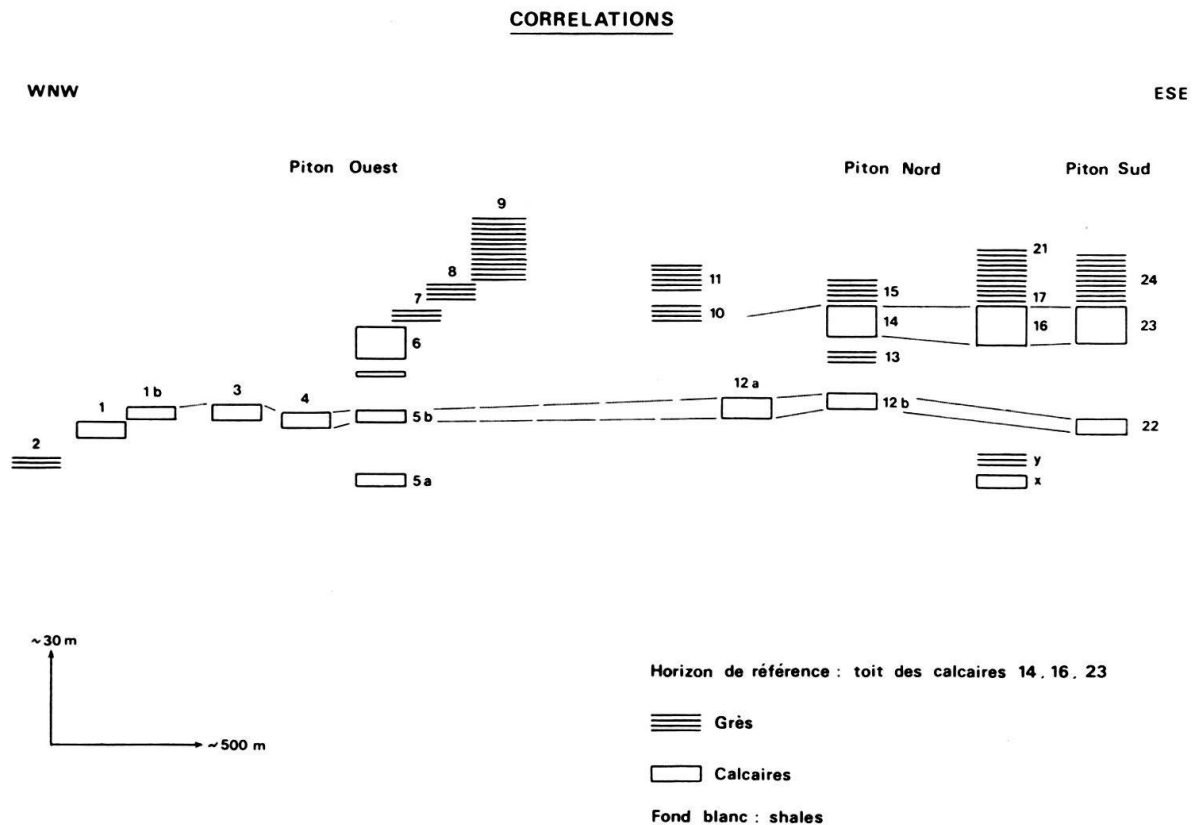


Fig. 11. Corrélations.

dans les logs lithostratigraphiques s'accordent pour leur corrélation: on considère donc l'équivalence latérale des éléments 1, 1b, 3, 4, 5b, 12b, 22.

Plus délicates sont les corrélations des niveaux calcaires (lenticulaires?) 5a, «x», placés à la base des colonnes des Pitons Ouest et Nord; de même, les grès 2, très déformés, et quoique texturalement comparables au niveau 13 et aux interbarres 5a–5b et 5b–6, ont été placés dans la partie inférieure de la série en raison de leur équivalence géométrique avec les grès «y» (Piton Nord). Enfin, le niveau 12a, bien que son faciès soit comparable à celui de la barre 14, est corrélé avec le niveau 12b pour des raisons de symétrie avec le couple 14–16.

La colonne lithostratigraphique globale apparaît donc constituée à sa base de lentilles de grès et calcaires, puis dans sa partie centrale, de niveaux carbonatés plus continus, suivis de l'édifice construit avec ses faciès latéraux, et se termine par un ensemble de calcarénites et de grès.

IV. Interprétation

1. La séquence sédimentaire

L'analyse des colonnes lithostratigraphiques et leurs corrélations montrent une transition de faciès de rampe d'avant-récif, ou même de bordure de plate-forme, vers des faciès détritiques littoraux, et la composition d'une séquence régressive ou de prograda-tion.

Au sommet de la masse du «flysch de Kharrouba», les conditions de dépôt deviennent favorables à l'édification d'un récif corallien: cette construction est corrélative, d'un point de vue actualiste, d'une faible bathymétrie, d'un climat chaud, et d'une faible turbidité de l'eau de mer. La sole du récif peut être représentée par quelques niveaux de packstone bioclastique, de grès ou d'argilite compactée. Des brèches et des blocs remaniés s'accumulent en bordure du récif, comme dans les édifices coralliens actuels (GEISTER & HERB 1984). Les constructeurs, tels *Dibunophyllum*, *Lithostrotion*, bryozoaires, sont retrouvés en position de vie, ou renversés, fragmentés et déposés dans des zones plus abritées. Les faciès latéraux sont des calcaires bioclastiques et oolithiques, sédiments de plate-forme carbonatée, d'énergie encore assez forte, associés aux dépôts à intraclastes provenant de l'érosion synsédimentaire de zones plus internes (destruction d'un algal mat).

Dans toute la série, les nombreuses intercalations de dépôts silicoclastiques grossiers peuvent être liées à l'apport épisodique de matériel détritique par des crues (PURSER 1985), éventuellement remanié lors de fortes tempêtes (GRAHAM 1982b; KELLING & MULLIN 1975). Après une phase d'érosion située au sommet du corps récifal, des calcarénites (oolithes, entroques et débris d'organismes récifaux) et le matériel détritique l'envahissent complètement. Avec la très faible bathymétrie du milieu, s'installe une sédimentation plus calme qui se marque par la fossilisation de rides de vagues de direction cinétique NNE–SSW sur des argiles et des grès; l'étude pétrographique de ces roches a mis en évidence l'importance des particules détritiques provenant de l'érosion d'un domaine continental (gneiss, quartz filoniens, micas): ce pays émergé fut très proche du milieu de dépôt comme en témoigne la quantité d'empreintes de végétaux flottés retrouvée dans ces niveaux.

L'épandage de matériel détritique d'origine deltaïque (GRAHAM 1982b) sur la plate-forme carbonatée met fin à la sédimentation calcaire et s'accorde ici avec une séquence de

progradation (DAVAUD & STRASSER 1984). La durée totale du dépôt de cette séquence soit s'exprimer en quelques dizaines de milliers d'années seulement (cf. vitesse de sédimentation des faciès récifaux: WILSON 1975, GEISTER 1984), lui conférant ainsi un caractère très ponctuel à l'échelle du Carbonifère.

Ajoutons enfin que les constructions récifales de type Lahmara, isolées sur une plate-forme carbonatée et enfouies sous du matériel silicoclastique, peuvent constituer d'excellents réservoirs.

2. Reconstitution du complexe récifal (fig. 12)

La reconstitution paléogéographique est nécessairement locale et fixiste: elle ne s'applique qu'à la partie peu déformée du Koudiat Lahmara, dont on possède de nombreux indices d'allochtonie. Il faut donc garder à l'esprit que la place supposée des principaux ensembles ne correspond pas à une géographie actuelle, et aborder de manière restrictive le schéma proposé figure 12.

Cette reconstitution est dirigée par l'aspect paléomorphologique du Koudiat Lahmara, avec des falaises de calcaire construit à regard sud et sud-est dont les terminaisons latérales sont bien visibles au nord-ouest, et dont les faciès annexes se développent également au nord-ouest. Il est possible qu'une érosion actuelle active, liée au pendage des couches (forme synclinale) rende cette paléomorphologie douteuse d'un point de vue structural, d'autant plus que ces collines sont hachées de petites failles tangentielles; en tout état de cause, elle est appuyée par la distribution des faciès, depuis l'accroissement du récif (Pitons Sud et Nord) jusqu'aux zones d'arrière-récif (sables oolithiques et niveaux à intraclastes), les biohermes apparaissant allongés suivant une direction actuelle SW-NE. L'épandage d'origine deltaïque se situerait en arrière (au nord) des barres, avec

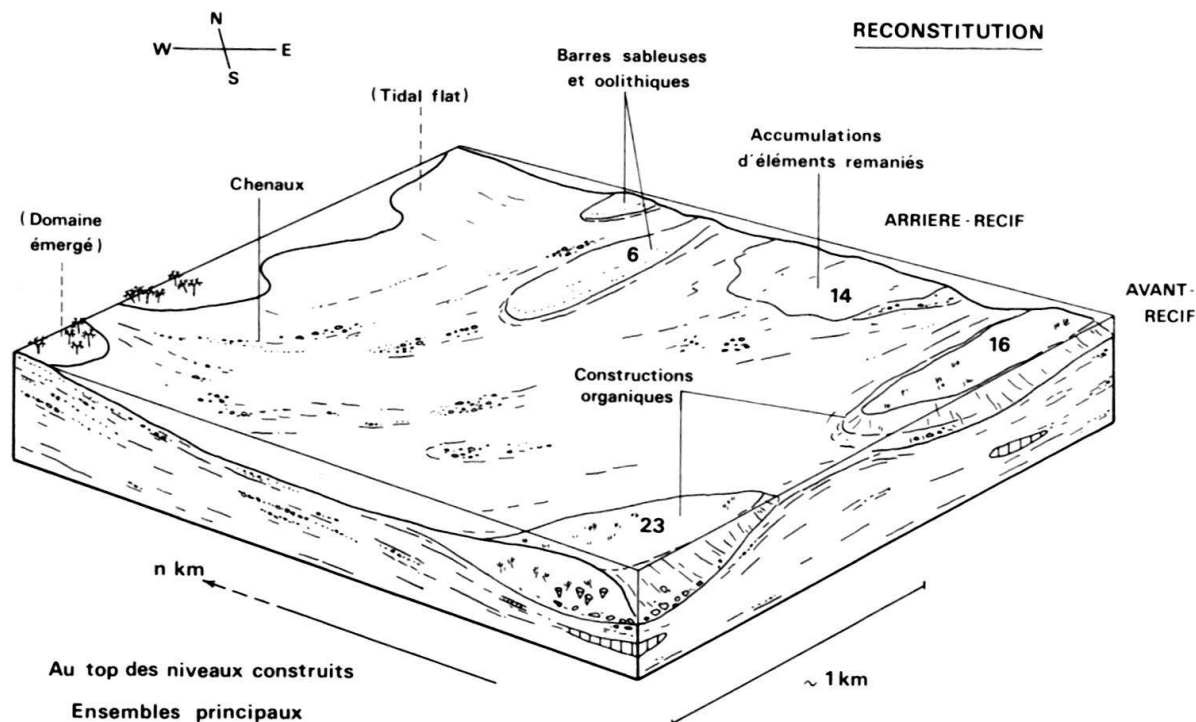


Fig. 12. Reconstitution du complexe récifal et répartition des faciès associés.

localement des chenaux carbonatés et des accumulations de sables bioclastiques et oolithiques.

On est donc amené à se représenter un récif corallien situé en bordure de plate-forme ou occupant une zone élevée d'une plate-forme de très grande extension, puisque des faciès récifaux ou périrécifaux de même âge ont été décrits par de nombreux auteurs, du Maroc central au Sahara (ROCH 1950, PAREYN 1961, KELLING & MULLIN 1975, FABRE 1976, CHALOUAN 1981): dès lors, son intégration à un modèle de grande barrière, avec une suite de récifs sur plusieurs centaines de kilomètres, devient admissible.

La polarité esquissée figure 12 suppose l'existence d'un domaine émergé au nord ou au nord-ouest, ce qui s'accorde difficilement avec la permanence des directions NNE-SSW suggérées par les rides de vagues, mais GRAHAM (1982b), au Koudiat Tamelelt et au Jebel Oulad Abid, met en doute la relation directe entre ce type de structures et l'emplacement de la ligne de rivage. On remarquera enfin l'existence de bancs de grès-quartzites fins, de même faciès que ceux des flyschs sous-jacents, à l'intérieur des grès grossiers des Pitons Nord et Ouest, ce qui implique la récurrence de certaines conditions de dépôt a priori peu compatibles avec celles des lithologies dominantes.

La reconstitution hypothétique choisie n'est donc pas sans contradictions; les études lithologiques et diagénétiques en cours, menées sur les autres affleurements de calcaires bioclastiques des Jebilet, permettront de mieux cerner la polarité de cette plate-forme pour partie disparue.

Remerciements

Mes remerciements s'adressent à MM. J. Sougy, J. Muller, M. Popoff, de l'Université d'Aix-Marseille III, à M. E. Davaud de l'Université de Genève, M. D. Vachard de l'IGAL à Paris, et à M. M. Dahmani du Ministère de l'Energie et des Mines à Rabat.

BIBLIOGRAPHIE

- BAARS, D. L., & STEVENSON, G. M. (1982): Subtle Stratigraphic Traps in Paleozoic Rocks of Paradox Basin. – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 32, 131–158.
- BEAUCHAMP, J. (1982): La structuration hercynienne dans le Haut Atlas et le Haouz de Marrakech par l'étude des paléocourants. – 9e Réun. ann. Sci. Terre, Paris, Soc. géol. France éd., p. 36.
- BLANC, J.-J. (1982): Sédimentation des marges continentales actuelles et anciennes. – Masson, Paris.
- BORDONARO, M., GAILLET, J.-L., & MICHARD, A. (1979): Le géosynclinal carbonifère sud-mésétien dans les Jebilet (Maroc); une corrélation avec la province pyriteuse du Sud de l'Espagne. – C.R. Acad. Sci. (Paris) (D) 288, 1371–1373.
- BOURROUILH, F. (1972): Diagenèse récifale: calcitisation et dolomitisation. Leur répartition horizontale dans un atoll soulevé. Ile Lifou. Territoire de la Nouvelle Calédonie. – Cah. Orstom, sér. géol. IV, 2, 121–148.
- BOURROUILH-LE JAN, F. G. (1984): Récifs quaternaires soulevés du Pacifique: géochronologie, origine et évolution des formes récifales actuelles et sédimentologie des faciès récifaux. In: GEISTER, J., & HERB, R. (éd.): Géologie et paléoécologie des récifs. – Inst. Géol. Univ. Berne.
- CHALOUAN, A. (1981): Stratigraphie et structure du Paléozoïque de l'Oued Cherrat: un segment du couloir de cisaillement de Méséta occidentale (Maroc). – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 308/42, 33–100.
- CORNEE, J.-J., MULLER, J., & SOUGY, J. (1982): Styles et âges de mise en place des nappes hercyniennes dans le Massif des Rehamna orientales (Maroc). – C.R. Acad. Sci. (Paris) (II) 294, 1107–1110.
- DAVAUD, E., & STRASSER, A. (1984): Progradation, cimentation, érosion: évolution sédimentaire et diagénétique récente d'un littoral carbonaté (Bimini, Bahamas). – Eclogae geol. Helv. 77/3, 449–468.
- DEDOK, T. A., & HOLLARD, H. (1980): Brachiopodes du Carbonifère inférieur du Maroc Central. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 285/41, 185–230.

- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W. E. (éd.): Classification of carbonate rocks (p. 108–121). – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 1, Tulsa, Okla., USA.
- EL HADDAD, A., AISSAOUI, D.M., & SOLIMAN M. A. (1984): Mixed carbonate-siliciclastic sedimentation on a Miocene fault-block, Gulf of Suez, Egypt. – Sediment. Geol. 37, 185–202.
- EL HASSANI, A. (1980): Etude lithostratigraphique, tectonique et pétrologique de la région de Sidi Bou Othmane (Maroc). Contribution à la connaissance de l'évolution du segment hercynien des Jebilet centrales. – Thèse 3e Cycle, Univ. Aix-Marseille III, St-Jérôme.
- ELLOY, R. (1972): Réflexions sur quelques environnements récifaux du Paléozoïque. – Bull. Cent. Rech. Pau – SNPA 6/1, 1–105.
- EMBRY, A. F., & KLOVAN, J. E. (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. – Bull. canad. Petroleum Geol. 19, 730–781.
- FABRE, J. (1976): Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. – S.N.E.D., Alger.
- FOLK, R. L. (1962): Spectral subdivision of limestone type. In: HAM, W. E. (éd.): Classification of carbonate rocks (p. 62–84). – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 1, Tulsa, Okla., USA.
- GAILLET, J.-L. (1979): Sur les relations entre les schistes du Sarhlef et le flysch de Kharrouba dans le massif hercynien des Jebilet (Maroc). – C.R. Acad. Sci. (Paris) (D) 288, 791–794.
- (1980): Données sur la lithologie et la tectonique des formations dinantiennes du domaine sud-mésétien (Jebilet-Haouz et Haut Atlas de Marrakech). – Min. Géol. Energie, Rabat 48, 63–67.
- GEISTER, J. (1984): Géomorphologie, écologie et faciès des récifs actuels des Caraïbes: conséquences pour l'interprétation des récifs fossiles. In: GEISTER, J., & HERB, R. (éd.): Géologie et paléoécologie des récifs (p. 1–14). – Inst. Géol. Univ. Berne.
- GRAHAM, J. R. (1982a): Transition from basin plain to shelf deposits in the carboniferous flysch of Southern Morocco. – Sediment. Geol. 33, 173–194.
- (1982b): Wave-dominated shallow-marine sediments in the Lower Carboniferous of Morocco. – J. sediment. Petrol. 52/4, 1271–1276.
- HOLLARD, H., HUVELIN, P., & MAMET, B. (1974): Stratigraphie du Viséen supérieur des Jebilet et âge de la mise en place de la nappe des Jebilet orientales (Maroc). – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 225/30, 7–10.
- HUVELIN, P. (1967): Nappe de glissement précoce hercynienne dans les Jebilet (Maroc). – C.R. Acad. Sci. (Paris) (D) 265, 1039–1042.
- (1972): Carte géologique et des minéralisations des Jebilet centrales au 100 000e. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 232a.
- (1977): Etude géologique et gîtologique du Massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). – Notes Mém. Serv. géol. Maroc, 232bis.
- JAMES, N. P. (1984): Shallowing upward sequences in carbonates. Reefs. In: WALKER, R. G. (éd.): Facies models (p. 213–244). – Repr. Ser. Geosci. Canada 1.
- KELLING, G., & MULLIN, P. R. (1975): Graded limestone and limestone-quartzite couplets: possible storm-deposits from the Moroccan Carboniferous. – Sediment. Geol. 13, 161–190.
- MAMET, B., CHOUBERT, G., & HOTTINGER, L. (1966): Notes sur le Carbonifère du Jebel Ouarkiz. Etude du passage du Viséen au Namurien d'après les foraminifères. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 198/27, 6–21.
- MICHARD, A. (1976): Eléments de géologie marocaine. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 252.
- MULLER, J. (1980): Titres et travaux. – L.A. C.N.R.S. no 132 «Etudes géologiques ouest-africaines», Marseille, St-Jérôme.
- MULLER, J., RAMSAY, D., SOUGY, J., & STURT, B. (1979): Structure en nappe des Jebilet hercyniennes, Méséta marocaine. – 10e Coll. Géol. afr., Montpellier, France.
- PAREYN, C. (1960): Les récifs carbonifères du Grand Erg occidental. – Bull. Soc. géol. France 7/I, 347–364.
- (1961): Les massifs carbonifères du Sahara sud-oranais. – Publ. Cent. Rech. sahariennes, C.N.R.S., Paris, sér. Géol. 1: Stratigraphie et tectonique.
- PERMINGEAT, F. (1951): Nouvelles données sur la présence du Viséen dans les Jebilet. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 83/4, 93–96.
- (1954): Sur le Viséen des Jebilet orientales au Sud de l'Oued Tensift. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 121/9, 17–22.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E., & SIEVER, R. (1972): Sand and sandstone. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- PIQUE, A. (1975): Différenciation des aires de sédimentation au NW de la Méséta marocaine: la distension dévono-dinantienne. – C.R. Acad. Sci. (Paris) (D) 281, 767–770.

- PURSER, B. H. (1980): *Sédimentation et diagénèse des carbonates néritiques récents I*. – Technip, Paris.
- (1985): Carbonate-siliciclastic transition in a arid climate: Holocene sedimentation on the Egyptian coast of the Red Sea. – Abstr. 6th europ. IAS reg. Meet., Lerida.
- ROCH, E. (1950): Histoire stratigraphique du Maroc. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 80.
- TERMIER, H. et G. (1960): Paléontologie stratigraphique: Dévonien, Carbonifère, Permien (Mississipien) (p. 154–172). – Masson et Cie, Paris.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate facies in Geologic History. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York.

Manuscrit reçu le 23 juillet 1985

Révision acceptée le 30 avril 1986

