

**PALAEOBOTANICAL IMPLICATIONS ARISING FROM PALYNOLOGICAL
STUDIES OF EOCENE SEDIMENTS FROM THE CONTINENTAL SHELF,
NORTHERN CAPE PROVINCE, SOUTH AFRICA.**

**Les implications paléobotaniques suggérées par l'analyse palynologique de sédiments
éocènes du plateau continental au large de la Province du Cap, Afrique du Sud**

S. E. de VILLIERS *

RESUME

Parmi les palynomorphes récoltés dans les sédiments éocènes du plateau continental au large de la Province du Cap et de la Namibie, ont été identifiés 32 dicotylédonées, 5 monocotylédonées, 4 gymnospermes et 18 plantes à spores. Certains des groupes auxquels appartiennent ces plantes sont encore représentés à l'heure actuelle sur le continent, tels que les Protéacées et les Podocarpacees tandis que d'autres sont probablement éteintes, tels que les Palmiers. Les Restionacées modernes qui sont cependant présentes depuis la Crétacé supérieur, n'ont pas été retrouvées alors que sont présentes certaines Composées (Asteracées) dont l'expansion est réputée ne pas s'être produite avant l'Oligocène.

Le cortège des palynomorphes suggère un paysage forestier tel qu'il a été reconnu sur les continents de l'hémisphère Sud au début du Tertiaire. Le climat devait être humide sans aucune trace d'aridité ni de refroidissement.

ABSTRACT

A series of samples, derived from Eocene sediments on the continental shelf adjacent to the South African/Namibian border, was analysed for palynomorphs. The results were reported in de Villiers (1999 in prep.). A total of 32 dicotyledonous angiosperm, 5 monocotyledonous angiosperm, 4 gymnosperm and 18 spore types were recognised from the sample suite, representing 29 plant groups. Some of the groups have modern representatives living in other parts of South Africa such as the Proteaceae and Podocarpaceae, but most of the others are not found in the region today and probably went extinct, such as the Palmae. The modern Restionaceae have a history in the area since the Late Cretaceous but evidence for their presence was not found, while the Compositae (Asteraceae), which are thought not to have appeared worldwide before the Oligocene, were found in some numbers.

The botanical relationships suggested by the palynomorphs indicate a forested landscape, typical of that known to exist on the southern continents during the early Tertiary, supported by a humid and moist climate with no sign of cooling or aridity.

* Bernard Price Institute for Palaeontology, University of the Witwatersrand, Private Bag 3, WITS 2050, South Africa

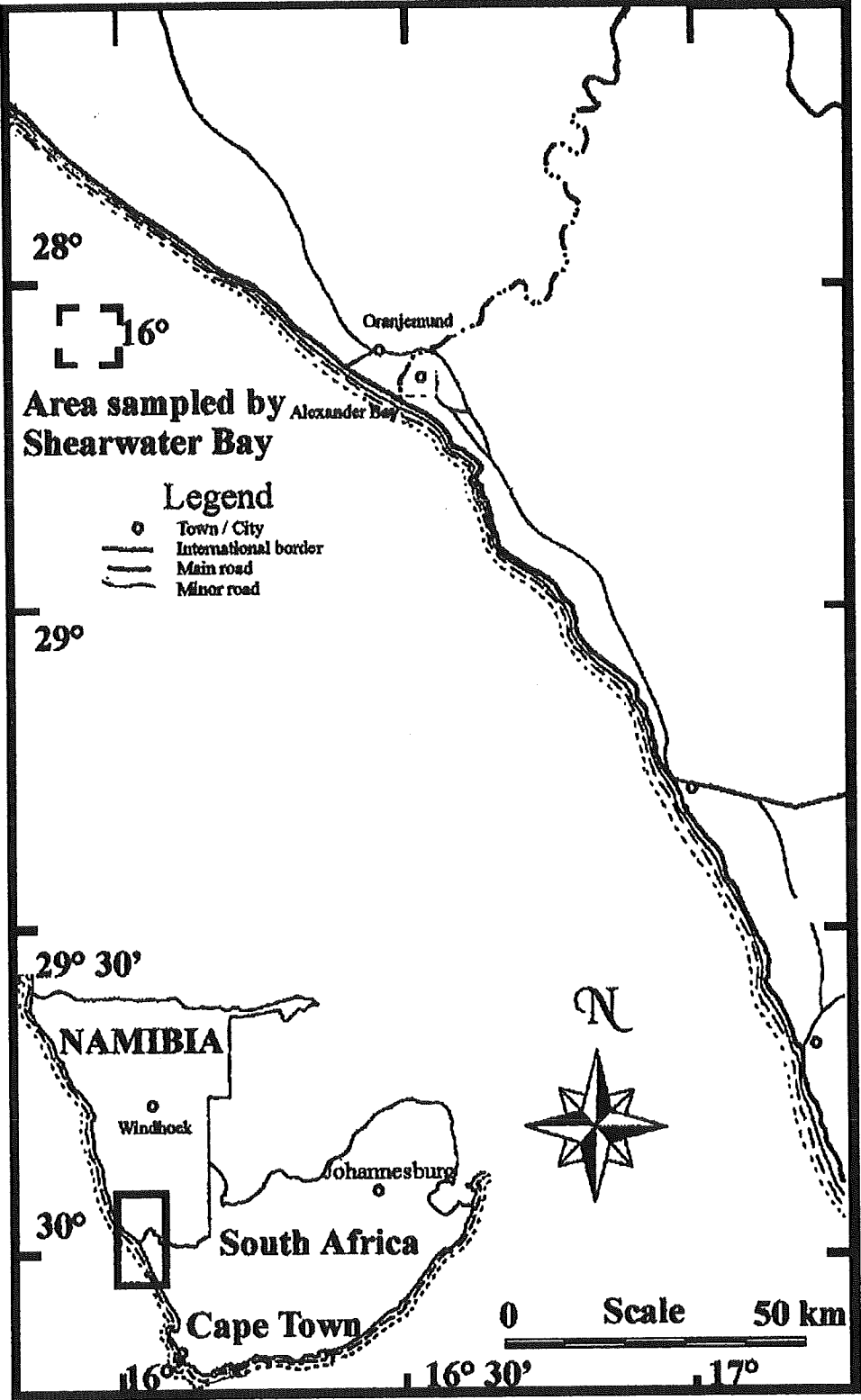


Fig. 1: location of the study area

INTRODUCTION

The terminal Cretaceous to early Tertiary vegetation in southern Africa is best revealed by well-preserved fossil pollen (SCOTT *et al.* 1997). A series of samples containing such material was collected from Eocene sediments on the continental shelf adjacent to the border between South Africa and Namibia by the research vessel "Shearwater Bay". The Eocene date was confirmed independently by the micropalaeontological content of the samples and was confirmed by the palynomorphs. Initial palynological results in the form of descriptions and illustrations were presented in de VILLIERS (1999 in prep). A total of 32 dicotyledonous angiosperm, 5 monocotyledonous angiosperm, 4 gymnosperm and 18 spore types were recognised, representing 29 plant groups. The taxonomic, stratigraphical, geographical and palaeoenvironmental contexts were also explored. The current paper intends to examine aspects of the palaeobotanical situation during the Eocene provided by these sediments such as new evidence for various plant groups previously thought to have been present in the area at the time, indications that common Early Tertiary southern hemisphere elements were not found in Africa and the possibility that the Compositae (Asteraceae) were a common feature of the contemporary vegetation. These trends, together with other lines of evidence, were compiled to suggest the parent Eocene palaeoflora. The climatic regime likely to have been tolerated by it was promoted by modern botanical counterparts.

MATERIALS AND METHODS

Details of the location of the study area, collection methods, laboratory procedures and microscopic techniques were given in de VILLIERS (1999 in prep). The collection site was located 50km west of Oranjemund (Fig. 1).

The palynomorph types were identified where possible according to the literature. A note was made of any modern botanical relationships, and the morphology and climatic tolerance of modern counterparts.

RESULTS

More than half of the 61 palynomorph types under consideration had undoubted botanical affinities. Those with no known affinity or an "artificial" name related only to their morphology as defined by TRAVERSE (1988) comprised approximately 40% and four palynomorph types remained completely unidentified from the literature. This reveals that the parent flora cannot be comprehensively reconstructed in accordance with modern comparisons as a large proportion of the palynomorph types were produced by unknown plants.

The positively identified palynomorphs were derived from a variety of dicot and monocot angiosperm families as well as conifers and lower plants such as ferns and bryophytes. The morphology of their modern relatives ranges from trees and vines to shrubs and herbs.

The overall palynomorph assemblage from the “Shearwater Bay” sample suite did not resemble other assemblages found in South Africa such as that reported by SCHOLTZ (1985) from the Arnot Pipe in Namaqualand of Late Cretaceous/Early Tertiary age, or that reported from Knysna (KIRCHHEIMER 1934). It had various elements in common with the Early Tertiary assemblages reported from palaeochannels found onshore at Koingnaas adjacent to the Namaqualand coastline (de VILLIERS & CADMAN 1998).

The stratigraphic position of the assemblage could not be confirmed by placing it into any established zones, such as those of COETZEE (1978) and COETZEE & ROGERS (1982) from sites in the south-western Cape which were dated as Miocene. From an analysis of the suggested stratigraphic ranges of the palynomorphs encountered, the sediments appeared to be Eocene in age (de VILLIERS 1999 in prep.) which agreed with the micropalaeontological Middle Eocene (Bartonian) age as suggested by McMILLAN (1996).

ESTABLISHED PALAEOFLORA

CRETACEOUS MICROFLORAL PROVINCES

A review of the African flora since the terminal Jurassic was completed by COETZEE (1993). Central to the theme was the development and evolution of the angiosperms at the expense of the Mesozoic gymnospermous flora which underwent widespread extinction. Microfloral provincialism existed worldwide in the Cretaceous and the provinces were defined by HERNGREEN & CHLONOVA (1981) who placed most of the southern hemisphere continents in the Southern Gondwana Province. A common flora was shared until the Senonian (later Upper Cretaceous) when the southernmost regions provided microfloras characterised by *Nothofagidites*, the pollen of the southern beech, while the microfloras of the northernmost regions were characterised by monosulcate pollen related to palms and a great diversity of angiosperm pollen (AXELROD 1976). However, southern Africa, including Madagascar, was represented as an area with unknown affinities lying between the two sub-provinces (HERNGREEN & CHLONOVA 1981). It was subsequently confirmed that southern Africa did not form part of the *Nothofagidites* sub-province (COETZEE 1993).

WESTERN SOUTHERN AFRICAN VEGETATION

Late Cretaceous palaeogeographical maps show that the African plate had drifted significantly northwards by 90Mya (BRIDEN *et al.* 1974). Limited migration occurred between Africa and South America from the uppermost Cenomanian and lowest Turonian as their microfloras began to diverge (COETZEE 1993). Some parallel trends continued, such as the decrease in *Ephedripites* pollen during the Senonian and the appearance of rich diversity in various forms, *eg. Proteacidites, Cupaniedites* and *Triorites* during the Upper Senonian (COETZEE 1993). After the Palaeocene, the floras of Africa and South America became largely distinct.

Southern Africa probably supported temperate rainforest (AXELROD & RAVEN 1978, McLACHLAN & PIETERSE 1978). SCHOLTZ (1985) reported that austral links in the Late Cretaceous, although limited, were stronger than those with tropical Africa. Taxa found in

common with Australia belonged to the Casuarinaceae, Ericaceae, Epacridaceae, Gunneraceae, Proteaceae and Restionaceae. Regionally, a vegetation gradient existed between the more xeric north-western sector of South Africa and the temperate-humid south-western regions (COETZEE 1993). Inland, SCHOLTZ (1985) found evidence for an open canopied dry subtropical forest from the Arnot Pipe.

By the mid-Tertiary, elements of the southern African palaeoflora probably evolved in the tropics and had migrated south, and truly austral plant forms were few (LEVYNS 1964, GOLDBLATT 1978). AXELROD & RAVEN (1978) suggested that the modern Cape Flora was “largely swept” from southwestern Africa into the present fynbos region as a result of drying climates in the Pleistocene.

However, it is possible that the palaeoflora in southern Africa has been unique since the Cretaceous. The southwestern Cape region may have functioned as a refugium for relict groups of Gondwanian origin (DEACON 1983). Possibly the main phytogeographical centres of southern Africa became established as foci of differentiation (or evolutionary centres) much earlier in geological history than currently accepted.

The temperate rainforest dominated by *Podocarpus* survived in isolated areas in southern Africa after the climatic changes in mid-Tertiary times (GOLDBLATT 1978). These changes resulted in widespread extinctions and much speciation, especially of xerophytes (COETZEE 1993). In the south-western Cape, the replacement of subtropical rainforest by Fynbos in the Early Pliocene was an important event in the floral history of this region. Elements of the Fynbos may have been present during the Palaeocene in Namaqualand (COETZEE 1993).

DISCUSSION

The palaeoflora of the Eocene from southern Africa is not well known (LINDER *et al.* 1992). Palynological research completed on the “Shearwater Bay” sample suite is thus a crucial node in the construction of a Cretaceous-Tertiary regional stratigraphic framework due to the paucity of sites providing suitable information.

Many representatives of the numerous angiosperm orders were already present in southern Africa by the Late Cretaceous (RAVEN & AXELROD 1974). This discussion focusses on selected plant groups which have established connections with the palynomorphs found in the “Shearwater Bay” sample suite, namely the Arecaceae (Palmae), Proteaceae, Liliaceae, Loranaceae, Asteraceae (Compositae), and Podocarpaceae. Other groups, remarkable for their absence, are also briefly discussed, such as the Restionaceae, Iridaceae, Ericaceae and Bruniaceae.

ARECACEAE (PALMAE)

The assemblage contains approximately 10% monolete pollen, which could be possibly related to palms. However, similar pollen also occurs in the Amaryllidaceae, Cyclanthaceae and Liliaceae (ERDTMAN 1966) as well as the Cycadales and Bennettitales (WODEHOUSE 1935).

The monolete pollen grains in the assemblage were assigned to *Arecipites*, *Echimonolepites*, *Liliacidites* and *Monoletopollenites*. A large proportion (35%) was identified

as *Arecipites*, which is often related to the Palmae rather than other monocots or cycads (NICHOLS *et al.* 1973). The other genera are not exclusively related to palms. *Monocolpopollenites* in particular is a form-genus containing species of various botanical affinities.

Palm pollen was to be expected in the “Shearwater Bay” assemblage as the Palmae probably originated in West Gondwana (RAVEN & AXELROD 1974). They are well known throughout the Late Cretaceous and Tertiary in tropical regions and constituted the dominant form in the Palmae Province of HERNGREEN & CHLONOVA (1981), but the amount of Palmae pollen found in this assemblage does not conclusively link southern Africa with the Palmae Province. Palms were subsequently decimated in Africa (RAVEN & AXELROD 1974) and it appears that conditions along southern Africa’s west coast during the Eocene were suitable only for the hardiest survivors. They do not form part of the Fynbos or the modern Namaqualand vegetation.

PROTEACEAE

Pollen identified as *Proteacidites* was found consistently in minor amounts in the “Shearwater Bay” samples and is also known from all the other southern African sites such as Arnot, Knysna and Noordehoek. The Proteaceae migrated to Africa in the Late Cretaceous after their initial diversification in Australia (RAVEN & AXELROD 1974) and are an integral part of today’s Fynbos, thus they probably formed an important component of the Eocene paleoflora. *Proteacidites* is a pollen type widely distributed in the southern hemisphere in the Late Cretaceous (MULLER 1981). Interestingly, proteaceous fossil pollen from South Africa resembles that of Antarctica in its uniform nature with little sculpturing. Possibly the route taken by the migrating flora was via the Antarctic temperate route. The modern counterparts are evergreen shrubs and less often trees, although some are rainforest trees (CRONQUIST 1981) and they represent one of the relict elements of the ancient rainforest. South Africa is one of the groups’ two centres of diversification and they may have survived because of their ability to tolerate nutrient-poor soil and seasonal rainfall.

LILIACEAE

Liliaceous pollen is difficult to differentiate from other monocot pollen types. Similar pollen is thought to be the earliest monocotyledonous pollen type and survives in a number of families (MULLER 1981). The modern Liliaceae are insect-pollinated and the pollen is not easily borne by air (van ZINDEREN BAKKER 1953) thus ancient members of the group with similar pollination mechanisms will not readily be incorporated into geological deposits. Much of the monocolpate pollen found in the “Shearwater Bay” samples was attributed to *Liliacidites* but it may represent other monocot families as well as the Liliaceae. However, liliaceous geophytic herbs are common in today’s Fynbos and are thought to have had widespread dispersal throughout the Late Cretaceous and Tertiary (RAVEN & AXELROD 1974) thus the group is likely to have had representatives in South Africa’s Eocene palaeoflora.

LORANTHACEAE

Little Loranthaceous pollen was found. The Loranthaceae are a southern hemisphere temperate group which evolved in South America and Australasia and then spread north through Asia and southward into Africa during the early Tertiary (AXELROD & RAVEN 1978). The fossil

form, *Gothanipollis*, is well known in Tertiary deposits worldwide. Modern Loranthaceae are widely distributed throughout South Africa. The modern counterparts are hemiparasitic evergreen shrublets which choose trees as hosts, adding substance to the evidence for the rainforests in the area during the Early Tertiary.

ASTERACEAE (COMPOSITAE)

Pollen related to this group are omnipresent in the “Shearwater Bay” samples in large numbers. A total of 15 - 25% of the assemblages comprise specimens of *Tubulifloridites*.

The pollen of the Asteraceae is distinctive in having a thick multi-layered exine and supra-ectal sculpturing. Fossil Asteraceous pollen can be divided into two main groups, the echinate tubiflorae type and the lophate liguliflorae type (MULLER 1981). The former is probably the more primitive.

The Asteraceae were widely thought not to have evolved before the early Miocene (RAVEN & AXELROD 1974, MULLER 1981). However, recently the tubiflorae type have been found in older sediments, such as from the late Oligocene in Argentina by BARREDA (1993) and from Palaeogene southern African shelf sediments (SCOTT *et al.* 1997). At Koinaas, a site in Namaqualand, palynomorphs thought to be early Compositae (*Tubulifloridites antipodica*) were found in Palaeo-Eocene sediments (de VILLIERS & CADMAN 1999 in prep).

As several species of *Tubulifloridites* were recognised in the “Shearwater Bay” samples, the Asteraceae appear to not only be older than originally thought, but also to have undergone considerable diversification by Eocene times. Lophate forms have still not been reported from earlier than the Miocene and were not found in the “Shearwater Bay” samples.

The worldwide diversification of the Asteraceae is allied to the expansion of semi-arid conditions, similar to the situation found in southern Africa during the Early Tertiary. The Fynbos is now a centre of endemism for the Asteraceae and they are widespread in South Africa.

PODOCARPACEAE

Forests rich in podocarps and araucarians covered South Africa and all the southern continents in pre-Albian times but by the end of the Turonian, many archaic gymnosperms became extinct worldwide (COETZEE 1993). Several different species of *Podocarpidites* broadly similar to those found in other southern African microfloras (MCLACHLAN & PIETERSE 1978, COETZEE 1978) were seen in the “Shearwater Bay” assemblage. However, SCHOLTZ (1985) noted that the Arnot palaeoflora had a high proportion of araucarian pollen. This appears to be an isolated incidence as other palaeofloras of similar age elsewhere such as south-eastern Australia were dominated by podocarps. No araucarian pollen was found in the “Shearwater Bay” assemblage. The isolated Arnot result may indicate that the interior of Africa was already becoming relatively drier (SCHOLTZ 1985).

The Podocarpaceae are now restricted to relict forests such as that at Knysna.

RESTIONACEAE

No pollen attributable to the Restionaceae was found in the “Shearwater Bay” assemblage. Representatives were found at Arnot and Knysna and the group has a long evolutionary history in Africa as well as comprising an important part of the Fynbos (SCHOLTZ 1985). Their absence here may suggest that the local environmental conditions were not suitable, for example that the forest was too close to permit their development.

IRIDACEAE

The Iridaceae produce monocolpate pollen similar to that of the Amaryllidaceae and Liliaceae (ERDTMAN 1956) of a great variety of types. The plants are insect-pollinated and are unlikely to be preserved in geological deposits (van ZINDEREN BAKKER 1953) and as such are not reported in the literature. The Iridaceae probably developed in Africa during the Palaeogene (RAVEN & AXELROD 1974) and are an important part of the modern Cape flora. It is probable that some of the monocolpate pollen found in the “Shearwater Bay” assemblage, attributed to the Palmae, could actually be related to the Iridaceae.

ERICACEAE

Ericaceae produce psilate tricolporate pollen united in tetrads (MARTIN 1973). They are a common component of the Fynbos. Ericaceous pollen was found at Arnot and Koingnaas but not in the “Shearwater Bay” assemblage or at Knysna. Possibly the Ericaceae were absent for similar reasons to that of the Restionaceae.

BRUNIACEAE

Modern Bruniaceae produce pollen with a variety of morphology (HALL 1988). None of the more distinctive types were seen in the “Shearwater Bay” assemblage, but the Bruniaceae also produce tricolporate forms which are commonplace. As the group is thought to have long-term palaeoendemism in the Cape region (HALL 1988), possibly some of the specimens placed within *Rhoipites* sp could have been produced by ancient Bruniaceae.

CONCLUSIONS

The Eocene sediments deposited on the continental shelf adjacent to the west coast of South Africa were sampled by the research vessel “Shearwater Bay” and analysed palynologically. The stratigraphic age bracket indicated by the retrieved pollen and spores agreed with the age estimated on the microforaminiferal content of associated sediments.

Approximately half the palynomorphs could not be related to modern plant groups, and thus a considerable part of the parent flora must have gone extinct during climatic changes during the later part of the Tertiary. However, strong indications exist to confirm the existence in South Africa of the rainforest common to all southern continents during the Early Tertiary. While *Nothofagidites*, the pollen of the southern beech, has never been found, pollen representing other

forest trees such as podocarps constituted a large part of the assemblage. Evidence for plants parasitic on trees was also found. While little of the assemblage had any botanical affinity with the modern local vegetation dominated by Mesembryanthemumaceae, elements of relict floras such as the Fynbos were apparant, in the form of Proteaceae pollen.

ACKNOWLEDGEMENTS

The Palaeontology Department of the South African Museum, Cape Town, provided generous use of their facilities during the preparation of this paper. The staff of the Bernard Price Institute for Palaeontology, University of the Witwatersrand, supplied technical assistance with the maceration of sample material.

REFERENCES

- AXELROD, D. I., (1976). The role of Plate Tectonics in Angiosperm History. In: GRAY, J. AND BOUCOT, A. J., (Eds.), *Historical Biogeography, Plate Tectonics and the Changing Environment - Proc. 37th Ann Biology Colloquium and selected papers*. pp. 435 - 447.
- AXELROD, D. I. & RAVEN, P. M., (1978). Late Cretaceous and Tertiary vegetation history of Africa. In: WERGER, M. J. A., (Ed.), *Biogeography and ecology of Southern Africa* 1, pp.77-130. Junk, The Hague.
- BARREDA, V. D., (1993). Late Oligocene? - Miocene of the Families Compositae, Malvaceae and Polygonaceae from the Chenque Formation, Golfo San Jorge Basin, Southeastern Argentina. *Palynology*, 17, 169-186.
- BRIDEN, J. C., DREWRY, G. E. & GILBERT SMITH, A., (1974). Phanerozoic Equal Area World Maps. *Jour. Geol.* 82, 555-574.
- COETZEE, J. A., (1978). Climatic and biological changes in south-western Africa during the Late Cainozoic. *Palaeocology of Africa*, 10, 13-29.
- COETZEE, J. A., (1993). African Flora since the Jurassic. In: GOLDBLATT, P. (Ed.), *Biological Relationships between Africa and South America*. Yale Univ. Press, London.
- COETZEE, J. A. & ROGERS, J., (1982). Palynological and lithological evidence for the Miocene palaeoenvironment in the Saldana region, (South Africa). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 39, 71-85.
- CRONQUIST, A. (1981). *An integral system of classification of flowering plants*. Columbia, New York.
- DEACON, H. J. (1983). An introduction to the Fynbos region, time scales and palaeoenvironments. In: DEACON, H. J. *et al* (Eds.) *Fynbos palaeoecology: A preliminary synthesis*. South African National Scientific Programmes Rept no 75. 1-17.
- DETTMANN, M. E. (1973). Angiospermous pollen from Albian to Turonian sediments of eastern Australia. *Spec. Publs. Geol. Soc. Aust.*, 4, 3-34.

- de VILLIERS, S. E., (1997). The palynology of Tertiary sediments from a palaeochannel in Namaqualand. Unpubl. PhD thesis, Univ. Wits.
- de VILLIERS, S. E., (1999) (in prep). Palynology of Eocene sediments from the continental shelf, Northern Cape Province, South Africa.
- de VILLIERS, S. E. & CADMAN, A., (1998). The palynology of Tertiary sediments from a palaeochannel in Namaqualand, South Africa. *Palaeont. afr.*, 34, 69-99.
- de VILLIERS, S. E. & CADMAN, A., (1999) (in prep) An analysis of the palynomorphs found at Koningnaas, Namaqualand, South Africa.
- ERDTMAN, G., (1966). *Pollen morphology and plant taxonomy. Angiosperms* Hafner publishing company.
- GOLDBLATT, P., (1978). An analysis of the flora of southern Africa : Its' characteristic relationships and origins. *Ann. Miss. Bot. Gard.*, 65, 369-436.
- HALL, A. V., (1988). Systematic palynology of the Bruniaceae. *Bot. Jour.Linn. Soc.*, 96, 285-296.
- HERNGREEN, G. F. W. & CHLONOVA, A. F., (1981). Cretaceous microfloral provinces. *Pollen and spores*, 23, 441-555.
- KIRCHHEIMER, F., (1934). On pollen from the upper Cretaceous dysodil of Banke, Namaqualand (South Africa). *Trans. R. Soc. S. Afr.*, 21, 41-50.
- LEVYNS, M. R., (1964). Migrations and origins of the Cape Flora. . *Trans. R. Soc. S Afr.*, 37, 85-107.
- LINDER, H. P., MEADOWS, M. E. & COWLING, R. M., (1992). History of the Cape Flora. In: COWLING, R. M. 1992. (Ed.) *The ecology of Fynbos*. Oxford Univ. Press Cape Town.
- MARTIN, H. A., (1973). The palynology of some Tertiary and Pleistocene deposits, Lachlan River Valley, New South Wales. *Aust. J. Bot. (Suppl.)*, 6, 1-57.
- McLACHLAN, I. R. & PIETERSE, E., (1978). Preliminary palynological results: Site 361, Leg 40, *Deep Sea Drilling Project*. 4: 857-881. In: BOLLI, H. M. *et al* (Eds), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 50. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla.
- McMILLAN, I., (1996). Unpublished company report.
- MULLER, J., (1981). Fossil pollen records of extant angiosperms. *Botanical Review*, 47,1, 1-142.
- NICHOLS, D.J., TATE AMES, H. & TRAVERSE, A., (1973). On *Arecipites* Wodehouse, *Monocolpopollenites* Thomson & Pflug, and the species *Monocolpopollenites tranquillus*. *Taxon*, 22, 2/3, 241-255.
- RAVEN, P. H. & AXELROD, D. I., (1974). Angiosperm biogeography and past continental movements. *Ann. Miss. Bot. Gard.*, 61, 3, 539-673.
- SCHOLTZ, A., (1985). The palynology of the upper lacustrine sediments of the Arnot Pipe, Banke, Namaqualand. *Ann. S. Afr. Mus.*, 95, 1-109.
- SCOTT, L., ANDERSON, H. M., & ANDERSON, J. M., (1997). Vegetation history. In: COWLING, RICHARDSON & PIERCE (Eds.) Cambridge University Press. *Vegetation of southern Africa*

TRAVERSE, A., (1988). *Palaeopalynology*. Unwin Hyman.

van ZINDEREN BAKKER, E. M., (1953). *South African pollen grains and spores (Part 1)*. Balkema, Cape Town.

WODEHOUSE, R. P., (1935). *Pollen grains*. McGraw Hill.

**AGE AND BIOGEOGRAPHIC LINKS OF PALYNOMORPH ASSEMBLAGES
FROM THE DINOSAUR BEDS OF TENDAGURU
(LATE JURASSIC, TANZANIA)**

**Age et connexions biogéographiques des assemblages palynologiques
des couches à Dinosaures de Tendaguru (Jurassique Supérieur, Tanzanie)**

E. SCHRANK *

RESUME

Les dépôts de Saurien moyen et les dépôts sus-jacents de Smeei ont livré des assemblages de miospores et de dinoflagellés à Mendicodinium quadratum suggérant un âge Kimmeridgien à Tithonien pour certaines couches à Dinosaures de Tendaguru.

La présence de pollen de Podocarpus (bisaccates et trisaccates) souligne une nette affinité sud-Gondwanienne de l'assemblage palynologique.

SUMMARY

The Middle Saurian beds and the overlying Smeei Beds have yielded miospore and dinoflagellate assemblages with Mendicodinium quadratum suggesting a Kimmeridgian to Tithonian age for parts of the dinosaur beds at Tendaguru. The presence of common podocarpaceous pollen (bisaccates and trisaccates) indicates a distinctly South Gondwanan affinity of the terrestrially-derived palynomorph assemblage.

INTRODUCTION

Between 1909 and 1913 the now famous dinosaur deposits of Tendaguru, southeastern Tanzania, were exploited in the framework "of one of the greatest multidisciplinary paleontological expeditions of all time" (RUSSEL *et al.* 1980, ZILS *et al.* 1995). Most of the material collected during that expedition is now kept in the Museum für Naturkunde in Berlin. In addition to the spectacular mounted dinosaur skeletons in the museum exhibitions, there

* Institut f. Angew. Geowiss. II; TU Berlin, Sekr. EB 10, Ernst-Reuter-Platz 1, D-10587 Berlin, Germany.
e.schrank@tu-berlin.de

is a wealth of sediment and fossil material in the storerooms of the museum which is still unstudied. More than one hundred sediment samples have been selected from this material and studied in order to obtain new palynological information. Although many samples proved to be barren (because of tropical weathering), poor in palynomorphs or contaminated by recent or sub-recent material, it was possible to extract two indigenous palynological assemblages from nine productive samples.

PREVIOUS STUDIES ON PALYNOMORPHS FROM THE TENDAGURU LOCALITY

JARZEN (1981) published a preliminary report which was based on nine samples from Tendaguru Hill. Six of these samples were derived from old collections of the German Tendaguru Expedition, and three samples were collected by Russel & Beland in October 1978. One of the newly collected samples, from the Upper Saurian Bed, yielded a few palynomorphs, the others were barren. The only productive sample was reported to contain mainly *Classopollis* and *Araucariacites* in addition to rare, enigmatic angiosperm pollen (? *Clavatipollenites*, *Tricolpites* sp. A, *Stephanocolpites* sp. A, ? triporate grain). Its palynological age was given as "neither older than Upper Jurassic nor younger than Lower Cretaceous" (JARZEN 1981).

NEW PALYNOLOGICAL RESULTS

The nine productive samples considered in the present paper yielded two palynological assemblages. The first assemblage, informally called *Anapiculatisporites-Densoisporites-Trisaccites* assemblage, is from the Middle Saurian Beds. The second one, the *Barbatacysta-Pareodinia* assemblage, is from the *Smeei* Beds named after the pelecypod *Trigonia smeei*. A third palynoflora from the Upper Saurian Beds contains rare tricolpate and tricolporate angiosperm pollen associated with common *Rhizophagites* remains, an organic-walled microfossil produced among others by mycorrhizal fungi. The presence of the latter suggests contamination by modern material (Tab. I).

L'assemblage 1 from the Middle Saurian Beds is largely terrestrially-derived. However, the presence of dinoflagellate (?) species (e.g. *Mendicodinium quadratum*) and of a fresh-water alga (*Ovoidites parvus*) indicate deposition in an aquatic environment, possibly with weak marine (?) influence. Among the terrestrially-derived palynomorphs are bryophytic and pteridophytic spores in addition to common gymnosperm pollen, mainly *Classopollis* and bisaccates, but also trisaccates, *Araucariacites*, *Callialasporites* and others.

The vegetation reflected by this assemblage comprises hygrophilous bryophyte and pteridophyte communities on the wet sites, and a conifer vegetation with Cheirolepidaceae, Podocarpaceae and Araucariaceae in some distance from the aquatic sites of sedimentation.

L'assemblage 2 from the *Smeei* Beds (*smeei* conglomerate and overlying shale) yielded an association of marine dinoflagellates (chorate cysts, *Cleistosphaeridium*, *Cometodinium*, *Cyclonephelium*, *Dingodinium*, *Gonyaulacysta*, *Meiourogoniaulax*, *Pareodinia*, *Sentusidinium*), *Mendicodinium quadratum* and gymnosperm pollen as mentioned above.

Tab.I. Summary of palynological results from the Tendaguru Beds

Stratigraphic unit	Palynological assemblage	Key palynomorphs	Interpretation
Upper Saurian Beds	(3) <i>Rhizophagites</i>	Hyphae and other fungal remains, bisaccates, tricolpates, tricolporates, triporates	Contaminated from recent and subrecent sources
<i>Smeei</i> Beds	(2) <i>Barbatacysta</i> - <i>Pareodinia</i>	Phytoplankton, mainly marine <i>Barbatacysta creberbarbata</i> <i>Circulodinium distinctum</i> <i>Cleistosphaeridium</i> ? spp. <i>Dingodinium tuberosum</i> <i>Lithodinia</i> sp. cf. <i>L. jurassica</i> <i>Mendicodinium quadratum</i> <i>Pareodinia angulata</i> <i>Pareodinia brevicornuta</i> Gymnosperm pollen <i>Alisporites</i> spp. <i>Trisaccites microsaccatus</i> <i>Araucariacites australis</i> <i>Callialasporites trilobatus</i> <i>Classopollis</i> spp.	Kimmeridgian to Tithonian. Marine environment. Influx from a terrestrial vegetation dominated by conifers.
Middle Saurian Beds	(1) <i>Anapiculatisporites</i> - <i>Densoisporites</i> - <i>Trisaccites</i>	Phytoplankton (marine ?) <i>Cleistosphaeridium</i> ? spp. <i>Mendicodinium quadratum</i> Freshwater plankton <i>Ovoidites parvus</i> Spores <i>Matonisporites equixinus</i> <i>Todisporites minor</i> <i>Concavisporites jurienensis</i> <i>Foraminisporis dailyi</i> <i>Anapiculatisporites dawsonensis</i> <i>Densoisporites velatus</i> Gymnosperm pollen <i>Alisporites</i> spp. <i>Phrixipollenites</i> sp. <i>Podocarpidites ellipticus</i> <i>Trisaccites microsaccatus</i> <i>Araucariacites australis</i> <i>Callialasporites dampieri</i> <i>Classopollis</i> spp.	Kimmeridgian to Tithonian. Aquatic environment, marine influence is possible but questionable. Influx from a terrestrial vegetation comprising bryopytic, pteridophytic and coniferous elements.
Nerinea Beds			
Lower Saurian Beds			
Basement			

PALYNOLOGICAL AGE OF THE TENDAGURU ASSEMBLAGES

A useful biostratigraphic marker occurring in the Middle Saurian Beds and in the overlying *Smeei* Beds is *Mendicodinium quadratum*. Previous records of this species are from the Lower Kimmeridgian to Tithonian of India (KUMAR 1987), the Middle Oxfordian to Tithonian of Madagascar (DINA 1996) and the topmost Kimmeridgian to earliest Tithonian of Kenya (JIANG *et al.* 1992). Therefore the age of the Tendaguru assemblages is interpreted as Kimmeridgian to Tithonian. This is consistent with evidence from fossil invertebrates and with the overall composition of the dinoflagellate and miospore assemblages although many of the latter are stratigraphically long-ranging.

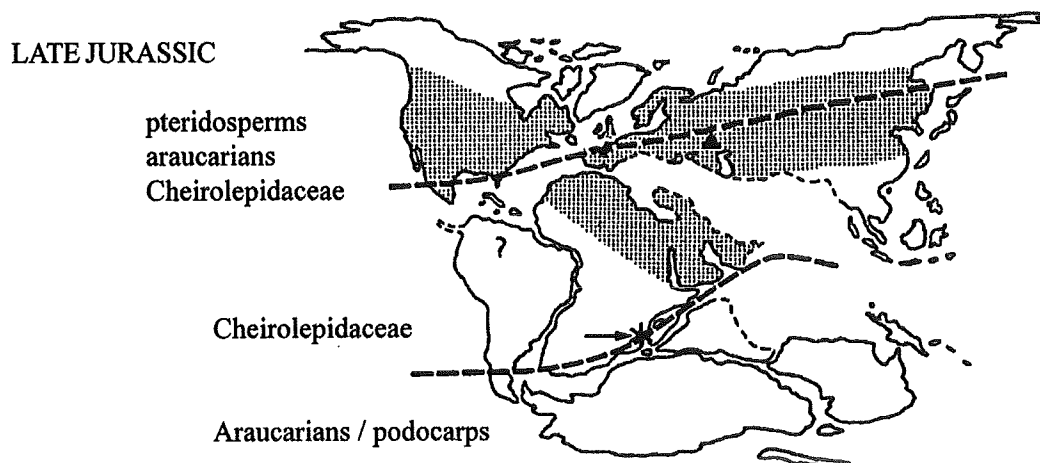


Fig.1. Position of the dinosaur locality Tendaguru (arrow) on a map showing Late Jurassic vegetation zones (from PLAYFORD & DETTMANN 1996). The distribution of *Anemia* (*Cicatricosisporites*) (stippled) may include Madagascar and Argentina according to sources cited in Tab.II.).

POLLEN AND SPORE ASSEMBLAGES FROM TENDAGURU IN THE CONTEXT OF LATE JURASSIC VEGETATIONAL ZONES

During the Late Jurassic, three major palaeovegetational zones may be distinguished according to DETTMANN & CLIFFORD (1992) and PLAYFORD & DETTMANN (1996): (1) a northern, Laurasian zone with pteridosperms, araucarians and Cheirolepidaceae, (2) an equatorial, North Gondwanan zone with dominating Cheirolepidaceae and (3) a South Gondwanan zone with araucarians and podocarps. If the Tendaguru locality is plotted on the palaeobiogeographic map for the Late Jurassic by PLAYFORD & DETTMANN (1996), it is situated at or very close to the borderline between the North and South Gondwanan zones (Fig. 1).

A closer look at the distribution of certain miospore types in Gondwana (Tab.II.) shows that the South Gondwanan zone, which is characterized by the presence of bisaccate and trisaccate pollen (podocarps), is bordered to the north by a transitional zone (Kilwa area, southeastern Tanzania; Khartoum Basin, Sudan) where trisaccate pollen are absent, but bisaccates are still present. Both, tri- and bisaccate pollen are usually absent from Kimmeridgian-Tithonian assemblages of North Gondwana. The bisaccates from the Upper Jurassic of the Algerian and Tunisian Sahara (Tab.II.) may have South Laurasian rather than South Gondwanan affinities. *Cicatricosisporites*, *Cycadopites* and *Eucomiidites* are examples of miospore genera which are more common in North than in South Gondwanan localities

	Southern Gondwana					Transitional		Northern Gondwana			
Taxa ↓ Area →	Arg	Aus	Mad	Ten	Tan	Sud	Sah	Lib	Kah	Bet	Sin
Dinoflagellates	+	+	+	+	+		+	+	+		+
Psilate spores	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Verrucate and granulate spores	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Reticulate and foveolate spores	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Cicatricosisporites</i> , <i>Appendicisporites</i>	+		+			+	+	+	+	+	+
<i>Densoisporites</i>		+	+	+			+				
<i>Araucariacites</i> , <i>Inaperturopollenites</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Callialasporites</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Cycadopites</i>	+		+		+	+	+	+	+		+
<i>Eucomiidites</i>	+					+	+	+	+	+	
<i>Classopollis</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Bisaccates	+	+	+	+	+	+	+				
Trisaccates	+	+	+	+							

Tab.II. Distribution of some major palynomorph types in the Kimmeridgian-Tithonian of selected Gondwanan localities. Sources: **Arg**, Neuquén Basin, Argentina (VOLKHEIMER & QUATTROCCHIO 1981); **Aus**, Australia (FILATOFF 1975, HELBY et al. 1987); **Mad**, Morondava Basin, Madagascar (DINA 1996); **Ten**, Tendaguru, southeastern Tanzania (present paper); **Tan**, Kilwa area, southeastern Tanzania (BALDUZZI et al. 1992); **Sud**, Khartoum Basin, Sudan (AWAD 1994); **Sah**, western Sahara (Algeria, Tunisia, REYRE 1973); **Lib**, northeast Libya (THUSU et al. 1988); **Kah**, Kahraman 1, NW Egypt (IBRAHIM & SCHRANK 1996); **Bet**, Betty well no. 1 and Ghazalat well no. 1, NW Egypt (ABDELMALIK et al. 1981); **Sin**, north Sinai (IBRAHIM & EL BEIALY 1995).

The presence in the Tendaguru flora of podocarps represented by bisaccate and trisaccate pollen clearly shows its close relationship with the South Gondwanan zone. Relatively low diversity of the spore assemblage and abundance of the generally xeropytic Cheirolepidaceae (*Classopollis*) may be related to seasonal dryness in the southern semiarid zone.

REFERENCES

- ABDELMALIK, W.M., ABOUL ELA, N.A. & EL-SHAMAA, E.G. (1981). Upper Jurassic-Lower Cretaceous microflora from north-western Desert, Egypt. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 162, 2, 244-263, Stuttgart.
- AWAD, M.Z. (1994). Stratigraphic, palynological and palaeoecological studies in the east-central Sudan (Khartoum and Kosti Basins), Late Jurassic to Mid-Tertiary. *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A*, 161, 1-163, Berlin.
- BALDUZZI, A., MSAKY, E., TRINCIANTI, E. & MANUM, S.B. (1992). Mesozoic Karoo and post-Karoo formations in the Kilwa area, southeastern Tanzania - a stratigraphic study based on palynology, micropalaeontology and well log data from the Kizimbani well. *Journal of African Earth Sciences*, 15 (3/4): 405-427, London.
- DETTMANN, M.E. & CLIFFORD, H.T. (1992). Phylogeny and biogeography of *Ruffordia*, *Mohria* and *Anemia* (Schizaeaceae) and *Ceratopteris* (Pteridaceae): evidence from in situ and dispersed spores. *Alcheringa*, 16: 269-314, Adelaide.

- DINA, A. (1996). Geologie und jurassische Palynologie des südlichen Morondava-Beckens, Madagaskar.- 137 pp., Dissertation, Technische Universität Berlin.
- FILATOFF, J. (1975). Jurassic palynology of the Perth Basin, Western Australia. *Palaeontographica*, Abt. B, 154 (1-4): 1-113, Stuttgart.
- HELBY, R., MORGAN, R. & PATRIDGE, A.D. (1987). A palynological zonation of the Australian Mesozoic. Memoir of the Association of Australasian Palaeontologists 4: 1-94, Sydney.
- IBRAHIM, M. & EL BEIALY, S.Y. (1995). Kimmeridgian-Barremian palynostratigraphy of the Malha-1 well, north Sinai, Egypt. *Sciences Géologiques, Bulletin*, 48, (4): 187-209, Strasbourg.
- IBRAHIM, M. & SCHRANK, E. (1996). Palynological studies on the Late Jurassic-Early Cretaceous of the Kahraman-1 well, northern Western Desert, Egypt.in: *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud: Actes Colloques*, Angers 1994: 611-629, Pau.
- JARZEN, D.M. (1981). A preliminary report on the palynomorphs recovered from Tendaguru Hill (Tanzania). *Pollen et Spores*, 23: 149-163, Paris.
- JIANG, Q., MUNGAI, M.W., DOWNIE, C. & NEVES, R. (1992).: Late Jurassic dinoflagellate assemblages of the Mto Panga Quarry, Mombasa, Kenya. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 74: 77-100, Amsterdam.
- KUMAR, A. (1987).: Additional dinocysts and acritarchs from the Middle Member (Lower Kimmeridgian-Tithonian) of the Jhuran Formation, Kachchh, India. *Revista Española de Micropaleontología*, 19(2): 239-249, Madrid.
- PLAYFORD, G. & DETTMANN, M.E. (1996). Spores.- In: JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, vol. 1: 227-260, Houston.
- REYRE, Y. (1973). Palynologie du Mésozoïque Saharien.- Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Nouvelle Série, Série C 27: 1-284, Paris.
- RUSSELL, D., BÉLAND, P. & MCINTOSH, J.S. (1980). Paléoecology of the dinosaurs of Tendaguru (Tanzania). *Mémoires de la Société géologique de France*, N.S.139: 169-175, Paris.
- THUSU, B., VAN DER EEM, J.G.L.A., EL-MEHDAMI, A. AND BU-ARGOUB, F. (1988). Jurassic-Early Cretaceous palynostratigraphy in northeast Libya.- In: El-Arnauti, A., OWENS, B. and THUSU, B. (ed.), *Subsurface Palynostratigraphy of Northeast Libya*: 171-213, Garyounis University Publications, Benghazi.
- VOLKHEIMER, W. & QUATTROCCHIO, M.E. (1981). Distribucion estratigrafica de los palinomorfos Jurásicos y Cretácicos en la Faja Andina y areas adyacentes de América del Sur Austral con especial consideracion de la Cuenca Neuquina.- in: *Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico: Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur* 2: 407-444, Buenos Aires.
- ZILS, W., WERNER, C., MORITZ, A. & SAANANE, C. (1995): Tendaguru, the most famous dinosaur locality of Africa. Review, survey and future prospects.- *Documentae naturae*, 97, 1-41, München

**PALYNOLOGIE DU DEVONIEN TERMINAL-CARBONIFERE
DANS LE BASSIN DE BERKINE
(SAHARA ORIENTAL ALGERIEN)
APPARITION DES POLLENS STRIÉS DANS LE DOMAINE SAHARIEN**

**Palynology of the uppermost devonian-carboniferous in the Berkine Basin
(Eastern Algerian Sahara)
First appearance of Striatiti Pollens on the Saharan Platform**

F. ABDESSELAM-ROUIGHI*, R. COQUEL** & B. FEKIRINE*

ABSTRACT

The two wells studied (HFR1 and Had1) are located in the Berkine basin (Algerian Sahara).

The microflora shows strong similarities with those already described more in the south in the Illizi basin (ATTAR et al., 1980) and Ghadames basin (MASSA et al., 1980). The palynozones established in these basins have been recognized.

A material more favorable has permitted to define the palynological associations in the Namurian "E" (= lower part of El Adeb Larache). In the associations the Lycospora pusilla (Ibrahim), SCHOPF et al. are generally very abundant, the monosaccate pollens (Potonieisporites) are common. Taeniate bisaccate forms are present (Protohaploxypinus, Striatites). In Illizi-Ghadames syncline, their first appearance occurs probably in the upper Bashkirian. But it is not before the upper Moscovian that it will represent an important component in the palynological associations.

RESUME

Les deux sondages étudiés, HFR1 et Had1, sont situés dans le bassin de Berkine (Sahara algérien). En dehors du Réservoir F2, aucune étude palynologique du Dévonien terminal-Carbonifère n'avait été entreprise dans ce secteur.

La microflore présente d'étroites similitudes avec celles déjà décrites plus au sud dans les bassins d'Illizi (ATTAR et al., 1980) et de Rhadamès (MASSA et al., 1980). Les palynozones établies dans ces bassins ont été reconnues.

Un matériel plus favorable a permis de préciser le contenu du Namurien "E" (= partie inférieure de la Formation d'El Adeb Larache) d'âge bachkirien-moscovien inférieur. Dans des associations généralement

* SONATRACH, Centre de Recherche et de Développement, Avenue du 1^{er} Novembre - 35000 Boumerdès - Algérie.

** Université des Sciences et Technologies de Lille, Laboratoire de Paléobotanique, UPRESA 8014 - 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex - France.

dominées par *Lycospora pusilla* (Ibrahim) SCHOPF et al., les pollens monosaccates (*Potonieisporites*) sont communs. Des pollens disaccates striés (*Protohaploxypinus*, *Striatites*) ont également été observés. Dans la synéclyse Illizi-Rhadamès, leur apparition se situe probablement fin Bachkirien, mais ce n'est qu'à partir du Moscovien supérieur qu'ils constitueront sur la plate-forme saharienne un élément important des associations palynologiques.

INTRODUCTION

Les sondages HFR1 et Had1, objet de ce travail, ont été réalisés dans le bassin de Berkine. Il appartient avec les bassins d'Illizi et de Rhadamès à un même et vaste ensemble connu sous le nom de synéclyse d'Illizi-Rhadamès, située en grande partie sur le territoire algérien et libyen (Fig. 1).

Les deux sondages sont relativement peu éloignés l'un de l'autre (70 km), mais par rapport aux sondages déjà étudiés, tant en Algérie (ATTAR *et al.*, 1980) qu'en Libye (MASSA *et al.*, 1980), les distances sont importantes. Ils sont situés à 180-190 km au Nord des puits du môle d'Ahara (Te 101....) et à environ 200 km du puits de référence libyen A1-49. Ils sont également très éloignés des coupes de terrain du sud de la synéclyse (plus de 300 km). Il en résulte que les corrélations lithologiques entre affleurements et sondages demeurent difficiles à réaliser et manquent souvent de précisions. Nous avons donc utilisé la nomenclature lithologique établie dans le secteur Nord-Est du bassin algérien à partir de données de subsurface. Elle est certes critiquable, l'emploi des termes Tournaisien «A», Viséen «B», Viséen «C»... pour définir des formations n'étant guère judicieux aux vues des règles de nomenclature. Mais de toute évidence, cette nomenclature pétrolière, actuellement utilisée par la Sonatrach, est la plus fiable. Afin de faciliter des comparaisons avec les travaux déjà publiés, un tableau de corrélations pour l'ensemble de la synéclyse est proposé. Mais il ne s'agit que d'une ébauche qui demande à être précisée (Fig. 2).

Les datations adoptées sont celles publiées dans des articles de synthèses (LEGRAND-BLAIN, 1980, 1985). Elles concernent les formations définies dans le Sud du bassin d'Illizi, qui ont fait l'objet de nombreux travaux, tous plus ou moins en relation avec la recherche pétrolière. Citons DUBOIS (1960), MAMET (1972) et LYS (1986). Il est évident qu'étant donné les distances importantes entre affleurements et sondages, un diachronisme des faciès peut exister. C'est la raison pour laquelle un examen des microfaciès carbonatés a été entrepris (VACHARD, Université de Lille 1). Les résultats ont été décevants, aucune microfaune d'intérêt biostratigraphique n'a été observée. En dehors du Réservoir F2, il ne semble pas y avoir de diachronisme marqué dans le Dévonien terminal-Carbonifère de la synéclyse Illizi-Rhadamès.

La série de puissance légèrement supérieure à 1300 m correspond à l'intervalle Dévonien terminal-Moscovien inférieur. Son épaisseur est nettement supérieure à celle établie dans le Sud où elle est de l'ordre de 1000 m.

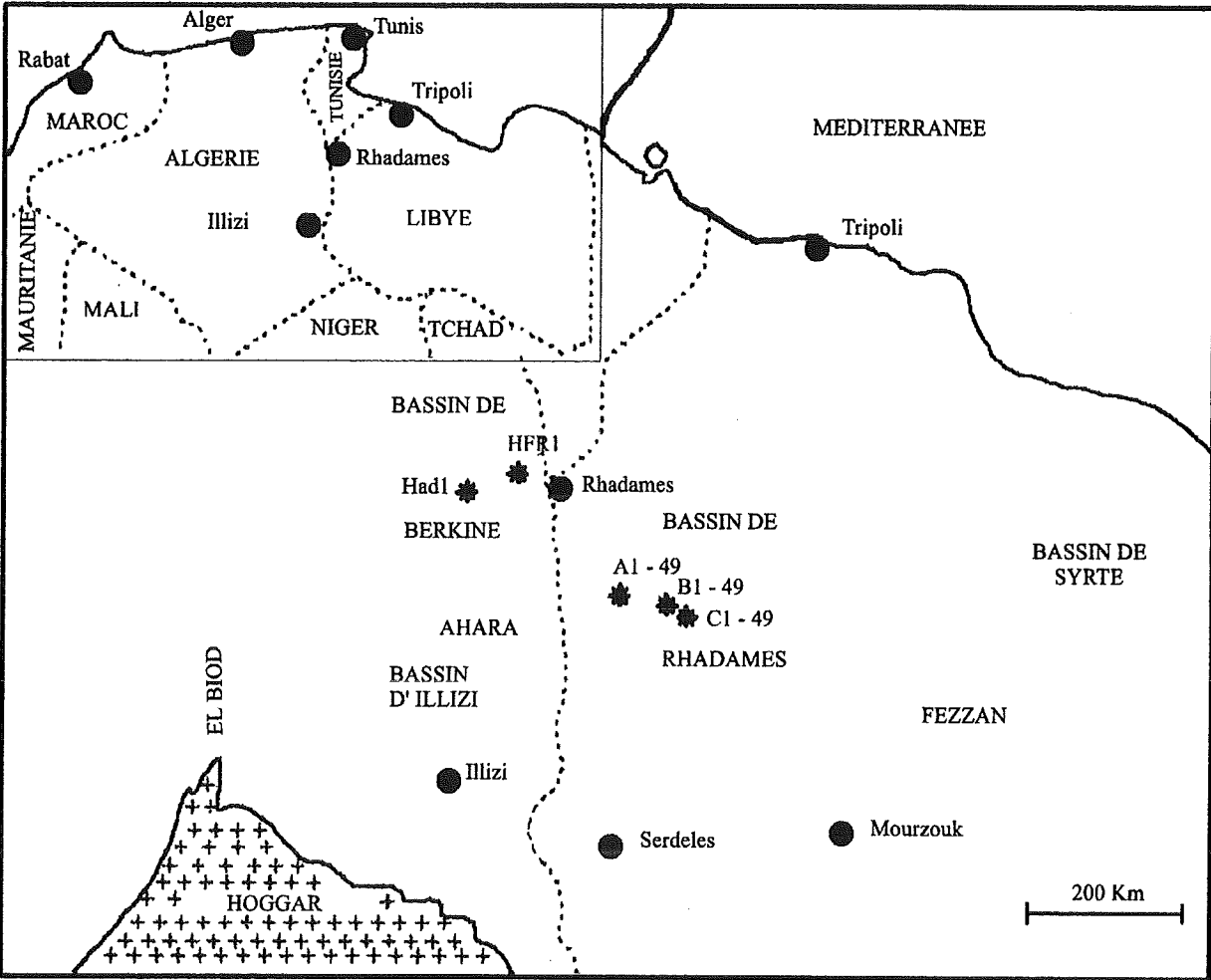


Fig. 1 - Synéclyse Illizi-Rhadamès - Position des sondages.
 Illizi-Ghadames syneclyse - Location of boreholes.

SYNECLISE										ILLIZI		- RHADAMES			
ILLIZI										BERKINE				RHADAMES	
TRIAS		ZARZAITINE		Discordance hercynienne	ZARZAITINE	TIGUENTOURINE		HFR1	Had1	ZARZAITINE					
TIGUENTOURINE		TIGUENTOURINE				TIGUENTOURINE									
CARBONIFERE	MOS. 1stz.	EL ADEB		Zone à Evaporites B	WESTPHALIEN "F"	1965		2453		DEMBABA					
	BACHK.	LARACHE				2057		2505							
	SERPOUKHOVIEN	OUBARAKAT		2085		2545									
	VISEEN	ASSEKAIFAF		2127,5		2599									
		ASSEKAIFAF		2150		2651									
	Tn	ISSENDJEL		2216		2682									
		ISSENDJEL		22250		72770									
	DEV. sup	ILLERENE		2292		2775									
		TIN MERAS		2325		2805									
	DEV. sup	ILLERENE		2450		72962									
TIN MERAS		2550		73090											
DEV. sup	ILLERENE		2638,5		3151										
	TIN MERAS		2908		3419										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILLERENE		3258		3745										
	TIN MERAS		3327,5		3818										
DEV. sup	ILL														

Fig. 2 - Nomenclature stratigraphique et unités lithostratigraphiques.
 Stratigraphical nomenclature and lithostratigraphical units.

PALYNOLOGIE

Dans le bassin de Berkine, la palynologie du Dévonien terminal-Carbonifère est encore mal connue. Seul le Dévonien terminal du Réservoir F2 avait fait l'objet d'une étude (COQUEL & LATRÈCHE, 1989 ; ABDESSELAM-ROUIGHI, 1996).

Le matériel analysé, essentiellement des argilites, argilites silteuses et grès argileux, provient de carottes et de déblais de forages. Au total 96 échantillons ont été analysés. La microflore est généralement abondante et diversifiée, mais son état de conservation est assez variable. Une nette influence de la diagenèse d'enfouissement a été mise en évidence. Dans les niveaux inférieurs, Réservoir F2 et Tournaisien "A" (base Issendjel) les miospores sont assez sombres et difficiles à identifier. Dans les niveaux supérieurs, Namurien «E» (El Adeb Larache en partie), la matière organique est nettement moins évoluée, elle est immature à peu mature, les miospores sont de teinte jaunâtre.

La microflore comprend des spores, grains de pollens, acritarches, tasmanacées et botryococcacées (Pl. 1-2). Quelques chitinozoaires ont été observés dans le Dévonien terminal du Réservoir F2. Sur le plan quantitatif, les spores trilètes lisses à faiblement ornementées et les pseudosaccates sont généralement dominantes.

La microflore du Réservoir F2, du Tournaisien «A», du Viséen «B» et «C» et du Namurien «D» (intervalle Issendjel-Oubarakat) s'interprète aisément en fonction des résultats déjà publiés sur la plate-forme saharienne. Il n'en va pas de même pour le Namurien «E» (El Adeb Larache en partie), les résultats obtenus jusqu'ici étaient très décevants par suite d'un développement des faciès carbonatés et évaporitiques peu favorables à la palynologie. Dans le bassin d'Illizi, les échantillons n'avaient «livré qu'une microflore très appauvrie, d'identification délicate» (ATTAR *et al.*, 1980, p. 596). Secteur libyen, MASSA *et al.* (1980) et COQUEL *et al.* (1988) avaient rencontré les mêmes difficultés pour définir des associations dans la partie supérieure de la Formation Dembaba. A HFR1 et Had1, des faciès argileux plus favorables ont permis d'observer une microflore abondante et diversifiée.

RESERVOIR F2

Le Réservoir F2 correspond à la partie supérieure à la formation régressive du Djebel Illerène (ou Formation d'Illerène) (Fig. 3). Il présente dans les deux sondages de grandes similitudes. Les épaisseurs sont du même ordre (69,50 m à HFR1, 73 m à Had1), et parmi les trois faciès classiques de cette formation, gréseux, argileux et oolithique, le faciès gréseux est ici nettement prédominant. Cette importante phase détritique grossière et une évolution accusée de la matière organique font que l'étude palynologique s'est avérée difficile, de nombreuses formes n'ont pu être déterminées avec précision. 23 échantillons ont été analysés, dont 17 pour le sondage HFR1 particulièrement bien carotté. La microflore s'est avérée très homogène. Elle correspond à celle décrite par COQUEL & LATRÈCHE (1989) dans leur sous-zone IIb caractérisée par l'abondance de *Retispora lepidophyta* (Kedo) Playford et la faible représentativité de *Spelaetriletes granulatus* (Kedo) Moreau-Benoit et du phytoplancton. Répartis de manière souvent très irrégulière, *Dictyotriletes fimbriatus* (Winslow) Kaiser est ici commune (3-5%). Par contre *Lophozonotriletes cristifer* (Luber) Kedo et *Rugospora flexuosa* (Juschko) Becker *et al.* sont pratiquement absentes ainsi que les chitinozoaires.

Tous les échantillons donnent un âge strunien. L'absence de la sous-zone IIa (COQUEL & LATRÈCHE, 1989), riche en *Spelaeotrilites granulatus*, indique que la base du Strunien n'est pas représentée. La partie sommitale de la série argileuse sous-jacente également très riche en *Retispora lepidophyta* appartient encore au Strunien.

Ces datations sont en accord avec celles établies par ATTAR *et al.* (1980) dans le bassin d'Illizi. Ces auteurs ont montré que la régression fin Dévonien conduit à un diachronisme des faciès, le faciès argilo-gréseux s'installant dès le Famennien supérieur (Fa2c de la nomenclature belge), peut-être même plus précocement dans le Sud, au niveau des affleurements. Ses effets sont enregistrés plus tardivement dans le Nord de la synéclyse : Strunien moyen dans le secteur HFR1-Had1. Côté libyen, trop peu de matériel de la Formation Tahara a été examiné (B1-49 ; C1-49, MASSA *et al.*, 1980), et le diachronisme très probable de cette formation n'a pu être mis en évidence.

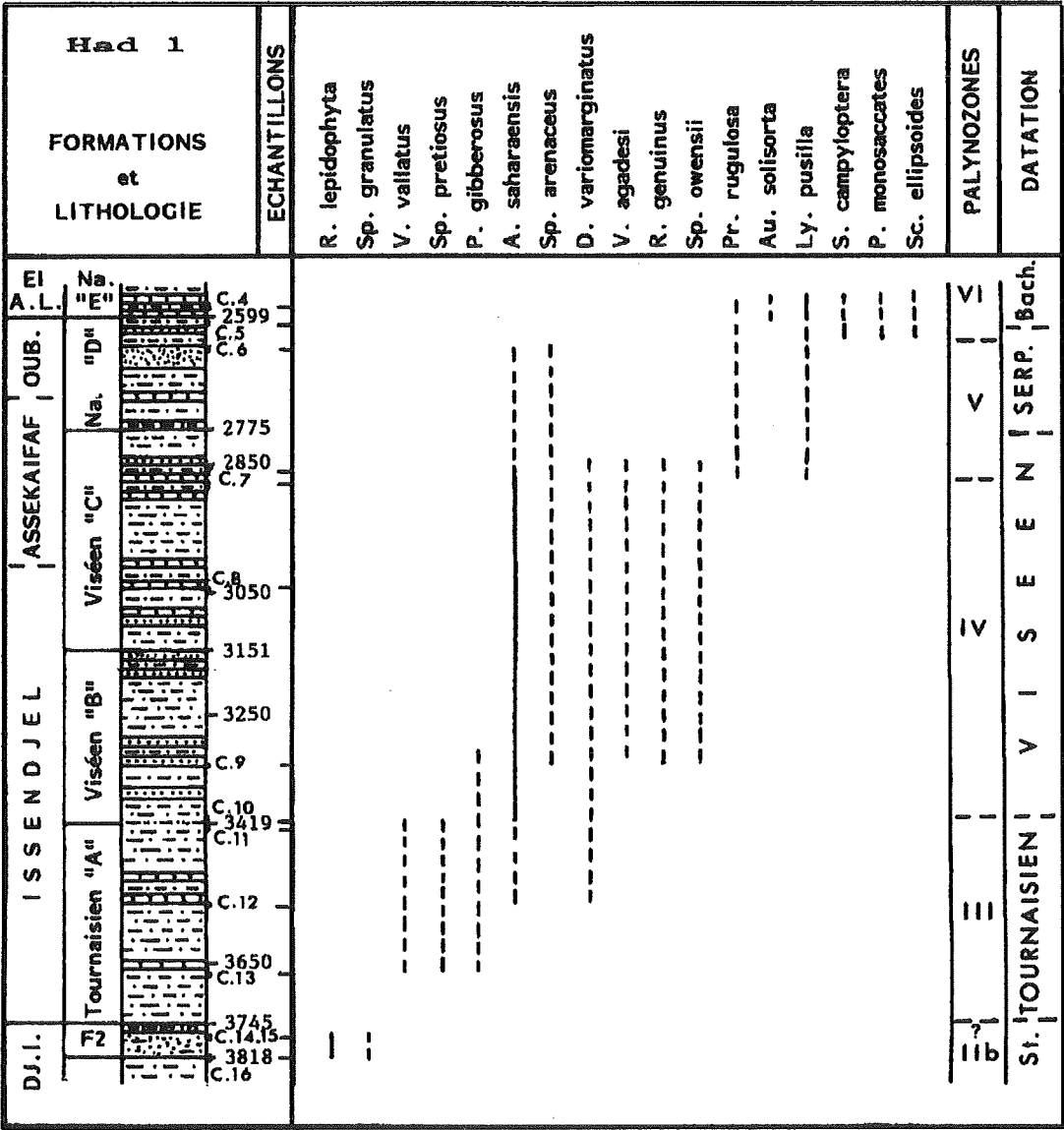


Fig. 4 - Sondage Had1 - Répartition des taxons.
Had1 borehole - Distribution of selected taxa.

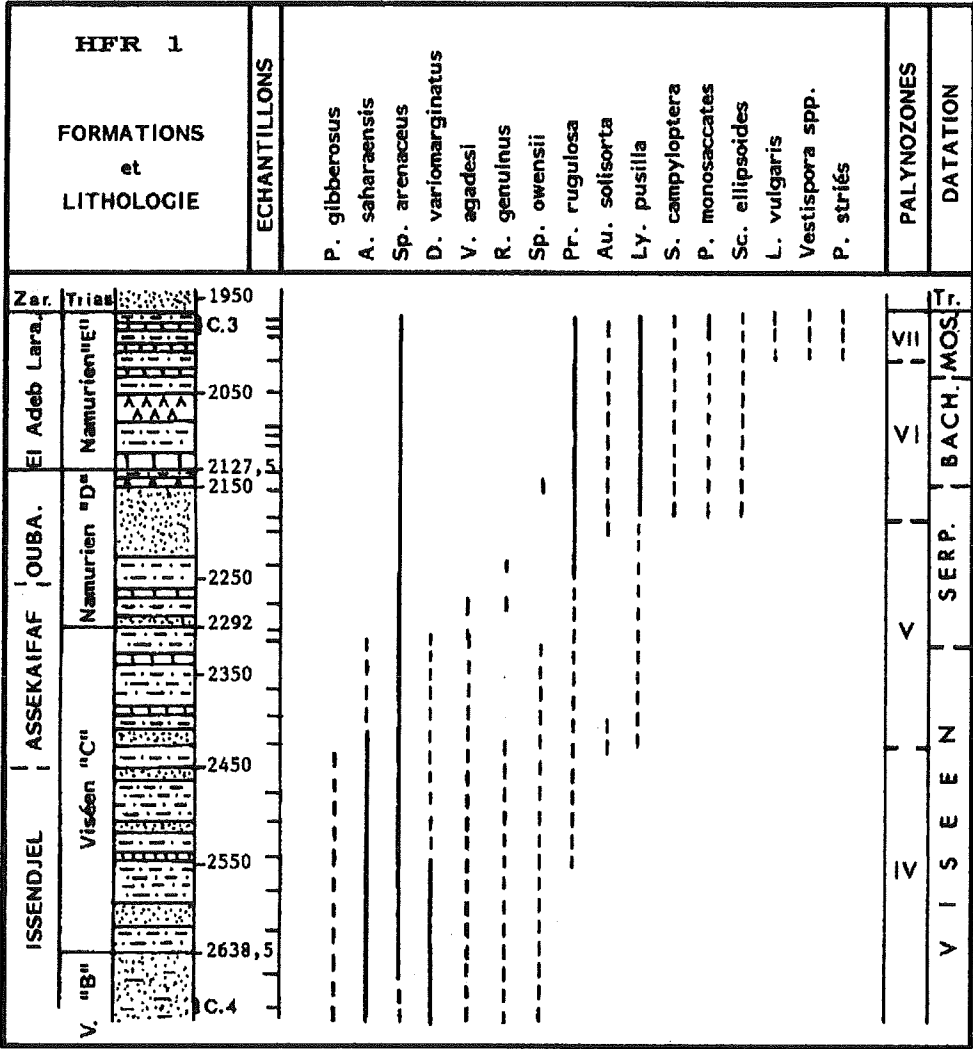


Fig. 5 - Sondage HFR1 - Répartition des taxons.
HFR1 borehole - Distribution of selected taxa.

Le sommet du Réservoir, faute de matériel, n’a pu être daté. Compte-tenu des résultats déjà acquis, il est probable que les quelques mètres non analysés correspondent à la fin du Strunien et peut-être également à l’extrême base du Carbonifère.

TOURNAISIEN «A»

Le Tournaisien “A”, correspond à la partie inférieure de la formation transgressive d’Issendjel. Il est essentiellement argileux. Quelques bancs de calcaires, généralement gréseux, sont présents. Son épaisseur dépasse les 300 m (350 m à HFR1 ; 326 m à Had1).

Faute d’intérêt pétrolier, il est très rarement carotté. Au total 10 échantillons, dont 8 déblais de forages, ont été analysés. Les résultats sont décevants. Quelques très rares *Vallatisporites vallatus* Hacquebard et *Spelaeotriletes pretiosus* (Hacquebard) Coquel et Moreau-Benoit, espèces guides des palynozones III (ATTAR *et al.*, 1980) et XII MASSA *et al.*, 1980) du Tournaisien sont présentes. Dans le sondage Had1 elles semblent disparaître dans la carotte 10 entre 3412-3420 m, alors que les *Aratrisporites saharaensis* Loboziak *et al.* sont déjà abondantes. La limite Tournaisien-Viséen, faute d’arguments paléontologiques, n’a jamais été fixée avec précision dans la

synéclyse Illizi-Rhadamès. Dans le sondage Had1, elle se place vers 3400-3420 m. Nous constatons que la limite Tournaisien "A"-Viséen "B" des géologues pétroliers se situe dans cet intervalle (3419 m). A HFR1 nous n'avons pu préciser cette limite. Mais il ne fait guère de doute qu'elle se place au voisinage immédiat de la limite Tournaisien "A"-Viséen "B" (2908 m).

WISEEN «B»

Le Viséen «B» correspond à la série des grès d'Issendjel situés dans la zone moyenne de la Formation d'Issendjel. Son épaisseur est identique dans les deux sondages : 269,5 m à HFR1 et 268 m à Had1, avec cependant des faciès gréseux plus développés à HFR1. 11 échantillons dont 7 déblais ont été analysés.

A partir du Viséen «B», une matière organique moins évoluée et des microflore plus riches conduisent à de meilleurs résultats. Ils sont identiques à ceux établis dans le Viséen par ATTAR *et al.* (1980) et MASSA *et al.* (1980) respectivement dans leurs palynozones IV et XIII-XIV caractérisées par l'abondance de *Aratrisporites saharaensis*. En réalité, l'épibole de ce taxon débute un peu en deçà de la limite Tournaisien-Viséen (COQUEL & LATRÈCHE, 1989). C'est dans ce Viséen que nous avons observé les premières *Spelaeotriletes arenaceus* Neves et Owens, *Vallatisporites agadesi* Loboziak et Alpern, *Spelaeotriletes owensii* Loboziak et Alpern...

WISEEN «C»

Le Viséen "C" correspond à la partie supérieure de la Formation d'Issendjel et à la base de celle d'Assékaïf. Il est essentiellement argilo-gréseux avec intercalations dans la zone moyenne et supérieure de bancs calcaires dont des bancs à *Collenia*. Cette zone à *Collenia* du Viséen terminal est bien connue dans le Sud-Est du bassin d'Illizi (Dôme à *Collenia*). Elle a été positionnée à partir des corrélations lithologiques. A Had1 elle se place entre 2805 et 2830 m, par contre à HFR1, elle n'a pas été clairement mise en évidence (2300? - 2325 m). L'épaisseur du Viséen «C» est de l'ordre de 350 m (346,80 m à HFR1 ; 376 m à Had1). 14 échantillons dont 10 déblais de forages ont été analysés.

En s'élevant dans la série, la microflore montre d'importantes modifications quantitatives et qualitatives. A la base elle est encore identique à celle du Viséen "B". *Aratrisporites saharaensis* est toujours abondante. Ensuite ses pourcentages diminuent, elle devient rare pour disparaître vers 2295-2305 m à HFR1, c'est-à-dire à l'extrême sommet de la zone à *Collenia* ou encore dans les quelques mètres d'argilites surmontant cet horizon. A Had1, le matériel disponible (carottes 7 et 8) appartient à la zone moyenne du Viséen «C», *Aratrisporites saharaensis* demeure abondante. La carotte 7 marque la fin de son épibole.

Ces quelques données indiquent clairement que les parties inférieure et moyenne du Viséen «C» appartiennent à la Palynozone IV (Attar *et al.*, 1980), tandis que le sommet renferme la microflore de la Palynozone V du Viséen terminal-Namurien inférieur.

Le choix fait par ATTAR *et al.* (1980) pour définir la base de cette dernière palynozone reposait essentiellement sur l'apparition de *Lycospora pusilla* (Ibrahim) Schopf *et al.* qu'ils avaient localisée un peu en dessous de la zone à *Collenia*. Signalons que l'un des critères choisis par MASSA *et al.* (1980) pour définir la base de leur palynozone XV était également l'apparition des lycospores. A Had1, le premier exemplaire de lycospore a été trouvé dans la carotte 7. Dans

le sondage HFR1 des retombées de Namurien «D» ne permettent pas de localiser avec certitude les premières *Lycospora pusilla*. Signalons l'absence de *Schopfipollenites ellipsoides* (Ibrahim) Potonié et Kremp, absence non significative étant donné l'extrême rareté de ce pollen au Viséen terminal-Serpoukhovien sur toute la plate-forme saharienne.

Le Viséen «C» représente le Viséen supérieur-base Serpoukhovien. En ce qui concerne les sondages HFR1 et Had1 nos résultats sont en accord avec ceux des pétroliers.

NAMURIEN «D»

Le Namurien «D» correspond au sommet de la Formation d'Assékaïf et à la Formation d'Oubarakat. Il montre un important développement des faciès gréseux avec les grès à Champignons supérieurs et les grès de Tesselit. En ce qui concerne les grès à Champignons supérieurs, leur sommet n'a pu être positionné avec précision, ce qui est assez fréquent pour cette unité lithologique. Parfois au sommet du Namurien «D» une tendance à la sédimentation évaporitique est notée. A HFR1 et Had1 il dépasse les 150 m : 164,5 m à HFR1 et 176 m à Had1. 15 échantillons ont été analysés dont 8 déblais de forages.

Nous assistons à l'expansion de *Lycospora pusilla* qui, de 1 à 2% dans la carotte 6 de Had1, passe à plus de 20% dans la carotte 5 située pratiquement au sommet du Namurien «D». L'autre événement palynologique important concerne les pollens (*Schopfipollenites ellipsoides* - *Florinites* - *Potonieisporites*). Très difficiles à mettre en évidence dans la formation sous-jacente où débutent leurs biozones, ils ont été observés dans plusieurs niveaux, mais ils demeurent encore très rares. Aucun pollen strié n'a été identifié. Cette microflore est celle de la Palynozone VI (ATTAR *et al.*, 1980) dont la limite supérieure n'avait pas été définie, la formation sus-jacente étant très pauvre en miospores. Par rapport aux travaux de MASSA *et al.* (1980) et de COQUEL *et al.* (1988), nous nous situons dans leur Palynozone XVI du Serpoukhovien-Moscovien basal. Mais là encore, suite à un manque d'échantillons, les auteurs n'avaient pu établir correctement sa limite supérieure.

En fonction des datations proposées dans le sud du bassin d'Illizi, le Namurien «D» correspond au Serpoukhovien (base non comprise) et à une partie du Bachkirien (Zone R des goniatites). Nos résultats palynologiques, certes moins précis, sont cependant en accord avec ces datations.

NAMURIEN «E»

Le Namurien «E», ici analysé, représente en partie la zone inférieure de la Formation d'El Adeb Larache. Il montre une lithologie variée : argilites, grès, calcaires, dolomies et évaporites (gypse, anhydrite). Ces dernières constituent un horizon repère (niveau B des pétroliers) pour l'ensemble de la synclise Illizi-Rhadamès. A HFR1 et Had1 le sommet du Paléozoïque a été érodé (discordance hercynienne) et la formation triasique de Zarzaïtine repose directement sur le Carbonifère supérieur. Le Westphalien «F» (partie supérieure d'El Adeb Larache), bien connu pour ses belles microfaunes moscoviennes signalées dès 1959 par Durif, est absent dans le secteur HFR1-Had1. L'épaisseur du Namurien «E», qui est incomplet, est d'environ 150 m (162,5 m à HFR1 et 146 m à Had1). L'étude a porté sur 23 échantillons dont 15 déblais de forages.

Une microflore riche et variée a été observée pour la première fois. Deux associations bien distinctes sont présentes. La microflore de la carotte 4 de Had1, prélevée à l'extrême base de la

formation est identique à celle du sommet du Namurien "D". La carotte 3 du sondage HFR1, située une centaine de mètres au-dessus de la zone à évaporites renferme une autre association. Deux groupes morphologiques dominant : les lycospores et les pollens saccates. Ces derniers montrent une grande diversification (Pl. 2). Ils sont représentés par des monosaccates de grande taille (*Potonieisporites*), mais également par des dissaccates dont des striés (*Hamiapollenites*, *Protohaploxylinus*, *Striatites*), non observés dans la formation sous-jacente. *Spelaetriletes triangulus* (Neves et Owens), *Sp. benghaziensis* Loboziak et Clayton, ainsi que les *Kraeuselisporites* sp. A in Owens *et al.* (1976) sont communes dans les préparations.

Dans cette même carotte 3, plusieurs espèces ont été identifiées pour la première fois dans la synéclyse Illizi-Rhadamès : *Vestispora* du groupe *costata-cancellata*, *V. pseudoreticulata* Neves, *Raistrickia superba* (Ibrahim) Schopf *et al.* Quelques exemplaires de *Punctatosporites granifer* Potonié et Kremp et de *Laevigatosporites vulgaris* (Ibrahim) Alpern et Doubinger ont été observés. *Calamospora brevibrachia* Kosanke, spore sans grand intérêt biostratigraphique, est présente sous un aspect particulier : plusieurs ont conservé la très fine enveloppe qui entoure le corps central. Etant donné son extrême fragilité, sa fossilisation demeure très exceptionnelle (Pl. 1, fig. 1). La composition palynologique des déblais de forages prélevés en-dessous de la carotte 3 de HFR1 demeure sujette à caution. Tous contenaient de nombreux lycospores et pollens monosaccates. L'apparition à 2012-2025 m des pollens striés, des *Laevigatosporites* et des *Vestispora* est à prendre avec réserve, il peut s'agir de retombées. Quoiqu'il en soit, ces taxons ont été observés à plusieurs reprises dans la carotte 3, leur apparition est à rechercher plus bas dans la série stratigraphique, probablement au voisinage de la zone à évaporites.

Ces résultats nous permettent de préciser la limite supérieure de la Palynozone VI (ATTAR *et al.*, 1980) dans laquelle les pollens striés sont absents. Elle doit se situer dans le secteur de la zone à évaporites. La microflore de la carotte 3 de HFR1, avec ses pollens striés, permet de définir une nouvelle palynozone qui serait, pour être conforme avec les travaux antérieurs sur le bassin d'Illizi, la Palynozone VII. L'âge de cette carotte peut être établi avec une bonne précision en fonction des résultats obtenus en Libye sur la Formation Dembaba. Une grande similitude existe entre la composition palynologique de la carotte 3 de HFR1 et celle de la carotte 4 de A1-49. L'absence de *Torispora securis* (Balme) Alpern *et al.*, si toutefois elle est confirmée, indiquerait un âge un peu plus ancien pour notre matériel, soit fin Bachkirien-base Moscovien, âge en accord avec les données publiées sur la Formation d'El Adeb Larache. Selon la nomenclature utilisée en Europe occidentale, le Namurien «E» de HFR1 et Had1 correspond au Namurien supérieur-Westphalien B, ?C.

APPARITION DES POLLENS STRIES SUR LA PLATE FORME SAHARIENNE

Des pollens striés ont été signalés par différents auteurs dans le Carbonifère supérieur de la plate-forme saharienne.

BASSIN DE RHADAMES

Dans ce bassin, le Carbonifère supérieur du sondage de référence A1-49, étudié par MASSA *et al.* (1980) a été très imparfaitement carotté. Le Bachkirien et l'extrême base du Moscovien, faute de matériel, ont échappé aux investigations palynologiques, ce qui ne permet pas de

préciser l'apparition des pollens striés dans la Formation de Dembaba. Ces derniers, absents dans le Serpoukhovien supérieur, sont présents, mais rares, dans le Moscovien inférieur de la Formation de Dembaba.

BASSIN DE BERKINE

La situation rappelle celle du bassin de Rhadamès. Mais ici, faute d'arguments paléontologiques, la limite Bachkirien-Moscovien n'a pu être fixée avec précision dans le sondage HFR1. Une incertitude subsiste quant à l'âge précis de la carotte 3. Les « premiers » pollens striés reconnus au-dessus de la zone à évaporites se situent dans un intervalle Bachkirien terminal-Moscovien basal. Mais il ne peut s'agir de leur première apparition, ils sont déjà « trop communs » dans les préparations (carotte 3). Leur biozone débute probablement vers la base du Namurien « E » (base El Adeb Larache) au voisinage de la zone à évaporites, d'âge fin bachkirien.

CYRENAÏQUE

LOBOZIAK & CLAYTON (1988) ont identifié des pollens striés dans les sondages A1-NC 92 et A1-14. Dans ce dernier, disposant d'un matériel abondant, ils ont probablement localisé leur première occurrence. Elle se situe dans la biozone MJ (*Plicatipollenites malabarensis-Cannanoropollis jankii*). Malheureusement, le travail a été réalisé hors de tout cadre biostratigraphique, et la datation proposée pour cette biozone demeure très imprécise, elle serait pour l'essentiel à rapporter au Moscovien. On ne peut que regretter qu'une recherche de la microfaune n'ait pas été effectuée pour le sondage A1-14 dans lequel les faciès calcaires sont très bien représentés (voir fig. 7, p. 139 in LOBOZIAK & CLAYTON, 1988).

Nous avons eu la possibilité d'étudier le sondage A1-37 situé au centre de la Cyrénaïque, sondage daté par microfaune (VACHARD *et al.*, 1993). Malheureusement, le Carbonifère supérieur a été très mal carotté et nous n'avons examiné que des déblais de forages. C'est dans les belles microflore de l'intervalle 2066-2081 m que semblent apparaître les pollens striés. Elles présentent d'étroites analogies avec celles de la carotte 3 de HFR1. Les pollens sont abondants et parmi eux, quelques rares striés. D'après la microfaune, ce niveau est d'âge fin bachkirien. S'il ne s'agit pas de retombées, les pollens striés seraient présents au Bachkirien terminal en Cyrénaïque.

L'apparition des pollens striés au Sahara se situe probablement au Bachkirien supérieur, dans des niveaux équivalents au Westphalien A-B d'Europe occidentale. Dans la région de Bordj Nili (Nord/Sahara algérien), ils seront, avec les monosaccates communs et diversifiés dès le Moscovien supérieur, conférant aux associations un très net cachet permien (ABDESSELAM ROUGHY *et al.*, travail en cours). Ce résultat ne peut cependant être généralisé à l'ensemble du Sahara. Dans les faciès continentaux de Béchar-Abadla, ils sont exceptionnels dans le Westphalien supérieur (COQUEL, 1985) et, semble-t-il, encore peu fréquents dans l'Autunien à « flore mixte » (DOUBINGER & FABRE, 1983).

CONCLUSION

La microflore du Dévonien terminal-Carbonifère des sondages HFR1 et Had1 ne présente pas de particularité par rapport à celle déjà décrite dans les autres bassins de la plate-forme saharienne. Bien qu'occupant une position septentrionale dans la synéclyse Illizi-Rhadamès, les influences laurasiennes y sont encore très limitées, et l'utilisation des échelles palynologiques établies dans le Carbonifère d'Europe occidentale n'est guère possible. Fin Bachkirien-Moscovien inférieur quelques taxons laurasiens ont néanmoins été observés. Il s'agit en particulier des *Laevigatosporites* et des *Vestispora*, mais ils demeurent rares.

La microflore du Bachkirien est, semble-t-il, homogène sur toute la plate-forme saharienne malgré l'intervalle de temps important que représente cet étage. De par sa stabilité, elle s'oppose nettement à celle d'âge équivalent (Namurien B-Westphalien B) d'Europe occidentale où 5 palynozones ont été définies (CLAYTON *et al.*, 1977).

Les disaccates striés sont observés dans l'ensemble Illizi-Rhadamès dès le Moscovien inférieur, peut-être même un peu avant, mais une incertitude subsiste quant à l'âge précis du matériel algérien. Leur apparition pourrait se situer fin Bachkirien. En Europe occidentale, les premières formes ont été reconnues dans le Westphalien B de Grande Bretagne (NEVES & MCLEAN, 1995), c'est-à-dire dans un niveau correspondant au Bachkirien terminal. A l'échelle des temps géologiques, l'apparition des pollens striés serait synchrone au Sahara et en Europe occidentale.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient le Centre de Recherche et de Développement de la SONATRACH pour le soutien qu'il nous a apporté au cours de cette étude.

BIBLIOGRAPHIE

- ABDESSELAM-ROUIGHI, F. (1996). Biostratigraphie des spores du Dévonien de la synéclyse Illizi-Ghadamès (Algérie). *Bull. serv. géol. Algérie*, vol. 7 (2), 171-209.
- ATTAR, A., FOURNIER, J., CANDILIER, A.M. & COQUEL, R. (1980). Etude palynologique du Dévonien terminal et du Carbonifère inférieur du Bassin d'Illizi (Fort-Polignac) Algérie. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. 35 (4), 585-619.
- CLAYTON, G., COQUEL, R., DOUBINGER, J., GUEINN, K.J., LOBOZIAK, S., OWENS, B. & STREEL M. (1977). Carboniferous miospores of western Europe : illustration and zonation. *Med. Rijks Geol. dienst*, 29, 1-71.
- COQUEL, R. (1985). Microfloras. In : *The Carboniferous of the World*, II, I.U.G.S. pub. 20, pp. 381-386.

- COQUEL, R. & LATRECHE, S. (1989). Etude palynologique de la Formation d'Illerène (Dévono-Carbonifère) du Bassin d'Illizi (Sahara algérien oriental). *Palaeontographica*, Abt. B, Bd 212, 47-70.
- COQUEL, R., DOUBINGER, J. & MASSA, D. (1988). Nouvelles données palynologiques sur l'intervalle Carbonifère Viséen/Moscovien, Bassin de Rhadamès (Libye). Comparaison avec les bassins sahariens, appréciation des influences gondwaniennes et euraméricaines. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 43 (1), 3-15.
- DOUBINGER, J. & FABRE, J. (1983). Mise en évidence d'un Autunien à « flore mixte » dans le bassin de Béchar-Abadla (Sahara occidental algérien). *Pollen et spores*, vol. 25 (1), 91-116.
- DUBOIS, P. (1960). Le Carbonifère marin de Fort-Polignac. *Bull. Soc. géol. France*, 2 (1), 94-97.
- DURIF, P. (1959). Observations micropaléontologiques (Foraminifères) sur le Carbonifère marin du Bassin de Fort-Polignac (Sahara oriental). *Bull. Soc. géol. France*, 7e ser., 1, 163-165.
- LEGRAND-BLAIN, M. (1980). Le Carbonifère marin du bassin d'Illizi (Sahara algérien oriental). Mise au point stratigraphique. *Compt. r. som. Soc. géol. France*, fasc. 3, 81-83.
- LEGRAND-BLAIN, M. (1985). Illizi Basin. In : *The Carboniferous of the World II*. I.U.G.S. pub. 20, pp. 329-333.
- LOBOZIAK, S. & CLAYTON, G. (1988). The Carboniferous palynostratigraphy of northeast Libya. In : *Subsurface Palynostratigraphy of Northeast Libya*. El Arnauti et al. (eds), pp. 129-149.
- LYS, M. (1986). Biostratigraphie du Carbonifère et du Permien en Mésogée (Espagne, Afrique du Nord, Régions Egéennes, Proche-Orient). Etudes micropaléontologiques (Foraminifères), paléobiogéographie. *Doc. B.R.G.M.* 147, 8-135.
- MAMET, B. (1972). Considérations paléogéographiques déduites de l'étude des Foraminifères des couches de passage du Viséen au Namurien (bassins de Reggane et de Fort-Polignac, Sahara central). *Bull. Inst. roy. Sci. nat. Belgique*, 48 (8), 1-13.
- MASSA, D. & VACHARD, D. (1979). Le Carbonifère de Libye occidentale. Biostratigraphie et Micropaléontologie. Position dans le domaine téthysien d'Afrique du Nord. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 34 (1), 3-65.
- MASSA, D., COQUEL, R., LOBOZIAK, S. & TAUGOURDEAU-LANTZ, J. (1980). Essai de synthèse stratigraphique et palynologique du Carbonifère en Libye occidentale. *Ann. Soc. géol. Nord*, 99, 429-442.
- NEVES, R. & McLEAN, (1995). Taeniate pollen in British Westphalian and their stratigraphical significance. XIIIe Cong. Carb. Per., abstract p. 104, Krakow.
- OWENS, B., MISHELL, D.R.F. & MARSHALL, J. (1976). *Kraeuselisporites* from the Namurian of northern England. *Pollen et Spores*, 18 (1), 145-156.
- VACHARD, D., MASSA, D. STRANK, A. (1993). : Le Carbonifère du sondage A1-37 (Cyrénaïque, Libye), analyse biostratigraphique, conséquences paléo-géographiques. *Rev. Micropal.*, 36 (2), 165-186.

PLANCHE 1 Grossissement x500

- 1 - *Calamospora breviradiata* Kosanke.
HFR1 - 1977,80 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 2 - *Apiculiretusispora multiseta* (Luber) Butterworth et Williams
HFR1 - 2210 m - Namurien "D" - Oubarakat.
- 3 - *Densosporites variomarginatus* Playford
HFR1 - 2318 m - Viséen "C" - Assékaïfaf.
- 4 - *Laevigatosporites vulgaris* (Ibrahim) Alpern et Doubinger
HFR1 - 1977,80 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 5 - *Aratrisporites saharaensis* Loboziak *et al.*
HFR1 - 2328 m - Viséen "C" - Assékaïfaf.
- 6 - *Raistrickia superba* (Ibrahim) Schopf *et al.*
HFR1 - 1971,50 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 7 - Opercule de *Vestispora*
HFR1 - 1971,50 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 8 - *Prolycospora rugulosa* (Butterworth et Spinner) Turnau
HFR1 - 2335 m - Viséen "C" - Assékaïfaf.
- 9 - *Lophotriletes gibbosus* (Ibrahim) Potonié et Kremp
HFR1 - 2203 m - Namurien "D" - Oubarakat.
- 10 - *Anapiculatisporites tersus* Playford
HFR1 - 2318 m - Viséen "C" - Assékaïfaf.
- 11 - *Aratrisporites saharaensis* Loboziak *et al.*
HFR1 - 2813 m - Viséen "B" - Issendjel.
- 12 - *Kraeuselisporites* sp. A in Owens *et al.* (1976)
HFR1 - 2318 m - Viséen "C" - Assékaïfaf.
- 13 - *Lycospora subtriquetra* (Luber) Potonié et Kremp
HFR1 - 1977,80 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 14 - *Lycospora pusilla* (Ibrahim) Schopf *et al.*
HFR1 - 1977,80 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 15 - *Vestispora pseudoreticulata* Neves
HFR1 - 1971,50 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 16 - *Laevigatosporites vulgaris* (Ibrahim) Alpern et Doubinger
HFR1 - 1982,30 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 17 - *Schulzospora campyloptera* (Waltz) Hoffmeister *et al.*
HFR1 - 2123 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 18 - *Spelaeotriletes triangulus* Neves et Owens
HFR1 - 2373 m - Viséen "C" - Assékaïfaf.
- 19 - *Calamospora liquida* Kosanke
HFR1 - 2743 m - Viséen "B" - Issendjel.
- 20 - *Endosporites* sp.
HFR1 - 1971,50 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 21 - *Verrucosisporites grumosus* (Naumova) Sullivan
HFR1 - 2692,50 m - Viséen "B" - Issendjel.
- 22 - *Knoxisporites pristinus* Sullivan
HFR1 - 2085 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 23 - *Spelaeotriletes owensii* Loboziak et Alpern
Had1 - 2996 m - Namurien "C" - Sommet Issendjel/base Assékaïfaf.
- 24 - *Leiotriletes tumidus* Butterworth et Williams
HFR1 - 2400 m - Viséen "C" - Assékaïfaf.
- 25 - *Granulatisporites piriformis* Loose
HFR1 - 2203 m - Namurien "D" - Oubarakat.

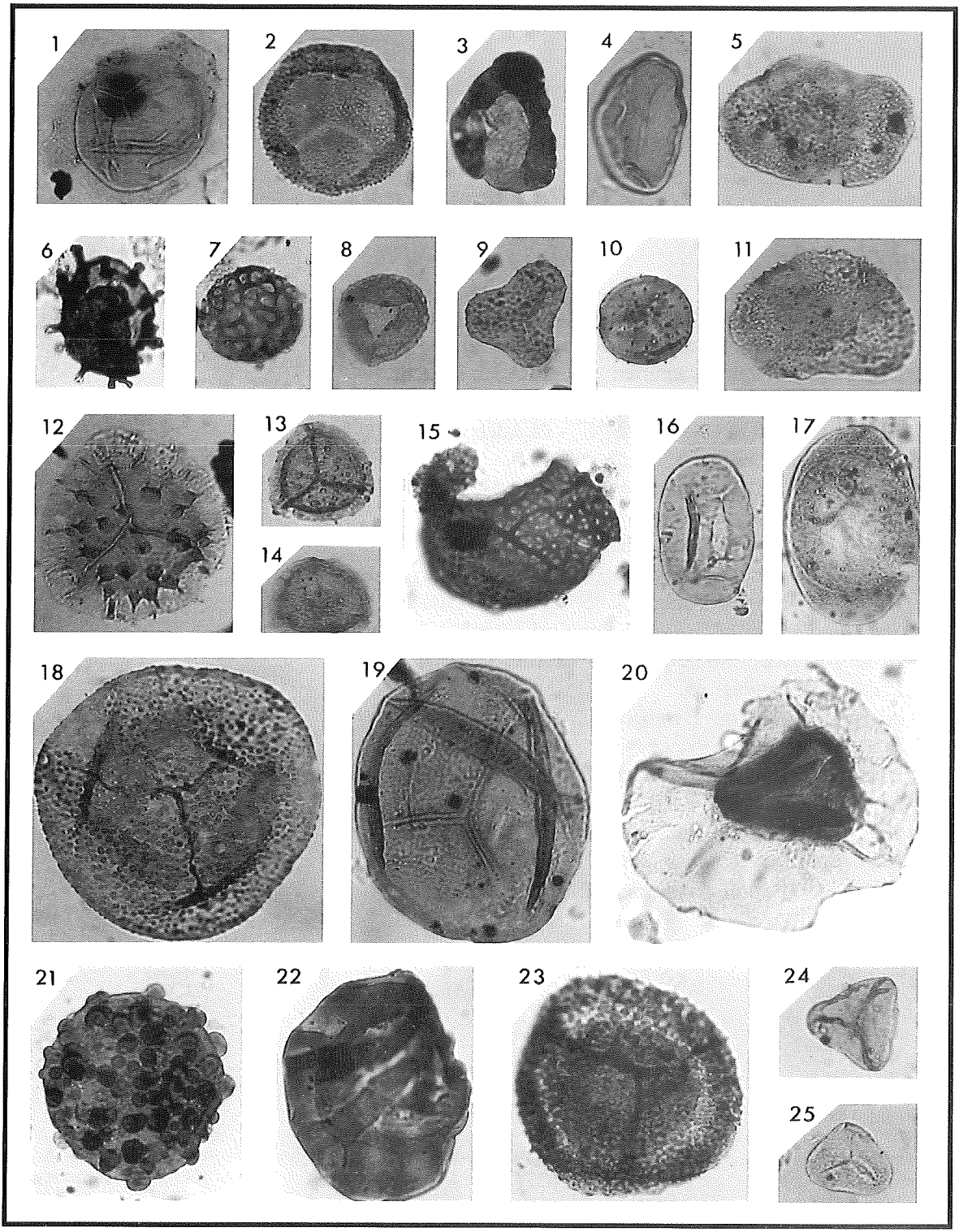


PLANCHE 2 Grossissement x500

- 1 - *Potonieisporites* sp.
HFR1 - 2085 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 2 - *Parasaccites korbaensis* Bharadwaj et Tiwari
HFR1 - 1971,50 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 3 - *Striatites solitus* Bharadwaj et Salujha
HFF1 - 1971,50 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 4 - *Vestigisporites methoris* Hart
HFR1 - 1971,50 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 5 - *Hamiapollenites* sp.
A1-49 - 856-860 m - Dembaba
- 6 - *Plicatipollenites* cf. *malabarensis* (Potonié et Sah) Foster
HFR1 - 1971,50 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 7 - *Schopfipollenites ellipsoides* (Ibrahim) Potonié et Kremp
HFR1 - 2110 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 8 - *Protohaploxypinus* sp.
A1-49 - 856-860 m - Dembaba
- 9 - *Platysaccus* sp.
HFR1 - 1971,50 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 10 - *Mosulipollenites circularis* Singh
HFR1 - 1971,50 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.
- 11 - *Nuskoisporites* cf. *klausi* Grebe
HFR1 - 1971,50 m - Namurien "E" - El Adeb Larache.

