

**EVOLUTION DU SAHARA CENTRAL ET OCCIDENTAL DU
PRECAMBRIEN A NOS JOURS**

Jean FABRE

Aperçu des concepts actuels sur l'évolution du Sahara central et occidental depuis le Précambrien supérieur. Au Sahara central les grands décrochements subméridiens qui encadrent des blocs de socles d'âge et de nature différents déterminent au Phanérozoïque des bassins sur la marge d'une plateforme qui enregistre les variations eustatiques longues ou brèves. La surrection du bouclier Touareg interrompt la communication marine Sud-Nord. Avec le volcanisme qui l'accompagne, se crée au Plio-Quaternaire, sous le Tropique, un refuge climatique. Le Sahara occidental, plat, au socle figé, est une référence mondiale pour les formations sédimentaires du Précambrien terminal. Au contraire du Sahara central sa couverture Paléozoïque est mince et discontinue sauf sur sa marge Ouest (Adrar mauritanien). Comme au Sahara central s'y esquissent différents bassins. Le magmatisme tholeiitique liasique, créerait une surcharge lentement érodée puis une remontée isostatique responsable de l'absence de Mésozoïque inférieur et moyen. La zone Ougarta-Bechar, bien connue pour ses formations paléozoïques fossilifères, demeure mobile entre la plate-forme panafricaine du Sahara central et la marge passive (Daoura) du craton ouest africain. Pour terminer on signale l'intérêt qu'il y aurait à affiner, sur les affleurements remarquables du Sahara central et occidental les biostratigraphies du Précambrien supérieur, les datations radiométriques, le paléomagnétisme pour le Paléozoïque et la géochimie de certains niveaux.

Abstract :

A sketch of the saharan evolution , since Precambrian times , in the central and the western Sahara.

The central Sahara basement appears in the Tuareg shield (Hoggar, Air, Iforas), and be uplifted during Neogene times. It shows a Pan-African assemblage of submeridian precambrian terranes of different ages and lithologies, recent granites and a remarkable tertiary volcanism. Its palaeozoic and mesozoic cover has been well studied for oil researches. Before atlasic orogeny, all the detritics came from central Africa.

The marginal western zone corresponds to a Pan-African subduction of West african craton. It is named here "Jointure" and well exposed West of the Iforas and in Ugarta mounts. The Tinduf basin represent the margin of West african craton, front of the Variscan and Alpine moroccan orogens.

The basement of West Africa appears in two shields : a northern, the Reguibat shield , saharan, and a southern , the Guinean (or Leo) uplift in tropical zone, and in some small outcrops between the two. Both shields show Archean rocks in the West and Lower Proterozoic (Birimian) in their central-eastern part. The Upper Precambrian shales, sandstones and stromatolitic limestones are present N and S and very well exposed and studied in the North.

An important tholeiitic magmatism affected West Africa during Early Jurassic , as well as the South Atlantic margins. Its thermic and isostatic effects are conspicuous but have to be precised, as well as its inequal importance in different places. Cretaceous carbonatites has been studied in the Richat dome , at the crossing of a N80° lineament and N-S faults.

Recent anti-clockwise rotation of Africa could be the cause of neotectonic features in the northern part of Sahara : for example , the 300m uplift of Eglab, in NE western Sahara, or the 160m subsidence of the Taoudenni sebkha, and some E-W recent faults.

South of Reguibat shield the vast desertic area of western Sahara has been called "Bassin de Taoudenni". In fact, gravimetry and stratigraphy reveal structural highs (N-S and NE-SW) and different sedimentary zones which could be sedimentary basins.

Since 1 Ga this part of Africa extends on the margin of successive continents : Rodinia (*ca* 1000My) , Gondwana (*ca* 600My) and Africa. It registered all the main eustatic variations , as well as three glaciations : Eocambrian, then Upper Ordovician and Permo-carboniferous Dwyka , these two centred mostly on Africa.

1^{er} Colloque International sur la Géologie du Sahara Algérien: Ressources Minérales, Hydrocarbures et Eau – OUARGLA 2010

Le Sahara central et occidental, où la Terre n'est pas, comme dans la plupart des régions du globe, revêtue de forêts, de prés, voire de villes, offre en plus un modèle unique : la juxtaposition de deux grands blocs de la croûte terrestre très différents par leur anatomie : celui du Sahara occidental, formé au Protérozoïque inférieur, il y a deux milliards d'années (2 Ga) et celui du Sahara central assemblé il y a 600 millions d'années.

Leurs couvertures sédimentaires, peu ou non métamorphiques, se sont déposées sur des pénéplaines, en bordure de grands océans. Elles ont ainsi bien enregistré les fluctuations eustatiques mondiales.

Vers 1 Ga l'Afrique de l'Ouest (où s'étend aujourd'hui le Sahara occidental) appartient à un super-continent, la *Rodinia*, formé par l'orogénèse grenvillienne qui soude la plupart des blocs crustaux existants alors. Le craton ouest-africain se trouve sur la marge, face à un océan. Le socle du Sahara central n'existe pas encore.

Ce super-continent se disloque vers 750 Ma. Des traces de cet événement distensif sont conservées dans la couverture sédimentaire du Précambrien terminal du Sahara occidental.

100 Ma plus tard, à la faveur de l'orogénèse panafricaine, un nouveau super-continent se forme, le *Gondwana* qui rassemble, dans l'hémisphère Sud, l'Afrique, l'Amérique du Sud, Madagascar, l'Inde péninsulaire, l'Antarctique, et l'Australie. Le Sahara est, à nouveau, sur sa marge, face à l'océan.

Cette masse continentale est, lorsque le Pôle Sud la traverse, favorable à la formation d'une épaisse calotte de glace. C'est ce qui se produit à deux reprises, à l'Ordovicien supérieur et au Permo-Carbonifère.

300 millions d'années après sa naissance le Gondwana se disloque ; l'Atlantique central et méridional commencent à s'ouvrir vers 280 Ma (Jurassique inférieur).

Aujourd'hui l'Afrique indépendante tourne dans le sens anti-horaire (Herkat, 2009), ce qui devrait aboutir à un nouveau supercontinent eurafricain. Dans le nord de la plaque cette rotation s'accompagne de la naissance de linéaments NW et N 80°E, d'anomalies du flux de chaleur profond et, sur sa bordure, de chaînes de montagnes contemporaines de l'événement alpin.

On esquissera dans ce qui suit ce que, sur les socles du Sahara central et occidental, la sédimentation a enregistré. La zone de jointure entre les deux blocs et les marges N et W du Sahara occidental ont leur dynamisme propre (v. Nadjari *et al.* 2003).

. LE SAHARA CENTRAL SUR SOCLE PANAFRICAIN

L'orogénèse panafricaine (voir L.Latouche, 2005) qui s'est terminée au début du Cambrien a juxtaposé des blocs allongés Sud-Nord, dont la composition et l'âge diffèrent, de l'Archéen au Précambrien supérieur. Ce socle affleure dans le bouclier Touareg (Hoggar+Adrar des Iforas +Aïr). Sa surrection est récente : auparavant, il ne formait pas de relief sur la plate-forme.

Les zones de décrochement méridiennes sont le siège de minéralisations. C'est le cas, entre autres, du gisement aurifère de Tirek (Ouest Hoggar) à la limite entre le bloc archéen de l'In Ouzal à l'Ouest et le large panneau de micaschistes intrudés de granites plus jeunes de Tin Zaouatène (v. Latouche, 2005).

Des granites tardi-orogéniques (R.Black et J.P. Liégeois, 1993) se sont mis en place à la fin de l'événement panafricain. C'est le cas du granite d'In Zize au Tanezrouft oriental, bien daté par R.Caby à 525 Ma (Cambrien inférieur). D'autres sont anorogéniques, beaucoup plus jeunes (Jurassique par exemple). Ils se présentent souvent sous forme de complexes annulaires, subvolcaniques, comme dans l'Aïr. Ils se sont révélés intéressants, comme aussi leurs cousins du Nigeria, pour les éléments rares qu'ils contiennent.

Tandis que les montagnes de la chaîne panafricaine finissaient de s'élever, les matériaux provenant de leur érosion (les « molasses » de la chaîne) se déposaient à leurs pieds.

Dans l'Est et le centre du Hoggar elles se sont accumulées, dès le Précambrien supérieur, dans des zones subsidentes, des fossés intra-montagneux. La Série de Tiririne, localement aurifère, est l'une d'elles.

A l'Ouest, au pied de la chaîne principale, face à l'Avant Pays ouest africain, la Série Pourprée, reconnue par Th.Monod (1931-2), s'est accumulée sur des milliers de m dans des sillons subsidents, en discordance sur les socles métamorphiques, tantôt en milieu continental tantôt marin. Elle a été, comme ses semblables de l'Est, affectée par des gauchissements ultimes ce qui fait que les Grès des Tassilis la recouvrent en discordance. Sur l'Avant Pays de l'Ouest les sédiments s'affinent. Les grès de l'Azlaf et les argiles rouges du Krib En Naga en sont l'équivalent. Sous quelles latitudes ces sédiments se sont-ils déposés à la fin du Précambrien et au Cambrien inférieur ? On y a signalé des sédiments glaciaires (tillites, argiles à dropstones). Ces formations molassiques ne semblent pas favorables à d'importantes concentrations minérales. R.Caby y a découvert des indices cuprifères (R.Caby, 1971).

Le Paléozoïque.

Il est trop connu par les travaux pétroliers pour que l'on s'y attarde ici. Il s'étend au Nord comme au Sud du Bouclier Touareg. Ses formations se terminent en biseaux sur le socle centre-africain du Nigéria. Tantôt gréseux ou pélitiques, lorsque des fleuves amènent des alluvions depuis les terres du Sud, tantôt argilo-carbonatés, ce sont des dépôts de plaines, de lagunes, de rivages, de mer peu profonde, qui se succèdent à la faveur des fluctuations eustatiques.

La plate-forme a ainsi enregistré les phases glaciaires de l'Ordovicien supérieur dont on peut observer, largement exposées, les formes d'érosion et les moraines du front de l'inlandsis, les formations périglaciaires, continentales puis marines (Beuf *et al* ; 1971). La glaciation du Permo-Carbonifère (glaciation de Dwyka), elle aussi étalée sur le Gondwana, était inconnue au Sahara jusqu'à la découverte, au Niger (Lang *et al.* 1991), de formes d'érosion et de moraines du Tournaisien, contemporaines de la première phase. Le Grand Canal d'Assekaifaf décrit par la CREPS, à remplissage de grès à végétaux terrestres, au milieu des calcaires de la formation de ce nom (Viséen terminal-Namurien inférieur) est le témoin d'un fleuve, issu de la calotte qui s'étendait sur l'Afrique centrale, en une phase glaciaire plus tardive provoquant une brève baisse eustatique. Retrouver d'autres chenaux semblables, à différents niveaux, permettrait de dater les différentes phases de cette glaciation dont les formes d'érosion et les moraines sont bien connues en Afrique centrale et australe.

Les faunes et les flores des sédiments de plate-forme déposés en périodes « normales » ont été bien décrites et font référence. Différents bassins ont été reconnus, encadrés de seuils qui souvent correspondent à de grands décrochements du socle.

La structuration postérieure des bassins de l'ouest, comme l'Ahnet en réaction à la formation de la chaîne hercynienne au Nord vient d'être bien analysée (Haddoum *et al.* 2001). On a alors la superposition de nouvelles directions varisques aux anciennes structures héritées du Précambrien.

Le Mésozoïque.

Dans le Sud-Est du Hoggar et le désert du Ténéré, de grands fossés se créent au Mésozoïque. Ils sont contemporains de la distension qui accompagne l'ouverture de l'Atlantique. Mais y a-t-il une liaison directe entre ces deux phénomènes ? Ces fossés sont larges de plusieurs kilomètres, et profonds de plusieurs milliers de m et peuvent contenir des sédiments à hydrocarbures (Dautria *et al.* 2005).

Au Nord du Hoggar, les terrains de cet âge affleurent largement. Ils forment entre autres les vastes plateaux du Tinrhert et du Tademaït. G.Busson (1971) en a analysé la stratigraphie, la sédimentologie et décrit la paléogéographie. Il analyse et interprète le milieu de dépôt des formations salifères que Aïcha Achab (1970) a daté du Trias-Lias.

Sur les confins algéro-libyens la région d'In Amenas est demeurée proche de la mer qui baignait le Sud Tunisien. Entre la fin du Carbonifère et le Jurassique, en périodes de niveaux eustatiques bas elle se couvrait de lagunes, de marais, de plaines où croissait une flore qui, à l'époque se diversifiait rapidement et offrait de quoi manger aux vertébrés herbivores dont on retrouve des squelettes noyés dans des lits de rivières, ou enlisés dans les argiles de plaines d'inondation. Or cette période est cruciale car elle est celle de la différenciation entre les Reptiles vrais, les reptiles mammaliens (aux dents plurituberculées) qui sont les ancêtres des mammifères, les Oiseaux et l'apparition d'oeufs à coquilles minéralisées, meilleures protectrices. La spécificité de la région d'In Amenas, à laquelle s'ajoute un gisement du Sud marocain, est qu'elle se trouve à l'époque

dans une zone climatique différente des régions classiques pour l'évolution de ces animaux, l'Afrique australe et maintenant la Chine.

La comparaison des faunes marines du Mésozoïque montre qu'il y avait communication entre le golfe de Guinée, après son ouverture, et la Téthys (Reyment, 1983). Le bouclier Touareg n'existait donc pas encore.

Dans l'oued Mya on peut analyser la « limite KT », le passage Crétacé-Tertiaire (Amard *et al.* 1981, 1992) qui correspond à la disparition des Dinosaures. Celle-ci a fait l'objet de différentes interprétations. Elles sont complémentaires : la fin normale d'espèces devenues géantes et peu adaptables, un hiver volcanique dû aux émissions de cendres et de gaz des volcans basaltiques du Dekkan, et pour finir la chute d'une très grosse météorite en Amérique centrale (dans le Yucatan, le Chixculub) qui elle aussi a produit un écran de poussière caractérisé par sa teneur en iridium. Il vaudrait la peine de rechercher si, au Sahara algérien, on retrouve l'horizon témoin de ce dernier événement.

Le Cénozoïque et le Quaternaire.

C'est alors que surgit le bouclier touareg. Un volcanisme s'y développe à partir de 35 Ma. JM. Dautria et A. Lesquer (1989), puis J.M. Dautria, F. Aït Hamou et M. Maza (2005) en ont analysé ses différenciations et leur répartition en fonction des structures profondes. Sous le bouclier, le manteau serait léger et la lithosphère épaisse seulement de 100 km à 60 km.

La morphologie du Hoggar central et son évolution récente ont été remarquablement décrites par P. Rognon (1967, 1989).

Dans le Bas-Sahara se déposent les formations détritiques du Continental Terminal, aquifères, étudiées jadis par A. Cornet (1952). Le matériel vient du Sud pour une part, mais aussi du Nord où l'Atlas saharien se constitue.

Le modèle actuel date du Néogène. Après les dernières transgressions de l'Eocène et de l'Oligocène, le Sahara central est directement soumis aux variations du climat, de type tropical.

Le Plio-Quaternaire voit se succéder des périodes arides où le désert s'étendait plus loin que maintenant vers le Nord et le Sud, et des périodes humides où il se couvrait de steppe, de savane, de lacs, et où les hommes pouvaient vivre. Mais le paludisme développait chez eux « l'anémie falciforme ». Les Arides correspondent aux phases glaciaires de l'Hémisphère Nord. Schématiquement on en comptait six autrefois, de la fin du Pliocène à l'Holocène : celle de Biber vers 2 Ma, suivie d'un interglacial où peut se développer la civilisation primitive aïdienne ; celle de Donau, vers 1.6-1.3 Ma suivie d'un interglacial (industrie oldowaienne) ; celle du Gunz qui précède l'interglacial (industrie chelléenne). Des massifs de dunes encore conservés se constituent pendant celle de Mindel (vers 0.5 Ma). L'interglacial plus clémente permet que se développe la technique abbevillienne. On connaît bien les ergs fossiles de la période aride correspondant à la glaciation de Riss (0.3-0.2 Ma). Au cours de ce dernier interglaciaire les hommes recolonisent le Sahara et fabriquent les bifaces bien connus de l'Acheuléen puis les pointes pédonculées en quartzites de l'Atérien. La grande glaciation de Würm, que l'on subdivise aujourd'hui en plusieurs stades se traduit à nouveau par une grande extension du désert et se termine vers 10.000 ans avant maintenant. On entre alors dans la période de l'Holocène humide. Les hommes habitent souvent au bord des grands oueds qui descendaient du Hoggar et de l'Atlas saharien. C'est l'époque du Néolithique, de la naissance de techniques comme la céramique qui permet de faire cuire des graines jusque là immangeables (M. Cornevin 1982), celle de l'agriculture, donc de villages et, dans les montagnes plus fraîches du Hoggar, de l'élevage des bovins.

Cette période clémente s'est terminée il y a environ 4000 ans et les populations, maures et peuhles se sont, pour la plupart, repliées au Maghreb et au Sahel.

Aujourd'hui les nuages venus du sud-ouest n'apportent pas de pluie au Tanezrouft, plat et brûlant, mais elles sont arrêtées par les montagnes du pays Touareg. Là il pleut, il y tombe aussi de la neige et celle-ci se conserve dans les éboulis pour alimenter, en été, des sources à leur pied (P. Rognon, 1967). Les coulées basaltiques fissurées, comme aussi la zone altérée et fissurée du socle cristallin et des granites représente aussi des réserves d'eau, dispersées mais utilisables.

Enfin quelques sources émergent au pied des Tassilis ordoviciens et dévoniens du Sud. Quel bilan ?

LA JOINTURE ET LE SAHARA NORD-OCCIDENTAL

Nous groupons sous ce titre les zones subsidentes d'Ougarta-Bechar, de Reggan et du Tilemsi, situés à la jointure entre le Sahara central à socle panafricain et le craton du Sahara occidental. Nous y ajoutons le bassin de Tindouf, sur la marge nord du craton ouest africain, face à l'Anti-Atlas, panafricain, hercynien et alpin.

L'étude des séries précambriennes et paléozoïques de l'Ougarta et celles, permo-carbonifères de Bechar, connaît depuis peu un renouveau (v. Nedjari *et al.* 2003). On précise l'originalité de cet ensemble qui présente des faciès de passage entre les domaines du Sahara central et occidental et demeure jusqu'à présent une zone mobile.

Dès les premières explorations géologiques, les Monts d'Ougarta se sont imposés comme référence pour les séries paléozoïques sahariennes. Les bons affleurements de ces séries sont fossilifères. Beaucoup plus près de nous l'analyse de leur socle et son histoire tectonique complexe ont attiré les chercheurs. A son extrémité Sud, le socle de la Sebkhah el Melah a des affinités avec celui du Sahara central et ses flyschs panafricains.

Celui du craton ouest africain forme le soubassement de la Daoura, à l'Ouest des Monts d'Ougarta *s.s.* Il pointe ses granito-gneiss à l'Ouest d'Adrar au Djebel Heirane. L'analyse de sa couverture Précambrien terminal-Cambrien par Tayeb Bouima (1986) offre une bonne base aux travaux qui doivent s'étendre vers le Sud Ouest.

De grandes fractures NW-SE séparent les Monts d'Ougarta proprement dits des collines de la Daoura à l'Ouest. Le Kahal Taelbala est déterminé par l'une d'elle, encore vivante aujourd'hui. Dans cette oasis des argiles siluriennes schistosées, remontées par faille, ont été localement transformées à l'Oligocène en une argile kaolinique aux multiples usages, semblable à celle que nous verrons à Chinguetti, dans l'Adrar mauritanien.

Le bassin de Reggan relaie l'Ougarta vers le Sud. La boutonnière du Bled el Mass, d'affinité panafricaine, en situe la limite orientale. Ailleurs il n'est connu que par de rares affleurements dans l'Erg Chech, quelques sondages anciens et une gravimétrie. Il mériterait une analyse et une synthèse en fonction de ce que l'on découvre dans l'Ougarta, par exemple les variations de faciès d'Est en Ouest dans le Paléozoïque et dans le Précambrien terminal.

Enfin le fossé subméridien du Tilemsi, dans sa plus grande partie au Mali, sépare l'Adrar des Iforas panafricain de l'Est, du vieux socle ouest-africain qui affleure dans le Timétrine à l'Ouest. Sur ce dernier des ophiolites (chromifères ?) ont été charriées (obductées) au Panafricain. Encore subsident le fossé se trouve à l'aplomb des masses ophiolithiques denses de la Suture (R.Black *et al.* 1979, S.Ly. 1979, 1980-1984). Les affleurements de Précambrien supérieur visibles près de l'entrée Nord sont recouverts au Sud par des calcaires et marnes méso-cénozoïques (les « Terrechts »). La découverte par Th.Monod de l'Homme d'Asselar rappelle que la région était bien habitée il y a quelques milliers d'années.

Le bassin de Tindouf

(NB. On n'a pu ici tenir compte des derniers et fort intéressants travaux sur cette région). Au Sud Est de Tindouf, l'Ordovicien repose directement sur le socle ancien du bouclier Reguibat qui a dû former là très tôt une barrière, car on n'y connaît pas de sédiments du Précambrien terminal-Cambrien. Il est surmonté de Silurien, de Dévonien, et de Carbonifère.

On se trouvait sur une plateforme stable où se sont développés, au Dévonien comme au Carbonifère, des faciès littoraux, récifaux ou ferrifères.

En bordure méridionale du bassin, les gisements de la Gara Djebilet au Sud de Tindouf, d'âge Emsien et, à l'Est, celui de Mecheri Abd el Aziz (Dévonien supérieur) sont maintenant bien connus. Leur intérêt scientifique et leur position sur la marge du continent où se répétaient des milieux favorables, a été analysé par Guerrak et Chauvel (1985, 1991). Dans les deux gisements des dykes de dolérite liasiques ont localement transformé l'oxyde originel en magnétite. La couverture méso-cénozoïque est mince et discontinue. Elle est en cours d'étude.

Au Nord de Tindouf, le Dévonien et le Carbonifère inférieur carbonaté du Djebel Ouarkziz passent aux séries marocaines du Drâa. Le Carbonifère supérieur grésopélimitique, au pied de la hamada de Tindouf, a livré une petite flore euraméricaine banale, quelques paléosols mais il ne contient pas de couches de charbon exploitables.

1^{er} Colloque International sur la Géologie du Sahara Algérien: Ressources Minérales, Hydrocarbures et Eau – OUARGLA 2010

A l'Ouest, Smara est dans la zone d'affleurement du Dévonien moyen et supérieur. A l'aval, la Seguiet El Hamra s'étale sur la plaine atlantique méso-cénozoïque.

Les formations néoprotérozoïques (Infracambrien) réapparaissent en bordure du bouclier Reguibat dans le Zemmour et l'Ouassat. On passe en effet dans le domaine marginal de l'Ouest africain qu'on retrouvera dans l'Adrar mauritanien.

LE SAHARA OCCIDENTAL

Son socle affleure dans le bouclier Reguibat. Au Sud du Sahara le bouclier guinéen (ou de Léo) en est la réplique. Le tiers occidental est d'âge Archéen ; le reste n'est pas, comme on l'a longtemps cru, une remobilisation d'un socle ancien par l'orogénèse éburnéenne (2.2 à 2.0 Ga) mais du matériel juvénile. L'orogénèse a soudé les fragments déplacés d'un grand arc insulaire (Ama Salah *et al.* 1996) soulignés par des gabbros. Ces reliques d'un ancien plancher océanique datent de la première phase de l'orogénèse. Ils n'ont pas tous été cartographiés, notamment un grand sill en limite de l'Erg Chech. Ils pourraient être porteurs de platine. Un seul essai, sur celui de Teggeur dans les Eglab, n'a rien donné.

Cette orogénèse n'a pas laissé de grandes structures vivantes comme la panafricaine dans le bouclier Touareg. Elle se termine par la mise en place des granites Aftout (vers 2 Ga) et l'épanchement des rhyolites Eglab. Au Protérozoïque moyen, peut être lors de l'orogénèse grenvillienne qui a abouti à la Pangée Rodinia, de grandes fractures NW-SE se créent. Certaines ont rejoué ensuite. La lithosphère sous-jacente est ici d'épaisseur normale (200km env) et froide, contrairement au Sahara central.

Bassins et couvertures sédimentaires.

Au siècle dernier, lorsque le Service des Mines de l'AOF entreprit la carte de l'Afrique occidentale, on considéra que la vaste région qui s'étendait entre les boucliers Reguibat et Guinéen était un seul bassin que l'on nomma Bassin de Taoudenni. La coupe de référence fut prise dans l'Adrar de Mauritanie dont Th.Monod (1952) puis les géologues de Dakar-Marseille comme R.Trompette, montraient l'intérêt. Une dissonance vint des travaux de géophysique (gravimétrie et magnétisme) menés dans ce cadre par Yvette Crenn et des collaborateurs comme J.Rechenman. Elle montra (1957, 1959), outre l'existence d'une forte anomalie dans ce qui apparut ensuite comme la zone de suture panafricaine au Ghana (R.Black, 1966, 1979), l'existence d'un seuil NE-SW, dit aujourd'hui de Fom el Alba, qui séparait le Sahara occidental en deux et dont le socle métamorphique et granitique nous apparaît dans deux petites boutonnières vers son extrémité orientale au Sud de Tagnout Chaggueret et à In Koussamen. Bien sûr, trop en avance sur son temps, elle ne fut pas prise au sérieux et écartée !

J.R.Villemur, étudiant l'évolution du Carbonifère inférieur révéla (1967) l'existence d'un autre seuil à l'Ouest de Taoudenni, vers Sobti. Nous l'appellerons *Seuil d'Agueraktem*. Aujourd'hui on doit distinguer dans cet immense espace plusieurs bassins de sédimentation. On n'évoquera ici que ceux proprement sahariens. Les formations y sont en général minces et discontinues.

On verra ainsi, au Sud du bouclier Reguibat, d'Est en Ouest, les bassins sur lesquels nous avons quelques informations : ceux de Fersiga, de Taoudenni *s.str.*, de la Majâbat, et de l'Adrar.

Le bassin de Fersiga.

La sédimentation débute par les belles formations du Précambrien supérieur à stromatolites (*Conophyton*) de Chenachane (J.Bertrand Sarfati, 1972, A.Moussine-Pouchkine et J.Bertrand – Sarfati, 1997). Une tillite, dont des blocs proviennent du socle reguibat, est discordante sur le tout. Cette phase glaciaire, la dernière d'une série du Précambrien terminal, est scellée par un horizon calcaire, bien connu ailleurs (les *Cap Carbonates*) qui ont été, au Sénégal, attribués, sur la foi de micro-organismes, au Cambrien inférieur (J.Culver *et al.*, 1988). Ces couches sont surmontées ici par deux formations rouges : les Grès de l'Azlaf et les Argiles du Kreb En Naga (J.R.Villemur, 1967) que nous interprétons comme des faciès distaux des molasses de la chaîne panafricaine du Sahara central. L'Ordovicien, gréseux, ne donne pas ici de relief analogue aux falaises des Tassilis au Sahara central. Il est ici réduit et seule la formation glaciaire terminale est reconnaissable.

A Fersiga ces couches, recoupées par des dolérites liasiques, sont surmontées de grès et de petits lits calcaires du Cénomano-Turonien comme l'a montré A. Arnaud-Vanneau (in Fabre *et al.* 1996). La dalle sommitale, des grès et conglomérats fluviatiles à bois silicifiés, n'est donc pas « Continental Intercalaire » (Jurassique-Crétacé inférieur) comme l'indiquent les cartes. Les grès fluviatiles à troncs d'arbres du Krib Khnachich, dateraient du Crétacé terminal, et leur silicification du Néogène. La limite orientale du bassin, dans le Tanezrouft, est inconnue. Sa limite occidentale pourrait être la zone de failles de Chenachane prolongée au Sud par les failles et les filons basiques du Mahia, NW-SE (Villemur, 1967).

Le bassin de Taoudenni s.str.

L'Infracambrien a été bien décrit par Janine Bertrand Sarfati, Alexis Moussine Pouchkine et Ali Aït Kaci (1996). Des môles à *Conophyton* et diverses formes de stromatolites encaissent de petits fossés à black shales. Il affleure bien dans le Hank qui borde au Sud les terrains cristallins du bouclier reguibat. Cette zone qui se poursuit vers l'Ouest dans le bassin Majâbat sur plus de 600km est capitale car c'est là que l'on a découvert la valeur biostratigraphique et faciologique des stromatolites. A cette biostratigraphie s'ajoute la présence d'algues unicellulaires et de traces déjà reconnues dans des terrains contemporains en Australie (la faune d'Ediacara) et en Angleterre. G. Palausi (1959) en a figuré de semblables dans le Sud du Mali.

Il serait important de démontrer comment ces algues et ces traces évoluent dans le Temps et si elles peuvent être prise en considération non seulement comme marqueurs du milieu de dépôt mais aussi comme repères chronostratigraphiques en sondages.

Au Sud Est du bassin, près d'In Dagouber, le Paléozoïque inférieur est mince et discontinu. L'Ordovicien est réduit à son terme glaciaire ; le Silurien est absent (sauf dans le sondage d'Atouila, 200 km au SE où il est représenté par quelques mètres de grès argileux à Brachiopodes). L'Eifélien y est transgressif sur l'Ordovicien terminal. Le Dévonien inférieur manque. Le Carbonifère inférieur carbonaté est, par contre, bien développé entre In Dagouber, El Guettara et Taoudenni, donnant les plateaux des Hammadas Safia et Harichat. J.R. Villemur a montré que ces formations se biseautent à l'Ouest, à Bir Chali, c'est-à-dire vers le seuil d'Agueraktem. Dans la cuvette de Taoudenni le Carbonifère supérieur, argilo-gréseux, rouge, et à flore euraméricaine, ne contient pas de charbon. Des dykes (les « Agators ») de dolérite tholeiitique liasiques le traversent. Comme à Fersiga les grès à bois silicifiés du Krib Khnachich forment la dalle hammadienne.

Le seuil qui limite à l'Ouest le bassin, et que nous appellons Seuil d'Agueraktem, s'aligne sur une zone NW-SE de fractures du socle, dite d'Aioun Abd el Malek, qui limite les terrains éburnéens du centre du bouclier, de ceux de l'Archéen à l'Ouest. Se prolonge-t-il au Sud jusqu'au Seuil de Fom El Alba ? La géophysique pourrait le dire.

Bassin de la Majâbat

L'Infracambrien de cette partie médiane et occidentale du Hank se distingue de celui du bassin de Taoudenni par la réduction des calcaires à stromatolites qui, à Aguel Mahba ne sont plus que des intercalaires mineurs, et par l'extension de black shales à algues unicellulaires. Le professeur Trichet, d'Orléans, nous révéla qu'ils pouvaient contenir jusqu'à 28% de matière organique (*inédit*).

Le Cambrien ne paraît pas y avoir été bien étudié, sauf peut être en sondages ; de même l'Ordovicien. La présence par contre d'argiles siluriennes à graptolites, découvertes par Th. Monod à Tinioulig (Villemur, 1967) est remarquable et souligne le contraste avec le bassin de Taoudenni où elles sont absentes.

Du Dévonien je ne connais qu'un affleurement, découvert par hasard à l'Ouest d'El Mraïer : des grès grossiers à *Spirifer cf Verneuilli* qui indiqueraient le Dévonien terminal. Seule une cartographie détaillée des couloirs interdunaires permettrait de connaître l'âge (dévonien ou carbonifère ?) des reliques de couverture qui pointent dans le M'reyyé et le Waran, sous les dépôts lacustres et travertineux du Plio-Quaternaire.

Près du puits d'El Mraïer les grès ordoviciens sont recouverts en transgression par des grès glauconieux qui ont donné à N. Clauer un âge, non publié, de 30 Ma. La mer est donc parvenue jusque là après une longue émergence, sans doute à la faveur de légers affaissements, perceptibles

dans la topographie. Une croûte siliceuse (silcrete) du Néogène nappe le tout . Deux sondages, Ouassat, près d'El Mraïer et Abolag au Sud apportent des données sur ces séries.

Dans la partie occidentale du bassin le dôme des Richât, créé au Crétacé (G.Poupeau *et al.* 1996), sans doute par la montée d'un pluton syénitique, montre une remarquable coupe depuis le sommet de calcaires à stromatolites comparables à ceux du Hank. Ceux-ci sont surmontés ici d'une épaisseur anormale de la formation détritique supérieure (grès de Cheikhia = Assabet el Hassiane). Nous pensons que cette épaisseur anormale du Précambrien supérieur pourrait être due à sa position dans un sillon subsident, le « Tiris-Richât-Tagant trough » de G.Bronner *et al.* (1980), précédant, dans l'espace, le domaine marginal de l'Adrar mauritanien, et situé dans le prolongement d'accidents NW-SE affectant l'Archéen du Tiris.

Au pied Sud de la dernière crête (= le Rich externe) quelques mètres de pélites vertes à lits carbonatés représentent, nous semble-t-il, l'ultime phase glaciaire de l'Eocambrien et l'horizon carbonaté qui la coiffe (les *Cap Carbonates*).

La large dépression périphérique s'est creusée dans une épaisse série argilo-gréseuse , un peu carbonatée. On n'y a pas encore trouvé de fossiles qui attestent son âge Cambrien. Elle est dominée à l'Ouest , au Nord et à l'Est par une falaise de grès que l'on attribue à l'Ordovicien. La plateau du Taguenzée qui la coiffe montre, au NE par exemple, des faciès hétérométriques rappelant ceux de l'Unité IV glaciaire des Tassilis du Sahara Central.

Ce dôme se trouve au croisement des fractures ci-dessus et d'un linéament N70°-80°E qui souligne à l'Est la limite méridionale du bouclier Reguibat. Il aurait fonctionné depuis le Jurassique et nous pensons qu'il n'est pas encore figé. La présence de carbonatites et de kimberlites, datées à 96 Ma sur traces de fissions dans la partie SW du dôme, confirme son origine dans le Manteau. Il se poursuit en Algérie dans l'Aouker et pourrait être la source des diamants du petit placier Quaternaire ancien de Reggan, à l'entrée du Bled el Mass (Touhari *et al.* 1996).

L'Adrar mauritanien

Le versant occidental de l'Adrar qui borne à l'Est la plaine mauritanienne offre une coupe remarquable, depuis le Précambrien supérieur (calcaires à stromatolites) jusqu'à l'Ordovicien supérieur. Elle a d'abord été décrite par Th.Monod (1952). R.Trompette (1973) et M.Deynoux (1983) y ont défini des super-groupes lithostratigraphiques et étendu ces subdivisions à tout l'Ouest africain. L'Adrar se trouve sur la marge du craton, contre lequel sont venues s'écraser deux chaînes venues de l'Ouest (J.Sougy, 1969) : les Mauritanides panafricaines à semelle de croûte océanique (travaux actuels de R.Caby) puis les Mauritanides hercyniennes auxquelles on doit les beaux chevauchements d'Akjoujt.

Sur le plateau de l'Adrar, les grès de Tamga sont attribués à l'Ordovicien terminal glaciaire. Au Sud-Ouest de Chinguetti le djebel Zerga est un très bel exemple d'esker, dirigé vers le Nord-Ouest. Il est proche du premier astroblème reconnu dans la région par Th.Monod, Aouelloul, et daté en K/Ar et traces de fission de 2. 6Ma. En bordure de la ville on exploite une argile kaolinique par un système de puits et galeries. Cette argile a de multiples usages et ressemble beaucoup à celle de Tabelbala dans le NW des Monts d'Ougarta. Mais tandis qu'à Tabelbala elle provient de l'altération d'argiles siluriennes au voisinage d'une faille, à Chinguetti la roche-mère paraît cambrienne. Et pourtant toutes deux ont une composition et un âge analogue, 30 Ma, l'Oligocène. Qu'en penser ?

Au Sud de l'Adrar et du seuil de Foum El Alba

On distingue plusieurs régions qui semblent avoir des remplissages sédimentaires différents. On ne peut cependant parler encore de « bassins » faute de renseignements précis sur leurs contenus sédimentaire, faciès, paléontologie et âges, et donc sur leurs limites.

A l'Est, les « bassins » d'Araouane, de Tombouctou et de Ségou-Mopti sont limités par l'avant-pays de la chaîne panafricaine. A l'Ouest les zones du Mreyyé, du Hodh et de Bamako lesont par les chaînes mauritaniennes.

Les formations sédimentaires infra-cambriennes et cambriennes y semblent souvent bien développées sous des faciès argilo-gréseux qui pourraient être riches en matière organique.

sle Tagant et le Hodh correspondent-ils à des bassins individualisés ?, comme aussi à l'Est la zone d'Araouan ? Des données sédimentologiques et structurales pourraient l'infirmier ou le confirmer.

Esquisser bassin du Sud mali. Séries infracambriennes et cambriennes probables étudiées jadis par Palausi . Similitudes avec le Nord mais bassin différent. Limité à l'Ouest par le seuil de Mamako et à l'est par le Gourma ?

Le seuil de Bamako et le bassin à l'Ouest. esquisse

Le magmatisme liasique

Vers 180 Ma une fissuration des socles ouest-africain et sud-américain précède l'ouverture de l'Atlantique central et austral. Hervé Bertrand (1991) en a fait une belle synthèse. Ce phénomène concerne pour nous le Sahara occidental.

La répartition des sills et dykes de dolérite tholéiitique n'y est pas uniforme : Dans certaines zones ils sont très denses et bien visibles, comme à Fersiga, Taoudenni ou le Tagant. En d'autres régions ils sont rares et n'ont pas apporté de chaleur aux terrains encaissants.

La comparaison que nous avons pu faire avec le réseau de dykes de même allure, de même composition et de même âge du Karroo, en Afrique australe, est intéressante car on y connaît dans le Lesotho voisin les coulées qu'ils ont alimenté, soit 1500 à 2000m de basaltes intercalés de sédiments à flore Jurassique. On doit donc admettre qu'au Lias une épaisseur comparables de coulées a couvert de grandes parties de l'ouest africain qui a dû s'enfoncer sous le poids des laves. Il ne reste plus de ces coulées que de tous petits témoins, à Abadla-Bechar, au Maroc et au Mali.

La coupe de Fersiga, où du Cénomano-Turonien repose sur la tranche des dykes, montre le temps qu'il a fallu pour éroder cette couverture et permettre au craton ouest-africain de retrouver son équilibre et se faire inonder par la mer du Crétacé supérieur.

Néotectonique

Le phénomène d'isostasie ci-dessus n'a rien à voir avec les déformations récentes qui affectent le craton ouest africain. Celles-ci sont beaucoup plus discrètes et guère expliquées. La plus évidente est la montée des Eglab, dans l'Est du bouclier Reguibat. Ils culminent à environ 300m au-dessus de la pénéplaine, ce qui fait que des gabbros vieux de plus de 2Ga sont tout frais, décapés de leurs altérations et de leurs couvertures : la mer du Carbonifère inférieur l'a submergé comme en témoigne la microfaune identique au Nord et au Sud. Les témoins de dépôts hammadiens mésozoïques et tertiaires sont bien développés au centre et à l'ouest du bouclier.. L'exemple inverse est celui de la cuvette de Taoudenni. C'est le point de plus bas de la région. Le plancher, carbonifère, des sédiments quaternaires de la sebkha (quelques m), se trouve à 160 m au-dessous du niveau du Niger à Tombouctou. Là se concentrent en sels toutes les eaux d'un grand bassin versant. Aujourd'hui l'ablation éolienne s'ajoute à la dépression tectonique.

Un autre exemple, inattendu , se trouve dans le Tanezrouft occidental. La carte gravimétrique dressée par A.Bourmatte (1977) et J.Rechenman suggérait des fractures NE-SW décalant le chapelet des anomalies lourdes de la Zone de Suture à l'Est. Dans l'Ouest du Tanezrouft une double faille NE, bien visible sur scènes satellite, recoupe le cours de l'Oued Djouf. Elle a créé, sans doute à la fin de l'Holocène, un seuil d'une trentaine de m de haut (selon les mesures des géophysiciens) qui a interrompu le cours de l'oued vers le Nord où, descendant du plateau, il alimentait la région de Fersiga. Ses eaux, qui venaient du Hoggar sont alors allées au Sud dans la région de Tagnout-Chaggueret. .

L'immense plaine désolée du Tanezrouft, où la moyenne des pluies serait de moins de 5mm par an, est dépourvue de toute ressources, sauf de l'énergie solaire !. Celle-ci peut être une richesse pour une zone aussi désolée. On peut rêver d'une résurrection du vieux projet (1940) de chemin de fer transsaharien alimenté cette fois par la production locale d'électricité !

METHODES ET THEMES A DEVELOPPER

Biostratigraphie

Une biostratigraphie du Précambrien supérieur (« Infracambrien ») a pu être établie par Janine Bertrand-Sarfati (1972) sur les formes de Stromatolites au Sahara occidental, dans le Hank. Les séries contemporaines d'Afrique centrale lui ont donné les mêmes résultats. On trouve de ces

1^{er} Colloque International sur la Géologie du Sahara Algérien: Ressources Minérales, Hydrocarbures et Eau – OUARGLA 2010

organismes dans les couches transgressives sur le bouclier Guinéen, au Mali et au Burkina-Faso, associés à des empreintes de type Ediacara (Palausi, 1959). Il est indispensable de les situer dans la stratigraphie actuelle.

Sachant maintenant que ces couches contiennent des algues unicellulaires, à l'origine d'hydrocarbures comme à Aguelm Mahba, il faut tenter d'en suivre l'évolution dans l'ensemble de la série, comme aussi dans les couches contemporaines du Sud Mali et du Burkina Faso.

Dans le même domaine micro-paléontologique on pourrait résoudre le problème contesté de l'âge du ou des « *top carbonates* » qui coiffent la ou les dernières tillites du Précambrien supérieur et paraissent d'âge Tommotien ou Atdabanien au Sénégal et au Maroc. Pour certains ils seraient plus anciens mais les âges radiométriques invoqués sont contestables.

Enfin le Sahara se trouve bien placé pour établir des parallèles entre microflores euraméricaines et gondwaniennes, comme l'a montré un horizon du Permien inférieur d'Abadla –Bechar (Doubinger et Fabre, 1983), les dernières amenées sans doute par les vents venus des hautes pressions polaires d'Afrique centrale à l'époque.

Un autre problème stratigraphique plus classique et solvable avec les données dont on dispose est celui de la datation, dans le Permo-Carbonifère du Sahara central et de Bechar des brèves phases d'émersion qui se traduisent par des entailles dans les dépôts marins aussitôt recouvertes par une nouvelle transgression. Le Grand Canal d'Assekaïfaf, reconnu par la CREPS, en est le plus bel exemple. Mais on en connaît aussi dans le bassin de Bechar où elles ont été attribuées autrefois à une tectonique hercynienne (C.Pareyn *et al.* 1971). On pourrait ainsi enfin dater les différentes phases glaciaires de la Glaciation de Dwyka bien connue en Afrique australe. Elle se trouvait sous le pôle Sud au Carbonifère, puis très proche lorsqu'il migra vers l'Antarctique qui lui était alors accolé. Y a-t-il eu une seule glaciation polyphasée permo-carbonifère, ou deux, l'une Carbonifère inférieur et l'autre Permien inférieur comme le suggèrent quelques données sud africaines. ?

Datations

Un tri sévère doit être fait dans les données radiochronologiques encore admises dans la plupart des tableaux de corrélations.

Les mesures en Rb/Sr et en K/Ar, même faites par d'excellents laboratoires et en dépit des précautions prises, reflètent souvent la composition donc l'âge des roches d'origine. Elles sont affectées aussi par les phénomènes thermiques régionaux qui se sont produits après la sédimentation. Un bon exemple a été donné par le sondage de Yarba où les âges mesurés sur les grès de la base et du sommet sont très proches et reflètent non le moment du dépôt au Précambrien supérieur mais celui du flux de chaleur venu plus tard de la chaîne panafricaine à l'Est.

De même, me disait Madame Claude Lalou, pour les terrains récents, les mesures en U/Th qui relaient celles en C14 avant 40.000 ans, et ont été mises au point sur des sédiments marins, peuvent être « vieilles » pour des couches continentales si l'eau d'imbibition des sédiments a d'abord traversé une zone de granites, plus ou moins uranifères. On en a un bel exemple dans l'ErgChech.

Paléomagnétisme

Pour bien des époques on connaît mal la position du Sahara en latitude et par rapport aux autres plaques continentales. Or celle-ci permet d'esquisser les paléocourants marins qui contrôlent la vie et peuvent amener des anomalies, comme aujourd'hui la faune froide (baleines etc.) des eaux du courant de Benguela qui baignent les côtes du Namib situées sous le Tropique !. Elle peut aussi suggérer les grands courants éoliens qui apportent de loin du matériel fin, des poussières, des spores. Mais il faut tenir compte des obstacles orographiques comme la chaîne varisque qui crée un effet de foehn desséchant en bordure du Sahara nord occidental.

Les paléolatitudes, lorsqu'elles sont déduites des faciès, sont souvent inexactes. Un bon exemple est celui du pôle Sud silurien de Scotese *et al.* (1999) comparé à celui mesuré sur un granite de l'Air par Van Houten et Hardgraves (1987). Seules les mesures paléomagnétiques faites sur des

1^{er} Colloque International sur la Géologie du Sahara Algérien: Ressources Minérales, Hydrocarbures et Eau – OUARGLA 2010

roches *ignées* non altérées et *bien datées* comme des sills ou des granites frais peuvent donner des résultats fiables. Mireille Perrin (1987) a en effet démontré que des sédiments ferrugineux pouvaient être remagnétisés après leur dépôt.

Or on sait maintenant combien la température, le climat sont importants pour les organismes notamment continentaux. La survie de grands vertébrés comme les Dinosaures du Mésozoïque dépendait de la flore disponible.

Géochimie des sédiments.

C'est un outil courant. Il peut être révélateur:

- pour identifier les *Top Carbonates* et expliquer leur composition particulière en C12/C13 ;
- pour comprendre l'apparition de coquilles minéralisées protégeant les oeufs de dinosaures, au moment de la crise permotriasique. Des éléments-traces seraient-ils révélateurs d'un volcanisme contemporain ?
- comme enregistreur du magmatisme tholéitique liasique dans les sédiments marins (Cohen *et al.* 2007).
- pour faire la part des différents « acteurs » dans la disparition des dinosaures à la limite K/T : poussières basaltiques et/ou anomalie en iridium ?

Astroblèmes

On a cité celui d'Aouelloul, au Sud Ouest de Chinguetti. Ce fut le premier à être authentifié. Le Sahara en offre 5 autres, récents, bien conservés et sur trois substrats différents : ceux d'Amguid (26°05'N-4°24'25"E) sur grès, et du Talemzane (33°15'30N-4°E) sur calcaires au Sahara central et, au Sahara occidental, ceux d'Aouelloul, sur grès, du Tenoumer (22°55'30N-10°26'W), sur socle archéen, le plus remarquable sans doute et le plus jeune (23.000 ans), celui du Temimichat Ghallaman, aussi sur socle archéen et enfin de l'Ouarkiz (29°N-7°30'E) sur calcaires.

Bien des recherches restent à faire, géophysiques et pétrologiques. Mais le Sahara est, dans ce domaine, une région du Monde où le scientifique peut les analyser sous tous leurs aspects.

BIBLIOGRAPHIE

Achab A. 1970. Le Permo-trias saharien. Associations palynologiques et leurs applications en stratigraphie. *Thèse D.Sc., Alger, 1 vol.*

Albouy Y., Chauvin M., Foy R., Lachaud J.C., Lesquer A., Ly S. 1979. Mission géophysique C.N.R.S., D.N.G.M., O.R.S.T.O.M. Carte gravimétrique de l'Adrar des Iforas, au Nord Est du Mali, à l'échelle 1/1.000.000e. *Ed. ORSTOM.*

Alimen H. 1987. Evolution du climat et des civilisations depuis 40.000 ans du Nord au Sud du Sahara occidental. *Bull. Ass. Fr. Et. Quat. 1987-4, pp. 215-227.*

Ama-Salah L., Liégeois J.P. et Pouclet A. 1996. Evolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba) : géologie, géochronologie et géochimie. *Journ. Afr. Earth sci., 22, pp. 235-254.*

Amard B. 1972. Stratigraphie et corrélations des terrains sénoniens (s.l.) et paléocènes de la région de Hassi Mseggem aux confins du Tinrhert et du Tademaït (Sahara algérien). *Serv. géol. Algérie, nlle série, Bull. n° 45, pp.5-12.*

Amard B., Collignon M., Roman J. 1981. Etude stratigraphique et paléontologique du Crétacé supérieur et Paléocène du Tinrhert-W et Tademaït-E (Sahara algérien). *Docum. Lab. Géol. Lyon. H 5-6pp.15-173.*

Bertrand H. 1991. The Mesozoic tholeiitic province of North-West Africa : a volcano-tectonic record of the early opening of Central Atlantic. *In.: Magmatism in extensional structural setting. The Phanerozoic African plate. (Kampunzu and Lulaba eds.), Springer, Berlin, pp. 147-188.*

1^{er} Colloque International sur la Géologie du Sahara Algérien: Ressources Minérales, Hydrocarbures et Eau – OUARGLA 2010

- Bertrand-Sarfati J. 1972. Les stromatolites columnaires du Précambrien supérieur du Sahara nord-occidental. Inventaire, morphologie, et microstructures des laminations . Corrélations stratigraphiques. *Thèse Montpellier 1972, Mém. CRZA (CNRS) n°14, 1 vol. 242p. 30 pl.*
- Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A., Ait Kaci Ahmed A. 1996. Subdivisions stratigraphiques nouvelles dans la couverture Néoprotérozoïque au nord- est du bassin de Taoudenni (Sahara, Algérie). *Mém. Serv. géol. Nat, Alger, 8.*
- Beuf, S. , Biju-Duval B., de Charpal O., Rognon P., Gariel O, Bennacef A. 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. *I.F.P., coll. Sciences et techniques, n°13. Technip ed. Paris, 480 p.*
- Black R. 1966. Sur l'existence d'une orogénie riphéenne en Afrique occidentale. *C.R.Ac.Sci.Paris, 262, pp. 1046-1049.*
- Black R., Caby R., Moussine-Pouchkine A., Bayer R., Bertrand JM., Boullier A.M., Fabre J., Lesquer A. 1979. Evidence for Late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature , 278, 5701, pp. 223-227. Comments Thomas, Gibbs and al. 284, 5752, p.192.*
- Black R. et Liegeois J.P. 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks, and continental lithospheric mantle. The Pan-African testimony. *Journ. Geol. soc. London. 150, 1993. pp.89-98.*
- Bouima T. 1986. Le gîte de Rahmani (Monts d'Ougarta, Algérie) : sédimentologie du Cambrien inférieur et étude des minéralisations stratiformes cuprifères associées. Mise en évidence d'un processus de remobilisation de type Roll. *Thèse, Paris XI, 1 vol. 211 p.*
- Bourmatte A. 1977. Mission géophysique C.N.R.S., O.N.R.S., O.R.S.T.O.M, SONATRACH 1975. Carte gravimétrique du Tanezrouft. Anomalies de Bouguer (d. 2,67). *Pub. CNRS, SONATRACH, ORSTOM. Echelle 1/1.000.000.*
- Bronner G., Roussel J., Trompette R., Clauer N. 1980. Genesis and geodynamic evolution of the Taoudenni craton basin (Upper Precambrian and Palaeozoic), Western Africa. *In Dynamic of Plate interiors. Geodynamic series, 1, Amer. Geophys. Un. 81-90.*
- Busson G. 1971. Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. *Thèse Paris. Publ. Mus. Hist. Nat. Paris, 1972, C, XXVI, 1 vol. 441 p.*
- Caby R. 1970. La chaîne pharusienne dans le NW de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie) ; sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. *Serv. géol. Algérie, Mém. 47, 1983, 1 vol. 288 p.*
- Caby R. 1971. Niveaux et imprégnations cuprifères du Précambrien supérieur et de la Série Pourprée du Tanezrouft oriental (Sahara algérien). *Serv. géol. Algérie, Bull. 1, pp. 129-137.*
- Cohen A. S. , Coe A. L., Kemp D. B., 2007. The Late Palaeocene , Early Eocene and Toarcian (early Jurassic) carbon isotope excursion : a comparison of their time scale, associated environmental changes , causes and consequences. *Journ. geol. Soc. London , vol. 14, 2007, pp. 1088-1108.*
- Cornet A. 1952. Essai sur l'hydrogéologie du Grand Erg occidental et des régions limitrophes. Les foggaras. *Inst. Rech. Sahar. Alger, 8, pp. 71-122.*
- Cornevin M. 1982. Les Néolithiques du Sahara central et l'histoire générale de l'Afrique . *Bull. soc. Préhist. Fr. Paris, 79, 10/12, pp. 432-450.*
- Crenn Y. 1957. Mesures gravimétriques et magnétiques dans la partie centrale de l'AOF. *Rapport ORSTOM, Paris, 38 p.*

1^{er} Colloque International sur la Géologie du Sahara Algérien: Ressources Minérales, Hydrocarbures et Eau – OUARGLA 2010

Crenn Y, Metzger J. , Rechenmann J.1959. Relations de la carte gravimétriques du centre de l'Afrique occidentale française avec les grandes unités géologiques. *C.R.Ac.Sci.Paris, t. 248, pp. 1200-1203.*

Culver J, Pojeta J. Repetski 1988. First record of Early Cambrian shelly microfossils from West Africa. *Geology, 16, 596-599.*

Dautria J.M. et Lesquer A. 1989. An example of relationship between rift and dome : recent geodynamic evolution of the Hoggar swell and its nearby regions (Central Sahara, Southern Algeria and Eastern Niger). *Tectonophysics, 163, pp. 45-61.*

Dautria J.M., Aït Hamou F., Maza M. 2005. Le magmatisme récent du Sahara algérien. *In Géologie du Sahara occidental et central. (J.Fabre ed.), M.R.A.C. Tervuren, Belgique, chap. 11, pp. 493-526.*

Deynoux M. 1983. Les formations de plate-forme d'âge Précambrien supérieur et Paléozoïque dans l'Ouest africain. Corrélations avec les zones mobiles. *In Afrique de l'Ouest-West Africa. Lexique stratigraphique (J.Fabre ed.), Pergamon press, pp. 46-74.*

Doubinger J. et Fabre J. 1983. Mise en évidence d'un Autunien à « flore mixte » dans le bassin de Bechar-Abadla (Sahara occidental algérien). *Pollen et spores, Paris, XXV, I, pp. 91-116.*

Fabre J., Arnaud-Vanneau A., Belhadj Z., et Monod Th. 1996. Evolution des terrains méso-cénozoïques d'une marge à l'autre du craton ouest africain , entre le Tanezrouft (Algérie) et l'Adrar de Mauritanie. *Mém. Serv. géol. Algérie, 8, pp.187-229.*

Guerrak S. et Chauvel J.J. 1985. Les minéralisations ferrifères au Sahara algérien : le gisement de fer oolithique de Mecheri Abd El Aziz (bassin de Tindouf). *Mineralium Deposita, n°20, pp.249-259.*

Guerrak S. 1991. Palaeozoic patterns of oolitic ironstone sedimentation in the Sahara. *Journ. Afr. Earth sci. , 12, 1/2, pp. 31-33.*

Haddoum H., Guiraud R., Moussine-Pouchkine A. 2001. Hercynian compressional deformations of Ahnet-Mouydir basin, Algerian saharan platform : far field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny. *Terra Nova,13, pp.220-226.*

Haddoum H. 2009. Les structures hercyniennes dans la couverture sédimentaire paléozoïque de l'Ahnet occidentale et de Bled El Mass (NO Hoggar, Algérie) : une conséquence du jeu de failles panafricaines . *Bull. Serv. Géol. Nat. , Alger, vol. 20, n°3, pp. 221-143.*

Hadj Kaddour Z., Liégeois J.P., Demaisse D., Caby R. 1998. The alkaline peralkaline granitic post collisional Tin Zebdane dyke swarm (Pan-African Tuareg shield, Algeria). Prevalent mantle signature and late agpaïtic differentiation . *Lithos, 45 (1998), pp. 229-249.*

Herkat M. 2009. Geodynamic evolution of the North African atlasic belt . *In Geomorphology and plate tectonics (D.M.Ferrari and A.R.Guiseppi eds.), Nova science publ. chap. II, pp. 311-341.*

Lang J., Yahaya M., El Hamet M.O., Besombes J.C. , Cazoulat M. 1991. Dépôts glaciaires du Carbonifère inférieur à l'Ouest de l'Aïr (Niger). *Geol. Rundschau, 3, 80, pp. 611-622.*

Latouche L. 2005. Le Précambrien du bouclier Touareg, le Pan-Africain. *in Géologie du Sahara occidental et central. (J.Fabre ed.), Mém. M.R.A.C., Tervuren , Belgique, chap. 2. pp. 73-116*

1^{er} Colloque International sur la Géologie du Sahara Algérien: Ressources Minérales, Hydrocarbures et Eau – OUARGLA 2010

- Legrand-Blain M. 1983. Le Carbonifère marin du Sahara algérien. *In Afrique de l'Ouest-West Africa, Lexique stratig. Nle sér. (Fabre ed.), Pergamon press, pp. 109-117.*
- Legrand-Blain M. 1985. Dynamique des brachiopodes carbonifères sur la plate-forme carbonatée du Sahara algérien : paléoenvironnement, paléogéographie, évolution. *Thèse D.Sc. Bordeaux, 2 vol. texte, 1 vol. planches.*
- Ly S. 1979. Etude gravimétrique de l'Adrar des Iforas , NE Mali. *Thèse Montpellier, 1 vol. 107 p.*
- Ly.S., Albouy Y, Chauvin M., Foy R. Lachaud J.C., Lesquer A. 1980. Apport de la gravimétrie à la compréhension de la chaîne panafricaine dans l'Adrar des Iforas. *Orstom Geophys. , 17, pp.37-57.*
- Ly S., Lesquer A., Black R. 1984. Structure profonde du batholite occidental de l'Adrar des Iforas (Mali). Une synthèse des données gravimétriques et géologiques. *Rev. Geol. dyn. et Geog. phys., 25, 1, pp. 33-44.*
- Monod Th. 1931-1932. L'Adrar Ahnet : contribution à l'étude physique d'un district saharien. *Rev. Geog.phys. et geol. dyn. t. IV, fasc. 2, pp.107-150, et fasc. 3, pp. 223-252, et t. V, fasc. 3, pp.245-297.*
- Monod Th. 1952. L'Adrar mauritanien. Esquisse géologique. *Bull. Dir. Mines, Dakar, n°15, 279 p.*
- Moussine-Pouchkine A. et Bertrand-Sarfati J. 1997. Tectonosedimentary subdivisions in the Neoproterozoic to Early Cambrian cover of the Taoudenni basin (Algeria, Mauritania, Mali). *Journ. Af. Earth Sci., vol. 24, 4, pp. 425-443.*
- Nedjari A., Aït Ouali R., Chikhi-Aouimeur F., Bitam L. 2003. Le bassin d'Ougarta au Paléozoïque : une mobilité permanente. *Mém. serv. geol. Algérie, 1 vol. 90 p.*
- Nedjari A. , Aït Ouali A. , Bitam L., Bouzidi W. 2009. La discordance hercynienne de Tiguentourine (In Amenas, Sahara algérien) : un geotype à classer. *Bull serv. geol. nat. Alger, vol. 20, n°2, pp. 87-91.*
- Palausi G. 1959. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des formations primaires au Soudan méridional et en Haute Volta. *Thèse D.Sc., 1958, Bull. Serv. geol. et prosp. Minière, Dakar n°33, 209 p.*
- Pareyn C., Conrad C., Conrad J., Lemosquet Y. 1971. Mise en évidence d'une instabilité orogénique au Namurien inférieur entre les vallées du Guir et de la Zousfana (Bassin de Bechar, Sahara NW). *Bull. Soc. Geol. Fr., 7, XIII, 5/6, pp. 512-527.*
- Perrin M. 1987. Paléomagnétisme de séries rouges à aimantations multiples d'âge Protérozoïque et Paléozoïque d'Afrique et d'Amérique du Nord. *Thèse Montpellier , 365 p.*
- Perrin M. et Prévôt M. 1988. Uncertainties about the Proterozoic and Palaeozoic Polar Wander path of the west african craton and Gondwana. Evidence for successive remagnetization event. *Earth and Planetary sciences letters. 88, pp. 337-347.*
- Poupeau G., Fabre J., Labrin E. Azdimoussa A., Netto A.M., Monod Th. 1996. Nouvelles datations par traces de fission de la structure circulaire des Richât (Mauritanie). *Mém. Serv. Géol. Algérie, 8, pp. 231-236.*
- Reyment R.A. 1983. Le Post-Paléozoïque du Niger. *In Afrique de l'Ouest-West Africa, lexique strat. Intern. nle sér. (Fabre ed.), Pergamon press, pp. 137-159.*

1^{er} Colloque International sur la Géologie du Sahara Algérien: Ressources Minérales, Hydrocarbures et Eau – OUARGLA 2010

Rognon P. 1967. Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Etude géomorphologique. *CNRS Paris, mém. CRZA, série géologie, n°9, 1 vol. 559 p.*

Rognon P. 1989. Biographie d'un désert. *Plon ed. Paris. 1 vol. 347 p.*

Scotese C.R., Boucot A.J., McKerrow W.S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journ.Af. Earth sci., 28, I, pp.99-114.*

Sougy J. 1969. Grandes lignes structurales de la chaîne des Mauritanides et de son avant pays (socle précambrien et sa couverture infracambrienne et paléozoïque), Afrique de l'Ouest. *Bull. Soc. Geol. Fr., 7, XI, pp. 133-149.*

Taquet Ph. 1993. Les Dinosaures, grandeur et décadence. *In La vie des sciences, C.R.Ac.sci. Paris, série générale, 10, 4, pp. 265-284.*

Touhari B., Fabre J., Piboule M., Kaddour M. 1996. Les diamants du Bled El Mass (Touat) : contexte géologique. *Mém. Serv. Géol. Algérie, 8, pp. 259-277.*

Trompette R. 1973. Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie, bordure occidentale du bassin de Taoudenni, Afrique de l'Ouest. Un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique. *Thèse. Trav. lab. Geol. Marseille, série B, n°7, 3 t., 702 p.*

Van Houten F.B. and Hargraves R.B. 1987. Palaeozoic drift of Gondwana : palaeomagnetic and stratigraphic constraints. *in African geology review, (P.Bowden and J.Kinnaird eds.) John Wiley and sons, geol. Journ. 22, Thematic issue, , pp. 341-359.*

Villemur J.R. 1967. Reconnaissance géologique et structurale du Nord du bassin de Taoudenni. *Mém. B.R.G.M. n°51, 151 p. 19 pl.*