

Les "glaciers de sel" sous-marins des marges continentales passives du nord-est du Maghreb (Algérie-Tunisie) et de la Gulf Coast (USA) : comparaisons, nouveau regard sur les "glaciers de sel" composites, illustré par celui de Fedj el Adoum (Nord-Ouest tu...

Autor(en): Vila, Jean-Marie / Ghanmi, Mohamed / Youssef, Mohamed Ben

Objektyp: Article

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **95 (2002)**

Heft 3

PDF erstellt am: **13.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-168965>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Les «glaciers de sel» sous-marins des marges continentales passives du nord-est du Maghreb (Algérie-Tunisie) et de la Gulf Coast (USA): comparaisons, nouveau regard sur les «glaciers de sel» composites, illustré par celui de Fedj el Adoum (Nord-Ouest tunisien) et revue globale

JEAN-MARIE VILA¹, MOHAMED GHANMI², MOHAMED BEN YOUSSEF³ & MOHAMED JOUIROU⁴

Key words: Aptian-Albian, cap rock, evaporites, gravimetry, halokinesis, halotectonics, Pb-Zn, plate tectonics, submarine composite “salt glacier”, seismics, Triassic, world synthesis

Mots clés: Aptien-Albien, cap rock, évaporites, «glacier de sel» composite sous-marin, gravimétrie, halocinèse, halotectonique, Pb-Zn, sismique, synthèse mondiale, tectonique des plaques, Trias

RESUME

Nous donnons la définition, un inventaire global, la terminologie (français-anglais), l'historique des découvertes, puis l'évolution des «glaciers de sel» sous-marins, de leur mise en place à leur enfouissement, en y distinguant deux catégories: simple et composite, respectivement à plancher d'âge uniforme ou variable. La comparaison entre la marge demeurée distensive de la Gulf Coast et celle qui a été tectoniquement inversée au Tertiaire du nord-est du Maghreb, nous a conduit à rechercher cette dernière catégorie dans la région de Fedj el Adoum. Le matériel triasique y est interstratifié dans l'Albien inférieur-moyen, mais la même masse est latéralement intercalée dans de l'Aptien supérieur à planctoniques. À partir de l'intégration de nouvelles données stratigraphiques, sédimentologiques et tectoniques ce dispositif est interprété, à l'image des progrès récents en Gulf Coast, à partir de la mise en place de l'Aptien à l'Albien, d'un «glacier de sel» sous-marin composite dans des eaux peu profondes, au sein d'une paléogéographie compartimentée par des blocs basculés, contrôlée par une fracturation distensive. Le contact inférieur du «glacier de sel» n'est minéralisé que par un peu de barytine. Le contact supérieur présente au contraire des concentrations probablement polyphasées de célestite, de sulfures de Pb-Zn et un peu de soufre. Les masses salifères triasiques de ce secteur ne présentent pas les anomalies gravimétriques négatives que l'on attendrait dans l'hypothèse diapirique «classique» à l'aplomb d'un conduit enraciné, mais au contraire des anomalies positives, en bon accord avec la structure plissée typiquement atlasique et avec les failles majeures, ce qui est plus conforme à notre interprétation. Cette dernière est appuyée par le profil sismique voisin Dougga-Goraâ et par les forages connus. Une comparaison avec la genèse des «glaciers de sel» composites sous-marins de l'offshore de la Gulf Coast permet d'expliquer la superposition du matériel salifère à des termes variés, ainsi que la présence du dépocentre de Douamiss. Nous proposons aussi une solution de type Gulf Coast pour expliquer la très forte et surprenante anomalie gravimétrique positive axiale du J. Ech Chéhid, le plus grand des «vrais diapirs» de Tunisie. Il n'est pas nécessaire de faire appel lors de l'inversion tectonique tertiaire, au processus d'injection latérale sous couverture récemment proposé et que les modélisations analogiques ne reproduisent pas. Des comparaisons précises et illustrées avec les autres provinces à «glaciers de sel» sous-marins du monde (délicate avec le centre et l'ouest du Maghreb et avec les Cordillères bétiques), permettent de reconnaître des formes simples et/ou composites de «glaciers de sel» en Aquitaine, au Kazakhstan, en Ukraine, sur la marge yéménite de la mer Rouge, mais aussi dans les Alpes occidentales, dont la zonation halocinétique proposée pose en termes nouveaux le problème des Grandes zones de gypses. Mondialement, tous les grands «glaciers de sel» sous-marins (longueur > 10 km), semblent être associés au stade post-rift de domaines à croûte continentale amincie.

ABSTRACT

We give herein the definition, a global perspective, the French-English terminology, the history of discoveries, and the geological evolution of submarine “salt glaciers”. From their emplacement to their sedimentary burial, two main classes, single and composite saliferous flat bodies can be distinguished, respectively based on the same or the variable age of their bottom. The comparison between the continuously extensional margin of US Gulf Coast and the tectonically inverted margin during the Tertiary of the Northeastern Maghreb, allows us to look for this second class in the Fedj el Adoum area (Northwestern Tunisia). Here, the Triassic saliferous rocks are normally interbedded within the Lower-Middle Albian marls. In some localities this same saliferous mass is also interbedded within Upper Aptian marls, well dated by planktonics. From new stratigraphic, sedimentologic and tectonic data and referential models taking in account the recent improvements in the Gulf Coast restorations, this organization is interpreted as a composite submarine “salt glacier” emplaced during Aptian-Albian times, in a shallow water environment and over a synsedimentary slope, in the frame of a palaeogeographic setting, characterized by extensional tilted blocks. The lower contact of this composite “salt glacier” is poorly mineralized by traces of barytine and, on the contrary the upper contact is underlined by interesting and probably polyphase concentrations of celestite, Pb-Zn sulphides and some sulfur. The large saliferous Triassic body studied in this area does not show the supposed negative gravimetric anomalies, normally expected from the “classical” diapiric hypothesis. On the contrary, they are characterized by positive anomalies reaching in the Fedj el Adoum area, the highest local value. This interpretation is also supported by a neighbouring seismic profile and by old or recent drillings. A comparison with the extensional genesis of submarine composite “salt glaciers” of the Gulf Coast continental margin allows to explain the Fedj el Adoum Triassic saliferous rocks as a body flowing along a marine slope over various Cretaceous levels and the same time the appearance of the Douamiss typical depocenter. We propose also a “Gulf Coast” solution in order to explain the surprising very strong positive axial gravimetric anomaly of the largest Tunisian “true diapir” of the J. Ech Chehid. With our interpretation, the recently proposed hypothesis of a lateral injections of salt under a thick sedimentary cover during the Tertiary late tectonic inversion stage, is unfounded. It is also not demonstrable by the sand-box modelling experiments. Precise and illustrated comparisons with others large submarine “salt glaciers” provinces (therefore difficult with central and western Maghreb and Betic Cordillera), allow us to identify single and/or composite comparable structures in Aquitaine offshore, Kazakhstan, Ukraina, Yemeni Red Sea margin, but also in the Western French Alps. In the last one, the proposed halokinetic zonation raises the question of the significance of the «grandes zones de gypses». All large submarine “salt glaciers” in the world (length of more than 10 km), are apparently linked with the post-rift stage of areas overlying a thinned continental crust.

¹ Université Paul-Sabatier (Toulouse-III), Institut des Sciences de la Terre, Laboratoire de Dynamique des Bassins Sédimentaires, 39 Allées Jules-Guesde, 31000 Toulouse, France. E-mail: jmvila@cict.fr (correspondance et tirés-à-part)

² Université d'El Manar (Tunis-II), Faculté des Sciences de Tunis, Département de Géologie, Laboratoire de Géologie structurale et régionale, Campus Universitaire, 1060 Tunis, Tunisie

³ I.N.R.S.T., Centre des Sciences de la Terre, Lab. des Géoressources, BP n° 95, 2050 Hammam-Lif, Tunisie

⁴ Office National des Mines, Service Géophysique, BP n° 215, 1080 Tunis cedex, Tunisie

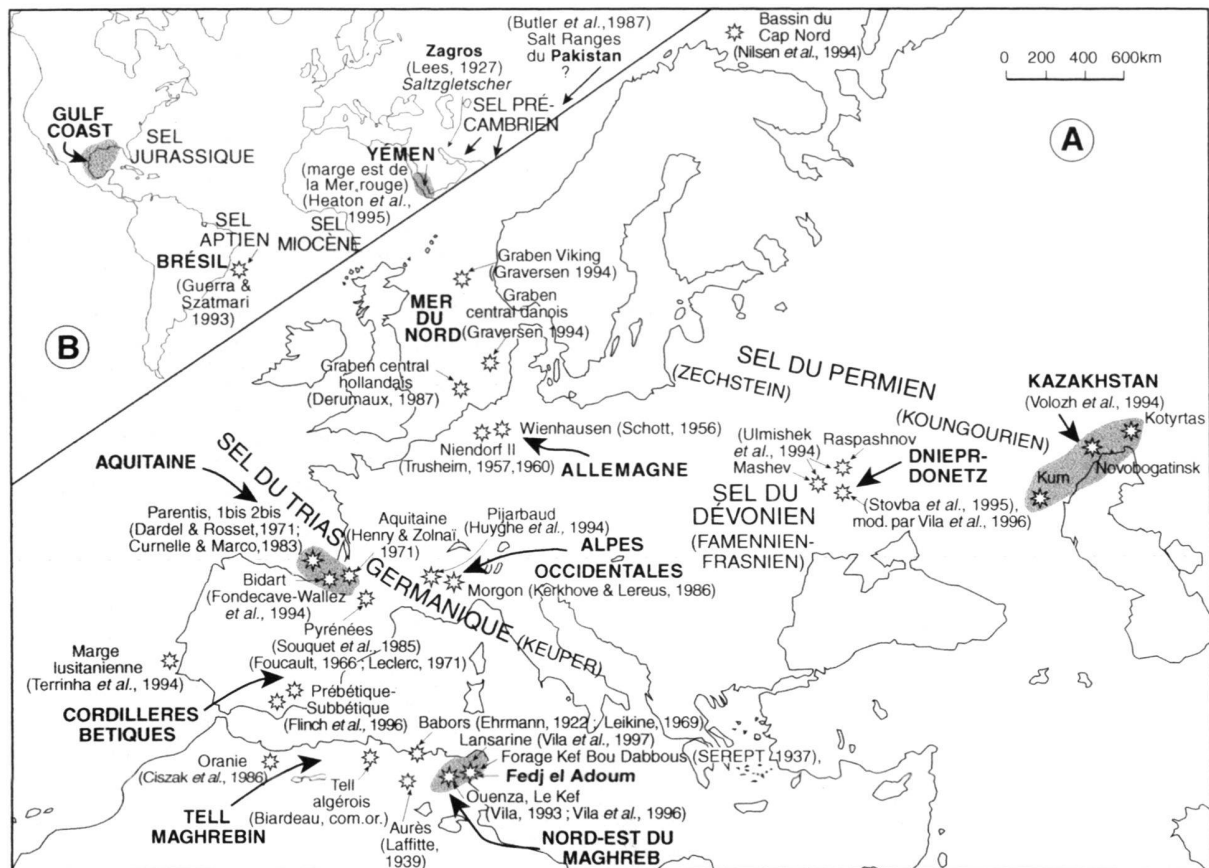


Fig. 1. Esquisse globale de localisation du matériel salifère résédimenté et des «glaciers de sel» sous-marins simples ou composites, décrits comme tels (toutes catégories confondues) ou identifiables, d'Europe et du Maghreb (A) et du reste du monde (B). La taille des étoiles est à peu près proportionnelle à celle des appareils. Les domaines à grands «glaciers de sel» sous-marins sont surchargés en gris, sauf pour ceux qui ont été fortement inversés tectoniquement et intégrés dans des structures tangentielles dans les Alpes, les Cordillères bétiques et l'Orogène tello-rifain.

I. Introduction

1. Les «glaciers de sel» sous-marins, définition, terminologie (français-anglais), catégories et répartition globale

Un «glacier de sel» sous-marin (*submarine "salt glacier"*) correspond à un corps de matériel salifère, provenant d'un dôme de sel développé en régime distensif, ou d'une fracture nourricière ouverte, glissé et/ou résédimenté en masse puis enfoui sous des sédiments, d'où son interstratification (Trusheim 1957, 1960). Cette dénomination métaphorique est la traduction du terme de *Saltgletscher*, créé par Lees (1927) pour les «glaciers de sel» surgissant à l'air libre du Zagros dans la province du Fars en Iran (Ala 1974), nés de la collision des plaques d'Arabie et d'Eurasie (localisés Fig. 1 A); ce sont les *namakiers* des farsi, un nom vernaculaire du Fars, signifiant littéralement (de sel, *namak* et de *kier*, sel), sel en rivière (Talbot, 1993). Le sel précambrien y est expulsé actuellement vers le haut, puis coule latéralement comme le ferait une pâte dentifrice dont on comprimerait un tube placé verticalement, orifice vers le haut. Le terme de «glacier de sel» a d'abord été

adopté en 1957, puis inclus en 1960 par Trusheim dans l'expression *submarine salt glacier*, pour désigner la masse salifère intra-crétacée (albienne) émanant du dôme complexe de Nien-dorf II à sel permien. Cet appareil salifère allemand, situé à mi-chemin entre Magdebourg et Hambourg, dans les landes de Lunebourg en Basse-Saxe, s'est mis en place à une époque où cette région était soumise à un régime distensif, correspondant à l'ouverture téthysienne (localisé Fig. 1 A). Cette dénomination a été appliquée ensuite à d'autres surplombs salifères (*overhangs*) émanant de dômes de sel, décrits en Europe occidentale, à sel permien ou triasique (localisation et références, Fig. 1, A), en Europe orientale à sel dévonien, en Afrique du Nord à sel triasique, puis, surtout en Gulf Coast (Fig. 1 B), au large de la Louisiane à sel jurassique. Pour cette dernière les «glaciers de sel» sous-marins correspondent à de beaucoup plus vastes masses lenticulaires plates sub-horizontales, les *extrusive salt bodies*, de De Jong (1968), de la marge passive du golfe du Mexique dont le sel de marge passive riftée s'est déposé (jusqu'à 4 000 m d'épaisseur) à l'extrémité est des rives de l'océan Téthysien, de la Téthys dite «de la Reconquête» (Au-

bouin 1977). Même si tous n'ont pas d'emblée été désignés par cette expression, des «glaciers de sel» sous-marins ont depuis été mis en évidence dans toutes les grandes provinces salifères d'Europe et du reste du monde qui n'ont pas été trop bouleversées (localisation et références, Fig. 1, A et B). Les appellations utilisées sont de ce fait particulièrement variées, l'une des meilleures étant probablement celle de *marine namakers*, les rivières sous-marines de sel, appliquée à certains objets de la Gulf Coast (Talbot 1993), mais elle correspond mal à la platitude et à la largeur de la plupart des masses salifères épanchées sous la mer.

Les groupements de tels objets, en domaines ou en provinces à «glaciers de sel», sont moins fréquents. Ils ont été révélés beaucoup plus tard (Fig. 1 A et B), à la faveur de très nombreux travaux pétroliers, d'abord offshore en Gulf Coast: corps salifères allochtones ou *allochthonous salt bodies* (Lehner 1969); langues allochtones de sel ou *allochthonous salt tongues* (Watkins et al. 1975), lobes salifères ou *salt lobes* (Bufner & Worzel 1978), lames salifères ou *salt sheets* (Humphris 1978), glaciers de sel, tout court ou *salt glaciers* (Martin 1978), complexes salifères en dais ou en baldaquin, les *canopy-like complexes* (Talbot & Jackson 1987), longues langues de sel ou *advanced salt tongues* et lambeaux salifères allochtones ou *detached allochthonous salt sheets* (Wu et al., 1990), dais salifères composites ou *composite salt-canopies* et dais salifères à front lobé ou *lobate-fronted canopies* (Jackson & Vendeville 1994), dais à langues de sel ou *salt-tongue canopies* (Rowan et al. 2001). Peu après les premiers travaux en Gulf Coast apparaissent, offshore et *onshore* en Aquitaine méridionale et dans les Pyrénées occidentales, les corps salifères qualifiés d'olistostromes par Henry & Zolnai (1971) puis plus tard par James & Canérot (1999). Ils sont identifiés en mer à des «glaciers de sel» depuis 1987 (Curnelle & Finelle 1986 in Derumaux 1987), à terre depuis 1994 (Fondecave-Wallez et al. 1994). Puis dans le nord-est du Maghreb, sont décelés les premiers grands «glaciers de sel» sous-marins albiens analysables à l'air libre (Vila 1993, 1995; Vila et al. 1996; Ghanmi et al. 2000). En même temps au Kazakhstan sont étudiés des dispositifs semblables qualifiés de surplombs salifères ou *over-hangs* (Volozh et al. 1994) et sont décrits en Ukraine les appareils du fossé du Dnieper-Donetz (Ulmishek et al. 1994; Vila et al. 1996), pendant qu'en mer Rouge yéménite sont analysés de vastes dais de sel ou *salt canopies* (Heaton et al. 1995).

Le dossier traité uniquement en subsurface, mais de loin le plus approfondi est incontestablement celui de l'offshore louisianais de la Gulf Coast. D'énormes moyens humains et matériels y ont été remis en œuvre (avec des milliers de km de sismique multitrace et des centaines de forages), aboutissant notamment à la découverte en 1995, précisément sous un «glacier de sel» sous-marin, du champ pétrolier géant de Mahogany (Bot 1995; Rowan et al. 2001), puis entre autres de celui de Mickey (Fletcher et al., 1995). Dans un secteur demeuré distensif depuis le Jurassique moyen, grâce à l'utilisation de logiciels sophistiqués de décompaction, l'énorme masse de données traitées a permis d'aboutir à la mise au point de scénarios

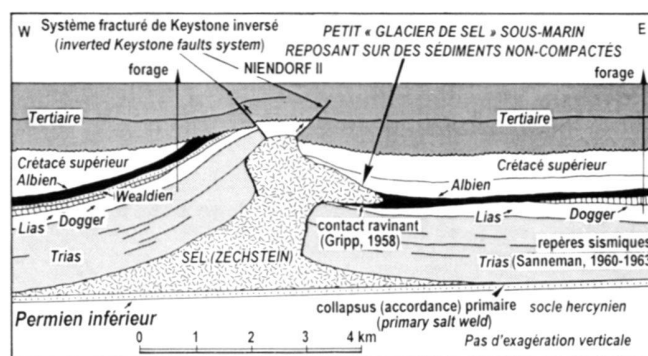


Fig. 2. Le «glacier de sel» sous-marin «holotype» du dôme allemand de Niendorf II (localisé Fig. 1), redessiné d'après Trusheim (1960), sans modifications géométriques et réinterprété pour la nomenclature des contacts, d'après celle définie par Rowan et al. (1999).

Les failles sont en trait fort, et le trait ondulé correspond à la discordance due à la première phase compressive alpine des auteurs (postérieure à la genèse du «glacier de sel»); la discordance de la phase alpine majeure tertiaire n'étant pas représentée; la disparition en biseau du Dogger correspond à la distension synchrone du rifting téthysien.

de mise en place particulièrement détaillés. Ces derniers ont d'abord été proposés en 2D (Diegel et al. 1995; Schuster 1995; McBride et al. 1998), puis le sont de plus en plus en 3D, en parallèle avec des modélisations fidèles des «glaciers de sel» (Guglielmo et al. 1998, 2000).

D'autres termes plus vagues ont été employés: masses en forme de glacier ou *glacier-like masses*, flux salifères ou *salt flows*, complexes salifères en coins ou *salt-wedge complexes*, parfois trop génétiques (systèmes salifères allochtones ou *allochthonous salt systems*, nappes ou *nappes* tout court, nappes salifères ou *salt nappes*). Certains termes sont en plus imprégnés d'un platonisme désuet, mais vivace: lames intrusives ou *intrusive sheets*, intrusions latérales salifères ou *lateral salt intrusions*, nappes en filon-couche ou *nappe-like sills*, filons-couches de sel ou *salt sills*, voire filons-couches ou *sills* tout court, ou encore systèmes de filons-couches ou *sill systems*; ils n'ont rien clarifié.

Devant cette profusion de termes, nous avons choisi depuis 1993, d'utiliser le terme défini le premier à Niendorf II, à partir donc d'un objet géologique bien étudié (Fig. 2), appartenant à une région rigoureusement contrainte par de très nombreux forages (13 500 recensés en 1960 pour la seule Allemagne de l'Ouest), permettant une stratigraphie classique très fiable et pas seulement une stratigraphie sismique, intégrant en outre des travaux sismiques très détaillés (Sannemann, 1960-1963 in Trusheim 1960) et des travaux miniers (Gripp 1958). Dans cette intéressante structure, Trusheim (1960) précise en outre, à la suite de Gripp, que la mise en place du corps salifère s'est effectuée sur la surface ravinée de sédiments qui n'étaient pas encore consolidés. Nous avons donc adopté le choix terminologique de Trusheim, ce qui revient à appliquer le principe légitime d'antériorité. Nous y avons seulement ajouté des guillemets, dans le seul but de bien marquer la différence avec les

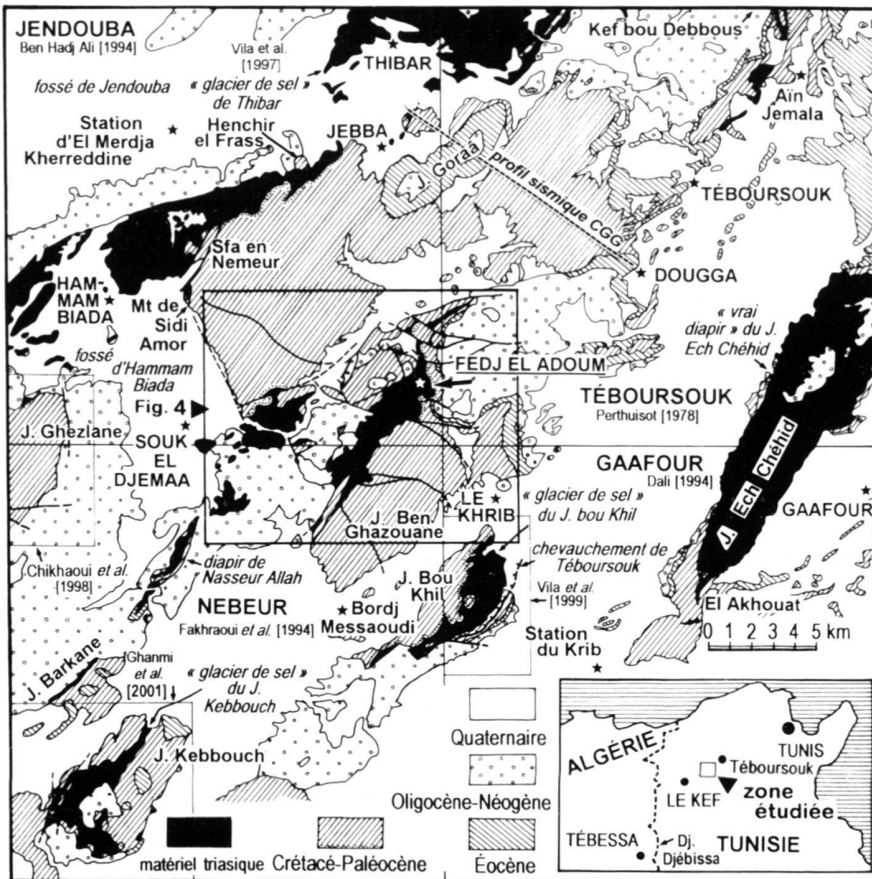


Fig. 3. Localisation de la zone de Fedj el Adoum et des appareils qui l'entourent (carré du cartouche et cadre central en trait fort, correspondant aux Fig. 4 et 10) et représentation schématique de son cadre, localisation des cartes géologiques au 1/50 000 (croix médiane, noms en grandes capitales), d'études détaillées récentes (cadres en trait fin) et des localités citées dans le texte.
 Trait fort: failles et chevauchements (barbelures du côté chevauchant); trait moyen: contacts normaux (avec des points: Albien ou Aptien reposant sur le matériel salifère triasique); trait fin: figurés des unités; blanc: Quaternaire indifférencié.

propriétés physiques et la dynamique des glaciers de montagne, auxquels une telle formulation fait automatiquement penser. Ces derniers présentent notamment: une alimentation *per descensum* en sens inverse de celle d'un «glacier de sel», car elle provient d'un cirque d'altitude, une vitesse d'écoulement plus élevée de l'ordre du cm/jour, contre des cm/mois (Talbot & Rogers 1980); un régime thermique différent car le sel est un bien meilleur conducteur de la chaleur, 3 fois plus que son encaissant, contrairement à la glace (Podladchikov et al. 1993); enfin une origine seulement «externe» (au sens géographique) des éléments morainiques de toute taille qui sont transportés. Un «glacier de sel» sous-marin emporte, en plus de blocs «morainiques» glissés ou écroulés des reliefs voisins, des «glaçons» plus denses provenant de la même série profonde que lui, ou de l'effet de ramonage du sel ascendant (Vila et al. 1996, Fig. 3 B), comme un torrent boueux ou un lahar charrie des gros blocs, leur charge solide augmentant aussi avec la viscosité (Weinberg 1993). Ces «glaçons» correspondent aux *inclusions* des auteurs anglo-saxons.

À partir de nos observations et d'une littérature devenue riche en moins de dix ans, nous proposons d'en distinguer deux catégories simples, indépendamment du critère élémentaire de taille que nous analyserons en conclusion, à partir de critères

tangibles sur le terrain ou visibles en sismique réflexion, car depuis environ quinze ans ce précieux outil sait «voir» sous les masses horizontales de sel (Jackson 1995):

- a.) **ceux qui reposent sur un mur d'âge sensiblement uniforme** (Wu et al., 1990), les «glaciers de sel» simples, correspondant aux *individual flows* ou écoulements unitaires et aux *individual salt sheets* ou lames salifères unitaires; le plus grand d'entre eux a été qualifié de *pancake-shaped extrusive glacier* ou «glacier de sel» extrusif en forme de crêpe et couvre une surface de 480 km² (Jackson & Vendeville 1994); c'est deux fois plus que le plus grand des «glaciers de sel» simples reconnu à ce jour à l'affleurement libre dans le nord-est du Maghreb près du Kef (Vila et al. 1996);
- b.) **ceux qui recouvrent un substrat d'âge variable, les «glaciers de sel» composites**; leur définition a été précisée progressivement (McGuiness & Hossack 1993; Hudec et al. 1995; Diegel et al. 1996).

Les uns et les autres peuvent beaucoup changer de forme après leur mise en place, à partir d'une évolution très variable de leur toit, rapidement soumis à des surcharges sédimentaires, atteignant 2 km/My en Gulf Coast. Ces dernières peuvent soit les épaissir et les rendre coalescents comme pour les *salt-*

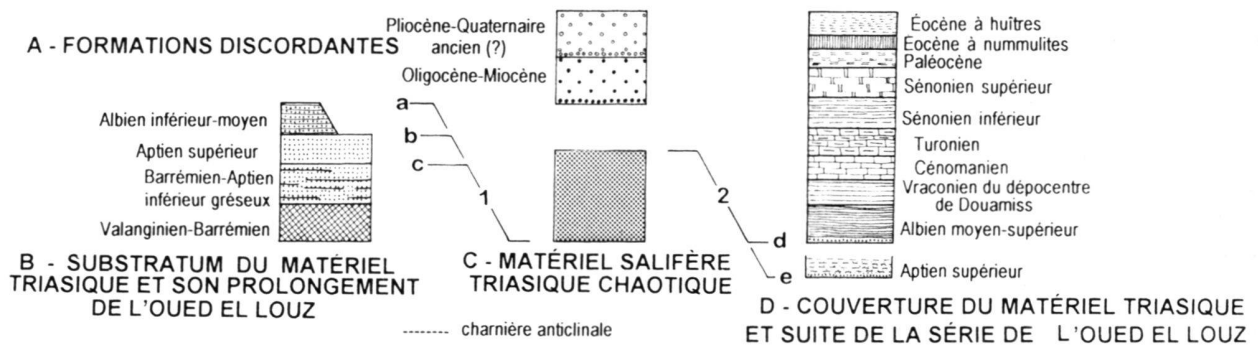
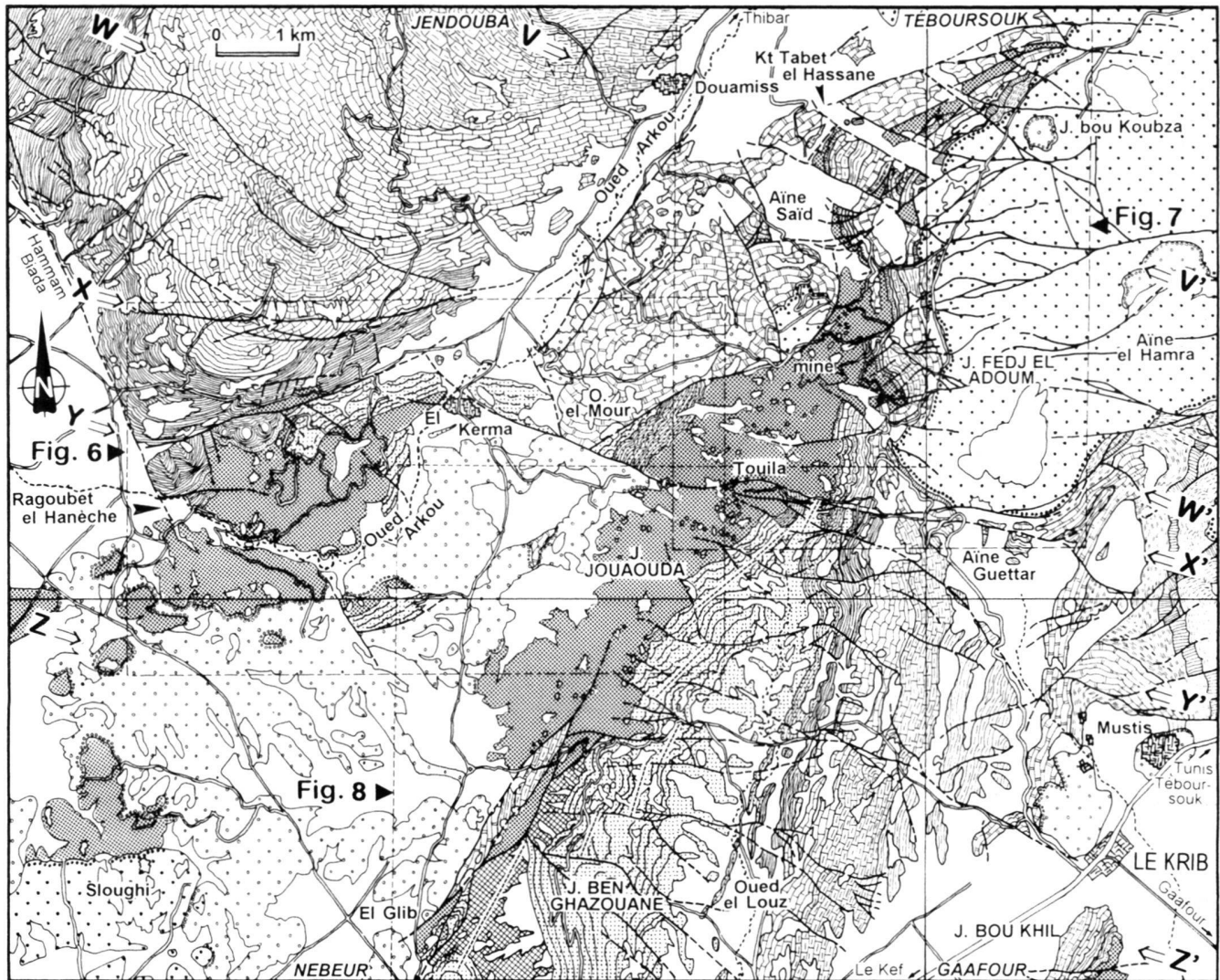


Fig. 4. Carte schématique du cadre géologique du secteur minier de Fedj el Adoum avec une légende stratigraphique synthétique et la localisation des feuilles au 1/50 000 (capitales italiques en bordure), des Fig. 6 à 8 (cadres) et des coupes interprétatives sériées de la Fig. 11 (V-V', W-W', X-X', Y-Y', Z-Z').

Toponymie détaillée: voir Fig. 6 à 8; traits, voir Fig. 5, sauf pour le tireté foncé matérialisant l'axe anticlinale des J. Jouaouda et Ben Ghazouane; blanc: Quaternaire indifférencié; les figurés lithologiques sont pour l'essentiel alignés sur les traces de bancs.

1: contacts inférieurs du matériel triasique (a à c); 2: contacts supérieurs de ce dernier (d et e).

a: Oued el Mour, Touïla nord; b: J. Jouaouda, juste au sud de Touïla; c: reste du J. Jouaouda, massifs gréseux de Ragoubet el Hanèche; d: col de Ragoubet et Hanèche, région de Fedj el Adoum, du décrochement dextre El Kerma-Aïne Guettar à la Kt Tabet el Hassane et Aïne Saïd.

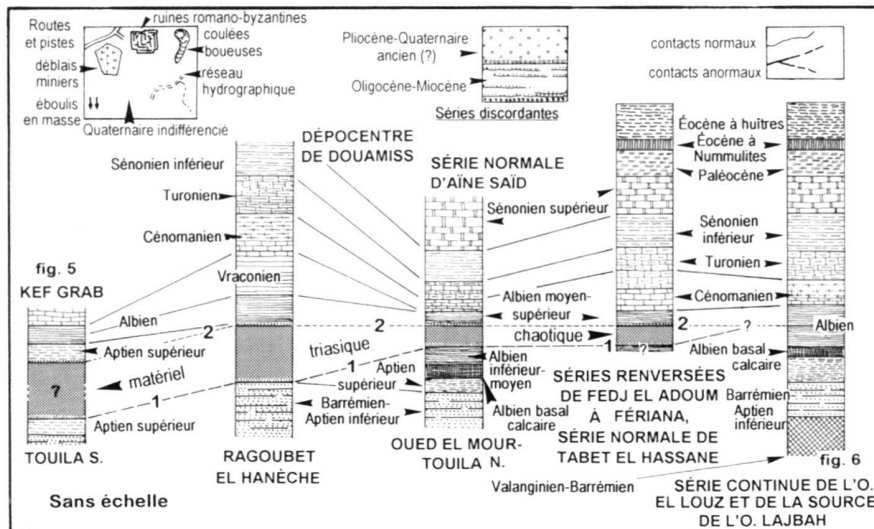


Fig. 5. Corrélation des coupes visibles donnant les légendes lithologique et graphique des Fig. 6, 7, 8 et 11 (sauf pour le Valanginien-Barrémien de cette dernière, représenté en noir Fig. 11). 1 - contacts inférieurs du matériel salifère triasique du «glacier de sel» sous-marin composite de Fedj el Adoum; 2 - contacts supérieurs de ce dernier.

tongue canopies (Rowan et al. 2001), soit au contraire les amincir, puis les saucissonner par des failles listriques, elles-même en forme de carapaces de tortue, les *turtle-back structures*, ou en forme de toit d'usine, les *factory-roof structures* (Seni et Jackson 1992). Elles peuvent même souder localement leur mur à leur toit (*salt welds*) par collapsus réalisant leur accordance, tout le sel ayant été expulsé, par exemple de type primaire (*primary weld*, Fig. 2) ou de type roho (*roho weld*) au sens de Rowan et al. (1999). Ce terme roho a été créé par les géologues de la *Shell Oil Co.* vers 1970 et incorporé dans l'expression *roho system* (un faux-acronyme, de *Roripangh*, le nom de l'un de ces géologues et de *Moh*o), pour désigner des réflecteurs horizontaux très énergétiques («brillants») de bas de failles listriques, lorsque ces dernières rejoignent et tangentent un horizon salifère profond (Fletcher et al. 1995).

Les «glaciers de sel» ou chacun des corps séparés qui en proviennent peuvent une fois mis en place, alimenter ensuite à leur toit de nouvelles accumulations de sel, présentant des formes banales et variées (Talbot 1996), avec par ordre de maturité: les rouleaux de sel (*salt rollers*), les murs de sel (*salt walls*), les amas en bulbe d'oignon renversé ou en champignon à l'endroit (*onion- or mushroom-shaped stocks*, eux-mêmes soit pédonculés, soit complètement déconnectés de leur couche-mère et sans leur pied habituel, décelable en gravimétrie mais si gênant en sismique (Diegel et al. 1996; McBride et al. 1998). Ce dernier outil n'est en effet adapté, ni aux forts pendages, ni aux variations abruptes des vitesses sismiques entre le sel et son encaissant. Cette apparition de stocks salifères de deuxième génération n'a rien de surprenant: quoi de plus logique, dès que la surcharge des corps horizontaux nouvellement noyés sous une abondante sédimentation redevient suffisante. Dans un «glacier de sel» sous-marin, le matériel salifère n'a fait somme toute, que remonter pour s'étaler à un étage supérieur, sans pour autant perdre ses propriétés intrinsèques si son sel n'a pas été dissous. Alors, aussitôt reconstitué

un nouvel amas salifère plat, l'halocinèse recommence dès que la surcharge sédimentaire est suffisante. Ces différents aspects de l'évolution du toit d'un «glacier de sel» seront développés et illustrés en fin d'article.

2. Notre démarche dans la province salifère du nord-est du Maghreb: choix et intérêt du secteur minier de Fedj el Adoum

Dans le nord-est du Maghreb à la différence de l'Aquitaine et des Pyrénées atlantiques, des «glaciers de sel» sous-marins, bien plus vastes pour certains, sont visibles dans d'excellentes conditions d'affleurement (Vila 1995, 1996; Vila et al. 1996). C'est une exception dans le monde, la seule servitude technique étant qu'il faut annuler des plissements pour reconstituer leur configuration primitive (Vila et al. 1995). N'y ont été décrits jusqu'à ce jour que des «glaciers de sel» simples, à mur d'âge uniforme, quelle que soit leur ampleur, interstratifiés dans des terrains d'âges variés, de l'Aptien supérieur au Djebel Bou Jaber (Vila & Charrière, 1993), de l'Albién à l'Ouenza (Vila 1995), près du Kef (Vila et al. 1996), ou au Dj. Kebbouch (Ghanmi et al. 2001), atteignant le Turonien pour le «glacier de sel» résiduel de la Koudiat Sidii (Ghanmi et al. 2001). Nous verrons qu'au point de vue du contexte géodynamique, cette dispersion d'âges relève d'une logique simple, celle du calendrier distensif de la marge téthysienne, une fois que les surcharges sédimentaires sont devenues suffisantes pour déstabiliser le sel triasique.

Les similitudes recensées depuis quelques années entre les dispositifs du nord-est du Maghreb au Crétacé inférieur-moyen et ceux de la Gulf Coast sont telles (Vila 1995, 1996; Ghanmi et al. 1999), que l'absence de formes halocinétiques plus complexes, comme les «glaciers de sel» composites ou les dais de sel (*salt-tongue canopies*) nous a paru curieuse. Cela nous a incité à poursuivre méthodiquement, notre inventaire régional. L'idée simple de base est la suivante: en

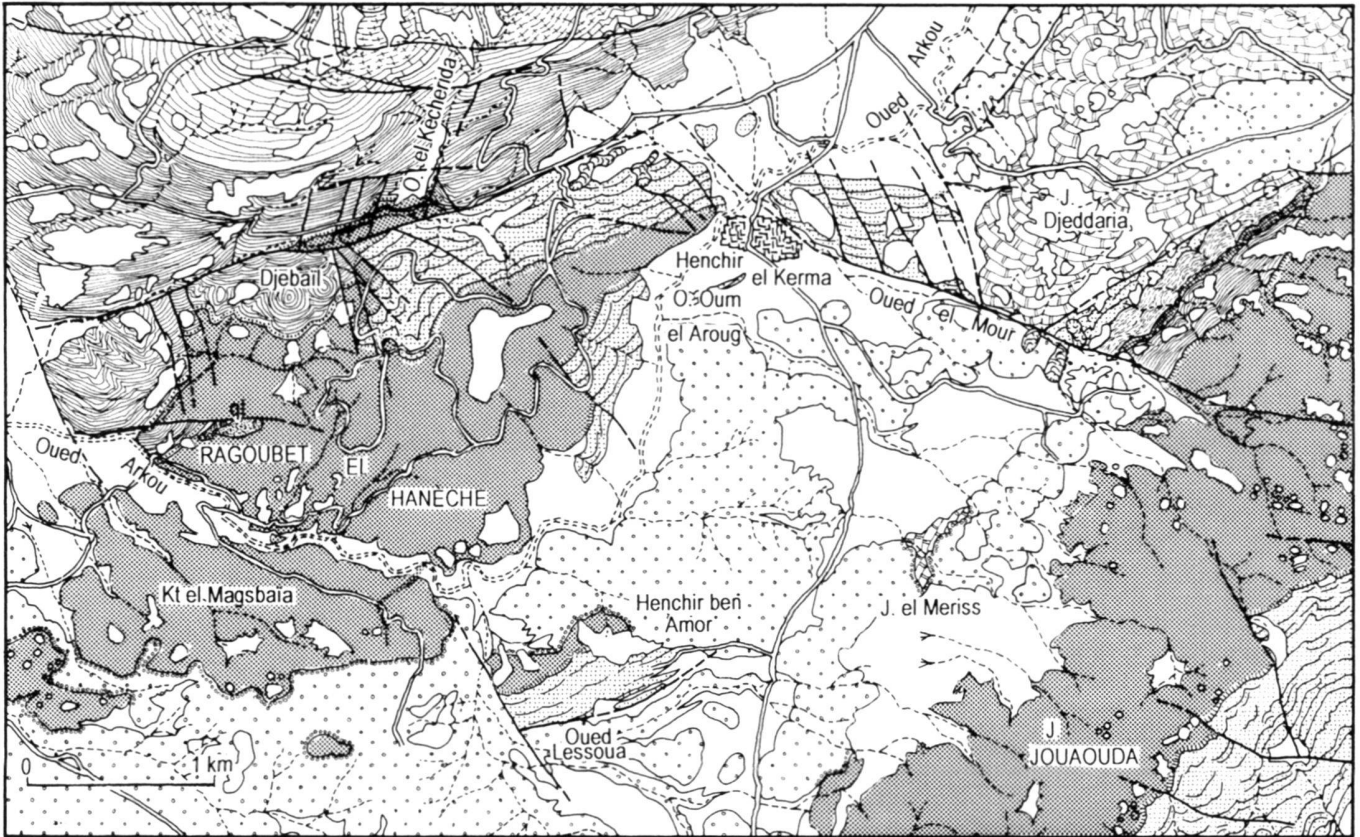


Fig. 6. Carte géologique des environs de Ragoubet el Hanèche (légende lithologique et trait: voir Fig. 5); qt: quartzites triasiques.

supposant a priori que le plissement d'une masse salifère lenticulaire plate devrait correspondre après plissement et érosion, à des affleurements d'allure particulièrement tourmentée, il fallait choisir a priori les plus dilacérés. Nous avons d'abord espéré retrouver un «glacier de sel» composite dans le secteur minier de Gueurn Halfaya. Mais après une étude détaillée, il s'est avéré correspondre à un «glacier de sel» simple à base albienne comme à l'Ouenza ou au Kef. La complication en surface de ses affleurements, est due à une tectonique en radeaux de type Angola à dépo-centres et petits *roho systems* affectant son toit, toutes proportions gardées par rapport à l'immense province salifère angolaise (Vila et al. 1998). Nous avons donc déplacé nos recherches sur le secteur minier de Fedj el Adoum, car les données publiées semblaient mieux correspondre à ce critère simple de complication (Fig. 3, 4, 6 à 8). En effet, sa masse triasique a été qualifiée par Sainfeld (1952) de «lame triasique, d'allure très biscornue», pourtant située à l'intersection de deux structures simples: l'anticlinal crétacé du J. Jouaouda et le synclinal miocène d'Aïne el Hamra», donc peut-être faciles à déplier en fonction de nos préoccupations. Pour Perthuisot et al. (1999 a et b), il s'agit au contraire d'une «structure diapirique simple», au sens de Mrazec (1907), dans laquelle «la remise à

plat des séries tertiaires locales aboutit à la reconstitution d'une structure intrusive à cœur de Trias recoupant la série du Crétacé». Cette interprétation s'appuie sur des données stratigraphiques vieilles de plus de 20 ans dans le périmètre minier lui-même (Laatar 1980) et régionalement sur seulement deux coupes périphériques (Chitta 1979; Ben Hadj Ali & Ben Hadj Ali 1996). Elle s'appuie aussi sur des cartographies successives contradictoires, simplifiant des travaux plus anciens (Bolze 1950, 1954; Sainfeld 1952), produites par la même équipe (Perthuisot 1978 a; Laatar 1980; Laatar et al. 1985; Ben Hadj Ali 1994; Perthuisot et al. 1999 a et b).

Ce constat nous a amenés à réaliser notre propre révision détaillée, assise sur une cartographie au 1/25 000 (Fig. 4 à 8), d'un secteur englobant largement le secteur minier lui-même, de façon à pouvoir appréhender la totalité du corps salifère visible à l'affleurement (Fig. 3 et 4), ses diverses annexes, ainsi que les massifs salifères périphériques. Ces derniers ont presque tous été récemment révisés (localisation et références Fig. 3). Ce faisant, nous avons mis l'accent sur l'acquisition de nombreuses datations (résumées sous formes de colonnes Fig. 4 et 5), surtout micropaléontologiques (M. B.Y. pour les terrains meubles, J.-M. V. pour les carbonates). Nous avons échantillonné massivement, préférentiellement en de-

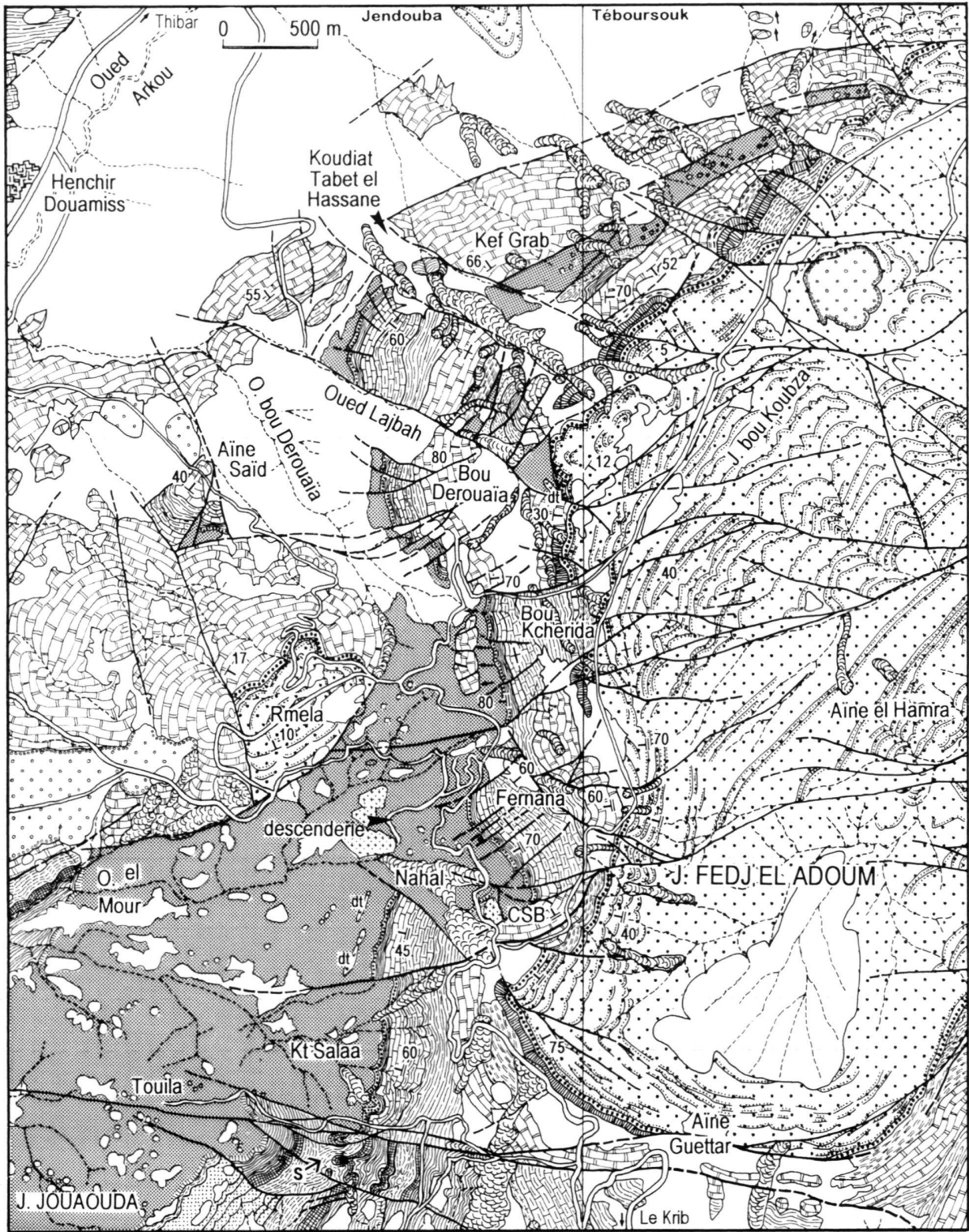


Fig. 7. Carte géologique des environs de Fedj el Adoum (légende lithologique et trait: voir Fig. 5); CSB: carrière de Sidi Belkacem), dt: dolomies triasiques, s: slumps. Les pendages chiffrés en degrés (barre simple: normaux; double barre: renversés; croix: verticaux) coïncident en majorité avec ceux relevés par Sainfeld (1952, pl. 27).

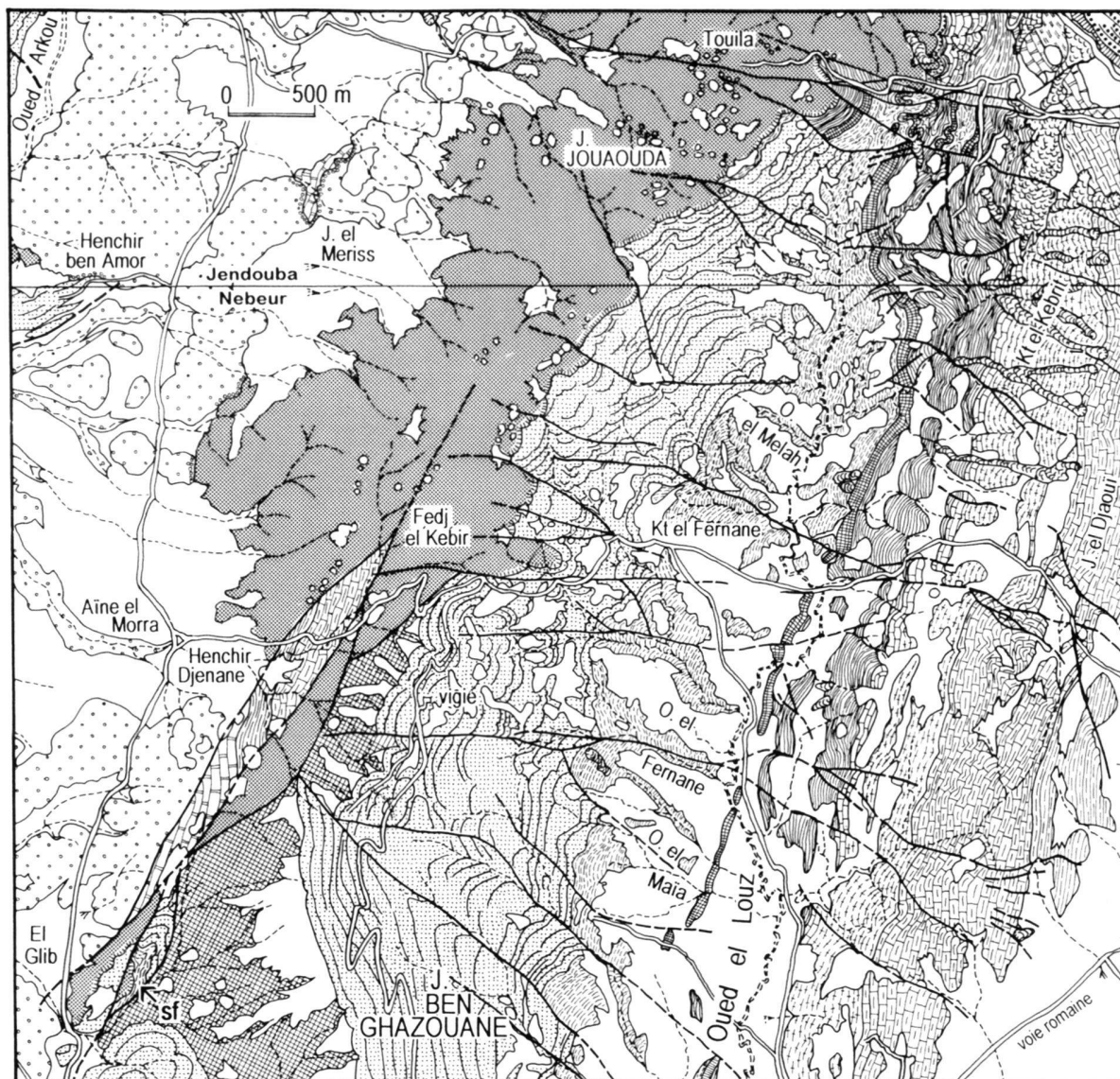


Fig. 8. Carte géologique de l'anticlinal des Jebels Ben Ghazouane et Jouaouda (légende lithologique et trait: voir Fig. 5).
sf: slumps; la charnière de l'anticlinal est indiquée Fig. 4 en tireté fort.

hors des deux seules coupes préalablement étudiées de Doumiss (Chitta 1979) et du J. Ben Ghazouane (Le Nindre et al. 1984; Ben Hadj Ali & Ben Hadj Ali 1996), que nous avons reprises.

3. But de cet article

Le but de cet article est de préciser, à partir de nos études de terrain, la stratigraphie (Fig. %) la sédimentologie et la métallogénie (Fig. 9) du Crétacé inférieur-moyen et d'analyser avec précision ses relations avec ce matériel salifère torturé, pour cerner d'abord la forme actuelle de ce dernier, afin d'en dédui-

re la configuration initiale. Nous confronterons ensuite nos conclusions stratigraphique et géométrique aux données gravimétriques détaillées récemment acquises sur des périmètres bien plus vastes (Valdor-Sagax 1997; SIAL Geosciences Inc. 1998), sismiques (trop rares, CGG, 1995), aux forages (inventoriés in Ghanmi et al. 2001), ainsi qu'aux apports des modélisations analogiques récentes (Guglielmo et al. 1998, 2000). Nous dégagerons ensuite l'intérêt de ce secteur dans le cadre de la province salifère du nord-est du Maghreb, puis sur un plan thématique d'abord par rapport aux conceptions halocinétiques surtout élaborées en Gulf Coast, puis par rapport aux autres provinces salifères du monde.

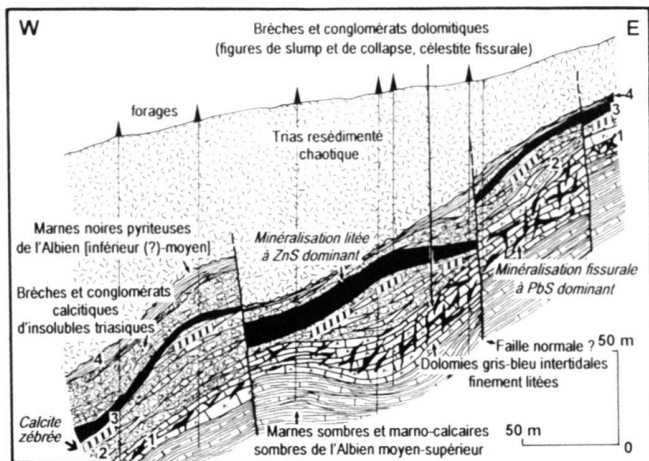


Fig. 9. Coupe schématique synthétique de la série renversée et minéralisée de Fedj el Adoum, d'après S. Bouhlef (1993), modifiée d'après ses indications et d'après Sheppard et al. (1996).

1 à 4: localisation des minéralisations représentées en noir (voir texte); failles en trait fort.

II. Fedj el Adoum: structure d'ensemble et relations géométriques du matériel triasique

La région étudiée correspond à une succession de plis atlasiques de direction $N40^\circ$ (Fig. 3), banale dans le Nord-Ouest tunisien (Burolet 1956), avec du nord-ouest au sud-est, soulignés par la présence de matériel triasique: l'anticlinal du J. Ghezlane et celui du Sfa en Nemeur, de part et d'autre du fossé récent d'Hammam Biada, le synclinal perché de Ragoubet el Hanèche-Jebel Goraâ (Fig. 11, W-W'), l'anticlinal complexe correspondant, du sud-ouest au nord-est, aux Jebels Ben Ghazouane (Fig. 11, Z-Z') et Jouaouda (Fig. 11, Y-Y'), au secteur minier de Fedj el Adoum (Fig. 11, X-X') puis aux Jebels Tabet el Hassane et Bou Koubza (Fig. 11, V-V'), enfin le synclinal de l'Aïne el Hamra-Dougga.

1. La discordance de l'Oligocène correspondant au premier plissement

Du NW au SE, l'Oligocène gréseux rouge formant la base de la série oligo-miocène, repose toujours en discordance angulaire **faible** (Sainfeld 1952; Perthuisot 1978 a), d'abord sur l'Éocène à huitres ou a nummulites sur le bord ouest du synclinal de l'Aïne Guettar (Fig. 3, 6 et 10, coupes V-V' et W-W'), puis sur le Sénonien supérieur à l'endroit de Rmela (Fig. 7 et 11, coupes W-W'), mais pas plus bas (Laatar 1980; Ben Hadj Ali 1994), précisément au cœur de l'anticlinal de Fedj el Adoum. Enfin, au sud-est de la zone étudiée, il recouvre directement le matériel triasique de Sloughi à une quinzaine de kilomètres du cœur de l'anticlinal de Fedj el Adoum (Fakhraoui et al. 1994). Comme pour nous la totalité du matériel triasique visible, y compris celui de Sloughi au SW, se trouve interstratifiée dans l'Aptien ou dans l'Albien,

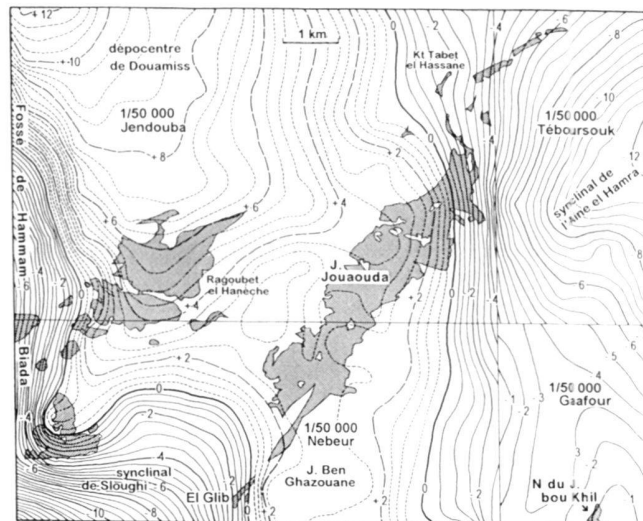


Fig. 10. Carte des anomalies de Bouguer correspondant aux secteurs étudiés des feuilles au 1/50 000 de Jendouba, Téboursouk, Gaafour et Nebeur du domaine étudié Fig. 4, superposée aux affleurements de matériel salifère triasique, en pointillé gris; d'après SIAL Geosciences Inc. (1998) pour le coin sud-est (feuille de Gaafour) et Valdor-Sagax (1997), pour le reste de la carte. Sa suite vers l'est correspond à la Fig. 18.

ce que nous argumenterons ci après (Fig. 4 et 11), cette discordance ne correspond pas à une érosion qui aurait atteint le Trias dans sa position originelle, à la base de la série mésozoïque, dont les termes antérieurs au Valanginien n'affleurent jamais.

La remise à plat de cet Oligocène faiblement discordant ne permet donc pas de retrouver «une structure intrusive à cœur de Trias» centrée sur l'anticlinal déversé actuel de Fedj el Adoum, puisque dans cette structure l'Oligocène ne repose nulle part sur le Trias.

Le secteur étudié a donc subi, comme dans les régions voisines (Vila 1995; Vila et al. 1999 a et c), un plissement anté-oligocène modéré, dont la longueur d'onde dépasse ici de beaucoup la largeur de l'anticlinal actuel de Fedj el Adoum. C'est le résultat vers 37 Ma de la phase atlasique anté-Éocène supérieur (ex-pyrénéenne), au sens de la littérature relative à l'Algérie externe (Guiraud 1973; Guiraud & Bosworth 1997).

2. Après l'Oligo-Miocène: plissements et fracturation

Les plis anté-oligocènes à grand rayon de courbure ont été notablement raccourcis et coffrés tardivement, parfois déversés vers le SE comme à Fedj el Adoum, par une compression non coaxiale sensiblement N-S. C'est l'enregistrement de la phase atlasique des auteurs «tunisiens» (Burolet 1956), dite «alpine» dans la littérature du reste du Maghreb, habituellement intratortonienne vers 8-9 Ma (Guiraud & Bosworth 1997). Elle se traduit ici par la discordance du Pliocène-Quaternaire an-

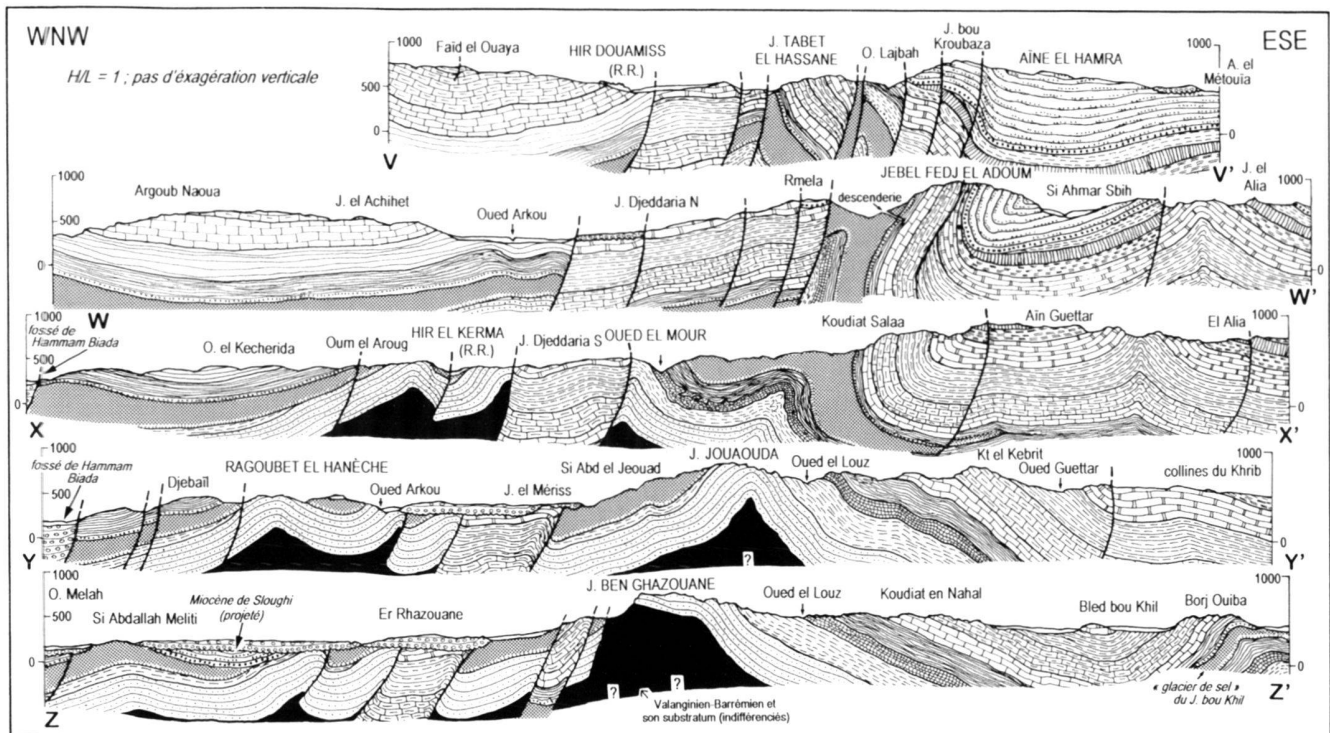


Fig. 11. Coupes interprétatives sériees de la région étudiée, localisées Fig. 4. Figurés lithologiques, voir Fig. 5, sauf pour le Valanginien-Barrémien représenté en noir faute d'informations à plus de 250 m en dessous de la base des grès barrémo-aptiens; failles en trait fort.

cien(?), lui-même parfois légèrement ondulé, mais surtout faillé et accumulé dans les aires synclinales et dans les fossés encore plus tardifs. Ces derniers se situent surtout à l'est de l'O. Arkou et à l'ouest du J. Ben Ghazouane (Fig. 11, coupes W-W' à Z-Z').

a. Le renversement du flanc est de l'anticlinal de J. Fedj el Adoum

Comme le figuraient déjà tous les documents antérieurs, on remarquera au J. Fedj el Adoum l'apparition brutale à la Kt Salaa du renversement de la série crétacée à néogène, immédiatement au nord du décrochement transpressif d'El Kerma-Aïne Guettar (Fig. 4, 7 et 11, coupes X-X', W-W'), ce qui conduit logiquement à lier ces deux phénomènes. En effet vers le nord, ce renversement s'atténue rapidement et régulièrement, la série devenant verticale à Bou Kchérida, à forts pendages normaux à Bou Derouaïa puis moyens à la Kt Tabet et Hassane (Fig. 11, coupe V-V').

Comme nous l'avons indiqué ci-dessus, Sainfeld (1952) avait déjà remarqué que la base du Néogène discordant et son substratum présentent des pendages inverses très voisins. Le renversement local de la série du J. Fedj el Adoum est donc indiscutablement **tardif**, ce qui exclut l'hypothèse d'un renversement diapirique précoce au Crétacé inférieur (Perthuisot 1978 b; Perthuisot & Rouvier 1992; Perthuisot et al. 1999 a).

b. Les compartiments faillés effondrés tardivement inversés tectoniquement

Les compartiments effondrés, maintenant limités par des failles inverses à fort pendage (pied du J. Tabet el Hassane (Fig. 11, V-V'), J. Djeddaria (*id.* W-W', X-X'), J. el Méris (Y-Y'), nord des collines d'El Glib (*id.* Z-Z'), correspondent à des pincées au sens de Glangeaud (1943). Cela montre que les derniers plissements ont été précédés par une fracturation distensive. L'insuffisance des datations locales du Pliocène-Quaternaire ne permet malheureusement pas de fixer une chronologie précise de ces phénomènes.

Malgré cela, nous noterons qu'en fonction des discordances visibles, après sa mise en place au Crétacé, le matériel triasique a été porté deux fois à l'affleurement, avec toutes les conséquences géochimiques que cela implique pour une évolution de type *cap rock*: juste avant le dépôt de l'Oligo-Miocène, puis avant celui du Pliocène-Quaternaire ancien(?).

3. Relations en plan du matériel triasique

a. Toutes les cartographies et toutes les interprétations publiées, s'accordent pour situer le matériel triasique au cœur de l'anticlinal partiellement déversé vers le sud-est de Fedj el Adoum, sur lequel les études ont été à nos yeux trop

étroitement focalisées. On notera pourtant la curiosité suivante: en-dehors de cet anticlinal, les plus vastes surfaces de ce matériel salifère, au lieu de constituer des cœurs anticlinaux présumés perchants, se situent (Fig. 3):

- i. soit à l'ouest et au sud-ouest de Fedj el Adoum, **sur l'axe NE-SW du synclinal perché de Jebel Goraâ-Ragoubet el Hanèche**, près de ce que nous appellerons le dépôt-centre de Douamiss, en raison des fortes épaisseurs qu'on y observe, avec près de 1000 m de sédiments marneux et marno-calcaires; ils ont été accumulés de l'Albien moyen-supérieur au Sénonien inférieur inclus (Fig. 11, V-V', W-W') et portent les ruines romano-byzantines de Douamiss (localisées Fig. 4 et 7);
- ii. soit plus au sud **sur le flanc ouest de l'anticlinal des J. Jouaouda et Ben Ghazouane**, clairement à l'ouest de la charnière de cette structure définie par les traces de bancs indiquées sur les Fig. 4 et 8 et représentée Fig. 11 (coupes Y-Y' et Z-Z'); cette charnière est matérialisée Fig. 4 par un tiret.

Ces remarques justifient pleinement a posteriori la prudente description de Sainfeld, rappelée en introduction.

b. Au SSW de Fedj el Adoum.

On y notera la **continuité d'affleurement entre le matériel triasique du cœur de l'anticlinal déversé de Fedj el Adoum et celui du flanc ouest de l'anticlinal des J. Jouaouda et Ben Ghazouane**. Or ce matériel triasique bute au sud sur le décrochement dextre E-W d'El Kerma-Aïne Guettar, dont le compartiment sud-est soulevé. On y voit en effet affleurer les couches les plus anciennes, jusqu'au Valanginien (Fig. 4 et 8). Cette continuité d'affleurement est une contrainte majeure dont toute interprétation doit rendre compte.

4. Les contacts limitant le matériel triasique

Deux types de contacts limitent le matériel triasique (Fig. 4, 6 à 8).

- a. D'une part des contacts anormaux verticaux ou subverticaux correspondant à des fractures récentes, qui recoupent également le Tertiaire à l'est (du Paléocène, à l'Oligo-Miocène) et un peu partout les assises continentales mal datées du Pliocène-Quaternaire ancien(?).
- b. D'autre part des contacts normaux à pendages variables, renversés à l'est de la mine de Fedj el Adoum, mais généralement faibles (notamment à l'Aïne Saïd) ou moyens, dans lesquels la base et le sommet du matériel triasique sont jalonnés par des conglomérats divers d'insolubles triasiques signalés d'ailleurs depuis longtemps, tant dans le secteur étudié (Sainfeld 1952; Le Nindre 1984), qu'aux environs, par exemple au J. bou Khil (Vila et al. 1999 c). Le pendage de ces conglomérats est en outre toujours le même que celui des terrains sous-jacents ou sus-jacents, mais aussi que celui du litage grossier, ou si l'on préfère de l'organisation planaire nette du matériel triasique.

Les premiers contacts sont évidemment postérieurs à l'halocinèse. Seule cette deuxième famille de contacts peut nous renseigner sur cette dernière et fait l'objet de l'inventaire qui suit.

III. Le substratum primitif ou actuel du Trias de Fedj el Adoum

1. Sur le versant est de l'anticlinal du Jebel Jouaouda, à Touila

Les conglomérats polygéniques d'insolubles triasiques signalés par Le Nindre et al. (1984), plongent vers l'WNW sous la masse triasique du versant nord-ouest du J. Jouaouda. Leur minéralisation y est limitée à quelques filons actuellement subverticaux de barytine (Laatar et al. 1985, Fig. 3, coupe C). Ces conglomérats ravinent à leur base une série de même pendage montrant, de haut en bas et d'ouest en est (Fig. 8):

- a. des marnes grises ou noires de l'Albien inférieur-moyen à radiolaires, *Ticinella primula*, *T. roberti*, *Biticinella breggiensis* (rares), *Favreina* sp., *Cytherella* sp., *Eocytheropteron* sp.; les radiolaires et les *Favreina* correspondant à un niveau-repère régional (Ben Youssef 1999);
- b. des biomicrocrites claires en petits bancs à débit roudouillard à grains de glauconie, spirillines, épistomines ornées, petites *Lenticulina* sp., rares petites *Hedbergella* sp., nombreuses *Colomiella recta*, *C. mexicana*, *C. tunisiana*, rares *Meandrospira* aff. *washitensis* et à petites *Favusella washitensis*: un microfaciès et une association caractéristiques de l'Albien basal des confins algéro-tunisiens (Vila et al. 1994); nous avons suivi ces niveaux jusqu'au sud de l'anticlinal du J. Ben Ghazouane où ils constituent la petite barre traversant l'oued El Louz (Fig. 8);
- c. des marnes verdâtres azoïques que nous attribuons par encadrement à l'Aptien supérieur, car elles recouvrent des marnes cartonées noirâtres à nodules strontianifères blancs (à Sr fortement radiogénique, connus régionalement; Bouhlel 1993) et à abondante microfaune confinée naine à schackoïnes épineuses (probablement *Schackoïna cabri*), ou pustuleuses, connues non loin de là, dans le flanc est de l'anticlinal du J. Ben Ghazouane au passage Bédoulien-Gargasien (Ben Hadj Ali & Ben Hadj Ali 1996).

Au total le matériel triasique recouvre normalement un substratum constitué par une série normale. Un peu plus à l'est, au cœur de l'anticlinal du J. Jouaouda, contre le décrochement El Kerma-Aïne Guettar (Fig. 4, 6 et 7), la barre calcaire b ci-dessus est affectée par des replis anarchiques hectométriques, dus à un phénomène de *slumping* (notés S, Fig. 7; représentés au centre de la coupe X-X', Fig. 11). Vus du sud, ces affleurements donnent l'impression d'un anticlinal et d'un synclinal couchés empilés vers l'est, ce qu'infirmement plissée de la structure d'ensemble (Fig. 4, 8 et 11, coupes X-X' et Y-Y').

2. Le revers nord-ouest de l'anticlinal des J. Jouaouda et Ben Rhazouane

À partir d'1 km au sud-est de Touila (Fig. 4 et 7), la masse triasique recouvrant la série renversée de Fedj el Adoum est jalonnée par les mêmes lentilles conglomératiques qu'en 1 ci-dessus et cela jusqu'au col central (Fedj Kebir). Elle repose toujours sur une série normale: d'abord sur les marnes verdâtres de l'Aptien supérieur identiques à celles du terme c décrit ci-dessus, puis directement sur le haut de la série des grès en gros bancs à nombreux *ripple marks*, du Barrémien-Aptien inférieur. Ces grès sont associés à leur sommet à des lumachelles caractéristiques à débris d'huîtres, nombreuses *Palorbitolina lenticularis* et fréquentes grosses *Choffatella decipiens*. Il s'agit d'une association qui atteint l'Aptien inférieur dans le sud de la province téthysienne (Maync 1959; Vila 1980; Sartorio & Venturini 1988), donc non uniquement barrémienne comme l'affirment Ben Hadj Ali & Ben Hadj Ali (1996).

Sur ce versant, le matériel triasique repose donc normalement, sur plus de 3 km du NE au SW, sur des termes divers d'une série normale.

3. Dans l'Oued el Mour, à l'ouest et en contrebas de la mine de Fedj el Adoum

L'oued el Mour (Fig. 6 et 7) entaille vigoureusement une série attribuée à tort au seul Barrémien par la carte régulière au 1/50 000 (Fakhraoui et al. 1994). En fait nous y avons reconnu les trois termes de la coupe 1 ci-dessus. Au milieu de cette série, des biomicrites claires présentent le microfaciès à *Colomiella* sp., *Lenticulina* sp., *Osangularia* sp., épistomines ornées, rares petites *Hedbergella* sp., de l'Albien inférieur ou basal du terme b ci-dessus. Ces biomicrites plongent fortement vers l'est sous des marnes noires albiennes, lesquelles sont à leur tour recouvertes par les conglomérats d'insolubles de la base de la masse triasique de Fedj el Adoum-Jouaouda. Vers le nord-ouest, amont pendage, ces biomicrites recouvrent effectivement des marnes grises, elles-mêmes superposées aux grès à *ripple marks* de l'Aptien inférieur, identiques à ceux de Touila.

Dans ce secteur, les indices biostratigraphiques, la succession lithologique et la polarité des grès nous permettent de conclure que le substratum aptien et albien du matériel triasique, situé à faible distance au sud-ouest de Fedj el Adoum, est lui aussi à l'endroit.

4. La série normale plongeant sous le Trias d'El Glib

Au sud de la zone étudiée, le flanc ouest effondré par failles de l'anticlinal du J. Ben Ghazouane n'est que partiellement conservé et constitue la colline touffue d'El Glib, limitée par des fractures subverticales tardives (Fig. 8). On peut en suivant l'entaille de l'oued qui contourne cette colline au sud, y relever du NE au SW la coupe suivante, avec de bas en haut:

- la dernière barre de grès de l'Aptien, constituée de plusieurs grandes dalles empilées à *ripple marks* sommitaux, associées aux lumachelles à orbitolines et choffatelles signalées en 2 ci-dessus;
- des marnes noires à microfaunes confinées naines du passage Bédoulien-Gargasien, riches en horizons noduleux et à nombreux *slumps* (notés sf, Fig. 8), eux-mêmes recoupés par des filons clastiques subverticaux recoupant ces spectaculaires figures de *soft deformation* (Fig. 11, X-X'); ces marnes noires sont recouvertes par des marnes verdâtres écrasées que nous rapportons à l'Aptien supérieur, car elles semblent identiques à celles de Touila;
- des marnes grises et des biomicrites à ticinelles de l'Albien inférieur, semblables elles aussi à celles de la coupe de Touila, plongeant vers le sud-ouest, sous;
- des brèches rougeâtres d'insolubles triasiques, elles-mêmes recouvertes par des argiles versicolores et les gypses rouges du Trias.

Dans le compartiment faillé suivant à l'ouest, correspondant à l'affleurement triasique rouge principal, visible de loin du lieu dit El Glib (en arabe, *le cœur*), le même matériel triasique repose directement sur les grès aptiens sommitaux, dont les *ripple marks* et les figures de stratification entrecroisée définissent aussi la polarité normale.

Ici encore le matériel salifère triasique repose sur une série à l'endroit. À l'est de cette coupe se dresse la corniche principale du Barrémien-Aptien inférieur gréseux du flanc est de l'anticlinal du J. Ben Ghazouane. Elle surmonte un ensemble marneux à débit esquilleux affleurant mal, où nous avons récolté une microfaune de l'Hauterivien franc à *Lenticulina eichenbergeri*, *L. ouachensis* et surtout *Caucasella (Hedbergella) hoterivica*, ce qui confirme l'âge supposé pour le début de cette série par N. et M. Ben Hadj Ali (1996), à qui les marnes sommitales ont livré une riche association de l'Hauterivien supérieur-Barrémien basal. Les grès de la corniche sus-jacente commencent donc vraisemblablement au Barrémien.

Régionalement, nous avons retrouvé des couches marneuses semblables plus loin au nord-ouest, dans l'anticlinal faisant apparaître le substratum du matériel triasique du J. Sfa en Nemeur, au nord d'Hammam Biada (localisé Fig. 3). Elles nous ont notamment livré une riche microfaune de l'Hauterivien à *Epistomina caracolla*, *E. ornata*, *Dorothia trochus*, *Planularia crepidularis*, *Lenticulina ouachensis* et *Caucasella (Hedbergella) hoterivica*, dans des couches attribuées plus vaguement à l'Hauterivien-Barrémien sur la feuille de Jendouba (Ben Hadj Ali 1994).

5. Au sud-ouest de Fedj el Adoum, les maquis gréseux de Ragoubet el Hanèche, d'Henchir ben Amor et de l'O. Oum el Aroug (Fig. 6)

Un maquis clair de cistes collants et de calycotomes agressifs couvre les hauteurs gréseuses qui s'étendent du sud du Ragoubet el Hanèche à l'ouest, jusqu'aux ruines romano-byzantines

d'Henchir el Kerma à l'ouest. De providentielles pistes forestières permettent d'y recouper commodément plusieurs fois des contacts semblables à ceux du compartiment ouest d'El Glib: le Barrémien-Aptien gréseux en série normale, ployé en anticlinal, avec au sommet ses niveaux caractéristiques lumachelles à orbitolines et choffatelles, plonge régulièrement sous les conglomérats d'insolubles jalonnant la base de la masse chaotique de matériel triasique. Dans les grès les critères de polarité sont nombreux: bases de banc, stratifications entrecroisées, spectaculaires dalles couvertes de *ripple marks*. Au SE de Djebaïl, la terminaison périclinale WSW est particulièrement démonstrative (Fig. 6 et 11, coupe Y-Y').

Les collines gréseuses d'Henchir ben Amor et du confluent de l'O. Oum el Aroug avec l'O. Arkou correspondent à de petits anticlinaux à flanc sud-est rompu légèrement chevauchant vers le SE (Fig. 11, X-X', Y-Y'). Les flancs conservés, plongeant sous le Trias, sont constitués par les mêmes séries gréseuses qu'au Ragoubet et Hanèche et au Jouaouda-Ben Ghazouane, couronnées eux aussi par des niveaux à orbitolines et choffatelles.

IV. La couverture primitive ou actuelle du Trias salifère de Fedj el Adoum

1. La série renversée de Fedj el Adoum, de l'Albien au Miocène et ses minéralisations: coupe de la descenderie de la mine au J. Fedj el Adoum

Tous les auteurs s'accordant sur son renversement (Miocène compris), nous n'en décrivons en détail que la base jusqu'à l'Albien supérieur, car le reste de la série ne présente aucune originalité à partir du Vraconien (Fig. 7, 11, W-W').

Les travaux miniers (Abidi & Abdeljaoued 1986) ont permis d'établir une zonation précise de la base de cette série renversée, notamment étudiée en détail par S. Bouhleb (1993), où se succèdent topographiquement de haut en bas (et donc stratigraphiquement de bas en haut, puisque la série est renversée), en dessous d'une masse conglomératique chaotique d'insolubles triasiques (Fig. 9):

- a. des marnes noires assez sèches (1 à 2 m), souvent pyriteuses, qui nous ont livré une microfaune très pauvre à *Hedbergella simplex* (une forme ubiquiste, mais ici rencontrée seulement dans le substratum des masses triasiques) et de minuscules quartz bipyramidés remaniés du Trias; elles contiennent de rares lentilles marno-calcaires euxiniques qui dans une des galeries de la mine, au niveau 630, nous ont livré de nombreux radiolaires, de minuscules *Hedbergella* sp. et de rares *Ticinella* sp., une association qui n'a en soi rien de caractéristique, mais où l'abondance des radiolaires est typiquement albienne dans le contexte régional (Ben Youssef 1999); des minces bancs de dolomicrites sont présents avec parfois des horizons à célestite (SrSO₄);
- b. 7 à 10 m d'un horizon à calcite zébrée, présentant à la cassure une alternance irrégulière de rubans millimétriques de

calcite sombre bitumineuse et de calcite blanche; des rhomboédres de 1 à 20 cm de cette calcite à cristallisation tardive sont fréquents;

- c. des conglomérats polygéniques d'insolubles triasiques, surtout carbonatés (dolomie, argiles versicolores, sable calcitique), cimentés par des argiles noires et de la calcite tardive, parfois par de la célestite (SrSO₄), à la surface desquels sont souvent visibles à l'affleurement de gros quartz bipyramidés triasiques noirs souvent brisés, tout à fait typiques avec leurs nombreuses inclusions de gypse;
- d. des dolomies gris-bleu finement litées en bancs lenticulaires, sur 10 à 20 m d'épaisseur, souvent finement détritiques qui à l'examen microscopique se révèlent présenter des textures et des sédimentations entrecroisées typiques des dolomies de sebkha, mises en évidence par Bouhleb (1993, planche XXIV, photo B); elles peuvent aussi présenter de fins lits millimétriques strontianifères à célestite recristallisée; de minces niveaux conglomératiques monogéniques gris sombre à ciment argileux sont souvent présents et correspondent à des brèches de *slump* ou de *collapse*; de tels aspects sont inconnus dans les dolomies triasiques de ce secteur;
- e. des marnes noires ou grises et des marno-calcaires euxiniques eux aussi finement lités, correspondant au faciès typique du Membre Mouelha de la Formation Fahdene de l'Albien moyen-supérieur de Burollet (1956), à cassure noire bitumineuse et patine blanche.

Les termes a à c représentent la «zone de transition» des auteurs (Leduc & Orgeval 1979). Il contiennent en outre des corps lenticulaires de sulfures de Pb-Zn, surtout entre les termes a et b, alors que dans les horizons c et d les sulfures remplissent des fractures et constituent un stockwerk. La calcite zébrée et les amas sulfurés stratoïdes montrent de rares fractures remplies de cristaux de soufre natif, de quelques millimètres à 3-5 cm, ou de soufre poudreux.

Le long de la piste menant des bâtiments administratifs et civils à la descenderie actuellement en activité, les marnes du terme e nous ont livré une microfaune à *Hedbergella* gr. *planispira*, *H. simplex*, *Biticinella breggiensis*, *T. primula* et *T. gr. bejaouensis-roberti*. Il s'agit de la fin de l'Albien moyen ou du début de l'Albien supérieur (Albien terminal exclu), ce qui s'accorde bien avec le faciès des marno-calcaires signalé ci-dessus. Dans les niveaux marno-calcaires les plus bas topographiquement de cette petite barre (donc les plus jeunes), apparaissent effectivement les associations à calcisphères (*Pithonella ovalis*, *P. sphaerica* et *Bonetocardiella conoidea*) de l'Albien supérieur franc mais toujours non terminal (non Vraconien).

À Bou Kchérida, un peu plus au nord, à l'entrée d'une ancienne galerie en bordure de piste, les marnes des mêmes assises verticalisées nous ont livré de nombreuses *Biticinella breggiensis*, *Ticinella bentonensis* et *T. primula* associées à de rares petites *Rotalipora subticinensis* et *ticinensis*, du début de l'Albien supérieur.

Du Vraconien marneux à *Planomalina buxtorfi* au Miocène, le reste de la série vers le SE est localement assez fortement laminée ce qui n'a rien de surprenant pour un flanc inverse. Ce laminage ne permet pas une estimation objective des épaisseurs, dans des séquences dont nous avons signalé la banalité des faciès. Seule semble pouvoir être garantie la réduction de la trilogie paléogène habituelle (Burolet 1956): marnes noires du Maastrichtien supérieur-Paléocène (Formation El Haria), calcaires lumachelliques à nummulites éocènes (Formation Metlaoui) et argiles à lumachelles d'huîtres du Lutétien supérieur-Bartonien (Formation Souar).

De ces nouvelles données, nous en retiendrons notamment deux, essentielles à nos yeux. D'abord les termes les plus anciens de cette série renversée complètent stratigraphiquement les termes les plus récents, datés précédemment dans la série normales situées à l'ouest ou au sud-ouest sous la masse salifère triasique (Fig. 4). Ensuite les dolomies gris-bleu de sebkha du terme c fournissent une indication paléobathymétrique précieuse; ce type de faciès intertidal, ici toujours présent au contact du matériel triasique et de l'Albien (niveau souligné par des points dans les Fig. 4 à 8), indique une cote très voisine de celle du niveau de la mer; nous verrons ultérieurement l'intérêt d'un tel indice paléobathymétrique, déjà relevé à 25 km au sud-ouest sur le flanc nord-ouest du J. Kebbouch (Ghanmi et al. 2001).

2. La couverture de l'Albien moyen de la masse triasique de Ragoubet el Hanèche

La masse salifère triasique de Ragoubet el Hanèche supporte la série du vaste synclinal homonyme qui se prolonge au nord-est par les corniches éocènes du synclinal perché du J. Goraâ (Fig. 4, 6 et 11, Y-Y'). Nous avons daté la base de cette série en deux points:

- a. à l'ouest, dans les collines de Djebail, près du débouché de l'O. Arkou dans le fossé d'Hammam Biada, au-dessus de grès quartzitiques rosés métamorphiques triasiques (rapportés à tort à de l'Aptien gréseux sur la carte au 1/50 000 de Jendouba (Ben Hadj Ali 1994)), un conglomérat glauconieux d'insolubles triasiques précède des marnes et des marno-calcaires de l'Albien franc (moyen?) à *Hedbergella planispira* et grosses *Favusella washitensis*;
- b. au col central à quelques mètres au nord de la piste, au-dessus des gypses triasiques, des marnes d'une coupe semblable nous ont livré une microfaune plus significative de l'Albien moyen avec notamment *Biticinella breggiensis* (nombreuses), *Ticinella primula* et *Hedbergella planispira*.

Dans ces deux cas, il n'y a ni marnes noires à la base, ni minéralisations sulfurées notables.

3. Le Kef Ghrab au nord de la colline de Tabet el Hassane

Une coupe NW-SE nous a permis d'observer un affleurement de Trias (Fig. 7), recouvert par un conglomérat d'insolubles

triasiques, lui-même situé à la base de marnes verdâtres, attribuées à l'Aptien par Sainfeld (1952) à partir de débris d'ammonites. Ces marnes nous ont effectivement livré une très riche microfaune à *Planomalina cheniourensis*, *Hedbergella gorbachickae*, *H. trocoidea*, *Lenticulina* sp., *Dorothia* sp., *Gavelinella* sp., *Ammobaculites* sp., *Tritaxia* sp., *Valvulineria* sp., *Protocythere* et *Cytherella* sp. de l'Aptien terminal (Clansayésien). Non loin de là, au sud-est de la Koudiat Tabet el Hassane, près de la source de l'O. Lajbah (Fig. 7), des marnes semblables s'intercalent entre les niveaux gréseux aptiens à orbitolines et choffatelles signalés par E. Laatar (1980) et les marnes noires de l'Albien inférieur.

4. Première conclusion à partir des données géométriques et stratigraphiques nouvelles: une masse salifère unique interstratifiée

Données géométriques et stratigraphiques permettent de conclure à la complémentarité des séries encadrant le matériel salifère triasique (Fig. 5) dans un triangle grossièrement isocèle de 50 km²: 7,5 km pour sa base NW-SE de l'ouest de Ragoubet el Hanèche à El Glib, 12,5 km de haut pour sa hauteur SW-NE jusqu'au nord du Tabet el Hassane: avec sous ce matériel des couches soit de l'Aptien (marnes et/ou grès), soit de l'Albien inférieur-moyen et au-dessus surtout des assises de l'Albien moyen-supérieur et en un seul point de l'Aptien terminal marneux.

Cette complémentarité stratigraphique des séries qui encadrent le matériel salifère triasique permet de faire l'hypothèse que l'affleurement triasique, dont nous avons souligné la continuité, correspond à une masse unique primitivement lenticulaire et horizontale. Ses relations géométriques permettent de reconstituer une série où la somme des épaisseurs du Crétacé recouvert et du Crétacé supporté retrouve une valeur régionale sensiblement normale. Il n'y a donc plus lieu de parler à cet endroit de séries réduites au voisinage des affleurements triasiques, en dehors du flanc inverse logiquement laminé de l'anticlinal de Fedj el Adoum. Notons qu'il aurait été étonnant, sinon unique, que les importantes réductions d'épaisseurs envisagées dans les interprétations antérieures, ne soient pas traduites par une sédimentologie particulière (Perthuisot 1978 b; Perthuisot & Rouvier 1992; Hatira et al. 1997; Perthuisot et al. 1998, 1999 a; Hatira et al. 2000); or, en dehors des *slumps* signalés ici pour la première fois, ce n'est pas le cas.

V. Confrontation avec les données gravimétriques locales et régionales

1. Nature et fiabilité des données

Les courbes d'anomalies de Bouguer représentées Fig. 10, sont issues du traitement informatique d'au moins une mesure au km², parfois à partir d'une maille plus dense (Valdor-Sagax 1997; SIAL Geosciences Inc. 1998); cette procédure est donc

parfaitement adaptée aux surfaces plurikilométriques des objets étudiés, notamment à celle des trois grands affleurements salifères de Sloughi, de Ragoubet el Hanèche et de Fedj el Adoum-Jouaouda-Ben Ghazouane. Comme le matériel salifère affleure, pour répondre à la question simple qui se pose, aucune opération de *stripping* (déchabillage) ou de modélisation n'est nécessaire (Nély 1989): y a-t-il des masses salifères profondes?

2. Interprétation des courbes

Ces courbes présentent des relations particulièrement simples par rapport aux contours des masses triasiques visibles à l'affleurement. D'abord ces derniers sont nettement sécants sur les courbes isanomales qui ne montrent guère d'inflexion susceptible d'évoquer l'accumulation en profondeur de roches de densité plus faible, à l'aplomb des affleurements de matériel triasique.

Ensuite, alors qu'on s'attendrait à trouver les grandes masses salifères à l'aplomb d'anomalies négatives, on peut constater que ces corps sont au contraire enfermés au-dessus de la vaste boucle de l'anomalie 0. Près de 90 % des surfaces d'affleurement de matériel triasique sont ainsi situées dans le domaine des valeurs positives.

Dans l'ensemble la géométrie des courbes isanomales épouse celle d'un ensemble plissé et faillé (Fig. 11), dessinant clairement du sud-ouest au nord-est le synclinal néogène de Sloughi, l'anticlinal central des J. Fedj el Adoum-Jouaouda-Ben Ghazouane et le synclinal d'Aïne el Hamra. Les seules inflexions locales notables de ce dispositif général correspondent: soit à l'ouest au fort gradient négatif E-W des failles normales synthétiques subméridiennes limitant à l'est le fossé actuel d'Hamam Biada (Fig. 4, 6 et 11, X-X' à Z-Z'), soit au centre de la zone étudiée aux gradients N-S superposés au décrochement d'El Kerma-Aïne Guettar et à quelques fractures transverses de l'anticlinal central.

3. Conclusion

Au total, aucun indice d'accumulation profonde de roches légères n'est décelable. En termes d'halocinèse cela revient à dire que l'existence d'un conduit salifère s'élargissant en profondeur ne se manifeste pas actuellement, comme le maintiennent V. Perthuisot et al. (1999 b, coupe B). Notons aussi que le dispositif gravimétrique est le même pour le nord de la structure du J. bou Khil (coin sud-est de la Fig. 10), où le matériel triasique correspond à une nette anomalie positive, ce qui conforte a posteriori leur interprétation récente en «glacier de sel», élaborée sans avoir eu connaissance de l'étude gravimétrique (Vila et al. 1999 c).

On en conclura logiquement au caractère pelliculaire des masses salifères en bon accord avec les données géométriques et stratigraphiques qui nous ont permis de définir en de nombreux points un contact inférieur et un contact supérieur pour ces dernières.

La simplicité du dispositif déduit de l'étude gravimétrique nous conduit donc à joindre ces contacts entre eux en profondeur, reconstituant ainsi une seule masse lenticulaire interstratifiée, pas nécessairement continue, mais épousant étroitement quand elle existe la structure plissée générale, y compris là où l'anticlinal du J. Fedj el Adoum est déversé vers le sud-est, conformément à l'unicité d'affleurement de la masse salifère qui affleure, représentée par **tous** les documents cartographiques publiés. D'où l'interprétation que nous avons exprimée sous la forme des coupes sériées de la Fig. 11; dans la coupe W-W', la zone minéralisée exploitée à Fedj el Adoum correspond au contact supérieur renversé du «glacier de sel» évoqué ci-dessus, comme les premières reconnaissances le laissent supposer (Vila et al. 1997).

VI. L'apport du seul profil sismique disponible de Dougga au Jebel Goraâ

Un profil de sismique haute-résolution a été réalisé, indépendamment de nos travaux (CGG 1995, localisé Fig. 3), entre les localités de Dougga et le synclinal du J. Goraâ, immédiatement au nord de la région de Fedj el Adoum, perpendiculairement aux plis atlasiques. Un pointé sismique (*line-drawing*) assez détaillé de ce profil, que nous ne pouvons pas reproduire, a constitué l'élément central d'un *poster* exposé les 4 et 5 mai 1997 à Tunis, lors des «Sixièmes journées de la Géologie tunisienne», ce qui nous a permis de l'examiner à loisir. Ce document qui devrait bientôt tomber dans le domaine public illustre trois faits importants. D'abord la continuité vers le nord en profondeur des masses salifères, lesquelles constituent une zone sourde qui n'a pu être «traversée» par cette sismique-montagne, dans un ensemble plissé et fracturé, nettement moins complexe que dans la région de Fedj el Adoum. Ensuite la remarquable accordance entre la limite supérieure de ces dernières (notre contact supérieur) et la stratification des sédiments de leur couverture. Enfin l'absence d'accident majeur pouvant correspondre à la prolongation vers le nord-est de la «cicatrice de Téboursoûk» (Perthuisot 1978 b), dont un tracé plus méridional a été proposé (Vila et al. 1999 c).

Aucun auteur n'ayant imaginé à cet endroit l'existence d'un diapir aussi large (10 km au moins), le dispositif suggéré par ce profil est donc en bon accord avec l'interprétation proposée par notre coupe VV' (Fig. 11), parallèle à ce dernier et distante d'environ 5 km seulement.

À proximité de ce profil, ce dispositif confirme nos observations inédites dans la région de Jebba (voir ci-dessus, IV a), plus au nord-est dans celle d'Aïn Jemala, près du Kef bou Debbous (bord nord-est de la Fig. 3) et plus au nord au J. Thibar, notamment dans l'anticlinal d'El Matria (l'est de ce massif, au centre du bord nord de la Fig. 3). Dans ce dernier secteur, nos interprétations d'un dispositif en «glacier de sel» marin (Vila et al. 1997), mais de catégorie encore indéterminée, sont confirmées par plusieurs forages miniers qui ont atteint le Crétacé inférieur sous le Trias d'El Matria (Hatira, comm. orale).

VII. La localisation des minéralisations de la lame triasique de Fedj el Adoum

1. Les minéralisations de Fedj el Adoum, dans la couverture du matériel triasique (Fig. 9)

La mine en activité de Fedj el Adoum, correspond à une accumulation métallique de Pb-Zn de l'ordre de 1.10^6 t, déjà exploitées ou en réserves prouvées (Abidi & Abdeljahoued 1986). Exploitée depuis l'Antiquité, la minéralisation, portée par la série renversée décrite ci-dessus a fait l'objet de nombreuses études (synthèses in Bouhlel 1993; Sheppard et al. 1996), puis a été comparée à celles des *cap rocks* des dômes de sel *onshore* de la Gulf Coast. Nous avons vu que les brèches et conglomérats dolomitiques (notées 1, Fig. 9) contiennent de la célestite et de la calcite zébrée ainsi qu'un stockwerk à Pb-Zn. Les brèches et les conglomérats (2, Fig. 9) contiennent aussi du «sable calcitique» (à très nombreux rhomboédres isolés de calcite), d'origine chimique épigénétique, attribué à la circulation de fluides.

La calcite zébrée (3, Fig. 9) contient de la pyrite et des inclusions de matière organique et d'hydrocarbures. Elle est associée à une minéralisation litée, à ZnS dominant, organisée en lamines collomorphes de schalenblende, avec un peu de galène, de marcassite et de calcite.

Les marnes noires (4, Fig. 9) montrent surtout de la pyrite disséminée framboïdale. En plus de ces horizons minéralisés un peu de soufre natif disséminé est connu depuis les travaux de Sainfeld (1952), en très faibles proportions, au maximum 2 %, 0,5 % pour l'ensemble du corps et semble tardif (Bouhlel 1993).

Cet ensemble minéralisé exceptionnel correspond au moins à deux événements successifs:

- la genèse synsédimentaire de sulfures dans un milieu albien confiné, réducteur et riche en matière organique comme dans le célèbre gisement de Bou Grine, à 25 km plus au sud-est (Orgeval et al. 1986) ou du flanc sud du J. Bou Khil, localisé Fig. 3 (Vila et al. 1999 c);
- la genèse de minéralisations complexes de type *cap rock*, à dolomies intertidales (*marine cap rock*), calcite zébrée et soufre, dans des conditions fortement oxydantes (Kyle 1991; Kyle & Posey 1991), compatible d'abord avec une mise à l'affleurement à l'air libre ou à fleur d'eau, puis évoluant à la faveur de transformations sous couverture dues à une circulation d'hydrocarbures toujours observable dans la mine de Fedj el Adoum (Bouhlel 1993; Sheppard et al. 1996), qui ont remobilisé les sulfures.

2. Les minéralisations à barytine du substratum du Trias

Aux horizons bien organisés de Fedj el Adoum, situés au-dessus de la masse salifère, on peut opposer la quasi absence de minéralisation des terrains plongeant sous cette dernière. On n'y connaît guère en effet qu'un gros filon de barytine recou-

pant le sommet du substratum gréseux aptien et la base du conglomérat d'insolubles qui au point culminant du J. Jouaouda, sont situés sous la masse triasique (Le Nindre et al. 1984; Laatar et al. 1985); c'est bien peu et son étude précise ne semble pas avoir été entreprise.

Ainsi, à la polarité stratigraphique que nous venons de présenter, au-dessus et en dessous de la masse salifère, se superpose une polarité de la localisation et de la nature des minéralisations, comme cela a été signalé à l'Ouenza (Vila 1995) et à Gueurn Halfaya (Vila et al. 1998).

VIII. L'hypothèse d'un «glacier de sel» sous-marin composite et ses avantages; modalités possibles de mise en place du matériel triasique de Fedj el Adoum

1. Hypothèse d'un glacier de sel sous-marin composite

Régionalement, la mise en place de «glaciers de sel» sous-marins (ou d'épanchements plus discrets dans des environnements agités, dissous depuis et matérialisés maintenant par un mince filet d'insolubles triasiques), s'est effectuée à des périodes différentes couvrant une vingtaine de millions d'années (Vila et al. 1997): d'abord à l'Aptien supérieur comme au J. Bou Jaber ou au sud du J. Mesloula en Algérie, puis surtout à l'Albien dans les massifs de l'Ouenza-Ladjebel-Méridéf en Algérie, d'El Ouasta-Sakiet sur la frontière et de Ben Gasseur-Le Kef, de Kebbouch, de l'Oued Sidi bou Saïd et de Takrona en Tunisie, au Cénomaniens à Mesloula, jusqu'au Turonien à la Koudiat Sidii au SSE du Kef. Ce long intervalle correspond à un régime distensif bien caractérisé tectoniquement (Zouari et al. 1999) et géochimiquement (Laridhi-Ouazaâ 1994).

À la différence de ces appareils apparemment simples, nous faisons donc l'hypothèse, pour la mise en place du matériel salifère du secteur étudié, d'un «glacier de sel» sous-marin composite, épanché dans un premier temps à l'Aptien (juste avant ou pendant la biozone à *Cheniourensis*), présentant ensuite une expansion latérale rapide jusqu'à l'Albien moyen»; à chacun de ces deux stades, le matériel salifère triasique s'épanche librement à l'interface eau de mer-sédiments, selon un dispositif semblable à celui qui a été proposé à l'Ouenza, son sommet étant quasiment à fleur d'eau (Vila 1995). C'est un «glacier de sel» composite, d'après le dispositif défini en Gulf Coast (Hudec et al. 1995).

De la pente préexistante permettant l'épanchement du sel, témoignent les *slumps* que nous avons relevés d'abord dans l'Aptien supérieur d'El Glib, puis dans l'Albien inférieur de Touila, enfin dans le Cénomaniens de la Koudiat Salaa (localisés Fig. 8), à proximité immédiate du décrochement El Kerma-Aïn Guettar. Ce dernier pourrait correspondre à la réactivation d'une paléo-faille, dont nous avons noté la nette empreinte gravimétrique. À l'Albien (moyen?), l'épanchement aurait donc repris avec le même mécanisme que celui des «glaciers de sel» sous-marins offshore de la Gulf Coast (Jackson & Vendeville 1994).

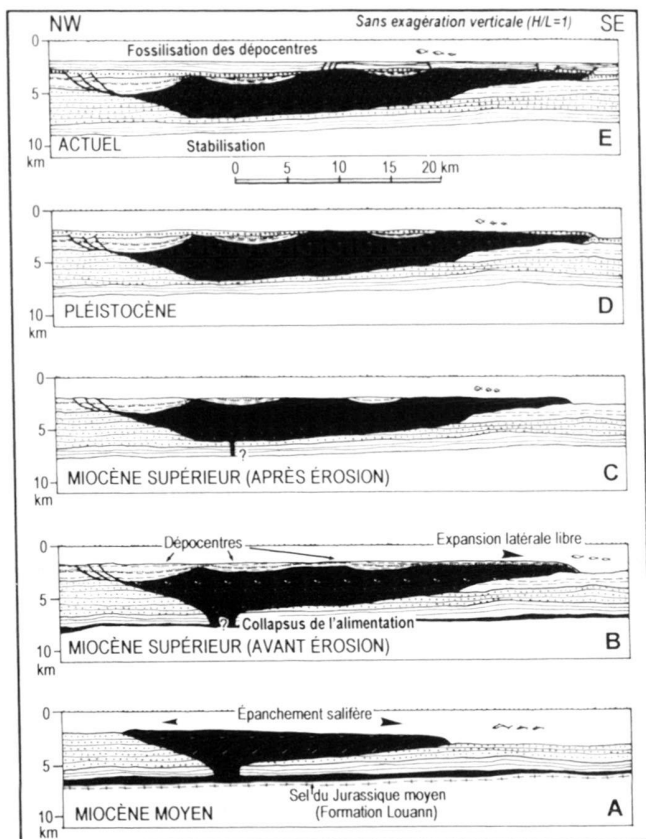


Fig. 12. Exemple de reconstitution de la genèse d'un «glaciers de sel» sous-marin composite de la Gulf Coast, pris dans le gisement pétrolier de Mickey au large de la Louisiane, redessinée d'après les Fig. 20 et 21 de Fletcher et al. (1995).

Noter qu'au stade B, l'expansion latérale de la masse salifère se fait avant le dépôt des derniers horizons des dépocentres (au-dessus de la ligne en pointillés serrés fins), car auparavant les dépocentres du NW piègent la sédimentation détritique venant du nord.

2. Modalités d'épanchement des masses salifères

L'étude des masses salifères interstratifiées de la Gulf Coast (Fletcher et al. 1995; McBride 1998; McBride et al. 1998), particulièrement poussée pour les corps qui coiffent les gisements d'hydrocarbures, parfois en champs importants ou géants (Fig. 12, 13 et 15), montre que l'épanchement du sel à l'interface eau de mer-sédiments, sur d'énormes surfaces pouvant atteindre 480 km² pour un «glacier de sel» simple unitaire (Jackson & Vendeville 1993), est conditionné pour les bathymétries faibles du haut de la marge passive du golfe du Mexique en Louisiane, par le jeu simultané de trois facteurs déterminants:

- i. **des failles normales ouvertes**, vivantes (failles de croissance ou failles listriques), permettant au sel déstabilisé par sa surcharge de s'échapper vers le haut; ici l'Aptien et l'Albien correspondent à des périodes de transtension active de la plaque d'Afrique (Guiraud & Bosworth 1991) et notamment de sa marge téthysienne au nord

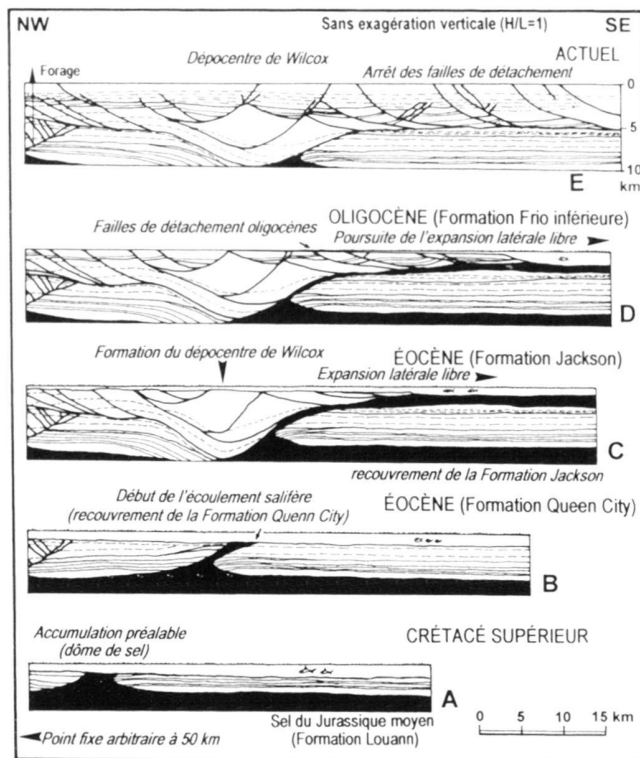


Fig. 13. Exemple de reconstitution de la genèse d'un «glacier de sel» sous-marin de la marge de la Gulf Coast: la structure de Wilcox au sud du Texas, extrait redessiné d'après la Fig. 30 de Diegel et al. (1996); on peut comparer aux stades C et D, le dépocentre de Wilcox à celui de Douamiss, avant sa reprise en compression.

(Guiraud & Maurin 1991; Souquet et al. 1997; Zouari et al. 1999), un régime fidèlement enregistré en Tunisie par du volcanisme tholéitique (Laridhi-Ouazaâ 1994);

- ii. **une pente sédimentaire menant à un piège en creux**, à eaux confinées et immobiles, dont le pouvoir de dissolution réduit permet la conservation simultanée de masses salifères et l'anoxie permet celle de la matière organique, notamment avant l'arrivée de masses salifères; nous avons noté précédemment la présence de *slumps* attestant de l'existence de pentes à l'Aptien et à l'Albien inférieur;
- iii. **l'arrêt de la sédimentation ou un taux de sédimentation très faible** (Talbot 1996); en Gulf Coast les apports surtout détritiques sont périodiquement piégés en haut de marge (Fig. 12 et 13); ici à l'Aptien supérieur et à l'Albien les dépôts confinés très riches en matière organique, présentent des taux de sédimentation très faibles par rapport à la durée cumulée de ces étages, les plus longs du Crétacé (14 à 22 Ma selon les échelles).

Si les deux premières conditions paraissent évidentes, la troisième l'est moins, mais elle a le mérite d'expliquer pourquoi on ne trouve pas, ou du moins très rarement, de sédi-

ments meubles remaniés ou de microfaunes redéposées, contemporains de l'épanchement dans les masses triasiques elles-mêmes, dont tous les auteurs s'accordent à décrire l'aspect chaotique. D'après notre étude, toutes ces conditions semblent réunies dans la région de Fedj el Adoum.

IX. Conséquences régionales

Si les avantages de notre interprétation en «glacier de sel» sous-marin composite sont nombreux et semblent être le lot de nombre de masses salifères entourant l'appareil de Fedj el Adoum, le maintien des interprétations à diapirisme vertical, qui font de Fedj el Adoum une localité-type, présente au contraire bien des difficultés. Après avoir privilégié les modèles dits «classiques» de plis diapirs en bulbe ou en champignon susceptibles de débordements limités («Trias extravasé» de Perthuisot 1978 b; Perthuisot & Rouvier 1992; Bouzenoune 1993), puis devenus plus importants (Perthuisot et al. 1998, Fig. 2; 1999 a, Fig. 7), l'idée d'un bombement diapirique précoce à fortes pentes et à surplombs salifères modestes à l'Albien (Fig. 16) a été maintenue. Mais il a fallu ensuite faire croître latéralement à partir du Crétacé supérieur, de larges et élégantes expansions latérales nettement interstratifiées. Ces dernières sont expliquées à partir d'une «injection latérale sous couverture». Cela revient à reprendre, une idée développée pour la première fois en Afrique du Nord par Ehrmann (1992) dans les Babors de Béjaïa. Infirmée par les travaux de Leikine (1969), puis reprise par Laffitte en 1939 dans les Aurès (jamais révisés de ce point de vue depuis), elle fut elle-même inspirée à ces auteurs par les conceptions instantanéistes (à fort relent plutoniste), avec injection en force de Ville (1852).

Cette hypothèse verticaliste réaménagée ne nous paraît pas adaptée au secteur de Fedj el Adoum et de son cadre pour les raisons suivantes.

1. Indices d'une très faible bathymétrie

Le toit des masses salifères épanchées (dans les deux interprétations) est jalonné régionalement, soit plus à l'est par des petits édifices récifaux érigés à fleur d'eau (de 0 à -5 m), à abondantes algues photophiles de type *coral-algal reefs* (Vila 1994; 1995; Vila et al. 1996), au sens de Purser (1973), soit par des niveaux à lumachelles tidales comme non loin de là au Kebbouch (Fig. 3), le plus souvent à dolomicrites évaporitiques intertidales; ces dernières ont été reconnues ici (Bouhleb 1993) et au J. Kebbouch, elles sont associées à des lumachelles tidales, ainsi qu'à Dogra à 5 km à l'ESE du Kef (Ghanmi et al. 2001).

2. Évaluation de l'extension des épanchements salifères.

Ces précieux repères bathymétriques situés surtout à la périphérie des masses salifères du fait de leur plissement tertiaire, permettent d'évaluer, après annulation de ce dernier mais seu-

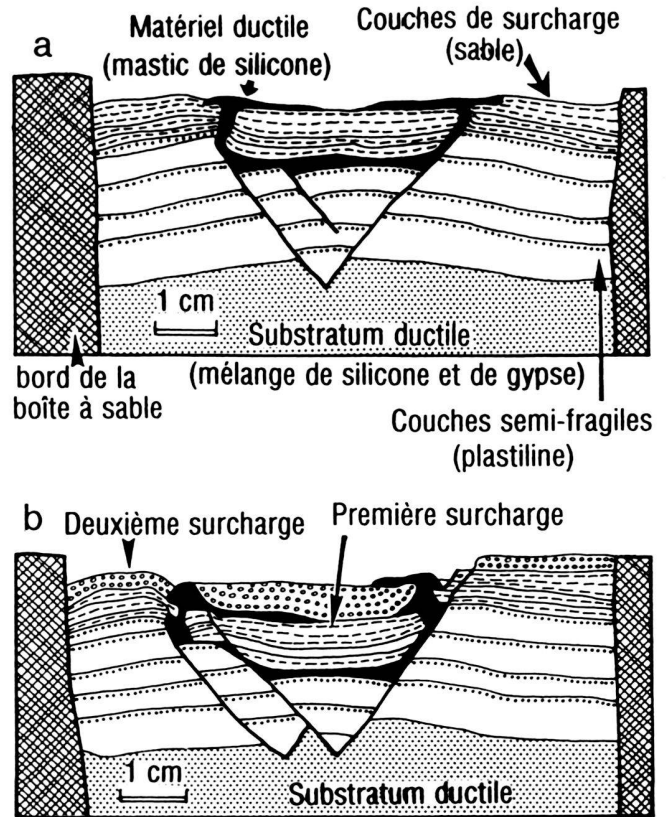


Fig. 14. Exemple de modélisation analogique en boîte à sable d'épanchements salifères se produisant quand la surcharge (simulant la sédimentation) s'arrête, redessiné d'après Koyi et al. (1993). a - après une première surcharge; b - après une deuxième surcharge.

lement en fonction de limites d'érosion actuelles, donc *a minima*, des surfaces atteignant localement 250 km² (Vila et al. 1996); elles sont supérieures d'un ordre de grandeur au moins à celles des plus grandes intrusions salifères connues. Il convient naturellement dans cette comparaison des tailles, d'écarter les diapirs coalescents en bulbe qui font l'originalité des appareils salifères vraiment très particuliers du Grand Kavir, au nord de l'Iran, alimentés de plus par deux horizons salifères profonds superposés et déstabilisés en même temps, dans un contexte tectonique demeurant d'ailleurs incertain (Jackson et al. 1990).

3. Platitude originelle du contact supérieur du sel

Les «glaciers de sel» que nous envisageons ont donc au terme de leur épanchement un «dos» sensiblement plat sur de grandes surfaces. Le bombement initial (Talbot 1993) s'est vraisemblablement effondré, soit spontanément en raison de la viscosité du sel dès que cesse son alimentation, soit en raison de l'érosion rapide du sel et/ou de sa dissolution à fleur d'eau. Cela rend inutile l'hypothèse de départ d'un bombement diapirique et surtout du dispositif paléogéographique erroné qui

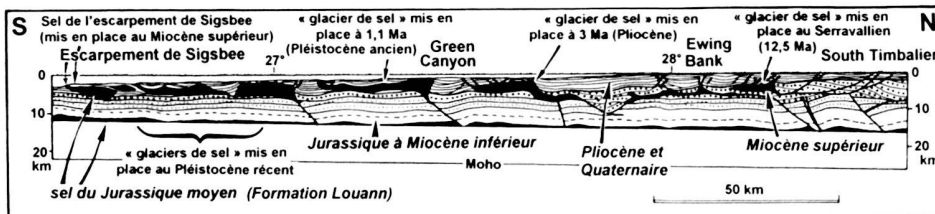


Fig. 15. Coupe synthétique de la marge passive salifère de Louisiane, redessinée d'après McBride (1998), montrant le diachronisme de ses épanchements salifères et le «glacier de sel» composite du nord de l'Ewing Bank (Green Canyon); le prolongement vers le nord de cette coupe correspond à la coupe 6, Fig. 19.

en découlerait (Perthuisot 1978 b; Perthuisot et al. 1998, 1999 a). Ce dernier fait passer latéralement un récif à des marnes «profondes» de tous côtés, alors que tous les récifs actuels, ne passent latéralement qu'à leurs propres débris, du côté de la mer ouverte et à des calcaires purs de lagon de l'autre, y compris ceux du golfe persique qui surmontent des bombements salifères (Purser 1973).

4. Apports de la modélisation analogique

Les modélisations analogiques en boîte à sable, réalisent couramment des épanchements de silicones (Fig. 14) lorsque les trois conditions énumérées ci-dessus sont reproduites (Koyi et al. 1993; Koyi 1996). De telles modélisations peuvent même se produire spontanément, lorsque l'on laisse évoluer naturellement assez longtemps en distension, une boîte à sable où est modélisée une halocinèse: du sable d'épaisseur variable, à comportement fragile de type Mohr-Coulomb simulant la surcharge sédimentaire, pesant de manière hétérogène sur de la silicone visqueuse à comportement newtonien (simulant le comportement du sel sous pression); pratiquement, cela revient à arrêter la sédimentation. Par contre, dans les mêmes conditions, la modélisation d'injections latérales interstratifiées sous couverture (à ne surtout pas confondre avec des injections sécantes dans des fractures, au contraire aisément reproduites), n'a à notre connaissance jamais été réalisée, même de petite taille et encore moins avec les vastes proportions correspondant aux hypothèses diapiriques réaménagées de Perthuisot et al. (1998, 1999 a), ni en distension, ni en compression.

Remarquons en outre que c'est à une époque surtout compressive (et plicative), à partir du Santonien supérieur (Guiraud & Bosworth 1997; Souquet et al. 1997; Zouari et al. 1999), que ces derniers envisagent ce phénomène, ce qui en accroît la difficulté (Perthuisot et Rouvier 1992; Perthuisot et al. 1999 b, Fig. 7 C). En effet, les modélisations récentes en boîte à sable, d'abord en animations 2D, accessibles sur Internet (Guglielmo et al. 1998), puis en 3D (Guglielmo et al. 2000), montrent que les «glaciers de sel» aisément reproduits en distension, ne s'allongent pas latéralement lorsqu'ils sont soumis à une compression. Au contraire ils évoluent vers des formes prismatiques à section triangulaire basse, pointe en haut (Fig. 17, corps A'), ou en coupes aplaties et trapues à section en croissant à toit convexe (Fig. 17, corps B' et C').

5. Les variations d'épaisseur au-dessus du matériel salifère

Tous les auteurs s'accordent pour attribuer à l'halocinèse les variations observées, mais elles ne sont symptomatiques d'aucun style particulier. Des variations très importantes d'épaisseur ont été décrites (et forées) au-dessus des «glaciers de sel» d'âge varié de la Gulf Coast (Fig. 12, 13 et 15). Dans les modèles «classiques» successifs à cœur diapirique, toutes les épaisseurs diminuent à proximité des masses salifères supposées enracinées. Dans le secteur étudié ici, les variations d'épaisseurs les plus manifestes sont visibles à partir de l'Albien moyen, de part et d'autre du décrochement d'El Kerma-Aïn Guettar, indépendamment de la présence du matériel triasique, qui correspond à la même masse dans ses deux compartiments; les plus spectaculaires correspondent au dépocentre de Douamiss, pourtant situé loin du cœur diapirique présumé. Ces deux observations rappellent les dispositifs de la Gulf Coast (Diegel et al. 1996).

6. Coexistence «glaciers de sel»-diapirs

L'interprétation proposée ici n'exclut pas que localement, sur une masse salifère interstratifiée dans le Crétacé inférieur ou sur la couche-mère originelle, puissent se développer, ici ou là, lors des plissements postérieurs à sa mise en place, de «vrais diapirs» (au sens de Mrazec 1907), comme celui tout proche de Nasseur Allah (feuille de Nebeur, représenté en carte Fig. 3), où de l'Éocène à nummulites recouvre directement le matériel triasique en le remaniant (Perthuisot 1978 b). Ce dispositif correspond à une discrète signature gravimétrique négative, laquelle prolonge celle du coin sud-ouest de la Fig. 10, superposée elle-même aux affleurements du nord-ouest de Sloughi que nous avons évoqués.

7. Une incongruité majeure

Mais le plus vaste des «vrais diapirs» de la région, celui du J. Ech Chéhid (Fig. 18), présente au contraire de ce que l'on attendrait une vigoureuse anomalie gravimétrique positive axiale (SIAL Geosciences Inc. 1998). En admettant la géométrie de surface proposée par V. Perthuisot (1978), c'est encore en Gulf Coast qu'on pourrait trouver une solution à ce paradoxe (MacBride 1998): le dôme de sel de South Pelto s'est développé au toit du vaste «glacier de sel» de South Timbalier (Fig. 19) et il n'est donc pas enraciné.

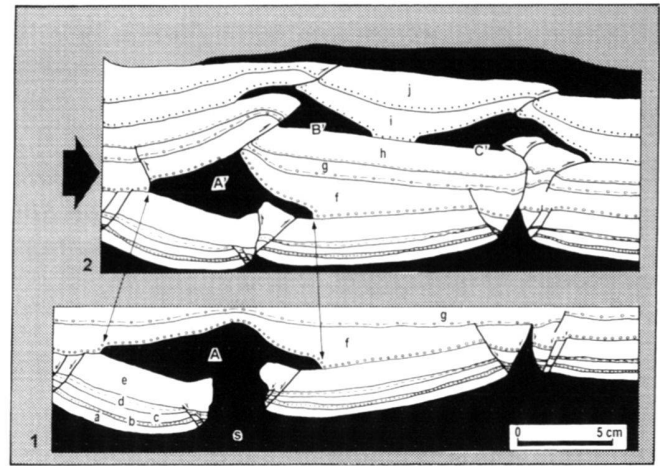
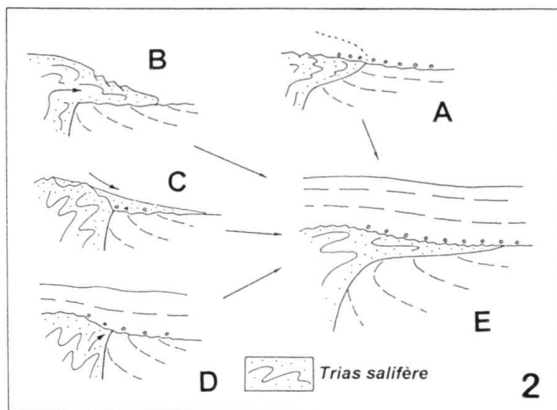
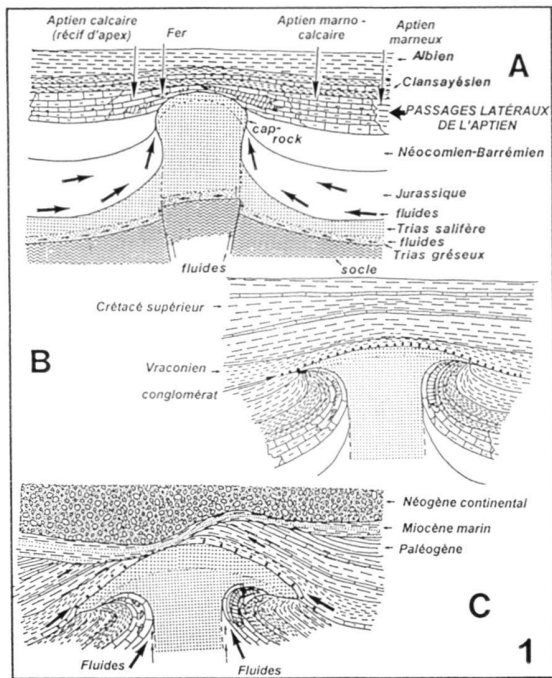


Fig. 17. Modélisation analogique en boîte à sable de la genèse en distension et de la reprise en compression de «glaciers de sel»; redessinée d'après Guglielmo et al. (1998).

Le sel (noté s) correspond à une couche de silicone, les divers horizons sédimentaires (notés a à k) à du sable.

1. Le corps lenticulaire A, mis en place au cours d'une première phase distensive (surcharges a à e), évolue en compression (2) vers une forme prismatique à base plus courte, mais sans «injection latérale sous couverture».

2. Les corps B' et C' identiques au corps A, mis en place au cours d'une deuxième phase distensive (non représentée, surcharges f, g, h), évoluent vers des formes en coupoles basses, toujours sans «injection latérale sous couverture».

Fig. 16. Évolution (sans échelle) de l'hypothèse «tout-diapir» avant (1 et 2) et depuis (3) sa confrontation avec l'hypothèse des «glaciers de sel» sous-marins.

1 - d'après Bouzenoune (1993, travail dirigé par H. Rouvier): un seul horizon carbonaté aptien est interprété comme un récif d'apex diapirique, passant latéralement à des marno-calcaires puis à des marnes; le rebroussement et l'«extravasation» des lames salifères latérales sont post-albiens et anti-vraconiens; on notera entre les stades B et C, l'expansion latérale sous couverture après le Crétacé supérieur.

2 - d'après Perthuisot et Rouvier (1992): la présence d'une courte langue de Trias salifère interstratifié est interprétée, toujours sous le Vraconien, à partir d'un large conduit central, soit comme un «glacier de sel» à l'air libre de type Zagros («nappe de Trias» connectée au diapir, évolution B-E) ultérieurement enfoui, soit comme une injection «intercutanée» latérale sous couverture (on notera ses proportions modestes par rapport à la largeur du conduit, évolution D-E); de l'hypothèse précédente ne demeurent qu'un large conduit et le rebroussement précoce du substratum; toute référence à la genèse et à la disposition des carbonates (un horizon aptien et un horizon albien sous le Trias; un horizon de coral-algal reefs sur le Trias) ayant été abandonnée.

3 - d'après Perthuisot et al. (1999 a); le conduit de «grande ouverture» et le rebroussement précoce du substratum sont maintenus à l'origine (stades A et B), avec au Crétacé supérieur-Éogène (stade C), un net amaigrissement du conduit et une prédominance du phénomène d'injection latérale sous couverture comme en 1 C. C₁: Crétacé inférieur; C₂ Crétacé supérieur; T₁ Éogène; T₂ Néogène.

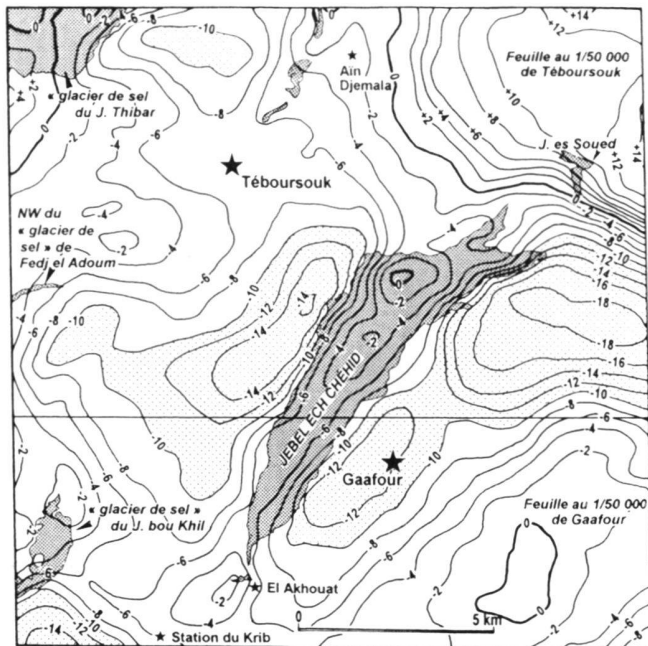


Fig. 18. Carte simplifiée des anomalies de Bouguer au pas de 10 mgal, des feuilles de Téboursouk (au nord du trait horizontal) et de Gaafour, redessinée d'après Valdor-Sagax (1997) et SIAL Geosciences Inc. (1998); cette carte prolonge vers l'est celle de la Fig. 10.

Noter les signatures gravimétriques positives à l'aplomb des «glaciers de sel» (J. bou Khil, coin sud-ouest; Thibar, coin nord-ouest; Ain Djemala, coin nord-est) et surtout du «vrai diapir» du J. Ech Chéhid.

Grisé foncé: matériel salifère triasique; blanc: anomalies supérieures à -10 mgal; grisé clair: anomalies inférieures à -10 mgal.

Si l'on admet notre point de vue:

- les «glaciers de sel» de Tunisie du Nord peuvent présenter une extension plus importante vers le sud que celle qui a été proposée (Vila et al. 1997), leur limite méridionale supposée, ne correspondant alors plus qu'à une simple limite due aux hasards de l'érosion des plis atlasiques;
- au Crétacé, la Tunisie du Nord peut être considérée comme une province halocinétique à «glaciers de sel» sous-marins presque aussi variés et aussi complexes qu'en Gulf Coast, pouvant primitivement inclure comme en Andalousie (Flinch et al. 1996), le matériel salifère remobilisé de la semelle des unités tello-rifaines à matériel crétacé, ou crétacé-paléogène, de la chaîne alpine du Maghreb (Vila 1995), tout en offrant le privilège de pouvoir les observer à l'air libre.

Pour parachever les similitudes avec la Gulf Coast, il resterait seulement à retrouver dans le Nord-Ouest tunisien, des structures de type *salt-tongue canopies*, mais nos hypothèses de mise en place de «glaciers de sel» sous-marins composites, n'ont pas encore été testées sur les deux plus grandes masses salifères de Tunisie du Nord, du J. Thibar (en partie visible en haut de la Fig. 3) et du groupe Lansarine-Baouala (situé entre

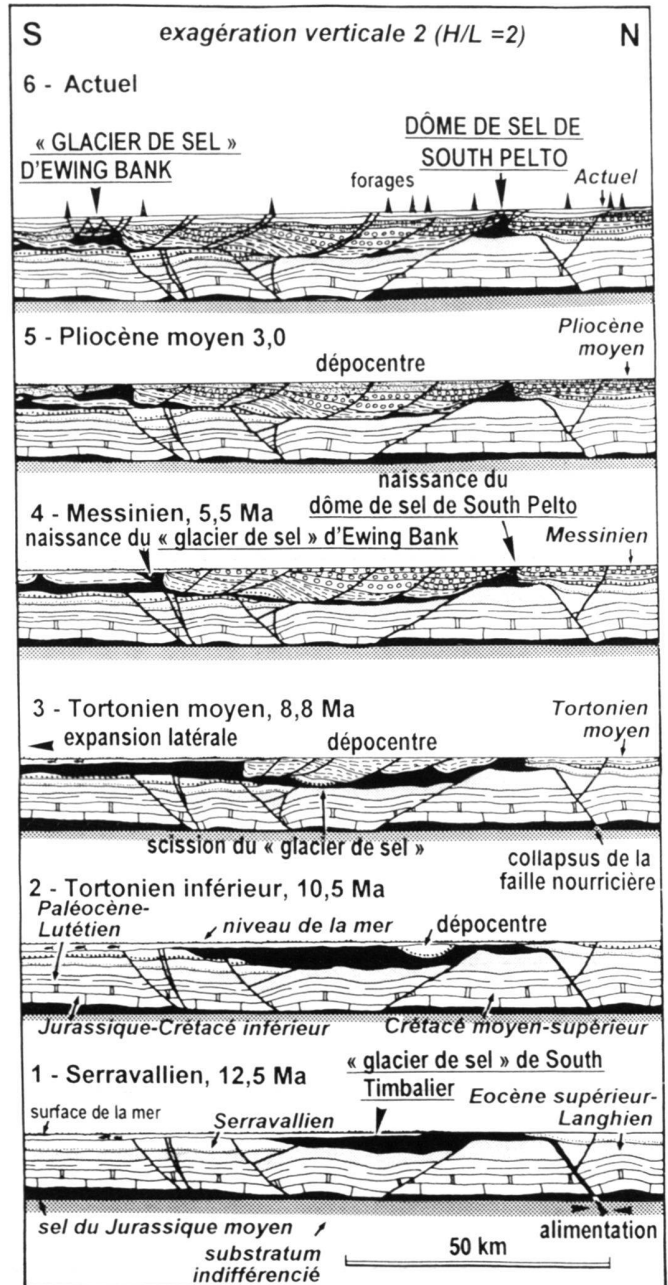


Fig. 19. Genèse du dôme de sel non enraciné de South Pelto et du «glacier de sel» de l'Ewing Bank, au toit du grand «glacier de sel» composite antérieur de South Timbalier, redessinée d'après McBride (1998); on peut comparer le «glacier de sel» de l'Ewing Bank à celui de Fedjel Adoum et le dôme de sel de South Pelto à celui du J. Ech Chéhid, avant leur reprise en compression au Tertiaire.

La coupe actuelle n° 6, entre 28° et 29° de latitude N, reprend et prolonge vers le nord la coupe synthétique de la Fig. 15.

ce dernier et Tunis) ainsi que sur leurs appareils annexes. Nos études en cours, permettant d'établir d'importantes similitudes stratigraphiques et sédimentologiques avec le dispositif de la

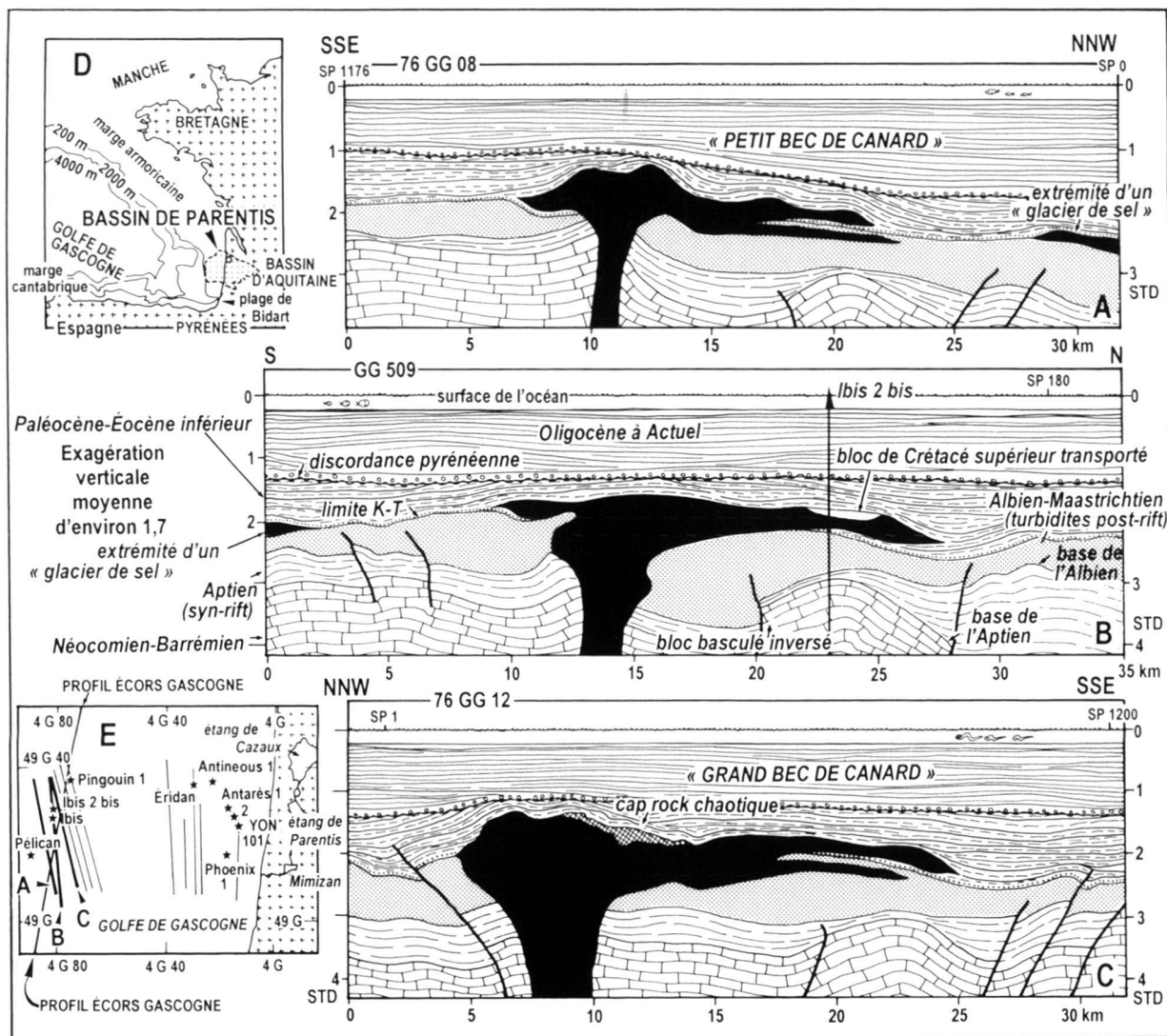


Fig. 20. Trois coupes du «glacier de sel» composite de l'offshore de Parentis, redessinées d'après Curnelle et Finelle 1986, in Derumaux (1987) et réinterprétées d'après Bois (1993), pour ce qui concerne la discordance pyrénéenne.

A, B, C - Coupes interprétatives (toutes les indications géologiques sont regroupées sur la coupe B); D - Localisation du bassin de Parentis; E - Localisation des principaux profils sismique (traits rectilignes) et des forages offshore (étoiles).

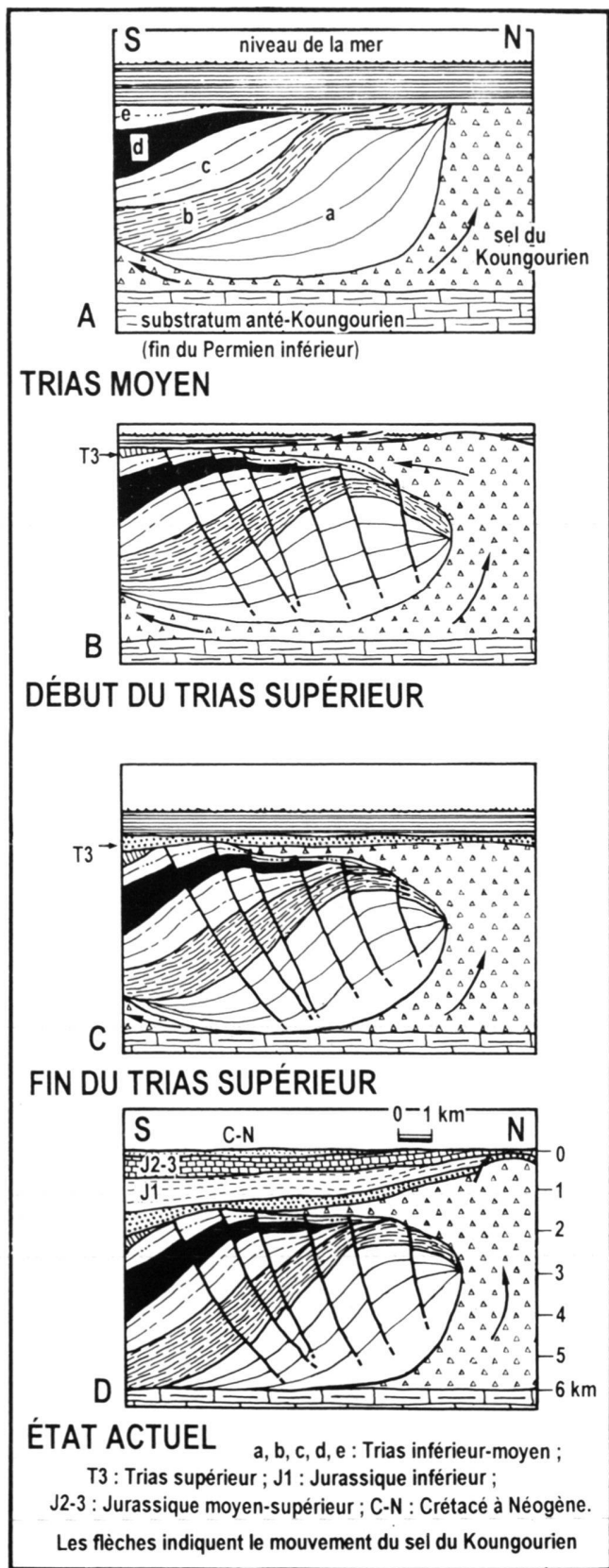
On notera dans les coupes interprétatives, que les masses salifères reposent, soit sur le Crétacé supérieur, soit sur le Paléogène, ou sont «en bout de course», intercalées dans l'un ou l'autre.

région de Fedj el Adoum nous le laissent supposer, mais un important travail de révision stratigraphique et cartographique reste à accomplir.

XI. Comparaisons avec les autres provinces à «glaciers de sel» sous-marins du monde

On peut constater sur l'inventaire fourni Fig. 1, qu'en dehors de la Gulf Coast et du nord-est du Maghreb, les provinces à «glaciers de sel» peuvent être divisés en deux ensembles bien

différents selon leur cadre géodynamique. Elles sont situées, soit dans des zones peu ou pas du tout soumises à une inversion tectonique postérieure à la mise en place et à l'inéluctable évolution des masses salifères enfouies, en Aquitaine, au Kazakhstan et en mer Rouge du Yémen, soit à des zones où ces dernières ont été remobilisées (halotectonique au sens de Trushheim 1960) correspondant à des orogènes collisionnels, dans le centre et l'ouest du Tell maghrébin, les Cordillères bétiques et les Alpes occidentales); ces zones ont été soumises à une inversion tectonique sévère.



1. Premier ensemble, peu ou pas tectonisé.

a. Dans l'aulacogène d'Aquitaine-Pyrénées occidentales, deux types d'appareils nous paraissent particulièrement intéressants: la plus importante des masses salifères offshore du bassin de Parentis (Fig. 20; Rosset 1971; Curnelle et Marco 1983; Curnelle & Finelle 1986 in Derumaux 1987) et une lame triasique chaotique de la plage de Bidart (Fondcave-Wallez et al. 1994). La première couvre plus de 100 km²; elle s'est mise en place en deux temps, d'abord sur un substratum turbiditique du Crétacé supérieur, puis marneux du Paléocène-Éocène inférieur. L'ensemble affecte en coupe la forme d'une tête de canard, bec entrouvert, la coupe A ayant été appelée informellement le «Petit bec de canard», la coupe C, le «Grand bec de canard». Il s'agit donc d'un «glacier de sel» composite typique, mis en place dans un contexte de blocs basculés distensif, dont les failles normales séparant des compartiments à failles vous-sure, ont été ensuite inversées à des degrés divers; mais l'assez faible inversion tectonique fini-éocène de ce secteur distal de l'avant-pays pyrénéen a peu perturbé cet ensemble, préservant semble-t-il sa zone d'alimentation si l'on en juge par les interprétations publiées (Mathieu 1986; Bois 1993). La sismique et le forage d'Ibis 2 bis montrent que ce «glacier de sel» composite avait emporté «sur son dos» un gros bloc de Crétacé supérieur, ce qui accroît sa similitude avec son homologue algérien albien un peu plus vieux de l'Ouenza (Vila et al. 1994; Vila 1995).

La seconde correspond à du matériel chaotique triasique épais d'une dizaine de mètres, comportant uniquement des éléments insolubles (gypses, dolomies variées, ophites), comme c'est la règle à la surface des appareils tunisiens et de bien d'autres. C'est un objet intercalé dans le flysch yprésé-lutétien. Son aspect nous rappelle beaucoup le «glacier de sel» résiduel de la Koudiat Sidii (Ghanmi et al. 1999). Il pourrait annoncer la proximité d'un phénomène d'accordance ou si l'on préfère de collapsus, correspondant à une soudure salifère primaire par expulsion-dissolution (*primary salt weld* au sens de Rowan et al. 1999), plutôt qu'à un amincissement-collapsus tectonique de type roho (*roho weld*; Schuster, 1995), selon des modalités évoquées en introduction. Mais hors des splendides affleurements côtiers constamment rafraîchis par les tempêtes, il y a beaucoup d'herbe. Plus loin à terre, l'amplitude des phéno-

Fig. 21. Genèse du «glacier de sel» composite de Novobogatinsk (bassin pré-caspien méridional, Kazakhstan), localisé Fig. 1, schéma redessiné d'après Volozh et al. (1994); les modifications ne concernent que la disposition de sa légende et quelques figurés). Au stade B, le «glacier de sel» se serait mis en place sous une faible tranche d'eau; peu après la régression du domaine marin aurait permis un lessivage du sel koungourien du corps salifère ascendant, produisant des saumures et de nouveaux dépôts de halite, qui auraient élargi vers le sud le surplomb salifère. L'ensemble aurait été de nouveau submergé par la mer de la fin du Trias supérieur, puis fossilisé par le Jurassique. La déformation de l'ensemble par l'orogénèse néo-cimmérienne au Crétacé inférieur est très faible.

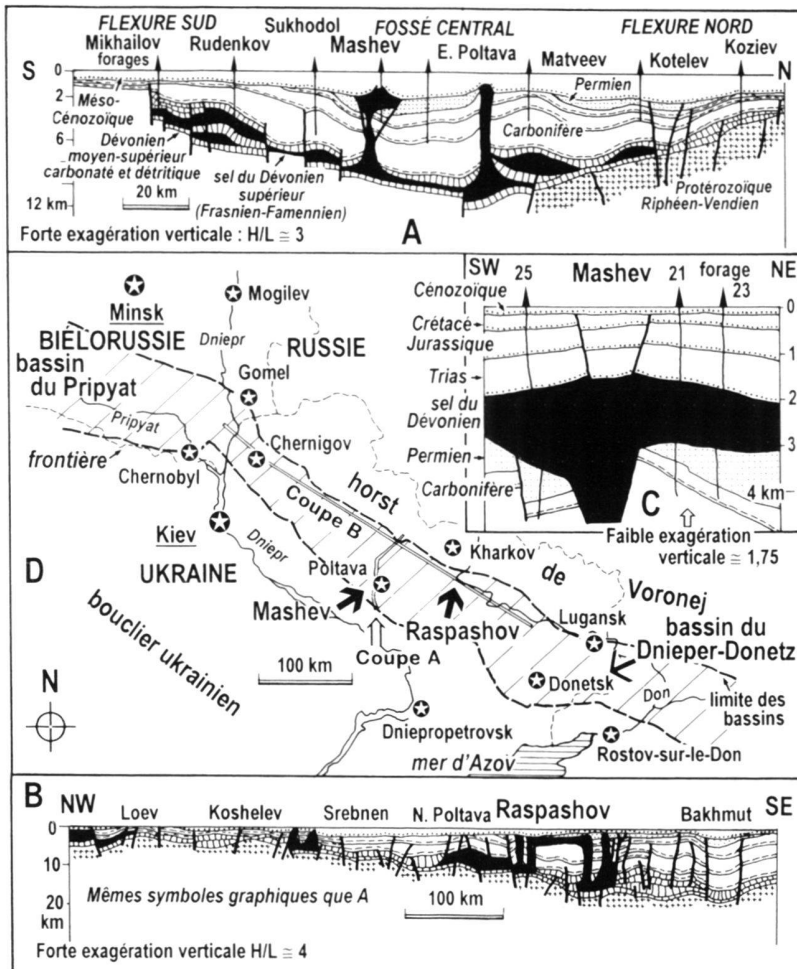


Fig. 22. Les appareils salifères du bassin du Dnieper-Donetz, redessinés d'après Ulmishek et al. (1994): A - coupe S-N au centre du bassin; B - coupe NW-SE de sa bordure nord; C - coupe SW-NE de l'appareil de Mashev; D - localisation des coupes A et B et des appareils évoqués dans le texte.

mènes de resédimentation en masse de matériel triasique est en cours de réévaluation: à la baisse en Aquitaine-Béarn où certaines roches rouges réputées triasiques n'ont semble-t-il rien de commun avec le Trias, hors leur couleur (Peybernès et al. 1996), à la hausse dans les Petites Pyrénées (Souquet et al. 1985; Thiébaud et al. 1988), à la baisse dans les premiers chaînons basques pyrénéens. Dans ces derniers, certaines brèches de collapse-dissolution salifère (James & Canérot 1999) correspondraient au moins en partie, soit à des éboulis quaternaires (Fabre et al. 2000), soit à des brèches marines non diapiriques du Paléocène (Peybernès et al. 2002). L'inventaire de cette intéressante province doit donc être repris.

- b. Au Kazakhstan, dans l'immense bassin salifère précaspéen méridional (de la basse Volga à l'Emba, 900 km d'ouest en est, 500 du nord au sud), trois grands *over-hangs* salifères à sel du Koungourien (localisés Fig. 1), ont été décrits à Kotyrtas, Novobogatinsk et Koum (Volozh et al. 1994).
 - i. Celui de Koum s'est mis en place à l'air libre dans un environnement continental aride, comme au Zagros; il ne concerne pas notre propos.

- ii. Celui de Novobogatinsk s'est mis en place au Trias moyen-supérieur, sous une très faible tranche d'eau, dans un bassin épicontinental en cours de vidange, atteint par une régression régionale au cours du Trias moyen, avec une remise en eau rapide au cours du Trias supérieur. Malgré la brièveté de cette évolution, une sismique de qualité et 13 sondages permettent de constater que le sel a progressé sur quatre formations différentes du Trias moyen d'un dépocentre fortement subsident, ce qui correspond bien à la définition proposée d'un «glacier de sel» composite. La Fig. 21 reproduit le schéma établi par Volozh et al. Mais le dispositif représenté semble devoir être aménagé. La solution adoptée amène le sel à progresser sur une contre-pente, ce qui est difficilement défendable.
- iii. Celui de Kotyrtas correspond à un nouveau et épais dépôt de sel, issu de l'évaporation de saumures de lessivage de la masse salifère ascendante (ce qui serait aussi produit, mais dans une bien moindre mesure, en fin de mise en place pour l'appareil de Bogovogatinsk, sur son bord sud). Ce n'est donc pas un «glacier de sel» sous-marin.

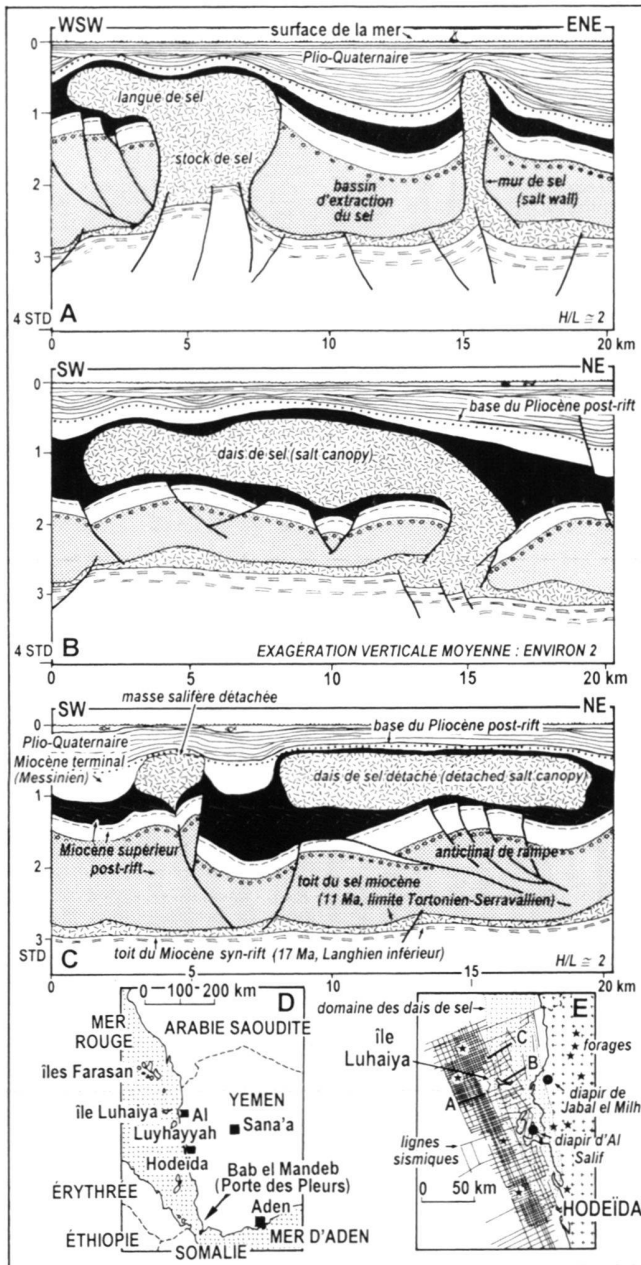


Fig. 23. Les «glaciers de sel» simples (A), coalescents (B), ou détachés (C), du haut de la marge yéménite de la mer Rouge. A, B, C: coupes simplifiées, dessinées d'après les profils sismiques interprétés par Heaton et al. (1995); toutes les informations géologiques sont reportées sur la coupe C; D: localisation géographique; E: localisation des lignes sismiques et des forages.

c. En Ukraine (Fig. 22, D), la province salifère dévonienne du bassin charbonnier, gazier et pétrolier du Dnieper-Donetz, correspond à un rift paléozoïque faiblement inversé tectoniquement, dans lequel ont été réalisés plus de 3000 forages et des milliers de kilomètres de sismique (Ulmishek

et al. 1994; Stovba et al. 1995). Le sel syn-rift du Frasnien-Famennien est impliqué dans trois appareils intéressants, dont la géométrie pâtit de représentations à forte ou très forte exagération verticale (Fig. 22, A à C). À l'est de Poltava un «glacier de sel» simple localisé Fig. 1, interstratifié dans le Permien, s'étale sur une dizaine de kilomètres de part et d'autre de sa zone nourricière située en bordure d'un bloc basculé (Vila et al. 1996, Fig. 4 B). Près du sud de Poltava, un appareil très dissymétrique en forme de bec de canard, correspond à un surplomb salifère d'une quinzaine de kilomètres vers le nord (Fig. 22 A), recouvrant des niveaux variés du Permien (Fig. 24 C). Il s'agit probablement d'un «glacier de sel» composite. À Raspashov (Fig. 22, B), Ulmishek et al. (1994), ont sommairement représenté sans commentaire particulier une vaste dais de sel, ou baldaquin de sel (*salt canopy*), présentant un recouvrement d'une cinquantaine de kilomètres, rejoignant ainsi par ses dimensions la taille de certains des plus gros corps salifères de la Gulf Coast. La mobilisation du sel correspond à la période post-rift de ce bassin et l'inversion modérée de ces structures à l'orogénèse hercynienne.

d. Sur la marge yéménite de la mer Rouge (Heaton et al. 1995), une province à sel du Miocène supérieur, des études sismiques approfondies, calées sur de nombreux forages à terre et en mer (Fig. 23 D), ont mis en évidence une grande variété de corps salifères. À côté des formes halocinétiques élémentaires habituelles (rouleaux de sel, *salt rollers*, murs de sel, *salt walls*, masses salifères pédonculées en bulbe ou en champignon *bulb-shaped-* et *mushroom-shaped salt stocks*, ou isolées (*detached salt stocks*), ne semblent s'y être développés que des «glaciers de sel» simples (*salt tongues*, Fig. 23 A), localement coalescents (*major salt canopies*, Fig. 23 B) dans la zone dite des dais de sel (*canopy zone*), voire désolidarisés de leur source (*detached salt canopies*, Fig. 23 C). À terre se poursuit un diapirisme actif, spectaculaire à Al Salif et encore plus sous le fort médiéval maintenant de ce fait disloqué, du Jabal al Milh (Davison et al. 1996).

2. Deuxième ensemble «orogénique»: les appareils soumis à une forte inversion tectonique après leur mise en place

a. Maghrébides, Cordillères bétiques

L'appartenance des semelles salifères des nappes tello-rifaines des Maghrébides à la même marge téthysienne que les appareils de leur avant-pays atlasique est une évidence géodynamique largement admise. Dans cette logique, l'un de nous a proposé (Vila 1995), que certains des corps séparant actuellement des unités diverticulées empilées à séries complémentaires, pouvaient représenter d'anciens «glaciers de sel» formés au pied nord de cette marge téthysienne passive au Crétacé. Dans ce cas précis, la notion de diverticulation est prise au sens de Lugeon (1943). Cette hypothèse revient à ajouter une similitude de plus avec la marge de référence de la Gulf Coast.

Elle a d'ailleurs été formulée, peu après et sensiblement dans les mêmes termes, pour la paléomarge passive bétique de l'édifice symétrique de celui des Maghrébides par rapport à la Méditerranée occidentale (Flinch et al. 1996), celui des Cordillères bétiques; c'est une idée qui nous convient parfaitement. Le fait que cette réinterprétation du Trias subbétique soit l'œuvre de trois spécialistes réputés de la Gulf Coast, chacun œuvrant dans sa spécialité, ne doit évidemment rien au hasard. Mais les bouleversements tectoniques sont tels qu'aucun type précis d'ancien «glacier de sel» ne peut être formellement identifié, sur l'une ou l'autre rive de la Méditerranée occidentale. En effet au pied de la marge de Gulf Coast, le glissement général de la couverture a d'une part accumulé en bas de mare les masses de sel les plus importantes (notamment celle de l'escarpement de Sigsbee), d'autre part déjà créé par plissement gravitaire une ceinture de plis-chevauchements (*fold-and-thrust belt*), celle de Perdido (Jackson & Vendeville 1994; Trugdill et al. 1999). Ce domaine est prêt pour l'inéluctable future inversion tectonique, due à la convergence collisionnelle en cours des plaques d'Amérique du Nord et du Sud, prenant en sandwich le domaine des Caraïbes (Vila et al. 1990).

b. Alpes occidentales

Dans les Alpes occidentales, si le sel est plus rare que dans le célèbre Salzkammergut d'Autriche, on en connaît néanmoins des traces et les zones de gypses sont au contraire fréquentes. Nous disposons de deux dossiers précis, pour lesquels le concept des «glaciers de sel» simple ou composite, tel que l'étude de l'appareil de Fedj el Adoum nous a permis de le préciser, autorise une lecture nouvelle, ainsi que de nets indices géochimiques et hydrogéologiques.

- i. Il s'agit d'abord du «paléodiapir» de La Couécha (Fig. 24), appartenant à l'un des éléments subbriançonnais du lambeau du Morgon, renversé et poussé au front des nappes de l'Ubaye-Embrunais (Kerkhove et Lereus 1986). Une fois remise à l'endroit la reconstitution précise proposée, il devient évident que cette lentille de matériel salifère, resédimentée avec son cortège d'olistolites variés (au sens élargi de Mutti & Ricci Luchi 1972, puisqu'il s'agit de blocs écroulés, avant d'être transportés), repose sur deux formations différentes. Au nord-ouest, peut-être près de la faille normale nourricière (et des plus gros blocs), il s'agit de la plus ancienne, celle des Terres Noires de l'Aalénien-Oxfordien. Plus au sud-est, c'est celle plus récente des *black shales* de l'Albo-Cénomaniens où cet ensemble est clairement interstratifié. Il finit par s'y diviser en éléments plus petits, peut-être en «glaciers de sel» résiduels. Au total il s'agit d'un «glacier de sel composite». Dans un schéma palinspastique plus récent, ces phénomènes sont associés à la paléofaille liasique réactivée au Jurassique de Saint-Jacques (Masclé et al. 1988). Pour accentuer encore la ressemblance avec Fedj el Adoum, notons que l'encais-

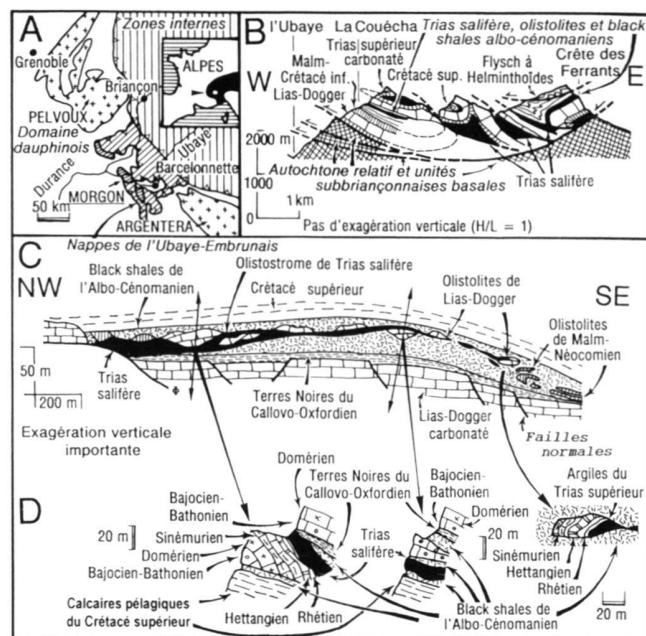


Fig. 24. Le «glacier de sel» composite du Morgon (Nappes de l'Ubaye-Embrunais, Alpes occidentales), redessiné d'après Kerkhove et Lereus (1986).

A. Localisation du Morgon; B. Coupe interprétative générale du lambeau de poussée du Morgon; C. Le dispositif de la Couécha au Sénonien, remis à l'endroit d'après le dessin original; C. Détail des coupes de terrain permettant de reconstituer le dispositif représenté en C.

On notera en C, que le matériel triasique (en noir), incluant ou transportant de nombreux olistolites et actuellement coupé de sa source, repose successivement du NW vers le SW, sur les Terres Noires du Callovo-Oxfordien, puis sur les *black shales* de l'Albo-Cénomaniens.

sant du Trias salifère y est aussi constitué par deux ensembles compréhensifs, caractérisés chacun par des faciès sombres confinés et réducteurs qui rappellent, évidemment pour le Crétacé, ceux - pratiquement de même âge - du nord-est du Maghreb.

- ii. Le deuxième objet appartient à la bordure interne du domaine dauphinois de l'avant-pays alpin, correspondant à la paléomarge passive européenne. Il s'agit de la lame gypsifère de Pijarbaud près de Laragne, dans les Hautes-Alpes, qualifiée de «diapir précoce» bathonien (Huyghe et al. 1999). C'est un corps gypseux plat de 750 m de long, reposant - lui aussi - sur des Terres Noires (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen), dans lesquelles il est interstratifié. C'est un petit «glacier de sel» sous-marin simple, rapporté à juste titre par ces auteurs à un *marine namakier* au sens de Talbot (1993). Le contexte à failles synsédimentaires, blocs évaporitiques isolés dans les marnes à proximité (jalonnant l'ancienne extension de la masse primitive?), brèches et olistostromes latéraux, est très proche de celui qui été mis en évidence dans le nord-est du Maghreb. Quelle était la taille du corps originel avant que le sel ait été lessivé?

Car sel il y eut, vu qu'en son absence, la plasticité moindre du gypse ne pourrait permettre un quelconque épanchement (Podlachikov et al. 1993).

D'autres masses gypseuses en lames, celle de La Plâtrière à 1 km plus au nord, de Riou d'Entraix plus à l'est près de Clamensane (sur le linéament de Clamensane), de Gineste et de Haut-Soleil à 10 km au nord-est, des Rochers de Hongrie plus au sud, de Daluis et de Roquette-sur-Var près de l'Argentera-Mercantour ont été identifiées, mais sans plus de précision car la tectonique y est trop intense. Toutes se seraient mises en place au Bathonien, lors du rifting téthysien qui a aminci la croûte continentale européenne (Masclé et al. 1988).

iii. Les indices géochimiques correspondent, comme à Fedj el Adoum, à des anomalies en Sr élevées (400 à 500 ± 50 ppm contre environ 300 normalement) ou franchement anormales (600 à 3000 ± 50 ppm), notamment au Rioux d'Entraix, qui se situeraient sur le fond présumé du bassin de sédimentation à proximité des lames évoquées ci-dessus (Huyghe et al. 1999). Des anomalies semblables étaient déjà connues mais non interprétées dans le bassin vocontien voisin, équivalent du bassin dauphinois externe (Artru 1966), pourvu de structures halocinétiques correspondant à d'anciens dômes de sel (Dardeau et al. 1990). Toutes ces concentrations anormales en Sr, témoignent au moins de l'importance des phénomènes de dissolution du matériel primitivement mis en place; elles incitent de plus à penser que la taille des appareils actuellement visibles n'est qu'une fraction de celle des appareils initiaux; mais nous ne sommes pas en mesure de l'évaluer. Elles nous rappellent, hors des appareils salifères, la fréquence en Tunisie des nodules strontianifères des marnes albiennes (Bouhleb 1993), à strontium radiogénique, qui n'est pas propre à la région de Fedj el Adoum: ils sont contemporains de la mise en place des «glaciers de sel» sous-marins mis en place à l'Albien, livrant passage à des circulations fluides profondes (Kushnir 1986), qui ont lessivé le socle précambrien sous-jacent. On le connaît à l'affleurement non loin de là en Algérie orientale, dans le «massif cristallin externe» de l'Edough (Vila 1970).

Malgré ces indéterminations, l'idée qu'on peut se faire de la zonation halocinétique des Alpes occidentales est assez facile à dégager: très schématiquement de l'ouest vers l'est (soit de l'externe vers l'interne) de la paléomarge téthysienne européenne, se succédaient comme en Gulf Coast du nord au sud et au nord-est du Maghreb du sud au nord (sur l'autre rive de l'océan Téthysien), un domaine de «vrais diapirs» (Propiac, Montolieu et Condorcet dans la Drôme par exemple; Dardeau et al. 1990) des dômes de sel nés en extension, devenus des dômes de sel-plis, c'est à dire inversés tectoniquement (Vila 1997), puis un domaine à «glaciers de sel» sous-marins (deux justifiant ce pluriel, mais combien ont été complètement oblitérés par dissolution?), d'abord simple(s?), puis composite(s?).

Mais surtout qu'advient-il de ce domaine dans les zones plus internes encore?

iv. Les Alpes internes sont caractérisées par la présence des «grandes zones de gypses» de Vanoise, du Pas-du-Roc et de Maurienne. Le problème qu'elles posent, fut évoqué au cours d'une discussion entre l'un de nous (J.-M. V.) et Renaud Caby en 1995. Au delà vers l'est de la zonation halocinétique esquissée ci-dessus, ces zones de gypses constituent «un des phénomènes tectoniques les plus grandioses de toute la chaîne alpine» (Gignoux 1960, p. 313) et déterminent les paysages pseudo-karstiques si particuliers du Petit Mont-Blanc de Pralognan, du col du Galibier et de la Casse Déserte de celui de l'Izoard. Pourraient-elles représenter d'anciens «glaciers de sel», évidemment maintenant lessivés de leur halite? En effet, dans ces secteurs «sont emballées pêle-mêle toutes les roches de la région», selon la description qu'en donnait Moret il y a presque un demi-siècle (1958, p. 380). On ne peut manquer de voir une ressemblance entre ces vastes «glaçons» et les blocs post-triasiques de toutes tailles transportés par les «glaciers de sel» du nord-est du Maghreb. Il s'agit du gros bloc d'Aptien minéralisé de l'Ouenza (Vila 1995) et des petits blocs d'Aptien de la base de celui du Kef (Vila et al. 1996) et du J. Kebbouch (Ghanmi et al. 2001). En Aquitaine un énorme bloc de Crétacé supérieur a été traversé par le forage Ibis 2 bis à Parentis (Curnelle & Marco 1993) et dans les Alpes elles-mêmes, nous avons évoqué ci-dessus ceux de La Couécha. Certes dans les Alpes occidentales le sel est rare (tunnel du Mont Cenis, Ellenberger 1958) mais c'est la règle sous tous les climats non arides. Par contre, comme en Tunisie du nord-ouest (à pluviosité bien moindre), des sources salées et sulfatées existent dans les Alpes, comme celles de Moutiers en Tarentaise ou de Challes-les-Eaux près de Chambéry. Cette dernière montre des taux isotopiques du soufre (Dazy & Grillot 1981-1882; Dazy et al. 1987), voisins de ceux qui ont été mesurés au Texas ou en Louisiane (Kyle & Posey 1991), en Tunisie (Bouhleb 1993) et en Aquitaine-Pyrénées, ce qui ne saurait relever d'un simple hasard.

Cette question mériterait d'être élargie à tous les édifices dont les empilements d'unités comportent une semelle salifère, où la couverture normale de cette dernière manque dans certaines de leurs unités superposées, dites pour cela diverticulées par Lugeon. Il en est bien d'autres exemples hors des Alpes (Davis & Engelder 1985).

XII. Conclusion générale

Un constat global peut être fait en prenant en compte un critère encore plus simple que pour les comparaisons qui précèdent: la surface des masses salifères épanchées. Celles qui atteignent une centaine de km², ou si l'on préfère dont on mesure ou évalue la longueur à au moins 10 km (localisées Fig. 25),

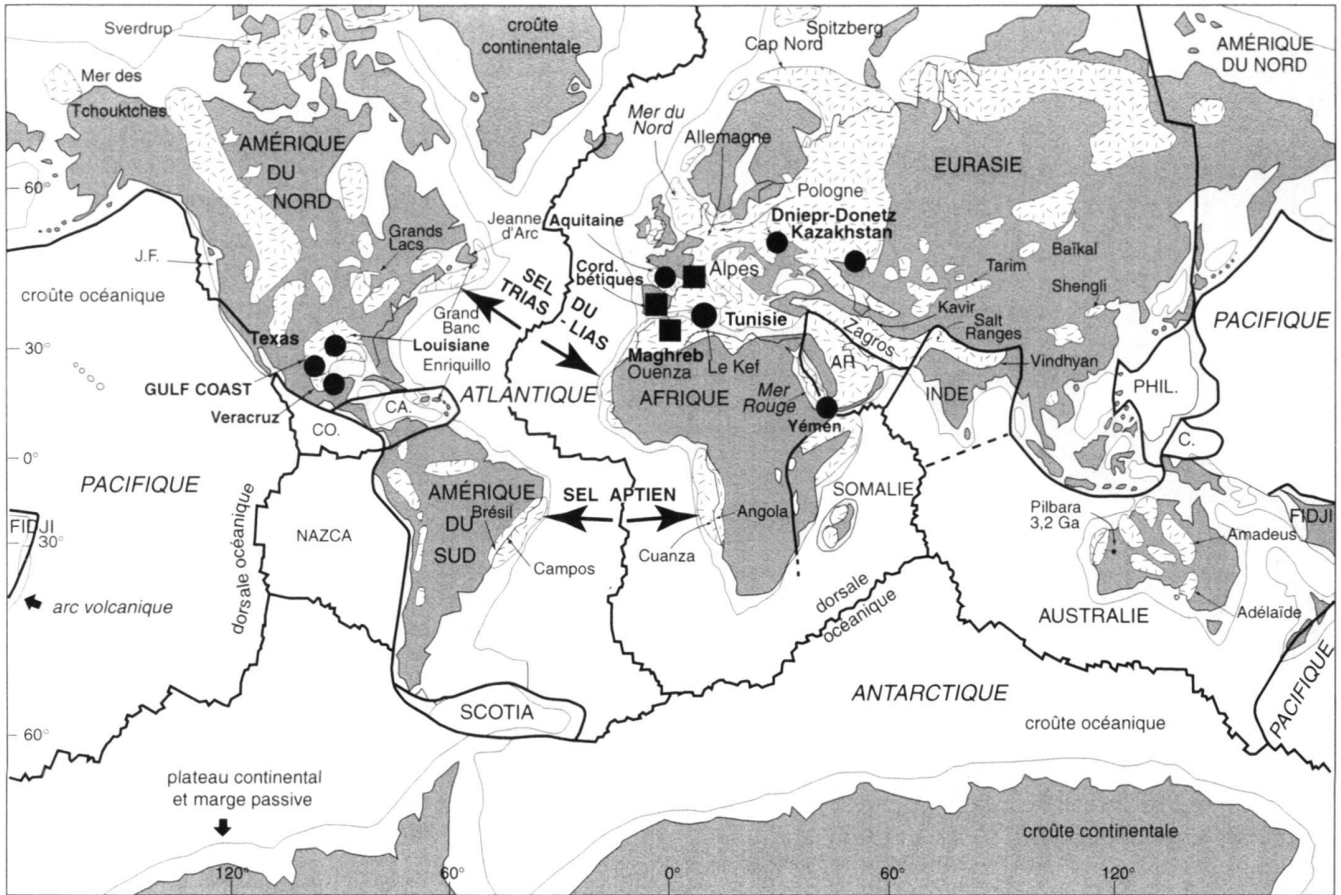


Fig. 25. Dépôts marins de sel, grands «glaciers de sel» sous-marins (> 10 km) et tectonique des plaques.

Cadre général d'après Jolivet, 1995, complété d'après diverses sources.

Figurés bâtonnets à dispersion aléatoire: sel (toutes époques confondues); cercles noirs: «glaciers de sel» sous-marins prouvés par forage; carrés noirs: «glaciers de sel» sous-marins vraisemblables ou supposés; lignes brisées en trait fort: dorsales océaniques; traits forts continus rectilignes: frontières de plaques en décrochement; traits forts courbes: frontières en subduction ou en collision; points: marges continentales passives à croûte continentale amincie et arcs volcaniques; grisé: lithosphère continentale d'épaisseur normale; blanc: lithosphère océanique.

Les grosses flèches matérialisent l'ouverture océanique atlantique, là où elle a divisé les bassins salifères du Jurassique et de l'Aptien, 3,2 Ga: âge en milliards d'années du plus vieux «bassin» salifère décelé à ce jour.

Abréviations. C., Carolines; CO., Cocos; J. F., Juan de Fuca; PHIL., Philippines.

sont systématiquement associées aux séries post-rift des marges passives ou du rift intracontinental du Dniepr-Donetz. Beaucoup sont demeurées à ce stade, comme celles de la plaque d'Amérique du Nord, du NE du golfe du Mexique au bassin mexicain de Veracruz (Correa Pérez & Gutiérrez Acosta 1983), du Yémen ou du bassin précaspéen méridional (Brunet et al. 1999). D'autres ont été remobilisées à des degrés divers: peu dans l'aulacogène d'Aquitaine et dans le bassin du Dniepr-Donetz, beaucoup au Maghreb, dans les Cordillères bétiques et dans les Alpes. Il s'agit dans tous ces cas de domaines à croûte continentale amincie (de 75 à 80 % dans le Dniepr-Donetz, beaucoup plus sur les marges passives). Leur flux thermique anormalement élevé y a favorisé la maturation des hydrocarbures et la déstabilisation du sel. Ces domaines ont subi une forte fracturation distensive syn-rift; cette dernière

à favorisé les circulations de fluides chauds (avec lessivage et/ou minéralisation) et les migrations d'hydrocarbures, l'halocinèse ne prenant sa pleine mesure qu'à la faveur des fortes surcharges sédimentaires post-rift et venant alors étanchéiser les réservoirs. On notera qu'en Tunisie, le plus abondant indice pétrolier, déjà signalé par Pliny l'Ancien et donc actif depuis plus de 2000 ans (Solignac 1927), est associé au grand «glacier de sel» de Thibar (Vila et al. 1997). C'est l'Aine Guétrania du Kef bou Dabbous, littéralement en arabe dialectal, la Source de Goudron, localisé dans le coin nord-est de la Fig. 3.

Inversement, dans les bassins épicontinentaux, comme l'est celui d'Allemagne, où est né le concept maintenant quadragénaire de «glacier de sel» sous-marin, ou bien tout en haut des marges continentales passives actuelles ou passées (là où la croûte continentale est normalement épaisse, ou peu fracturée

et très peu amincie), les «glaciers de sel» (recensés Fig. 1) sont nombreux mais plus petits. Certes leur surface est nécessairement sous-estimée en raison des problèmes de dissolution par exemple, toujours très difficiles à quantifier. Mais tous semblent en l'état actuel des connaissances, être inférieurs en taille d'environ un ou deux ordres de grandeur par rapport à ceux des marges passives.

Remerciements

Ces travaux, exécutés dans le cadre de l'accord-programme franco-tunisien n° 98 F 1003 (Ministère des Affaires Étrangères, C.M.C.U.) ont reçu à des périodes diverses de 1995 à 1999, le soutien de la Faculté des Sciences de Tunis, de l'Office National des Mines de Tunisie et de la Société du Jebel Jérissa (SJJ); nous en remercions les responsables, notamment M. T. Bougattas, p. d. g. de la SJJ, pour nous avoir ouvert ses archives, pour nous avoir permis de suivre en profondeur dans la mine de Fedj el Adoum nos observations de surface et pour sa chaleureuse hospitalité à Jérissa. Nous remercions également MM. S. Bouhlef (Univ. El Manar de Tunis), notre collègue toulousain J.-L. Dandurand (Univ. Paul.-Sabatier) et S. M. F. Sheppard (ENS, Lyon) avec lesquels nous avons eu des discussions «métallogéniques» très constructives, tant sur le terrain, en surface et dans la mine, qu'au laboratoire. Nous tenons à remercier M. B. Vendeville qui a fait un détour par Toulouse en venant de Houston (Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin), nous donnant ainsi l'occasion d'échanges particulièrement enrichissants et pour les mêmes raisons, Mme V. Gaullier (CEFREM, Univ. de Perpignan), ainsi que notre voisin B. Peybernès qui nous a généreusement ouvert le dossier basque et montré «sa» coupe de Bidart. Nous sommes très reconnaissants à MM. R. Guiraud et R. Wernli pour leur très constructive lecture et pour leurs encouragements dans la réorientation plus franchement thématique de ce travail.

BIBLIOGRAPHIE

- ABIDI A. & ABDELJAOUED B. 1986: Le gisement de Fej Lahdoum. Données géologiques avec estimation des réserves, campagnes de sondages 1979-1985. Rapt. Int. CO.MI.N.O. (Compagnie des Mines du Nord-Ouest), inéd.
- ALA M. A. 1974: Salt Diapirism in Southern Iran. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 58-9, 1758-1770.
- ARTRU P. 1966: Les Terres-Noires du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Thèse Doct. Sci., Lyon, 173 p., inéd.
- AUBOUIN J. 1977: Téthys, Atlantique et Pacifique: regard tectonique. *C. R. somm. Soc. géol. France*, 4, 170-179.
- BEN HADJ ALI M. 1994: Carte géol. Tunisie au 1/50 000, feuille n° 32, Jendouba (leviers BEN HADJ ALI M., BIELY et al.) Publ. Dir. Géol., Office National des Mines, Tunis.
- & BEN HADJ ALI M. 1996: Caractéristiques lithologiques et biostratigraphiques du Crétacé inférieur de la région du Krib (Tunisie septentrionale). In *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud; Actes Colloques Angers, 1994*, Publ. Centres Rech. Explor.-Prod. SNEA (P), 585-597, Pau.
- BEN YOUSSEF M. 1999: Stratigraphie génétique du Crétacé de Tunisie. Micropaléontologie, stratigraphie séquentielle et géodynamique des bassins de la marge sud- et péri-téthysienne. Thèse Doct. État, Univ. de Tunis-II, Fac. Sciences, 402 p., inéd., Tunis.
- BOIS C. 1993: Orogenic belts and sedimentary basins. Thoughts on crustal evolution suggested by deep seismic reflection images. *Bull. Soc. géol. France*, 164/3, 327-342.
- BOLZE J. 1950: Cartes géologiques de Fedj el Adoum. Archives, Office National des Mines, Tunis, inéd.
- 1954: Ascension et percée des diapirs au Crétacé moyen dans les monts de Téboursouk (Tunisie septentrionale). *C. R. somm. Soc. géol. France*, 139-141.
- BOT P. 1995: Compte rendu du Congrès de l'Amer. Assoc. Petrol. Geol., 6-8 mars à Houston. *Géochronique*, 55, 3.
- BOUHLEL S. 1993: Géologie, minéralogie et essai de modélisation des minéralisations à F-Ba-Sr-Pb-Zn-(S⁰) associées aux carbonates (jurassiques et crétacés) et aux diapirs triasiques: gisements de Stah Kohol, Zriba, Guebli, Bou Jaber et Fedj Lahdoum (Tunisie septentrionale). Thèse, Univ. de Tunis-II, Fac. Sci., 293 p., inéd.
- BOUZENOUNE A. 1993: Minéralisations diapiriques de l'Aptien calcaire: les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza. Thèse, Univ. Pierre-et-Marie-Curie (Paris-VI), 184 p., inéd.
- BRUNET M.-F., VOLOZH Y. A., ANTIPOV M. P. & LOBKOVSKY L. I. 1999: The geodynamic evolution of the Precaspian Basin (Kazakhstan) along a north-south section. *Tectonophysics*, 313, 85-106.
- BUFFLER R. T. & WORZEL J. L. 1978: Deformation and origin of the Sigsbee Scarp — lower continental slope, northern Gulf of Mexico, 10th Ann. Off-shore Technology. Conf., Houston, Texas, OTC-317, 1424-1439.
- BUROLLET P.-F. 1956: Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Mines et Géol., Tunis*, 18, 352 p.
- BUTLER R. W. H., COWARD M. P., HARWOOD G. M. & KNIPE R. J. 1987: Salt control on thrust geometry, structural style and gravitational collapse along the Himalayan Mountain front in the Salt Range of northern Pakistan. In LERCHE I. & O'BRIEN J. J. (eds) *Dynamical Geology of Salt and Related Structures*, 339-418, Academic Press Inc., London.
- CGG (COMPAGNIE GÉNÉRALE DE GÉOPHYSIQUE) 1995: Étude sismique haute résolution Dougga-Goraâ et Oued Bélif. Rapp. int. Office National des Mines, inéd., Tunis.
- CHIKHAOUI M., MAAMOURI A.-L., SALAJ J., TURKI M. M., SAADI J., BEN YOUSSEF M., GHANMI M. & ZARBOU M. 1998: Blocs basculés au Crétacé inférieur dans la région du Kef (Tunisie nord-occidentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 327, sér. IIa, 265-270.
- CHITTA N. 1979: Contribution à l'étude micropaléontologique du Crétacé (Aptien à Cénomani) de la région de Téboursouk (Tunisie septentrionale). Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Université Pierre-et-Marie-Curie (Paris-VI), spécialité: Géologie, mention: Micropaléontologie. 161 p., inéd., Paris.
- CISZAK R., PEYBERNÈS B. & MAGNE J. 1986: Interprétation du complexe chaotique d'Oranie (Algérie occidentale) comme un olistostrome sénonien localement réinjecté dans les accidents alpins. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 302, sér. II, n° 6, p. 357-362.
- CORREA PÉREZ I. & GUTIERREZ ACOSTA J. 1983: Interpretación gravimétrica y magnetométrica del occidente de la Cuenca Salina del Istmo. *Rev. Instit. Mex. Petr.*, 15, 4, 5-25.
- CURNELLE R. & FINELLE J.-C. 1986: Glaciers de sel, in DERUMAUX F. 1987: *Tectonique salifère. Catalogue d'images sismiques, études de cas*. S.N.E.A. (P.), Div. Études et Synthèses, rapt. int. n° 8828, p. 78-82, inéd., Pau.
- CURNELLE R. & MARCO R. 1983: Reflection profiles across the Aquitaine basin (salt tectonics). In BALLY A. W. (ed.) *Seismic expression of structural styles. Detached Sediments in Extensional Provinces/Salt Tectonics*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Studies in Geology*, 15, 2, 2.3 11-17, Tulsa.
- DARDEAU G., FORTWENGLER D., DE GRACIANSKY P.-C., JACQUIN T., MARCHAND D. & MARTINOD J. 1990: Halocinèse et jeu de blocs dans les Baronnies: diapirs de Propiac, Montaulieu, Condorcet (Département de la Drôme, France). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 14, 111-159.
- DARDEL R. A. & ROSSET R. 1971: Histoire structurale du Golfe de Gascogne. *Publ. Institut Français du Pétrole, Coll. Colloques et Conférences* 22, IV/2, 1-28, Éd. Technip, Paris.
- DAVIS D. M. & ENGELDER T. 1985: The rôle of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 119, 67-88.
- DAVISON I., BOSENCE D., ALSOP G. I. & AL-AWAH M. H. 1996: Deformation and sedimentation around active Miocene salt diapirs on the Tihama Plain, northwest Yemen. In ALSOP G. I., BLUNDELL D. J. & DAVISON I. (Eds.) *Salt tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 100, 23-39.
- DAZY J. & GRILLOT J.-C. 1981-82: Le thermominéralisme péri-alpin: exemple de la région savoyarde (France). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 23, 319-328.

- PASQUALOTTO P., ZUPPI J.-M., DRAY M. & JUSSERAND C. 1987: Caractérisation géochimique des eaux thermominérales des Alpes du Nord franco-italiennes. In *Isotope techniques in water resources development*. Intern. Atomic Energy Agency, 3-24, Vienne.
- DEJONG A. 1968: Stratigraphy of the Sigsbee Scarp from a reflection survey (abs.). Soc. Explor. Geophysicists, Program, 21st Ann. Meet., Fort Worth, Texas, p. 51.
- DIEGEL F. A., SCHUSTER D. C., KARLO J. F., SHOUP R. C. & TAUVERS P. R. 1996: Cenozoic structural evolution and tectonostratigraphic framework of the northern Gulf Coast Continental margin. In JACKSON M. P. A., ROBERTS D. G. & SNELSON S. (eds) *Salt tectonics, a global perspective*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 65, 109-151.
- EHRMANN F. 1922: De la situation du Trias et son rôle tectonique dans la Kabylie des Babor. *Bull. Soc. géol. France*, 4, 22, 36-47.
- ELLENBERGER F. 1958: Géologie du pays de Vanoise. *Mém. Expl. Carte géol. France*, 551 p., Paris.
- FABRE R., DESREUMAUX C. & LEBOURG T. 2000: Les glissements rocheux du versant sud du Layens (Vallée d'Aspe, Pyrénées occidentales). *Bull. Soc. géol. France*, 171/4, 407-418.
- FAKHRAOUI M., GHANMI M. & CHIKHAOUI M. 1994: Carte géol. Tunisie au 1/50 000, feuille n° 39, Nebeur. Publ. Dir. Géol., Office National des Mines, Tunis.
- FLETCHER R. C., HUDEC M. R. & WATSON I. A. 1995: Salt glacier and composite sediment-salt glacier models for the emplacement and early burial of allochthonous salt sheets. In JACKSON M. P. A., ROBERTS D. G. & SNELSON S. (eds) *Salt tectonics, a global perspective*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 65, 77-108.
- FLINCH J. F., BALLY A. W. & WU S. 1996: Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology*, 24, 1, 67-70.
- FONDECAVE-WALLEZ M.-J., PEYBERNÈS B. & EICHÈNE P. 1994: Resédimentation de matériel triasique dans le flysch éocène, ex-crétacé, de Bidart (Pyrénées atlantiques). 1^{er} Congrès Français de Stratigraphie, Toulouse, 1994. *Strata*, 152-153.
- FOUCAULT A. 1966: Le diapirisme des terrains triasiques au Secondaire et au Tertiaire dans le Subbétique du NE de la province de Grenade (Espagne méridionale). *Bull. Soc. géol. France*, 7/VIII, 527-536.
- GHANMI M., BEN YOUSSEF M., JOUIROU M., ZARGOUNI F. & VILA J.-M. 2001: Halocinèse crétacée au Jebel Kebbouch (Nord-Ouest tunisien): mise en place à fleur d'eau et évolution d'un «glacier de sel» albien, comparaisons. *Eclog. geol. Helv.*, 94, 153-160.
- GHANMI M., VILA J.-M., BEN YOUSSEF M., BOUHLEL S. & KAMOUN F. 1999: Place du «glacier de sel» sous-marin résiduel turonien de la Koudiat Sidii (Nord-Ouest tunisien), dans le contexte halocinétique de la transversale des confins algéro-tunisiens (NE du Maghreb), comparé à celui de la marge passive de Louisiane. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 135, 21-31.
- GIGNOUX M. 1960: Géologie stratigraphique (5^e éd., avec un addendum de L. MORET), 759 p. Masson & C^o Éd., Paris.
- GLANGEAUD L. 1943: Gravimétrie, tectonique fine et structure profonde du Jura. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 216, sér. II, 771-674.
- GRAVERSEN O. 1994: Interrelationship between basement structure and salt tectonics in the Salt Dome Province, Danish Central Graben, North Sea. - Petroleum/Tectonics Group of the Geological Society, London, Salt Tectonics Conference, 14-15 september (Abstr.), 2 p., London.
- GRIFF K. 1958: Salzpiegel und Salzbut auf dem Lande und unter dem Meere. *Abh. Naturw. Ver. Bremen*, 35, 249-258.
- GUERRA M. C. & M. SZATMARI P. 1993: Reshaping of salt flow by hotspot volcanism: Abrolhos Bank, South Atlantic margin, Brazil. AAPG Hedberg Res. Conf. on Salt Tectonics, Bath, England, September 13-17, (Abst.), 3 p.
- GUIRAUD R. 1973: Évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse Sci. Univ. Nice, 270 p., inéd.
- GUIRAUD R. & BOSWORTH W. 1997: Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics*, 282, 39-82.
- MAURIN J.-C. 1991: Le rifting en Afrique au Crétacé inférieur: synthèse structurale, mise en évidence de deux étapes dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures océaniques péri-africaines. *Bull. Soc. géol. France*, 162/5, 811-823.
- GUGLIEMO G. JR., JACKSON M. P. A. & VENDEVILLE B. C. 1998: Animation of extensional diapirs modified by later compression. Bureau of Economic Geology hypertext multimedia publication at: «<http://www.utexas.edu/research/beg/mmedia/AGL98-MM-006>».
- VENDEVILLE B. C. & JACKSON M. P. A. 2000: 3-D visualization and isochore analysis of extensional diapirs overprinted by compression. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 84-8, 1095-1108.
- HATIRA N., SMATI A., MANSOURI A., PERTHUISOT V. & ROUVIER H. 1997: Le Jebel Debadib: exemple d'une structure diapirique. Sixièmes Journées de Géologie Tunisienne: la carte géologique au service du développement durable, Tunis 4-5 mars 1997, rés. p. 97bis. Livre en dépôt, Office National des Mines, Tunis.
- SMATI A., MANSOURI A., PERTHUISOT V. & ROUVIER H. 2000: Le Trias à caractère extrusif de la zone des dômes: exemple de la structure de Débadib - Ben Gasseur (Tunisie septentrionale). *Bull. Soc. géol. France*, 171/3, 319-326.
- HEATON R. C., JACKSON M. P. A., BAMAHMOUD M. & NANI A. S. O. 1995: Superposed Neogene extension, contraction, and salt canopy emplacement in the Yemeni Red Sea. In JACKSON M. P. A., ROBERTS D. G. & SNELSON S. (eds) *Salt tectonics: a global perspective*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 65, 333-351.
- HENRY J. & ZOLNAÏ G. 1971: Sur le Trias resédimenté dans le Sud-Ouest du bassin aquitain. *Bull. Centres Rech. Pau-SNPA*, 5-2, 389-398.
- HUDEC M. R., FLETCHER R. A. & WATSON I. A. 1995: The composite salt glacier: extension on the salt-glacier model to post-burial conditions. AAPG Annual Convention Official Program (abs), 45A.
- HUMPHRIS C. C. 1978: Salt movement on the continental slope, northern Gulf of Mexico. In BOUMA A. H., MOORE G. T. & COLEMAN J. M. (Eds.) *Framework, facies, and oil-trapping characteristics of the upper continental margins*. Amer. Assoc. Petrol. Studies in Geology, 7, 69-85.
- HUYGHE P., MASCLE G. & FAUCHER T. (1999): Témoins structuraux et géochimiques de diapirs synrift dans les Alpes occidentales. *Géol. Alpine*, 175, 111-116.
- JACKSON M. P. A. 1995: Retrospective Salt Tectonics. In JACKSON M. P. A., ROBERTS D. G. & SNELSON S. (eds) *Salt Tectonics: a global perspective*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 65, 1-28.
- CORNELIUS R. R., GRAIG C. H., GANSSER A., STÖCKLIN J. & TALBOT C. J. 1990: Diapirs of the Great Kavir, Central Iran. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 177, 139 p.
- VENDEVILLE B. C. 1994: Ten lessons in salt tectonics from the Gulf of Mexico. Salt Tectonics Meeting, Geological Society London, Abstr., p. 19, London.
- JAMES V. & CANÉROT J. 1999: Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentales et de l'Aquitaine méridionale. *Eclogae geol. Helv.*, 92, 63-72.
- JOLIVET L. 1995: La déformation des continents, 413 p., Hermann, Paris.
- KERKHOVE C. & LEREUS C. 1986: Un palaéodiapir à cœur triasique resédimenté dans le Crétacé du Morgon (Zone subbriançonnaise des nappes de l'Embrunais-Ubaye, Zones internes des Alpes occidentales françaises). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, sér. II, 20, 1813-1818.
- KOYI H. 1996: Salt flow by aggrading and prograding overburdens. In ALSOP G. I., BLUNDELL D. J. & DAVISON I. *Salt tectonics*, Geol. Soc. spec. Publ. 100, 243-258.
- TALBOT C. J. & TØRUDBAKKEN B. O. 1993: Salt diapirs of the southwest Nordkapp Basin: analogue modelling. In COBBOLD P. R. (ed.) *New insights into salt tectonics*. Tectonophysics, spec. issue, 228, 167-187.
- KUSHNIR S. V. 1986: The epigenetic celestite formation mechanisms for rocks containing CaSO₄. *Geochemistry International*, 23, 1-9.
- KYLE J. R. 1991: Evaporites, evaporitic processes and mineral resources. In MELVIN J. L. (ed.) *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*, 477-533, Elsevier.
- POSEY H. H. 1991: Halokinesis, cap rock development and salt dome mineral resources. In MELVIN J. L. (ed.) «*Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*», 413-474, Elsevier.

- LAATAR E. 1980: Gisements de plomb-zinc et diapirisme du Trias salifère en Tunisie septentrionale: les concentrations périadipiriques du district minier de Néfate-Fedj el Adoum (région de Téboursouk). Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Paris-VI, 280 p., inéd.
- PERTHUISOT V. & ROUVIER H. 1985: Le district minier de Néfate-Fej el Adoum (Tunisie septentrionale): Exemple de concentration de Pb-Zn à la périphérie d'un diapir de Trias salifère. Act. 1^{er} Cong. Nat. Sci. Terre, Tunis (28 sept.-4 oct., 1981), II, 473-481.
- LAFFITTE R. 1939: Étude géologique de l'Aurès. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2^{ème} Sér., Stratigraphie-Descriptions régionales, 15, 484 p., Alger.
- LARIDHI-OUAZAA N. 1994: Étude minéralogique et géochimique des manifestations magmatiques mésozoïques et miocènes de la Tunisie. Thèse Doct. ès Sci. géol., Université de Tunis II, Faculté des Sciences, 465 p., inéd.
- LECLERC J. 1971: Étude géologique du massif du Maïmo et de ses abords (Province d'Alicante, Espagne). Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Fac. Sci. Paris, 128 p., inéd., Paris.
- LEDUC C. & ORGEVAL J.-J. 1979: Étude méthodologique géochimique d'orientation dans le secteur minéralisé de Bou Grine. Projet Tunisie Centre-Nord. Rapp. int. Office National des Mines/BRGM, 11 p., inéd.
- LEES G. M. 1927: Salzgleitscher in Persien. Mitt. Geol. Gesell. in Wien, 20, 29-34.
- LEHNER P. 1969: Salt tectonics and Pleistocene stratigraphy on continental slope of northern Gulf of Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 53, 2 431-2 479.
- LEIKINE M. 1969: Présence du Trias résédimenté dans les sédiments crétacés des Babors orientaux (région de Bougie, Algérie). Bull. Soc. géol. France, 7/XI, 1, 69-74, Paris.
- LE NINDRE Y.-M. 1984: Étude sédimentologique de l'Albo-Aptien de la zone des dômes (Tunisie Centre Nord): Rapp. int. B.R.G.M., n° 84 SGN 199 GEO, 55 p., inéd., Orléans.
- GROS Y., ELSASS P. & SAHLI R. 1984: L'Albo-Aptien de la zone des Dômes Tunisie centre Nord. Stratigraphie et sédimentologie de la série type. Princ. résult. Sci. & Techn. B.R.G.M. France, 76-78, Éd. B.R.G.M., Orléans.
- LUGEON 1943: Une nouvelle hypothèse tectonique: la diverticulation. Bull. Soc. vaudoise Sci. Nat., 62, 260.
- MARTIN R. G. 1978: Northern and eastern Gulf of Mexico continental margin: Stratigraphic and structural framework. In BOUMA A. H., MOORE G. T. & COLEMAN J. M. (Eds.) Framework, facies, and oil-trapping characteristics of the upper continental margins. Amer. Assoc. Petrol. Studies in Geology, 7, 21-42.
- MASCLE G., ARNAUD H., DARDEAU G., DEBELMAS J., DELPECH P. Y., DUBOIS P., GIDON M., DE GRACIANSKY P.-C., KERKHOVE C. & LEMOINE M. 1988: Salt tectonics, Tethyan rifting and Alpine folding in the French Alps. Bull. Soc. géol. France, 8/IV, 747-758.
- MATHIEU C. 1986: Histoire géologique du sous-bassin de Parentis. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 10/1, 33-47.
- MAYNC W. 1959: Foraminiferal key biozones in the lower Cretaceous of the western hemisphere and the Tethys province. Symposium del Cretácico (Congr. géol. int. Mexico, XXe sér., 1956), 85-111.
- MCBRIDE B. C. 1998: The evolution of allochthonous salt along a megaregional profile across the northern Gulf of Mexico basin. In Gulf of Mexico Petroleum Systems. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 82/5B, 1037-1054.
- ROWAN M. G. & WEIMER P. 1998: The evolution of allochthonous salt systems, northern Green Canyon and Ewing Bank (offshore Louisiana), northern Gulf of Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 82/5B, 1013-1036.
- MCGUINNESS D. B. & HOSSACK J. R. 1993: The development of allochthonous salt sheets as controlled by the rates of extension, sedimentation, and salt supply. AAPG Hedberg Research Conf. on Salt Tectonics, Bath (Abs.), 3 p.
- MORET L. 1958: Précis de géologie, 675 p., Masson et C^{ie}, Éd., Paris.
- MRAZEC L. 1907: Despre cute cu simbur de strapungere [Sur les plis à noyau percant]. Buletinul Societatii de Stiinta, Romania, 16, 6-8.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. 1972: Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. Mem. Soc. geol. Ital., 11, 161-199.
- NÉLY (G.). 1989. Les évaporites en exploration pétrolière: t. 2, méthodes géophysiques. 258 p., Éd. Technip, Paris.
- NILSEN K. T., VENDEVILLE B. C. & JOHANSEN J. T. 1994: Salt Tectonics in the Nordkapp Basin, Norway. Petroleum/Tectonics Groups of the Geological Society, London, Salt Tectonics conference, 14-15 September (Abst.), 1 p. London.
- ORGEVAL J.-J., GIOT D., KAROUJ J., MONTEIL J. & SAHLI R. 1986: Le gisement de Zn-Pb de Bou Grine (Atlas tunisien). Description et historique de la découverte. Chron. Rech. Min., 482, 5-32. Éd. B.R.G.M., Orléans.
- PERTHUISOT V. 1978 a: Carte géol. Tunisie au 1/50 000, feuille n° 33, Téboursouk (levés PERTHUISOT V., BUROLLET P.-F., DARDEL R., NOUVEL J. & NICOLAI J.). Publ. Dir. Géol., Office National des Mines, Tunis.
- 1978 b: Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques de Tunisie septentrionale. Trav. Lab. Géol., 12, 312 p., Presses École Normale Sup. Paris.
- & ROUVIER H. 1992: Les diapirs du Maghreb central et oriental: des appareils variés, résultats d'une évolution structurale et pétrogénétique complexe. Bull. Soc. géol. France, 163/6, 51-760.
- ROUVIER H. & SMATI A. 1998: Style et importance des déformations anté-uraconiennes dans le Maghreb oriental: exemple du diapir du Jebel Slatat. Bull. Soc. géol. France, 8/IV, 389-398.
- BOUZENOUNE A., HATIRA N., HENRY B., LAATAR E., MANSOURI A., ROUVIER H., SMATI A. & THIBIÉROZ J. 1999 a: Les diapirs du Maghreb oriental: part des déformations alpines et des structures initiales crétacées et éocènes dans les formes actuelles. Bull. Soc. géol. France, 170/1, 57-65.
- BOUZENOUNE A., HATIRA N., HENRY B., LAATAR E., MANSOURI A., ROUVIER H., SMATI A. & THIBIÉROZ J. 1999 b: Erratum. Bull. Soc. géol. France, 170/6, 774.
- PEYBERNÈS B., FONDECAVE-WALLEZ M.-J. & EICHÈNE P. 1996: Sur l'âge paléogène de certaines «lames triasiques» nord- et sous-pyrénéennes. Bull. Soc. géol. France, 167/6, 761-771.
- FONDECAVE-WALLEZ M.-J. & COMBES P.-J. 2002: Découverte de Foraminifères planctoniques paléocènes dans les brèches, précédemment tenues pour aptiennes et d'origine diapirique, des Pyrénées basco-béarnaises. C. R. Palevol, 1, 3-10.
- PODLADCHIKOV Y., TALBOT C. J. & POLIAKOV A. N. B. 1993: Numerical models of complex diapirs. Tectonophysics, 228, 189-198.
- PURSER B. H. 1973: Sedimentation around bathymetric highs in the southern Persian Gulf. In PURSER B. H. (ed.): The Persian Gulf, 157-191, Springer-Verlag, New York.
- ROSSET R. 1971: Histoire géologique et structurale du bassin de Parentis et de son prolongement en mer. In DARDEL R. A. & ROSSET R. Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Publ. Institut Français du Pétrole, Coll. Colloques et Conférences, Paris, 22, IV-2, 1-28, Éd. Technip, Paris.
- ROWAN M. G., JACKSON M. P. A. & TRUGDILL B. D. 1999: Salt-related families and faults welds in the northern Gulf of Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 83/9, 1454-1484.
- ROWAN M. G., RATCLIFF R. A., TRUGDILL B. D. & BARCELÓ DUARTE J. 2001: Emplacement and evolution of the Mahogany salt body, central Louisiana outer shelf, northern Gulf of Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 85/6, 947-949.
- SAINFELD P. 1952: Les gîtes plombo-zincifères de Tunisie. Ann. Mines Géol., Tunis, 9, 285 p.
- SANNEMANN D. 1960-1963: Über Salzstock-Familien in Nordwestdeutschland. Erdöl Zeitschr., 11, 3-10.
- SARTORIO D. & VENTURINI S. 1988: Southern Tethys biofacies. AGIP S. p. A., S. Donato Milanese, 235 p.
- SCHOTT W. 1956: Das niedersächsische Becken. Östlich der Weser. XX Congr. geol. int. Mexico, Symp. Yacimientos de petróleo y gas, 59-64.
- SCHUSTER D. C. 1995: Deformation of allochthonous salt and Evolution of related-salt-structural systems, eastern Louisiana Gulf Coast. In JACKSON M. P. A., ROBERTS D. G. & SNELSON S. (eds) Salt tectonics: a global perspective. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 65, 177-198.
- SENI S. J. & JACKSON M. P. A. 1992: Segmentation of salt allochthons. Geology, 20, 2, 169-172.
- SEREPT 1937: Permis 4 441, log simplifié du forage Kef bou Debbous. Archives SEREPT, inéd., Tunis.
- SHEPPARD S. M. F., CHAREF A. & BOUHLEL S. 1996: Diapirs and Zn-Pb mineralization: a general model based on Tunisian (N. Africa) and Gulf Coast (U.S.A.) deposits. Soc. Econ. Geol., Spec. Publ., 4, 230-243.

- SIAL GEOSCIENCES INC. 1998: Gravimétrie en Tunisie (feuilles au 1/50 000: Béja, Oued Zarga, Gaafour, Ouargha, Le Kef et Tadjérouine. Rapp. int. Office National des Mines, inéd., Tunis.
- SOLIGNAC M. 1927: Étude géologique de la Tunisie septentrionale. 756 p., Imp. J. Barlier, Tunis.
- SOUQUET P., DEBROAS É.-J., BOIRE J.-M., PONS PH., FIXARI G., ROUX J.-C., DOL J., THIEULOY J.-P., BONNEMAISON M., MANIVIT H. & PEYBERNÈS B. 1985: Le groupe du flysch noir (Albo-Cénomani) dans les Pyrénées. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 9/1, 183-252, Pau.
- PEYBERNÈS B., SAADI J., BEN YOUSSEF M., GHANMI M., ZARBOU M., CHIKHAOUI M. & KAMOUN F. 1997: Séquences et cycles d'ordre 2 en régime extensif et transensif: exemple du Crétacé inférieur de l'Atlas tunisien. Bull. Soc. géol. France, 168/3, 373-386.
- STOVBA S., STEPHENSON R. & DVORIANIN N E. 1995: Dnieper-Donets Basin, Ukraine: main observations from regional seismic reflection profiles. C. R. Acad. Sci. Paris, 321, sér. IIa, 1103-1110.
- TALBOT C. J. 1993: Spreading of salt structures in the Gulf of Mexico. In COBOLD P. R. (ed.) New insights into salt tectonics, Tectonophysics, spec. issue, 228, 151-166.
- 1996: Molding of salt diapirs by stiff overburden. In JACKSON M. P. A., ROBERTS D. G. & SNELSON S. (eds.) Salt tectonics: a global perspective. Amer. Assoc. Petrol. Geol., mem. 65, 61-75.
- & JACKSON M. P. A. 1987: Internal kinematics of salt diapirs. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 71/9, 1068-1093.
- & ROGERS E. A. 1980: Seasonal movements in a salt glacier in Iran. Science, 208, 395-397.
- TERRINHA P. A. G., RIBEIRO A. & COWARD M. P. 1994: Salt tectonics in the Meso-Cenozoic Lusitanian and Algarve Basins, Portugal., Petroleum/Tectonics Group of the Geological Society, London, Salt Tectonics Conference, 14-15 September, 1 p., London.
- THIÉBAUT J., DEBEAUX M., DURAND-WACKENHEIM CH., SOUQUET P., GOURINARD Y., BANDET Y. & FONDECAVE-WALLEZ M.-J. 1988: Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat le long du chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Haute-Garonne et Ariège, France). C. R. Acad. Sci. Paris, 307, sér. II, 1535-1540.
- TRUGDILL B. D., ROWAN M. G., FIDUK J. C., WEIMER P., GALE P. E., KORN B. E., PHAIR R. L., GAFFORD W. T., ROBERTS G. R. & DOBBS S. W. 1999: The Perdido fold belt, northwestern deep Gulf of Mexico, part 1: structural geometry, evolution and regional implications. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 83, 1, 88-113.
- TRUSHEIM F. 1957: Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. Zeits. Deutsch. Geol. Ges., 109, 111-151.
- 1960: Mechanism of salt migration in northern Germany. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44/9, 1519-1540.
- ULMISHEK G. F., BOGINO V. A., KELLER M. B. & POZNYAKEVICH Z. L. 1994: Structure, stratigraphy and petroleum geology of the Pripyat and Dnieper-Donets Basins, Byelarus and Ukraine. In LANDON S. M. (ed.) Interior rift basins. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 59, 125-156.
- VALDOR-SAGAX 1997: Gravimétrie en Tunisie: Les Salines, Nebeur, Jendouba, Téboursook. 74 p. Rapp. int., Office National des Mines, Tunis, inéd.
- VILA J.-M. 1970: Le Djebel Edough: un massif cristallin externe du nord-est de la Berbérie. Bull. Soc. géol. France, 7/XII, 805-812.
- 1980: La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Doc. État Sci., Univ. Pierre-et-Marie-Curie (Paris-VI), 3 t., 665 p., inéd., Paris.
- 1993: Comportement des terrains triasiques des confins algéro-tunisiens, ou le Trias dans tous ses états». Colloque «Trias'93-Algérie», livret-guide de l'excursion finale. Publ. SONATRACH-CRD, III.1-III.26, Boumerdès (Algérie).
- 1994: Mise au point et données nouvelles sur les terrains triasiques des confins algéro-tunisiens: Trias allochtone, «glaciers de sel» sous-marins et vrais diapirs. In DERCOURT J., TÉFIANI M. & VILA J.-M. (eds): Colloque «Trias'93-Algérie», Mém. Serv. géol. Algérie, 6, 105-122, Alger.
- 1995: Première étude de surface d'un grand «glacier de sel» sous-marin: l'est de la structure Ouenza-Ladjebel-Méridéf (confins algéro-tunisiens). Proposition d'un scénario de mise en place et comparaisons. Bull. Soc. géol. France, 166/2, 149-167.
- 1996: Halocinèse distensive albienne à «glacier de sel» sous-marin et plissements tertiaires du secteur Ouenza-Ladjebel-Méridéf. Précisions à la suite de l'article d'A. BOUZENOUNE, H. ROUVIER & J. THIBIÉROZ: «Trias de l'Ouenza: contexte diapirique, zonation minéralogique et conséquences métallogéniques». Bull. Serv. géol. Algérie, 7-1, 3-34, Alger.
- 1997: Définition des structures halocinétiques du 3^{ème} type: les dômes de sel-plis du Sud-Est constantinois (anticlinaux à cœur salifère et à amincissements synsédimentaires antérieurs). Réun. sp. Soc. géol. France «Les Marges Téthysiennes d'Afrique du Nord», Paris, 16-17 décembre, rés. 2 p., p. 93, livre en dépôt à la Soc. géol. France.
- & CHARRIÈRE A. 1993: Découverte d'Albien calcaire et de Trias resédimenté au Djebel bou Jaber (partie ouest, Algérie); corrélation avec les forages et conséquences sur l'organisation du Crétacé inférieur des confins algéro-tunisiens. C. R. Acad. Sci. Paris, 316, sér. II, 785-790.
- JANY I., LEPVRIER C., FEINBERG H. & MAUFFRET A. (1990). – Mise en évidence de l'âge post-pliocène inférieur de la collision entre la ride de Beat et l'orogène nord-caraïbe (Grandes Antilles). C. R. Acad. Sci. Paris, 311, sér. II, 1359-1366.
- CHIKHAOUI M., GHANMI M., BEN YOUSSEF M., CHARRIÈRE A., KAMOUN F., PEYBERNÈS B., SAADI J. & SOUQUET P. 1994: New micropaleontological datings about the lower Cretaceous of the southern slope of Dj. Har-raba: discovery of Albian shallow-water limestones (NW Tunisia, Algerian-Tunisian confins). – 1^{er} Congrès Français de Stratigraphie, «CFS'94», Toulouse, 12-14 septembre. Strata, 1, 6, 137-138, Toulouse.
- BEN YOUSSEF M., CHIKHAOUI M. & GHANMI M., 1996: Deuxième étude de surface d'un grand «glacier de sel» sous-marin albien (250 km²): les masses triasiques du «diapir» de Ben Gasseur et de l'anticlinal du Kef (Nord-Ouest tunisien). Bull. Soc. géol. France, 167/2, 235-246.
- GHANMI M. & KÉCHID-BENKHEROUF F. 1996: Données nouvelles sur l'anticlinal d'El Ouasta-Sakiet (frontière est-algérienne) et interprétation de son Trias comme un «glacier de sel» sous-marin albien le long d'un bloc basculé, plissé au Tertiaire. C. R. Acad. Sci. Paris, 323, sér. II, 1035-1042.
- BEN YOUSSEF M., BOUHLEL S., CHARRIÈRE A., CHIKHAOUI M., GHANMI M., KAMOUN F., KASSAA S., KÉCHID-BENKHEROUF F., SAADI J. & PEYBERNÈS B. 1997: Essai d'évaluation dans le temps, de l'Aptien au Turonien et dans l'espace, vers le NE, des resédimentations de matériel triasique, dans le NE du Maghreb, des Hameimat de Tébesa (Algérie) au J. Lansarine (Tunisie: Réun. sp. Soc. géol. France «Les Marges Téthysiennes d'Afrique du Nord», Paris, 16-17 décembre, rés. 2 p., p. 30, livre en dépôt à la Soc. géol. France.
- BEN YOUSSEF M., BOUHLEL S., GHANMI M., KASSAA S., MIAADI F. 1998: Tectonique en radeaux au toit d'un glacier de sel sous-marin albien de Tunisie du Nord-Ouest: exemple du secteur minier de Gueurn Halfaya. C. R. Acad. Sci. Paris, 327, sér. IIa, 563-570.
- BEN YOUSSEF M., BOUHLEL S., CHARRIÈRE A., CHIKHAOUI M., DALI T., GHANMI M., KAMOUN F., KASSAA S., KÉCHID-BENKHEROUF F., SAADI J., SAMI L., SOUQUET P. & PEYBERNÈS B. 1999 a: Commentaire sur la note: «Les corps triasiques des monts du Mellègue (confins algéro-tunisiens) sont-ils des diapirs ou des «glaciers de sel»?», PERTHUISOT V. et al., 1998: Bull. Soc. géol. Fr., 169, 53-61. Bull. Soc. géol. France. 170/3, 413-419.
- BEN YOUSSEF M., BOUHLEL S., GHANMI M., KAMOUN F. 1999 b: Le paléomagnétisme est-il un meilleur outil que la biostratigraphie et la sédimentologie pour fixer la polarité de l'Albien du Nord-Ouest tunisien? C. R. Acad. Sci. Paris, 329, sér. IIa, 219-226.
- KASSAA S., BOUHLEL S., BEN YOUSSEF M., DALI T. & GHANMI M. 1999 c: Inversion tectonique de structures halocinétiques et localisation des minéralisations (Zn,Sr): émergence au Jebel Bou Khil (Nord-Ouest tunisien) d'un chevauchement entre un domaine nord à «glaciers de sel» sous-marins et un domaine sud à «diapirs typiques». Bull. Soc. géol. France, 170/2, 161-172.
- VILLE L. 1852: Recherches sur les roches, les eaux et les gîtes minéraux des provinces d'Oran et d'Alger. 1 vol. in-4°, 432 p., Imp. Nationale, Paris.
- VOLOZH Y. A., GROSHV V. G. & SINEL'NIKOV A. V. 1994: Les surplombs de sel («over-hangs») du Bassin précasprien méridional (Kazakhstan): propositions pour une typologie génétique (traduit du russe par M. ZAKOWSKY, texte et fig. adaptés par R. CURNELLE). Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, 18/1, 19-31.

- WATKINS J. S., WORZEL J. L., HOUSTON M. H., EWING M. & SINTON J. B. 1975: Deep seismic reflection results from the Gulf of Mexico. Part 1. *Science*, 187, 834–836.
- WEINBERG R. F. 1993: The upward transport of inclusions in Newtonian and power-law salt diapirs. In COBBOLD P. R. (ed.): *New insights onto salt tectonics*. *Tectonophysics*, spec. issue, 228, 141–150.
- WU S., BALLY A. W. & CRAMEZ C. (1990): Allochthonous salt, structure and stratigraphy of the northeastern Gulf of Mexico. Part 11: Structure. *Mar. Petrol. Geol.*, 7, 334–370.
- ZOUARI H., TURKI M. M., DELTEIL J. & STÉPHAN J.-F. 1999: Tectonique trans-tensive de la paléomarge tunisienne au cours de l'Aptien-Campanien. *Bull. Soc. géol. France*, 170/3, 295–301.

Manuscrit reçu le 5 novembre 2001

Révision acceptée le 24 juin 2002