Joseph CANEROT et Jean-Louis LENOBLE

DIAPIRISME SUR UNE MARGE EN DISTENSION, PUIS EN DECROCHEMENT

Exemple des Pyrénées occidentales françaises

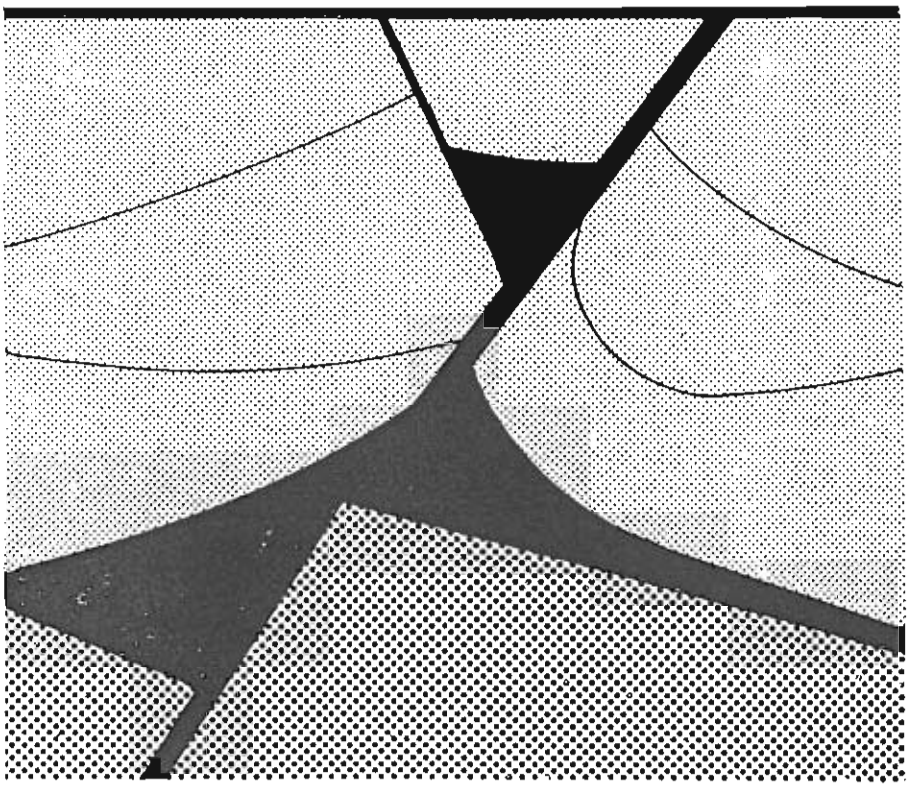
LIVRET D'EXCURSION ASF
1991

ASF
ASSOCIATION DES SEDIMENTOLOGISTES FRANÇAIS

DIAPIRISME SUR UNE MARGE EN DISTENSION, PUIS EN DECROCHEMENT.

Exemple des Pyrénées occidentales françaises

Joseph CANEROT et Jean-Louis LENOBLE



Laboratoire de Géologie sédimentaire
et Paléontologie
Université Paul Sabatier - 31062 Toulouse Cédex
URA (CNRS) n° 1405

Remerciements

L'organisation de notre réunion sur le DIAPIRISME a reçu l'accord, puis les encouragements du Bureau de l'Association des Sédimentologistes Français. La Société Nationale Elf-Aquitaine a généreusement mis à notre disposition deux minibus 4 x 4, avec chauffeur ainsi qu'une salle de réunions au Centre de Recherches de Pau. La mise au point du Livret-guide d'excursion a bénéficié de l'aide de la SNEA(P) pour les planches photo et de Mesdames Ronchini et Eychène, respectivement pour la préparation du manuscrit et la mise au net des illustrations.

SOMMAIRE

Avant propos p. 3

I - *Géologie régionale*

A. Cadre structural p. 5
B. Evolution géodynamique p. 7
1. Cycle hercynien p. 7
2. Cycle alpin p. 7
a. Distensions (transtensions) mésozoïques p. 11
b. Compression (transpression) tertiaire p. 13

II - *Diapirisme*

A. Diapirisme et tectonique de socle p. 17
B. Diapirisme, érosion et sédimentation p. 23
C. Diapirisme et eustatisme p. 35
D. Diapirisme, métamorphisme et hydrothermalisme p. 37
E. Diapirisme et dynamique d ela marge ibérique des Pyrénées occidentales p. 47

III - *Excursion géologique*

Introduction p. 61

Première journée p. 63

Arrêt 1. La Madeleine p. 64
Arrêt 2. Ahusquy p. 67
Arrêt 3. Col d'Arthansus p. 68
Arrêt 4. Plateau de Beloscare p. 69

Deuxième journée p. 77

Arrêt 1. Lichançumendy p. 78
Arrêt 2. Vallon d'Uthurrotche p. 81
Arrêt 3. Haux p. 84
Arrêt 4. Lourdios p. 85
Arrêt 5. Vallon de l'Espalungue p. 87

Références bibliographiques p. 99

Planches

Planche I p. 33
Planche II p. 45
Planche III p. 57
Planche IV p. 75
Planche V p. 93
Planche VI p. 97

AVANT PROPOS

L'étude du *DIAPIRISME* dans les Pyrénées occidentales revêt un caractère particulier dans la mesure où les matériaux halocinétiques (évaporites triasiques) ont, dans la grande majorité des cas, disparu par lessivage. De plus les contraintes tectoniques liées à l'orogenèse pyrénéenne ont profondément affecté la région visitée si bien que les structures actuelles présentent une géométrie et une organisation souvent fort éloignées de celles des dispositifs halocinétiques originels, d'âge crétacé.

Dans ces conditions, l'empreinte de la tectonique salifère ne peut être suivie qu'à travers l'analyse sédimentologique et structurale des formations encaissantes. Fort heureusement, ces formations ont été largement portées à l'affleurement dans la Zone Nord-Pyrénéenne, sur l'ancienne marge ibérique des Pyrénées.

Nous présenterons tout d'abord le cadre structural de l'halocinèse ouest- pyrénéenne, puis l'évolution géodynamique de la marge considérée.

Le *DIAPIRISME* sera ensuite analysé dans ses relations avec :

- *la Tectonique de socle* : distensions jurassique et éocrétacée, transtensions meso et néocrétacée ;

- *l'érosion et la sédimentation* : nature et localisation des biseaux d'ablation ; composition et organisation des dépôts syn et post-diapiriques ;

- *l'eustatisme* : rôles respectifs de la subsidence essentiellement liée à la distension et des variations du niveau de la mer dans l'organisation séquentielle de la série contemporaine de l'activité diapirique ;

- *le métamorphisme et l'hydrothermalisme* : origine, nature et disposition des paragenèses ; rôle des flux thermiques ;

- *l'évolution de la marge ibérique* : stades d'évolution de l'halocinèse ; connexion avec la mise en place des bassins, par distension, puis décrochement ; influence sur l'évolution ultérieure de la marge.

Des comparaisons avec les modèles atlantiques ou méditerranéens permettront enfin de souligner le rôle fondamental du *DIAPIRISME* comme révélateur des phases de rifting sur les marges concernées.

I - GEOLOGIE REGIONALE

A. CADRE STRUCTURAL

La région visitée se situe dans la Zone Nord-Pyrénéenne des auteurs (M. Castéras, 1969, 1974). Cette dernière s'étend ici sur une largeur de 20 à 30 kms entre la Haute Chaîne Primaire et la Zone Sous-Pyrénéenne dont elle se trouve séparée respectivement au Sud et au Nord par la Zone de Failles Nord-Pyrénéenne et le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen. Quatre grandes unités au sein desquelles le socle hercynien et sa couverture méso-cénozoïque se trouvent impliqués peuvent y être distinguées. Ces unités, flexurées, grossièrement parallèles (WNW-ESE) au bâti de la Chaîne et disposées en éventail de part et d'autre d'un axe de divergence structurale sont, du Nord au Sud, les suivantes (figure 1).

- **le Bassin de Mauléon,** vaste aire synclinoriale à remplissage de flysch meso et néocrétacé, limité au Nord par le Front de Chevauchement Nord-Pyrénéen (FCNP) à vergence nord et, au Sud par la structure chevauchante complexe de Urdach-Roquiague, déversée au Nord et prolongée vers l'Ouest par l'anticlinal faillé de Hosta, à vergence sud.

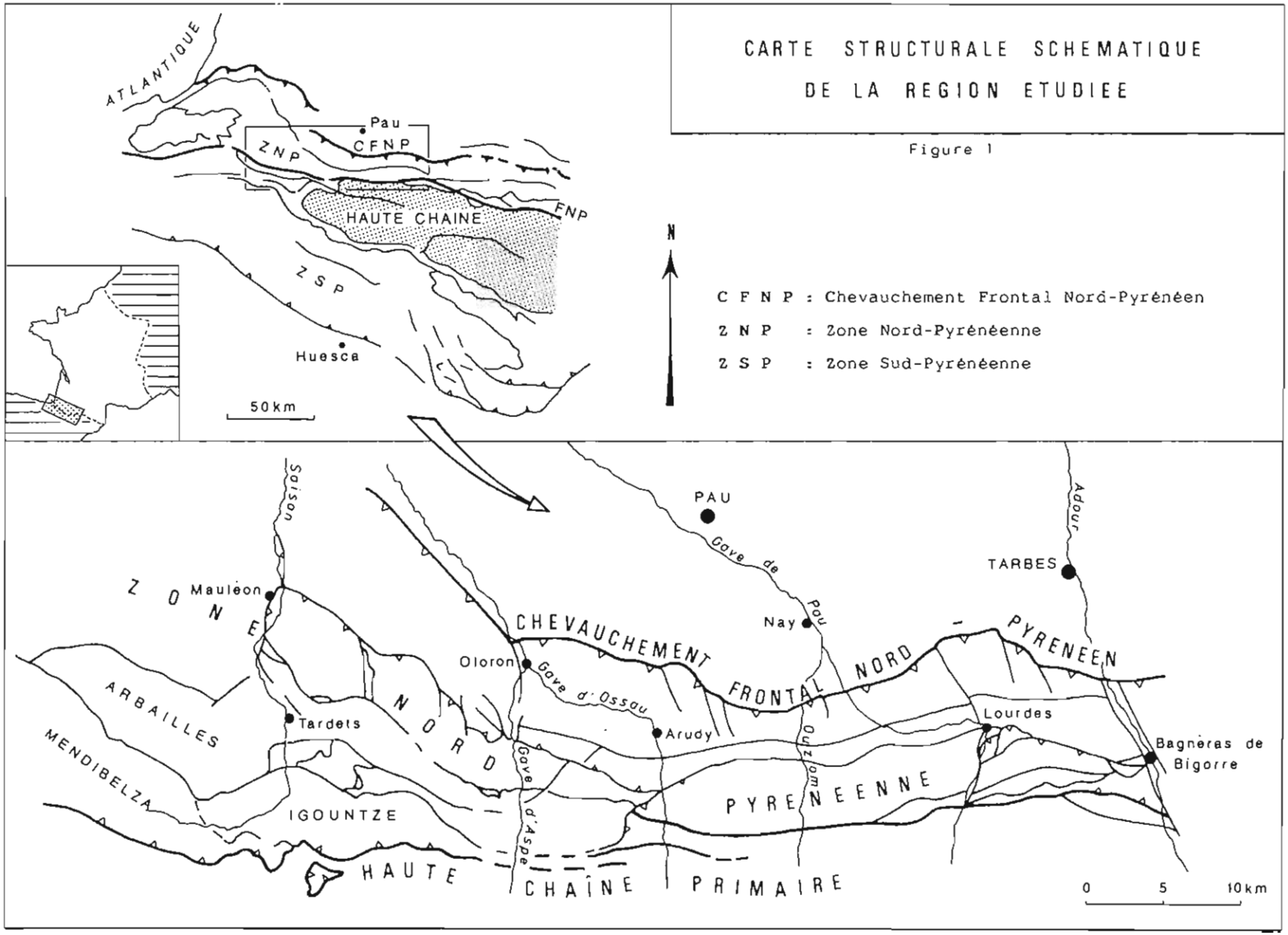
- **les chaînons calcaires,** le long desquels se relaient des plis et plis-failles aigus, très flexueux, à vergence sud plus affirmée en surface dans le secteur oriental, béarnais (vallées d'Aspe et du vert d'Arette), que dans le secteur occidental, basque (Arbailles). Il s'agit d'anticlinaux à coeur de Trias ou de Paléozoïque et de synclinaux dont les axes sont occupés par l'Albien marneux.

- **les massifs d'Igountze et de Mendibelbza,** écailles-nappes à armature paléozoïque et permo-triasique et revêtement composé de sédiments terrigènes albo-cénomaniens chevauchant largement vers le Sud ou le SE la couverture néocrétacée et Tertiaire de la Haute Chaîne par l'intermédiaire de la lame triasique de Larrau et Sainte Engrace (Souquet et *al.*, 1975, 1977 ; Ducasse et Vélasque, 1988).

- Enfin **la Haute Chaîne** dont le bâti hercynien (Dévonien et carbonifère accompagnés d'un revêtement permien discontinu) s'ennoie progressivement vers l'Ouest sous sa couverture discordante, composée de terrains néocrétacés (Pic d'Anie) et Tertiaires (Pic d'Orhy).

L'axe de divergence structurale, difficile à définir, passerait à l'articulation entre le Bassin de Mauléon et la zone des chaînons calcaires (Souquet et *al.*, 1977).

Le Profil ECORS Arzacq-Pyrénées Ouest en cours d'interprétation (M. Daignières et *al.*, 1991) tendrait à montrer que dans ce secteur central la plaque ibérique à crôute épaisse (45


CARTE STRUCTURALE SCHEMATIQUE
DE LA REGION ETUDIEE
Figure 1
ATLANTIQUE
Pau
CFNP
ZNP
HAUTE CHAINE
FNP
ZSP
Huesca
50km
N
CFNP : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen
ZNP : Zone Nord-Pyrénéenne
ZSP : Zone Sud-Pyrénéenne
Saison
PAU
Gave de Pau
Adour
TARBES
Mauléon
ZONE NORD PYRENEENNE
CHEVAUCHEMENT FRONTAL NORD - PYRENEEN
Nay
Oloron
Gave d'Ossau
Arudy
Lourdes
Bagnères de Bigorre
ARBAILLES
MENDIBELZA
Tardets
IGOUNTZE
Gave d'Aspe
Gave d'Azun
HAUTE CHAÎNE PRIMAIRE
0 5 10km

km sous le massif de Mendibelza), s'enfoncerait sous la plaque européenne à croûte mince, (moins de 30 kms sous le Bassin de Mauléon), le long d'une zone d'accidents courbes (plongement au Nord accentué graduellement du Sud au Nord) soulignée par une forte sismicité de surface (figure 2). On retrouverait donc ici un dispositif structural comparable à celui qui a été mis en évidence par le profil ECORS des Pyrénées centrales (Roure et *al.*, 1989).

Notons que l'organisation structurale WNW-ESE de ces grandes unités, liée à la compression pyrénéenne, est perturbée par le développement (vraisemblablement contemporain) de trois zones de décrochement transverse, subméridiennes : celles d'Urdach, orientale, du Saison, centrale et de l'Arbéroué, occidentale. Le mouvement décrochant majeur est dextre dans la première, sénestre dans la seconde et de nouveau dextre dans la troisième (Zolnai, 1975). Les compartiments ainsi individualisés ont subi des déplacements relatifs en baïonnette caractéristiques : vers le Nord pour les compartiments du Labourd et du Barlanès, vers le Sud pour les compartiments souletain et aspois (figure 3).

B. EVOLUTION GEODYNAMIQUE

1. Cycle hercynien

L'exiguité des affleurements paléozoïques ne permet pas de préciser dans le détail les étapes de l'évolution hercynienne de notre région. Deux domaines paléogéographiques semblent néanmoins s'opposer :

- *au sud*, dans les massifs d'Igountze et de Mendibelza, apparaissent des terrains sédimentaires : calcaires, grès et schistes dévoniens et carbonifères, caractérisant des milieux de plate-forme, dont l'épaisseur ne dépasse pas 400 m. On retrouve les schistes et grès carbonifères dans le chaînon plus septentrional des Arbailles.

- *au nord* , dans les chaînons de Sarrance et d'Urbach-Roquiague, affleurent en revanche des terrains métamorphiques : gneiss, micaschistes, quartzites, cipolins injectés de granites ou de lherzolites, caractérisant des environnements plus instables où les paragenèses indiqueraient la possibilité d'un amincissement crustal précédant l'orogenèse hercynienne.

Nous verrons que cette zone de faiblesse crustale a persisté durant une grande partie du cycle alpin.

2. Cycle alpin

Deux grandes périodes caractérisent l'évolution géodynamique de la région basco-béarnaise visitée :

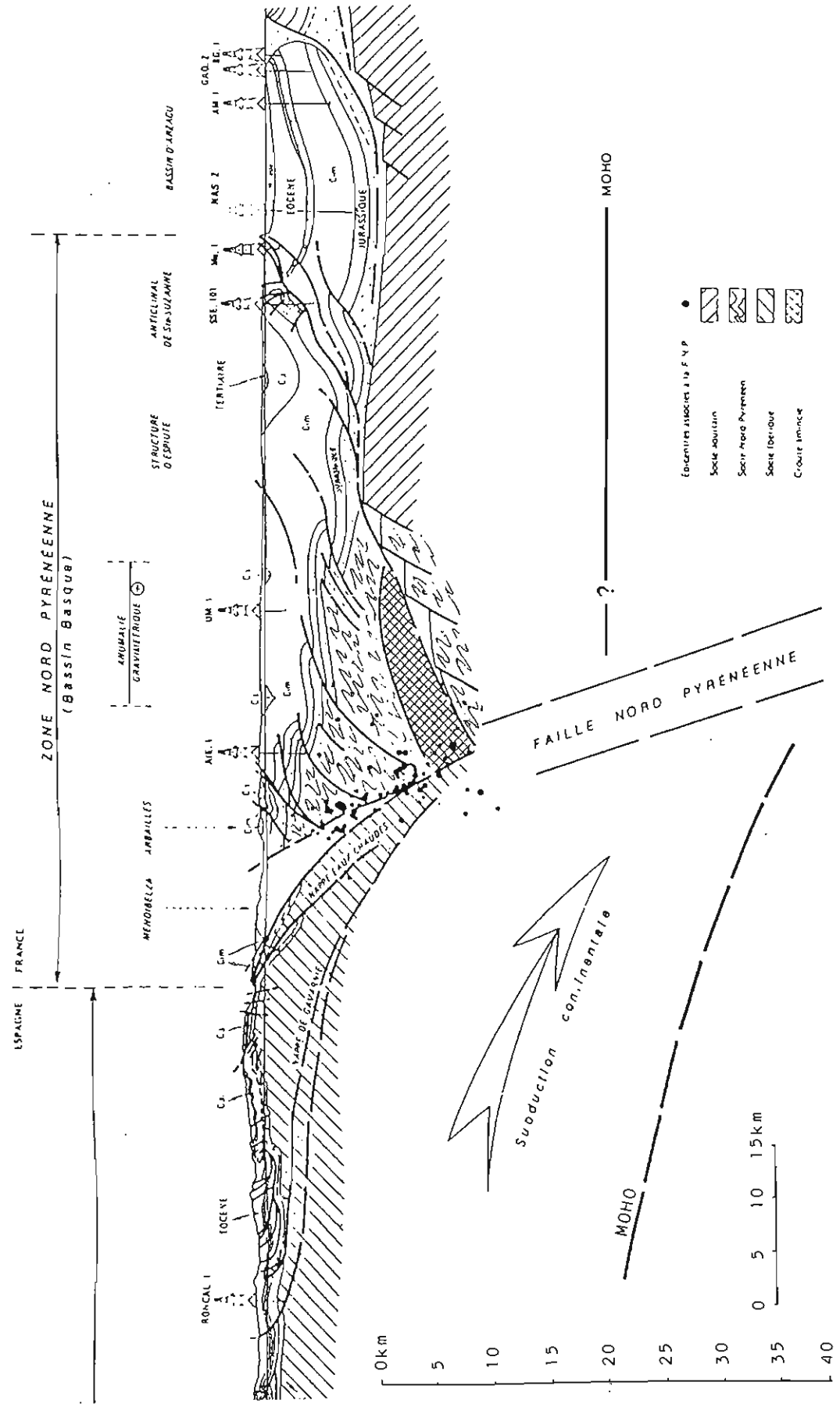


Figure 2. *Carte structurale interprétative* [d'après la SNEA(P) in Daignières et al., 1991].

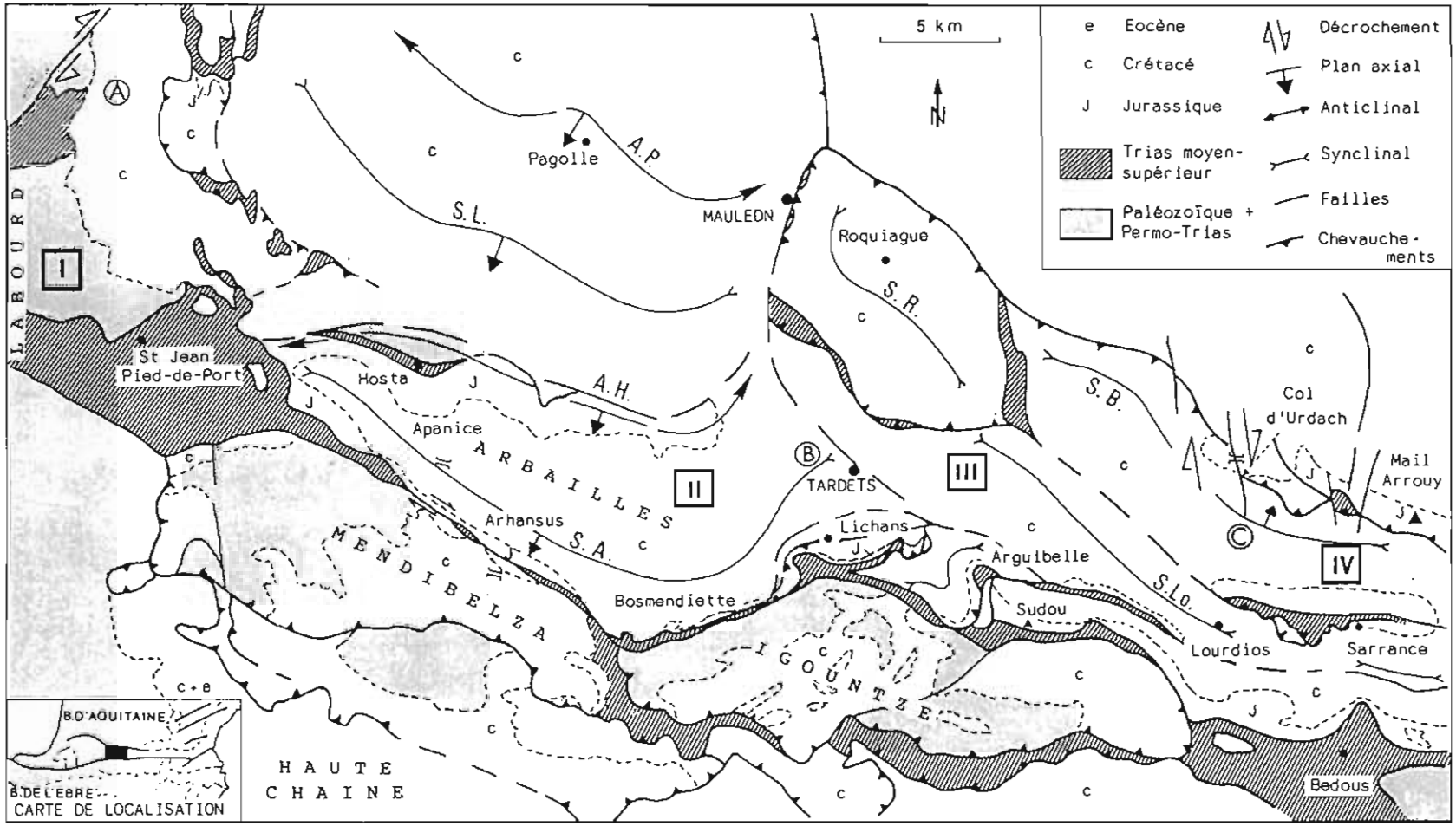


Figure 3. *Carte structurale de la région de Mauléon* (Pyrénées Atlantiques).

I. Compartiment du Labourd; II. Compartiment souletain; III. Compartiment du Barlanès; IV. Compartiment aspois. Zones de décrochement: A. de l'Arbéroué; B. du Saison; C. d'Urdach. A.P.: Anticlinal de Pagolle; S.L.: Synclinal de Larcevaux; A.H.: Anticlinal d'Hosta; S.A.: Synclinal des Arbailles; S.R.: Synclinal de Roquiague; S.B.: Synclinal du Barescou; S.Lo.: Synclinal de Lourdios.

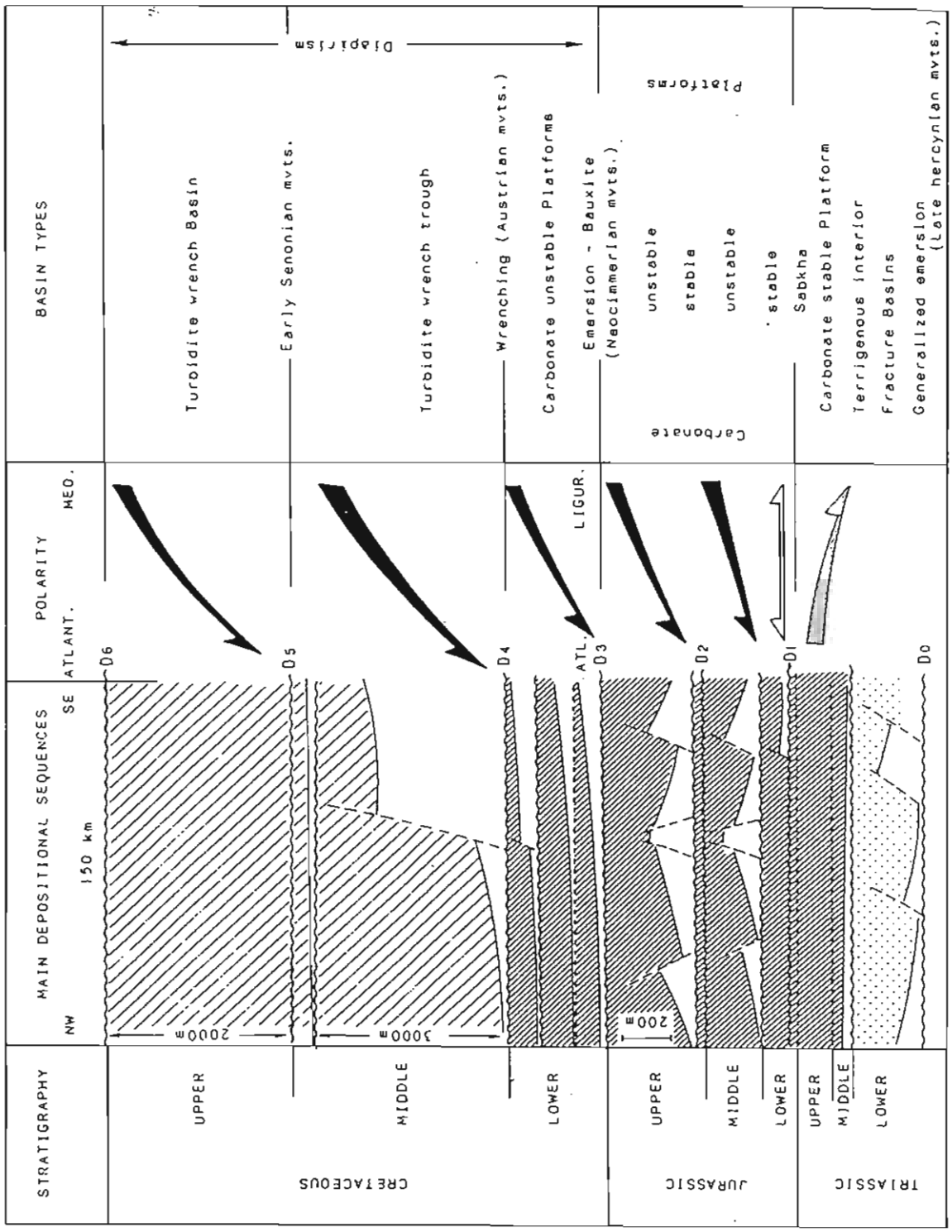


Figure 4. *Evolution géodynamique de la marge ibérique au mésozoïque.* Points: rifting précoce; Barré oblique serré: extension, blocs basculés; Barré oblique lâche: transtension, bassin flysch.

a. Distensions (transtensions) mésozoïques (figure 4).

- Trias : 0 à quelques centaines (?) de mètres. (rifting précoce)

La sédimentation triasique est tout d'abord terrigène (conglomérats, grès et pélites lie-de-vin du "Permo-Trias"), puis carbonatée (calcaires, dolomies et marnes du Muschelkalk) et enfin argilo-évaporitique (argiles versicolores à ophite du Keuper). Elle s'effectue dans des cuvettes (demi-graben) intra montagneuses sub-méridiennes, nées par décrochement sénestre W-E (Lucas, 1985) et progressivement intégrées dans le bras de mer pyrénéen, d'orientation W-E, à polarité téthysienne affirmée (Ziegler, 1988).

La région visitée se situe à l'articulation de deux de ces demi-graben triasiques majeurs, celui de Bidarray - Saint-Jean Pied de Port à l'Ouest et celui de Haut Béarn à l'Est, où la fracturation crustale s'est accompagnée de volcanisme intense (Caldeira d'Ossau, Bixel, 1984).

- Jurassique : 0 à 800 m. (rifting modéré, téthysien puis atlantique).

Le *Lias* (jusqu'à 200 m) est caractérisé par l'installation graduelle d'une plate-forme carbonatée (calcaires et dolomies peu zoogènes du Lias inférieur suivis de calcaires bioclastiques du Lias moyen et de marnes et marno-calcaires du Lias supérieur) sur l'ensemble du domaine ouest-pyrénéen. L'organisation séquentielle des dépôts est essentiellement déterminée par les fluctuations eustatiques du niveau de la mer. Néanmoins, les variations de faciès et d'épaisseur traduisent, au moins à partir du Sinémurien, (Fauré, 1987) le jeu différentiel de blocs crustaux basculés vers le NW (Cinco Villas, Arbailles, Béarn) ou le SE (Bigorre occidentale et B. orientale), en relation avec une distension régionale NW-SE (rifting téthysien).

Au *Dogger* (jusqu'à 400 m) les dépôts, toujours carbonatés, présentent en revanche une polarité atlantique nette. Aux calcaires à microfilaments et Ammonites (calcaires d'Aussurucq) du Pays Basque se substituent en effet graduellement vers l'Est, en Béarn, des calcaires bioclastiques et des dolomies (dolomies du Mail Arrouy) traduisant le passage de la plate-forme externe, ouverte, à la plate-forme moyenne, puis interne (Péré, 1989). Les modifications des épaisseurs (réductions à la hauteur du Haut fond d'Ossau) témoignent en outre d'une accélération de la distension NW-SE.

Le *Malm* (jusqu'à 300 m) est représenté par des calcaires fins auxquels sont associés (surtout en Pays Basque) des marnes de l'Oxfordien et du Kimméridgien inférieur. Leur font suite des calcaires bioclastiques du Kimméridgien supérieur, puis des dolomies bioclastiques, laminées, stromatolitiques ou bréchiques du Portlandien (Grimaldi, 1989). La succession traduit par son évolution un ennoyage graduel de la plate-forme meso-jurassique sous l'effet

conjugué de l'eustatisme positif et de la tectonique (rifting atlantique), puis son comblement.

A la *fin du Jurassique* (ou au début du Crétacé ?), l'ensemble de la région est porté à l'émersion en liaison probable, d'une part avec la baisse générale de l'Océan mondial (Haq et al., 1987) et d'autre part avec des modifications dans la direction des mouvements relatifs des plaques : accélération de la dérive vers l'Est de l'Ibérie par rapport à l'Europe.

En conclusion, *il convient de noter qu'au terme du Jurassique la marge ibérique des Pyrénées occidentales n'est pas encore individualisée. La région visitée se trouve ainsi englobée dans un domaine sédimentaire faiblement subsident beaucoup plus vaste (plate-forme aquitano-ibérique) issu de la phase de fracturation crustale amorcée au Trias*

- **Crétacé inférieur** : 0 - 1000 m (création du rift pyrénéen).

A l'articulation Béarn-Pays Basque, la sédimentation ne reprend qu'avec le *Barrémien.* L'intervalle Berriasien-Barrémien correspond ainsi à une longue période d'émersion soulignée par l'érosion karstique du substrat jurassique et la formation de croûtes et poches bauxitiques (Combes et Peybernès, 1987). Les grès wealdiens ne sont connus que dans le Béarn occidental ou en Aquitaine méridionale (Bouroullec et Deloffre, 1970 ; Peybernès et Combes, 1987).

Le *Barrémien supérieur et l'Aptien* sont représentés par des calcaires zoogènes (calcaires urgo-barrémiens et urgo-aptiens) admettant des intercalations marneuses (marnes bédouliennes et gargasiennes à Ammonites). Ces matériaux emplissent des demi-grabens dont l'individualisation progressive (graben barrémien du Mail Arrouy, bédoulien du Barescou et gargasien de Lourdios en vallée d'Aspe par exemple) témoigne de l'élargissement graduel du nord vers le sud du rift pyrénéen nouvellement mis en place par écartement des plaques Europe et Ibérie (Souquet et *al.*, 1977 ; Peybernès et Souquet, 1984). Ces petits bassins rhombiques (Delfaud, 1984) sont en réalité établis sur des blocs crustaux de la marge méridionale (ibérique) du rift , basculés et affaisés vers le Sud puis le SW ou le SE, à la faveur de failles normales NW-SE ou NE-SW, rendues actives par la distension régionale N-S.

A la *fin du Crétacé inférieur,* une accélération de la distension (phase clansayésienne) jointe à la montée eustatique du niveau marin, conduit à l'ennoyage général de la zone basco-béarnaise étudiée, avec passage de la sédimentation urgonienne à celle, silico-clastique, des marnes à Spicules de l'Albien. Le développement de constructions carbonatées de type mudmound au droit des failles les plus actives (Hosta, Lichançumendy, Arguibelle, Arudy) souligne cette évolution géodynamique.

Distension éocrétacée et basculement de blocs crustaux provoquent d'une manière très fréquente (sinon générale) la mise en mouvement des évaporites triasiques (Canérot, 1989). Les

caractères généraux de ce diapirisme seront précisés plus loin.

- Crétacé moyen et supérieur : 2 à 5000 m (marge transformante active)

A *l'Albien moyen* se met en place, au centre du rift éocrétacé, une zone transformante (Peybernès et Souquet, 1984 ; Souquet, 1988) résultant de la brusque accélération du déplacement sénestre W-E relatif (amorcé en réalité dès la fin de l'Aptien) de l'Ibérie par rapport à l'Europe. A l'articulation Béarn-Pays Basque, la transtension, contemporaine de l'ouverture océanique dans le Golfe de Gascogne (Boillot, 1986 ; Rat, 1988), conduit à l'individualisation d'une fosse mobile emplie de flysch turbiditique (Flysch Noir de P. Souquet et *al.*, 1985) au Nord, dans le "Bassin de Mauléon", comme à l'Est en Bigorre (Debroas, 1990 et fig. 28).

Au cours de *l'Albien supérieur et du Cénomanien*, cette fosse s'élargit par adjonction de demi-grabens liés à l'effondrement de gradens de plus en plus distaux sur la marge mériodionale (nord ibérique) nouvellement individualisée. Cette évolution se marque par l'accumulation de sédiments synorogéniques grossiers (conglomérats) remaniant divers éléments de la couverture mésozoïque anté-albienne, voire du substrat paléozoïque de cette dernière (système canon-cône de Mendibelza d'après Boirie et Souquet, 1982).

La transtension est par ailleurs soulignée par une accélération du diapirisme (Zone transverse du Saison) et par le développement d'un magmatisme alcalin (Béarn) et d'un métamorphisme thermique mésozonal induisant un amincissement crustal à l'articulation des plaques Europe et Ibérie.

Les dépôts néocrétacés post-cénomaniens ne sont pas conservés dans la région basco-béarnaise visitée. On sait (Souquet, 1988) que cette ultime période mésozoïque est régionalement dominée par une étape de transtension et subsidence thermique (flyschs nord-pyrénéens) suivie d'une étape de transpression, avec convergence oblique des deux plaques (déplacement relatif vers le NW de l'Ibérie par rapport à l'Europe) induisant un affrontement plus précoce à l'Est qu'à l'Ouest.

En conclusion *le Crétacé est la période d'individualisation de la marge ibérique des Pyrénées, d'abord par extension N-S au Crétacé inférieur, puis par transtension (composante sénestre W-E) au Crétacé moyen-supérieur. Nous verrons que cette étape de rifting conduira à la mise en place et à l'évolution des structures diapiriques visitées.*

b. Compression (transpression) tertiaire (figure 5).

Le rapprochement des plaques Europe et Ibérie, amorcé au Crétacé supérieur, s'affirme régionalement au début du Tertiaire. La sédimentation n'intéresse plus que deux bassins flexuraux, périphériques, le Bassin d'Aquitaine au Nord et celui de Jaca-Pamplona au

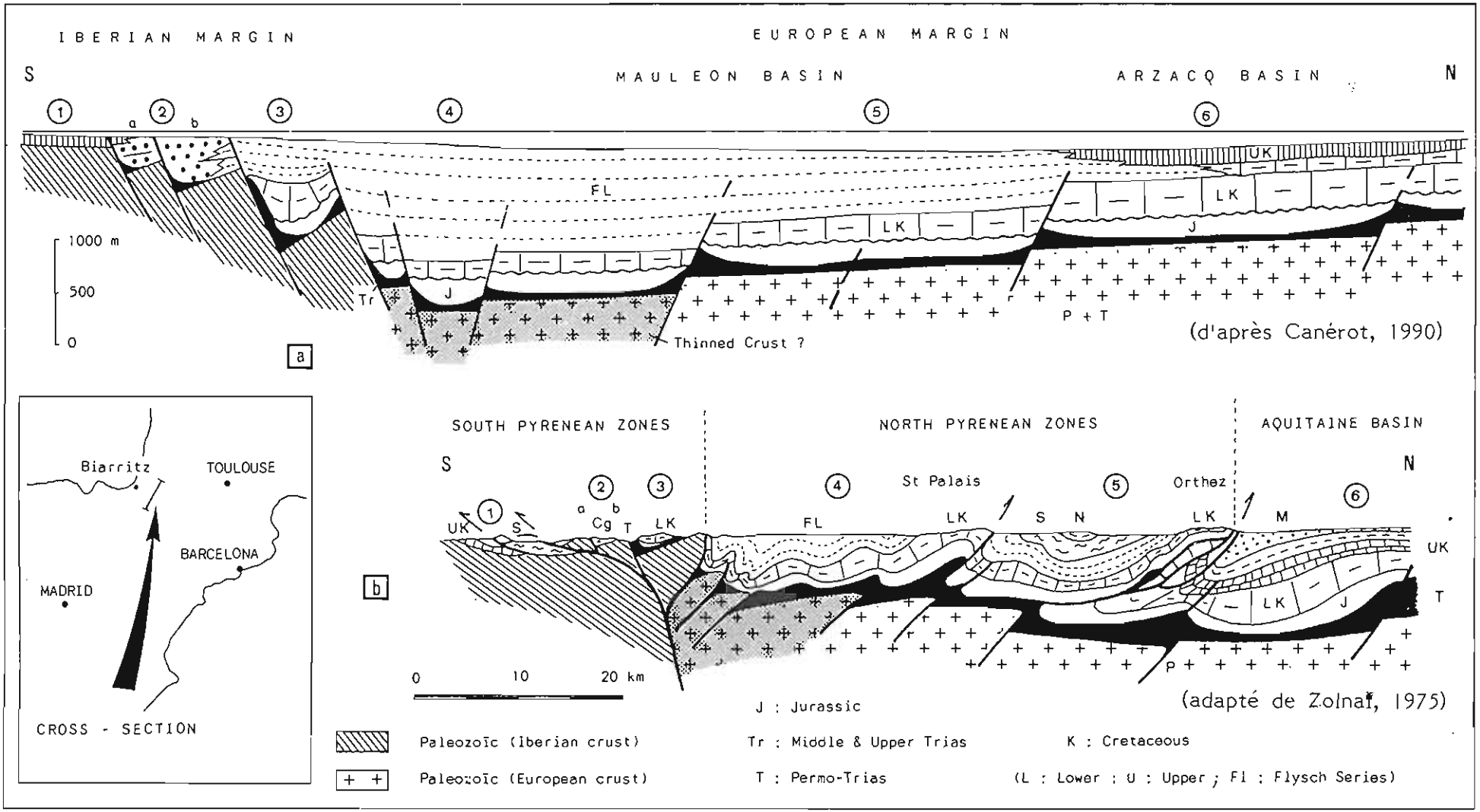


Figure 5: *Inversion tectonique sur la transversale du bassin de Mauléon.* En haut, bassin et marge en extension (transtension) du Crétacé supérieur; en bas, reprise en compression pyrénéenne. 1; Haute Chaîne; 2. bloc de Mendibelza; 3. bloc des Arbailles; 4. unité de Mauléon; 5. unité de Sainte-Suzanne; 6. unité d'Arzacq.

Sud (Delfaud, 1984), où s'accumulent de puissantes séries terrigènes de type "flysch" (Eocène inférieur) puis "molasse" (Eocène supérieur - Oligocène). Ces bassins mobiles sont séparés par un bourrelet de collision central intéressant très tôt la région visitée. Au sein de cette dernière, les structures compressives, souples ou cassantes, sont déversées vers le Nord dans le bassin septentrional de Mauléon et vers le Sud dans les massifs d'Igountze et de Mendibelza ou sur la Haute Chaîne plus mériodionale. La zone centrale, de divergence structurale, qui correspond au domaine où, en liaison avec l'effondrement des plaques, se sont édifiées les structures précoces et qui devrait être établie au droit d'une importante faille crustale demeure difficile à localiser.

Certains auteurs la placent au Sud du Massif des Arbailles, le long de la faille de socle (Faille Nord-Pyrénéenne ?) qui sépare cette unité des écailles-nappes plus méridionales d'Igountze et de Mendibelza (Séguret et *al.*, 1985). D'autres, considérant que le bloc des Arbailles correspond à une ancienne unité mésozoïque de marge sud, ibérique, la situeraient plutôt au Nord de cette dernière, autrement dit au sein du bassin flysch de Mauléon où s'observent d'ailleurs des plis serrés à axe vertical (Souquet et *al.*, 1977). Ce bassin serait par aileurs établi sur une croûte amincie (20 kms) et lourde (anomalie gravimétrique positive du Labourd) opposée à la croûte épaissie (45 kms) connue dans la Haute-Chaîne plus méridionale (Séguret et *al.*, 1985).

Le Profil ECORS Arzacq-Pyrénées Ouest en cours d'interprétation (Daignières et *al.*, 1991) semble confirmer la localisation de la zone de divergence structurale au Nord des Arbailles et témoigner de l'enfoncement de l'Ibérie sous l'Europe à la faveur d'un faisceau d'accidents à plongement nord accentué, s'enracinant dans l'écorce profonde à la hauteur de cette zone de divergence.

Quelle que soit l'interprétation proposée, l'accord s'est fait pour considérer que les structures compressives ont été très profondément influencées par les dispositifs mis en place lors de la longue période de distension mésozoïque : failles normales jurassiques et éocrétacées réactivées en failles inverses (Hosta, Haute Soule), en chevauchements (Larrau - Sainte Engrace) ou en décrochements (Arbéroué, Saison, Vallée d'Aspe) ; anticlinaux superposés aux anciennes rides diapiriques éocrétacées (Arhansus, Lichançumendy, Arguibelle, Roquiague) ; synclinaux reprenant d'anciens synclinaux de compensation liés aux structures halocinétiques (Arbailles, Tardets).

II - DIAPIRISME

A. DIAPIRISME ET TECTONIQUE DE SOCLE (figure 6)

1. Observations régionales

Il est maintenant clairement établi que le socle hercynien est directement impliqué dans la plupart, sinon la totalité des structures en compression connues dans la Zone Nord Pyrénéenne, aux confins du Béarn et du Pays Basque. Il apparaît en effet sous forme d'écailles à vergence sud dans les chaînons des Arbailles (schistes et grès carbonifères) d'Arguibelle, de Sarrance- Montcaou et du Mail Arrouy (quartzites, micaschistes, gneiss et Lherzolites) où à vergence nord, du col d'Urdach et de Chabalgoïty (schistes à andalousite, brèches quartzitiques, gneiss aplitiques et Lherzolites).

On sait également que ces structures se situent à l'articulation de blocs crustaux appartenant à la marge ibérique et à la zone d'articulation entre Ibérie et Europe. Pendant la période de distension N-S maximum, au Crétacé inférieur, ces blocs ont basculé vers le Sud, le SW ou le SE, à la faveur de failles normales WNW-ESE à regard nord. Au Crétacé moyen-supérieur, ces mêmes accidents du tréfonds ont été réactivés en décrochement sénestre. Au même moment sont apparues des failles transverses NE-SW (anciennes failles normales du Jurassique) ou NW-SE réactivées, elles, en failles normales à regard vers le NW, le NE, le SW ou le SE. La compression tertaire a induit le rejeu en failles inverses ou en chevauchements vers le Sud ou vers le Nord des anciennes failles normales WNW-ESE. Parallèlement, les failles transverses NE-SW et NW-SE ont rejoué respectivement en décrochements sénestres et dextres.

Or, on constate que les rides halocinétiques majeures (rides mères) s'allongent au droit des grandes failles directionnelles réactivées. C'est le cas des rides du Mailh Arrouy - Chabalgoïty, de Montcaou-Sarrance - col de Sustary - Hosta et de Haute Soule (Bedous - Lichançumendy - Beloscare- Saint-Jean Pied-de-Port). Mais les montées diapiriques les plus évoluées (rides satellites) se localisent en réalité d'une manière préférentielle à l'articulation entre ces failles directionnelles et les décrochements transverses. Les diapirs perçants de Beloscare - Lichançumendy - Roquiague à l'Ouest et de Sarrance - Pont Suzon à l'Est illustrent une telle organisation, respectivement au droit des failles transverses du Saison et de la vallée d'Aspe.

On peut ainsi considérer qu'en créant un déséquilibre dans la répartition spatiale des

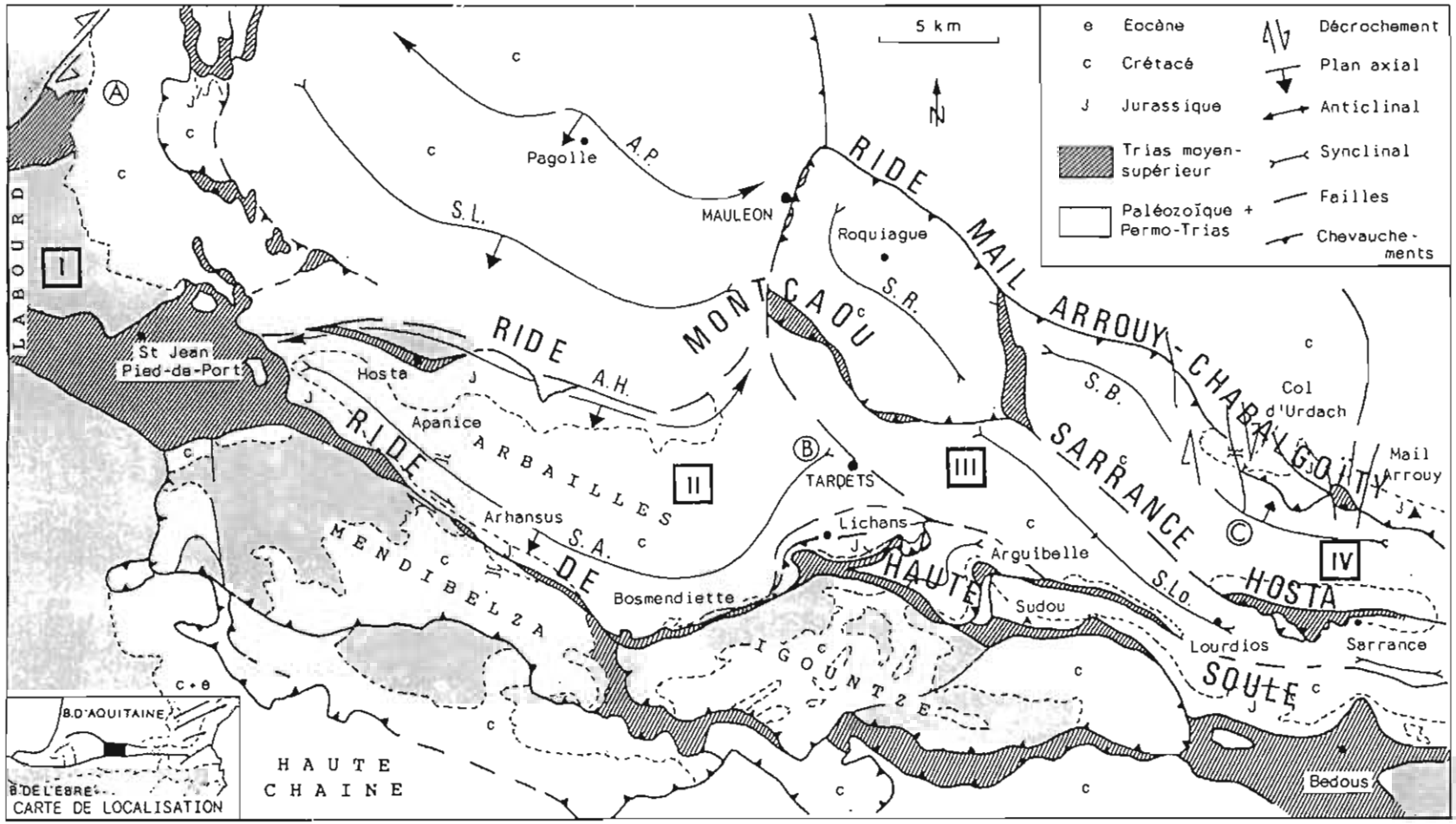


Figure 6. *Carte structurale de la région de Mauléon* montrant la localisation des rides diapiriques majeures (Légende, voir figure 3).

masses du tréfonds, la tectonique de socle a joué un rôle déterminant dans l'amorce de l'halocinèse des évaporites triasiques. Mais on sait que cette tectonique de blocs imposée par la dynamique des plaques Europe et Ibérie, se poursuit pendant la période de dépôt des couches de la couverture post-triasique. La répartition géographique de ces sédiments, leur polarité, leur épaisseur, de même que la localisation des dépocentres seront ainsi dans une large mesure induite par ces mêmes contraintes de la tectonique de socle. Nous verrons qu'il existe même une étroite relation entre la chronologie et le stade d'évolution des structures diapiriques et l'âge et l'intensité de cette déformation profonde. dès lors *l'halocinèse apparaît comme un révélateur du rôle moteur du socle.*

2. Comparaisons

L'influence de la tectonique de socle sur la localisation et évolution des structures diapiriques a été bien mise en évidence dans les zones orogéniques telles que les Alpes occidentales. Là, les auteurs (Mascle et *al.*, 1988 ; Dardeau et *al.*, 1990) montrent que les diapirs liés au rifting téthysien (Lias et Dogger) se localisent sur les couloirs de failles d'extension et de décrochement qui délimitent les principaux blocs crustaux basculés. Ces mêmes accidents ont, par la suite, comme dans les Pyrénées occidentales, été remobilisés en compression lors des étapes successives de l'orogenèse alpine (figure 7).

La tectonique de socle est également notable dans les chaînes où, comme le Zagros en Iran, une couverture sédimentaire très épaisse masque le bâti fracturé demeuré profond. Ainsi, on constate (Fürst, 1990) que les diapirs de sel cambrien percent leur puissante (plus de 10 000 mètres) couverture paléozoïque, mésozoïque et cénozoïque d'une manière préférentielle dans la partie sud orientale de la chaîne. Or dans cette région, à l'approche de la faille transformante vivante d'Oman, les grandes structures directionnelles (NW-SE) de l'orogène sont recoupées par des failles de décrochement sénestre SW-NE qui semblent, par leur jeu, favoriser la montée des masses salifères (figure 8). Cette interprétation conduit à considérer que les diapirs se sont, comme dans le Pyrénées occidentales, généralement installés à l'articulation des deux directions de fracturation du tréfonds, ici précambrien.

Mais cette tectonique de socle est également déterminante dans l'amorce du diapirisme des zones non ou peu affectées par les déformations alpines. Ainsi, en mer du Nord ou en Allemagne nord-occidentale (Kockel, 1990), contrairement à l'opinion longtemps répandue, les montées diapiriques des matériaux salifères du Permien, du Trias ou du Jurassique ne sont généralement pas provoquées par un mouvement autonome du sel lié à sa "flottabilité" ou sa "mobilité" plus élevées que celles des couches encaissantes. Ces montées sont en réalité déterminées par la fracturation distensive du socle anté-salifère. Cette fracturation est certes en général difficile à déceler dans les profils sismiques en raison des perturbations liées à l'accumulation anormale du sel. Elle peut néanmoins être aisément déduite des décalages

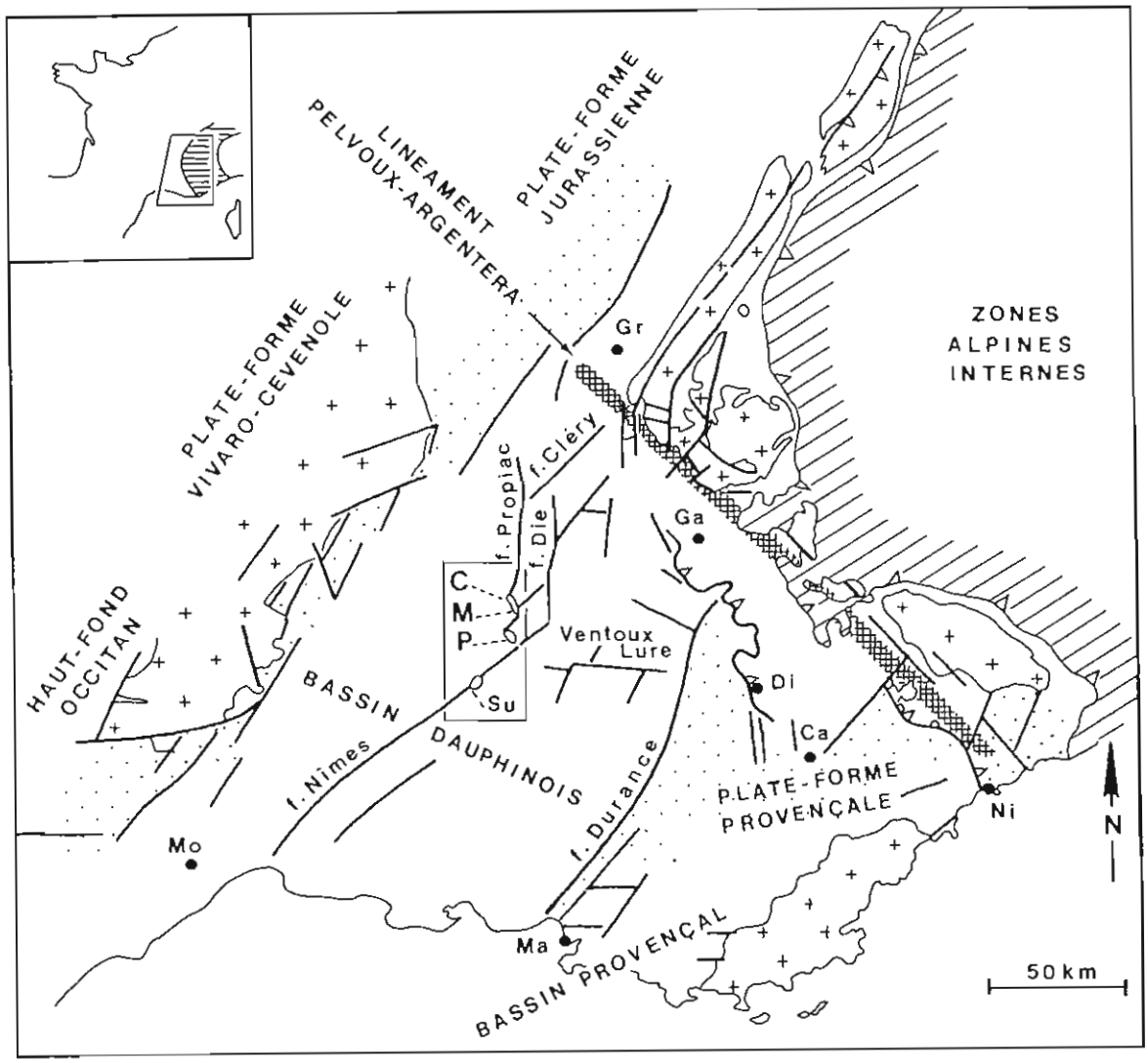


Figure 7. *Carte de localisation des structures diapiriques majeures dans le bassin SE de la France* (Baronnies et Alpes-Maritimes) (in Dardeau et de Graciansky, 1990). C. Condorcet; M. Montaulieu; P. Propiac; S. Suzette.

repérés au toit du socle (figure 9). Il apparaît ainsi que les structures diapiriques s'enracinent au droit des zones où ces décalages sont les plus marqués. En outre, les mouvements de sel peuvent être totalement absents dans les zones non fraturées du tréfonds.

Il a été en réalité montré (Jenyon, 1986)) que les mouvements de sel sont dans la grande majorité des cas associés à la fracturation du substrat ante-salifère. Mais la plasticité des matériaux diapiriques conduit très souvent à un amortissement des failles voire à leur disparition totale au sein de la couverture post-salifère (figure 10).

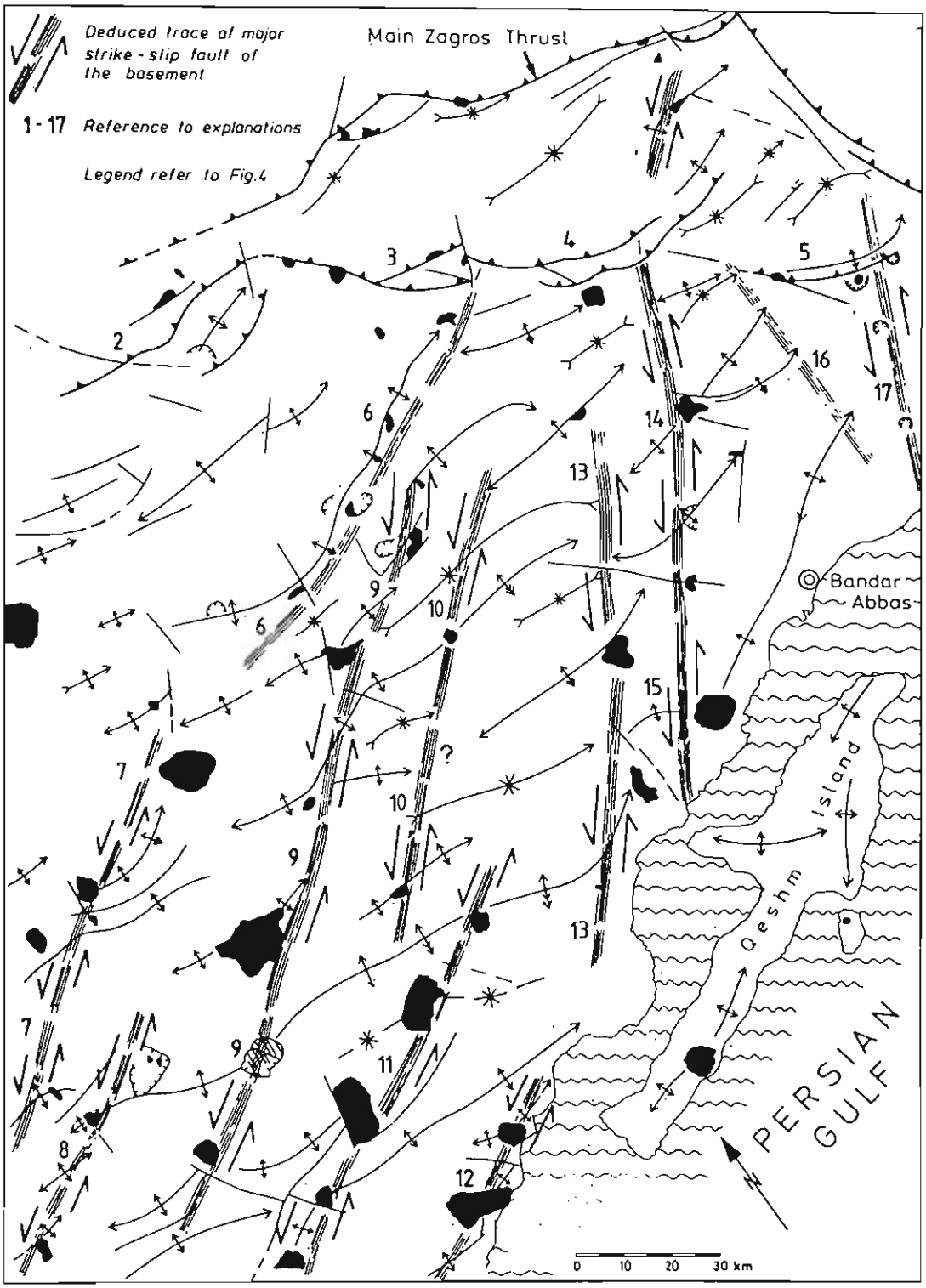


Figure 8. *Carte structurale du Zagros oriental (Iran)* montrant les relations entre diapirisme (plages noires et structuration souple (plis) ou cassante (décrochements) (d'après Furst, 1991).

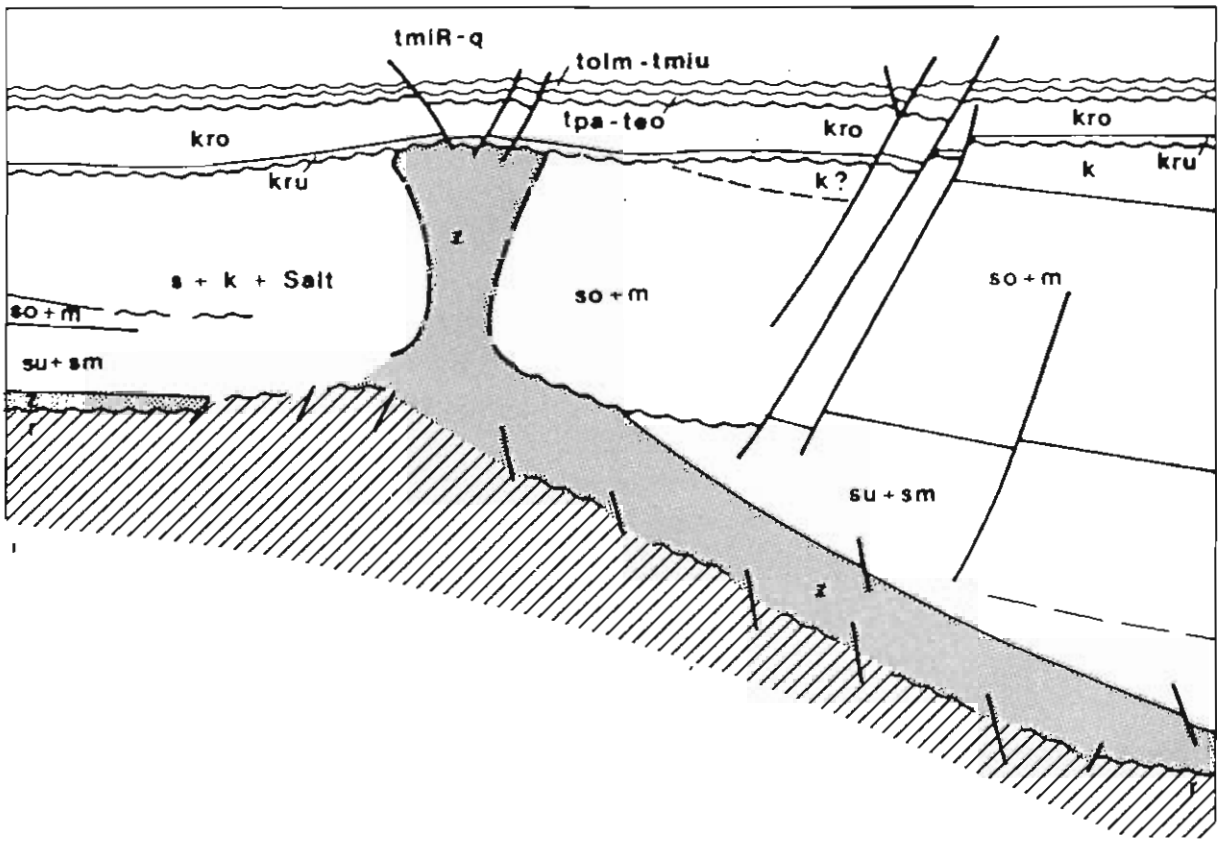


Figure 9. *Coupe sismique interprétée d'une structure diapirique dans l'Allemagne nord-occidentale* (in Kockel, 1990). Remarquer la relation entre la monté de sel du Zechstein (Z) et la fracturation du socle. Su+So. Buntsandstein; m. Muschelkalk; K. Keuper; Kru. Crétacé inférieur; Kro. Crétacé supérieur; t. Tertiaire; q. Quaternaire.

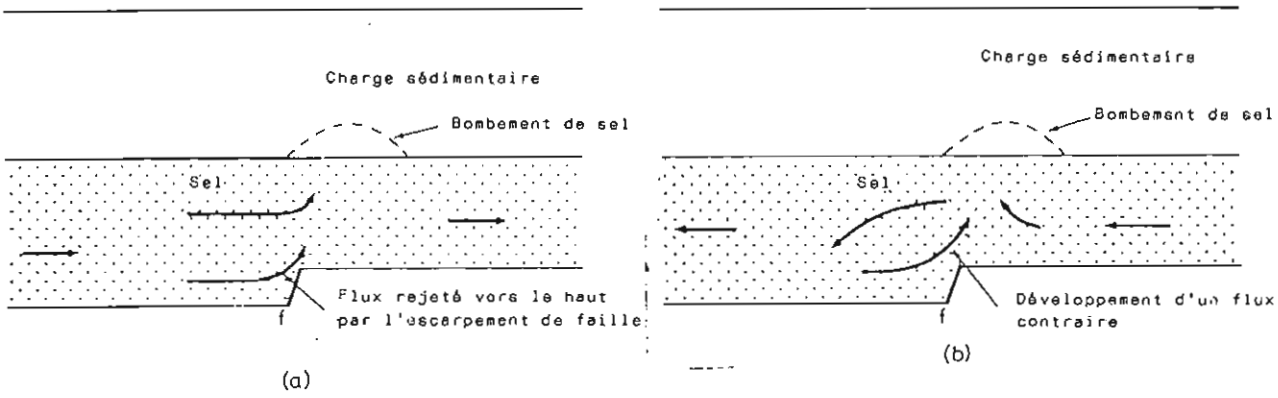


Figure 10. *Coupes montrant les effets supposés d'un escarpement de faille sur la migration du sel.* a. flux rejeté vers le haut; b. idem mais avec une composante horizontale vers le compartiment effondré (d'après Jenyon, 1986).

B. DIAPIRISME, EROSION ET SEDIMENTATION

1. Observations régionales

Induit par la tectonique distensive et transtensive du socle, le diapirisme ouest-pyrénéen s'est développé au cours du Crétacé autrement dit pendant la période d'émersion néocimmérienne puis d'active sédimentation sur la marge ibérique nouvellement individualisée.

Nous avons vu que la tectonique néocimmérienne a porté l'ensemble de la région visitée à l'émersion. Ainsi s'est développée *une surface karstique* (K1, figure 11 A) dont l'évolution a conduit à une ablation graduelle du substrat jurassique carbonaté. Cette ablation semble de plus en plus importante du Nord au Sud (Canérot et *al.*, 1978). Elle atteint en effet le Portlandien dans le chaînon du Mail Arrouy, le Kimméridgien à Sarrance, le Dogger dans les secteurs plus méridionaux de l'Ourdinse et du Pic de Bergon.

Cette karstification s'accompagne d'une accumulation de conglomérats à éléments enrobés d'une croûte ferrugineuse, d'altérites et de bauxites (Peybernès et Combes, 1987) passant latéralement, vers le Nord, à des sédiments terrigènes (Wealdien) ou carbonatés (calcaires marins à Annélides) d'âge hauterivien-Barrémien.

Toutefois, au droit des rides diapiriques se développe *une deuxième surface de karstification* (K2, figure 11 B) dont l'évolution s'accompagne d'une *profonde bréchification des calcaires et dolomies de la couverture jurassique.* Cette formation (mégabrèches d'Etchebar de Canérot et Lenoble, 1989) a été identifiée tout au long de la ride de Haute Soule et en particulier au Col d'Arhansus, à Beloscare, au Lichançumendy et dans le chaînon d'Arguibelle.

Une étude sédimentologique de ces brèches a été récemment réalisée dans les secteurs du col d'Arhansus, de Bosmendiette et du Lichançumendy (Hogrel-Made, 1988). Il a été ainsi montré qu'il s'agissait de dépôts karstiques immatures (éléments très anguleux), polygéniques (Lias et Dogger remaniés), à ciment argileux ou calcitique, résultant de l'intervention conjuguée, in situ, de divers facteurs mécaniques (dessication, éclatement) et physico-chimiques (dissolution).

Ces dépôts rapportés au Jurassique (Delfaud, 1984 ; Hogrel-Made, 1988) appartiennent en réalité au Crétacé inférieur puisqu'ils remanient non seulement le Lias et le Dogger (l'absence régionale du Malm est en grande partie liée à l'activité karstique K1), mais aussi la bauxite néocomienne et barrémienne (Canérot et Lenoble, 1989).

L'étroite relation entre la mégabrèche d'Etchebar et l'activité diapirique est attestée par :

- *le brusque passage latéral de la brèche* jalonnant les voûtes diapiriques au *Jurassique*

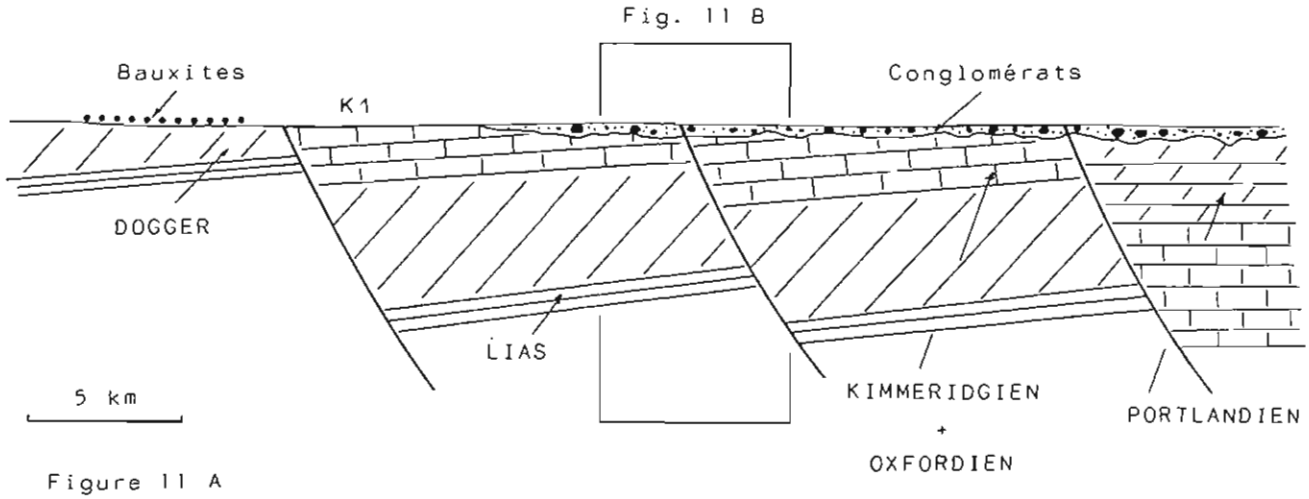


Figure 11 A

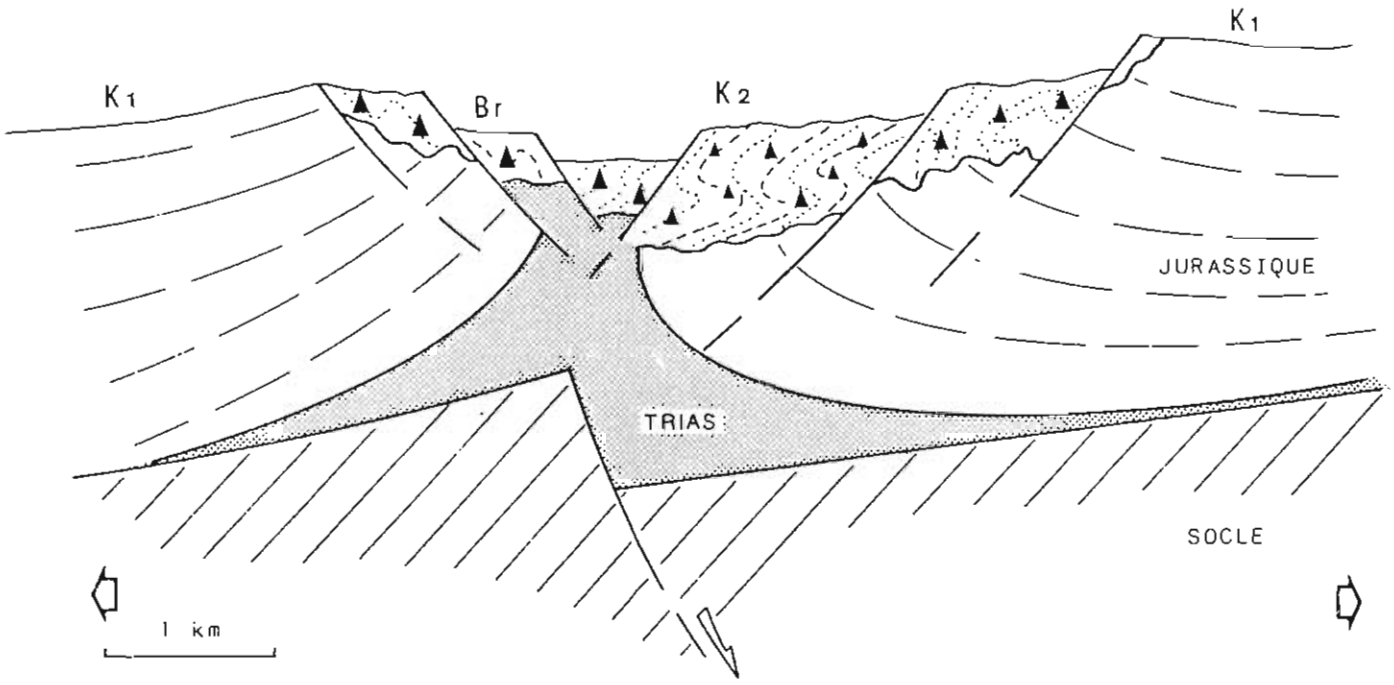


Figure 11 B

Figure 11. *Mise en place d'une ride diapirique type.*

A. Elaboration de la surface de karstification K1 d'extension régionale.

B. Développement de la surface karstique K2 au droit de la ride elle-même liée à la distension du socle. La karstification s'accompagne de bréchification.(Brèches d'Etchebar) par dissolution et collapse.

non bréchifié, conservé sur les flancs des structures. Ce passage est visible au col d'Arhansus, à Bosmendiette (bordure orientale de la structure de Beloscare) ou au Lichançumendy (cluse du Saison, de l'Uthurrotche ou montagne d'Ahargou).

- *Le développement de la collapse*. Le phénomène s'observe dans des conditions particulièrement favorables dans le Lichançumendy où le glissement centripète en masse des brèches lié à la dissolution des évaporites triasiques est attesté par le développement de failles distensives parfois secondairement remplies de calcite ou de dolomite ou de larges boucles de slumps (figure 12).

- La disparition par *soutirage des marnes* du Lias supérieur. L'amorce du processus est observable au col d'Arhansus. A Beloscare, le résultat de ce soutirage conduit à la superposition de deux masses de brèches monogéniques. La première, inférieure, remanie le Lias inférieur et moyen. La seconde, susjacente, implique des éléments calcaires ou dolomitiques appartenant au seul Dogger (figure 13).

- enfin *la subsistance de bancs calcaires ou dolomitiques* du Lias inférieur et de l'Infralias au contact même du Trias évaporitique (Beloscare, Lichançumendy). La bréchification s'est faite *per descensum*, à partir de la surface karstique. Elle est plus ou moins développée en relation avec l'importance et la durée de l'halocinèse. Dans la région visitée, la sédimentation crétacée reprend d'une manière générale avec le Barrémien (Arbailles, Mail

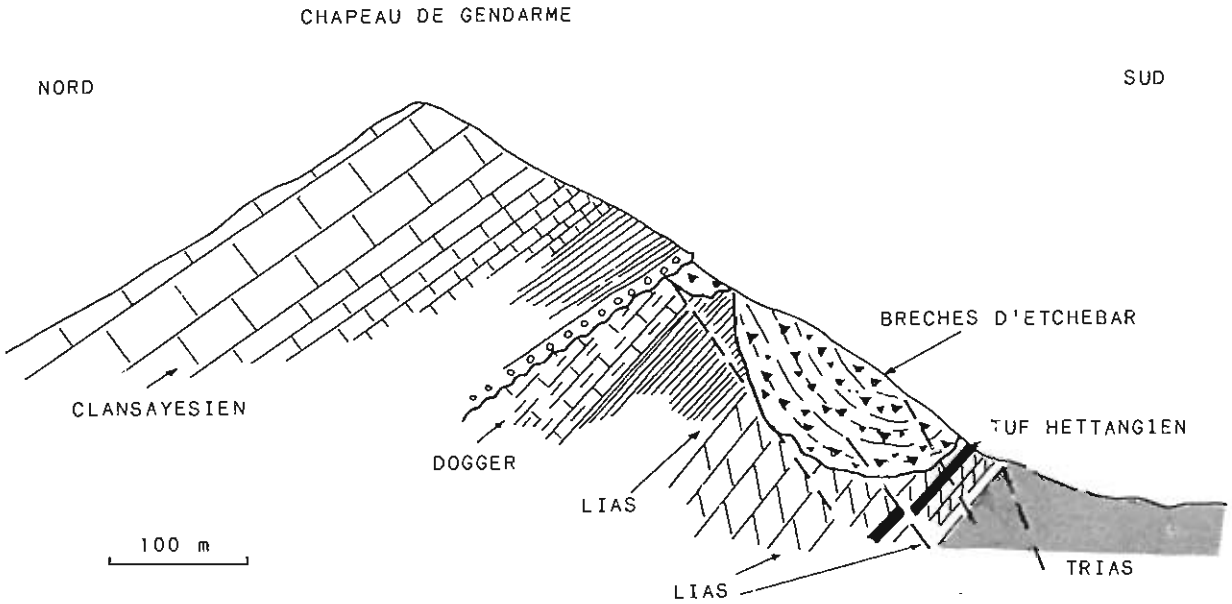


Figure 12. *Manifestation de la collapse* dans les brèches d'Etchebar, sur le versant occidental du Chapeau de Gendarme.

Arrouy, Sarrance) ou l'Aptien (Lichançumendy, Arguibelle, Layens, Ourdinse). A l'approche des rides, l'activité diapirique synsédimentaire se marque par :

- la *discordance cartographique ou angulaire* (Montcaou) du Crétacé inférieur sur son substrat jurassique ;

- le développement de *biseaux stratigraphiques* soulignant la persistance de zones hautes au droit des structures halocinétiques (Barrémien du Montcaou, Aptien du col d'Arhansus, de Sarrance et d'Urdach ; Albien de Bosmendiette et de Roquiague).

- L'apparition de *sédiments conglomératiques* (brèches clansayésiennes d'Etchebar ; poudingues clansayésiens du Col d'Arhansus et de Bosmendiette), traduisant le remaniement marin in situ des brèches de collapse sous-jacentes (figure 14).

- Le *remaniement des matériaux triasiques* diapiriques dans la série encaissante (cargneules et marnes du Keuper englobées dans le flysch albien de Roquiague).

- Enfin la mise en place de véritables *synclinaux de compensation* : synclinal clansayésien et albien des Arbailles bordant au Nord la ride d'Arhansus - Beloscare ; synclinal albien de Jaout établi au Sud de la ride du Montcaou ; fosse d'Erretzu bordant au Sud la structure de Roquiague. Les pentes topographiques créées se traduisent par des modifications notables d'épaisseur et de faciès (passage latéral à l'Aptien des calcaires du Montcaou aux marnes de Jaout ; conglomérats de la gouttière d'Erretzu).

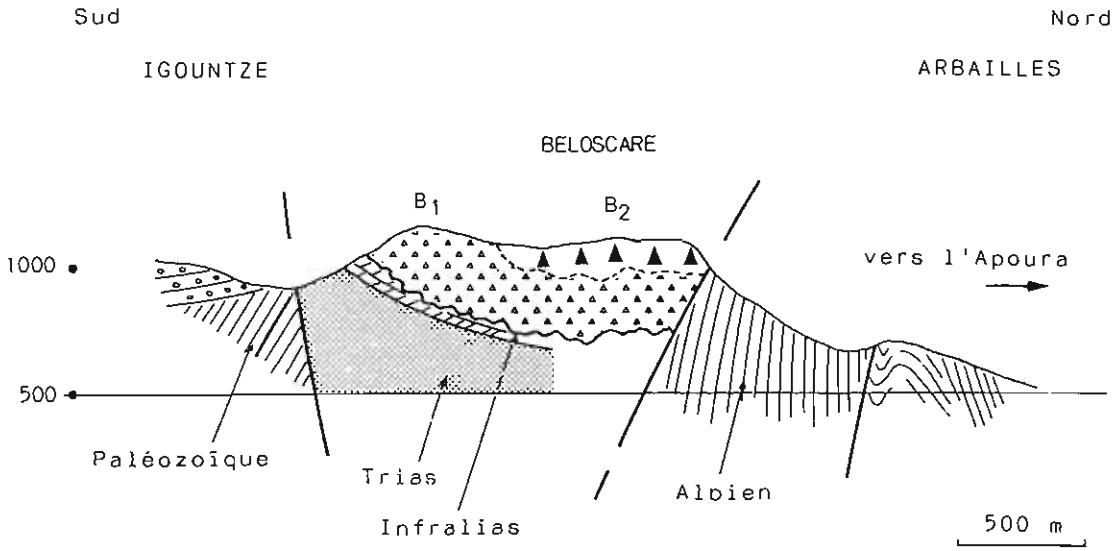


Figure 13. *La Brèche d'Etchebar dans la ride diapirique de Beloscare.* On remarque la superposition de la brèche B2 à éléments de Dogger à la brèche B1 dont les éléments sont essentiellement liasiques. Les marnes toarciennes ont disparu par soutirage.

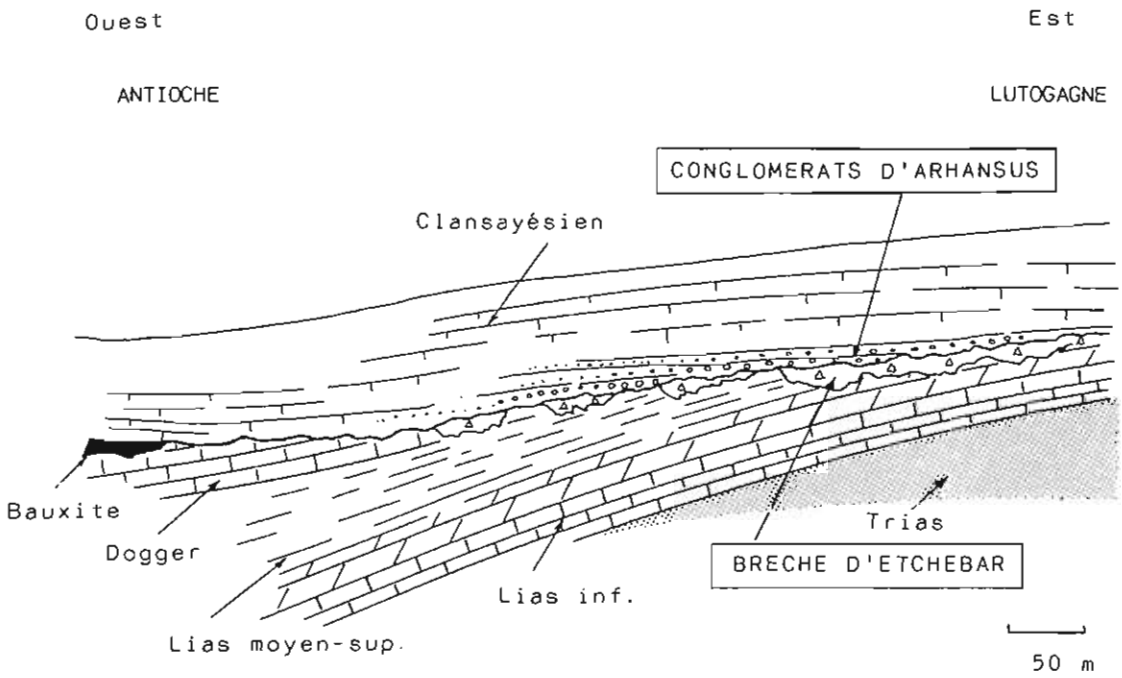


Figure 14. *Biseau d'érosion sur la ride d'Arhansus.* La Brèche d'Etchebar tapisse la surface karstique K2 du Jurassique. Au dessus, la série clansayésienne débute par les Conglomérats d'Arhansus qui remanient Jurassique et brèche et témoignent de la première installation de la mer crétacée sur la ride précédemment mise en place.

2. *Comparaisons*

Des biseaux d'érosion induits par l'activité salifère et établis au droit des structures halocinétiques sont généralement décrits dans les zones diapiriques demeurées extensives ou secondairement impliquées dans des structures compressives.

Dardeau et de Graciansky (1990), décrivent de nombreux exemples de séries jurassiques réduites ou érodées et parfois bréchifiées à l'approche du Trias diapirique des Baronnies et des Alpes maritimes : diapirs de Condorcet, de Montaulieu, de Propiac, de la Roquette sur Var et de Bouson par exemple (figure 15).

En Mer du Nord (Derumeaux, 1980 ; Kockel, 1990), l'une des surfaces d'érosion les plus importantes apparaît à la limite Jurassique-Crétacé. Mais des synclinaux de compensation se développent dès le Jurassique moyen et supérieur (figure 16).

Dans le bassin du Texas, la sédimentation post-aptienne contemporaine du diapirisme est essentiellement caractérisée, selon Seni et Jackson (1983), par une réduction d'épaisseur en direction de l'axe des montées salifères, par l'apparition de biseaux d'érosion bordiers, par le développement de synclinaux de compensation et par des modifications dans l'organisation

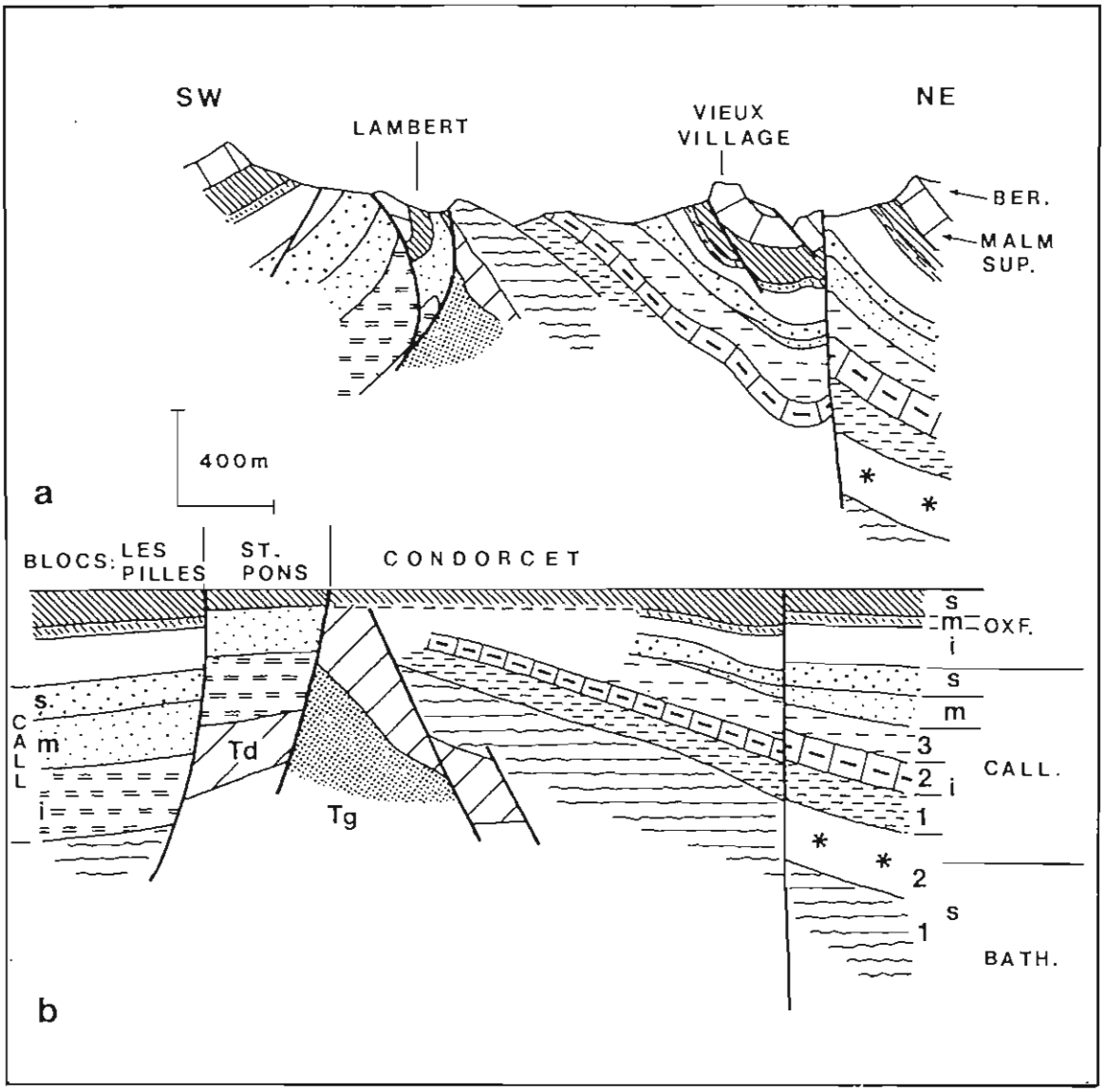


Figure 15. *Biseau d'érosion sous l'Oxfordien, au droit du diapir de Condorcet* dans le bassin dauphinois (d'après Dardeau et al. , 1990).

sédimentaire (mudmounds, récifs, corps sableux chenalisés) aux abords des structures.

L'influence de la topographie induite par halocinèse sur la dynamique sédimentaire a été bien soulignée par Perthuisot (1985). L'auteur note en particulier la présence de pentes favorisant le glissement des sédiments faiblement consolidés (golfe du Mexique), l'apparition de constructions carbonatées souvent récifales (golfe persique) et l'existence de paquets de Trias évaporitique remaniés dans la série encaissante (Tunisie, figure 17).

Plusieurs diapirs du Zagros, en Iran, montrent la présence d'accumulations bréchiques, notamment sur la paroi des "caldeiras" résultant de la dissolution du sel et de la

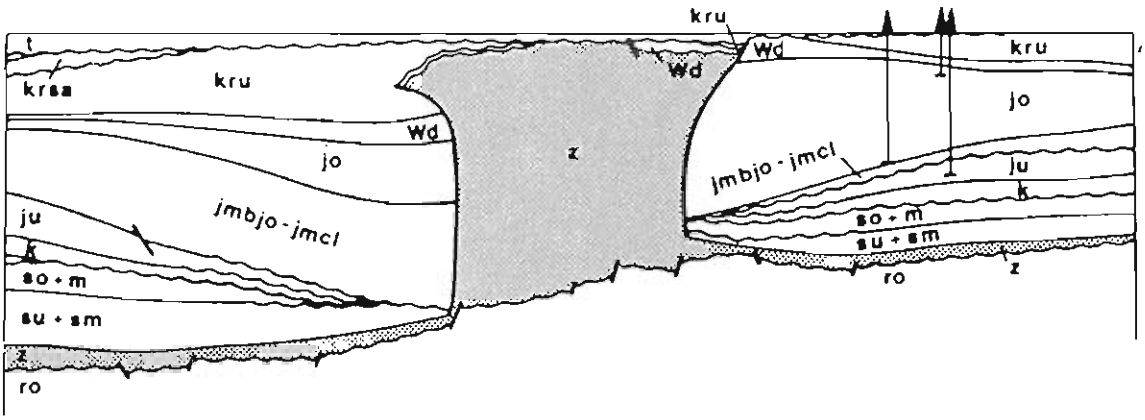


Figure 16. *Surface d'érosion crétacée sur un diapir du Zechstein, en Allemagne nord-occidentale* (in Kockel, 1990). On remarque les synclinaux de compensation au sein du Jurassique (J) et du Crétacé inférieur (W; Kru).

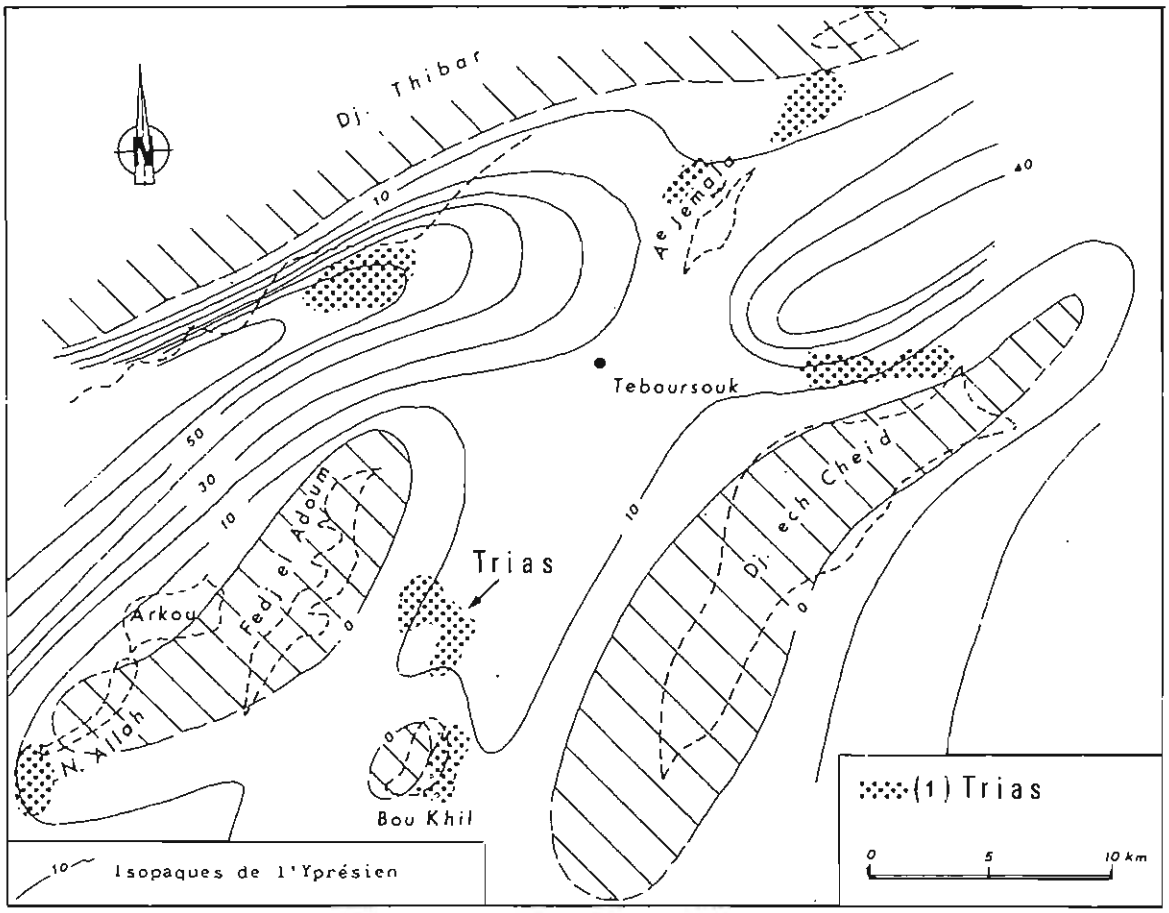


Figure 17. *Remaniements syndiapiriques de Trias* dans l'Yprésien de la région de Teboursouk-Tunisie (d'après Perthuisot, 1985).

collapse des matériaux insolubles. Ces accumulations sont également très fréquentes (figure 18) dans les glaciers de sel (Davoudzadeh, 1990). De tels phénomènes permettent d'expliquer l'absence très générale de matériaux salifères (dissolution aérienne suivie d'écoulement dans le milieu marin) et le développement de brèches à éléments jurassiques (effondrement de la voûte carbonatée au-dessus du sel en cours de dissolution) dans les structures diapiriques ouest-pyrénéennes (Beloscare, Lichançumendy, Roquiague).

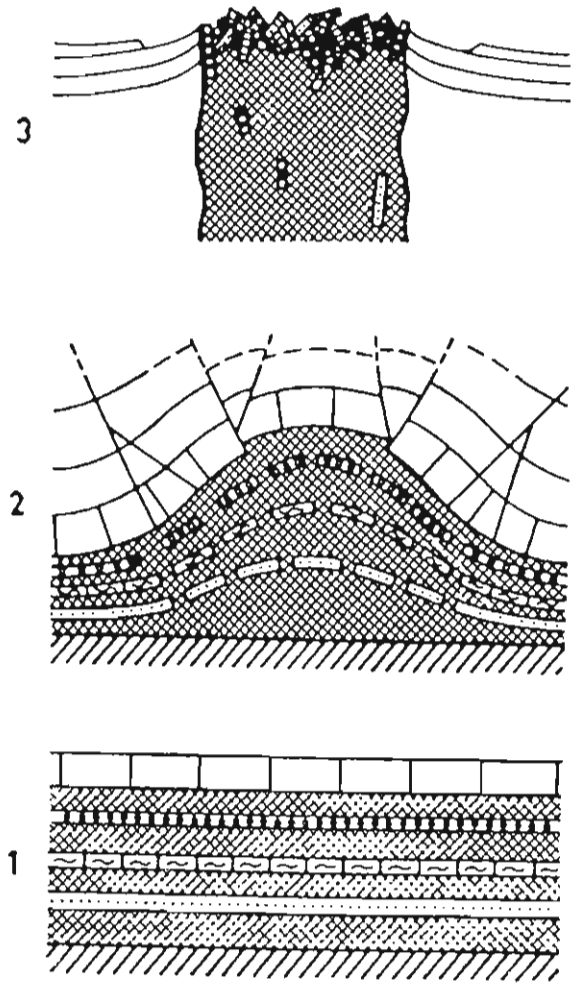


Figure 18. *Brèchification par dissolution et collapse dans les diapirs du Zagros-Iran* (in Davoudzadeh, 1990). La brèche admet des éléments provenant à la fois d'intercalations dans le sel (ici cambrien) et de couches appartenant à l'enveloppe sédimentaire du diapir.

PLANCHE I

A - *Lourdios -Terminaison périclinale ouest de l'anticlinal de Sarrance*

On remarque la réduction d'épaisseur de l'Urgonien (Aptien supérieur) sur le flanc sud (à gauche) du pli.

B - *Synclinal de Jaout*

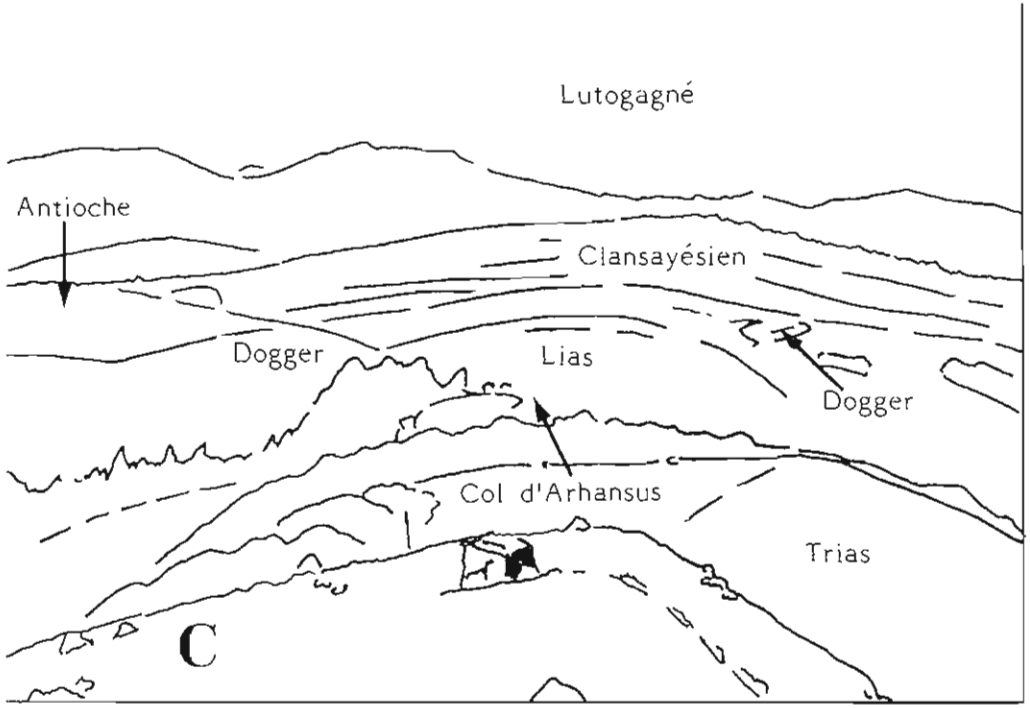
Sur le flanc sud de la ride du Montcaout les calcaires urgo-aptiens passent latéralement aux marnes à Spicules. Le synclinal de Jaout est superposé au synclinal de compensation éocrétacé.

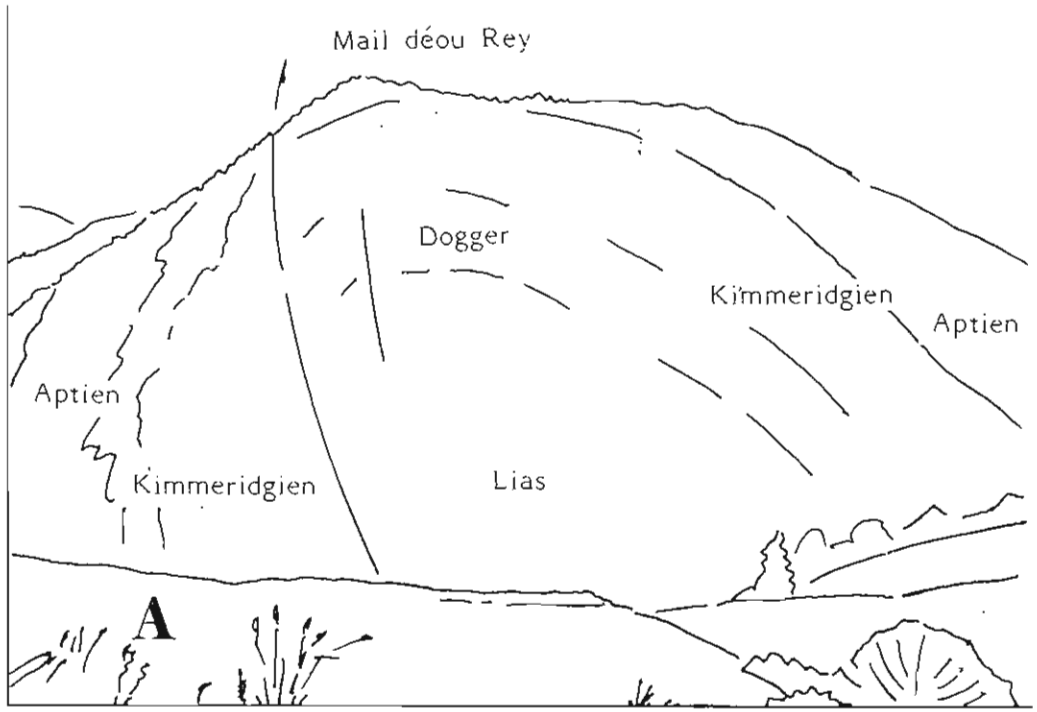
C - *Ride satellite d'Arhansus*

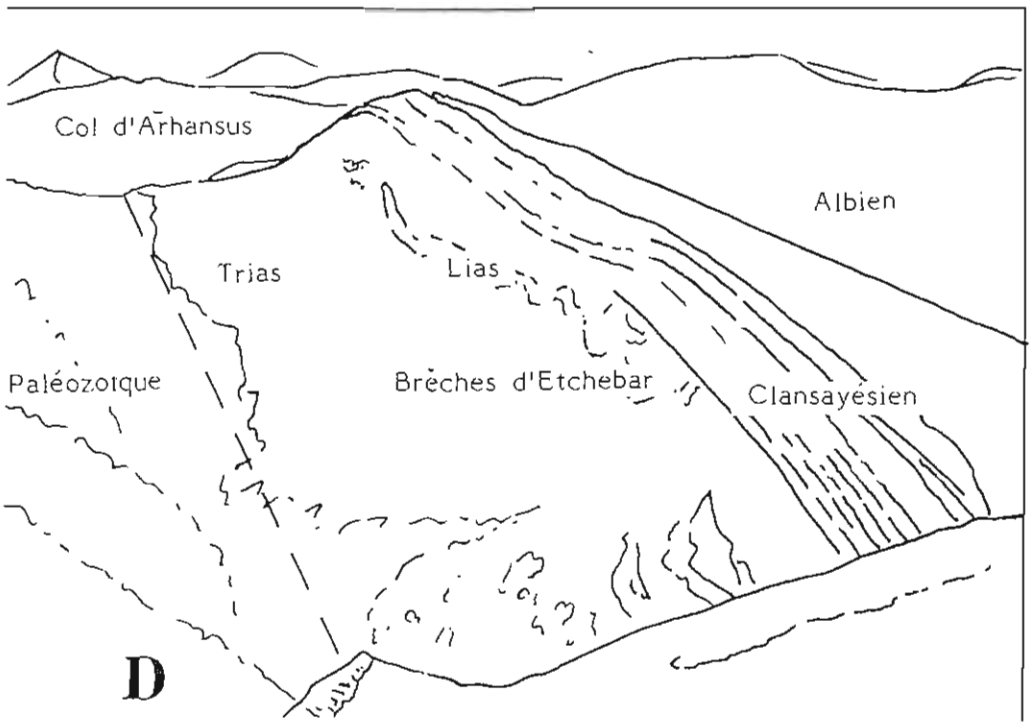
A l'Est (droite) du Col le Trias diapirique traversant le Jurassique est directement recouvert par les Calcaires clansayésiens.

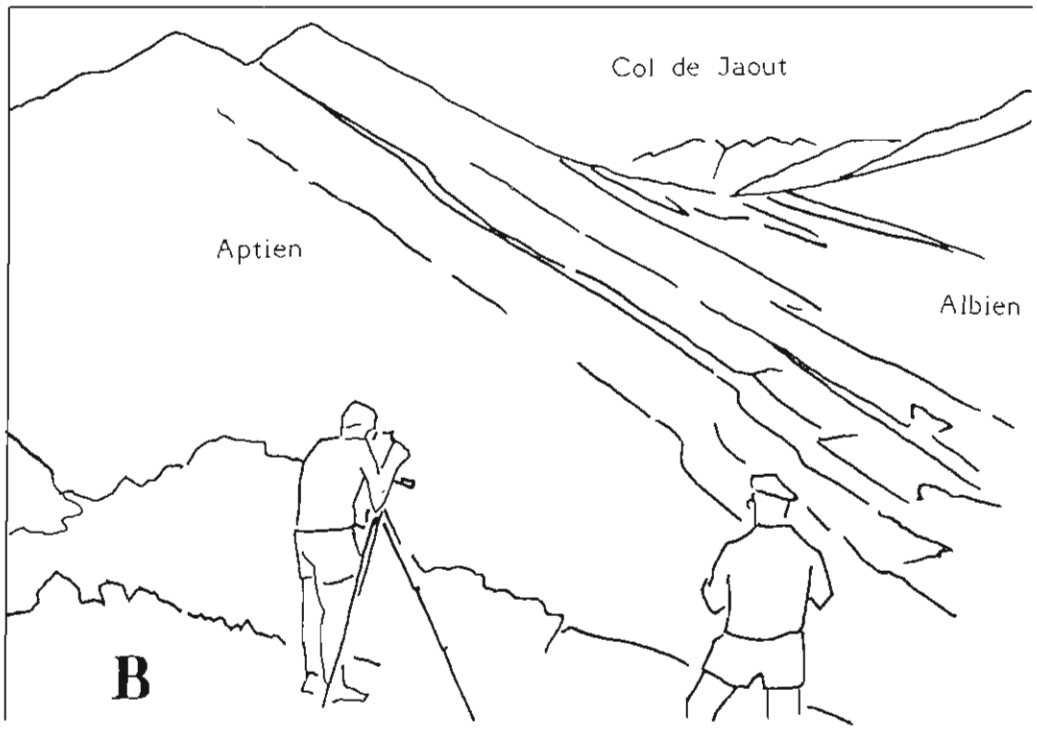
D - *Ride de Haute Soule. Panorama.*

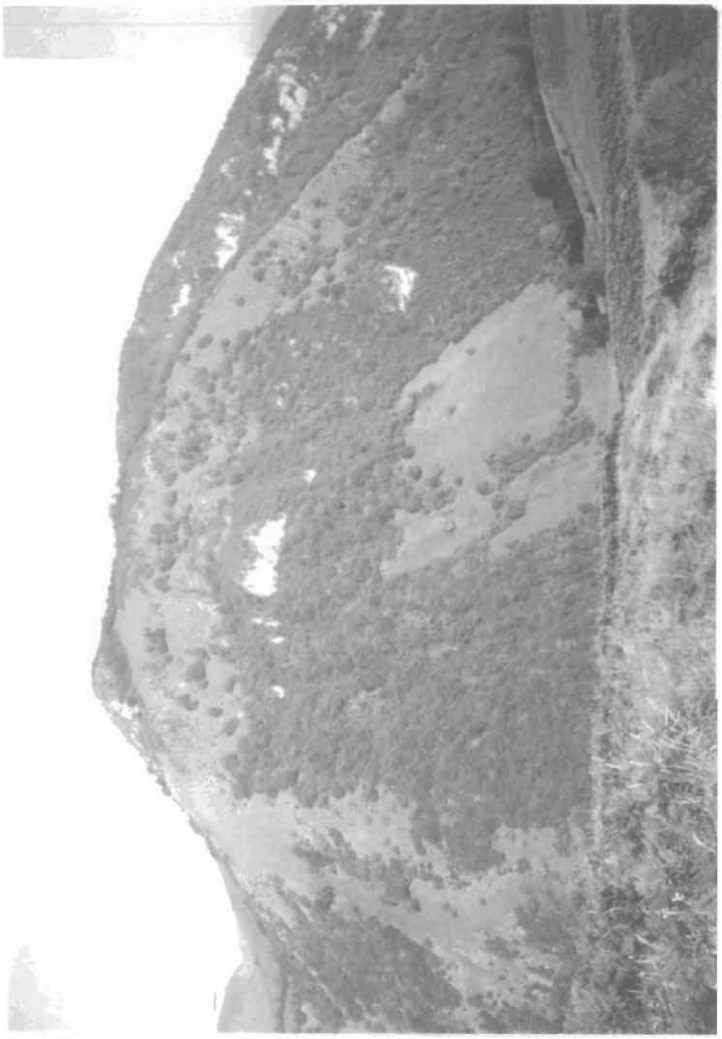
Cette ride court à l'articulation du bloc des Arbailles à droite et du bloc de Mendibelza à gauche.


Lutogagné
Antioche
Clansayésien
Dogger
Lias
Dogger
Col d'Arhansus
Trias
C


Mail déou Rey
Dogger
Kimmeridgien
Aptien
Aptien
Kimmeridgien
Lias
A


Col d'Arhansus
Albien
Trias
Lias
Paléozoïque
Brèches d'Etchebar
Clansayésien
D


Col de Jaout
Aptien
Albien
B



C. DIAPIRISME ET EUSTATISME

1. Observations régionales

Nous venons de voir que l'activité diapirique est intimement liée à la tectonique du socle (rifting) et qu'elle a des effets sur la sédimentation, reconnus notamment à travers les caractères des dépôts contemporains de l'halocinèse et la nature des surfaces d'érosion qui les recoupent.

Sur le terrain, *la tectonique diapirique semble d'une manière générale discontinue, saccadée.* A Beloscare par exemple, le phénomène est postérieur au Jurassique qui se trouve totalement ou partiellement bréchifié (B. d'Etchebar). Le Clansayésien et l'Albien inférieur calcaires sont épargnés par la bréchification, au moins dans la bordure occidentale et septentrionale de la structure. Mais au Nord de Bosmendiette, cette dernière est intrusive dans la série des marnes albiennes à Spicules.

De même dans le Lichançumendy la brèche aptienne d'Etchebar est recouverte par la séquence clansayésienne du Chapeau de Gendarme (figure 19). Cette dernière recouvre en discordance la brèche slumpée qu'elle remanie à sa base dans un conglomérat marin littoral. Suit en concordance (Canérot et Lenoble, 1989), une série terrigène (grès, silts, marnes noires silteuses) puis carbonatée (calcaires bioclastiques en barres, calcaires récifaux et calcaires à Toucasia) au sein de laquelle n'apparaît aucune trace de diapirisme (absence de brèches à éléments jurassiques ou triasiques).

En un point, à l'Ouest d'Etchebar, ces carbonates sont repris dans une brèche marine pincée sur le front chevauchant vers le NW de l'Etchebar-Mendy et dont la position stratigraphique n'a pu être établie avec précision. Suivent vers le Nord des marnes schisteuses noires de l'Albien admettant à leur base une construction carbonatée de type mudmound. Or dans le creux effondré du diapir ces mêmes marnes reposent directement sur les argiles ophitiques du Keuper. Cette fois encore aucun sédiment bréchique remaniant le Trias et de nature à indiquer l'existence d'une halocinèse synsédimentaire n'a été observé.

En réalité l'organisation des dépôts crétacés (clansayésien-Albien) est étroitement dépendante des fluctuations eustatiques du niveau de la mer (Canérot, 1988b).

Ainsi, dans la séquence clansayésienne du Lichançumendy, le conglomérat de base indiquerait le prisme de bas niveau marin ; l'ensemble terrigène conglomérats → grès → silts appartiendrait à l'intervalle transgressif ; les marnes et calcaires sus jacents matérialiseraient le prisme de haut niveau marin. Une discontinuité indiquant une chute rapide du niveau de la mer séparerait ce dernier ensemble du cortège sédimentaire de bas niveau (marnes et mundmound) appartenant à la séquence albienne sus-jacente.

L'absence de trace sédimentaire directe du diapirisme semble indiquer que les

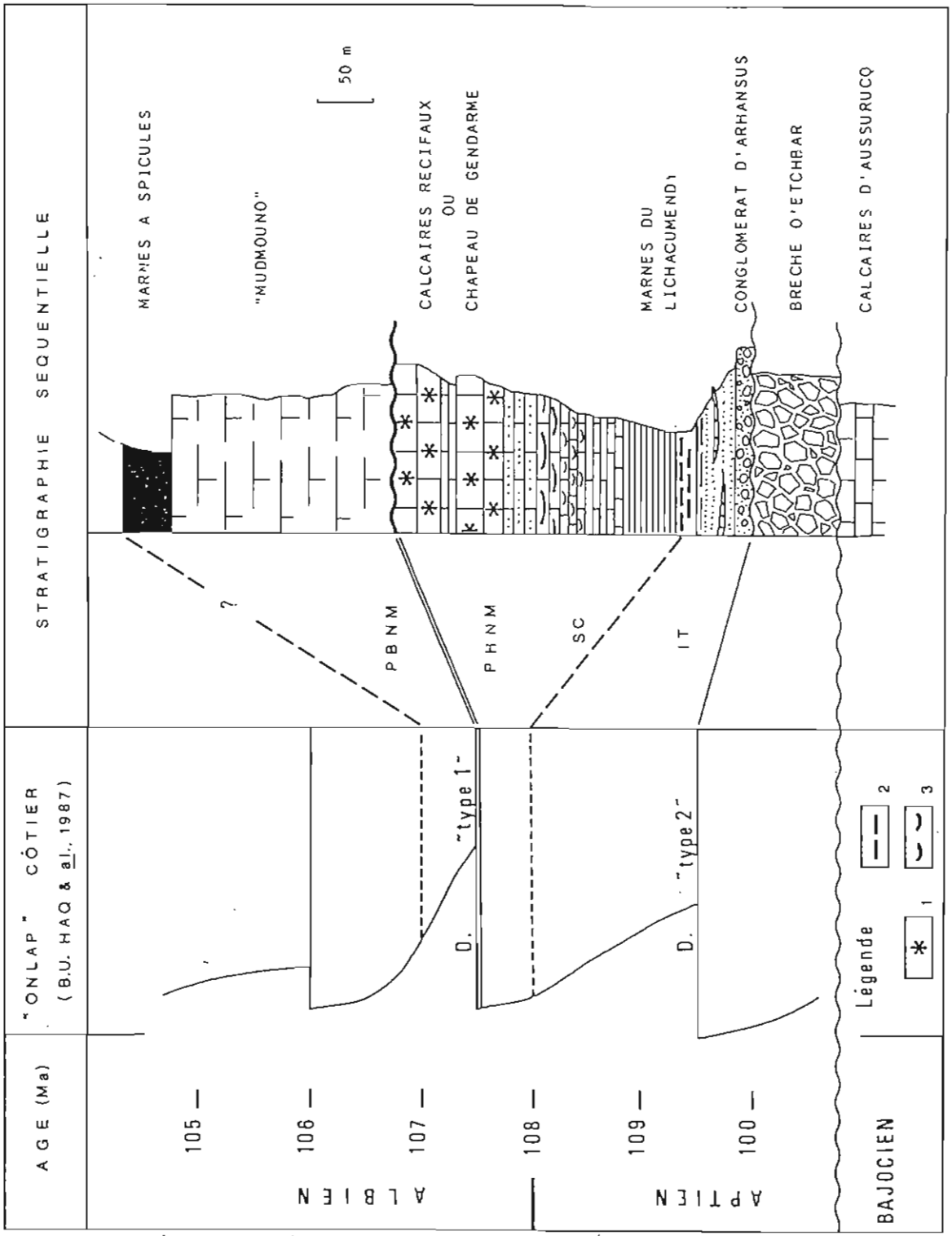


Figure 19. *Stratigraphie séquentielle au passage Aptien-Albien dans le Lichançumendy.* 1. Récifs de Polypiers; 2. niveau à nodules ferrugineux; 3. Microsolénidés.

fluctuations eustatiques qui ont déterminé l'agencement des dépôts sont trop rapides (moins de 2 M.a.) pour enregistrer les effets de l'halocinèse. A l'échelle des cycles de 3ème ordre, (Haq et al., 1987), cette dernière apparaîtrait ainsi au même titre d'ailleurs que la tectonique de socle dont elle dépend, comme un processus relativement continu. Il n'en reste pas moins vrai que pour une période plus longue, le processus halocinétique apparaîtra, conformément à l'idée généralement admise, comme discontinu.

Néanmoins, en l'absence de données précises en termes de stratigraphie séquentielle concernant l'encaissant crétacé des diverses structures diapiriques des Pyrénées occidentales, cette interprétation des relations entre tectonique salifère et eustatisme ne peut avoir, pour l'instant, qu'une valeur d'hypothèse.

2. Comparaisons

Le phénomène diapirique a été d'une manière générale considéré comme discontinu en raison de l'analyse de ses effets sur la sédimentation : remaniement du Trias, horizons bréchiques, discordances angulaires, biseaux d'érosion etc... C'est le cas en particulier en Tunisie (Perthuisot et *al.*, 1988), dans le domaine péri-alpin (Dardeau et *al.*, 1990) ou en mer du Nord (Kockel, 1990). Or, les séries encaissantes comportent de nombreuses lacunes sédimentaires et leur découpage en cycles n'a généralement pas été réalisé.

Dès lors si la dépendance génétique des processus halocinétiques par rapport à la tectonique extensive de socle (et par voie de conséquence leurs chronologies respectives) semble bien établie, il est encore trop tôt pour préciser les relations entre les rythmes de déplacement des évaporites et les séquences de dépôt d'origine eustatique.

D. DIAPIRISME, METAMORPHISME ET HYDROTHERMALISME

1. Observations générales

Des recristallisations et paragenèses au sein des séries mésozoïques de la Zone Nord-Pyrénéenne visitée sont connues depuis fort longtemps. Les minéraux de néoformation ont été tout d'abord rattachés au métamorphisme de contact de l'ophite. Ce fut en particulier le cas du dipyre rencontré dans le Trias de Gotein-Libarrenx, sur la bordure occidentale de la structure de Roquiague (Viennot, 1927).

Par la suite, ces phénomènes ont été d'une manière générale attribués au métamorphisme pyrénéen, donc au flux de chaleur provoqué par l'amincissement crustal crétacé entre Europe et Ibérie.Il est vrai que notre région se situe dans le prolongement occidental de la Zone Interne Métamorphique des auteurs (Souquet et *al.*, 1975, 1977, 1985).

Une étude de ces recristallisations et paragenèses est en cours. Il est donc trop tôt pour dégager des conclusions définitives sur l'origine de ces phénomènes et leurs relations avec le diapirisme. On constate néanmoins que ces manifestations cristallographiques apparaissent d'une manière préférentielle aux abords immédiats des structures halocinétiques.

Ainsi à Sarrance, dans le coeur de l'anticlinal diapirique, au droit du Pic Saraillé, le métamorphisme des calcaires et marnes liasiques est tel que tous les restes fossilisés ont disparu, exception faite des rostres de Bélemnites. Des Ammonites ont cependant été trouvées dans la terminaison périclinale Est du pli. Or, on constate que la ride diapirique de Sarrance est particulièrement développée dans ce même secteur central du Saraillé où le Trias recouvre aujourd'hui à l'horizontale les marnes albiennes du synclinal de Lourdios, plus méridional.

Dans le Lichançumendy, la recristallisation est également la règle au sein des brèches d'Etchebar appartenant à l'enveloppe nord du diapir. Le plus souvent s'observent des cristaux de calcite ou de pyrite. Mais en un point, au Col d'Arbits (Guignard, 1957 ; Hogrel Made, 1988) ont été signalés des cristaux automorphes d'orthose et de plagioclase (albite). Une étude en cours (thèse de Lenoble) montre en réalité un large éventail de paragenèses (détermimations Monchoux) :

- Albite : cristaux microscopiques (375 microns maximum) présentant les macles simple et multiple du minéral et celle du "Roc Tourné".
- Micas comprenant la Phlogopite et la Chlorite (quelques dizaines de microns).
- Tourmaline rare en très fines baguettes.
- Pyrite (cubes millimétriques).
- Calcite xénomorphe de taille très variable.

Ces minéraux néoformés jalonnent des microfissures ou remplissent des cavités de dissolution (bioclastes, bioturbations) au sein de la formation bréchique aptienne (Planche VI) Les affleurements montrent en outre des imprégnations ferriques (paillettes d'oligiste) en relation probable avec le "Tuf hettangien de Dubar", sous-jacent.

C'est également à proximité des affleurements triasiques qu'ont été reconnus les cristaux de quartz et d'Albite de néoformation de Béloscare, du Montcaou ou, plus à l'Est, de la forêt de Très Crouts en Bigorre. Le développement du Dipyre dans les calcaires du Muschelkalk de Gotein peut aussi s'expliquer par la mise en place du diapir complexe de Roquiague, au Crétacé inférieur et moyen.

2. Comparaisons

Les phénomènes de recristallisation de la série jurassique et éocrétacée sont très répandus dans la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées Centrales et Orientales (Souquet et *al.*, 1985). Comme je l'ai précédemment indiqué, ces néoformations ont été considérées comme liées au métamorphisme crétacé nord-pyrénéen dans la mesure où le domaine considéré se

situait alors à l'articulation Europe-Ibérie, autrement dit dans la zone d'amincissement crustal lié à l'écartement des deux plaques. L'influence de l'halocinèse des évaporites triasiques dans l'élaboration des paragenèses observées au sein des carbonates (scapolites) ou des flyschs (sericite-chlorite) n'a pu encore y être clairement déterminée.

En revanche les relations entre métamorphisme et halocinèse crétacés ont été bien établies en Ariège et Haute Garonne, le long du Front de Chevauchement Nord-Pyrénéen (figure 20), donc en dehors de la Zone Interne Métamorphique (Thiébaut et *al.*, 1988). A Betchat en particulier, les auteurs ont montré que les évaporites triasiques se trouvent associées par halocinèse au flysch néocrétacé dans un complexe chaotique au sein duquel le métamorphisme daté de 107 M.a. (limite Aptien-Albien) est caractérisé par la présence de nombreux minéraux, tant au sein du gypse (phlogopite, talc...) que du marbre (albite, dipyre) ou des dolomies (sericite, quartz, dipyre).

Les paragenèses sont également très développées dans les modèles iraniens (Sabzehei, 1990). Ainsi aux abords des diapirs perçants d'Ormuz apparaissent, essentiellement dans les fractures des roches sédimentaires ou volcaniques accompagnant les montées salifères, des minéraux tels que l'Aegyrine, la magnésioriebeckite et l'Albite indiquant un métamorphisme de basse température et haute pression.

3. *Interprétation*

En Iran, les migrations halocinétiques sont essentiellement liées à l'enfouissement des masses salifères cambriennes sous une épaisse (plus de 10 000 mètres) couverture sédimentaire. On sait en effet (Davoudzadeh, 1990) que lorsqu'il se trouve porté à une profondeur de 7 000 m au moins et que sa température atteint 205°, le sel devient mou et plastique. Sa migration est en outre facilitée par la répartition irrégulière des charges au sein de la couverture et par voie de conséquence par la dynamique du bassin sédimentaire concerné. Les fluides inclus dans les sédiments encaissants ont enfin joué un rôle déterminant dans de tels déplacements.

Dans les Pyrénées occidentales, le diapirisme s'inscrit dans un contexte légèrement différent. En effet l'halocinèse des évaporites triasiques s'est produite lorsque la couverture jurassique et éocrétacée ne dépassait guère 3 ou 4 000 m d'épaisseur. Le flux de chaleur n'est donc pas essentiellement lié à l'enfouissement. On peut dès lors en rechercher l'origine dans l'amincissement crustal crétacé à l'articulation Europe et Ibérie qui a provoqué le métamorphisme pyrénéen. Dauteuil et Ricou ont montré (1989) que ce métamorphisme a été favorisé par la circulation de fluides de haute température issus de la zone profonde inter-plaque (figure 21). Cette origine hydrothermale avait d'ailleurs été déjà proposée par Lacroix dans son mémoire sur la Minéralogie de la France et de ses Colonies (1893-1910). Il convient cependant

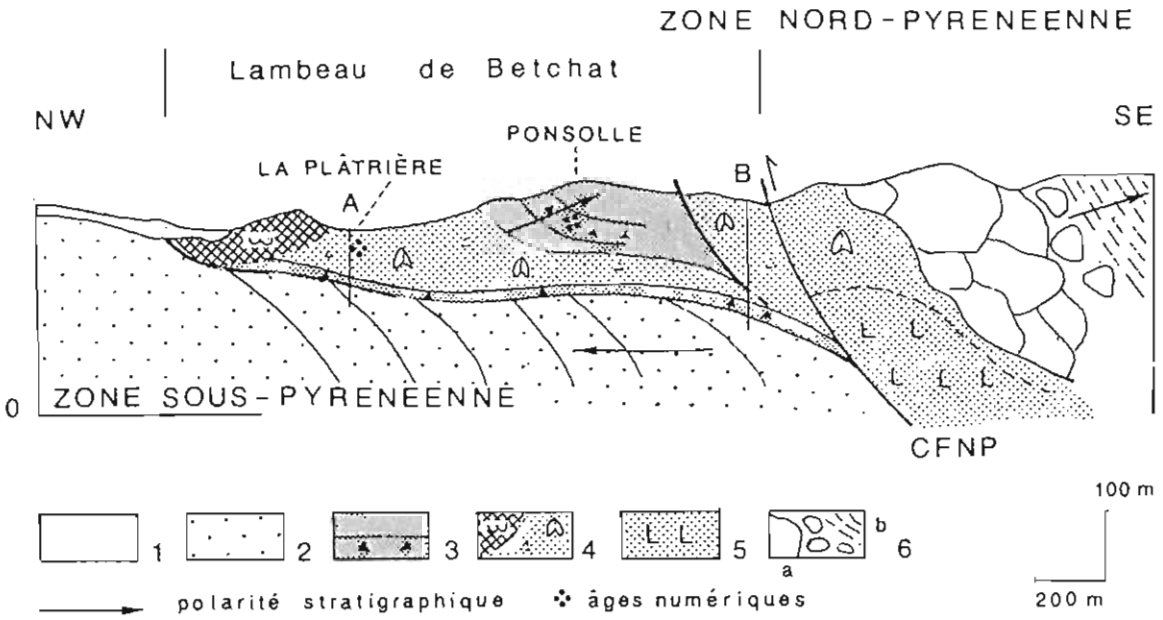


Figure 20. *Coupe structurale du complexe évaporitique de Betchat* (Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen). On note la présence de sel gemme métamorphique à l'articulation entre Zones Nord et Sous-Pyrénéenne soit au nord de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées centrales (d'après Thiébaut et al.,1988).

1. Dépôts superficiels; 2. Néocrétacé et Paléogéne de la Zone Sous-Pyrénéenne; 3. Flysch santonien; 4. Brèche gypsifère à Ophite; 5. Sel gemme métamorphique; 6. Flysch albien de la Zone Nord-Pyrénéenne.

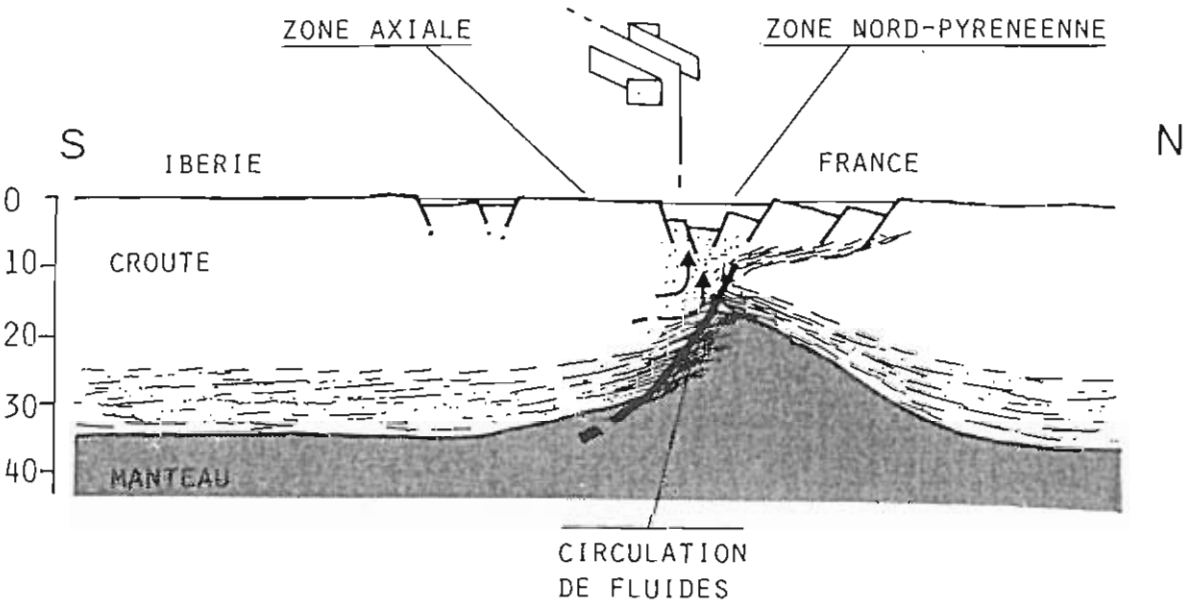


Figure 21. *Modéle d'évolution crustale des Pyrénées* à l'Albo-Cénomanien (d'après Dauteuil et Ricou, 1989).

de noter que cette zone reste étroite (15 kms au plus), alors que le diapirisme intéresse un domaine beaucoup plus vaste, tant vers le Nord, en Aquitaine, que vers le Sud, en territoire espagnol. On peut dès lors considérer que la migration des évaporites triasiques (et par voie de conséquence l'anomalie thermique susceptible de favoriser l'halocinèse) s'est produite sur une aire de rifting crétacé intéressant non seulement la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées mais aussi les marges bordières de l'Europe et de l'Ibérie. Des observations comparables ont été faites en domaine vocontien où un gradient géothermique anormal, d'extension régionale, (figure 22) lié au rifting péri-alpin, accompagne la phase de diapirisme oligocène en domaine vocontien (Perthuisot et Guilhaumou, 1983). Ici encore, l'élévation du champ thermique contemporaine de l'halocinèse a été marquée par des néoformations (Albite, feldspaths potassiques, talc, chlorite, barytine) favorisées par des circulations de fluides chauds.

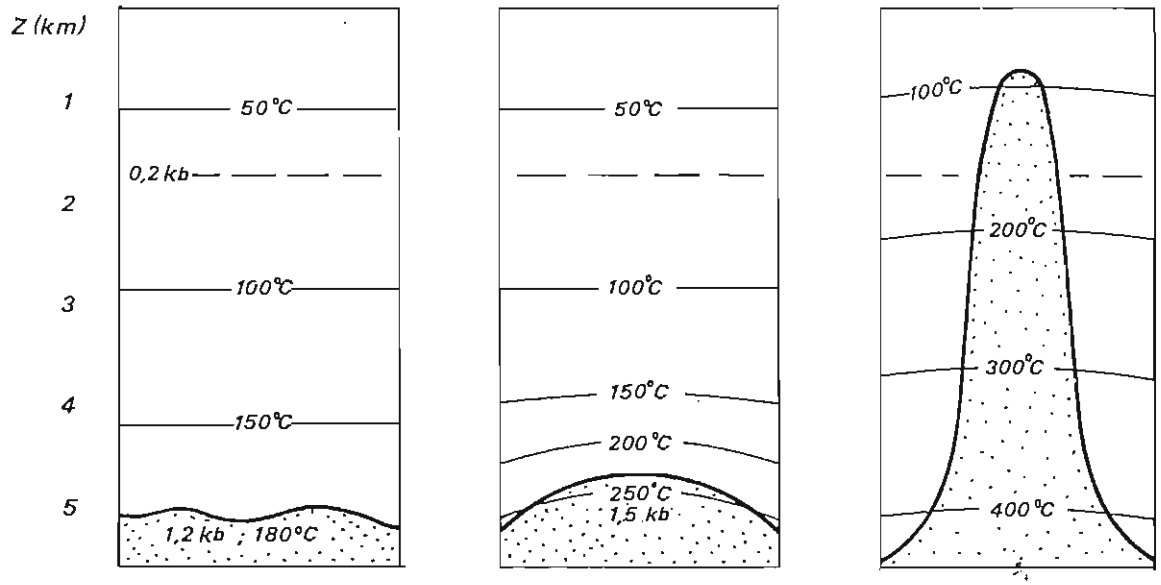


Figure 22. Schéma montrant *l'hypothèse de la simultanéité du diapirisme et de l'établissement d'un gradient thermique anormal.* Exemple du Tertiaire du domaine vocontien (d'après Perthuisot et Guilhaumou, 1983).

PLANCHE II

A - *Col d'Arhansus. La Brèche d'Etchebar.*

On remarque le soutirage des marnes, au sein des calcaires du Dogger.

B - *Le Conglomérat d'Arhansus. Détail.*

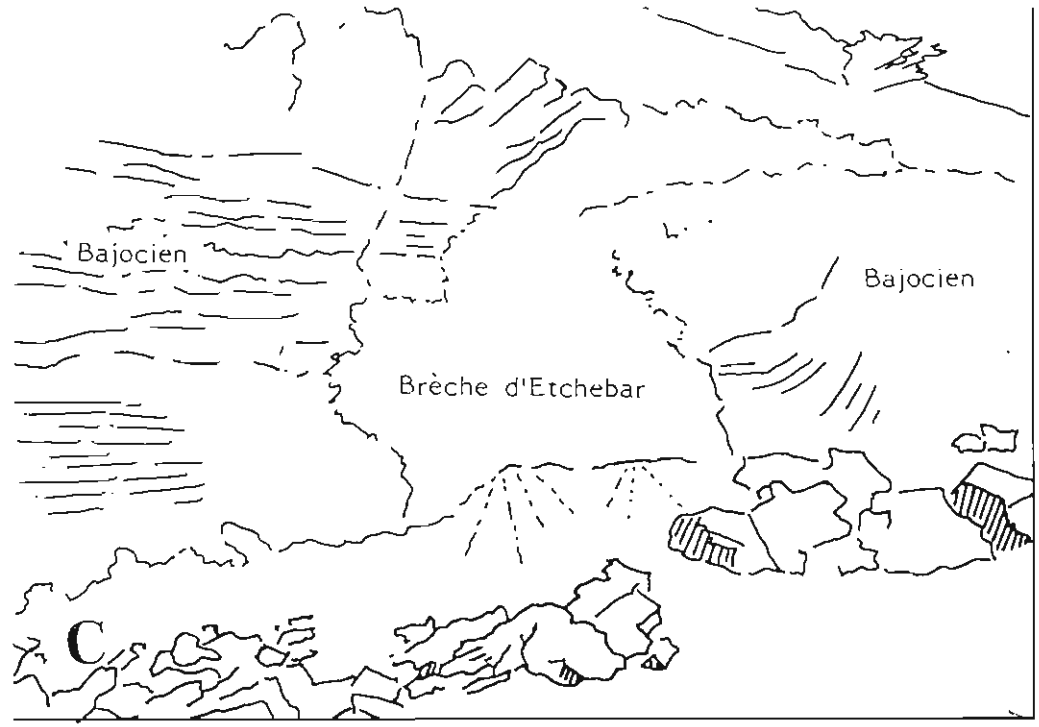
Les éléments calcaires de la brèche d'Etchebar sont liés par un ciment argilo-silteux.

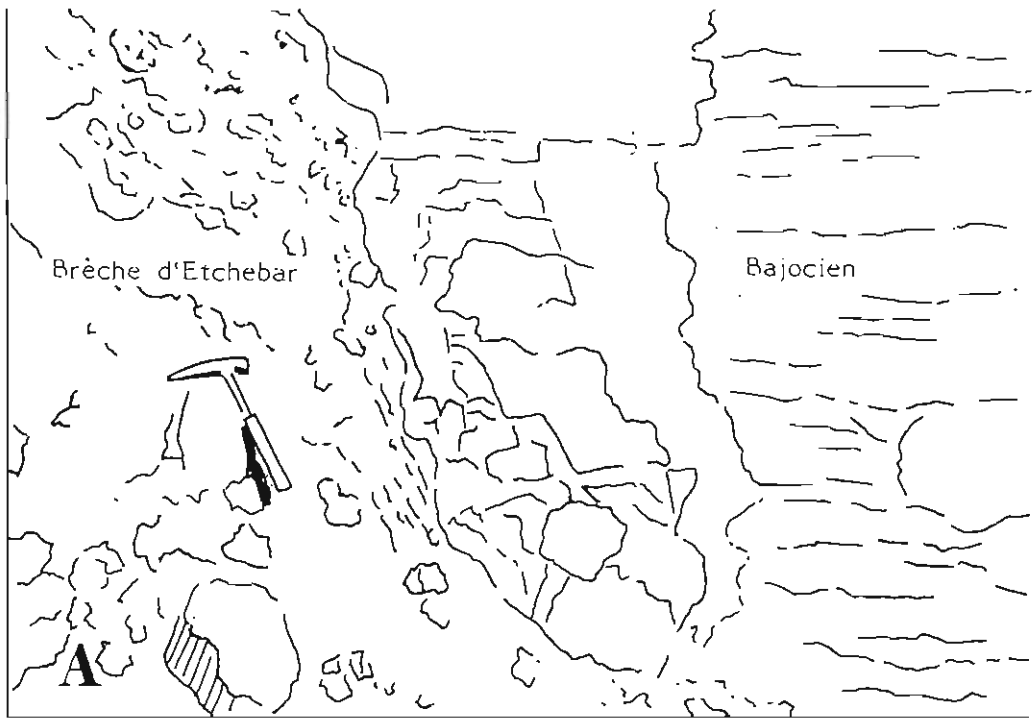
C - *Col d'Arhansus. La Brèche d'Etchebar.*

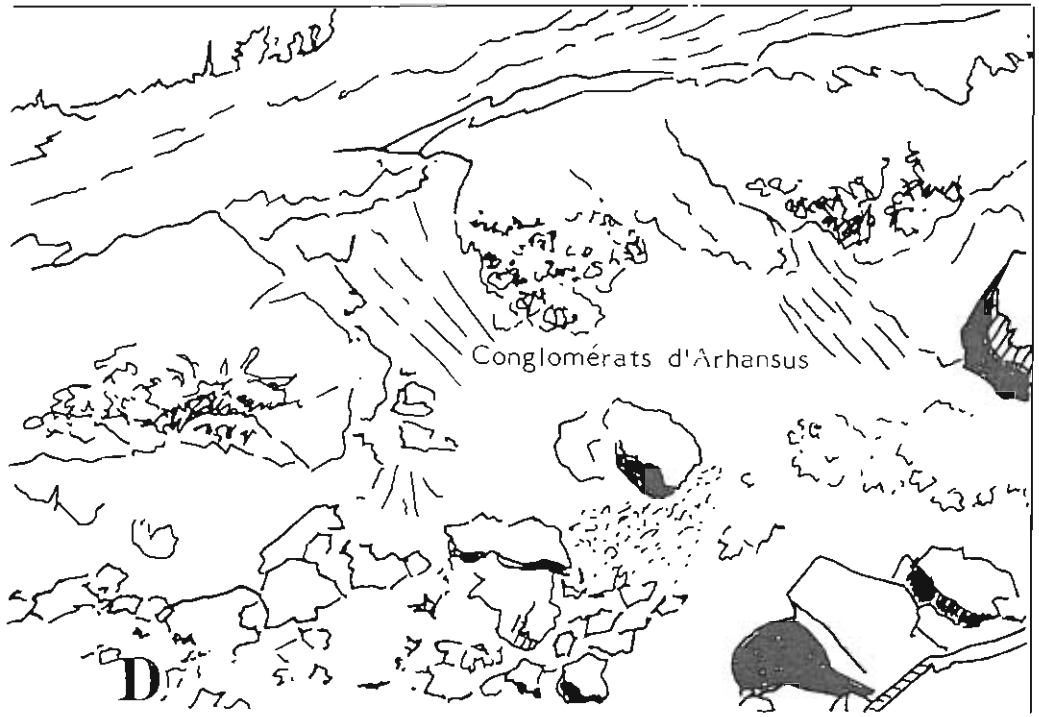
La collapse a déterminé l'effondrement des bancs de calcaires bajociens et la formation "in situ" de la brèche monogénique.

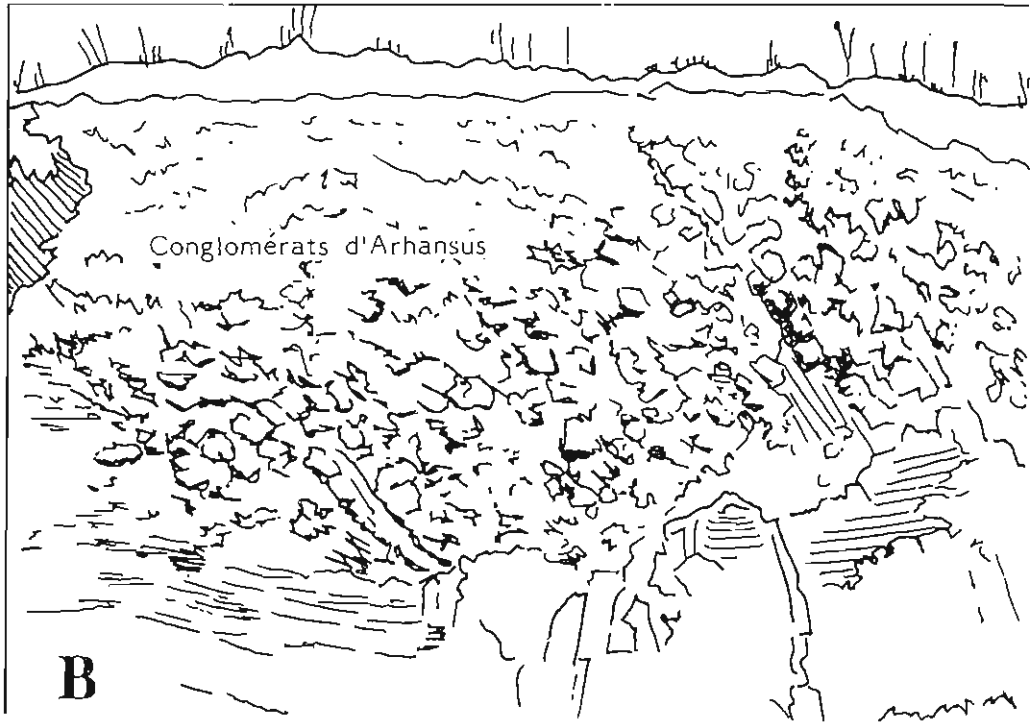
D - *Le conglomérat d'Arhansus. Vue d'ensemble.*

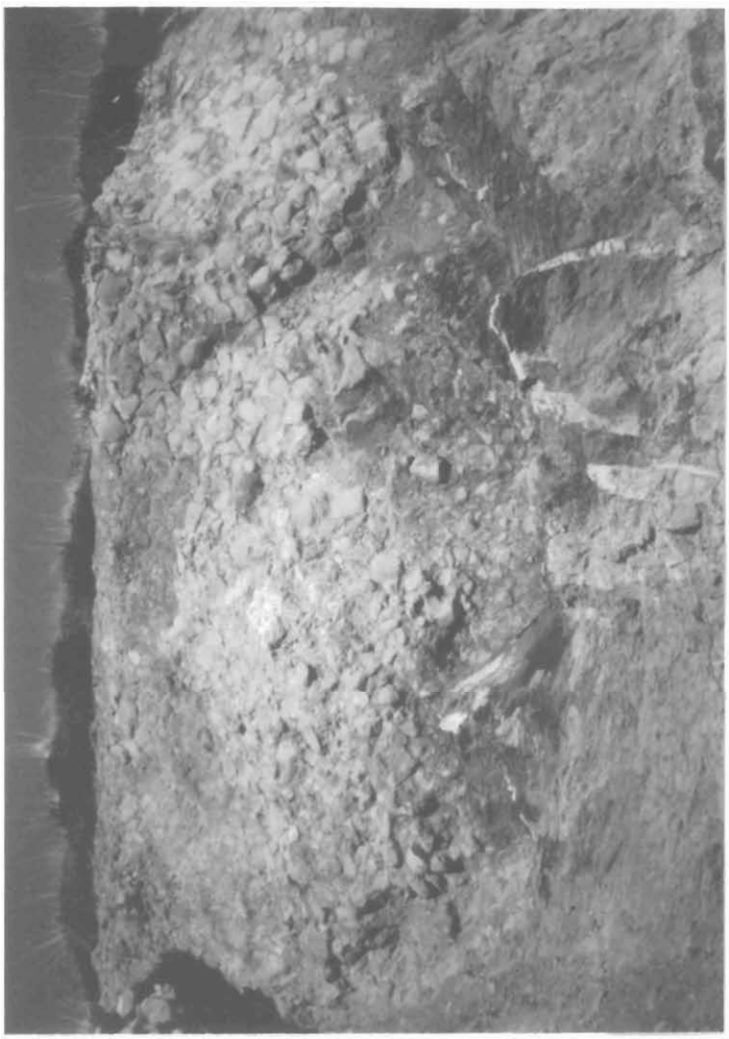
Plusieurs séquences conglomérat - grés - silt ligniteux témoignent de la reprise de la sédimentation marine (prisme transgressif) clansayésienne sur la ride satellite d'Arhansus.


Bajocien
Bajocien
Brèche d'Etchebar
C


Brèche d'Etchebar
Bajocien
A


Conglomérats d'Arhansus
D


Conglomérats d'Arhansus
B



E. DIAPIRISME ET DYNAMIQUE DE LA MARGE IBERIQUE DES PYRENEES OCCIDENTALES

1. Observations régionales

Dans la zone nord-pyrénéenne visitée, comme nous l'avons précédemment souligné, le diapirisme des évaporites triasiques s'inscrit harmonieusement dans le cadre de l'évolution géodynamique de la marge ibérique des Pyrénées occidentales.

Les dépôts salifères n'ont généralement pas été conservés. Néanmoins la nature des matériaux (argiles lie-de-vin, calcaires, dolomies, brèches, caractérisant le Keuper, montre que les dépôts se sont effectués en milieu de sabkha. Les évaporites étaient vraisemblablement incluses dans de multiples séquences élémentaires associant les éléments solubles et insolubles. Une telle association a probablement freiné la migration des évaporites.

Aucun mouvement halocinétique jurassique n'a pour l'instant pu être mis en évidence. Le rifting NW-SE fut vraisemblablement trop faible et la charge sédimentaire nettement insuffisante (figure 23). Les différents stades d'évolution des structures diapiriques s'échelonnent au cours de la période de distension puis de transtension du *Crétacé inférieur et moyen* (Canérot, 1990) :

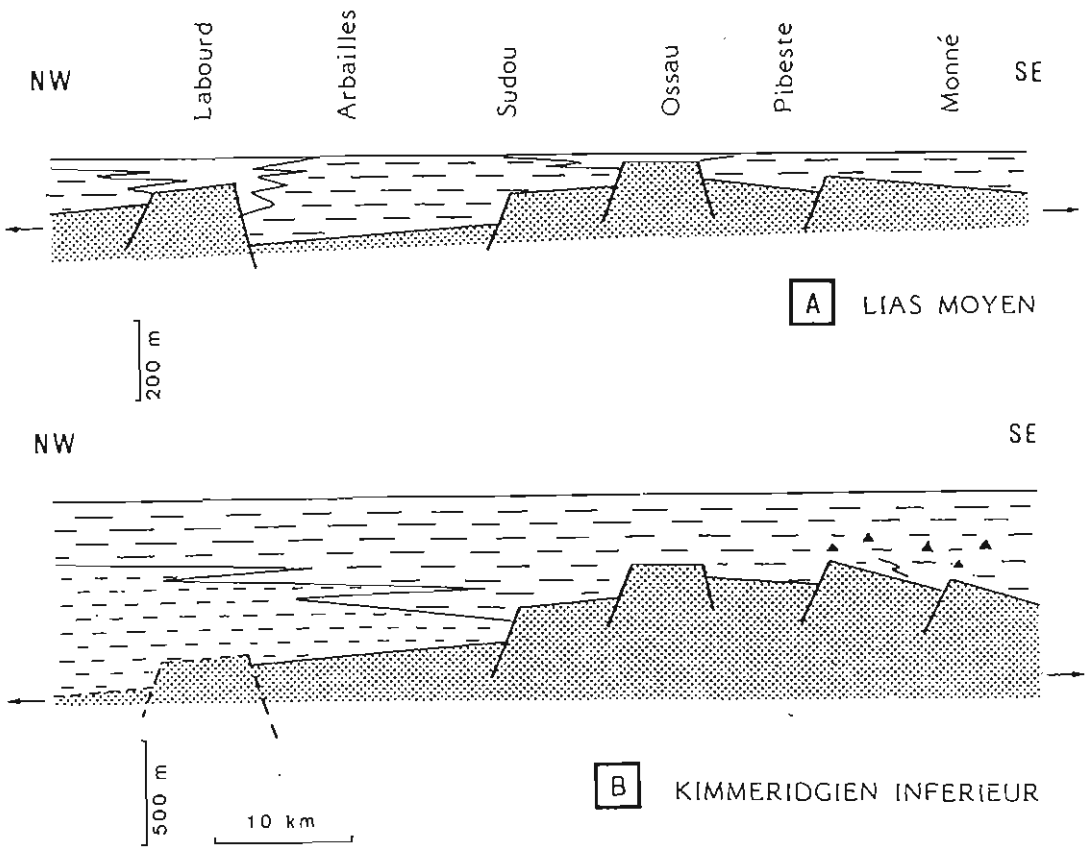


Figure 23. *Blocs crustaux jurassiques en Bigorre, Béarn et Pays Basque.* Exemples du Lias moyen et du Kimméridgien inférieur.

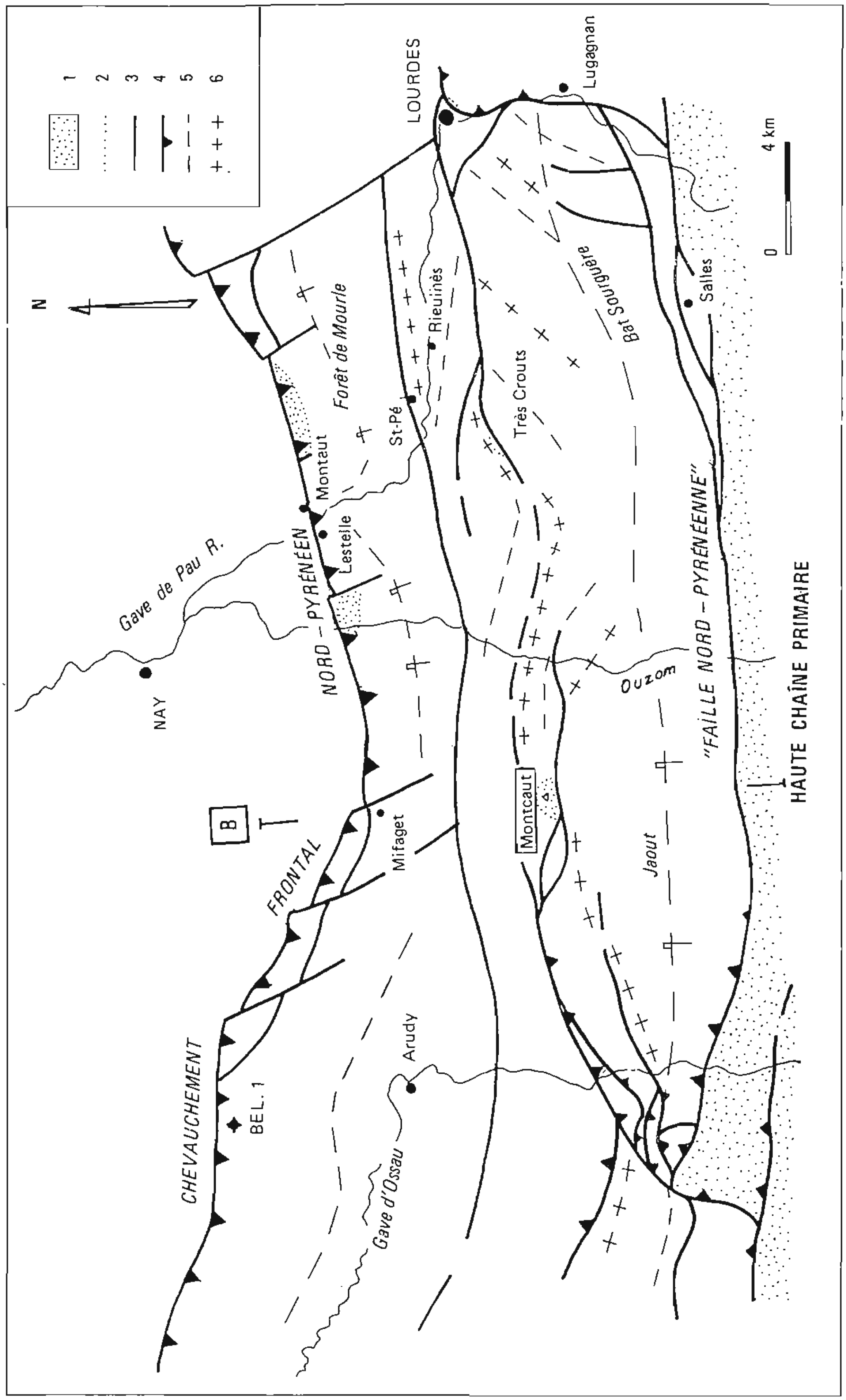

1
2
3
4
5
6
N
LOURDES
Lugagnan
4 km
0
Salles
Bat Sourguère
Très Crouts
Rieuinès
St-Pé
Forêt de Mourle
Montaut
Lestelle
Gave de Pau R.
NORD - PYRÉNÉEN
NAY
Ouzom
"FAILLE NORD - PYRÉNÉENNE"
HAUTE CHAÎNE PRIMAIRE
B
Mifaget
FRONTAL
Montcaut
Jaout
Arudy
CHEVAUCHEMENT
BEL.1
Gave d'Ossau

Figure 24 A

- **Stade "coussin de sel"** : Montcaou (figure 24).

La ride diapirique de Montcaou se situe sur l'alignement Montcaou-Sarrance-Roquiague (Canérot, 1988 a). Etablie au droit d'une faille de socle, elle ploie les couches du Jurassique et du Crétacé inférieur en une large voûte d'orientation W-E. L'halocinèse se traduit par une discordance angulaire (15°) des calcaires barrémiens sur les dolomies et calcaires du Kimméridgien et du Portlandien, par une réduction notable d'épaisseur des calcaires et marnes de l'Aptien et par le développement d'un synclinal de compensation à l'Albien (passage latéral centripète des calcaires urgoniens aux marnes à Spicules dans la cuvette synclinale de Jaout, planche I).

- **Stade "anticlinal"** : Arhansus (figure 25).

Au Nord du Col d'Arhansus, dans le Lutogagné, les évaporites triasiques ont traversé la couverture jurassique en la ployant en un large anticlinal transverse (NE-SW). Le Lias et le Dogger constituant cette couverture sont recouverts en discordance par des calcaires non déformés du Clansayésien. L'halocinèse a donc précédé ici le dépôt de ces carbonates. Elle s'est accompagnée d'érosion (biseaux dans le Dogger et le Lias de part et d'autre de l'axe diapirique) et de l'accumulation de brèches d'origine kasrstique (B. d'Etchebar).

- **Stade "Mur de sel"** : Lichançumendy (figure 26).

La couverture jurassique (Lias et Dogger) effondrée au droit de la structure diapirique est totalement ou partiellement bréchifiée (B. d'Etchebar). Dans l'axe du mur diapirique les marnes et calcaires triasiques (matériaux insolubles) sont directement recouverts par les marnes à Spicules de l'Albien. Latéralement (au Nord), se développe une séquence clansayésienne (série terrigène puis carbonatée du Chapeau de Gendarme) localement bréchifiée. L'halocinèse s'est donc poursuivie ici après le dépôt de cette succession et vraisemblablement au cours de l'Albien (Canérot et Lenoble, 1989).

Une évolution comparable est connue dans le secteur de Béloscare et de Bosmendiette où s'observe le grand développement de la brèche d'Etchebar et l'intrusion de la masse évaporitique triasique à la base des marnes albiennes à Spicules.

- **Stade diapir** : Roquiague (figure 27).

Localisé au coeur du bassin de Mauléon, le diapir de Roquiague est aujourd'hui caractérisé par la présence de carbonates, d'argiles et d'Ophite d'âge triasique (Muschelkalk et Keuper) traversant à l'affleurement le flysch albo-cénomanien à Gotein, au Col de Sustary ou dans la dépression méridienne du Joos.

L'origine diapirique de cette structure complexe est attestée par :

- *L'absence de couverture jurassique* : celle-ci a été vraisemblablement érodée avant (surface karstique régionale, néocimmérienne, K1) et pendant (surface karstique locale K2) la

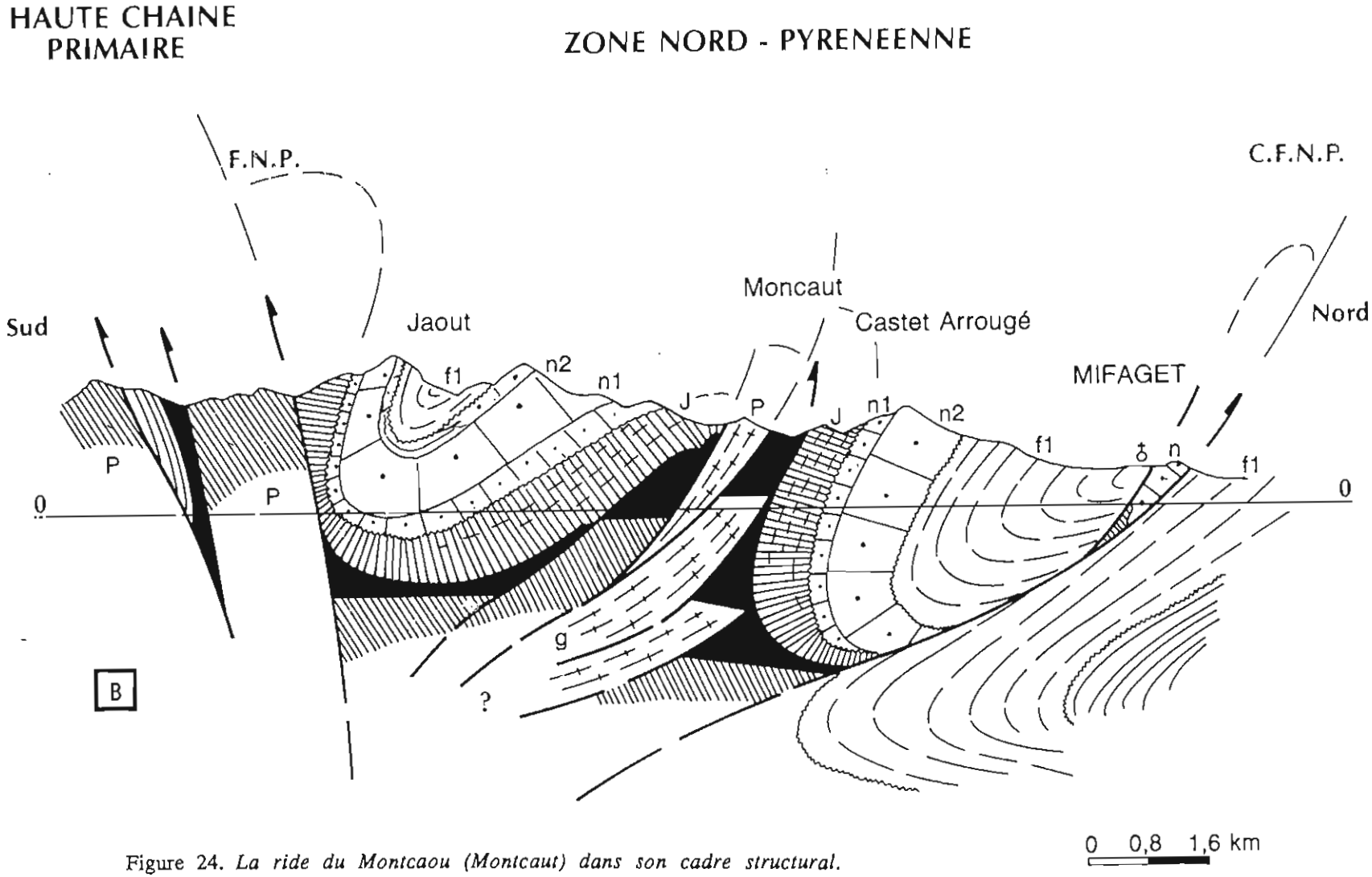


Figure 24. *La ride du Montcaou (Montcaut) dans son cadre structural.*

A. Schéma structural. 1. Paléozoïque; 2. Discordance hercynienne; 3. failles; 4. chevauchements; 5. synclinaux; 6. anticlinaux.B. Coupe structurale. P. Paléozoïque (g: gneiss); T. Trias; J. Jurassique; n. Barrémien-Aptien; f1. Albien.

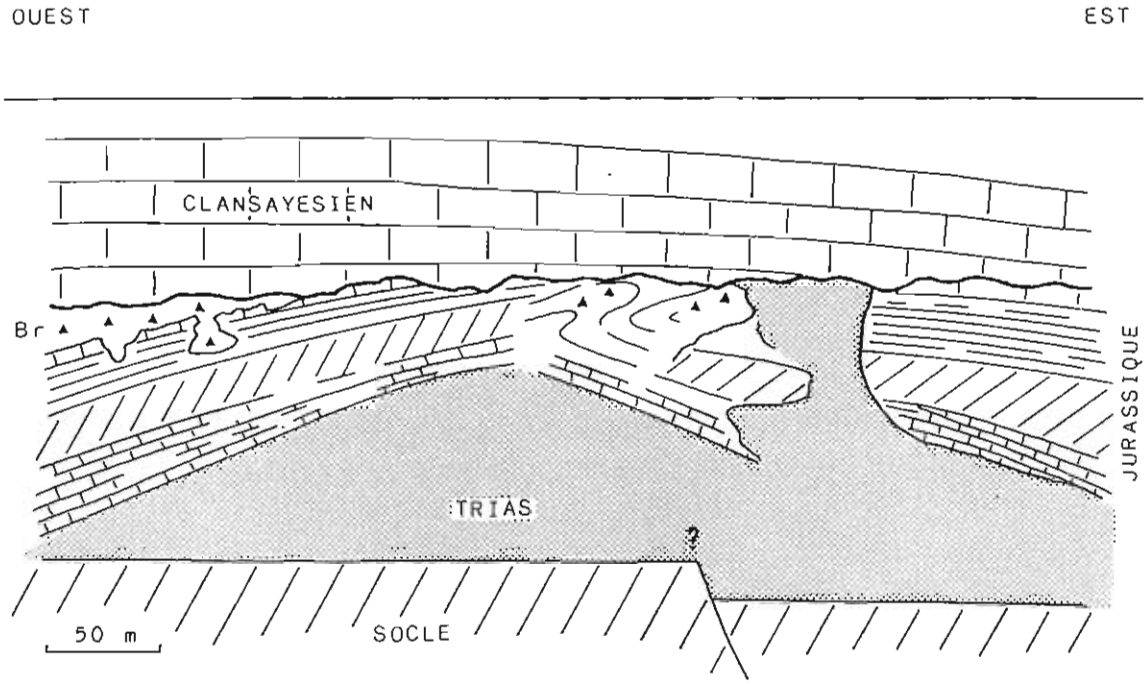


Figure 25. *La ride d'Arhansus*. Stade anticlinal. Les calcaires clansayésiens fossilisent la ride intéressant le Jurassique et la Brèche d'Etchebar (Br).

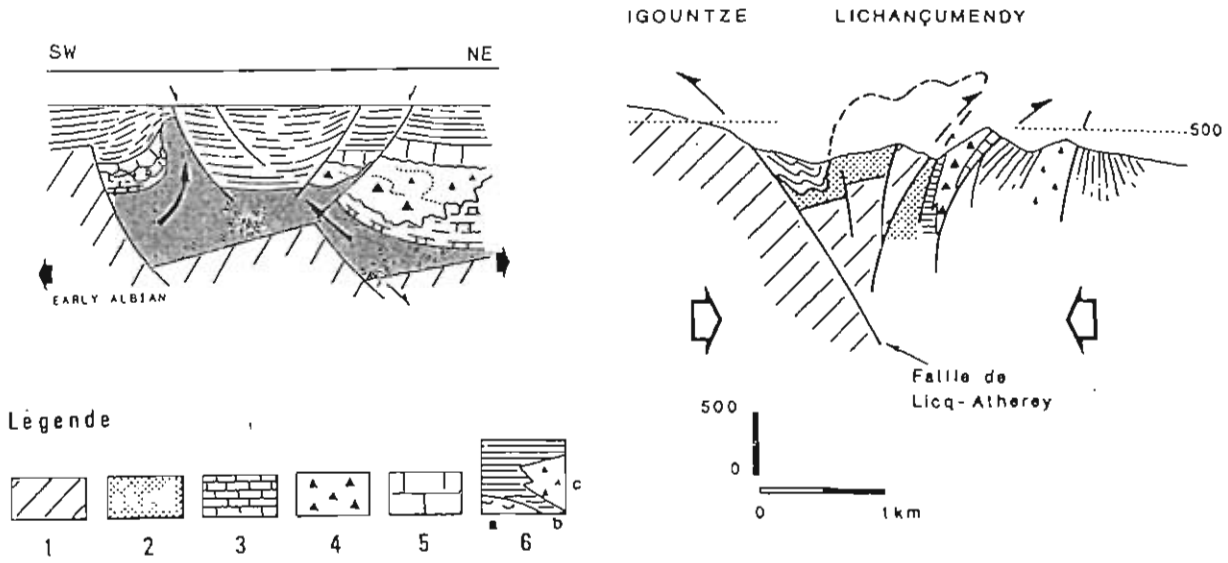


Figure 26. *La ride du Lichançumendy*. Stade "mur de sel". A gauche état à l'Albien; à droite, structure actuelle. 1. socle; 2. Trias; 3. Jurassique; 4. Brèche d'Etchebar; 5. Clansayésien; 6. Albien (a: mud-mound; b: marnes; c: brèches).

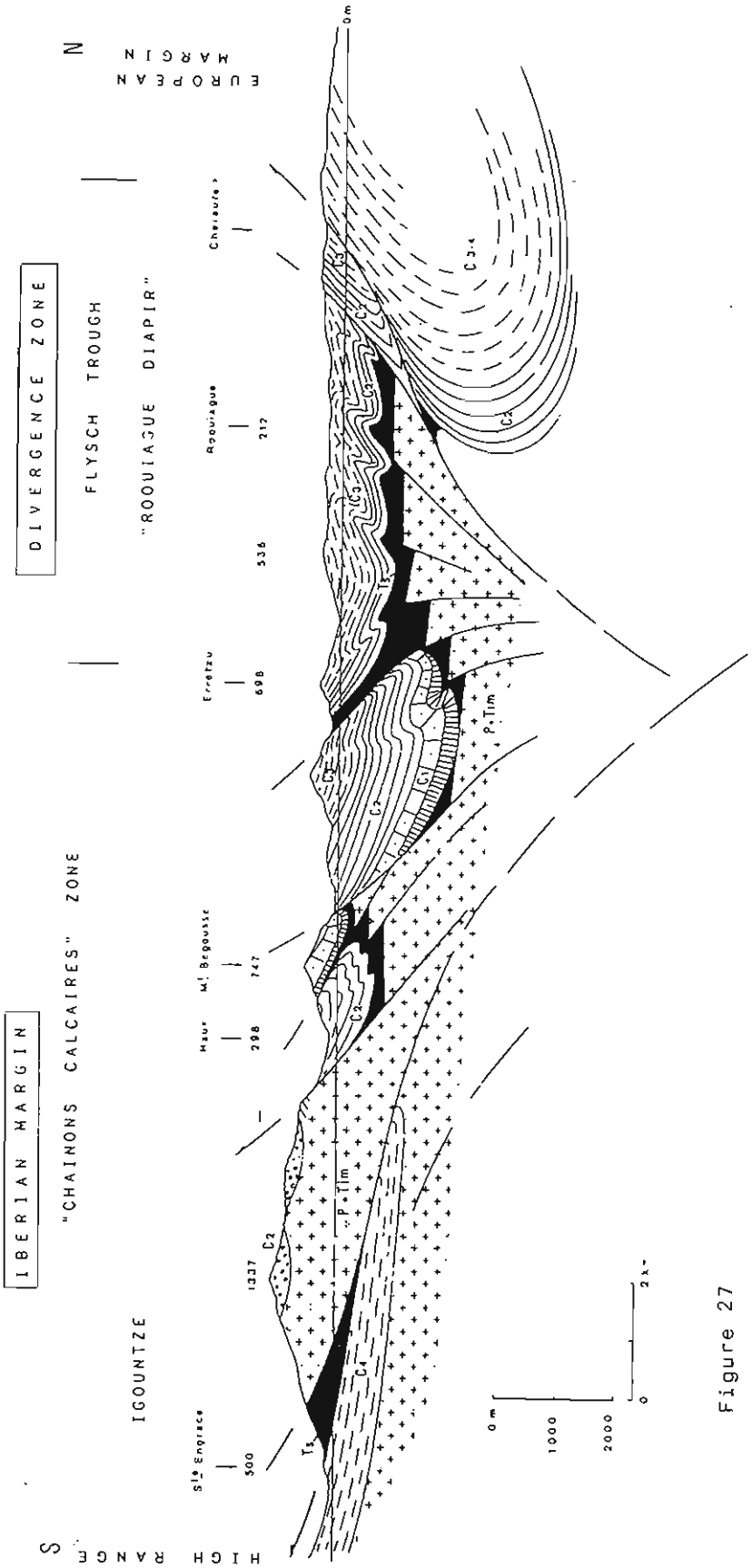


Figure 27

Figure 27. *Structure diapirique de Roquiague.* P+Tim. Paleozoïque et Permo-Trias; Ts. Trias supérieur; J. Jurassique; C1. Aptien; C2. Albien marneux; C3-4. Flysch albo-cénomanien.

montée halocinétique. Les biseaux sont visibles latéralement au Sud (Lichançumendy) et à l'Est (Urdach) ;

- *L'absence de couverture éocrétacée* : celle-ci ne s'est pas déposée (en raison de l'activité diapirique) ou a été érodée. Ici encore le biseau du Crétacé inférieur a été observé latéralement à l'Est (Urdach) et au Sud (chaînon d'Arguibelle) ;

- *L'existence de remaniements de Trias évaporitique* dans le flysch albien (Mauléon) ;

- *Le développement du métamorphisme* (Trias à dipyre de Gotein-Libarrenx) ;

- Enfin la mise en place du *synclinal de compensation* de Tardets (conglomérats albiens du Pic Erretzu).

Les rides diapiriques peu évoluées (rides mères : Haute Soule ; Montcaou-Sarrance - Col de Sustary - Hosta ; Mail Arrouy - Col d'Urdach - Roquiague) s'allongent au droit des failles de socle d'orientation NW-SE, normales au Crétacé inférieur.La tectonique salifère s'y marque essentiellement par le biseau d'érosion de la série jurassique et l'amincissement des dépôts éocrétacés à la fois sur les parties hautes ou basses des blocs crustaux adjacents.

En revanche, les véritables diapirs (rides satellites perçantes) apparaissent à l'articulation de ces grandes failles directionnelles et d'accidents obliques, NW-SE (diapir de Pont -Suzon) ou NE-SW (diapirs du Saison : Beloscare, Lichançumendy, Roquiague), qui ont joué en failles normales lors de la mise en place, par décrochement sénestre W-E, du bassin flysch de Mauléon, au Crétacé inférieur-moyen (Albien-Cénomanien). Cette évolution, déjà reconnue par Dupouy-Camet (1952) en Aquitaine, traduit ici le développement graduel de structures de plus en plus jeunes (Aptien à Cénomanien) et de plus en plus évoluées (coussin anticlinal → dôme → diapir) à l'approche du centre du bassin sédimentaire (figure 28).

Le diapirisme a dû vraisemblablement se poursuivre (dans la mesure où des matériaux salifères étaient encore disponibles) pendant la période néocrétacée d'élargissement du bassin flysch. Le phénomène est en effet encore perceptible dans les secteurs plus occidentaux du bassin d'Aquitaine. Mais l'absence d'affleurements (structure de Roquiague) ou l'intensité de la tectonique (Larrau - Sainte-Engrace) ne permettent pas d'en préciser l'existence à travers la région visitée.

Solidaires des structures du socle, les dispositifs mis en place par diapirisme au Crétacé ont joué un rôle fondamental dans l'évolution du domaine, notamment au cours de la période de compression pyrénéenne.

Les failles inverses et les chevauchements à vergence sud (Mail Arrouy, Sarrance, Hosta, Igountze, Mendibelza) se superposent aux anciennes failles crustales, normales et à regard nord. Localement, il est vrai (Arhansus, Bosmendiette, Lichançumendy) l'inversion tectonique s'accompagne de mouvements décrochants conduisant à la mise en place de plis hectométriques en échelon, à axe vertical. De plus, les synclinaux affectant la couverture jurassico-crétacée apparaissent à la hauteur des parties affaissées des anciens blocs (Lourdios,

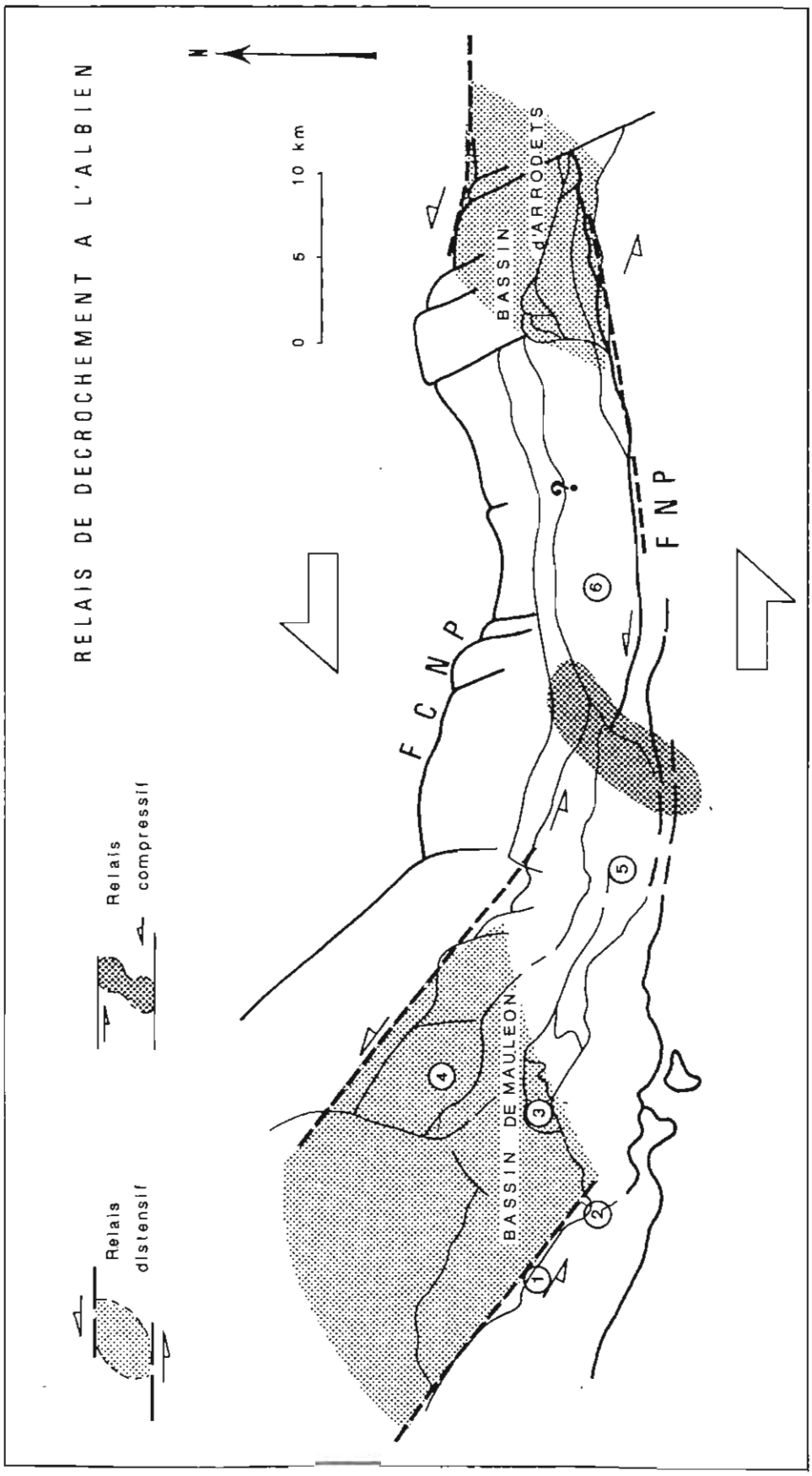


Figure 28. *Hypothèse de mise en place du Bassin flysch de Mauléon par décrochement sénestre albien.* 1. Ride d'Arhansus; 2. Ride de Beloscare; 3. Ride du Lichançumendy; 4. Ride de Roquiague; 5. Ride de Pont Suzon; 6. Ride du Monicaou.

Tardets, Arbailles, Barescou, Jaout), se superposant ainsi aux anciens synclinaux de compensation. Il existe de même une étroite relation entre les rides diapiriques W-E du Crétacé inférieur (Hosta, Arhansus, Lichançumendy, Sarrance) et les anticlinaux tertiaires qui, dans ces secteurs, affectent des séries mésozoïqus réduites, généralement décollées sur le Trias et par conséquent aisément déformables sour l'effet des contraintes compressives.

Par ailleurs, les rides transverses superposées aux failles NW-SE (Pont Suzon) et NE-SW (Saison), actives pendant la mise en place du Bassin de Mauléon, ont été indubitablement réactivées en décrochements respectifs dextres et sénestres par la compression régionale N-S.

Le diapirisme des Pyrénées occidentales s'inscrit donc harmonieusement dans l'évolution alpine de la marge ibérique de l'orogène dont il révèle, au Crétacé, les stades successifs de distension (Crétacé inférieur) puis de transtension (Crétacé moyen et supérieur ?).

2. *Comparaisons*

Dans les Alpes occidentales l'étroite relation entre diapirisme des évaporites triasiques et rifting jurassique a été très généralement soulignée (Mascle et *al.*, 1988 ; Dardeau et de Granciansky, 1990). Comme dans les Pyrénées, on constate la faible épaisseur de la couverture recouvrant les structures halocinétiques lors de leur mise en place. L'inversion tectonique lors de la période de compression tertiaire y semble de même la règle.

En Espagne, dans les Ibérides orientales (Canérot, 1989), la migration des évaporites est contemporaine du rifting barrémo-aptien. Le diapirisme pourrait être responsable de la réaimantation récemment mise en évidence au sein de cet intervalle éocrétacé (Moreau, Canérot et Malod, travaux en cours).

Dans le Haut Atlas marocain, l'activité diapirique accompagne la période de transtension jurassique conduisant à la mise en place du sillon atlasique (Souhel, travaux en cours).Cette activité est quasi continue plus à l'Ouest, sur la marge atlantique marocaine, au cours du Crétacé inférieur (Taj-Eddine et al., 1990).

En Tunisie, le diapirisme est d'âge Crétacé et Eocène (Perthuisot, Rouvier et Smati, 1988). Les relations entre mouvements moteurs du socle et phases diapiriques sont, comme dans les Pyrénées, difficiles à saisir. Elles impliquent, au moins localement, des modifications dans les directions des contraintes distensives à l'origine du caractère apparemment discontinu du fonctionnement des corps diapiriques. L'inversion tectonique tertiaire est souvent la règle. Mais les modifications morphologiques des diapirs, déterminées par les compressions cénozoïques, peuvent être mineures.

Dans la Gulf Coast, Jackson et Talbot (1986) ont montré que l'activité diapirique a été continue au cours de la période de rifting des 100 derniers millions d'années et que, pour une

structure donnée, les stades coussin (et anticlinal) et diapir (et mur) sont de durée pratiquement équivalente (20-25 M.a.). de plus la forme et la taille des diapirs dépendent de leur localisation paléogéographique ainsi que de la quantité de sel mobilisable. Ils sont de section arrondie et de petite taille sur la plaîne côtière et de section ovale et de plus grande dimension sur la pente continentale.

En mer du Nord (Kockel, 1990), les déplacements (discontinus ?) des sels du Zechstein ont été observés depuis le Trias jusqu'à l'époque actuelle. Ceci soulignerait le long développement de la période de rifting dans cette partie de l'Europe septentrionale.

***En conclusion**, il convient de retenir que dans les Pyrénées occidentales, comme dans les marges passives ultérieurement impliquées ou non dans des chaînes de montagne, le diapirisme est révélateur de la phase de rifting. Dans le détail, le processus peut permettre, par son évolution, de distinguer les stades de distension puis de transtension. Etroitement dépendant de la tectonique de socle, il conduit à la mise en place de structures propres, dont l'organisation et la géométrie influenceront notablement l'évolution ultérieure en compression.*

PLANCHE III

A - *Beloscare. Brèche d'Etchebar*

Près du Cayolar de Beloscare, la brèche diapirique est subdivisée en deux ensembles superposés remaniant l'un, inférieur, le Lias et l'autre, supérieur (notre photo) le Dogger.

B - *Ahargou. Brèche d'Etchebar*

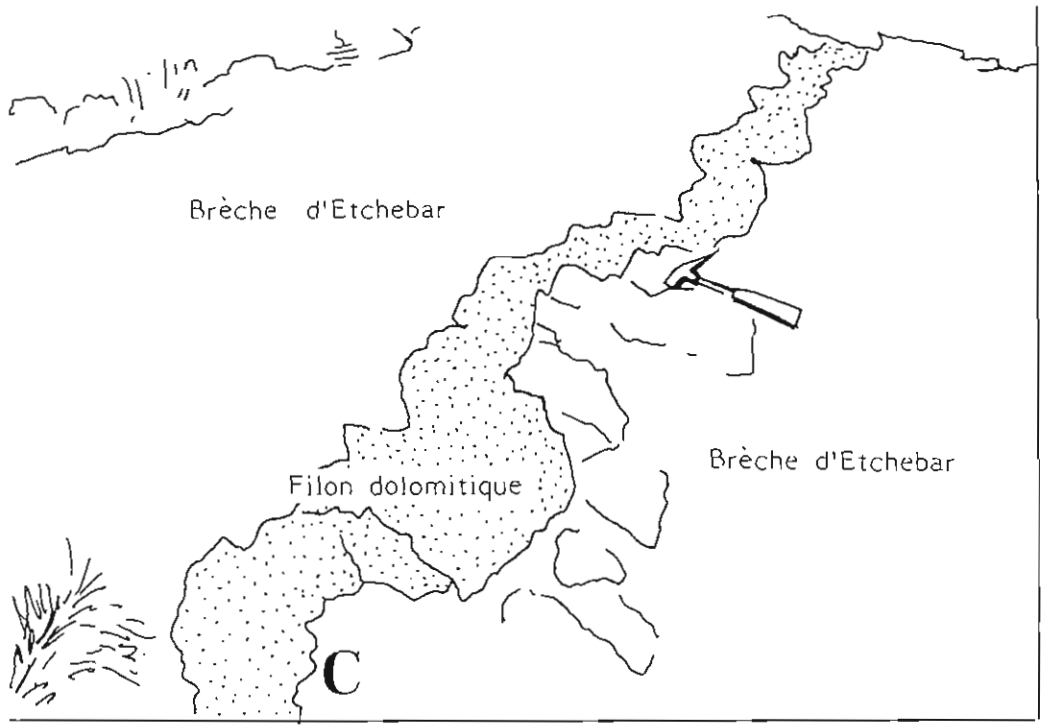
Ici la brèche à gros éléments est directement superposée au Lias inférieur qu'elle remanie presque exclusivement.

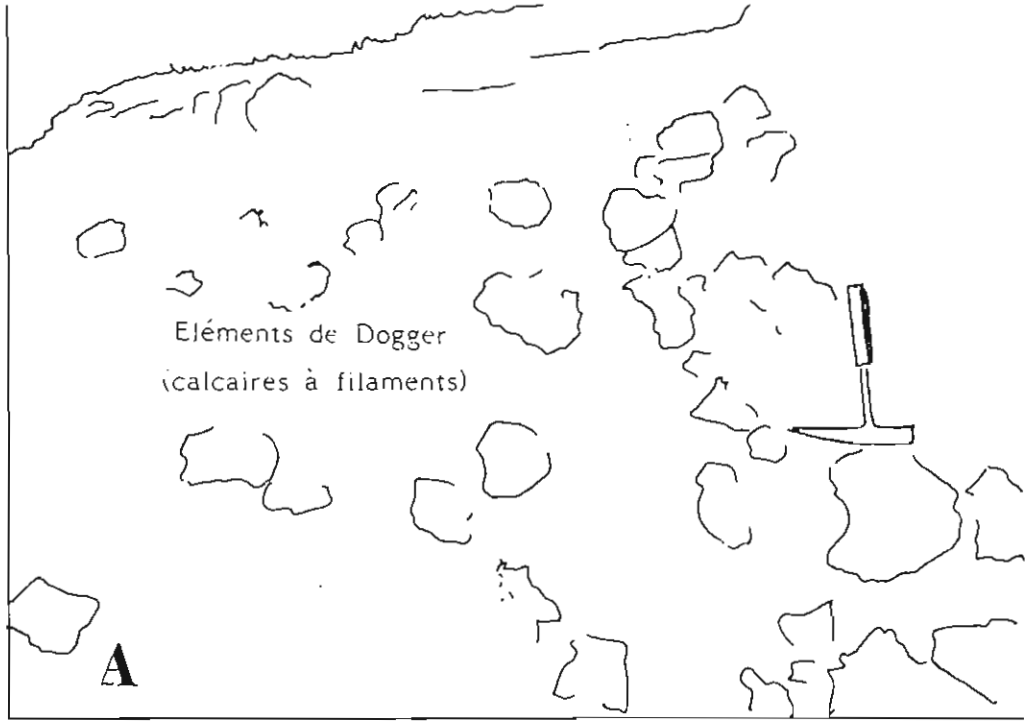
C - *Chapeau de Gendarme. Filon dolomitique*

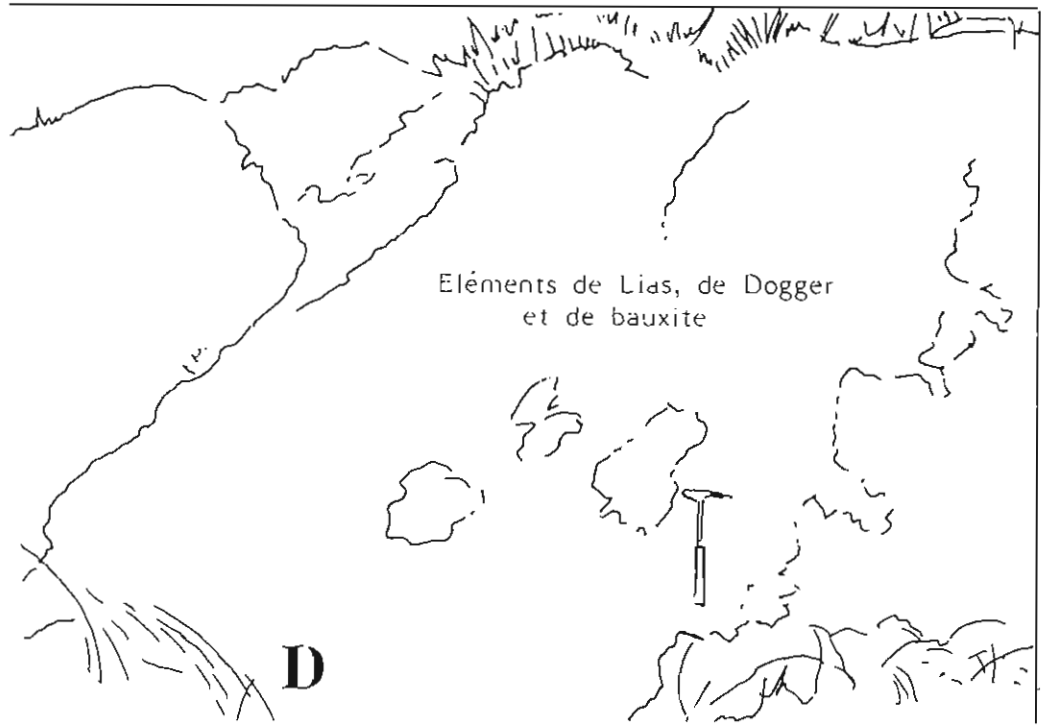
Ce filon, parallèle à l'axe de la ride diapirique du Lichançumendy, a été secondairement reployé.

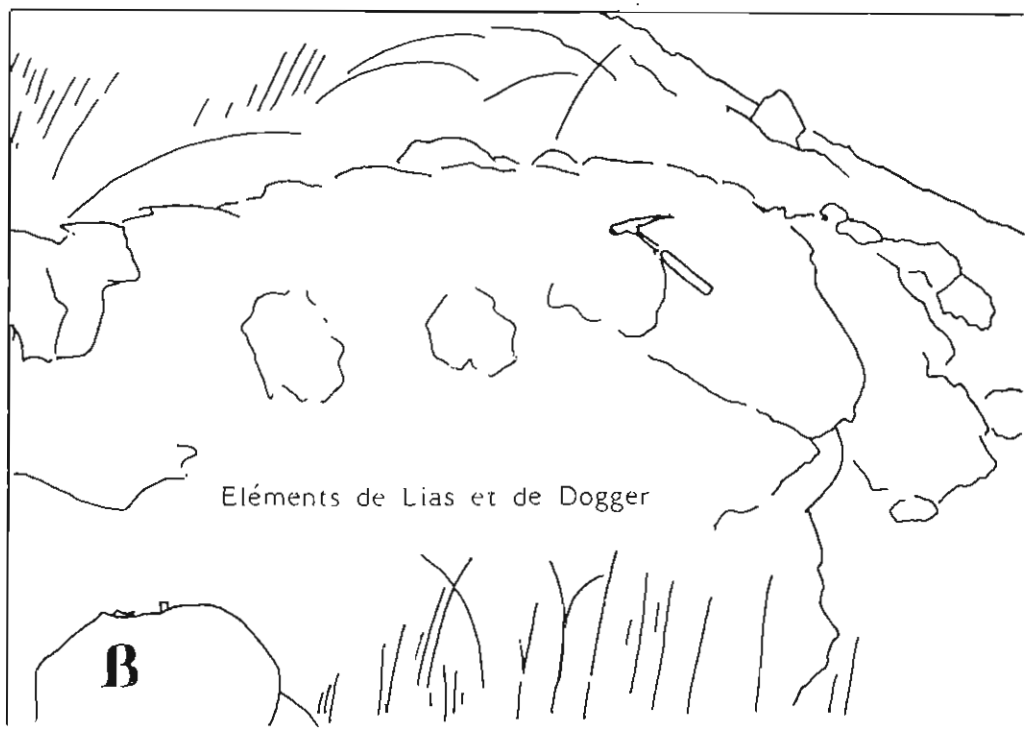
D - *Chapeau de Gendarme. Brèche d'Etchebar (Détail).*

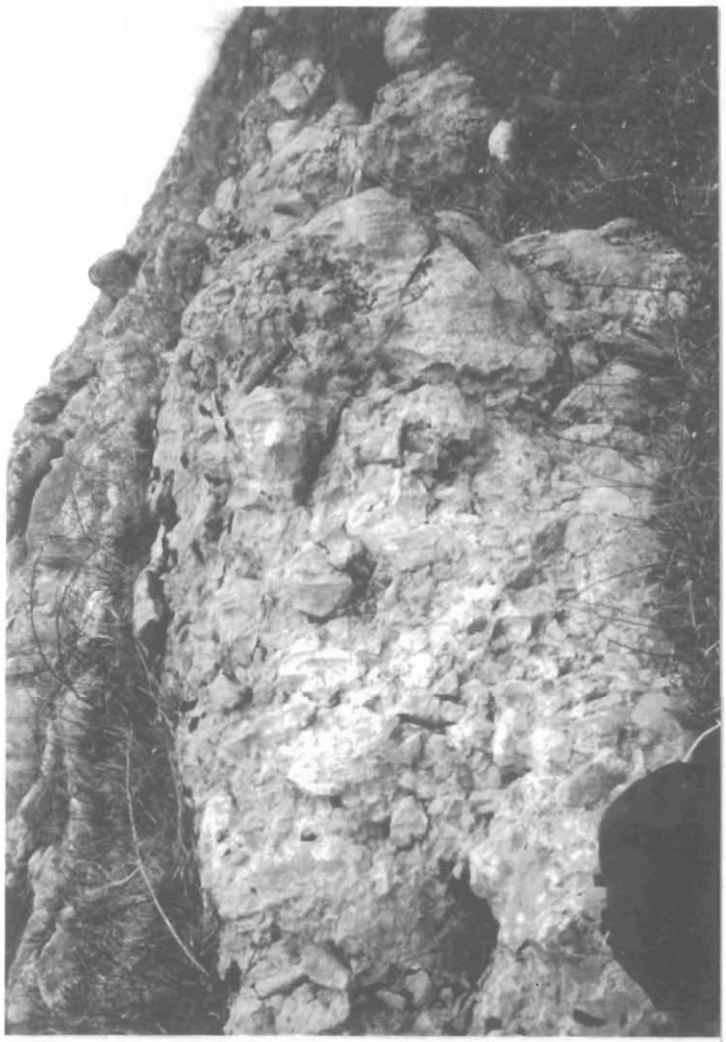
Sur le flanc sud oriental du relief, la brèche remanie divers éléments jurassiques (Lias et Dogger) ainsi que des pisolithes ferrugineux appartenant à la bauxite éocrétacée.

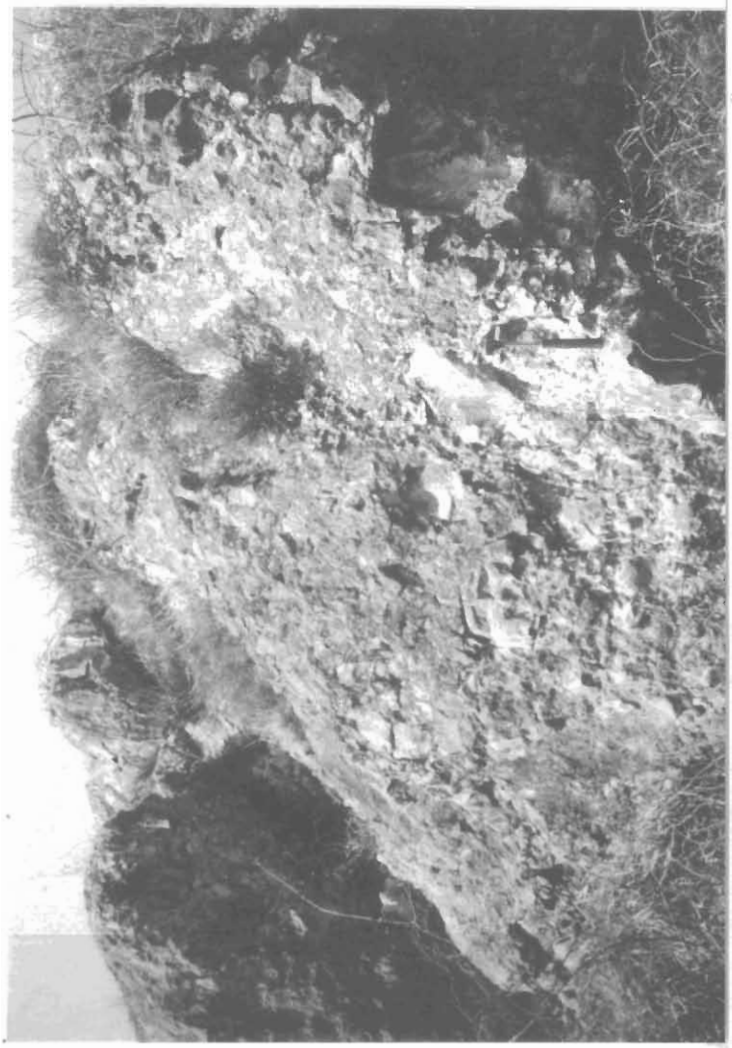

Brèche d'Etchebar
Filon dolomitique
Brèche d'Etchebar
C


Eléments de Dogger
(calcaires à filaments)
A


Eléments de Lias, de Dogger
et de bauxite
D


Eléments de Lias et de Dogger
B





III - EXCURSION GEOLOGIQUE

INTRODUCTION

L'objectif de cette excursion en Soule et Baretous, aux confins du Pays Basque et du Béarn, est de présenter quelques unes des structures diapiriques les plus caractéristiques et de les situer dans le cadre de l'évolution en extension, puis en décrochement de la marge ibérique des Pyrénées occidentales.

En l'absence de matériaux évaporitiques, l'accent sera porté sur l'analyse sédimentologique et structurale des séries mésozoïques encaissantes. Cette analyse sera menée en fonction de l'itinéraire retenu :

Première journée.

Vue d'ensemble de la Zone Nord-Pyrénéenne visitée ; les structures de Roquiague et d'Arhansus-Beloscare : stades d'évolution du diapirisme au Crétacé inférieur et moyen ; relations avec la mise en place du bassin flysch de Mauléon.

Deuxième journée.

Les structures du Lichançumendy, de Sarrance et de Pont Suzon : relations entre le diapirisme et la tectonique de socle, la sédimentation, l'eustatisme et le métamorphisme. Influence des dispositifs halocinétiques crétacés sur l'évolution ultérieure de la Zone Nord-Pyrénéenne traversée.

PREMIERE JOURNEE

Pau - Tardets - La Madeleine - Col de Sustary - Ahusky - Col d'Arhansus - Beloscare - Licq-Atherey - Mauléon.

Vue d'ensemble de la Zone Nord-Pyrénéenne ;

Les structures de Roquiague et d'Arhansus-Beloscare ;

Stades d'évolution du diapirisme au Crétacé inférieur et moyen ;

Relations avec la mise en place du bassin flysch de Mauléon.

Itinéraire de la 1ère journée . De Tardets à Mauléon : 100 kms ; de Pau à Mauléon via Beloscare : 170 kms (fig. 29).

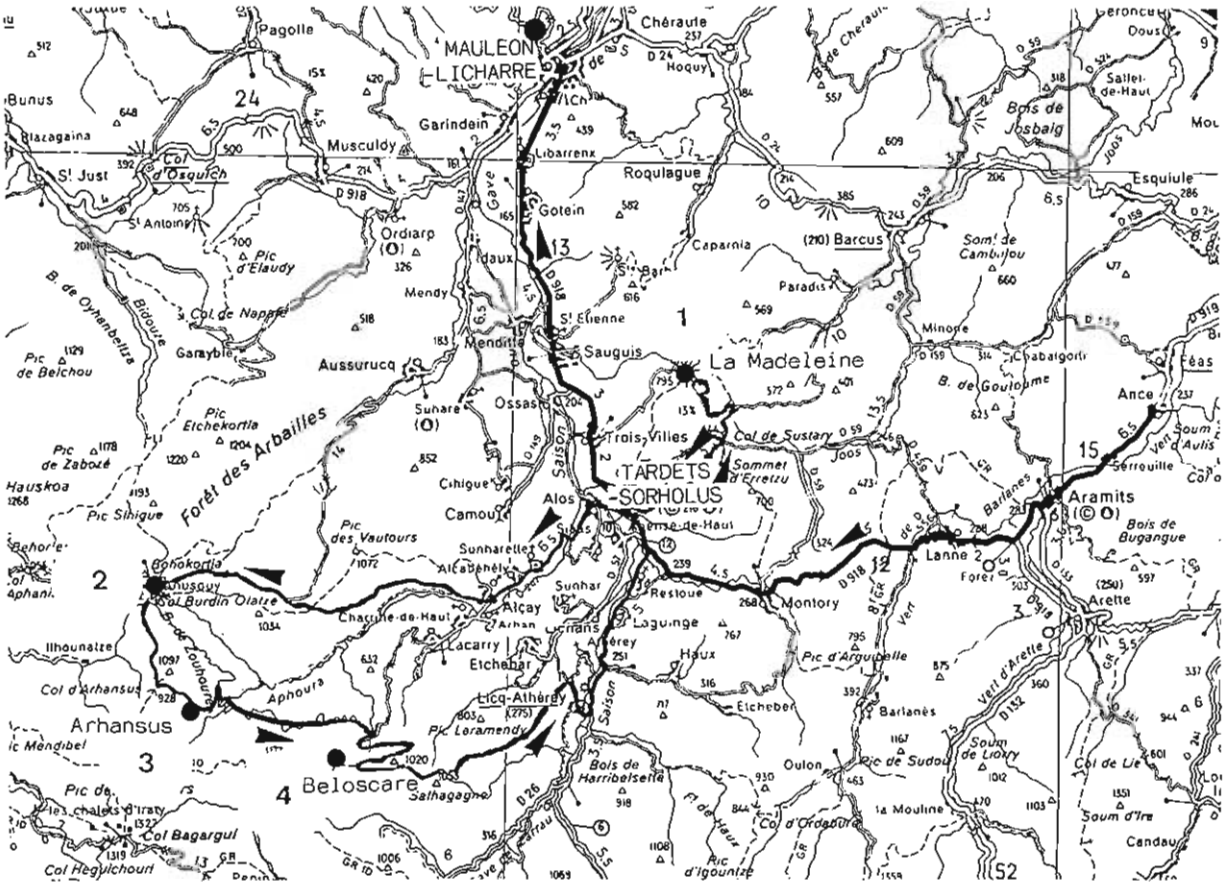


Figure 29. *Itinéraire de la première journée* avec les points d'arrêt.

Arrêt 1.- La Madeleine - *Panorama : Présentation des structures diapiriques visitées dans leur contexte géomorphologique et structural.*

- Structure diapirique de Roquiague

Du Nord au Sud s'observent, dans un ***panorama circulaire***, les grandes unités suivantes :

a) *-le bassin flysch méso et néocrétacé de Mauléon.* Il est limité au Nord par le front de chevauchement de Saint Palais à vergence nord et au sud par la zone d'accidents de Hosta - Gotein - Sarrance. Les accidents transverses du Saison, du Joos et du Gave d'Aspe compliquent l'organisation synclinoriale d'ensemble (Fixari, 1984). Ce bassin est établi dans la zone de divergence structurale, à l'articulation Europe - Ibérie.

b) - *les chaînons des Arbailles, de Tardets et des abords de la vallée d'Aspe (Mail Arrouy, Sarrance, Layens - Sudou).* Les reliefs armés par les Dolomies jurassiques et les calcaires urgoniens (albo-aptiens) y sont séparés par les dépressions des marnes albiennes. Cette unité à vergence sud appartient à la marge ibérique des Pyrénées occidentales.

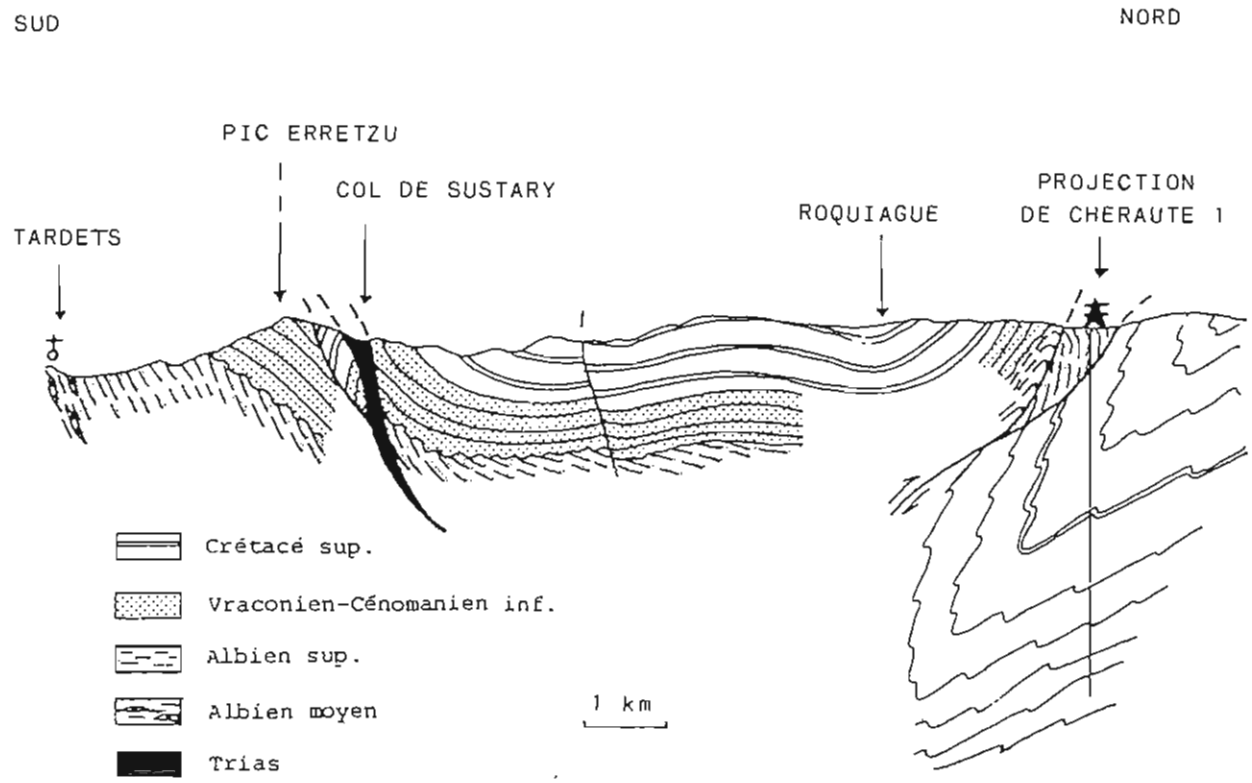


Figure 30. *Coupe structurale du synclinal de Roquiague* (d'après Fixari, 1984).

c) - *les massifs d'Igountze et de Mendibelza* , Ecailles-nappes de socle et couverture mésozoïque très incomplète (Albien sur Paléozoïque ou Permo-Trias), totalement déracinées (Souquet et *al.*, 1977) et chevauchantes vers le sud. Ils sont séparés du Massif plus occidental du Labourd, à vergence nord, par la dépression triasique complexe de Saint Jean Pied-de-Port.

d) - Enfin, au delà du couloir triasique de Larrau et Sainte Engrace,*la Haute Chaîne Pyrénéenne* composée d'un bâti hercynien demeuré profond et d'une couverture néocrétacée (Pic d'Anic) et Tertiaire (Pic d'Orhy) dont les plis, larges ou serrés, soulignent ici encore la vergence structurale vers le sud.

La structure de Roquiague associe une série de déformations affectant en affleurement la lherzolite, le Trias (Muschelkalk et Keuper ophitique) et le flysch albien et Crétacé supérieur, dans la partie centrale du bassin de Mauléon. Elle sépare le synclinal de Josbaig à axe flysch sénonien au Nord de la série monoclinale de Tardets, de type flysch et d'âge albien au Sud. A l'Est et à l'Ouest elle se trouve limitée respectivement par les failles transverses du Joos et du Saison qui ménagent une transition avec les aires synclinales de Bugangue et de Mauléon.

Du Nord au Sud, s'y succèdent (fig. 30) :

- l'anticlinal faillé de Chéraute à axe albien, chevauchant au NNE la série flysch de Josbaig.

- le synclinorium de Roquiague intéressant à l'affleurement le flysch albien et cénomano-turonien.

- la lame triasique de Gotein - Col de Sustary, le long de laquelle Muschelkalk et Keuper ophitique sont pincés en de multiples écailles à vergence sud ou SW ;

- enfin l'écaille de flysch néocrétacé de la lande d'Erretzu, pincée à son tour entre le Trias du Col de Sustary et le flysch conglomératique albien du Pic Erretzu, appartenant déjà à l'unité plus méridionale de Tardets.

La structure de Roquiague a fait l'objet d'interprétations diverses. Elle a été ainsi considérée comme une unité allochtone, nappe (Viennot, 1927) ou olistolite (Hogrel-Made, 1988), un haut-fond en place (Fixari, 1984 ; Montagné, 1986), un olistostrome triasique dans le flysch (Fixari, 1984 ; Souquet et *al.*, 1985) ou un diapir (Paris, 1964 ; Henry et Zolnaï, 1971 ; Fixari, 1984).

L'hypothèse de l'origine diapirique ici soutenue repose sur les arguments suivants :

.*Stratigraphie* : Le Trias constitue la quasi totalité des affleurements anté-flysch (exception faite de la Lherzolite de Chabalgoïty et du Joos).

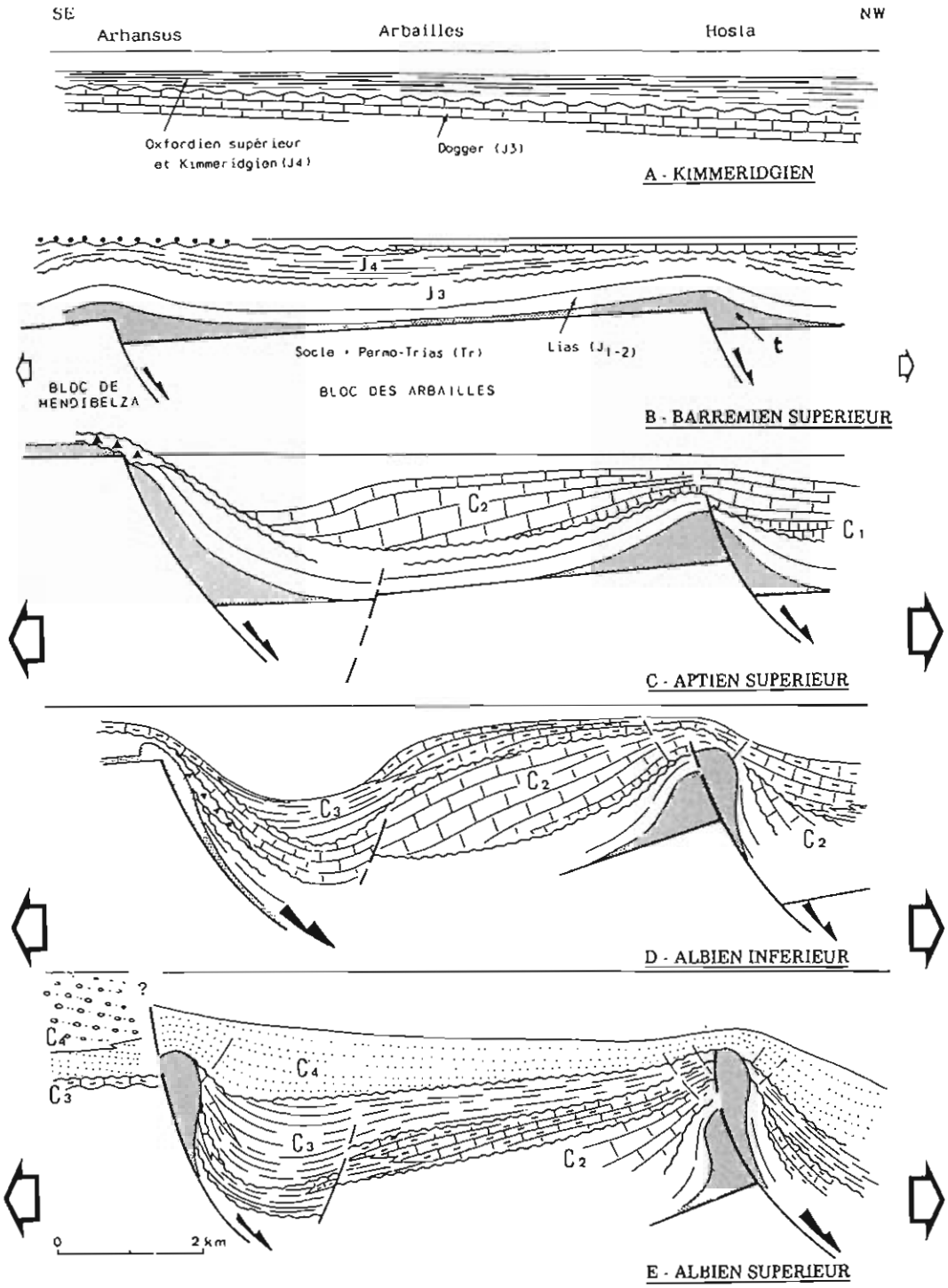


Figure 31. Evolution géodynamique du bloc des Arbailles au Jurassique et au Crétacé inférieur.

t. Trias; J. Jurassique; C1. Bédoulien; C2. Gargasien-Clansayésien; C3. Albien inférieur; C4. Albien supérieur.

.*Sédimentologie* : deux olistolites de Trias argileux au sein du flysch albien ont été mis en évidence dans le lit du Saison en amont de Mauléon. Ils souligneraient le fonctionnement du diapir à la fin du Crétacé inférieur. Les conglomérats d'Erretzu assureraient le remplissage d'une gouttière SE-NW (Fixari, 1984) pouvant correspondre au synclinal de compensation du diapir plus septentrional.

.*Paléogéographie* : L'absence du Jurassique et du Crétacé inférieur s'explique si l'on considère que le premier a été érodé et le second ne s'est pas déposé lors du fonctionnement éocrétacé du diapir. Les biseaux d'érosion ou non dépôt des séries concernées, observés à l'Ouest, au Sud et à l'Est confirment cette interprétation.

.*Métamorphisme* : Les minéraux de métamorphisme connus dans le Trias de Gotein (Viennot, 1927) indiqueraient l'existence de paragenèses en relation avec la circulation de fluides le long de la structure halocinétique transverse (ride satellite) du Saison.

.*Tectonique* : Le dispositif actuel en éventail peut s'expliquer par le jeu d'une inversion structurale pyrénéenne (failles normales convergentes réactivées en failles inverses) conduisant à une relative autochtonie de l'ensemble. Il apparaîtrait ainsi à l'articulation des failles NW-SE de Chéraute et Sustary et des accidents transverses du Saison et du Joos.

Arrêt 2 . - Ahusquy - *Blocs basculés (Arbailles et Mendibelza) de la marge ibérique ; ride diapirique de Haute Soule.*

L'observation du Panorama vers l'Est à partir du relief de Bohorcortia permet de mettre en place la ride diapirique de Haute Soule à l'articulation des blocs des Arbailles au Nord et de Mendibelza au Sud (fig. 31).
Sur le bloc des Arbailles la série jurassique (Lias à Kimméridgien) et éocrétacée (Barrémien à Albien) est ployée en un synclinal dissymétrique (flanc nord plus développé et moins redressé que le flanc sud) dont la surface axiale passe avec une direction NW-SE par Ahusquy et le vallon de l'Apoura, avant de s'infléchir vers le NE, en direction de la dépression d'Alçay.
L'organisation des faciès du Crétacé inférieur (passage latéral des calcaires urgoniens aux marnes à Spicules ; biseaux de progradation) et les modifications d'épaisseur des dépôts correspondants (biseaux apical au NW et distal au SE) traduisent le basculement synsédimentaire du bloc en direction du Sud-Est.
Ce basculement s'est accompagné de la mise en place de la ride diapirique de Haute Soule, à l'articulation du dispositif considéré et du bloc plus méridional de Mendibelza.

Cette interprétation repose sur les faits essentiels suivants :
- *biseau d'érosion de la série jurassique* dans la partie effondrée du bloc des Arbailles. Ce biseau est de plus en plus important (Oxfordien à Lias) du NW au SE.
- *biseau stratigraphique du Crétacé inférieur* progressivement élargi (Aptien puis Albien sur Jurassique) dans cette même direction.
Il est à noter que ces biseaux se développent également en direction du NW et de la tête de bloc. De ce fait la série Jurassico-crétacée la plus épaisse apparaît dans la partie centrale du dispositif.
- *Développement des brèches d'Etchebar* au droit des rides transverses d'Arhansus (arrêt 3) et de Beloscare (arrêt 4) qui témoigneraient de deux stades successifs du fonctionnement de la ride de Haute Soule.
- *Mise en place du synclinal de compensation des Arbailles*. Ce dernier se développe contre la ride diapirique, autrement dit sur la zone des biseaux du Jurassique et du Crétacé inférieur.

Arret 3 - Col d'Arhansus - *La structure diapirique satellite et ses relations avec la ride mère de Haute Soule.*

Le panorama du flanc sud du synclinal des Arbailles décrit à partir du sommet 1167, plus mériodional, révèle (Planche I), à l'Est du Pic Lutogagné, la ride transverse d'Arhansus. En cet endroit, près du Col d'Arhansus, le Trias a traversé la série du Lias et du Dogger perturbée à son contact. Il est recouvert à plat par les calcaires clansayésiens, ce qui témoigne de la mise en place antérieure de la structure halocinétique. Latéralement s'observent, notamment vers l'Ouest, (cayolar d'Andioche) les biseaux d'érosion du Jurassique et de non dépôt du Crétacé inférieur anté-clansayésien (Gargasien essentiellement).
La structure diapirique (stade anticlinal) est manifestement transverse (NE-SW?) par rapport à la ride de Haute Soule (NW-SE). Elle correspondrait à l'une des rides satellites de cette dernière, dont l'âge (ante-clansayésien) pourrait témoigner du basculement vers le SE du bloc des Arbailles (fig. 32).
Sur le bord de la piste conduisant d'Ahusquy à la forêt d'Iraty peuvent s'observer les brèches d'Etchebar et les poudingues d'Arhansus (Planche II). Les brèches remplissent des cavités karstiques ménagées à la surface des calcaires bajociens (Peybernès et Combes, 1987). Il s'agit de brèches monogéniques, remaniant leur substrat immédiat. Les éléments, anguleux, sont emballés sur place dans un liant marneux peu important. Localement s'observe une fluidalité soulignant en particulier la collapse par soutirage des marnes originellement intercalées dans la série calcaire. Divers autres affleurements bréchiques sont connus le long de la ride de Haute Soule et en particulier aux abords de la structure d'Arhansus. Les conditions de genèse de ces brèches et leurs relations avec le diapirisme seront examinées dans les structures de Beloscare et du Lichançumendy.
Les conglomérats d'Arhansus sont séparés des brèches d'Etchebar par une faille matérialisée

par une succession de filons calcitiques. Ils sont intégrés dans plusieurs séquences conglomérats → grès → silts → marnes noires, caractérisant l'intervalle transgressif de la séquence clansayésienne du Lutogagne (Canérot, 1989), et remanient leur substrat jurassique ou bréchique. La géométrie de cette formation (onlap vers l'Est, en direction de la ride transverse d'Arhansus), son caractère marin (peybernès et Garot, 1984) ainsi que l'organisation grano-décroissante des éléments constituants, confirment cette interprétation.

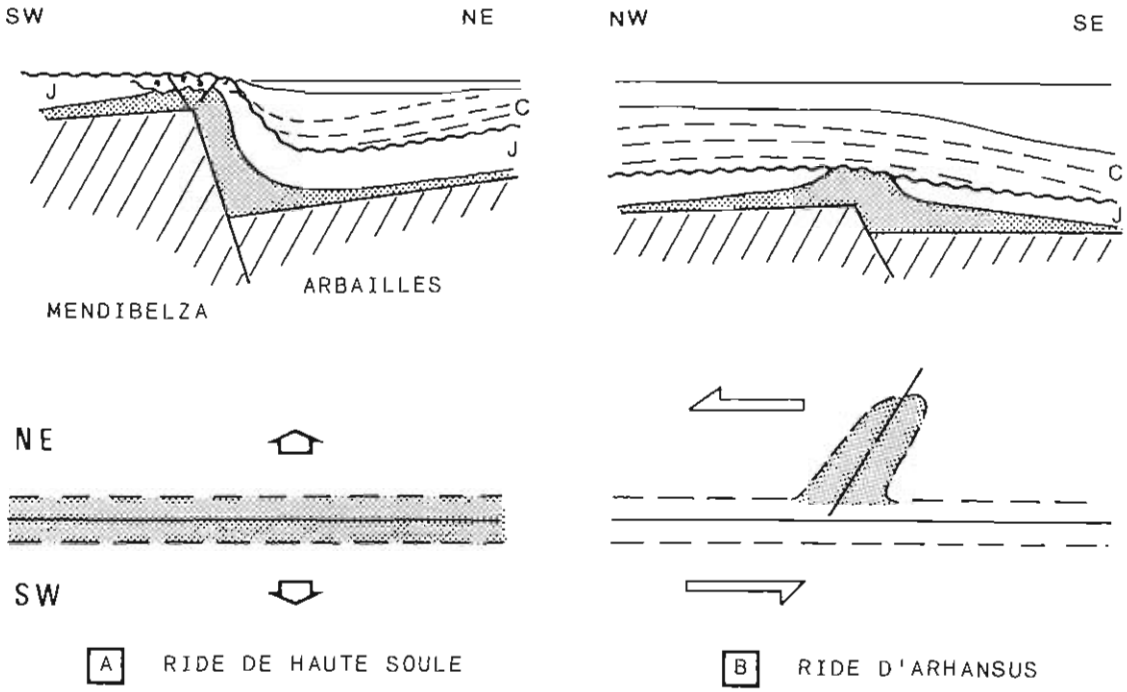


Figure 32. Mise en place des structures diapiriques à l'articulation des blocs des Arbailles et de Mendibelza.

Arrêt 4 - Plateau de Beloscare - ***"Mur de sel" albien sur la ride de Haute Soule***

La piste qui, de Lacarry, conduit vers le Sud au Col de Bosmendiette, traverse le Trias de la ride diapirique de Haute Soule à la hauteur de la Grange Samala. En cet endroit, les marnes versicolores auxquelles sont associées des cargneules, apparaissent au sein des marnes noires de l'Albien, redressées à la verticale (fig. 33). A l'approche du Col, les marnes albiennes reposent sur un complexe de calcaires parfois bréchifiés à *Mésorbitolina texana* et de marnes gréseuses à débris de Polypiers, Orbitolines et Foraminifères divers (*Everticyclammina, Valvulineria, Bolivinopsis*) d'âge clansayésien (N'Da Loukou, 1984).
Cet horizon clansayésien recouvre à son tour la brèche d'Etchebar au sein de laquelle s'observent de nombreuses figures de slumps (Hogrel Made, 1988). Dans le Col lui-même, la

brèche karstique d'origine diapirique, dont l'épaisseur est d'une trentaine de mètres, est suivie de calcaires finement lités à *Diademopsis* (60 m) d'âge hettangien (Fauré, 1987).

Plus à l'Ouest, sur le plateau de Beloscare, la brèche d'Etchebar se développe soudainement (fig. 33). Aux abords du Cayolar peuvent être distingués un ensemble bréchique supérieur remaniant essentiellement le Dogger (calcaires à microfilaments et Ammonites, Planche III) et un ensemble inférieur à éléments liasiques (calcaires laminés ou bioclastiques, calcaires oolithiques, calcaires à Bélemnites). Le complexe bréchique qui atteint ici encore l'Hettangien chevauche vers le Nord les marnes albiennes du synclinal des Arbailles. Plus à l'Ouest encore, près de Cayolar de Mendikotziague, apparaît brusquement une série jurassique non bréchifiée, comportant la succession habituelle du Lias et du Dogger. Parallèlement se développe, sous les marnes albiennes chevauchées, la série carbonatée du Clansayésien (et du Gargasien ?), dont l'épaisseur est supérieure à 100 m dans le vallon de l'Apoura.

Ainsi, à Beloscare comme au Col d'Arhansus, la bréchification est liée à la karstification et à la

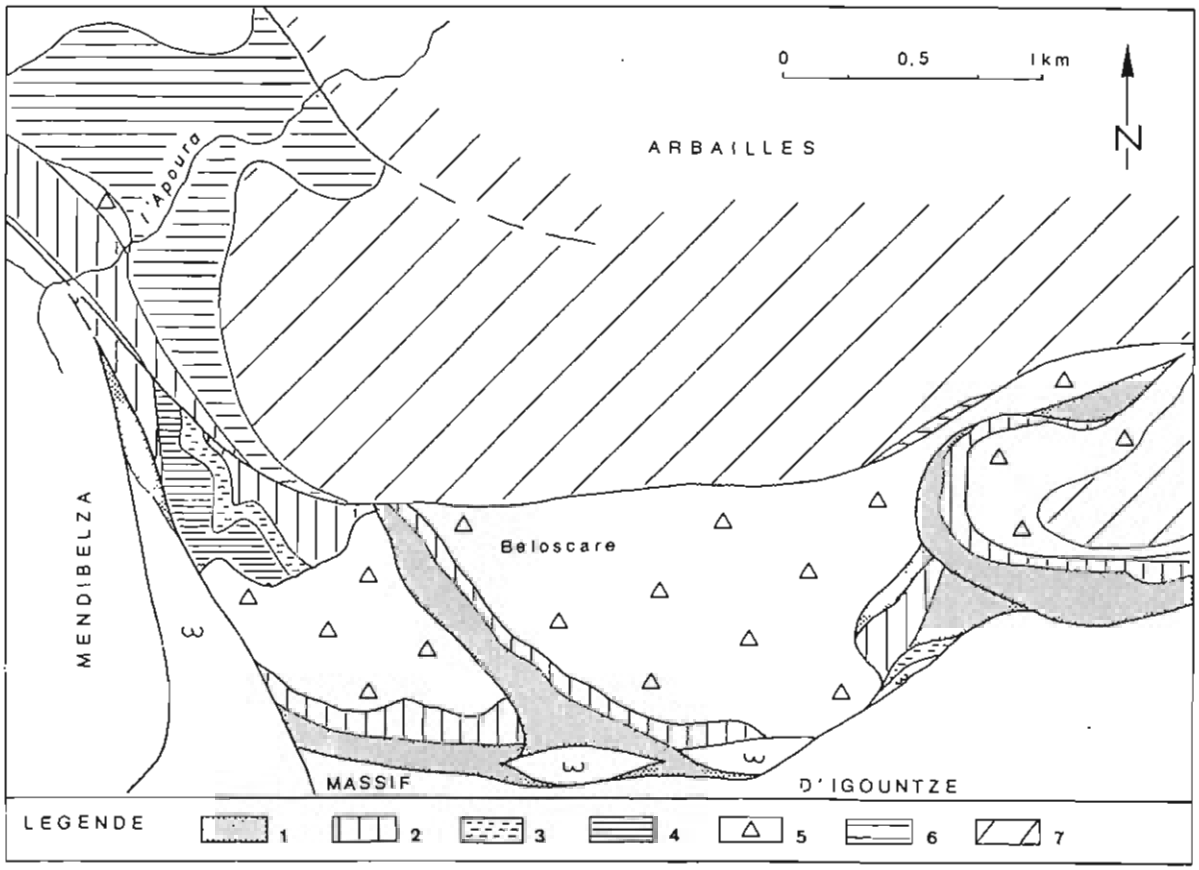


Figure 33. *Carte géologique du secteur de Beloscare.*

1. Trias; 2. Lias inférieur; 3. Lias moyen-supérieur; 4. Dogger; 5. Brèche d'Etchebar; 6. Urgo-Aptien; 7. Albien.

collapse au droit de la ride de Haute Soule. C'est en particulier la collapse qui peut être tenue pour responsable de l'absence, par soutirage, des marnes liasiques. Le diapirisme est toutefois plus évolué (stade "mur de sel") et plus tardif puisque les matériaux triasiques sont intrusifs dans les manes albiennes. Ceci peut s'expliquer par la situation du dispositif dans l'extrémité distale, sud-orientale, du bloc basculé des Arbailles.
La localisation précise de la structure diapirique et son orientation SW-NE, permettent de considérer que cette dernière correspond à une ride satellite, greffée sur la ride-mère de Haute Soule. Cette interprétation conduit à rattacher le mur salifère de Beloscare à la "ligne diapirique transverse du Saison", ligne jalonnée par les diapirs du Lichançumendy et de Roquiague et établie dans la partie centrale du bassin flysch de Mauléon (fig. 28).

Le retour à Mauléon s'effectue par Licq-Atherey, en empruntant la piste qui longe le versant méridional de la crête de Bosmendiette. Un bref arrêt dans l'extrémité orientale du chaînon offre une vue panoramique du diapir du Lichançumendy visité le lendemain.

PLANCHE IV

A - *Le Chapeau de Gendarme. Vue d'ensemble.*

Cette vue montre la série jurassico-crétacée du flanc nord du diapir du Lichançumendy. Au-dessus de la brèche d'Etchebar s'observent les marnes du Lichançumendy, les calcaires du Chapeau de Gendarme et le Mudmound à Microsolénidés.

B - *Le Chapeau de Gendarme. (Détail).*

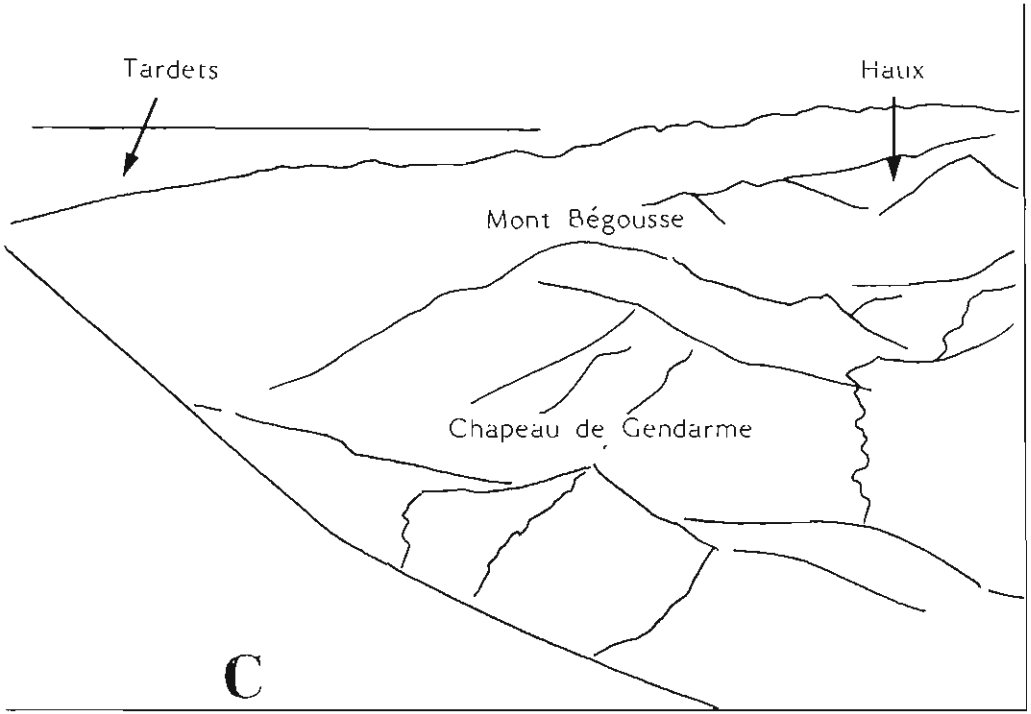
La Brèche d'Etchebar a subi la collapse lors de la mise en place du diapir. Au-dessus, la séquence clansayésienne montre bien son intervalle transgressif (conglomérats et grès) et son prisme de haut niveau (marnes et calcaires couronnés par les récifs progradants).

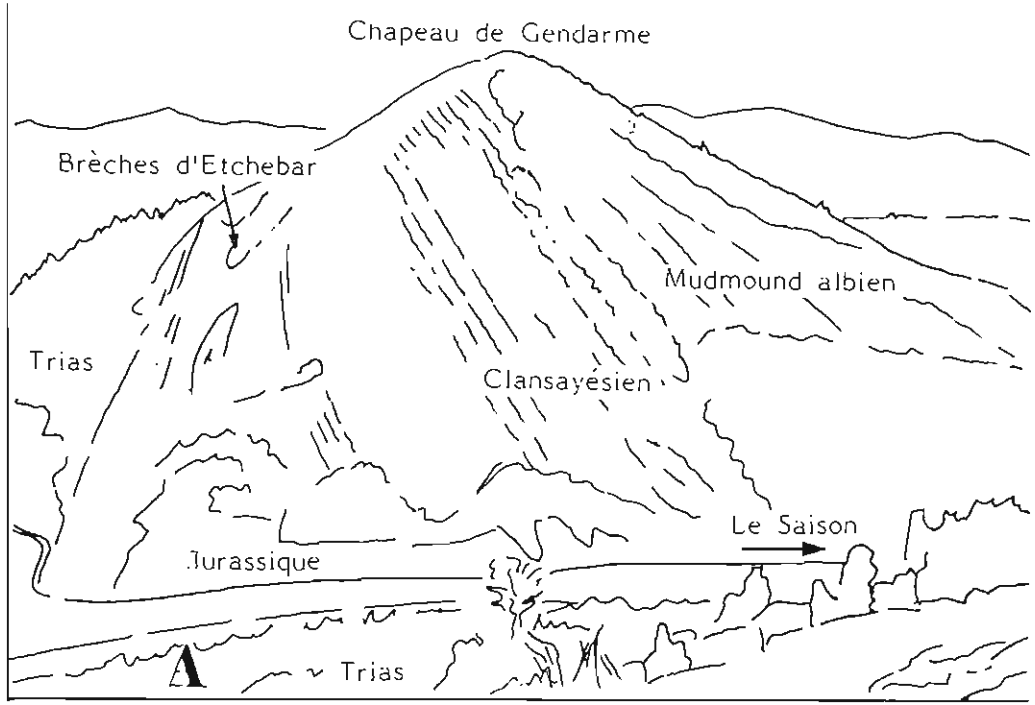
C - *Le Lichançumendy. Vue aérienne.*

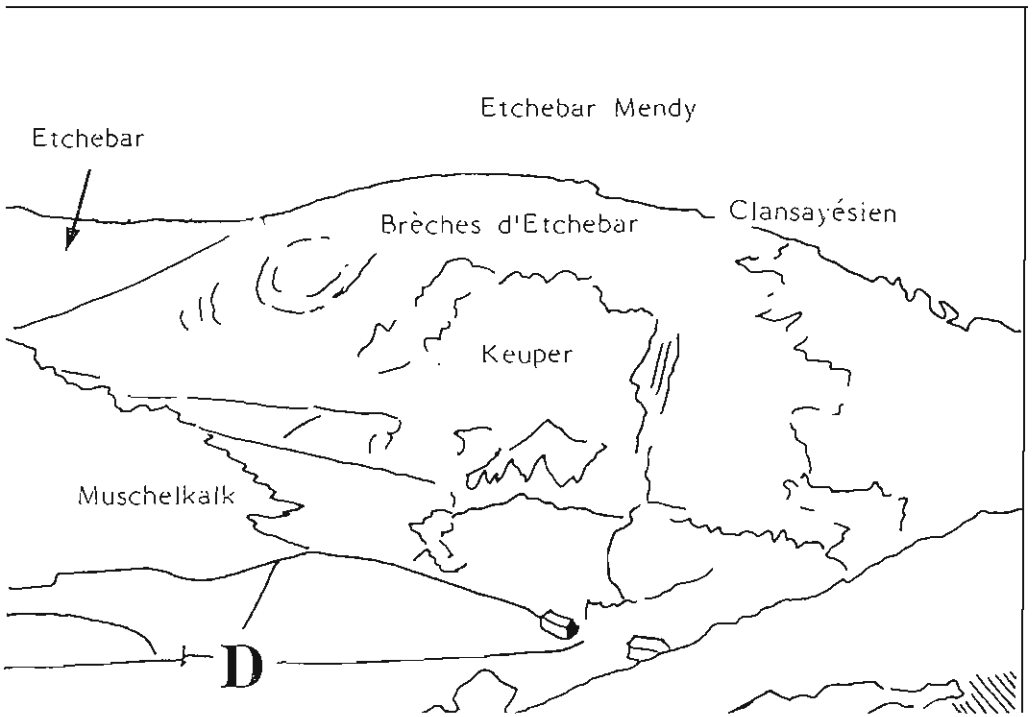
On observe la dépression triasique de Haux (coeur du diapir) à droite et la série jurassico-crétacée de l'enveloppe nord de la structure, perturbée par la tectonique pyrénéenne.

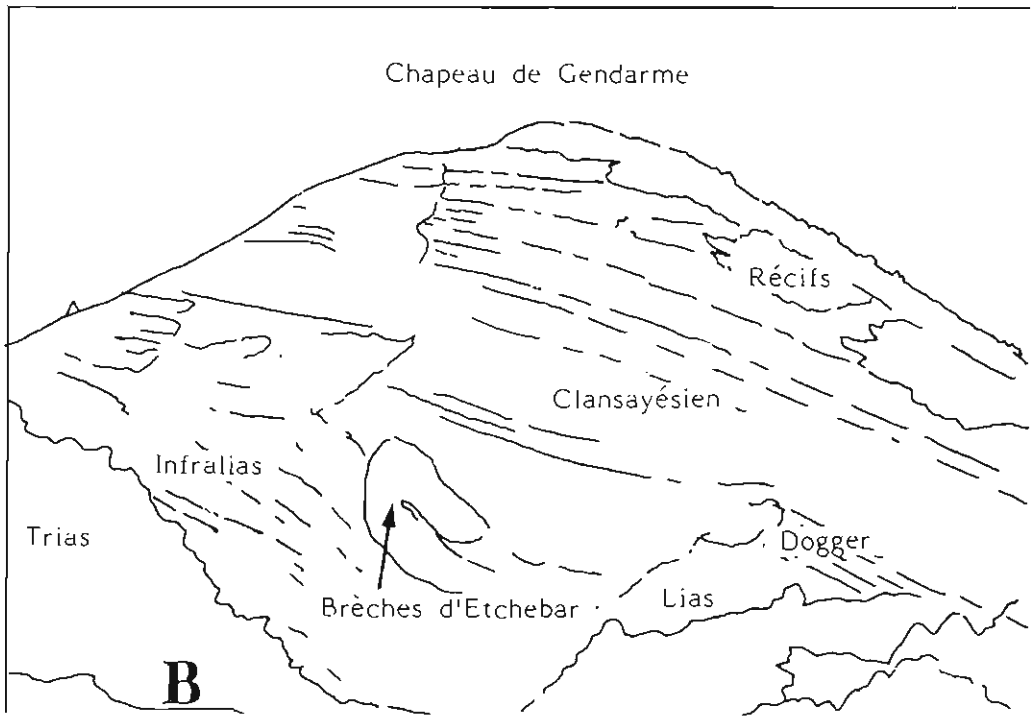
D - *Etchebar. Le coeur du diapir du Lichançumendy.*

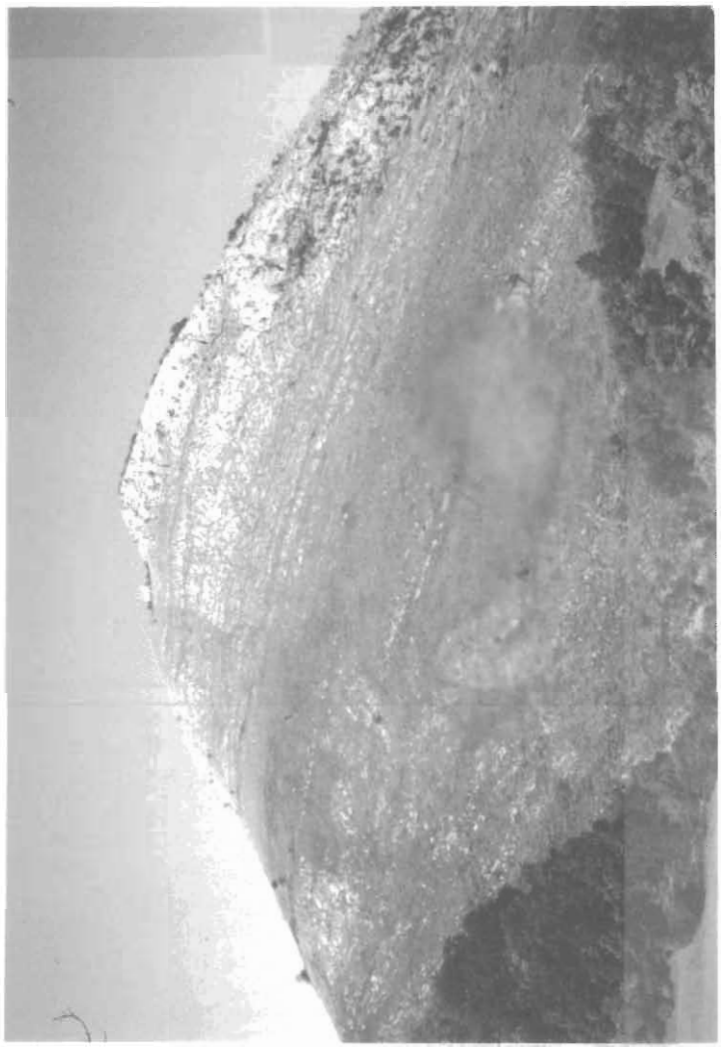
La Brèche d'Etchebar enveloppe bien le coeur triasique de la structure. La présence de bauxite (trainée sombre) souligne l'âge éocrétacé de la brèche diapirique. Localement les calcaires de l'Infralias ont été épargnés par la bréchification.


Tardets
Haux
Mont Bégousse
Chapeau de Gendarme
C


Chapeau de Gendarme
Brèches d'Etchebar
Mudmound albien
Trias
Clansayésien
Le Saison
Jurassique
Trias
A


Etchebar Mendy
Etchebar
Brèches d'Etchebar
Clansayésien
Keuper
Muschelkalk
D


Chapeau de Gendarme
Récifs
Clansayésien
Infralias
Trias
Dogger
Brèches d'Etchebar
Lias
B



DEUXIEME JOURNEE

Mauléon - Le Lichançumendy - Arette - Lourdios - Tos de la Coustette - Pont Suzon - Sarrance - Pau.

Les structures diapiriques du Lichançumendy, de Sarrance et de Pontsuzon. Relations entre diapirisme, sédimentation, eustatisme, métamorphisme, tectonique et évolution géodynamique de la marge ibérique des Pyrénées occidentales.

Itinéraire de la deuxième journée. De Mauléon à Sarrance : 60 km ; de Mauléon à Pau via Sarrance : 110 km (fig. 34).

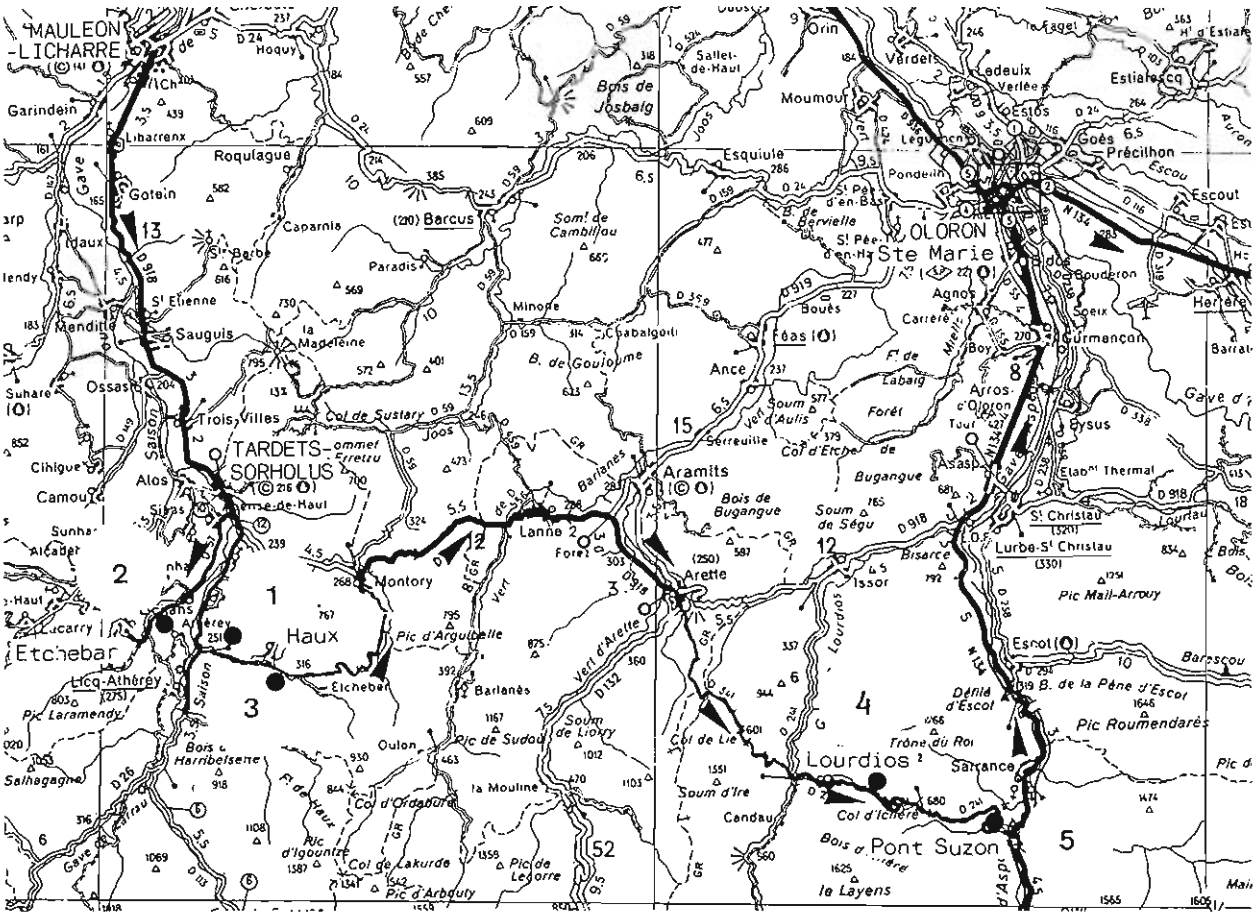


Figure 34. *Itinéraire de la deuxième journée* avec les points d'arrêt.

Arrêt 1 - Lichançumendy - *Panorama de la structure diapirique vu depuis la Montagne d'Ahargou ; description et interprétation de la coupe de référence du Chapeau de Gendarme.*

- Panorama *(Planche IV).*

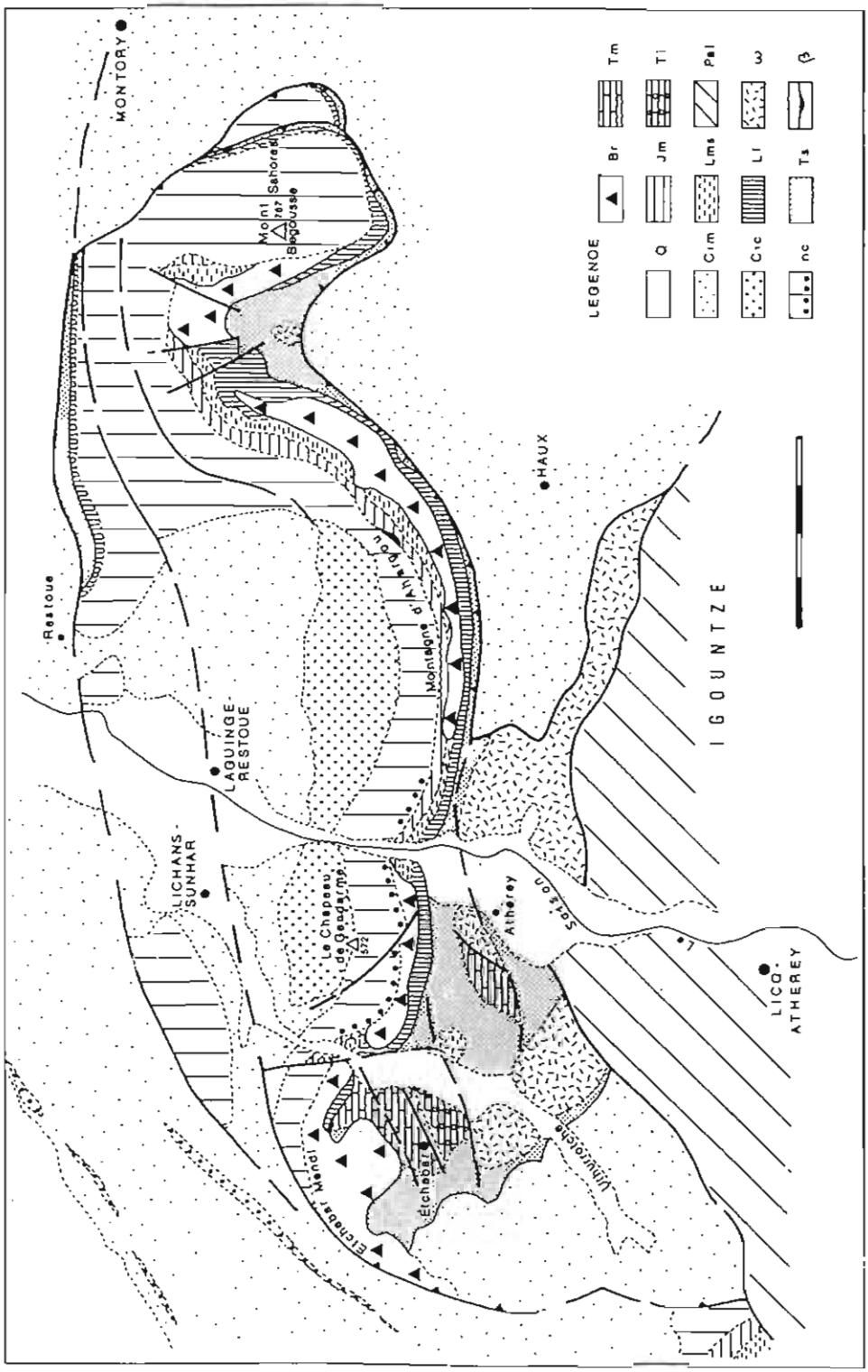


Figure 35. *Carte géologique du Lichançumendy*. β. Bauxite; ω. Ophite; Pal. Paleozoïque; T. Trias (i: inférieur; m: moyen; s: supérieur). L. Lias (i: inférieur; ms: moyen-supérieur); Jm. Dogger; Br. Brèches d'Etchebar; nC. Clansayésien avec Conglomérat d'Arhansus à la base; C1c. Mudmound albien; C1m. Marnes albiennes; Q. Quaternaire.

Le diapir du Lichançumendy sépare l'aire synclinale albienne de Tardets au Nord de l'écaille - nappe d'Igountze à armature paléozoïque au Sud (fig. 35). Il présente actuellement une structure en pli-faille très flexueux, déversé vers le sud dans sa partie orientale et vers le NW dans son extrémité occidentale. Dans les environs d'Etchebar, son coeur a été crevé jusqu'au Trias inférieur ? (pélites lie-de-vin), moyen (calcaires et dolomies) ou supérieur (argiles versicolores et ophite).

Vers le Sud, le Trias est directement recouvert (vallon d'Uthurrotche) par les marnes noires de l'Albien. Le même dispositif se retrouve à l'Est, dans la dépression de Haux, autrement dit dans l'axe de la structure. Vers le Nord se développe en revanche la série jurassique et éocrétacée dont l'étude se révèle fondamentale pour l'interprétation dynamique du diapirisme.

Malgré l'importance des contraintes compressives ultérieures, le diapir du Lichançumendy a bien conservé sa structure en dôme aigu dont la voûte, crevée, s'est effondrée au cours du Crétacé inférieur, permettant l'accumulation directe des marnes albiennes sur les argiles ophitiques du Trias extrusif.

L'arrêt de la grange Sallaberry, sur les pentes occidentales de la Montagne d'Ahargou permet de décrire la série jurassique et éocrétacée constituant dans le relief du Chapeau de Gendarme, l'enveloppe sédimentaire du diapir.

Au-dessus (au Nord) du Trias occupant le coeur de la structure, apparaissent successivement (fig. 36) :

- *les calcaires et marnes du Lias et du Dogger* (50 m) ;
- *la brèche d'Etchebar* (0-100m) remaniant dans des éléments hétérométriques le Jurassique sous-jacent ainsi que la bauxite. Karstification et collapse se traduisent par l'organisation chaotique du sédiment.
- *les conglomérats d'Arhansus* (15m) discordants sur la brèche d'Etchebar, organisés en bancs ou lentilles et remaniant le Jurassique, le Trias ou même le Paléozoïque.
- *les marnes du Lichançumendy* (40m), marnes sombres, silteuses à leur partie inférieure et de plus en plus chargées en calcaire à leur partie supérieure où apparaissent des débris de Microsolénidés et d'Algues.
- *les calcaires gris du Chapeau de Gendarme* (150m), succession de calcaires marneux à Microsolénidés, de calcaires en barres, de récifs calcaires (patch reefs progradant vers l'Ouest) et de calcaires urgoniens gris à Toucasia, Orbitolines et Polypiers.
- enfin *le Mudmound du Saison* (200 m), construction de calcaire beige à Microsolénidés et Mélobésiées intercalée à la base de la série des marnes noires à Spicules du bassin de Tardets.

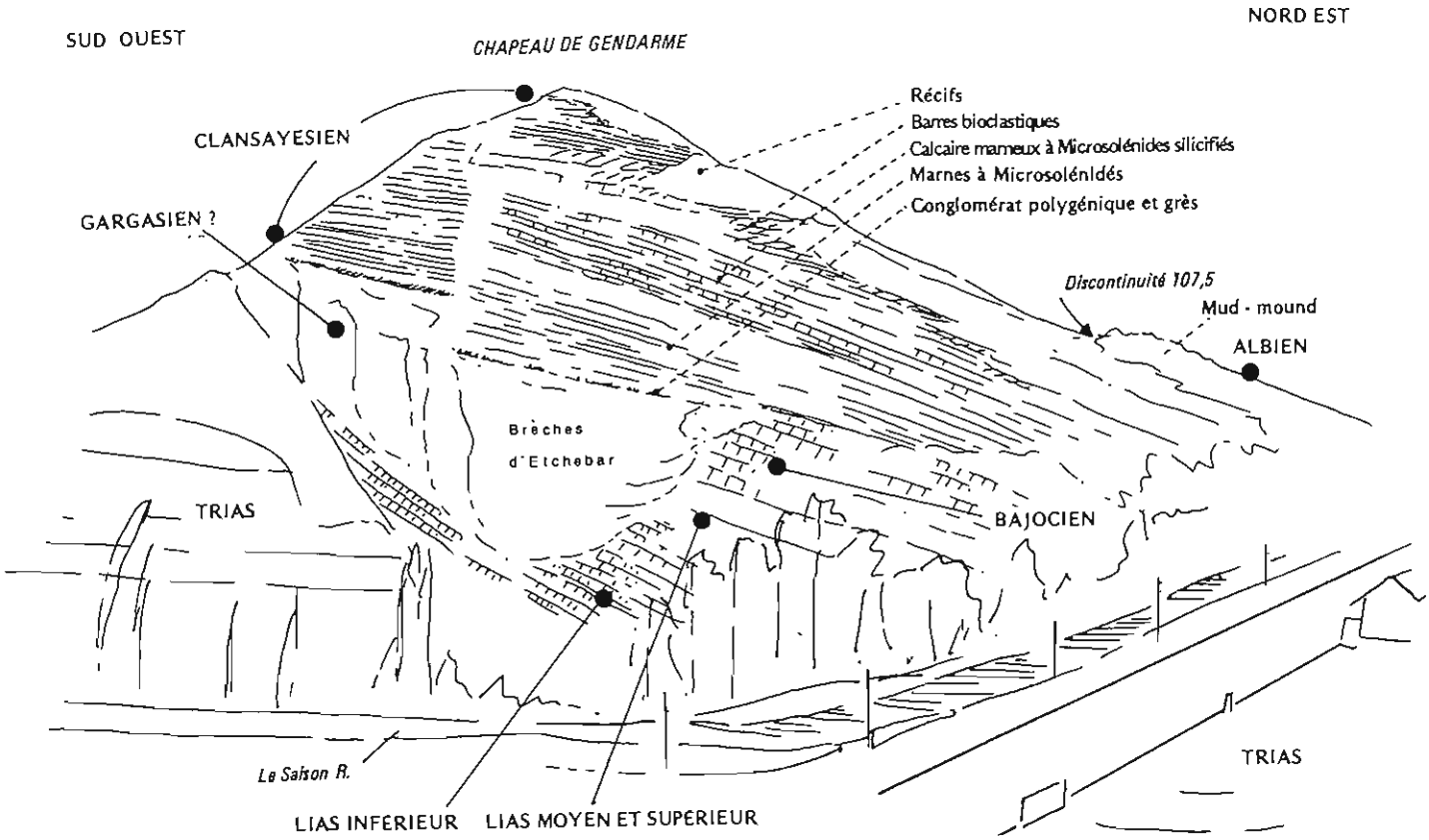


Figure 36. *Panorama du Chapeau de Gendarme.*

- ***Stratigraphie séquentielle*** (figure 19).

Conglomérats d'Arhansus, marnes du Lichançumendy et calcaires du Chapeau de Gendarme sont rapportés au Clansayésien (N'Da Loukou, 1989) en raison de la présence d'Orbitolinidés (*M. Texana* associée à *O. Minuta*) associés aux Mélobésiées du "Faciès de Vinport" : *Agardhiellopsis cretacea, Kymalithon belgicum, Lithophyllum amphiroeforme.*

En termes de stratigraphie séquentielle, ces assises peuvent ainsi appartenir (Canérot et Lenoble, 1989). au cycle ZB 4-2 de la Charte des Cycles Eustatiques.

Les conglomérats d'Arhansus, auxquels succèdent dans le détail des grès et des silts (séquence d'approfondissement) représenteraient l'intervalle transgressif du cycle. Ils sont couronnés d'une zone de condensation (10 cm) à nodules ferrugineux et glauconie reconnue à la base des marnes du Lichançumendy. Cette zone caractériserait la surface de base de progradation (surface d'inondation maximale) 108 M.a. Les marnes elles-mêmes, les barres bioclastiques progradantes et les calcaires récifaux puis de type urgonien du Chapeau de Gendarme (séquence de comblement avec réduction de l'espace disponible) appartiendraient au prisme de haut niveau marin.

Une rupture sédimentaire nette sépare (notamment sur la rive droite du Saison) les

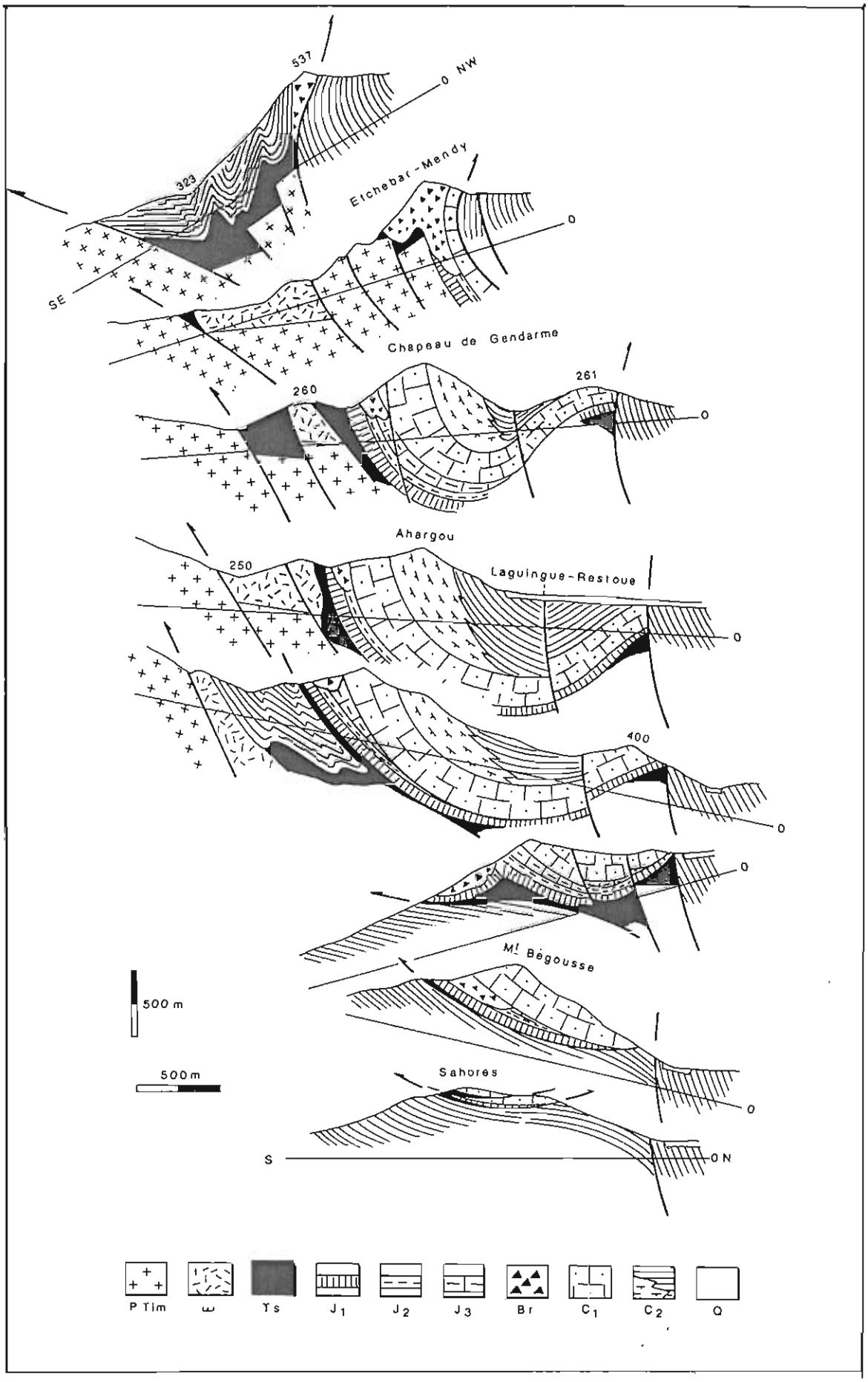
calcaires gris du Chapeau de Gendarme des calcaires beiges du mudmound sus-jacent. Elle serait l'équivalent de la discontinuité (type 1) 107,5 de la charte. Le mudmound et les marnes à spicules associées se situeraient dans le prisme de bas niveau marin du cycle suivant (ZC 1-1), d'âge albien.

La série clansayésienne du Chapeau de Gendarme montre que l'organisation des prismes de dépôt est placée sous la dépendance des fluctuations du niveau de la mer. Le diapirisme, contemporain des dépôts comme en témoigne la présence de brèches post-clansayésiennes dans l'extrémité occidentale de l'Etchebar-Mendy, y apparaît comme un phénomène plus lent et relativement continu à l'échelle du cycle eustatique.

Arrêt 2 - Vallon d'Uthurrotche - *Panorama du coeur du diapir sur l'Etchebar-Mendy. Brèches d'Etchebar dans le Chapeau de Gendarme.*

Le panorama de l'Etchebar Mendy (Planche IV), vu à partir de la métairie Espeldoya, montre que la structure diapirique est en partie conservée. Au-dessus du Trias moyen (village d'Etchebar) et supérieur, se développe la puissante formation des brèches d'Etchebar. Sur le versant méridional de la montagne, la collapse est soulignée par une vaste boucle "slumpée" dont la structure est soulignée par une passée de brèches plus sombres à "ciment" bauxitique. Sur la droite, près d'une ancienne carrière, quelques bancs de calcaires infraliasiques subverticaux ont été épargnés par la bréchification. Vers la gauche et au Sud la brèche disparaît soudainement et le Trias ophitique est directement recouvert par l'Albien marneux.
Dans la partie nord-orientale du relief, la brèche diapirique d'Etchebar est directement recouverte par des marnes et des calcaires appartenant au prisme de haut niveau marin de la séquence clansayésienne. Les assises terrigènes (conglomérats, grès et silts) correspondant à l'intervalle transgressif ne sont pas représentées.

Le panorama du Chapeau de Gendarme (Planche V), vu à partir de l'Ouest et des abords de la Borde d'Aran révèle la structure d'ensemble des brèches d'Etchebar et leurs relations avec les terrains avoisinants du Jurassique et du Crétacé inférieur.
Les brèches s'organisent en masses grossièrement "stratifiées" et fluées, à pendage sud, dessinant l'amorce d'un "synclinal" par relèvement de leur extrèmité méridionale. Elles recoupent nettement les calcaires du Lias inférieur et moyen, les marnes du Lias supérieur et les calcaires du Dogger qui, eux, présentent un plongement uniforme de 60° vers le Nord.
Au-dessus, se développe la séquence clansayésienne du Chapeau de Gendarme, comportant ici le prisme de bas niveau marin (conglomérat chenalisé à éléments paléozoïques dominants), l'intervalle transgressif (grès et silts) et le prisme de haut niveau marin (marnes du Lichançumendy et calcaires du Chapeau de Gendarme réduits aux barres bioclastiques d'avant récif). Cette série éocrétacée recouvre en légère discordance angulaire (15°) le Jurassique sous-


537
0 NW
323
Etchebar-Mendy
SE
0
Chapeau de Gendarme
260
261
0
Ahargou
250
Laguingue-Restoue
0
400
0
0
M! Bégousse
500 m
500m
Sahores
S
0 N
P Tim
E
Ts
J1
J2
J3
Br
C1
C2
Q

jacent. Son pendage plus faible que celui de ce dernier peut s'expliquer en faisant intervenir le jeu de la ride diapirique au Crétacé inférieur, pendant la mise en place par karstification et collapse de la brèche d'Etchebar.

Une coupe du versant occidental du Chapeau de Gendarme permet d'observer (fig. 37et Planche V) :

- le contact net entre la brèche d'Etchebar et le Lias inférieur non bréchique, lui-même superposé à l'Infralias bien reconnaissable avec ses calcaires lités à *Diademopsis* et son intercalation de tuf ophitique.

- les éléments constituants principaux de la brèche : calcaires laminés du Lias inférieur et de l'Infralias ; calcaires et dolomies hettangiennes ; calcaires à Belemnites du Lias moyen ; calcaires à filaments du Dogger ; débris chloriteux et oolithes ferrugineuses appartenant à la croûte bauxitique éocrétacée.

- le ciment carbonaté ou chloriteux de cette brèche, souvent recristallisé et pourvu de cubes de pyrite ;

- la présence de structures plissées décimétriques à métriques et de filons dolomitiques séquants ;

- le développement d'une surface karstique au toit de la brèche accompagnée du soutirage des marnes liasiques ;

- le démantèlement des bancs jurassiques (Dogger notamment) à l'approche de cette surface ;

- Enfin l'indépendance du banc conglomératique (conglomérat d'Arhansus) par rapport à la brèche d'Etchebar.

Cette coupe montre que la brèche d'Etchebar (d'âge Crétacé inférieur puisqu'elle remanie le Jurassique et la bauxite) est superficielle et localisée sur la seule bordure de la ride diapirique. Distincte du banc conglomératique marin sus-jacent, elle est liée à l'évolution de la surface karstique qui la coiffe et résulterait de l'effondrement par collapse de la voûte jurassique au droit du diapir, lors de la mise en place de ce dernier, vraisemblablement durant la période éocrétacée anté-clansayésienne d'émersion et de distension vigoureuse (basculement vers l'Ouest du bloc du Lichançumendy).

Figure 37. *Coupes sériées du chaînon du Lichançumendy.*

P-Tim. Paleozoïque et Permo-Trias; ω. Ophite; Ts. Keuper; J1. Lias inférieur; J2. Lias moyen-supérieur; J3. Dogger; Br. Brèches d'Etchebar; C1. Clansayésien; C2. Albien avec Mudmound; Q. Quaternaire.

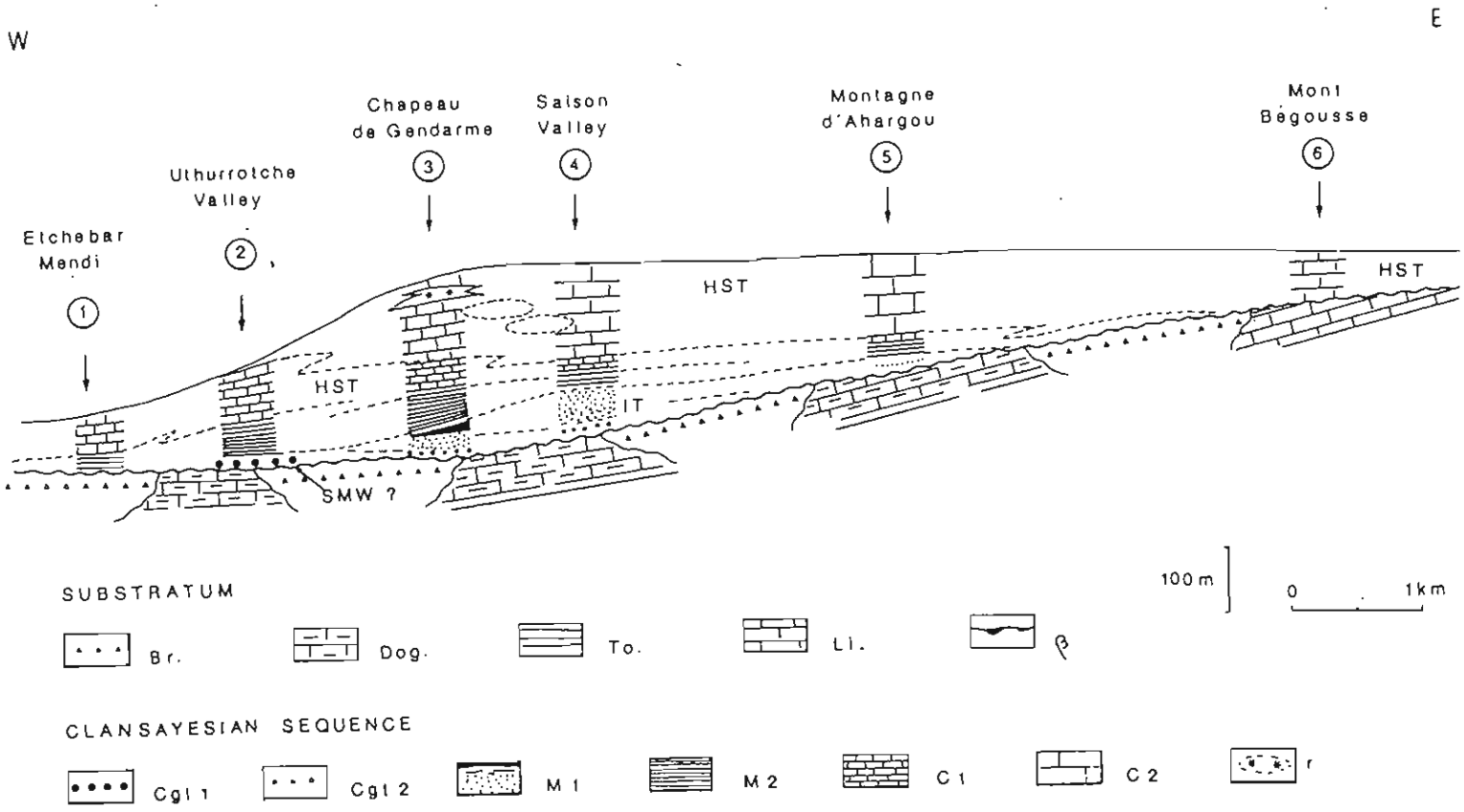


Figure 38. *Stratigraphie séquentielle du Clansayésien* sur le bloc du Lichançumendy. Br. Brèches d'Etchebar; Dog. Dogger; To. Toarcien; Li. Lias inférieur-moyen; β. Bauxite; Cg1. Conglomérat à éléments paleozoïques dominants; Cg2. Conglomérat à éléments divers; M1. silts et marnes silteuses; M2. Marnes du Lichançumendy; C1. calcaires bioclastiques; C2. calcaires de lagon; r. récifs.

SMW (shelf margin wedge). prisme de bordure de plate-forme; IT. Intervalle transgressif; HST (Highstand Systems Tract). Prisme de haut niveau.

Arrêt 3 - Haux - *Panorama de la Montagne d'Ahargou, du Col d'Arbits et du Mont Bégousse.*

Dans la montage d'Ahargou (Planche V), la série jurassico-crétacée chevauche vers le Sud l'Albien du "Synclinal de Haux" par l'intermédiaire d'une semelle de Trias marneux (limite supérieure des prairies). Le Jurassique, érodé jusqu'au Dogger, est recouvert par un "placage" discontinu de brèches d'Etchebar. La séquence clansayésienne composée de son intervalle transgressif (conglomérats et grès) et de son prisme de haut niveau marin (marnes et calcaires), occupe le sommet du relief. Vers l'Est, à l'approche du Col d'Arbits, la collapse liée au diapirisme éocrétacé a déterminé la formation d'une vaste "invagination"bien soulignée par les assises bréchifiées du Lias inférieur calcaréo-dolomitique, du Lias moyen et supérieur marno-calcaire et du Dogger calcaire.

Aux abords du Col d'Arbits, les brèches d'Etchebar, particulièrement développées, séparent le Trias ophitique du Clansayésien calcaire. Profondément fracturées et recristallisées, elles ont livré des paragenèses d'Orthose, d'Albite, de micas et de Tourmaline (Planche VI).
Plus à l'Est, dans le Massif du Mont Bégousse, la séquence clansayésienne, réduite à son seul prisme de haut niveau marin (fig. 38) recouvre directement le Lias inférieur. Latéralement s'observe le biseau des brèches d'Etchebar. Le secteur considéré se trouve localisé dans la partie élevée du bloc du Lichançumendy, basculé vers l'Ouest au Crétacé inférieur. Le diapirisme, contemporain de ce basculement semble ainsi plus évolué dans la partie occidentale du dispositif où la série clansayésienne se trouve, rappelons-le, impliquée dans la brèche d'Etchebar.

Arrêt 4 - Lourdios - *Tos de la Coustette. La ride diapirique de Sarrance.*

Le panorama rive gauche du gave de Lourdios montre les effets du diapirisme sur la géométrie de l'anticlinal de Sarrance dans sa terminaison occidentale (Sommet de Larraillou, Planche. I). L'anticlinal, faillé et déversé au Sud, est dissymétrique. Son flanc nord, épais (1300 m) présente une série jurassique de (plus de 800 m) s'étageant du Lias au Kimméridgien à laquelle succède un Crétacé inférieur comportant des marnes bédouliennes et des calcaires gargasiens dont l'épaisseur est de 500 m. Le flanc méridional présente en revanche une succession beaucoup plus réduite, au sein de laquelle le Jurassique est érodé jusqu'à la base du Malm et l'Aptien n'excède pas 200 m.
Mais plus au Sud (Soum d'Ire), dans le flanc méridional du synclinal de Lourdios, l'Aptien est de nouveau très développé (400 m). De plus il supporte une puissante (100 m) construction carbonatée de type "mudmound" inexistante sur le flanc septentrional.

Interprétation géodynamique (fig. 39) - L'anticlinal de Sarrance serait né de la réactivation en faille inverse d'une ancienne faille normale à regard nord qui, au Crétacé inférieur, séparait deux blocs crustaux (B. de Lourdios au Sud et B. de Barescou au Nord) de la marge ibérique en cours d'individualisation, blocs basculés et affaissés vers le Sud. La distension N-S qui a déterminé ces basculements s'est accompagnée de diapirisme comme le montrent les faits essentiels suivants, relevés en divers points de la structure de Sarrance :

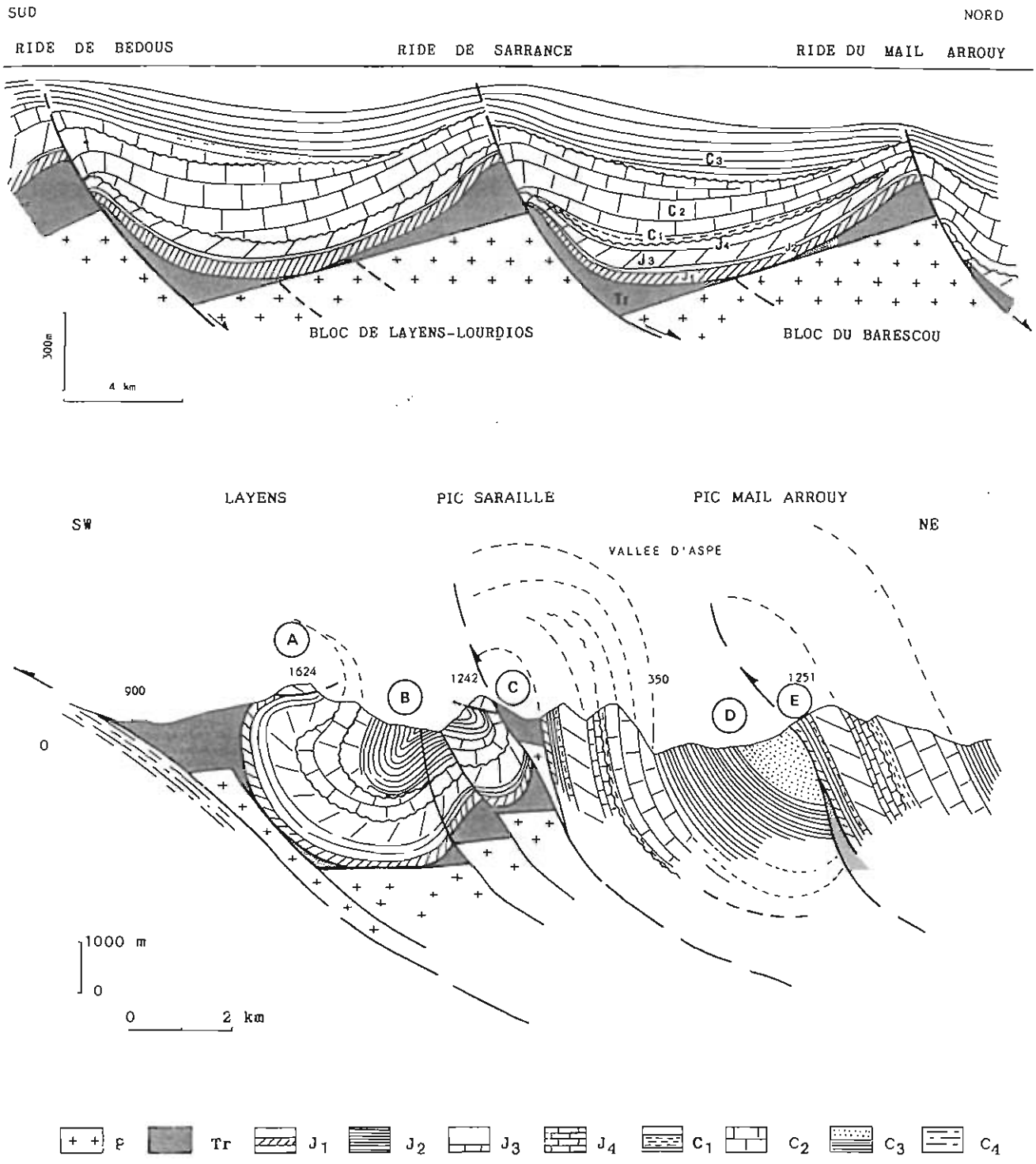


Figure 39. *Coupes du chaînon de Sarrance et de ses abords.*

A. Coupe palinspastique à l'Albien.

B. Coupe structurale actuelle.

P. Paleozoïque; Tr. Trias; J1. Lias inférieur; J2. Lias moyen-supérieur; J3. Dogger; J4. Malm; C1. Barrémien-Bédoulien; C2. Gargasien; C3-4. Clansayésien-Albien.

- large accumulation d'argiles triasiques à l'articulation des blocs, autrement dit là où la distension éocrétacée fut la plus accusée ;
- érosion profonde du Jurassique (avant l'Aptien) à la fois sur la partie élevée du bloc de Lourdios et au droit de la ride diapirique ;
- variations progressives d'épaisseur de la série crétacée ; cette dernière est plus puissante au Nord, sur la partie effondrée du bloc du Barescou qu'au Sud, sur la partie haute du bloc de Lourdios.
- installation du mudmound dans la partie effondrée du bloc de Lourdios.

L'exemple de la ride de Sarrance révèle l'étroite relation entre tectonique de blocs et diapirisme éocrétacé et l'influence des dispositifs ainsi mis en place par distension sur l'évolution ultérieure en compression. On constate en particulier le rejeu en faille inverse de la faille normale de Sarrance et la superposition des anticlinaux et synclinaux pyrénéens respectivement aux anciennes rides et aux synclinaux de compensation associés.

Arrêt 5 - Vallon de l'Espalungue - *La lame triasique transverse de Pont Suzon, en vallée d'Aspe.*

1. Description

A 500 m environ à l'Ouest de la vallée d'Aspe, la route qui, du Col d'Ichère, conduit au vallon de l'Espalungue (fig. 40) permet d'observer la structure triasique et ses relations avec les terrains encaissants : calcaires et marnes albo-aptiens du syclinal de Lourdios. Les affleurements triasiques se situent sur une bande sub-méridienne étroite (150 m) qui s'allonge sur plus d'un kilomètre, d'une part sur le versant nord du vallon, entre les fermes Pauly et Iseste et d'autre part sur le versant sud, aux abords de la métairie Loustau. Les matériaux observés sont divers (Lenoble et Canérot, 1991) :
- calcaires beiges, finement lités, affectés de plis décimétriques très aigus et désordonnés ; dolomies grises ou bleutées (au Sud de Mirande). Cet ensemble rappelle par ses lithofaciès le Muschelkalk pyrénéen.
- argiles versicolores, sans structure définie, appartenant indubitablement au Keuper
- dolomies beiges, brèches dolomitiques et cargneules chamois, connues régionalement dans le Muschelkalk ou dans l'Infralias.

Au Sud de Mirande, une boucle de la route révèle deux importants amas bréchiques associés au Trias. Les calcaires marmorisés, grisâtres, souvent bien lités, qui constituent les éléments hétérométriques (1 à 3 dm) de la brèche, très éloignés par le lithofaciès du Jurassique et du Crétacé béarnais, présentent en revanche de nettes affinités avec le Muschelkalk avoisinant.
Les roches encaissantes correspondent à des calcaires gris, recristallisés, rapportés à l'Aptien

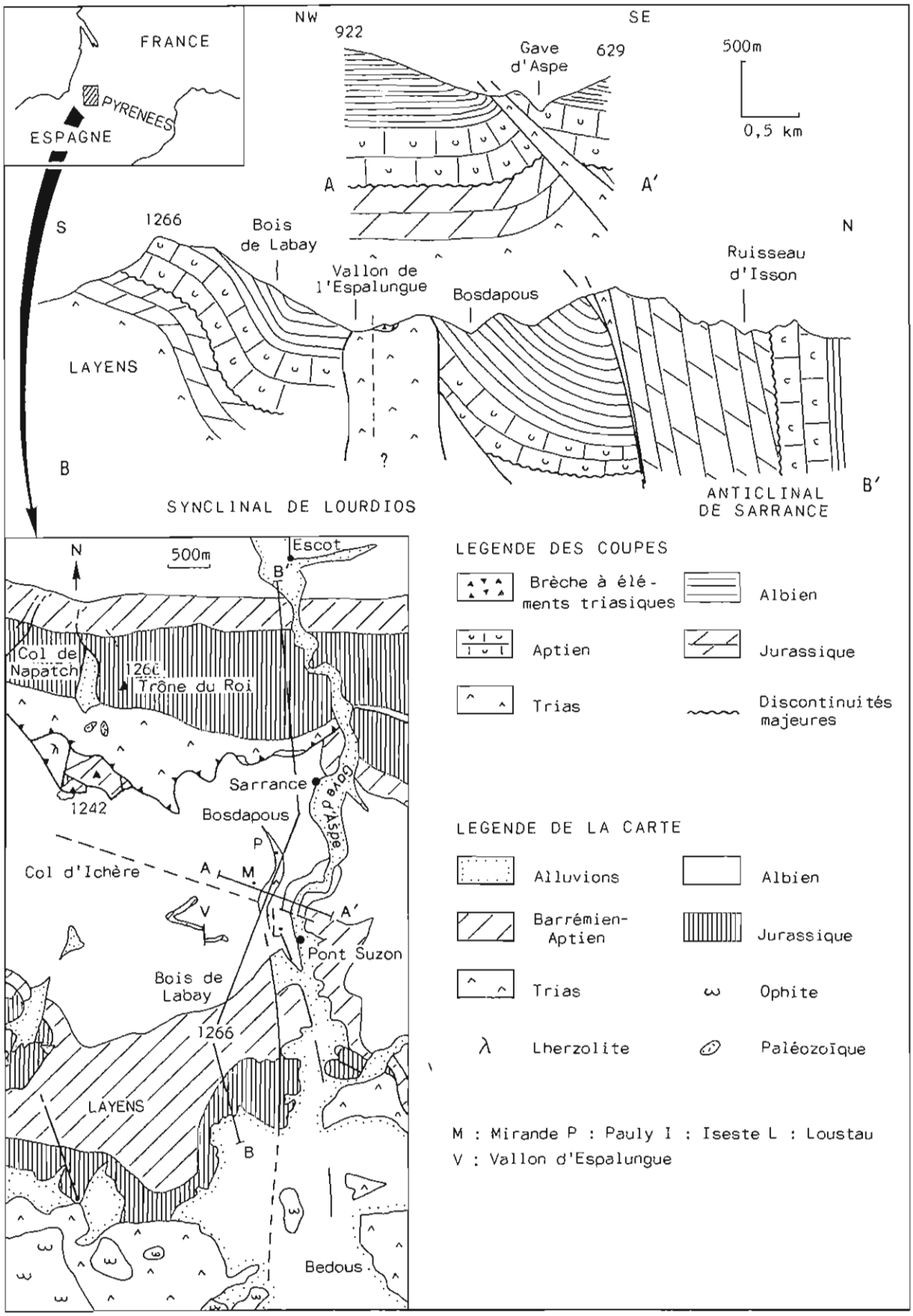


Figure 40. *Cartes et coupes interprétatives du "diapir" de Pont Suzon.*

supérieur (Castéras, 1969). L'ensemble paraît ployé en une structure anticlinale faiblement déversée vers l'Ouest. Cette structure se situe dans le prolongement méridional de la charnière anticlinale dessinée par les calcaires éocrétacés au fond du vallon de Bosdapous, charnière déversée vers l'Est à l'approche du chevauchement de Sarrance. Elle se raccorde vers le Sud à la zone sub-méridienne des écailles de la vallée d'Aspe, rattachées elles-mêmes à la structure triasique de Bedous.

2. *Interprétation géodynamique*

L'étude cartographique détaillée du secteur de Pont Suzon (Lenoble, travaux en cours) montre que les matériaux triasiques observés à l'affleurement ont incontestablement traversé mécaniquement la série jurassique et éocrétacée avant de prendre place au sein des marnes et marno-calcaires du synclinal de Lourdios. Ils apparaissent en connexion directe avec la masse triasique comme dans la galerie souterraine d'amenée d'eau à la centrale EDF d'Asasp (Tisin, 1963 ; Henry, 1987).

Aucune modification particulière des épaisseurs et des faciès du Crétacé inférieur n'a été relevée dans la zone des écailles de la vallée d'Aspe assurant le raccordement structural avec la bande triasique W-E de Bedous, plus méridionale. Les biseaux d'érosion du Jurassique et de non dépôt du Crétacé inférieur ont la même ampleur dans les chaînons voisins et latéraux d'Ourdinse ou du Layens. Par ailleurs, les brèches calcaires, monogéniques, associées au Keuper sont différentes des brèches d'Etchebar, polygéniques et d'origine diapirique.

La montée triasique de Pont Suzon doit donc, selon nous, être distinguée des stuctures halocinétiques éocrétacées des Pyrénées occidentales.

Il s'agirait plutôt d'une *lame extrusive pyrénéenne* établie au droit d'une zone de fracturation transverse, dite "Zone des Crochons" de la Vallée d'Aspe, assurant l'articulation entre deux domaines structuraux distincts (Richert, 1968) :

- à l'Est de la vallée d'Aspe, les unités gardent une grande régularité dans les directions structurales (plis N 110 à plongement axial vers l'Ouest, directement liés à la compression N-S).
- à l'Ouest de la vallée, s'observe en revanche une variabilité des directions et une imbrication en mozaïque des structures.

L'opposition entre les deux domaines résulterait d'une rotation dextre qui aurait amené les directions pyrénéennes N 110 jusqu'à des directions sub-méridiennes.

La mise en place de la lame triasique de Pont Suzon aurait impliqué tout d'abord un jeu de failles normales des cassures du tréfonds (favorisant la montée diapirique des matériaux du Trias) puis une réactivation en faille inverse, conduisant au plissement de l'enveloppe crétacée.

De nombreuses cassures distensives sub-méridiennes, matérialisées sur le terrain par des mégafilons calcitiques secondairement dolomitisés ont été repérées dans le secteur avoisinant et

en particulier sur le flanc nord de l'anticlinal de Sarrance. En un point, au Nord du Pic Saraillé, la reprise en compression de ces accidents a conduit à la mise en place d'une intrusion triasique au sein du Jurassique, évoquant par son orientation N-S et sa géométrie, la lame triasique de Pont Suzon, ici considérée.

PLANCHE V

A - *Terminaison occidentale du diapir du Lichançumendy.*

Une brèche à éléments clansayesiens y surmonte la Brèche d'Etchebar. L'ensemble chevauche les marnes albiennes en direction du NW (à gauche).

B - *Ahargou. Brèche de collapse.*

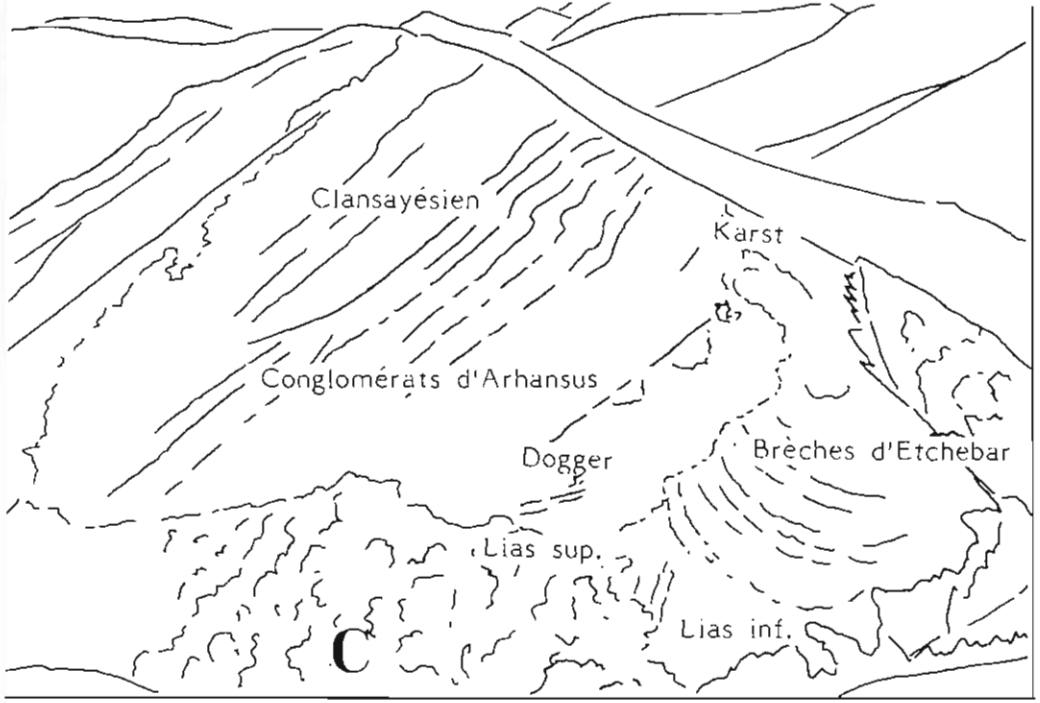
Dans la série jurassico-crétacée de la Montagne d'Ahargou la brèche karstique et diapirique d'Etchebar présente une importante invagination avec soutirage des marnes liasiques et basculement d'une importante barre de calcaires du Dogger.

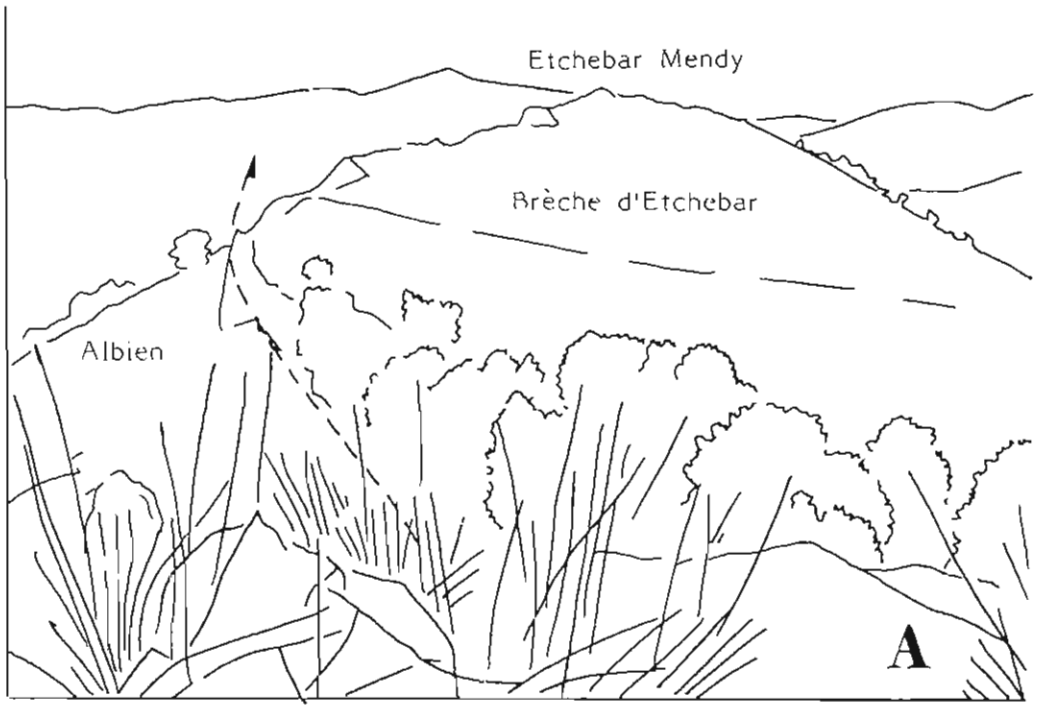
C - *Chapeau de Gendarme. Brèche d'Etchebar.*

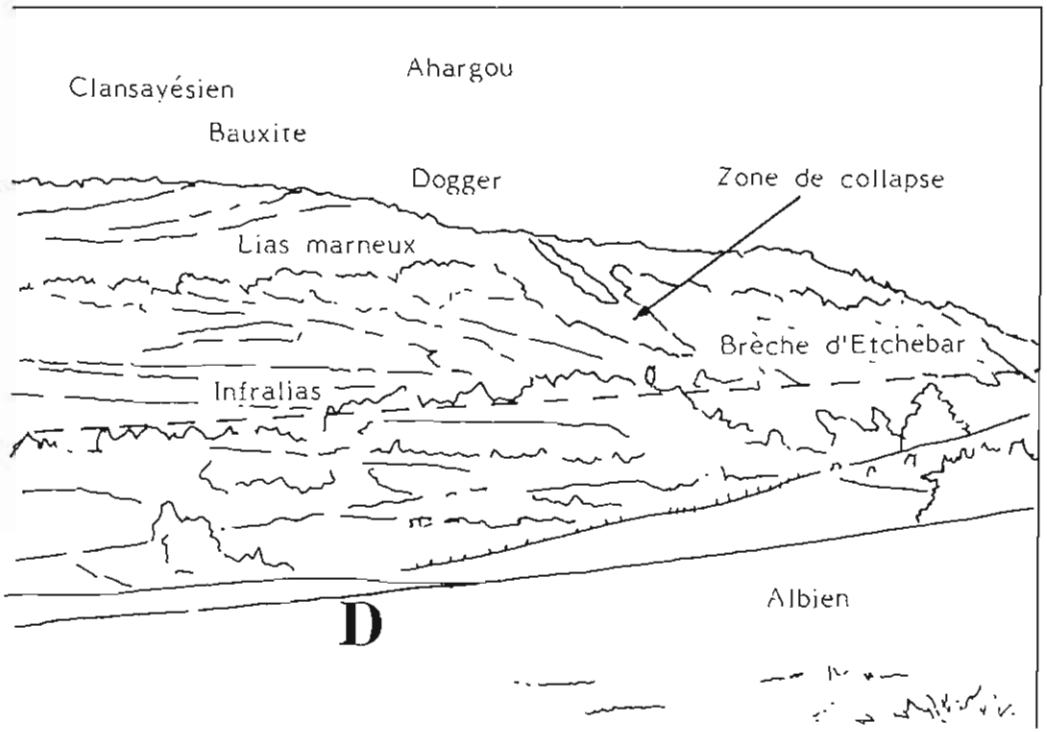
La brèche de collapse dessine une boucle de slump au-dessus du Lias. Deux blocs de calcaires du Dogger ont basculé dans l'invagination créé par la kartification et la collapse contemporaine du diapirisme.

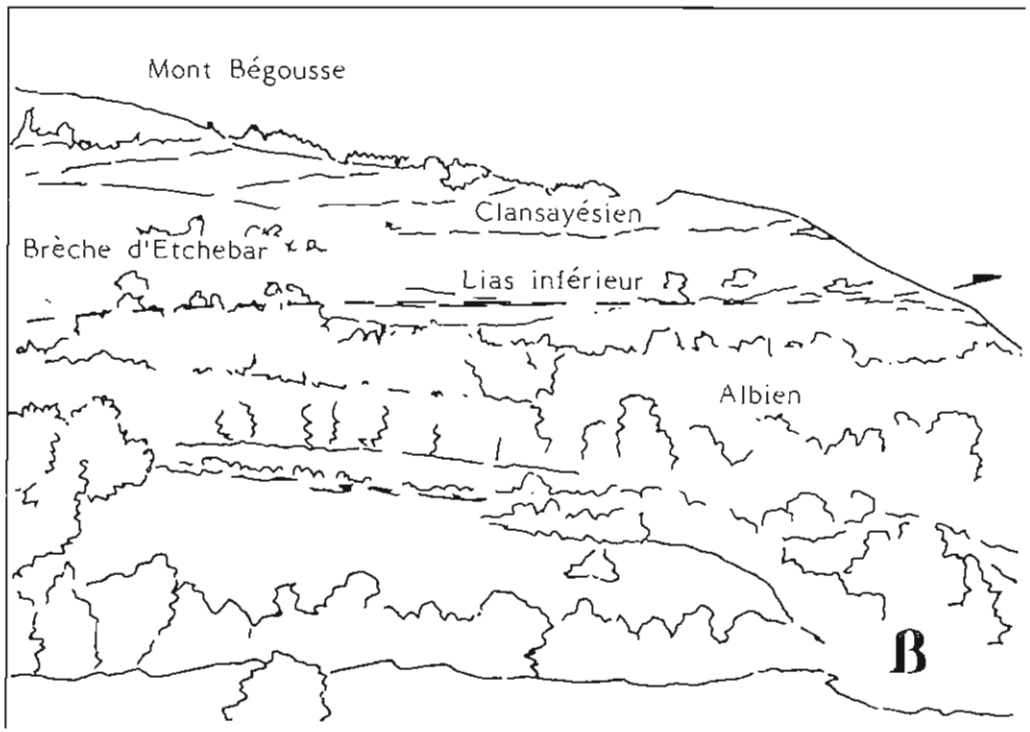
D - *Mont Bégousse. Partie haute de bloc basculé.*

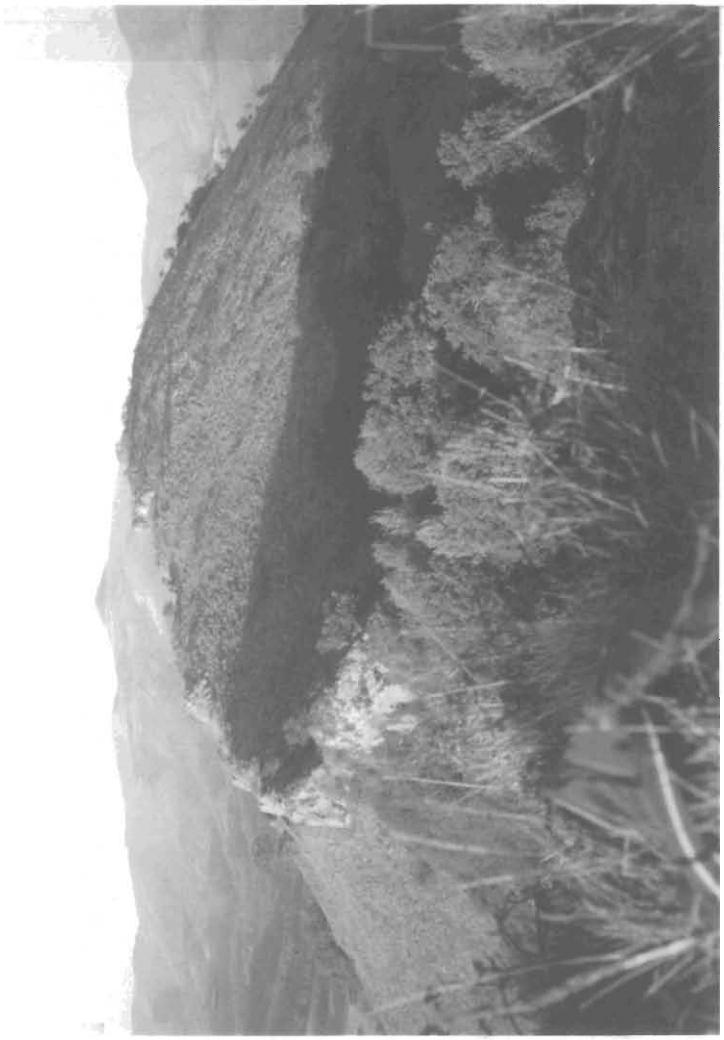
Dans l'extrémité orientale du bloc du Lichançumendy, basculé vers l'Ouest au Crétacé inférieur, les calcaires clansayésiens reposent directement sur ceux du Lias inférieur. La Brèche d'Etchebar apparaît ensuite sur la gauche.


Clansayésien
Karst
Conglomérats d'Arhansus
Dogger
Brèches d'Etchebar
Lias sup.
Lias inf.
C


Etchebar Mendy
Brèche d'Etchebar
Albien
A


Clansayésien
Ahargou
Bauxite
Dogger
Zone de collapse
Lias marneux
Brèche d'Etchebar
Infralias
Albien
D


Mont Bégousse
Clansayésien
Brèche d'Etchebar
Lias inférieur
Albien
B



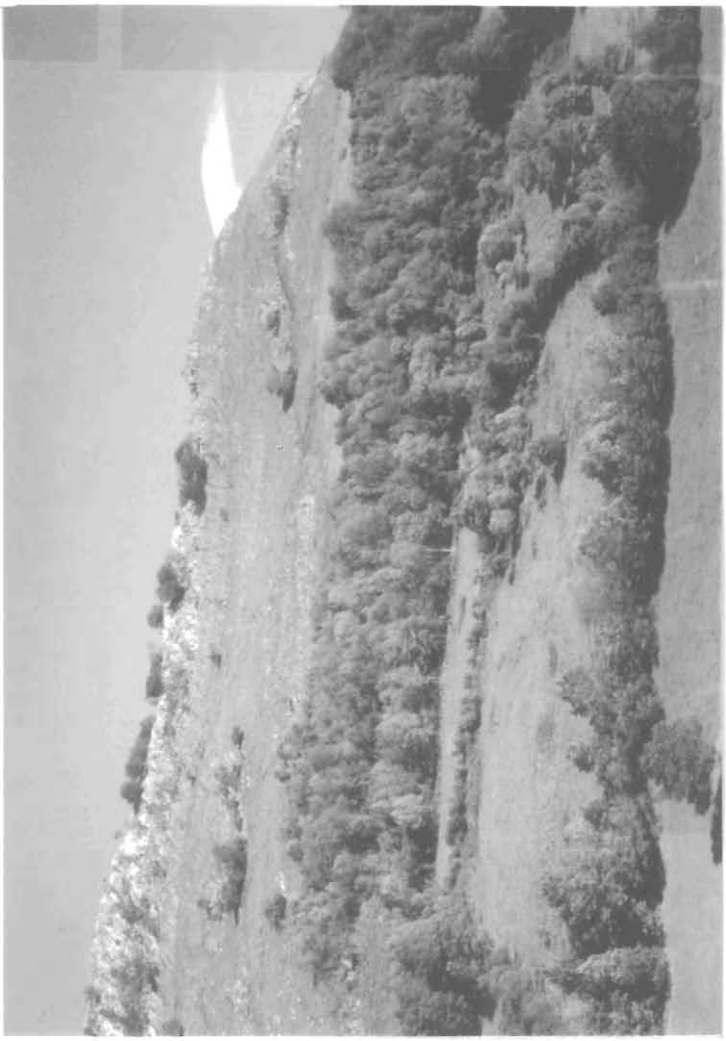
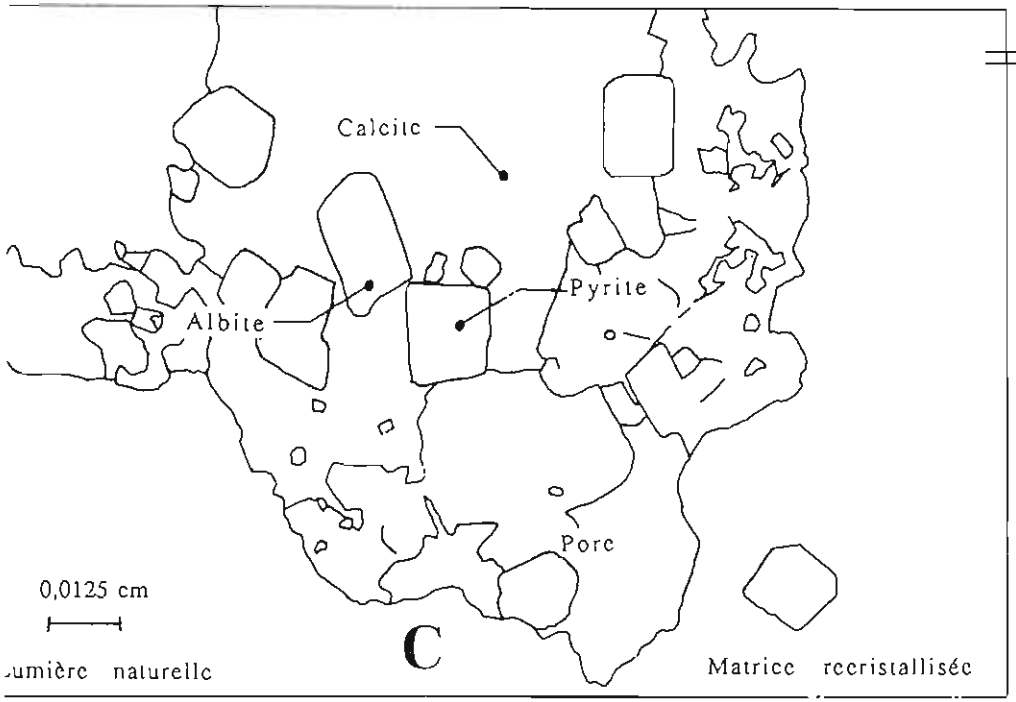
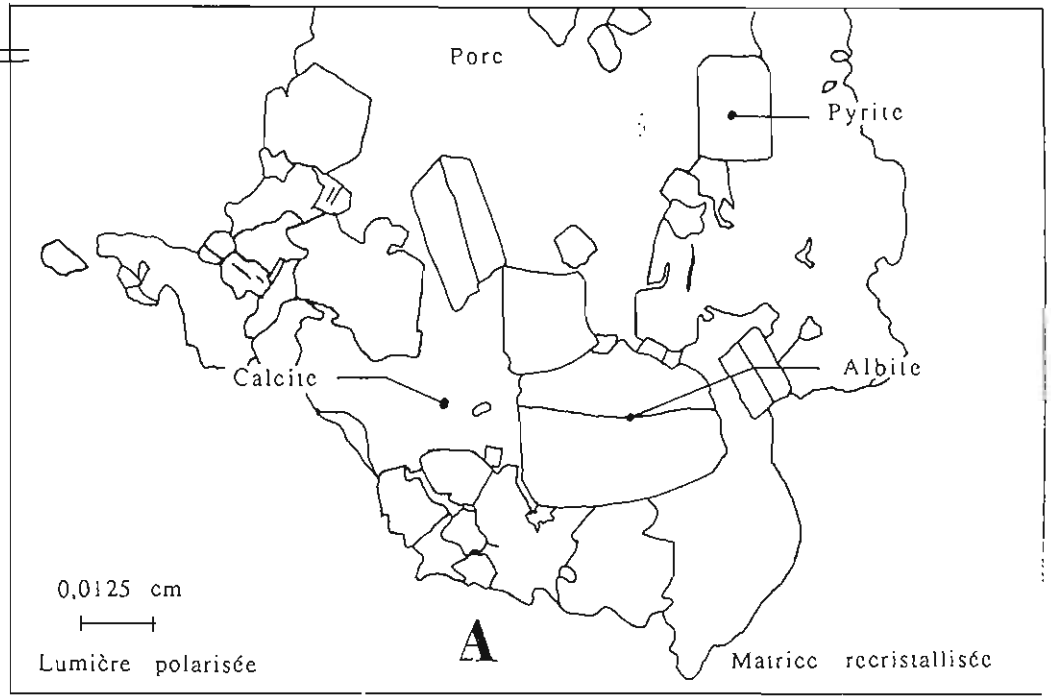
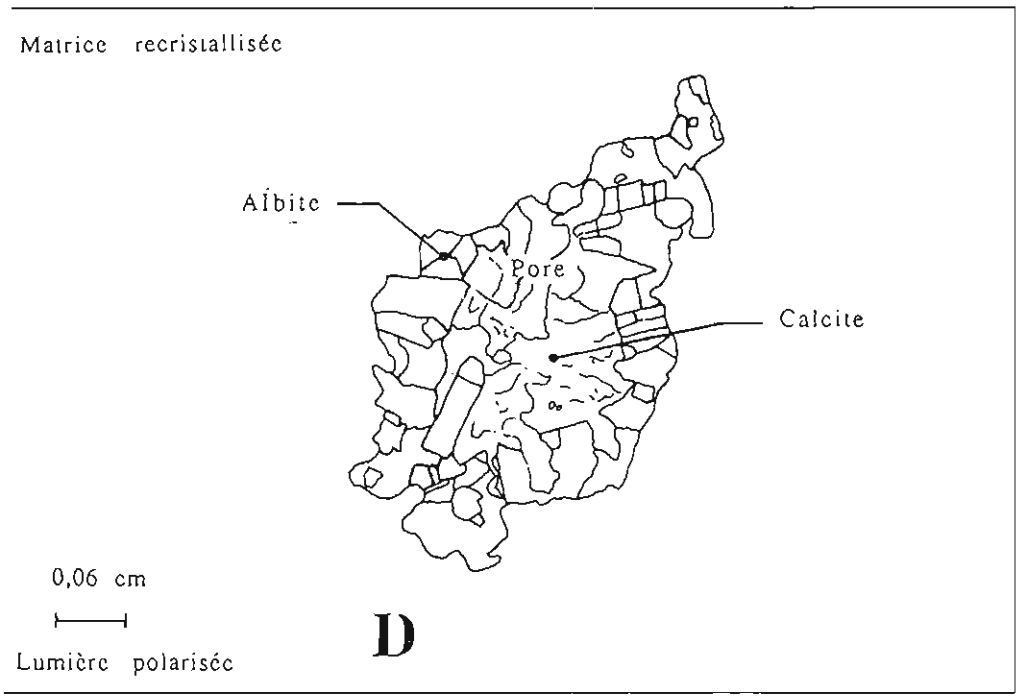


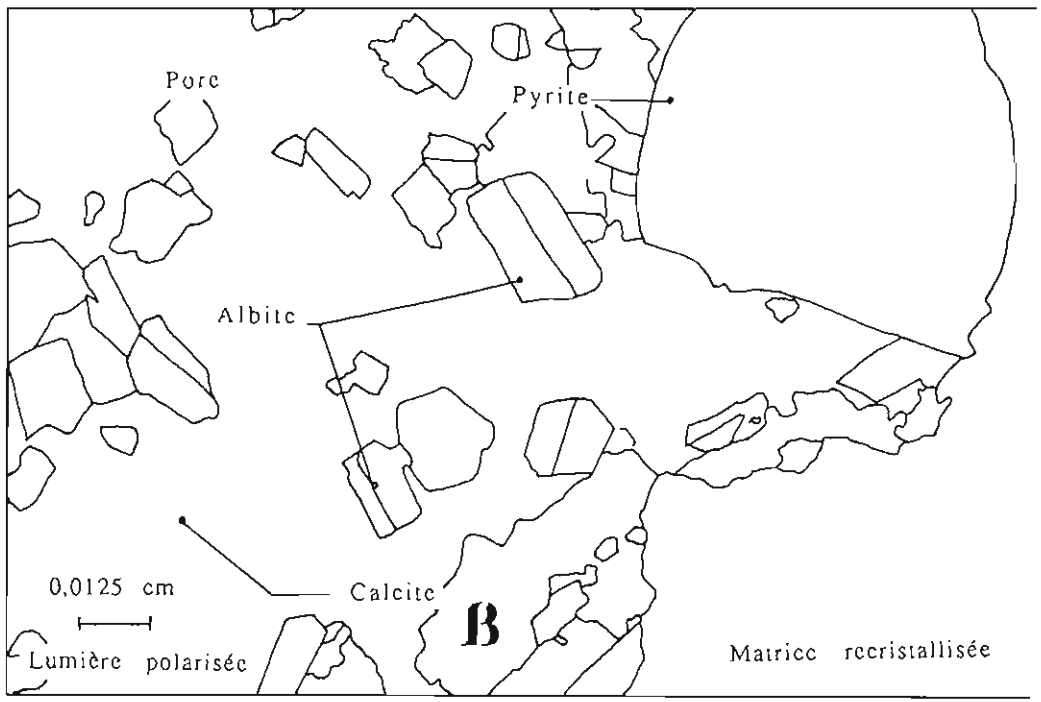
PLANCHE VI

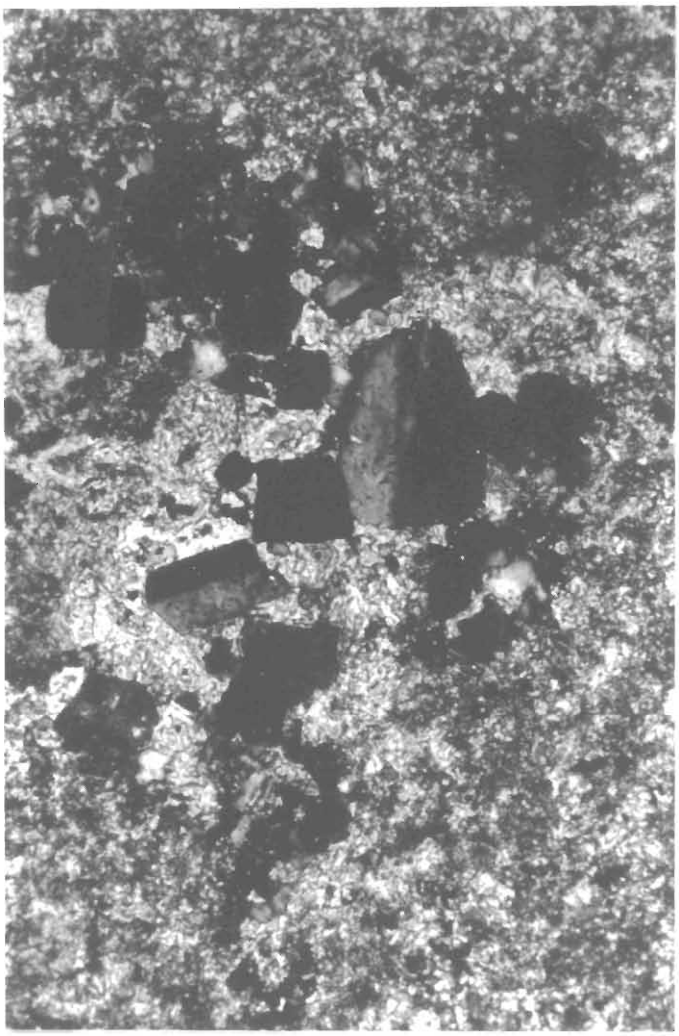
Diverses paragenèses dans la brèche d'Etchebar (Aptien) au Col d'Arbits. Lichançumendy.

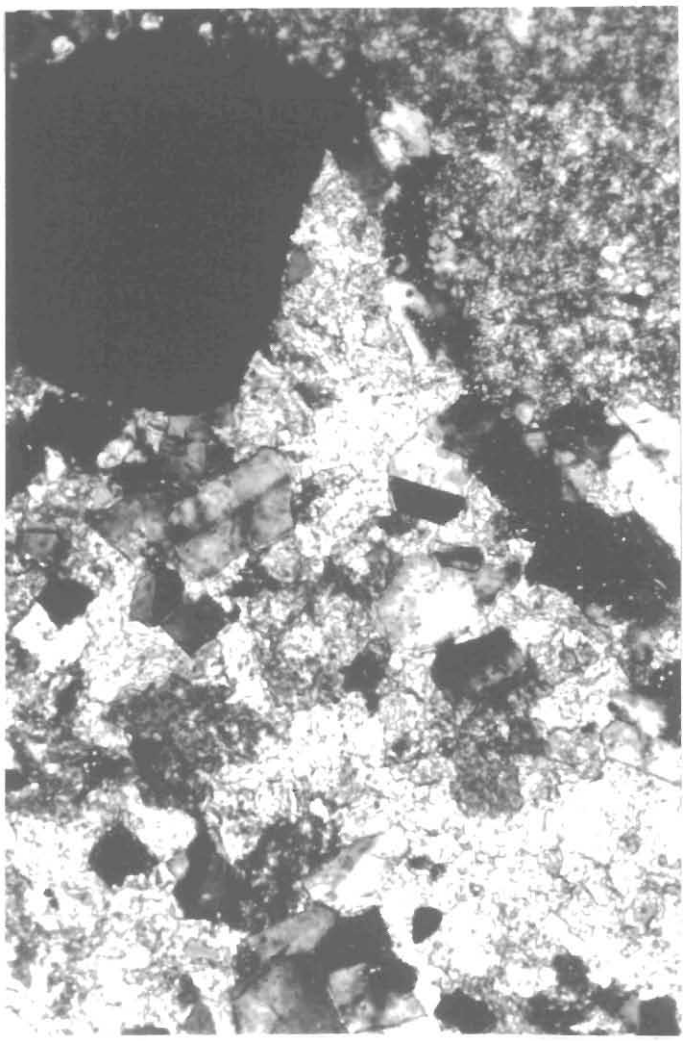

Calcite
Albite
Pyrite
Pore
0,0125 cm
C
Matrice recristallisée

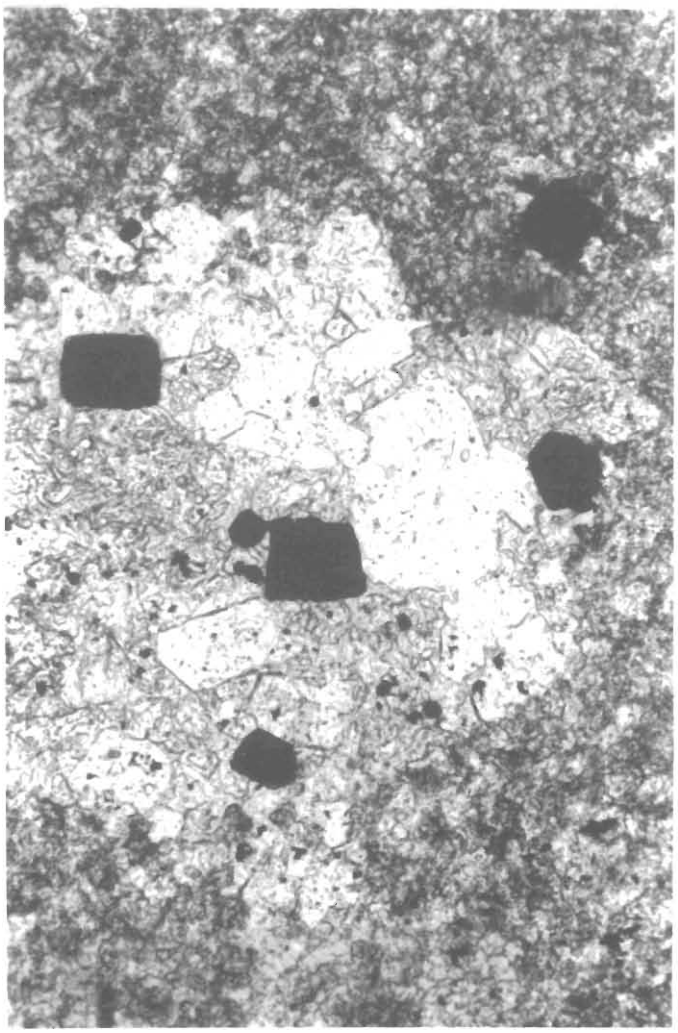

Pore
Pyrite
Calcite
Albite
0,0125 cm
Lumière polarisée
A
Matrice recristallisée

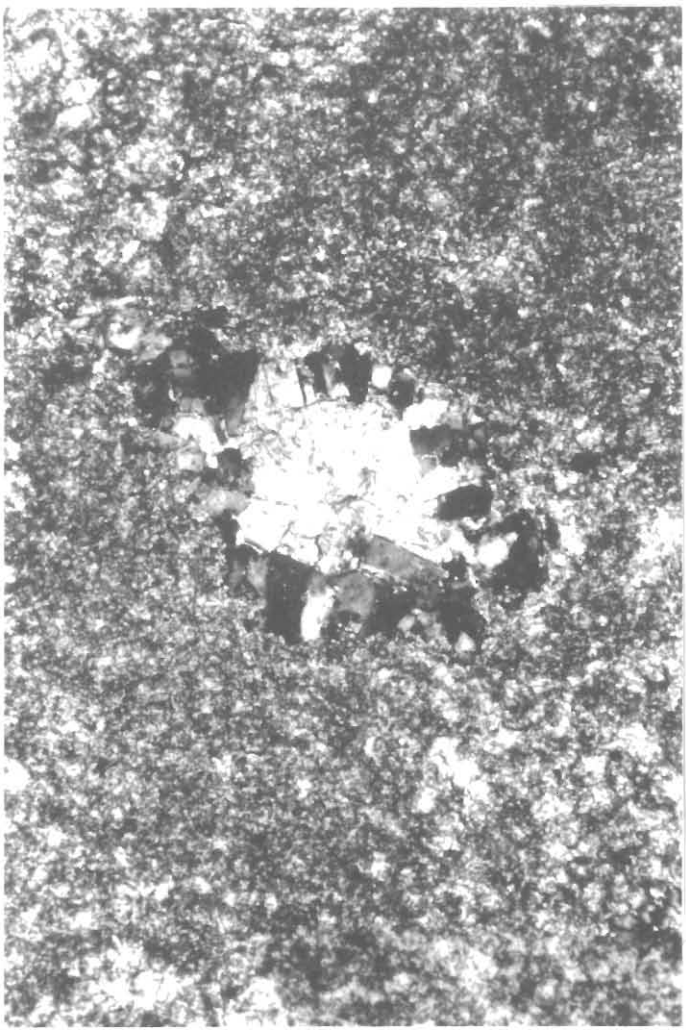

Matrice recristallisée
Albite
Pore
Calcite
0,06 cm
Lumière polarisée
D


Pore
Pyrite
Albite
Calcite
0,0125 cm
Lumière polarisée
B
Matrice recristallisée









REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

F. BIXEL (1984) - Le volcanisme stephano-permien des Pyrénées. Thèse Doct. Etat, Univ. de Toulouse, 636 p.

G. BOILLOT (1986) - Le Golfe de Gascogne et les Pyrénées in : les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France (Boillot G., Ed.), Masson, Paris, p. 5-81.

J.M. BOIRIE et P. SOUQUET (1982) - Les Poudingues de Mendibelza : dépôts de cônes sous-marins du rift albien des Pyrénées. *Bull. C.R.P. Elf-Aquitaine*, vol. 6, n° 2, p. 405-435.

J. BOUROULLEC et R. DELOFFRE (1970) - Interprétation sédimentologique et paléogéographique par microfaciès du Crétacé inférieur basal d'Aquitaine Sud-Ouest. *Bull. C.R.P. - SNPA*, vol. 4, n° 2, p. 381-429.

J. CANEROT (1988 a) - Manifestations de l'halocinèse dans les chaînons béarnais (Zone Nord- Pyrénéenne) au Crétacé inférieur - *C.R. Ac. Sc. Paris*, tome 306, p. 1099-1102.

J. CANEROT (1988 b) - Récifs et mudmounds albo-aptiens des Pyrénées occidentales. Une approche génétique par la stratigraphie séquentielle. *C.R. Acad. Sc. Paris*, tome 308, série II, p. 57-62.

J. CANEROT (1989) - Distensions mésozoïques et halocinèse dans les Ibérides (Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8) t. V, n° 5, p. 905-912.

J. CANEROT (1989) - Rifting éocrétacé et halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales (France). Conséquences structurales. *Bull. C.R.E.P. Elf-Aquitaine*, vol. 13, n° 1, p. 87-99.

J. CANEROT (1990) - Diapirism and geodynamic evolution of the Western Pyrenees (France), Eastern Iberides (Spain) and Western Atlas (Morocco) wrench faulted margins. Comparison with the Iranian models. Symposium on diapirism with special reference to Iran, Bandarabbas, vol, 2, p. 81-93.

J. CANEROT et J.L. LENOBLE (1989) - Le diapir du Lichançumendy (Pyrénées Atlantiques), nouvel élément de la marge ibérique des Pyrénées occidentales. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 308, série II, p. 1467-1472.

J. CANEROT, B. PEYBERNES et R. CISZAK (1978). Présence d'une marge méridionale à l'emplacement de la zone des chaînons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), tome XX, n° 5, p. 673-676.

M. CASTERAS (1969) - Carte géologique de la France à 1/80 000. Feuille n° 239, Mauléon (avec notice).

M. CASTERAS (1974) - Les Pyrénées in J. Debelmas : Géologie de la France, Doin édit., tome 2, p. 292-345.

P.J. COMBES et B. PEYBERNES (1987).- Les altérites et les brèches des Pyrénées basco-béarnaises liées à l'évolution polyphasée de la marge passive nord-ibérique au Jurassique et au Crétacé inférieur. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 305, II, p. 49-54.

G. DARDEAU et P. Ch. de GRACIANSKY (1990) - Halocinèse et rifting téthysien dans les Alpes Maritimes (France). *Bull. C. R.E.P. Elf-Aquitaine*, vol. 14, n° 2, p. 443-464.

G. DARDEAU, D. FORTWENGLER, P. Ch. de GRACIANSKY, Th. JACQUIN, D. MARCHAND et J. MARTINOD (1990) - Halocinèse et jeu de blocs dans les Baronnies : Diapir de Propiac, Montaulieu, Condorcet (Département de la Drôme, France). *Bull. C.R.E.P Elf Aquitaine,* vol. 14, n° 1, p. 111-159.

M. DAIGNIERES, J. CANEROT, B. DAMOTTE, E.J. DEBROAS, P. DESEGAULX, J. ESTIVAL, G. GRANDJEAN, A. HIRN, M. LEVOT, J.M. MARTHELOT, M. SEGURET, M. SPAECHT et A. VILLIEN (1991) - The Arzacq-Western Pyrenean Ecors Profile : a seismic section from the Pyrenean mountains to the deep Aquitaine Foreland Basin. EUG VI, Strasbourg, 6 p., 9 fig. (à paraître).

O. DAUTEUIL et L.E. RICOU (1989) - Une circulation de fluides de haute température à l'origine du métamorphisme crétacé nord-pyrénéen. *Geodinamica Acta,* Paris, vol. 3, n° 3, p. 237-250.

M. DAVOUDZADEH (1990) - Some dynamic aspects of the salt diapirism in the Southern Iran. Symposium on Diapirism with special reference to Iran, Bandarabbas, t. 2, p. 97-107.

E.J. DEBROAS (1990) - Le Flysch noir albo-cénomanien, témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes Pyrénées, France). Réunion ext. SGF-SGE. Programme ECORS dans les Pyrénées, 1988. Bull. Soc. Géol. Fr., (8), tome VI, n° 2, p. 273-285.

J. DELFAUD (1984) - Histoire des bassins sédimentaires qui se sont succédés dans les Pyrénées occidentales. In : Traversée des Pyrénées occidentales de Bérenx à Sanguesa, Univ. de Pau et des Pays de l'Adour Ed., Première partie, I - 3, p. 25-49.

F. DERUMAUX (1980) - Le Permien évaporitique de la Mer du Nord. Relations entre tectonique et sédimentologie. *Bull. C.R.E.P. Elf-Aquitaine*, vol. 4, n° 1, p. 495-510.

L. DUCASSE et P. Ch. VELASQUE (1988) - Géotraverse dans la partie occidentale des Pyrénées, de l'Avant-Pays aquitain au Bassin de l'Ebre. Effet d'une inversion structurale sur l'édification d'une chaîne intracontinentale. Thèse Sc. Univ. d'Aix-Marseille, 197 p. et annexes.

J. DUPOUY-CAMET (1952) - Recherches structurales sur les accidents triasiques du Sud-Ouest de l'Aquitaine. *Bull. Carte Géol. Fr.*, n° 233, t. XLIX, 287 p.

Ph. FAURE (1987) - Le Lias des Pyrénées basco-béarnaises françaises. Approche biostratigraphique et sédimentologique. *Strata*, Série 1, vol. 3, p. 27-48.

G. FIXARI (1984) - Stratigraphie, faciès et dynamique tecto-sédimentaire du Flysch albien (Flysch Noir et Poudingues de Mendibelza) dans la région de Mauléon - Tardets (Pyrénées Atlantiques). Thèse 3ème Cycle, Univ. de Toulouse, 197 p.

M. FURST (1990) - Strike-slip faults and diapirism of the south-eastern Zagros ranges. Symposium on diapirism with special reference to Iran, Bandarabbas, vol. 2, p. 149-181.

M.H. GRIMALDI (1988) - La dolomie tidale du Jurassique terminal des Pyrénées occidentales : sédimentogenèse, diagenèse polyphasée et contexte dynamique. Thèse Doct., Univ. de Pau, 470 p.

J.D. GUIGNARD (1957) - Etude géologique de la région Licq-Tardets, D.E.S. Toulouse, 64 p.

J. HENRY (1987) - Enquête géologique sur les Pyrénées. "Mes cinq dernières minutes". *Bull. Expl. Prod. SNEA (P)*, Special n° 37, 83 p.

H. HENRY et G. ZOLNAI (1971) - Trias resédimenté dans le SW du Bassin Aquitain. *Bull Centre Rech. Pau - SNPA*, vol. 5, n° 2, p. 389-398.

M. HOGREL-MADE (1988) - Les types de sédimentation bréchique dans les chaînons calcaires jurassico-crétacés de la Zone de Tardets (Pyr. Atlantiques). Relations avec la dynamique de la Zone Nord-Pyrénéenne. Thèse Doc. Univ. de Pau, 2 tomes, 566 p.

M.K. JENYON (1986) - Some consequences of faulting in the presence of a salt rock interval. *Journal of Petroleum Geology*, vol. 9, n° 1, p. 29-52.

F. KOCKEL (1990) - Morphology and genesis of northwest-german salt structures. Symposium on diapirism with special reference to Iran, Bandarabbas, vol. 2, p. 225-245.

A. LACROIX (1893-1910) - Minéralogie (4 tomes) de la France et de ses colonies. T. II, p. 158-161.

J.L. LENOBLE et J. CANEROT (1991) - Le diapir transverse de Pont Suzon en vallée d'Aspe (Zone Nord Pyrénéenne). Mode de mise en place et relations avec les structures voisines de Sarrance et de Bedous. *C.R. Ac. Sc.*, Paris (à paraître).

Cl. LUCAS (1985) - Le Grès Rouge du versant nord des Pyrénées, essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias. Thèse Doct. Etat, Univ. de Toulouse, 267 p.

G. MASCLE, H. ARNAUD, G. DARDEAU, J. DEBELMAS, P.Y. DELPECH, P. DUBOIS, M. GIDON, P. Ch. de GRACIANSKY, C. KERKHOVE et M. LEMOINE (1988) - Salt tectonics, Tethyan rifting and Alpine folding in the French Alps. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 8, n° 4, p. 747-758.

V. N'DA LOUKOU (1984) - Urgonien des Pyrénées occidentales. Synthèse paléo-écologique, micro-paléontologique et paléogéographique. Thèse Doct. 3ème Cycle, Pau, 225 p.

J.P. PARIS (1964) - Etude d'une partie du Massif d'Igountze et de ses abords septentrionaux

en Baretous et Basse Soule. Thèse 3ème Cycle, Univ. de Toulouse, 170 p.

P. PERE (1989) - La formation dolomitique du Mail Arrouy : Dogger - Kimméridgien inférieur. Sédimentation - Structuration - diagenèses. Thèse Doct. Univ. de Pau, 306 p.

V. PERTHUISOT et N. GUILHAUMOU (1983) - Les diapirs triasiques du domaine vocontien : phases diapiriques et hydrothermales en domaine périalpin. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7) t. XXV, n° 3, p. 397-410.

V. PERTHUISOT (1985) - Seuils et hauts-fonds induits ou entretenus par diapirisme : exemples actuels et anciens. *Bull. Section Sciences*, Minist. Ed. Nat., t. IX Géologie, p. 129-139.

V. PERTHUISOT, H. ROUVIER et A. SMATI (1988) - Style et importance des déformations antévraconiennes dans le Maghreb oriental : exemple du diapir du Jbel Slata (Tunisie centrale). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8) t. IV, n° 3, p. 391-398.

B. PEYBERNES et P.J. COMBES (1987) - Le problème de la limite Jurassique - Crétacé dans les Pyrénées occidentales entre Lourdes et Saint Jean Pied-de-Port : cadre stratigraphique et géodynamique des bauxites basco-béarnaises, *Strata,* I, 3, p. 5-25.

B. PEYBERNES et B. GAROT (1984) - Les brèches d'écroulement aptiennes, témoins de la paléomarge nord-ibérique du domaine pyrénéen dans la zone des Chaînons Béarnais. *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, t. 120, p. 51-60.

B. PEYBERNES et P. SOUQUET (1984) - Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoïc times, *Geol. Magazine*, vol. 121, n° 4, p. 397-405.

P. RAT (1988) - The Basque Cantabrian Basin, between the Iberian and European plates. Some facts but still many problems. *Rev. Soc. Geol. Espana.* Vol. I, n° 3-4, p. 327-348.

J.P. RICHERT (1968) - Analyse structurale de la zone charnière entre le Béarn et le Pays Basque. *Bull. Carte Géol. Als. Lorr.*, t. 21, fasc. 3, p. 137-164.

F. ROURE, P. CHOUKROUNE, X. BERASTEGUI, J.A. MUNOZ, M. SEGURET, P. CAMARA et J. DERAMOND (1989) - Ecors deep seismic data and balanced cross sections : Geometric constraints of the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, vol. 8, n° 1, p. 41-50.

M. SABZEHEI (1990) - High pressure/low temperature metamorphism associated with serpentinite and salt diapirs in Iran. Symposium on diapirism with special reference to Iran, Bandarabbas, vol. 2, p. 497-498.

M. SEGURET, M. DAIGNIERES et Profil Ecors Pyrénées (1985) - Coupes balancées d'échelle crustale des Pyrénées. *C.R. Ac. Sc. Paris,* t. 301, série II, n° 5, p. 341-346.

P. SOUQUET (1988) - Evolucion del Margen Noriberico en los Pirineos durante el Mesozoico. Rev. Soc. Geol. Espana, vol. I, n° 3 - 4, p. 349-356.

P. SOUQUET, M. BILOTTE, J. CANEROT, E.-J. DEBROAS, B. PEYBERNES et J. REY (1975) - Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 281, p. 609-612.

P. SOUQUET, B. PEYBERNES, M. BILOTTE et E.J. DEBROAS (1977) - La Chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie alpine*, t. 53, p. 193-216.

P. SOUQUET, E.J. DEBROAS, Ph. PONS, G. FIXARI, J.Cl. ROUX, J. DOL, J.P. THIEULOY, M. BONNEMAISON, H. MANIVIT et B. PEYBERNES (1985) - Le Groupe du Flysch Noir (albo-cénomanien) dans les Pyrénées. *Bull. C.R.E.P. Elf-Aquitaine*, vol. 9, n° 1, p. 183-252.

K. TAJ-EDDINE, A. GHARIB, R. BEN ABBES TAARJI, M. IBNOUSSINA, J. CANEROT et J. REY (1990) - Le Néocomien du versant nord du Haut-Atlas Occidental : Stratigraphie, rôle de l'eustatisme, de la tectonique distensive et de l'halocinèse. *Sc. Géol.* Strasbourg, Mém. Sp., 10 p. (sous-presse).

J. THIEBAUT, M. DEBEAUX, Ch. DURAND-WACKENHEIM, P. SOUQUET, Y. GOURINARD, Y. BANDET et M.J. FONDECAVE-WALLEZ (1988) - Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat le long du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Haute Garonne et Ariège, France). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 307, série II, p. 1535-1540.

D. TISIN (1963) - Carte géologique à 1/20 000 des chaînons nord-pyrénéens entre la vallée d'Aspe et le Vert d'Arette. Doc. SNPA (inédit).

P. VIENNOT (1927) - Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. Thèse Doct. Univ. de Paris, *Bull. Serv. Carte Géol. France*, n° 155, 267 p.

P.A. ZIEGLER (1988) - Evolution of the Artic North Atlantic and the Western Tethys. *A.A.P.G.* Memoir 43, 198 p., 30 pl.

G. ZOLNAI (1975) - Sur l'existence d'un réseau de failles de décrochement dans l'avant pays nord des Pyrénées occidentales. *Rev. Geogr. Phys. Géol. dyn.*, vol. 2, n° 18, 3, p. 219-238.

TABLE RONDE SUR LE DIAPIRISME

SNEA (P) - Pau

Lundi 29 avril 1991

H.J. SOUDET
SNEA (P) Géologie
CBSTJF
F. 64018 PAU Cédex

J. CANEROT
Géologie sédimentaire & Paléontologie
Université Paul Sabatier
31062 Toulouse Cédex

ASSOCIATION SEDIMENTOLOGISTES FRANÇAIS

TABLE RONDE SUR LE DIAPIRISME

EVOLUTION TECTO-SEDIMENTAIRE DU BASSIN EN EXTENSION DE MIXE (ZNP OCCIDENTALE) DURANT LE CRETACE INFERIEUR : RELATION AVEC LA TECTONIQUE HALOCINETIQUE

Dominique CLAUDE - Institut de Géodynamique - Université de Bordeaux III

Le bassin de Mixe, situé au droit du Massif du Labourd (Pays Basque Nord) représente la limite occidentale des dépôts éocrétacés. Ceux-ci apparaissent sur la bordure Sud du bassin (Chaînon d'Arbéroue) ainsi que sur la bordure Nord (structure d'Arancou).

Contexte structural

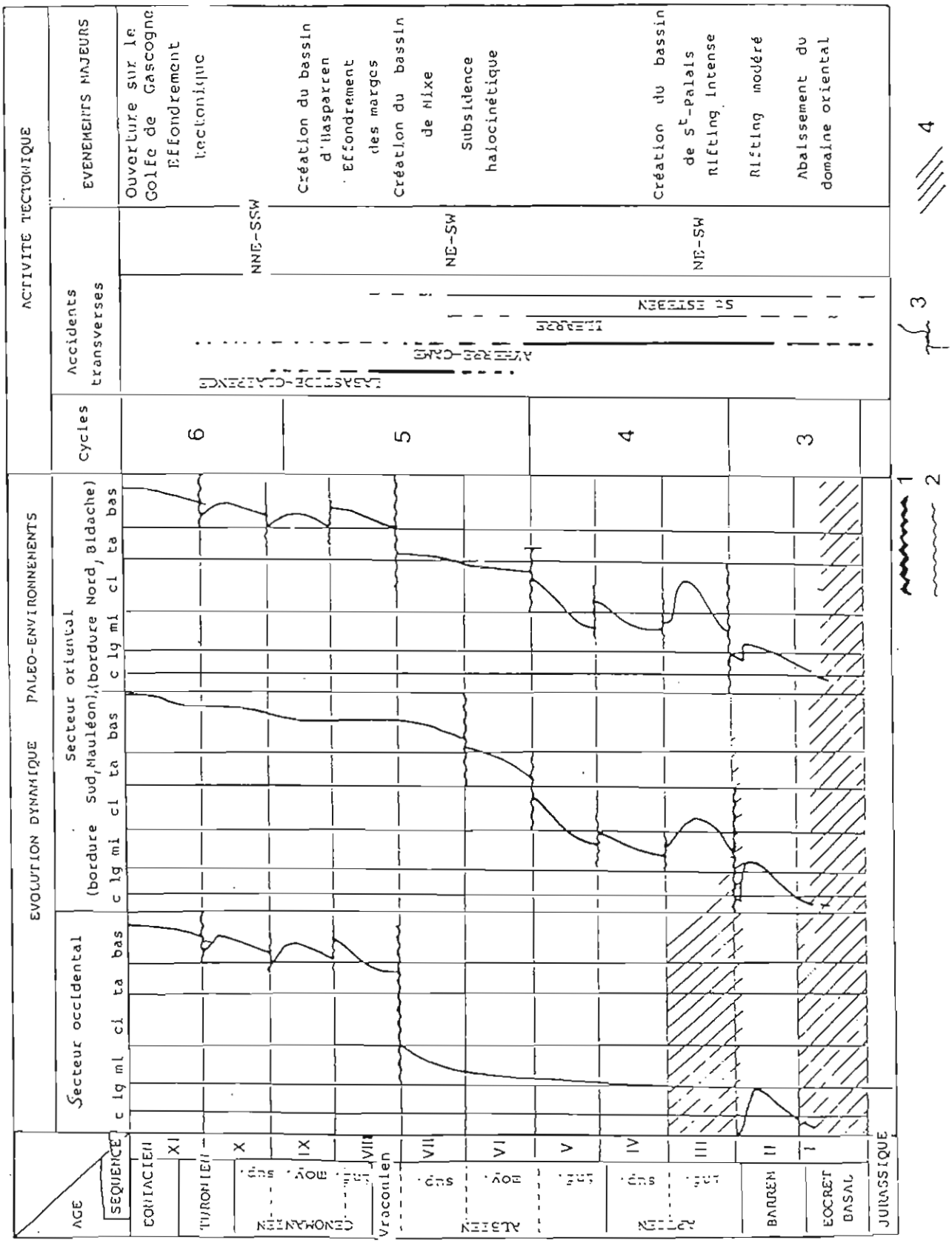
La structuration tertiaire de ce secteur fait apparaître quatre unités lithostructurales selon une direction Sud-Nord : l'unité méridionale du Labourd et sa couverture crétacée (Gouttière de Bonloc), l'unité centrale représentant le bassin mésozoïque charrié vers le Nord sur l'unité autochtone sud-aquitaine, et l'unité frontale syntectonique.

Les contacts tectoniques limitant ces unités ont été initiés sur des accidents extensifs actifs lors de la période éo à mésocrétacée. Un accident transverse majeur, considéré comme l'expression locale de la faille de Pamplona conduit à la distinction d'un style structural oriental à chevauchements émergents et ramifiés d'un style structural occidental plus souple.

Rifting éocrétacé

L'évolution tecto-sédimentaire éocrétacée du bassin fait apparaître un découpage en une mosaïque de compartiments ayant des caractères propres. L'élargissement progressif de l'aire de dépôt selon une direction ESE à WNW se propage de l'Est vers l'Ouest, sous le contrôle de failles transverses NE-SW à NNE-SSW. Ce réseau de failles éocrétacées d'allure plus ou moins ramifiée est à relier selon nous à une faille transformante au niveau du socle ("wrench-fault") et probablement héritée d'une phase anté-alpine (Faille de Pamplona).

Ce dispositif conduit à l'individualisation d'un bassin dont le dépocentre migre vers l'Ouest



Légende du tableau

Principaux événements tectoniques et sédimentaires du bassin crétacé au Nord du Massif du Labourd : 1 : discontinuité tectonique - 2 : discontinuité eustatique - 3 : évolution paléo-environnementale - 4 : lacune de non dépôt et/ou d'érosion.

c : continental - lg : lagunaire - mi : médio à infralittoral - ci : circalittoral - ta : talus - bas : bassin.

avec affaissement centrifuge des bordures.

Des manifestations de tectonique halocinétique d'importance locale (biseau d'érosion du Jurassique et du Crétacé inférieur sur le Chaînon d'Arbéroue) ou régionale (synclinal de compensation à accumulation bréchique bordant le paléodiapir de Salies-de-Béarn lors du Mésocrétacé) soulignent particulièrement cette phase de rifting.

Etapes de l'évolution tecto-sédimentaire

Au cours de la période éocrétacée, les dépôts sont cantonnés à l'Est de la faille de Pamplona. Trois stades d'évolution sont reconnus :

- une phase extensive NE-SW différenciant un domaine occidental surélevé d'un domaine oriental abaissé. Des grès continentaux de faible épaisseur atteignent la bordure méridionale du bassin,
- une phase de rifting modéré permet le dépôt de carbonates marins peu profonds dans le bassin oriental en cuvette (Calcaires à Annélides du Barrémien),
- une phase de rifting intense, dès l'Aptien basal, engendre la création du bassin marneux de St Palais. Il est encadré sur ses bordures de trois séquences carbonatées urgoniennes plus épaisses au Nord qu'au Sud.

Au Mésocrétacé, la réactivation de la tectonique d'extension conduit à la migration occidentale du dépocentre du bassin albien qui va se développer pour la première fois dans le domaine occidental par effondrement des marges Sud et Nord, affaissement du plancher de sédimentation et accentuation de synclinaux de compensation.

On distingue durant cette période correspondant au cycle tecto-sédimentaire C5 défini par PUIGDEFABREGAS et SOUQUET (1986), trois séquences turbiditiques respectivement notées : VI (Turbidites à grain fin du bassin de St Palais), VII (Flysch gréseux du Bois de Mixe) et VIII (Flysch marneux des Landes d'Hasparren).

L'élévation relative du niveau marin à partir du Cénomanien favorise l'installation de plates-formes carbonatées sur les marges du bassin tandis que les apports clastiques se réduisent considérablement.

Conclusion

L'évolution de la dynamique sédimentaire des dépôts éocrétacés du bassin de Mixe apparaît contrôlée à la fois par les modifications structurales, par les variations du niveau marin et par l'emplacement des structures salifères, un des facteurs pouvant être prédominant selon le lieu ou la période considérée. La faille de Pamplona nous apparaît dans ce cadre particulier comme un élément prépondérant à rôle permanent peu compatible avec l'existence dans ce secteur d'un jeu décrochant sénestre de direction pyrénéenne entre les unités considérées.

TABLE RONDE SUR
LE DIAPIRISME

LE DIAPIR D'ARBAS (HAUTE-GARONNE, FRANCE) NOUVEL ELEMENT TURONO-SENONIEN INFERIEUR DE LA ZONE TRANSFORMANTE NORD-PYRENEENNE

Elie-Jean Debroas, Université Paul-Sabatier, Toulouse

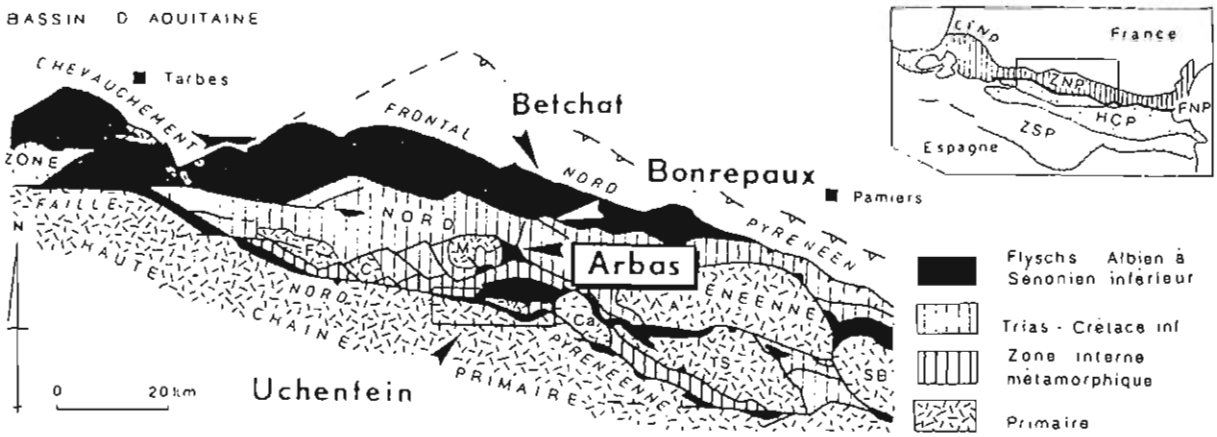
De l'Albien au Sénonien inférieur le fonctionnement de la "Zone transformante nord-pyrénéenne" a déterminé :

- l'ouverture du sillon des flyschs nord-pyrénéens
- un magmatisme alcalin effusif et intrusif
- le métamorphisme pyrénéen
- l'installation des lherzolites et de granulites par amincissement crustal
- les premiers plissements de la future Zone nord-pyrénéenne

Il s'est également accompagné du dernier stade (structures perçantes et resédimentation de Trias [1]) d'un **diapirisme régional** qui s'est développé au cours du rifting éocrétacé (intumescences et rides diapiriques [2]).

Cette halocinèse, mise en évidence à l'Ouest de la Zone nord-pyrénéenne, se reconnaît encore dans la partie centrale de la même zone malgré un serrage ultérieur plus intense (Fig. 1) :

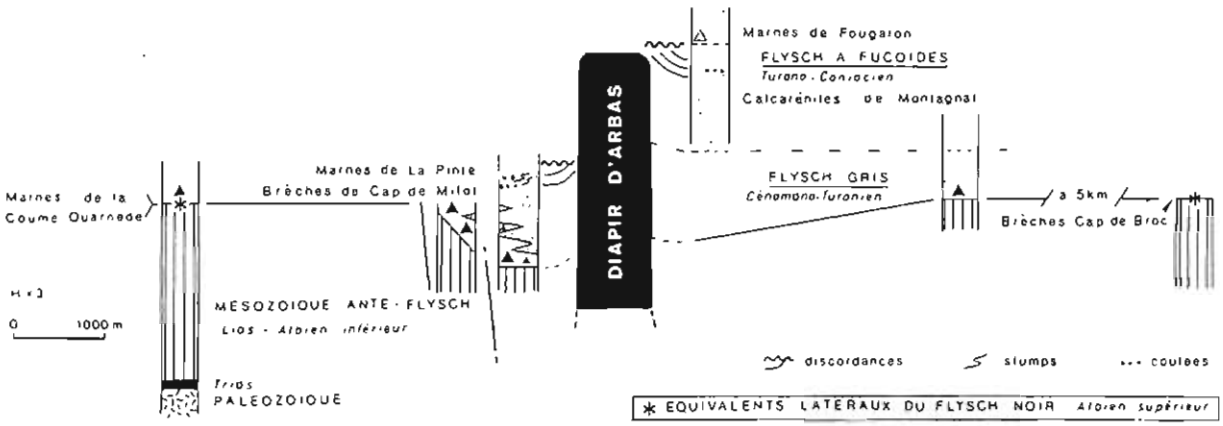
- en avant du Chevauchement frontal nord-pyrénéen, au Trias métamorphique est resédimenté dans le Flysch à fucoïdes santonien près de **Betchat** (Salies-du-Salat)[3] ;
- le long de la Faille nord-pyrénéenne, du Trias resédimenté constitue la matrice de certaines brèches du Flysch à fucoïdes turono-sénonien inférieur près d'**Uchentein** [4] ;
- au coeur même de la Zone nord-pyrénéenne du Trias a traversé soit le Flysch noir albo-cénomanien près de Bonrepaux [5] soit le Flysch à fucoïdes turono-sénonien inférieur près d'**Arbas** (Fig. 2).



SNEA (P) - PAU - Lundi 29 Avril 1991

Le Trias de ce **"diapir d'Arbas"** partage en deux le flysch du flanc sud du synclinal d'Arbas-Fougaron. Sa mise en place au cours de la sédimentation du flysch (Fig. 2) est attesté par :

- deux discordances synsédimentaires qui compliquent la structure du flysch à ses abords [6] ;
- la resédimentation de flysch à l'état de slumps et de coulées boueuses dont certaines remanient des éléments "infra-bassinaux" (roches basiques mésocrétacées et calcaires liasiques [6, 7, 8]).



De plus, bien que schistosé le flysch n'est pas métamorphique alors que des transformations non négligeables se développent soit dans les roches basiques et les calcaires liasiques resédimentés [8], soit dans le Trias [8] et les ophites associées [9] .

Enfin, la position structurale du diapir d'Arbas et ses conséquences méritent d'être soulignées :

- d'une part, avec le flysch encaissant, il occupe la zone d'articulation complexe entre le massif primaire de Milhas et sa couverture, à l'Ouest, l'anticlinorium de l'Estelas, à l'Est, le "Bassin commingeois" albo-aptien de Delfaud, au Nord (synclinal de Cabanac-Cazaux), et, le "Fossé de la Ballongue" albo-cénomanien, au Sud ("zone interne métamorphique") [10] ;
- d'autre part, il se place à l'extrémité méridionale du Trias de l'accident Urau-Saleich, révélant son origine diapirique et suggérant la même origine pour les autres affleurements de Trias qui ceinturent l'anticlinorium de l'Estelas.

[1] J. HENRI et G. ZOLNAI, Bull Centre Rech. Pau - SNPA, 5,2, 1971, p. 389-398.
[2] J. CANEROT, Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Boussens, 13, 1, 1989, p. 87-99 ; ce volume.
[3] J. THIEBAUT, M. DEBEAUX, C. DURAND-WACKENHEIM, P. SOUQUET, Y. GOURINARD, Y. BANDET et M.J. FONDECAVE-WALLEZ, C.R. Acad. Sci. Paris, 307, II, 1988, p. 1535-1540.
[4] E.-J. DEBROAS, Strata, Toulouse, 1, 3, 1987, p. 77-93 ; travaux en cours.
[5] E.-J. DEBROAS et P. SOUQUET, Bull. BRGM, Orléans, 2, 1, 4, 1976, p. 305-320.
[6] E.-J. DEBROAS, 10è RAST, Bordeaux, 1984, p. 170
[7] E.-J. DEBROAS, 7è RAST, Lyon, 1979, p. 149.
[8] J.-P. SAGON, B. AZAMBRE et E.-J. DEBROAS in J. CANEROT et E.-J. DEBROAS, C.R. Acad. Sci. Paris, 307, II, 1988, p. 1711-1716 ; travaux en cours.
[9] D. BEZIAT et F. WALGENWITZ, C.R. Acad. Sci. Paris, 296, II, 1983, p. 1435-1440.
[10] E.-J. DEBROAS in "Synthèse Pyrénées", 1990, en préparation.

ASSOCIATION SEDIMENTOLOGISTES FRANÇAIS

TABLE RONDE SUR
LE DIAPIRISME

A STRESS-CONTROL MODEL FOR SALT-SILL INTRUSION. GULF OF MEXICO CONTINENTAL MARGIN.

J.J. JARRIGE et R.G. MARTIN
ELF-AQUITAINE

Large bodies of "tabular" salt lie beneath varying amounts of overburden in the Gulf of Mexico shelf and slope. All appear to have undergone a lateral, basinward-directed "intrusive" history within a few hundred meters of the paleo-seafloor during late Miocene-recent times. Most appear connected to near vertical "feeder" stocks and walls that extend downward into lower Tertiary/Mesozoic strata; a few appear to have been intruded along inclined pathways along the seaward flanks of large withdrawal basins. Collectively, these features represent extremely large volumes of salt that have been "inverted" from the "Mother Bed" of middle Jurassic age (Bathonian-Oxfordian) into shallow late Tertiary/Quaternary strata over a geologically short period of time. Some features are "sill-like" covering as much as 300 km2 and averaging 1 to 3 km in thickness: others are smaller, being more like "oversized" salt overhangs. Most all the features coalesce or overlap one another to give the appearance of broad salt "canopies" that seismically mask potentially prospective strata and structures below them.

The rheological history of salt-sill structures in the Gulf of Mexico margin is not well understood, and most theories incorporate rapidly deposited, high-volume geostatic loads, extremely thick salt, density contrast (bouyancy), and "basement" topography to explain their presence. While each of these factors is important in the halokinetic process, they cannot satisfactorily account for the rates and volumes of emplacement observed for these salt masses. Similar intrusive salt structures have been reported in the Zagros and Great Kavir Desert regions of Iran, and the Bay of Biscay and onshore Aquitaine basin in the southwestern of France. Unlike the gulf of Mexico, where extensional gravity tectonics are believed dominant, a history of compressive tectonics in these regions is well-documented.

A recent investigation in support of EAP exploration in the deepwater frontier of the Gulf of Mexico has revealed an extensive system of box folds bounded by landward and seaward oriented reverse faulting, low-angle thrust folds, and both positive and negative flower-structures that lies beneath and along the frontal edge of the salt-sill terrane. The foldbelt is generally coincident with the boundary between highly attenuated continental crust and oceanic basement formed during Triassic-Jurassic rifting and opening of the Gulf of Mexico. The observed structures in the Mississippi Fan foldbelt are clearly indicative of a compressional stress-regime resulting in a weak-deformation of the sedimentary cover, strongly controlled by rejuvenation of basement faults. Timing for the

deformation is placed by correlation of seismic-sequence boundaries, to be of Late Miocene-Pliocene age; the structures were sealed by Pliocene and Pleistocene deposition. The cause of compressive stress in this region of the Gulf of Mexico has not been precisely determined, but seems to be related to global/hemispheric plate reorganisations during the same relative time period. While the manifestation of compressional tectonics appears to be confined to the relatively narrow (≤ 100 km) Mississippi Fan foldbelt, we suggested that transpressive stresses may have affected broader region of the Gulf margin, causing reactivation of fault zones within the basement and consequently, major salt intrusion into the shallow subsurface of the Gulf of Mexico shelf and slope.

Recognition of rejuvenated basement movements and related deformation of the Gulf of Mexico continental margin opens the way for new exploration concepts in this mature petroleum province.

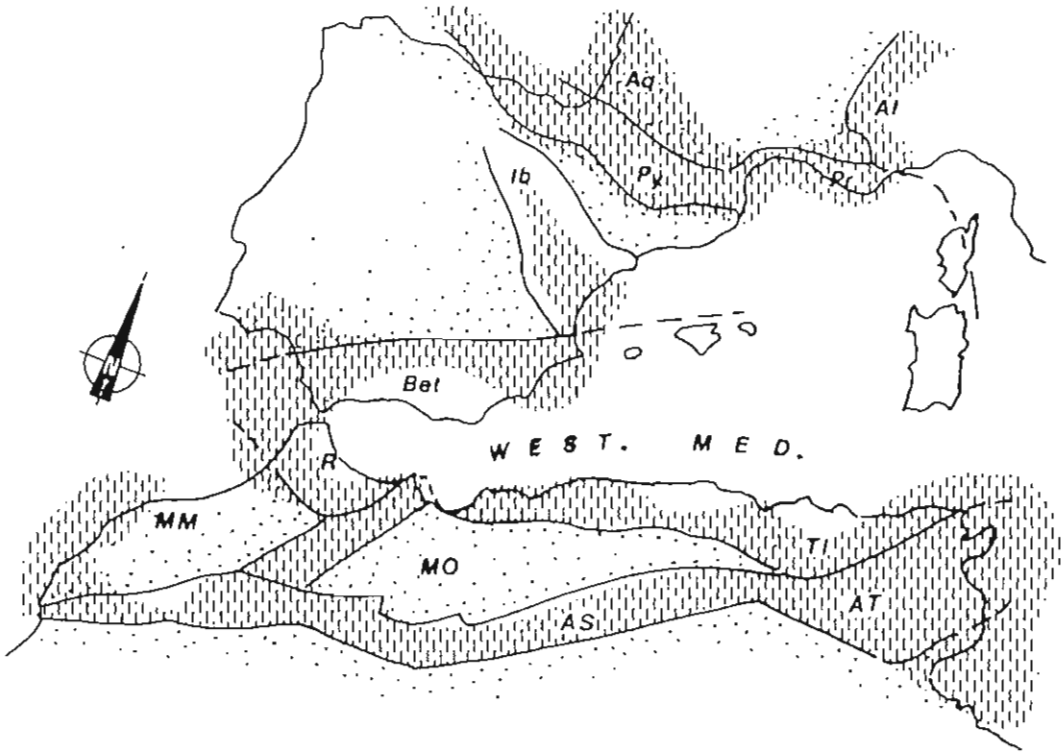


Figure 1. Carte de localisation des zones affectées par le diapirisme en Méditerranée occidentale. Barré: domaines orogéniques à Trias diapirique; points: domaines d'avant-pays.

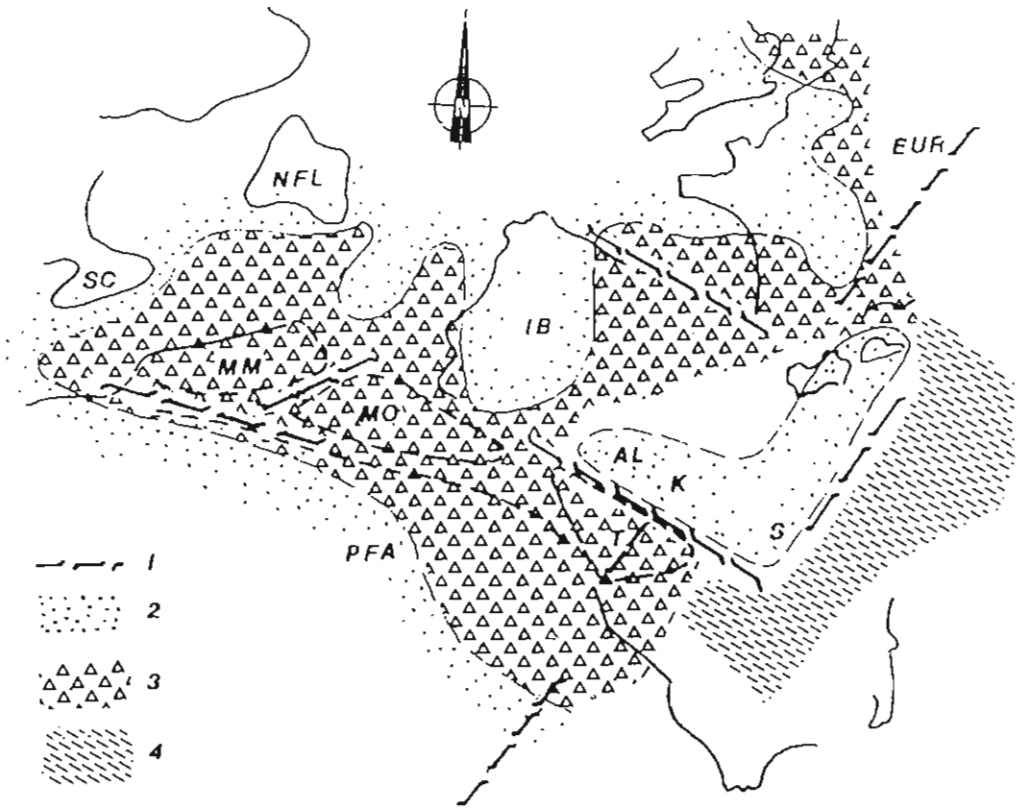


Figure 2. Carte schématique du bassin salifère triasique (Keuper). 1. Failles crustales hercyniennes; 2. Aires émergées; 3. Dépôts salifères épais; 4. Faciès marins profonds (d'après Perthuisot, 1990).

TABLE RONDE SUR LE DIAPIRISME

L'halocinèse sur les marges maghrébines et européennes de la Téthys au cours du Mésozoïque: importance des structures extensives ou coulissantes.

V. PERTHUISOT . Univ. d'Orléans. ESEM. BP. 6749. 45067 ORLEANS .

Pour la plupart des domaines de marges stables (en extension) encore fonctionnelles de nos jours, Atlantique nord, Golfe du Mexique, Mer Rouge, l'halocinèse est un phénomène constant, revêtant parfois une ampleur considérable comme dans le cas du Golfe du Mexique. Cette relation privilégiée entre les manifestations halocinétiques et certains environnements géodynamiques tient à plusieures raisons dont les principales sont l'existence d'épaisses séries d'évaporites, la forte épaisseur des sédiments post-évaporitiques et la géométrie des domaines de marges (figure 1).

Dans le cas particulier du système de marges séparant l'Afrique de l'ensemble européen lors de la naissance puis de l'ouverture de l'océan téthysien, on peut espérer retrouver sur les bordures septentrionales et méridionales une architecture classique, analogue à celle des marges atlantiques (Mascle et al., 1988). Néanmoins, la cinétique des blocs en présence est assez différente puique le mouvement d'écartement (en fait modeste) se complique ici d'un mouvement latéral important. La disposition des pentes et l'orientation des fractures sont donc aussi probablement différentes. Par ailleurs, le déplacement global se conclut par un rapprochement qui, en fin de compte, est responsable de la déformation, voire de la destruction des structures édifiées auparavant. Ainsi, la reconstitution que l'on peut faire de l'évolution des marges, particulièrement en ce qui concerne l'halocinèse, est pour une bonne part hypothétique. Nous avons essayé de relier au cours de cette évolution téthysienne, avec un canevas basé sur les reconstitutions de Dercourt et al. (1985), la position du bassin évaporitique triasico-liasique, la position et la nature du jeu des grands accidents du substratum pour autant qu'on puisse les situer, et les diverses structures halocinétiques. La période choisie, entre le Trias et le Crétacé supérieur, correspond à des époques au cours desquelles les mouvements de convergence ne sont pas encore sensibles.

Le bassin évaporitique triasique téthysien (figure 2).

Les limites du bassin téthysien au Trias supérieur semblent dès cette époque être pour une partie conditionnées par la fracturation tardi-hercynienne:
- directions NE-SO ("cévenoles"), avec le système de failles des Cévennes, les failles du Sahara oriental, l'Axe Nord-Sud de Tunisie (1);

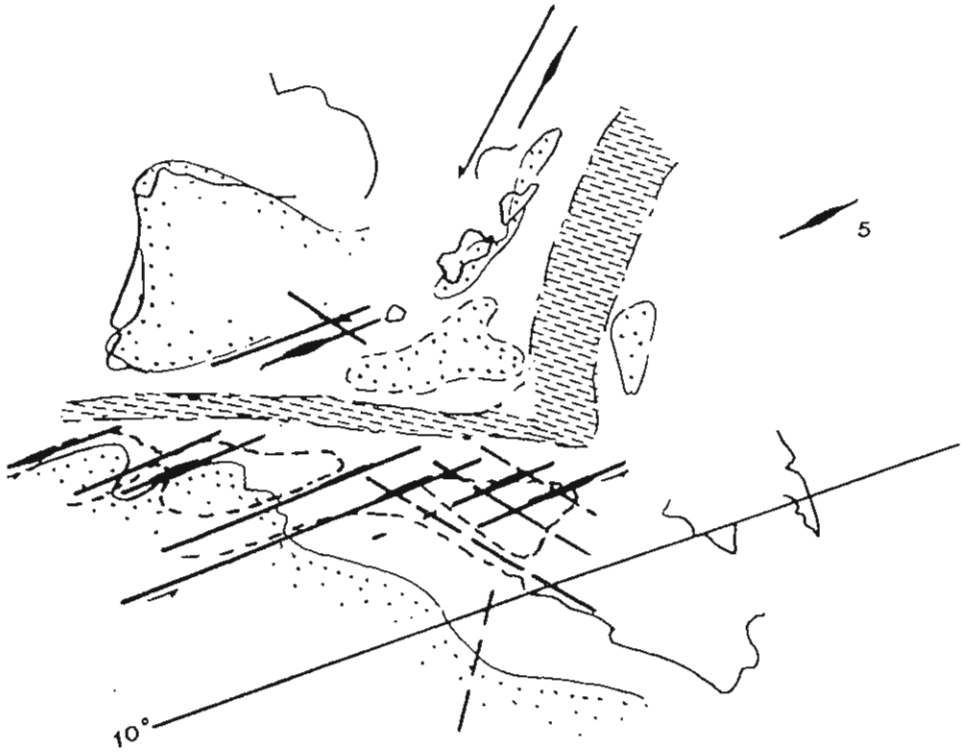


Figure 3. Localisation du bassin téthysien à la fin du Jurassique (inspiré de Dercourt et al., 1985 et de Perthuisot et Rouvier, 1990). 5. Failles majeures et structures halocinétiques associées.

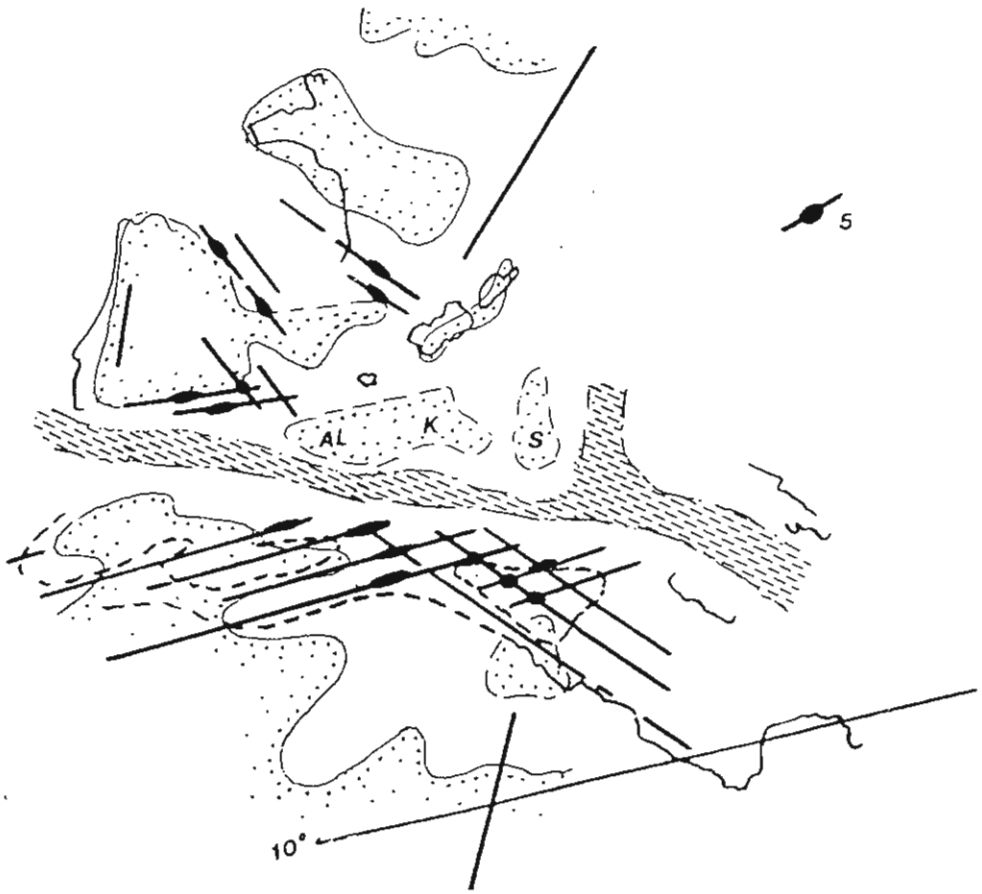


Figure 4. Localisation du bassin téthysien à l'Aptien (Perthuisot, 1990).

- directions NO-SE ("pyrénéennes");
- directions E-O et voisines ("atlasiques"), limitant les mesetas et la plate-forme saharienne.

En dehors du domaine central méso-méditerranéen, la limite des faciès évaporitiques est grossièrement celle des domaines affectés par l'halocinèse, à l'exception du bassin saharien et du bassin de Paris, qui occupent des positions analogues, éloignées de l'axe téthysien.

La dislocation du bassin évaporitique, pendant le Jurassique et le Crétacé supérieur (figures 3 et 4).

Dès le début du mouvement de l'Afrique, ce sont les accidents "atlasiques" qui ont joué un rôle primordial, avec des mouvements essentiellement coulissants (sénestres) bien analysés au Maroc. Coulissements transtensifs, mégafentes de tension, favorisent l'expression d'un diapirisme précoce dès le Jurassique dans les domaines occidentaux: au Lias dans les Ibérides, au Jurassique moyen dans l'Atlas saharien occidental. Dans les régions plus orientales, ces mouvements et leurs conséquences sur les migrations salifères n'ont pas pu être mis en évidence, mais l'homogénéité structurale de l'ensemble du dispositif les rend très probables.

Il ne s'agit pas encore là de structures perçantes, mais plutôt de coussins de sel, ou de rides allongées, à l'instar des structures mises en évidence dans le Bassin d'Aquitaine à la fin du Jurassique. Dans certains cas, des anomalies sédimentologiques signalent ces déformations précoces, notamment par l'apparition de faciès récifaux localisés: au Bathonien dans l'Atlas saharien occidental (Ain Ouarka), au Portlandien dans la région d'Alicante, en Espagne.

Vers le milieu du Crétacé, les phénomènes de distension prennent de l'ampleur et provoquent l'accentuation de la subsidence dans les domaines pyrénéen, sud-ibérique et atlasique. Dans les régions septentrionales et orientales, les mouvements se traduisent à l'Aptien par le jeu en failles normales ou légèrement coulissantes des accidents de direction pyrénéenne: rides du bassin d'Aquitaine, grandes fractures cantabriques, failles de Tunisie centrale.

Ce sont probalement ces mouvements qui sont à cette époque responsables d'une première vague de diapirisme perçant affectant l'ensemble du domaine pyrénéo-cantabrique, celui des Ibérides, et les confins algéro-tunisiens. La localisation des appareils diapiriques semble dans la plupart des cas être guidée par l'intersection des anciennes rides salifères et des accidents transverses de direction pyrénéenne. Dans les domaines de plates-formes, les percements se manifestent à l'Aptien ou à l'Albien par le développement de faciès récifaux.

Par la suite, au cours du Crétacé supérieur, les blocs méridionaux et septentrionaux suivent les uns et les autres des évolutions plus spécifiques.

Au Nord, les mouvements relatifs de l'Ibérie et du bloc européen s'opèrent essentiellement par le jeu coulissant ou transtensif des accidents pyrénéens, ce qui favorise la remise en mouvement des structures diapiriques anciennes pendant toute la fin du Crétacé dans le bassin d'Aquitaine et dans le bassin sud-pyrénéen.

Dans le Sud de l'Ibérie et dans le Maghreb, en dépit de la direction générale du mouvement de la plaque africaine vers le SE, c'est une distension suivant une direction N-S qui semble être le phénomène le plus marquant. Elle se traduit par le jeu normal (au moins pour une grande part) des failles de direction atlasique dans la partie orientale et centrale du Maghreb, qui se manifeste en grand par la subsidence du sillon atlasique, de la frontière algéro-marocaine à la fosse du Kef en Tunisie.

Dans la partie la plus orientale du Maghreb (Tunisie, Algérie du NE), les accidents de direction pyrénéenne continuent de fonctionner en failles normales, d'où un arrangement des isopaques du Crétacé supérieur suivant des directions NE-SO et NO-SE.

Comme dans le domaine pyrénéen, ces mouvements du substratum ont provoqué ou entretenu la migration des évaporites dans les noeuds tectoniques. Les mouvements halocinétiques aboutissent fréquemment au percement de la couverture, qui se manifeste localement par des remaniements du Trias dans les séries du Crétacé. Ce phénomène est particulièrement spectaculaire lors des périodes d'oscillation marine de grande ampleur, notamment au Vraconien, ce qui donne une impression de synchronisme peut-être exagérée des phases de percement. Les déformations topographiques dues à l'halocinèse jouent par ailleurs un rôle important dans la répartition des épaisseurs du Crétacé supérieur et autorisent localement l'installation de corps récifaux sur des hauts-fonds; Santonien de Kenchela dans le Constantinois, Campanien du J. Kebar en Tunisie.

Ainsi, la comparaison des deux rives de la Théthys au Mésozoïque révèle une évolution très semblable. Au cours de cette histoire, la migration des évaporites triasiques est conditionnée en partie par l'homogénéité du champ de contraintes affectant l'ensemble du bassin. Les traits dominants actuels qui résultent pour l'essentiel de mouvements de convergence postérieurs au Mésozoïque n'oblitèrent pas complètement l'architecture antérieure fortement marquée par l'héritage des déformations hercyniennes.

ASSOCIATION SEDIMENTOLOGISTES FRANÇAIS

TABLE RONDE SUR
LE DIAPIRISME

SCHEMATISATION DES DEFORMATIONS TECTONIQUES SYN-SEDIMENTAIRES DE LA PLATE-FORME ALBIENNE ENTRE L'APTIEN ET LE MIOCENE

J.P. RICHERT.
ELF AQUITAINE. Département Interprétation Avancée
F. 64018 PAU Cédex.

Le mixage des données structurales et sédimentologiques amène à proposer un schéma évolutif de la marge angolaise de l'APTIEN au MIOCENE (voir figures).

Remarque :

Plusieurs éléments sont difficiles à contrôler. Ils concernent :

D'une part, la géométrie de la marge :

- au moment du dépôt du sel APTIEN,
- lors du premier tils au CENOMANIEN,
- lors du second tilt au MIOCENE.

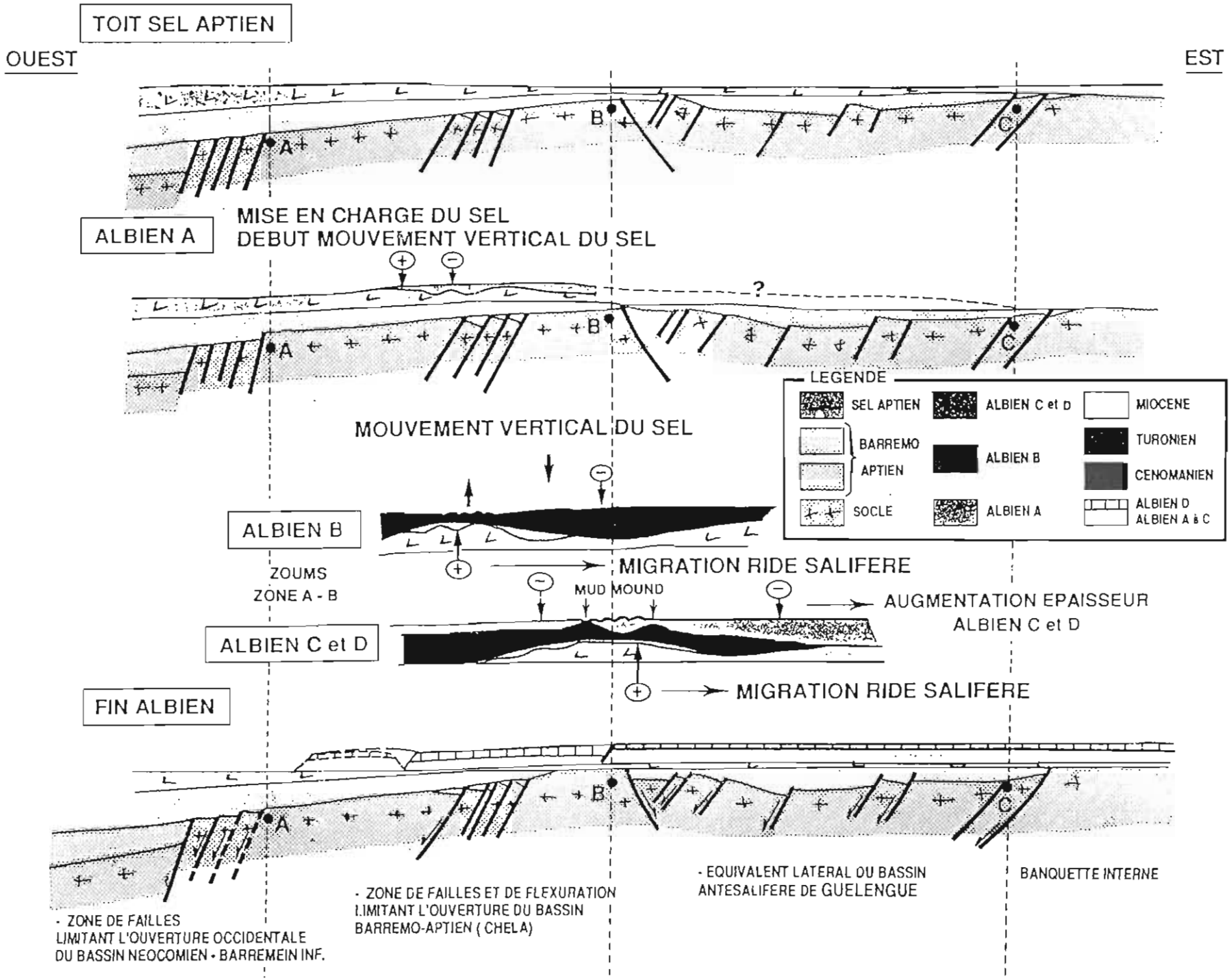
En effet ces basculements sont faibles et voisins de quelques degrés à savoir 4 à 5° au MIOCENE, 1 à 2° au CENOMANIEN, sachant qu'une morphologie existait dès la fin du BARREMIEN.

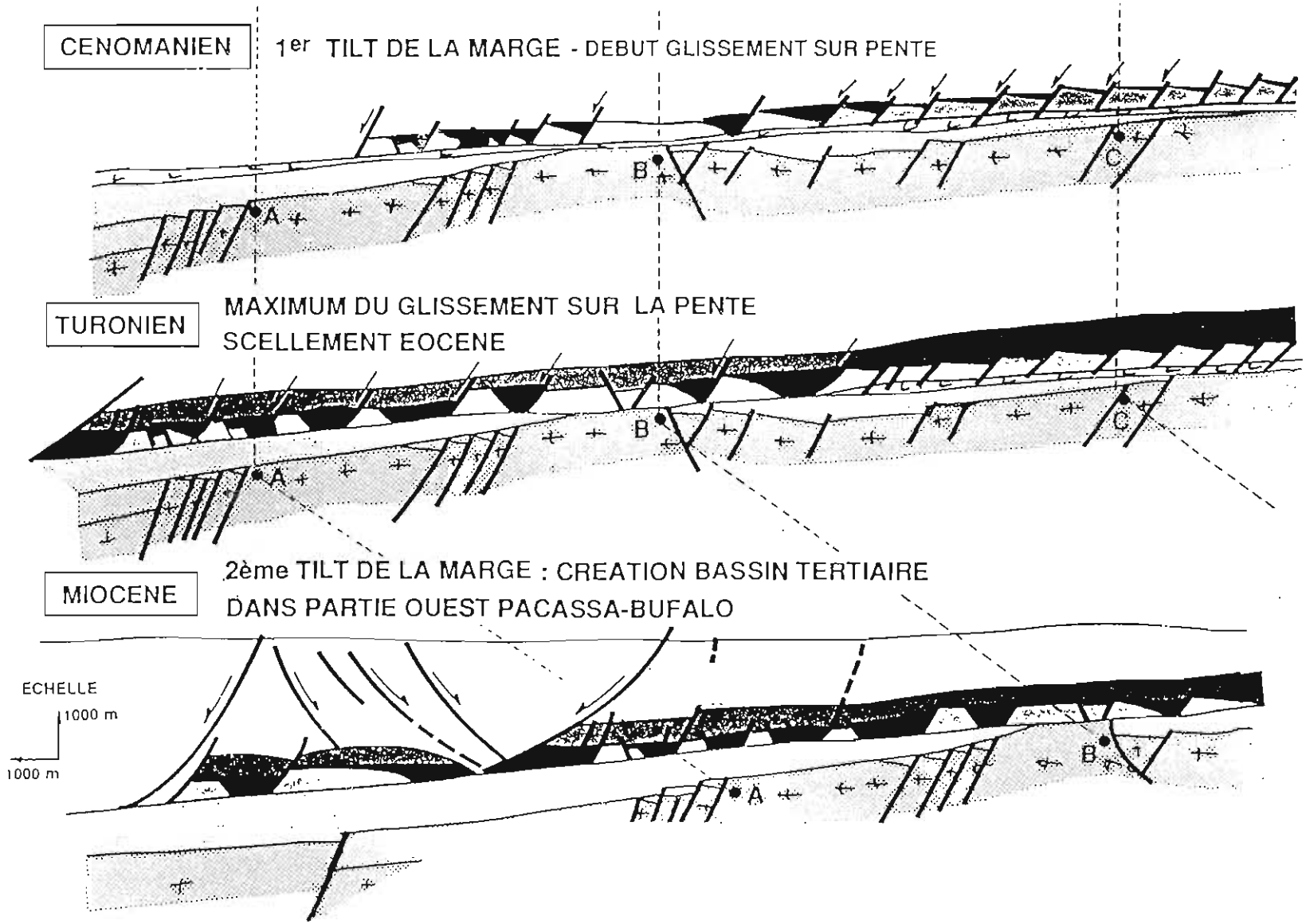
D'autre part, la valeur de l'allongement et son timing exact. Cependant, différentes étapes s'individualisent dont les deux les plus importantes concernent :

- la première un mouvement vertical du sel,
- la seconde un glissement régional sur une pente.

DIFFERENTES ETAPES DE DEFORMATION

A la fin du BARREMIEN la marge se présente avec un point haut limitant à l'Est un bassin inférieur à remplissage NEOCOMIEN, à l'Ouest un bassin CHELA (BARREMIEN supérieur) s'ouvrant vers le large.


TOIT SEL APTIEN
OUEST
EST
A
B
C
ALBIEN A
MISE EN CHARGE DU SEL
DEBUT MOUVEMENT VERTICAL DU SEL
?
MOUVEMENT VERTICAL DU SEL
LEGENDE
SEL APTIEN
ALBIEN C et D
MIOCENE
BARREMO
APTIEN
ALBIEN B
TURONIEN
CENOMANIEN
SOCLE
ALBIEN A
ALBIEN D
ALBIEN A & C
ALBIEN B
ZOUMS
ZONE A - B
MIGRATION RIDE SALIFERE
MUD MOUND
AUGMENTATION EPAISSEUR
ALBIEN C et D
ALBIEN C et D
MIGRATION RIDE SALIFERE
FIN ALBIEN
- ZONE DE FAILLES
LIMITANT L'OUVERTURE OCCIDENTALE
DU BASSIN NEOCOMIEN - BARREMEIN INF.
- ZONE DE FAILLES ET DE FLEXURATION
LIMITANT L'OUVERTURE DU BASSIN
BARREMO-APTIEN (CHELA)
- EQUIVALENT LATERAL DU BASSIN
ANTESALIFERE DE GUELENGUE
BANQUETTE INTERNE



SCHEMATISATION DE L'EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE
DE LA PLATE-FORME DE L'APTIEN AU MIOCENE

Sur ce bâti et sur cette morphologie se dépose le bassin salifère que l'on peut imaginer isopache (voisin de 300 M) depuis la limite Est jusqu'au point haut signalé précédemment s'épaississant vers l'Ouest, de 400 à 800 m.

A l'ALBIEN A : Les seuls renseignements disponibles montrent la mise en charge du sel créant les premiers mouvements verticaux avec mise en place d'un point haut à l'Ouest et une zone en dépression (remplissage gréseux).

A l'ALBIEN B : ces mouvements verticaux du sel s'accentuent avec migration d'Ouest en Est d'une ride salifère amenant un déplacement concomitant des zones à sédimentation plus importante et des zones érodées au sommet des rides. C'est sur ce dispositif que s'installent les Mud Mounds.

A l'ALBIEN C et D, les épaisseurs s'accentuent vers l'Est dans une zone en dépression. C'est pendant cette période que, dans la partie occidentale, par dissolution du sel et certainement début du tilt vers l'Ouest que se créent les premières failles listriques accompagnant d'une part la fin des mouvements verticaux du sel et le début du ripage des "Rafts* vers l'Ouest.

Au CENOMANIEN, puis au TURONIEN, le tilt s'affirme et les rafts se déplacent horizontalement amenant une dislocation importante de la plate-forme. Les mouvements existent dans tout le secteur étudié, mais sont de plus en plus récents d'Est en Ouest.

A l'EOCENE, les mouvements de glissement sur pente sont scellés, sauf quelques reprises post EOCENE.

A l'OLIGOCENE, on a une période de calme et le tilt reprend de façon importante au MIOCENE avec la création de la fosse occidentale. Les rafts subissent un deuxième glissement favorisé par la présence de niveaux sous compactés à la base reposant par endroits directement sur l'antésalifère;

---

* Ce terme RAFT a été proposé dans une publication sous press de B. DUVAL, C. CRAMEZ et M.P. JACKSON Raft tectonics in the KWAUZA Basin (ANGOLA) Geology Society of America Nov. 90.

ASSOCIATION SEDIMENTOLOGISTES FRANÇAIS

TABLE RONDE SUR LE DIAPIRISME

A. VILLIEN
ELF AQUITAINE.
Direction Exploration Production France
Boussens 31360 SAINT-MARTORY

Actually the search for hydrocarbons in Aquitaine is focused on proven areas. 3D seismic surveys are acquired both along the northern salt ridges and within the North Pyrenean foreland, for exploration and field development purposes. The data interpretation of these complex areas requires a good regional knowledge which in its turn is continuously updated by the 3D results themselves.

This 3D interpretation is mainly related to structural geometry and tectonic evolution; for the northern salt ridges, they appear to be controlled by major NW-SE directed faults which interfere with transverse faults. Several stages include earliest Cretaceous, Late Aptian and Albian salt tectonics during extension with associated local erosion, tilting of Jurassic blocks towards the ridge, as well as peripheral filling of Albian deposits. These blocks represent classic Barremian and Jurassic oil plays linked to inherited features. Late Cretaceous doming with subsequent extensional faulting on the crest, combined with regional compressive events lead to additional prospective structures including Upper Cretaceous carbonate platform.

Within the North Pyrenean foreland near the Meillon gas field, a similar regional scheme exists with successive erosions of Jurassic and Lower Cretaceous strata at different levels in relation with salt tectonics and major synsedimentary faults controlling the Albian basins. Their geometries and kinematics depend on the relative position with regards to the mobile transform zone farther South. This Albo-Aptian physiography was partly affected and inverted during Late Cretaceous and Early Tertiary compressive structures. Knowledge of the precise structural geometry of the Jurassic gas play appears crucial for both exploration wells, requiring the definition of the erosion plane, as well as for field appraisal, providing the delineation of fracturation trends which upgrade reservoirs characteristics.

In general hydrocarbons trapping in the Aquitaine basin is mainly related to inherited structures linked to Early Cretaceous extension and halokinetics, with limited inversion during Late Cretaceous and Early Tertiary. Finally the integration of the timing of events with different types of subsidence enable the definition of hydrocarbon geodynamical models.

LISTE DES PARTICIPANTS

ANDREU Bernard	Université de Toulouse
BAUER Jacques	Société Nationale Elf Aquitaine - Pau
BRULEHT Jacques	C.E.A. ANDRA
CANEROT Joseph	Université de Toulouse
CHAFFEZ Patrick	Société Nationale Elf Aquitaine - Boussens
CLAUDE Dominique	Société Nationale Elf Aquitaine - Pau
DEBROAS Jean-Elie	Université de Toulouse
DELVOLVE Jacques	Université de Toulouse
DE WINCENZI Lucas	Société Nationale Elf Aquitaine - Boussens
DRULLION Gilles	Société Nationale Elf Aquitaine - Pau
LENOBLE Jean-Louis	Université de Toulouse
MAJESTE-MENJOULAS Claude	Université de Toulouse
MOURET Claude	TOTAL - Compagnie Française des Pétroles
RAZIN Philippe	B.R.G.M. - Service Géologique National
RIOUAL Marianne.	Université d'Orsay
SOUDET Henri-Jean	Société Nationale Elf Aquitaine - Pau
TESTEMALE Jean-Paul	CEMAGREF - Génie Rural
VAN DE POEL Henk	Université de Toulouse
VAN DER GAAG Peter	Adviesbureau Groundcontrol - Rotterdam
WALLEZ Marie José	Université de Toulouse

LISTE DES PUBLICATIONS

Les publications de l'A.S.F. actuellement disponibles sont les suivantes :

n° 0 - La sédimentation du Jurassique. Paris, 1979.

n° 1 - 1er Congrès Français de Sédimentologie.
19-20 novembre 1987. - Livre des résumés.

n° 2 - L'éventail sous-marin de Ceüse (S.E. France) à l'Apto-Albien.
5-6 octobre 1987. - Livret-guide de l'excursion.

n° 3 - Sédimentation molassique et paléopédogénèse en Languedoc.
16-18 septembre 1987. - Livret-guide de l'excursion.

n° 4 - Passages carbonates - silicates.
15-16 juin 1987. - Livre des résumés.

n° 5 - Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts.
3-4 juin 1988. - Livre des résumés.

n° 6 - Le Trias détritique de Provence du Dôme de Barrot et du Mercantour. Exemples de sédimentation continentale en contexte anorogénique.
15-17 juin 1988. - Livret-guide de l'excursion.

n° 7 - Biosédimentologie. Réunion Spécialisée APF-ASF-SGF.
10-11 octobre 1988. - Livre des résumés.

n° 10 - Livre des résumés du 2ème Congrès Français de Sédimentologie. Paris, 1989.

n° 11 - Mesozoïc eustacy record on Western Tethyan margins.
Book of Abstracts of 2ème Congrès Français de Sédimentologie. Lyon, 1989.

n° 12 - Mesozoïc eustacy record on Western Tethyan margins.
Book of abstracts of 2ème Congrès Français de Sédimentologie. Excursion, 1989.

n° 13 - Diapirisme sur une marge en distension puis en décrochement. Exemple des Pyrénées occidentales françaises.
27-28-29 avril 1991. - Livret-guide de l'excursion et Table Ronde.

Pour tout renseignement complémentaire, s'adresser à :

l'Association des Sédimentologistes Français
Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris

Ce document a été imprimé par
PHOTOLABO HASSLER
4 rue Dancourt, 77300 Fontainebleau

Dépôt légal : 4ème trimestre 1991

Réunion de travail
et
Livret d'excursion

DIAPIRISME SUR UNE MARGE EN DISTENSION, PUIS EN DECROCHEMENT

Exemple des Pyrénées occidentales françaises

ISSN 0990-3925
ISBN 2-907205-12-9