

## La sierra d'Aralar. Le support sédimentaire et l'architecture dans les paysages

par Marc FLOQUET\*, Christiane DUVERNOIS  
 et Bénédicte HUMBEL\*\*



Le village d'Uztegui sous le Balerdi.

\* Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Dijon, Laboratoire associé au CNRS, n.º 157, 6 Bd. Gabriel-2100 Dijon.

\*\* L'article a été rédigé par M. FLOQUET à partir d'une étude stratigraphique et structurale détaillée réalisée avec C. DUVERNOIS et B. HUMBEL en 1972 à l'Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Dijon. De même la plupart des figures, parfois légèrement modifiées dans cet article, ont été dessinées en 1972 par M. FLOQUET à partir d'observations et de réflexions effectuées avec C. DUVERNOIS et B. HUMBEL.

### Remerciements:

La découverte de la Sierra nous a été facilitée par de nombreuses personnes. Que toutes trouvent ici le témoignage de notre reconnaissance, particulièrement Jesús Elósegui et sa famille qui nous ont toujours fait profiter avec enthousiasme de leur expérience d'Aralar, J. M. de Barandiarán et J. Altuna pour leur accueil chaleureux, ainsi que tous les habitants de la région dont nous avons pu apprécier l'hospitalité.

Entre Navarre et Guipuzcoa, la Sierra d'Aralar dresse fièrement ses sommets et présente des paysages montagneux qui contrastent avec les régions environnantes. Un tel contraste est dû à la position charnière —à la fois orographique, climatique et humaine— de la Sierra entre bassin atlantique et bassin méditerranéen, et à sa structure d'ensemble.

Position charnière immédiatement visible: les hauteurs d'Aralar, souvent couronnés de sombres nuages qu'apportent les vents humides du Nord ou Nord-Ouest et que bloquent les vents chauds du Sud, sont couvertes de hêtraies et de paturâges et restent le domaine des bûcherons et des bergers. Au contraire, du côté atlantique ce sont des vallées encaissées, fraîches, aux petites parcelles pentues, verdoyantes, drainées par les affluents du Rio Oria dont le Rio Araxes. La proximité du niveau de base de ces cours d'eau et la forte pluviosité expliquent comment ils ont pu sculpter le majestueux flanc nord de la Sierra, dominant de plus de 1.000 m. le val

de Betelu. Par opposition, du côté méditerranéen ce sont les vastes surfaces dorées, céréalières, de la Barranca, large couloir drainé par le Rio Arakil qui appartient au haut bassin de l'Ebre.

Structure d'ensemble lourde qui correspond à un pli anticlinal, dissymétrique, déjété et parfois chevauchant vers le Nord. Dans la branche méridionale de l'arc basque c'est l'élément le plus oriental avec une direction Est-Ouest tandis que les autres éléments Gorcebea et Aitzgorri sont orientés Nord-Ouest Sud-Est. De plus dans les pays bascocantabriques c'est le dernier chaînon qui présente encore une allure pyrénéenne.

Cependant les paysages ne correspondent pas seulement à cette position charnière et à la structure d'ensemble. Le support sédimentaire et l'architecture de la Sierra les ont fortement conditionnés: en contrepartie seule l'observation des paysages d'Aralar permettra la connaissance de l'un et de l'autre.

---

## I. LE SUPPORT SEDIMENTAIRE D'ARALAR: UN FOND COMMUN POUR TOUS LES PAYSAGES

La massive individualité de la Sierra d'Aralar est due au dégagement d'un ensemble sédimentaire résistant hors d'un enrobage détritique tendre: un noyau calcaire jurassique et une carapace urgonienne également calcaire qui l'enserme, sont enveloppés par les séries surtout argileuses du Crétacé moyen et supérieur (fig. 1). La série jurassique forme noyau non seulement parce qu'elle est la plus ancienne et occupe le cœur de l'anticlinal mais aussi parce qu'un ensemble calcaréo-argileux néocomien, en dépression, la sépare nettement du complexe urgonien (fig. 2).

A l'intérieur même du noyau, de la dépression, de la carapace, de nombreuses variations dans les faciès, les épaisseurs, amènent de grandes diversités dans les paysages.

Quelques exemples: le noyau jurassique

donnera de larges étendues rocailleuses ou des pâturages selon qu'il présentera des faciès calcaires ou terrigènes: la carapace urgonienne pourra être simple ou formée de plusieurs couches selon le nombre des niveaux calcaires et la présence ou l'absence d'intercalations terrigènes, etc ...

### A) NOYAU JURASSIQUE

Les premiers affleurements importants commencent avec la série jurassique. En effet, si les formations les plus anciennes connues dans Aralar, argiles rouges ou bariolées puis cargneules et dolomies, sont attribuées au Keuper et au Rhétien, elles n'affleurent que localement, en cicatrice le long du chevauchement frontal, ayant favorisé le décollement de la couverture mésozoïque sur le socle. La série jurassique, par contre, affleure largement. Elle est formée de niveaux durs et tendres bien différenciés de sorte qu'ils sont repérables dans le paysage, particulièrement dans le flanc nord:



Fig. 1. L'individualité d'Aralar.

La Sierra, bâtie dans des niveaux résistants apparaît extrusée au milieu de terrains tendres qui appartiennent du côté nord aux vallées du Larraun et de l'Araxes et du côté sud à la Barranca. Le panorama est pris depuis le mont Erga (1.088 m., au premier plan); les premiers reliefs appartiennent aux monts Larrazpi et Malcorra (1.063 m., avec le village de Goldaraz); dans le lointain: la pointe de l'Altzueta et la haute Sierra.

- barre calcaire inférieure,
- calcaires, argileux en replats et calcaires compacts en abrupts,
- calcaires clairs des sommets.

1) **Barre calcaire inférieure.** Lias inférieur (J1 sur les figures) (fig. 3).

Une bande de calcaires, formant barre dans les régions pentues, se suit sur environ 18 km., étroite et continue, soulignant le chevauchement du flanc nord d'Aralar. Elle représente le Lias inférieur. Elle apparaît pour la première fois à l'Ouest de Muitze puis se suit aisément à travers Arritzaga, puis dans les Malloas. Elle est facilement accessible à Iribas, à Alli et dans les gorges du Larraun, descendant de Goldaraz d'un côté et du mont Erga de l'autre.

2) **Calcaires argileux puis calcaires francs: replats puis abrupts.** Lias moyen-supérieur (J2 sur les figures) et Dogger (J3 sur les figures) (fig. 4).

En replats: des calcaires argileux, avec Ammonites les datant du Lias moyen et supérieur. Ils ne montrent pas de différences notables de faciès à travers la Sierra (à l'Ouest, les faciès argileux semblent persister plus longtemps au Lias supérieur). Les épaisseurs, par contre, varient: environ 300 m. à l'Ouest contre 150 à 200 m. à l'Est.

En abrupts: des calcaires francs en bancs, parfois fossilifères: Ammonites et Brachiopodes les datant du Dogger. A l'inverse des précédents ils varient peu en épaisseur: 100 à 150 m., mais leurs faciès se différencient:

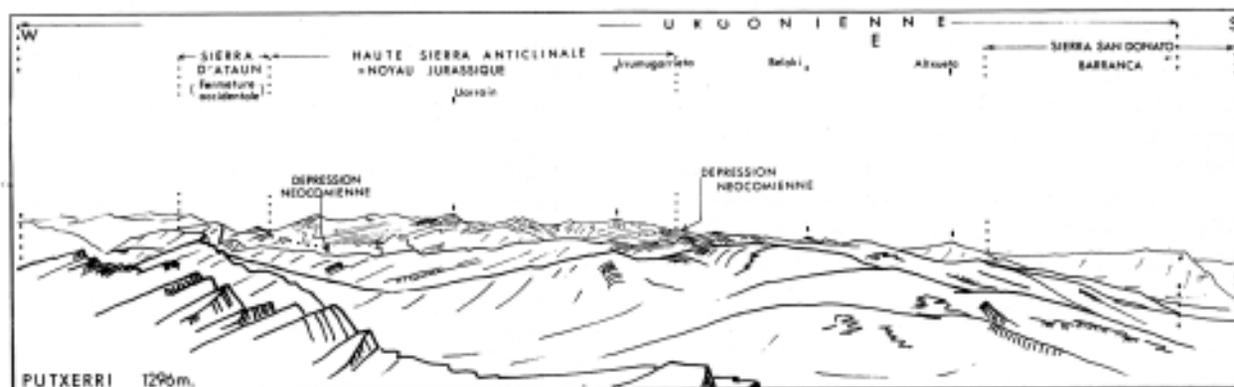


Fig. 2. Noyau jurassique, carapace urgonienne, dépression néocomienne.

Une des meilleures vues du noyau jurassique enserré dans la carapace urgonienne est obtenue depuis le sommet du Putxerri. La dépression néocomienne intermédiaire se devine derrière la première crête urgonienne.

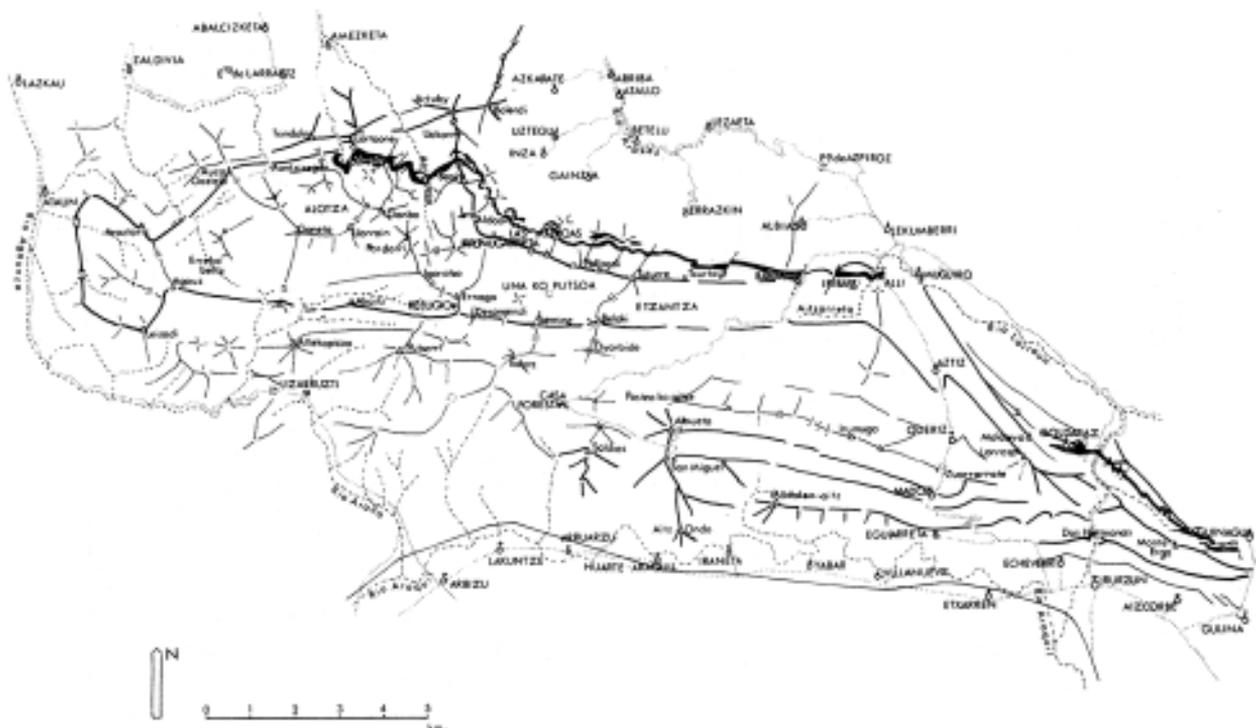


Fig. 3. Affleurements du Lias inférieur calcaire. (Fond dessiné d'après les données de J. Elósegui). C'est une barre calcaire (liseré noir sur la figure) qui, d'Ouest en Est à travers la Sierra, présente, sur environ 50 m. d'épaisseur, des faciès identiques: des calcaires finement lités, légèrement gréseux encore dolomitiques, attribués à l'**Hettangien**, puis des calcaires oolitiques à bioclastiques, attribués au **Sinemurien**.

— à l'Ouest les calcaires sombres dominent. Une phase quartzique avec des rognons siliceux n'apparaît que vers le haut (Callovien inférieur) ;

— à l'Est les calcaires prennent très tôt une couleur claire et vers le haut, en plus de la phase quartzique et des accidents siliceux, ils montrent des passées dolomitiques, des encroûtements et parfois de la glauconie.

3) **Calcaires clairs des sommets.** Malm ou Jurassique supérieur (J4 et J5 sur les figures) (fig. 5 et 6).

Les grandes surfaces dénudées, lapiazées, blanches, du revers sud des sommets de la haute Sierra offrent de bons affleurements qui représentent le Jurassique supérieur. Les principaux niveaux se repèrent facilement dans les paysages, cependant les faciès et les épaisseurs sont très variables par ailleurs dans la Sierra:

— à l'Ouest, sur 150 à 200 m. d'épaisseur, des détritiques terrigènes parfois très grossiers alternent avec des calcaires bioclastiques à oolitiques.

— à l'Est, les terrigènes ont pratiquement disparu: ce sont des calcaires bioclastiques, des dolomies, et les dépôts s'amenuisent (20-30 m. à Madoz);

— dans la région médiane des formations récifales typiques surmontent des dolomies et des calcaires variés (80 à 100 m.).

## B) DEPRESSION NEOCOMIENNE

Entre noyau jurassique et carapace urgienne une dépression souligne parfaitement la forme de la Sierra: elle se déroule depuis le col d'Arlegi, la vallée de Zamiola, la haute plaine d'Una-ko-Putsoa, les vallées d'Etzaritzza, de Biozna, d'Aitzarreta... Elle apparaît aussi, mais discontinue, parfois en lambeaux, dans le flanc nord et avec les cols d'Astunalde, Etitzei, Egurral (fig. 7).

1) **Calcaires beige foncé à Charophytes et niveaux de remaniement.** Jurassique terminal (Portlandien ?) (P1 sur les figures).

Un horizon de remaniement complexe (simple ou formé de plusieurs niveaux, de position variable, de 1 à 5 m. d'épaisseur) sou-

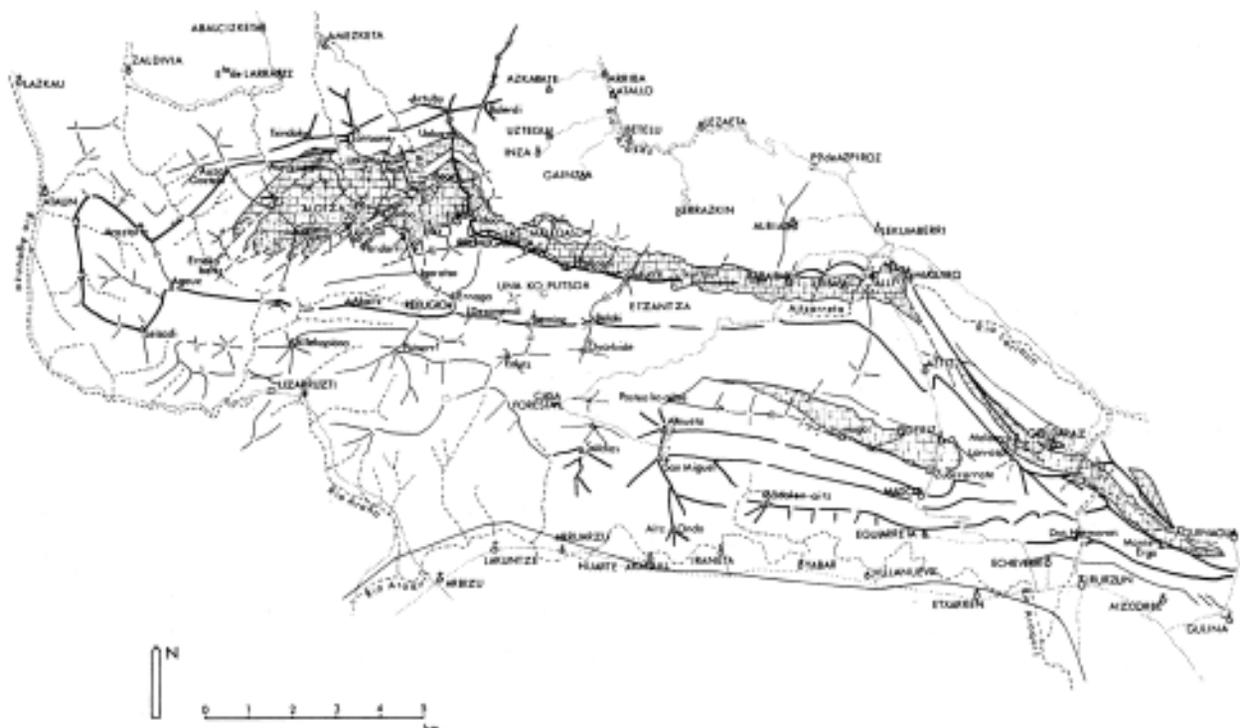


Fig. 4. Affleurements du Lias moyen-supérieur et du Dogger. (Fond dessiné d'après les données de J. Elosegui). Des calcaires argileux, datés du Lias moyen-supérieur, affleurant mal au-dessus de la barre calcaire précédente (Lias inférieur) donnent les hauts pâturages d'Alotsa, les grandes vires herbeuses des Malloas de Gainza-Inza-Errazkin, les petites dépressions cultivées de Baraibar, Iribas, Golaraz... Des calcaires francs, compacts, de teinte sombre, datés du Dogger, affleurent mieux sur les hauteurs autour d'Alotsa, dans les falaises dominant les Malloas (Beoin, Aldaon, Tuturre), dans la basse Sierra de Baraibar-Iribas et jusqu'aux sommets de Malcorra et du mont-Erga à l'Est.

ligne le passage des calcaires clairs récifaux et pararéclifaux précédents aux calcaires suivants beige-foncé à Charophytes.

— A l'Ouest un seul niveau de remaniement surmonte directement les calcaires blancs kimméridgiens et est recouvert par environ 20 m. de calcaires à Charophytes. Les éléments repris appartiennent aux deux sortes de calcaires.

— Vers l'Est les niveaux conglomératiques sont de plus en plus à l'intérieur même des formations à Charophytes et d'autre part des passées argileuses apparaissent:

- Aux environs de l'Irrumugarrieta des passées locales d'argiles orangées (1 à 3 m.), minéralisées, reposent sur les calcaires kimméridgiens et supportent un conglomérat (1 à 5 m.) dont les galets sont de calcaires à Charophytes. Ces calcaires, au-dessus, diminuent d'épaisseur (15 à 5 m.).

- Dans les régions de Garaibar, Iribas, As-

tiz, Madoz, les argiles sont plus constantes et plus épaisses (2 à 3 m. jusqu'à 10 m. à Madoz) avec Charophytes, Ostracodes, débris charbonneux, passées gréseuses parfois minéralisées. Au-dessus, des calcaires à Charophytes alternent avec des lits argileux (1 à 3 m.) puis viennent des niveaux conglomératiques (1 à 5 m.) à galets de calcaires à Charophytes.

Ces calcaires et niveaux de remaniement, quoique du Jurassique terminal ont été regroupés avec les autres Formations de la dépression «néocomienne» parce qu'ils appartiennent à un même nouveau régime sédimentaire et tranchent nettement par rapport aux dépôts précédents du Jurassique supérieur.

2) **Calcaires sombres, fétides, coquilliers: faciès purbeckiens.** Crétacé basal (Berriasien à Hauterivien ?) (P2 sur les figures) (fig. 7 et 8).

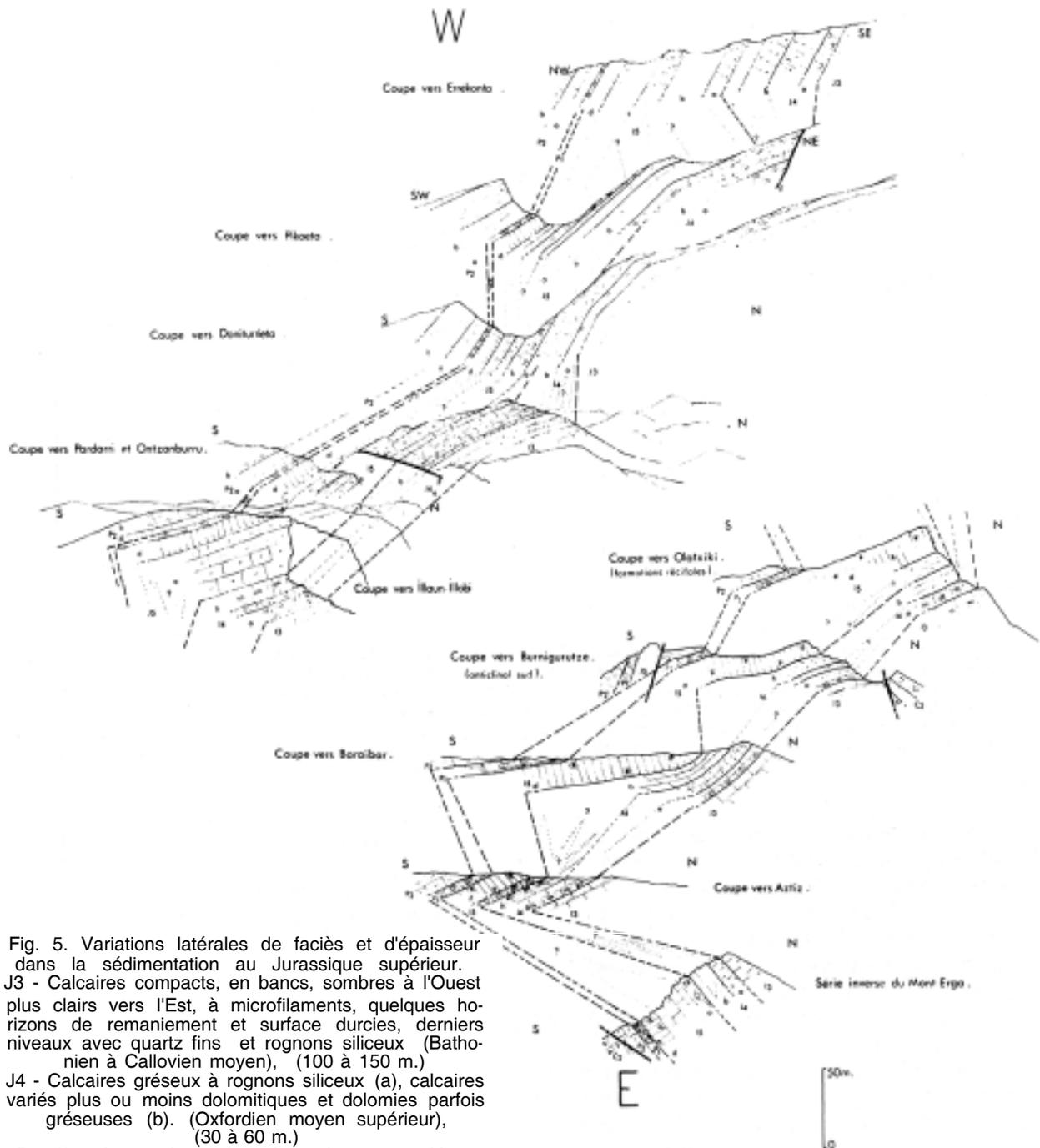


Fig. 5. Variations latérales de faciès et d'épaisseur dans la sédimentation au Jurassique supérieur.

J3 - Calcaires compacts, en bancs, sombres à l'Ouest plus clairs vers l'Est, à microfilaments, quelques horizons de remaniement et surface durcies, derniers niveaux avec quartz fins et rognons siliceux (Bathonien à Callovien moyen), (100 à 150 m.)

J4 - Calcaires gréseux à rognons siliceux (a), calcaires variés plus ou moins dolomitiques et dolomies parfois gréseuses (b). (Oxfordien moyen supérieur), (30 à 60 m.)

J5 - Calcaires clairs variés bioclastiques à colitiques (a) (avec rognons siliceux tourmentés dans la région d'Astiz); séries calcaréo-terrigènes de l'Ouest: grès plus ou moins calcaires, calcaires gréseux à dragées de quartz (b) et grès argileux, calcaires argileux avec niveaux conglomératiques (c); calcaires clairs lithographiques para-récifaux ou récifaux (étoiles) (d). (Oxfordien supérieur - Kimméridgien), (20 à 130 m.)

Pi - Niveau de remaniement avec galets de calcaires à Charophytes, passées d'argiles orangées et de grès argileux. (Portlandien), (0 à 10 m.);

P2 (a) et (b). Calcaires néocomiens (50 à 80 m.).

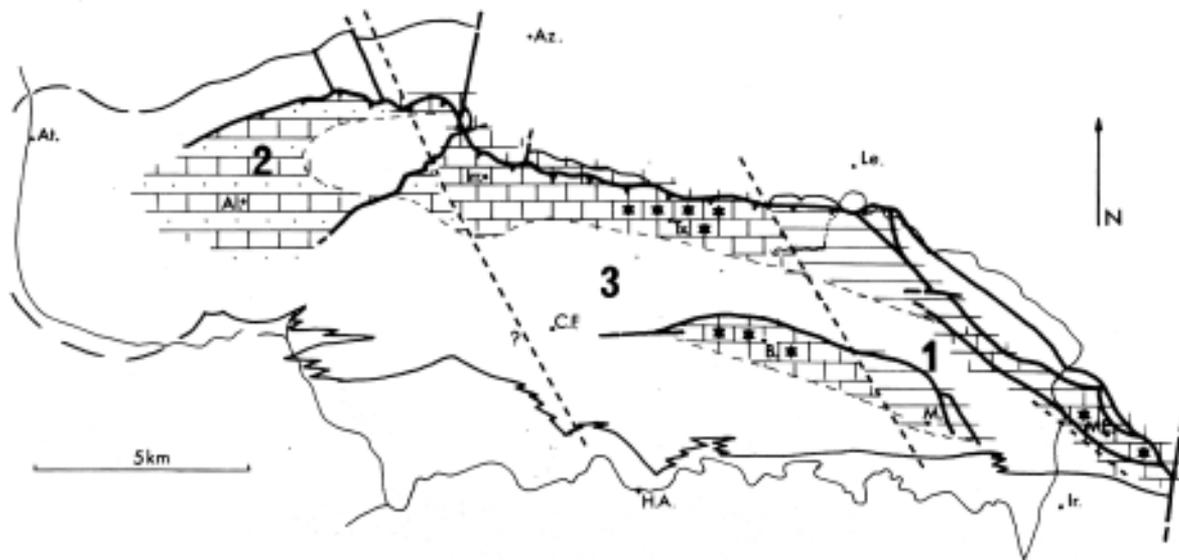


Fig. 6. Dispositif sédimentaire au Jurassique supérieur.

1: région orientale avec calcaires bioclastiques et dolomies en faible épaisseur; 2: région occidentale avec alternance de dépôts détritiques et calcaires; 3: région médiane avec formations récifales au Kimméridgien (étoiles noires). Al. Alotsa; At. Ataun; Az. Azkarate; B. Burnigurutze; C. F. Maison forestière; H. A. Huarte-Arakil; Ir. Irurzun; Irr. Irumugarrieta; Le. Lekumberri; M. Madoz; M. E. Mont Erga; Tx. Txurtxur.

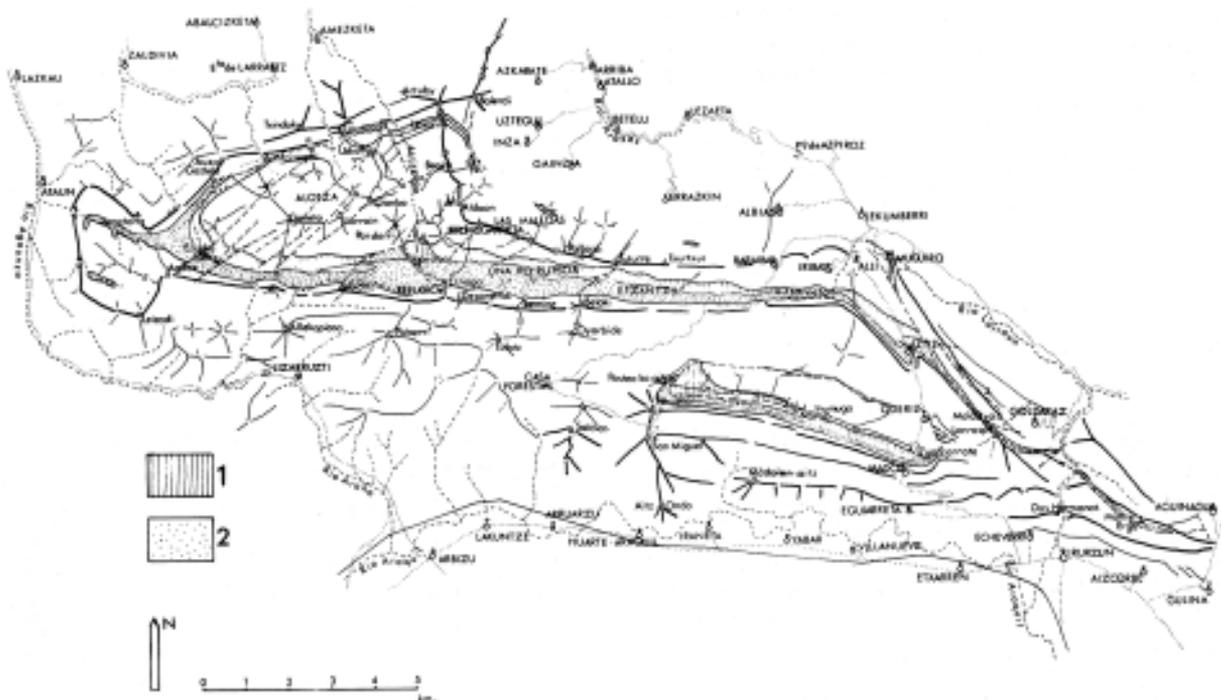


Fig. 7. La dépression néocomienne. (Fond dessiné d'après les données de J. Elosegui).

Elle est creusée dans des sédiments variés de 100 à plus de 200 m. d'épaisseur mais pouvant se regrouper en deux parties. La première partie (1) à dominante calcaire forme les rocailles gris clair à sombre en contrebas des lapiez blancs du Jurassique supérieur. Ce sont des calcaires beige foncé à Charophytes qu'accompagnent des niveaux de remaniement, puis des calcaires sombres, fétides, coquilliers. La deuxième partie (2) à dominante argilo-gréseuse affleure dans le fond de la dépression et dans la pente sous la première crête urgennienne. Ce sont des argiles versicolores, des grès et des passées de calcaires à Charophytes, puis des couches argilo-gréseuses sombres avec bancs calcaréo-gréseux en intercalations, et enfin une épaisse série argilo-sableuse à Ammonites.

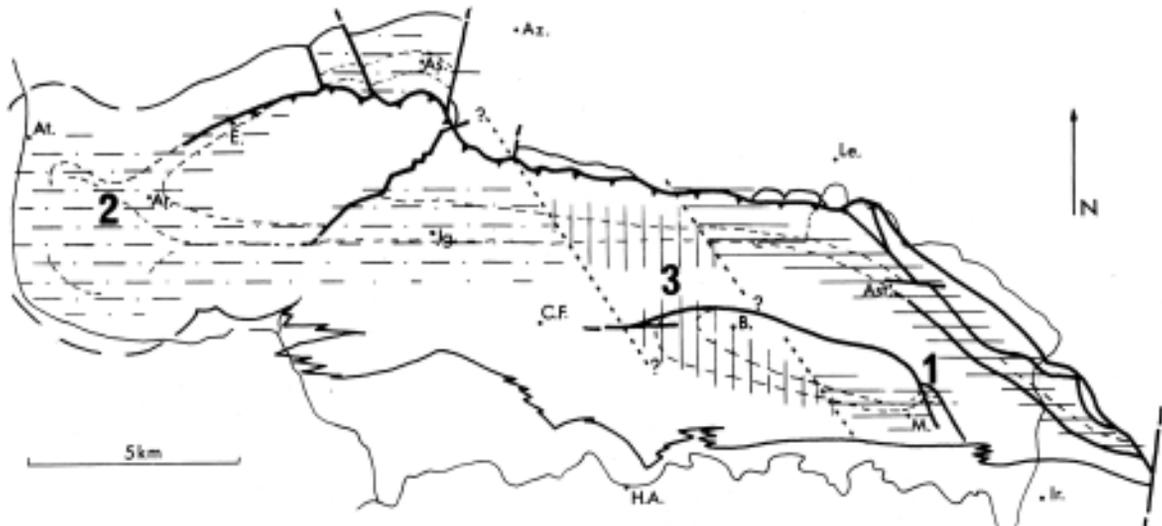


Fig. 8. Dispositif sédimentaire pendant l'épisode purbecko-wealdien.

1. région orientale: dépôts variés, peu épais, à incidences saumâtres ou d'eau douce de type purbeckien; pas de faciès wealdien typique.
2. région occidentale: distinction plus marquée entre faciès purbeckiens calcaires et faciès wealdiens détritiques progressivement plus épais et plus typiques vers 3. région médiane, aux limites imprécises, où se font les passages latéraux de faciès. Ar. Aralegi; As. Astunalde; Ast. Astiz; At. Ataun; Az. Azkarate; B. Burnigurutze; C. F. Maison forestière; E. Errekonta; H. A. Huarte-Arakil; Ig. Igaratza; Ir. Irurzun; Le. Lekumberri; M. Madoz.

Des calcaires noirs à Serpules, Gastropodes, Lamellibranches... dégagant une odeur désagréable à la cassure Forment les derniers affleurements calcaires sur le revers du «noyau» jurassique.

— Ils sont typiques dans l'Ouest de la Sierra où ils atteignent 60 m. d'épaisseur et sont bien distincts des calcaires à Charophytes sous-jacents.

— Vers l'Est l'épaisseur décroît (30-40 m.) et dans les régions de Baraibar à Madoz la distinction avec les calcaires à Charophytes devient moins nette: au-dessus de l'horizon conglomératique les calcaires à Charophytes sont irrégulièrement distribués dans des calcaires coquilliers moins typiques, plus bioclastiques: d'autres niveaux de remaniement, des passées à oncolites s'y intercalent.

**3) Argiles versicolores, grès, passées calcaires à Charophytes avec horizons de remaniement: faciès wealdiens.** (Hauterivien à Barrémien ?) (W. a. b. c. sur les figures) (fig. 7 et 8).

Les premiers faciès détritiques importants apparaissent dans le fond de la dépression et leur contact avec les formations calcaires précédentes est souvent marqué par un alignement de pertes (dont le site d'Una-ko-Putsoa en est le meilleur exemple). Cependant ces

détritiques se développent de façon inégale à travers la Sierra:

— à l'Ouest ils sont plus épais (30 à 40 m.) et plus typiques: argiles jaunâtres à rouges, grès à stratification entrecroisée, calcaires argileux sombres finement lités avec niveaux charbonneux et cargneules.

— Vers l'Est la formation ne dépasse guère 20 m. d'épaisseur et est moins chargée en terrigènes: les grès perdent leur stratification entrecroisée, puis n'existent plus qu'à l'état de passées dans les argiles où s'intercalent des calcaires à Charophytes avec niveaux de remaniement.

**4) Couches argilo-gréseuses sombres et bancs calcaires gréseux coquilliers:** (Hauterivien-Barrémien ?) (W. d. sur les figures) (fig. 7 et 8).

La formation suivante dans la dépression néocomienne peut être repérée grâce à quelques pertes dont les plus nettes dans la haute plaine d'Una-ko-Putsoa soulignent le bas de la pente sous la première crête urgonienne.

Ce sont des niveaux sombres à noirs, argileux à argilo-gréseux, à débit parfois schisteux, à Lamellibranches, en alternance avec des bancs calcaréo-gréseux plus ou moins argileux, coquilliers (Huitres, Gastropodes, Serpules, Ostracodes...), sur une épaisseur de 30 à 20 m. d'Ouest en Est.

5) **Série argilo-sableuse.** (Aptien inférieur-Bédoulien) (C1 sur les figures) (fig. 7).

Dernière partie de la dépression néocomienne une série argilosableuse forme la large vie herbeuse sous les premiers calcaires urgoniens en abrupts. Epaisse (80 m. vers l'Est et plus de 100 m. vers l'Ouest), cette série montre des faciès assez constants: argiles sableuses à débit plus ou moins schisteux, de couleur gris à noir et de patine jaune-rouille avec, disséminés, divers moules de Lamellibranches, Gastropodes, des petits polyptères solitaires, des débris d'oursins, des Ammonites (Deshayésites): des traces de terriers, de pistes; des débris végétaux: des petits nodules ferrugineux... Des bancs calcaireo-gréseux à Orbitolines accompagnés de calcaires coquilliers sombres analogues à ceux de la formation précédente s'y intercalent dès la base.

### C) CARAPACE URGONIENNE

Une cuesta calcaire nette et continue, représentant les premiers niveaux urgoniens,enserme complètement le noyau jurassique et la dépression néocomienne. D'autres niveaux calcaires et des détritiques surmontent cette cuesta pour former l'imposant complexe urgonien qui apparaît ainsi comme une épaisse carapace aux multiples couches (C2 sur les figures, subdivisions u1 à u8).

La succession calcaires-détritiques est d'autant plus remarquable qu'elle est soulignée par la morphologie: les calcaires sont dis-

séqués en barres et les détritiques sont creusés en dépressions. Ce dispositif est particulièrement net tout le long de la retombée sud depuis Lizarrusti jusqu'à Gulina, parce que très régulier. Cette régularité est moins marquée par ailleurs car les variations dans les épaisseurs, les faciès et la répartition des épisodes calcaires ou détritiques, sont nombreuses et rapides.

Le complexe urgonien forme l'essentiel de la masse d'Aralar. Presqu'entièrement boisé il se distingue très nettement du noyau jurassique et de la dépression néocomienne, dénudés.

Du point de vue lithostratigraphique, malgré les nombreuses variations, une certaine organisation se reconnaît:

— Latéralement, trois régions sédimentaires semblent se dégager à travers la Sierra (fig. 9).

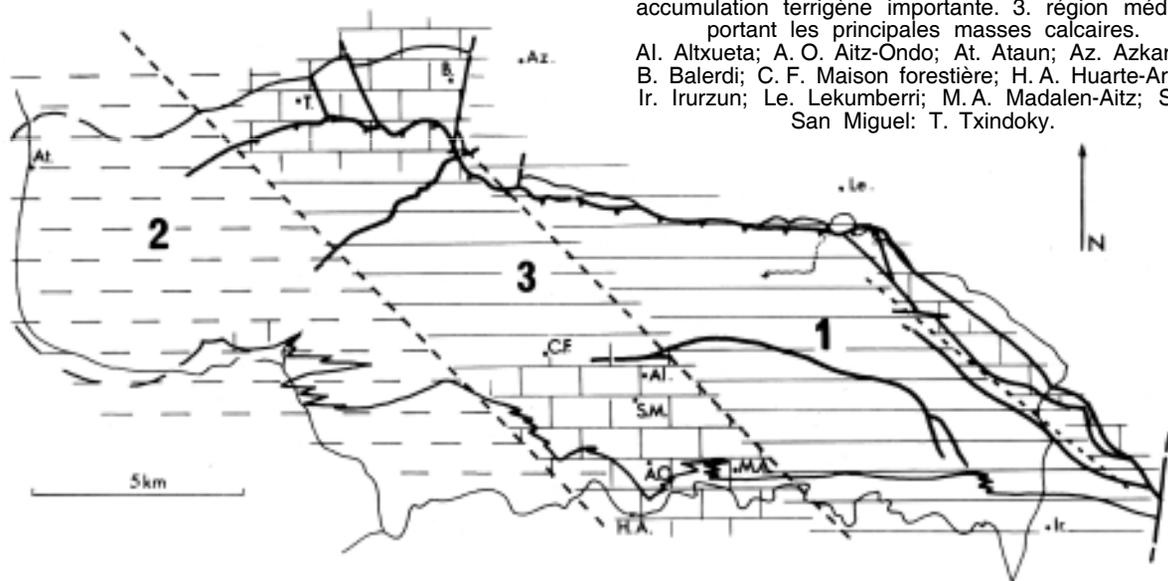
a) **Une région orientale** avec alternance de calcaires urgoniens et de dépôts terrigènes (la coupe suivant la route de Madoz vers Irurzun en donne un bon exemple) (fig. 34), (Aptien-Albien).

b) **Une région occidentale** à dominante terrigène: les dépôts sont surtout calcaireo-argileux et argileux, pauvres en organismes: formations para-urgoniennes. Un seul ensemble de calcaires urgoniens, à la base, ressort en barre continue. (Aptien inférieur).

Fig. 9. Dispositif sédimentaire pendant l'épisode urgonien (d'après M. FLOQUET et P. RAT, 1975).

1. région orientale à sédimentation calcaire prépondérante et passées terrigènes. 2. région occidentale à accumulation terrigène importante. 3. région médiane portant les principales masses calcaires.

Al. Altxueta; A. O. Aitz-Ondo; At. Atauñ; Az. Azkarate; B. Balardi; C. F. Maison forestière; H. A. Huarte-Arakil; Ir. Irurzun; Le. Lekumberri; M. A. Madalen-Aitz; S. M. San Miguel; T. Txindoky.



c) **Une région médiane** à dominante calcaire: deux grandes masses (au Nord les Txindoky-Larraone-Balardi, au centre et au Sud le massif d'Altxueta-San Miguel sur lequel se plaquent les lentilles d'Aitz-Ondo et Madalen-Aitz) correspondent à 800-2.000 m. de calcaires variés pratiquement sans intercalations terrigènes. (Aptien-Albien).

D'autre part l'épaisseur globale du complexe urgonien décroît d'Ouest en Est: de 2.000-3.000 m. à moins de 1.000 m.

— Verticalement, dans les régions orientale et médiane, la sédimentation paraît s'être effectuée selon trois modes successifs:

- Alternance de calcaires à Rudistes et de passées terrigènes (ex.: Altxueta, Beloki-Oyarbide...) (Aptien).

- Ensemble de calcaires argilo-gréseux grumeleux, riches en polypiers (ex.: San Miguel, synclinal central ...) (Albien inférieur et moyen).

- Dépôts plus lenticulaires de calcaires massifs, riches en Algues (ex.: Madalen-Aitz, Dos Hermanas...) (Albien moyen-supérieur).

#### D) ENVIRONNEMENT DETRITIQUE. ALBIEN SUPERIEUR,CRETACEMOYEN SUPERIEUR

La masse d'Aralar paraît véritablement surgir hors d'un emballage détritique (C3 et C4 sur les figures) creusé en une vaste gout-

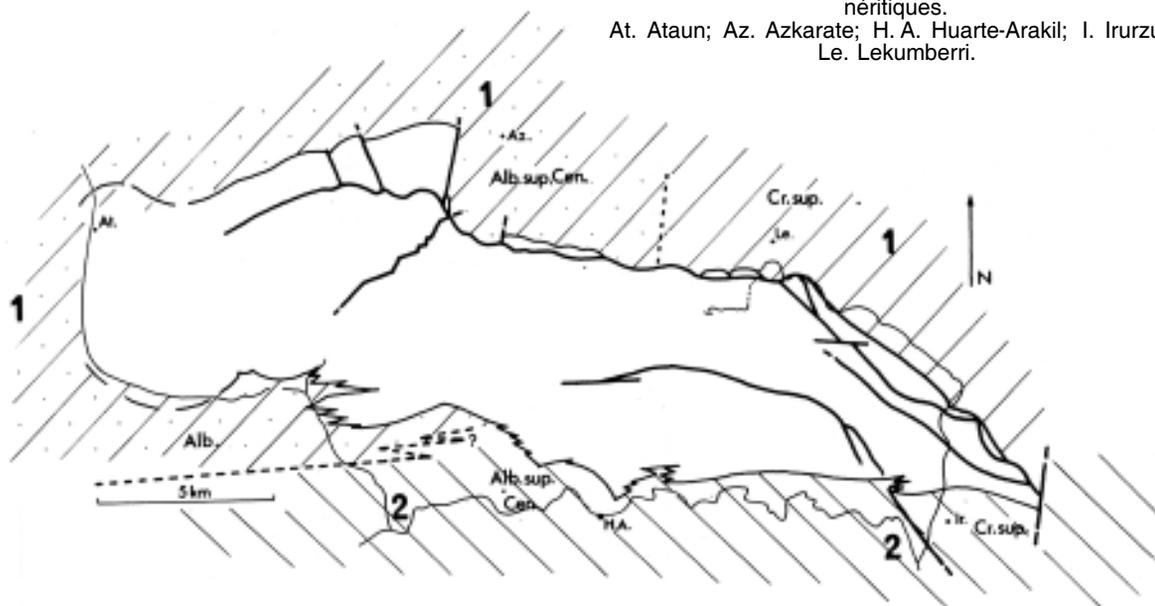
tière par le Rio Arakil au Sud et disséqué en vallées encaissées par les affleurements du Rio Oria au Nord. Outre ces différences orographiques l'environnement détritique présente deux types de faciès (fig. 10).

— au Nord (vallée de l'Araxe) et à l'Ouest (vallée de l'Agauza) c'est un complexe détritique argilo-gréseux pauvre en faune et à caractères flyschoides. De spectaculaires passages latéraux entre les faciès urgoniens et les faciès para-urgoniens qui passent très vite au complexe détritique s'observent sur le flanc ouest du Txindoky.

— au Sud (marquant le contact entre la Sierra et la Barranca) c'est un ensemble de marnes noires ou gris bleu à nodules ferrugineux rouges, à faune néritique (nombreux polypiers, Orbitolines à la base). Les premiers niveaux de cet ensemble s'intriquent avec les derniers calcaires urgoniens massifs, lenticulaires (passages latéraux d'Aitz-Ondo, Madalen-Aitz, des Dos Hermanas...). Des passages latéraux entre les faciès schistogréseux flyschoides et les faciès marneux semblent s'effectuer au Nord de Lacunza.

E) L'APERÇU DU SUPPORT SEDIMENTAIRE D'ARALAR montre ainsi quels sont les principaux ensembles lithologiques qui ont commandé les paysages dans leurs grands

Fig. 10. Deux aires de sédimentation différente de part et d'autre d'Aralar au Crétacé moyen et supérieur.  
1. Domaine septentrional et occidental avec dépôts flyschoides.  
2. Domaine méridional avec dépôts marno-argileux néritiques.  
At. Ataun; Az. Azkarate; H. A. Huarte-Arakil; I. Irurzun; Le. Lekumberri.



traits. La diversité des paysages et leurs particularités ne pourront, par contre être mieux saisies qu'en confrontant ce support sédimentaire avec l'architecture de la Sierra.

NOTE: Des études plus détaillées du support sédimentaire d'Aralar ont permis certaines interprétations d'ordre paléogéographique, structural... dont celles de M. Floquet et P. Rat (1975). En résumé, pour ces auteurs, les séries sédimentaires mésozoïques de la Sierra permettent la reconstitution de deux paléogéographies successives. La première apparaît au cours du Jurassique, est marquée au Jurassique supérieur (fig. 6), persiste au Crétacé inférieur (fig. 8) pour devenir caractéristique avec l'épisode urgonien (fig. 9) avec un domaine occidental et un domaine oriental de comportement différent et que séparerait une zone de flexuration dans la socle orientée Nord-Ouest, Sud-Est. La seconde paléogéographie à partir du Crétacé moyen (fig. 10) correspond à deux nouveaux domaines: l'un septentrional, l'autre méridional, de part et d'autre de l'alignement Est-Ouest qui est celui de l'Aralar actuelle. Ce changement s'intègre dans une réorganisation mésocrétacée

des pays basco-Cantabriques. Une surélévation ou l'amorce d'un premier plissement à l'endroit d'Aralar dès le Crétacé moyen et supérieur pourrait expliquer ce nouveau dispositif (?).

## II. L'ARCHITECTURE D'ARALAR

Plusieurs unités structurales en relation avec des variations dans le support sédimentaire, à l'origine de la diversité des paysages.

La structure d'ensemble d'Aralar correspond à un lourd pli anticlinal poussé vers le Nord et exprime un serrage de la série mésozoïque. Son style en général plus ou moins extrusif traduit la réaction de matériel rigide (calcaires jurassiques et Urgoniens) dans un emballage de matériel soude (argiles triasiques en-dessous, séries argilo-gréseuses du Crétacé moyen et supérieur au-dessus, formations para-urgoniennes latéralement).

Dans le détail cependant, six unités structurales apparaissent (fig. 11). Les différences de structuration à travers la Sierra peuvent s'expliquer grâce aux variations dans la nature et la répartition des ensembles lithologiques (aussi bien jurassiques que crétacés in-

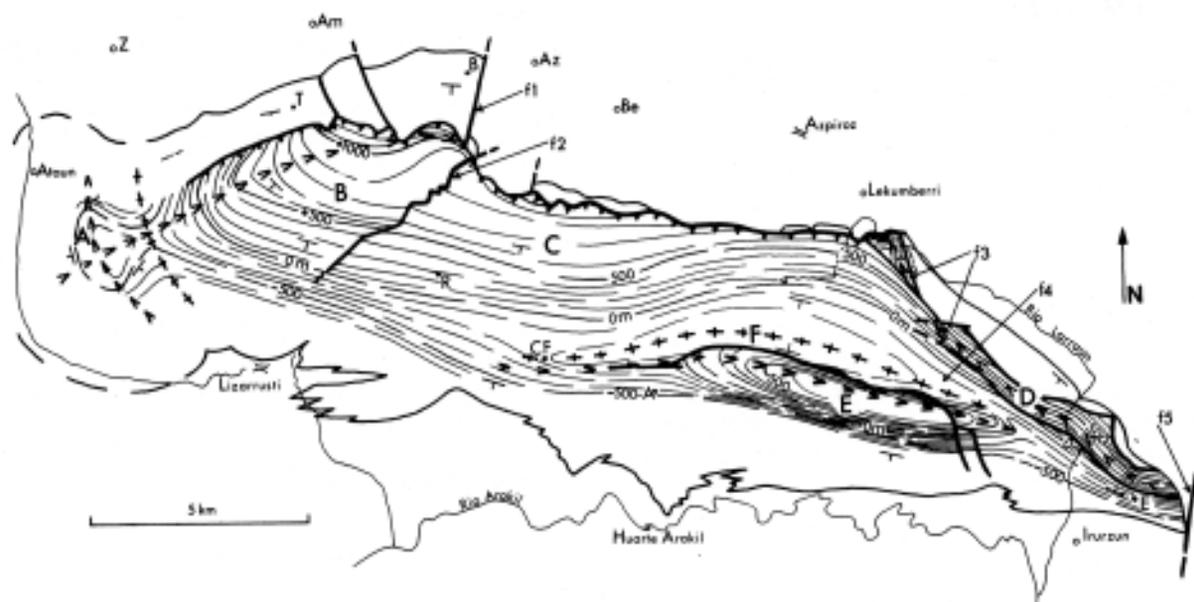


Fig. 11. Esquisse structurale et unités structurales d'Aralar (d'après M. FLOQUET et P. RAT, 1975). A. Dôme d'Ataun; B. Anticlinal du Txindoky; C. Ecaille d'Aralar; D. Terminaison orientale; E. Anticlinal sud; F. Synclinal central.

f1: cisaillement d'Azkarate; f2: faille inverse d'Amavirgin-arri; f3: accidents d'Astiz et de Muguero; f4: flexure d'Oderiz; f5: cisaillement d'Aguinagua-Gulina. Les courbes de niveau (équidistance 100. m.) représentent l'altitude de la barre calcaire du Lias inférieur. A. Altxueta; Am. Amezketeta; Az. Azkarate; B. Balerdi; Be. Betelu; C.F. Maison forestière; E. Mont Erga; R. Refuge d'Igaratza; T. Txindoky; Z. Zaldivia.

férieur). Ces variations dans le matériel sédimentaire ont conditionné les réactions tectoniques et finalement les paysages font ressortir les unes et les autres.

A) Le dôme d'Ataun ou fermeture périclinale d'Aralar à l'Ouest, d'une régularité parfaite.

B) L'anticlinal du Txindoky: l'élévation axiale depuis le dôme d'Ataun est continue et c'est toujours une vaste voûte anticlinale mais la régularité du pli disparaît progressivement par apparition puis accentuation d'Ouest en Est d'une tendance au déversement vers le Nord.

C) L'écaille d'Aralar: la dissymétrie dans le pli anticlinal est complète, le flanc sud chevauche le flanc nord souvent très réduit. Elle est séparée de l'anticlinal du Txindoky par un abaissement d'axe important qui se traduit par le cisaillement d'Azkarate et par la faille inverse d'Ama-virgin-arri.

D) La terminaison orientale poursuit l'écaille d'Aralar mais un nouvel élèvement axial (accidents de Muguero et d'Astiz, flexure d'Oderiz) et la réapparition d'un flanc nord amènent la restitution d'un dispositif anticlinal très pincé. A l'Est du Larraun dans le mont Erga les contraintes sont telles que les séries sont inversées avant de disparaître, tronquées par le cisaillement d'Aguinagua-Gulina.

Ces quatre unités peuvent être regroupées en un seul ensemble anticlinal nord par opposition aux deux dernières unités:

E) L'anticlinal sud, très serré et extrusif en son cœur crevé en boutonnière, s'enfouit brutalement sous le mont Larrazpi à l'Est d'Oderiz tandis qu'il disparaît beaucoup plus progressivement à l'Ouest vers le Putxerri.

F) Le synclinal central prolonge le flanc sud de l'écaille d'Aralar mais est en contact par faille avec l'anticlinal sud de telle sorte qu'il sépare nettement ce dernier de l'anticlinal nord.

## A) LE DOME D'ATAUN

C'est l'unité structurale la mieux individualisée d'Aralar. Plus basse topographiquement, isolée par rapport aux autres unités, elle porte aussi le nom de Sierra d'Ataun. C'est pourtant la véritable fermeture périclinale ouest d'Aralar, d'une régularité surprenante avec une forme en trou de serrure (fig. 12 A et B).

nante avec une forme en trou de serrure (fig. 12 A et B).

La régularité de cette fermeture peut s'expliquer en partie par la position de l'unique barre urgonienne, constante, assez peu épaisse, coincée entre deux ensembles de matériel terrigène souple et qui n'a pu que participer à un plissement harmonique.

D'autre part la forme même du dôme évoque un bombement diapir. Il n'est pas improbable qu'un phénomène de bourrage dans le matériel terrigène aptien inférieur et wealdien, ici plus épais, ait joué, un peu à la manière du Keuper dans les diapirs classiques.

## B) L'ANTICLINAL DU TXINDOKY

La régularité observée dans la boutonnière d'Ataun disparaît dans l'anticlinal du Txindoky. Une dissymétrie apparaît, s'accroît d'Ouest en Est et l'anticlinal tend à se déverser de plus en plus. L'apparition de cette nouvelle structure coïncide avec l'amplification brutale de l'édifice sédimentaire urgonien. Corrélativement la voûte anticlinale s'élève, prend de l'importance et montre des niveaux de plus en plus anciens dans la série jurassique. Un chevauchement naît enfin et le Trias apparaît par petites taches, en cicatrice.

1) **L'amplification de l'édifice urgonien** (fig. 13 et 14).

Les masses urgoniennes ont joué comme une butée contre laquelle le noyau jurassique s'est embouti. Les résultantes verticales très fortes ont déterminé la formation de la large voûte anticlinale du Kilixketa au Ganbo: Alo-tsa, et l'élévation maximale du Lias inférieur calcaire: massif de l'Uzkuiti.

2) **La voûte anticlinale: Alotsa** (fig. 15 et 16 A et B).

3) **Le chevauchement: Muite, Arritzaga** (fig. 17, 18, 19 et 20).

## C) L'ECAILLE D'ARALAR

Un dispositif quasi monoclinale caractérise l'écaille d'Aralar par rapport au bombement anticlinal du Txindoky. La dissymétrie est donc désormais complète. Elle est fonction de l'ampleur prise par le chevauchement qui apparaît certes dans l'anticlinal du Txindoky mais le flanc inverse y reste bien développé tandis que dans l'écaille d'Aralar il est réduit ou absent. Cette réduction du flanc inverse

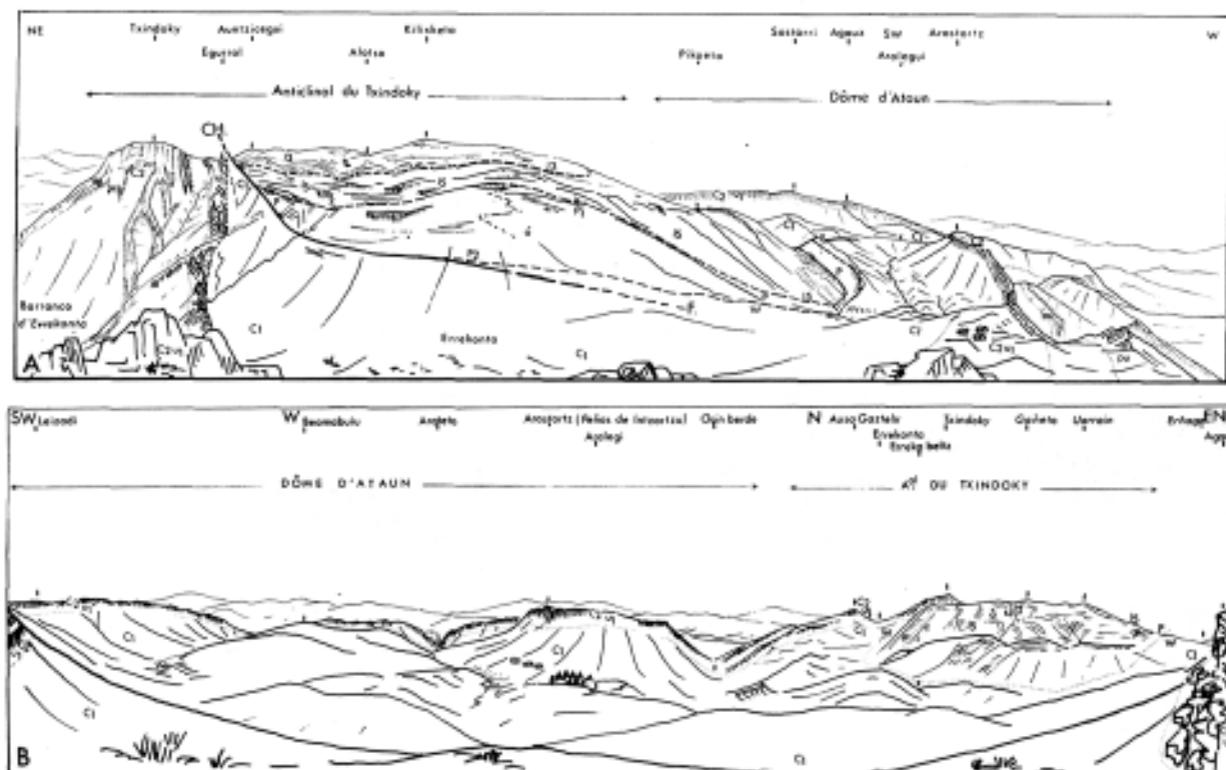


Fig. 12. Le dôme d'Ataun vu depuis l'Azuza Gastelu (A) et depuis l'Aguz (B).

Il apparaît toujours nettement détaché de l'anticlinal du Txindoky. Son cœur est crevé et boutonnière dans la série argilo-sableuse du Bédoulien ici très épaisse (C-) avec dans le fond des barrancos les couches sombres argilo-sableuses à bancs coquilliers calcaréo-gréseux (Wd) comme niveaux les plus anciens. Sa carapace n'est faite que d'une seule barre calcaire véritablement urgonienne (C2, ul) à Rudistes et Orbitolines tandis qu'à la périphérie ce ne sont plus que des formations para-urgoniennes (p.u.) plus argileuses et pauvres en faune. Avec l'anticlinal du Txindoky le bombement anticlinal s'amplifie et les séries plus anciennes apparaissent: séries du Néocomien et du Jurassique final (faciès wealdiens: W; faciès purbeckiens: P2, P1), séries du Jurassique supérieur et moyen (J5 à J3).

est brutale de telle sorte que la séparation entre anticlinal du Txindoky et écaïlle d'Aralar est très visible: elle correspond à un abaissement d'axe notable déterminé par deux accidents majeurs: un cisaillement et une faille inverse.

1) **La séparation entre l'anticlinal du Txindoky et l'écaïlle d'Aralar:** le cisaillement d'Azkarate, la faille inverse d'Ama-virgin-arri.

a) Le cisaillement d'Azkarate (fig. 21 A et B).

Le cisaillement n'affecte que le flanc inverse sans toucher le flanc normal et présente une certaine analogie avec les failles transverses d'Etitzei et d'Ondarre de l'anticlinal du Txindoky (massif de Larraone) de même qu'avec des fractures qui découpent les chicots urgoniens au Sud de Gainza. Ces faits soulignent l'indépendance majeure qui appa-

rait entre le flanc sud normal assez calme et le flanc nord inverse plus ou moins tronçonné.

b) La faille inverse d'Ama-virgin-arri (fig 22 A et B).

La déchirure dans le flanc inverse urgonien, avec le cisaillement d'Azkarate, se traduit par le renversement, l'avancée et la montée du Balerdi tandis que les «chicots» au Sud de Gainza restent en retrait et plus bas. Une dénivellation importante apparaît donc entre les séries inverses de l'anticlinal du Txindoky et celles de l'écaïlle d'Aralar. Le flanc normal sud semble s'être adapté à cette dénivellation par une flexuration (depuis le col de Oa jusqu'à Aloixa-gañe: cf. fig. 21) et par une faille inverse: faille d'Ama-virgin-arri qui traçent ainsi comme une limite entre l'anticlinal du Txindoky (compartiment surélevé) et l'écaïlle d'Aralar (compartiment abaissé).

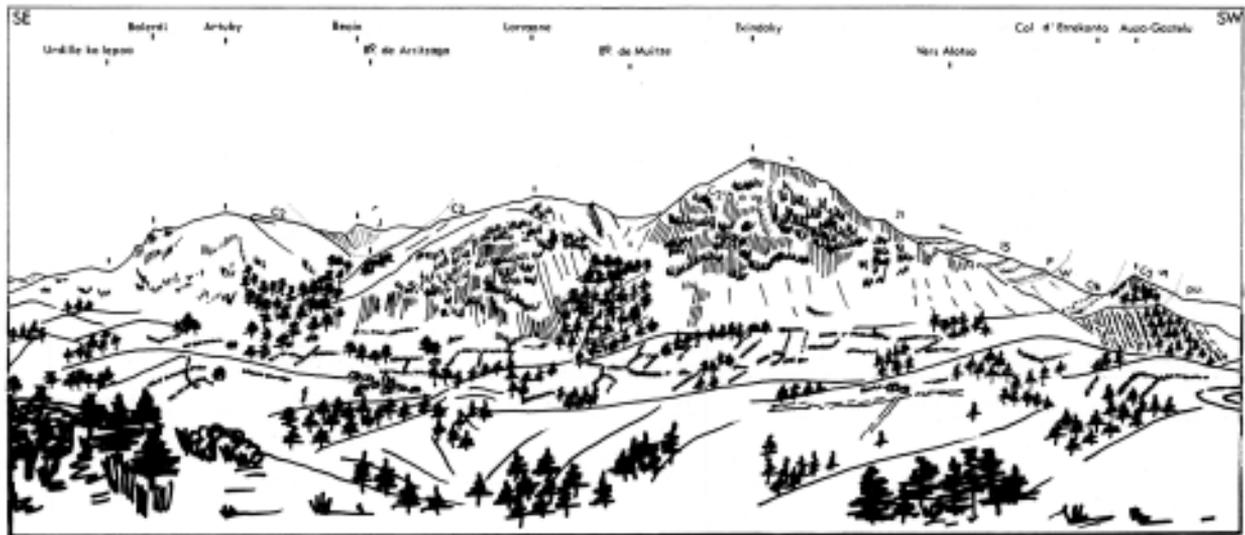


Fig. 13. Le flanc Nord de l'anticlinal du Txindoky.

Il est composé de trois massifs calcaires urgoniens imposants (C2, u1 à u8) : les Txindoky, Larraone, Balardi. L'amplification par rapport au petit chicot de l'Auza-Gastelu qui appartient à la fermeture Ouest est considérable et très rapide (cf. les brusques changements latéraux de faciès sur le flanc Ouest du Txindoky : fig. 12 A). Le noyau jurassique (J5 à J1) vient se bloquer contre cette muraille urgonienne. Le panorama est pris depuis les environs d'Abalcisketa.

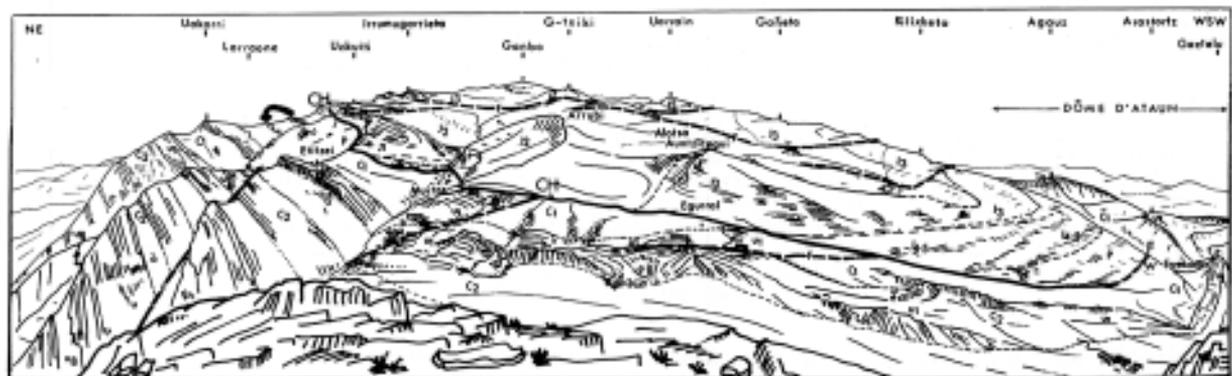


Fig. 14. L'anticlinal du Txidoky vu du haut du Txindoky-Punte.

Les formations détritiques du wealdien (W) et de l'Aptien inférieur (C1) ont joué le rôle de tampon entre le noyau jurassique-néocomien (J1 à J5, P) et le bloc urgonien (C2, p1 à u8). Elles ont été compactées, parfois indurées, plus ou moins laminées, réduites. C'est en elles, vers le col d'Errekonta sous l'Auza-Gastelu, que naît le contact anormal permettant probablement un certain glissement du Jurassique sur l'urgonien (Egurral). Puis, au fur et à mesure que ce contact se transforme en véritable chevauchement (CH) (à partir de Muiteze), ce sont les argiles du Keuper qui prennent le relais en tant que semelle plastique. Par contre le rôle tampon des formations détritiques du Crétacé inférieur persiste permettant au cœur jurassique de conserver une certaine indépendance par rapport au flanc inverse urgonien. Ce dernier présente un style cassant : failles transverses d'Eti-tzei et d'Ondarre tandis que le cœur jurassique va montrer un style relatif plus souple et évoluer indépendamment.

## 2) Le flanc nord de l'écaïlle d'Aralar : le chevauchement (fig. 23, 24 et 25).

La réduction considérable du flanc nord inverse urgonien pourrait suffire à expliquer le style chevauchant pris par le Jurassique. Le chevauchement amène la disparition de la voûte anticlinale au profit d'un dispositif monoclinale et le plus souvent il met en contact la base de la série déplacée (Trias, Infralias)

avec l'urgonien (fig. 23, 24 et 25). Néanmoins en certains endroits (au-dessus des «chicots» urgoniens du Sud d'Inza) la boucle anticlinale peut réapparaître, plus ou moins régulière, dans le Lias calcaire, ainsi que quelques lambeaux de chaque niveau de la série inverse. Le décollement se fait par l'intermédiaire des niveaux plastiques du Trias, cependant les niveaux détritiques souples du wealdien et de

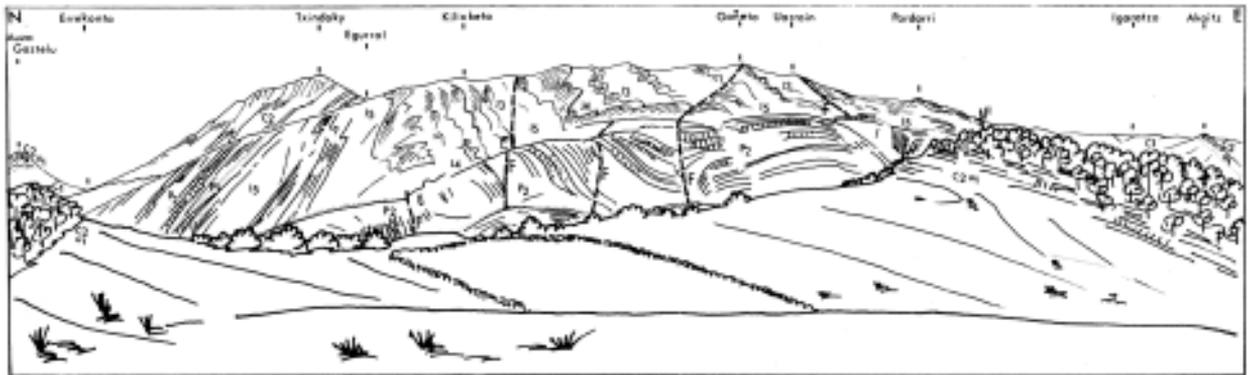


Fig. 15. La voûte anticlinale jurassique et neocomienne de l'anticlinal du Txindoky. La vue est prise depuis l'Agauz et montre le revers sud et la fermeture sud-ouest de l'anticlinal. De longues failles à coulissage senestre (F) découpent obliquement la voûte et répètent les séries du Néocomien (P2, P1) et du Jurassique supérieur (J5, J4) à la fois calcaires et détritiques ce qui explique ces larges affleurements où alternent rocailles ou lapiez et vires herbeuses.

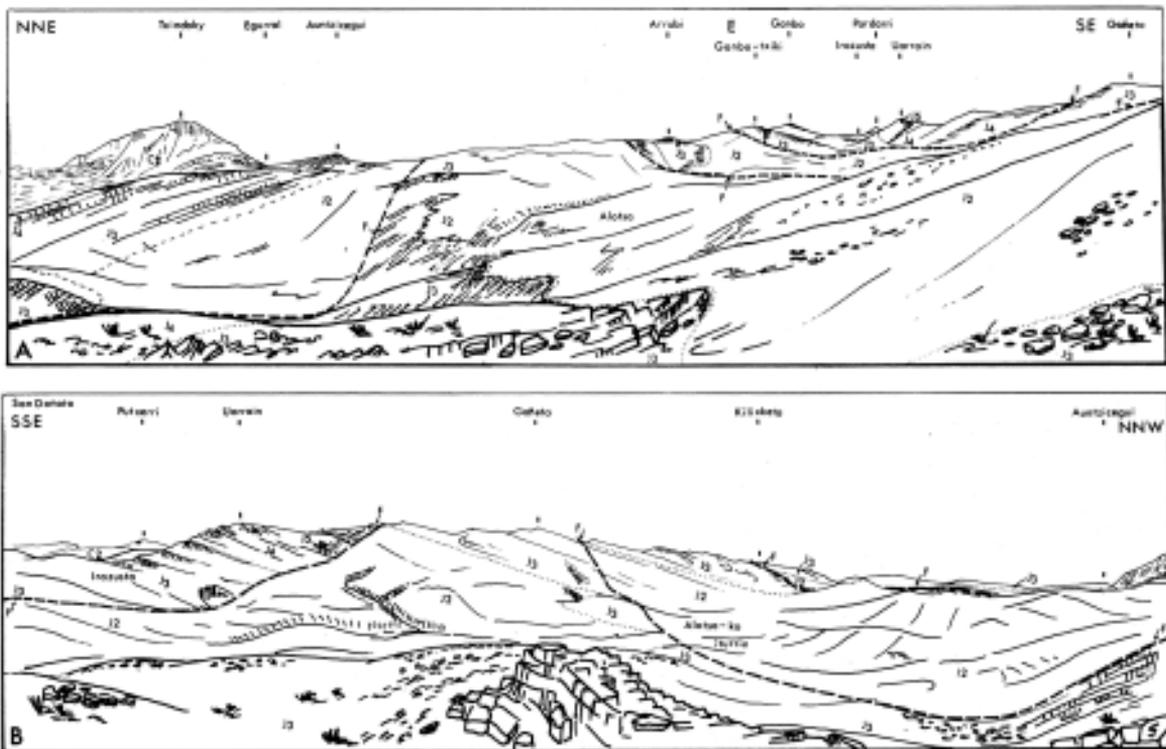


Fig. 16 A et B. Alotsa ou le coeur de la voûte de l'anticlinal du Txindoky. (A): vue vers l'Est depuis le Kilixketa; (B): vue vers l'Ouest depuis Arrubi; les failles (F) à coulissage senestre repérées sur le revers de la voûte (fig. 15) se poursuivent jusque dans son coeur où elles répètent les séries calcaréo-argileuses du Jurassique moyen (J3) et inférieur (J2) de telle sorte qu'une vaste dépression couverte de pâturages a pu s'y creuser. Ces failles n'affectent pas la muraille urgonienne, s'amortissant sans doute dans les niveaux argileux liasiques (J2). sans oublier le rôle tampon des formations argilo-gréseuses du Crétacé inférieur. Le coulissage et les glissement dans la voûte ce font diversement sentir: Ammonites étirées d'Auntzicegui, schistosité dans les niveaux liasiques...

l'Aptien inférieur ont pu jouer le même rôle que le Trias, en le doublant.

3) **Le revers sur de l'écaille d'Aralar:** dispositif monoclinale depuis les sommets juras-

siques jusqu'aux hêtraies urgoniennes (fig. 26 et 27 A et B).

4) **L'écaille d'Aralar vers Baraibar, Iribas:** la basse Sierra (fig. 28).

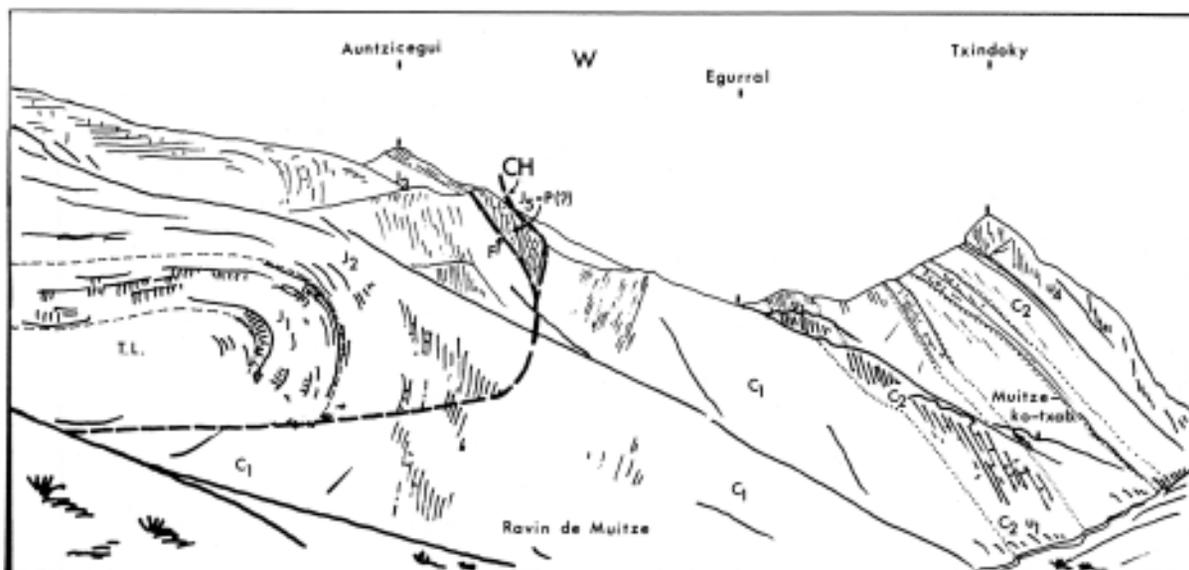


Fig. 17. La boucle anticlinale chevauchante de Muitze.

Le Lias inférieur calcaire (J1) apparaît pour la première fois en rive gauche du ravin de Muitze. Il chevauche la série argilo-sableuse à **Deshayesites** de l'Aptien inférieur (C1). Dans la zone de contact: une brèche de chevauchement à éléments d'argiles versicolores triasiques, à éléments de cargneules et de calcaires rubannés infraliasiques (T.L.). Plus haut vers le Nord: des lambeaux de calcaires jurassiques ou néocomiens (J5-P) (?) du flanc inverse, coincés contre la tête de chevauchement (CH).

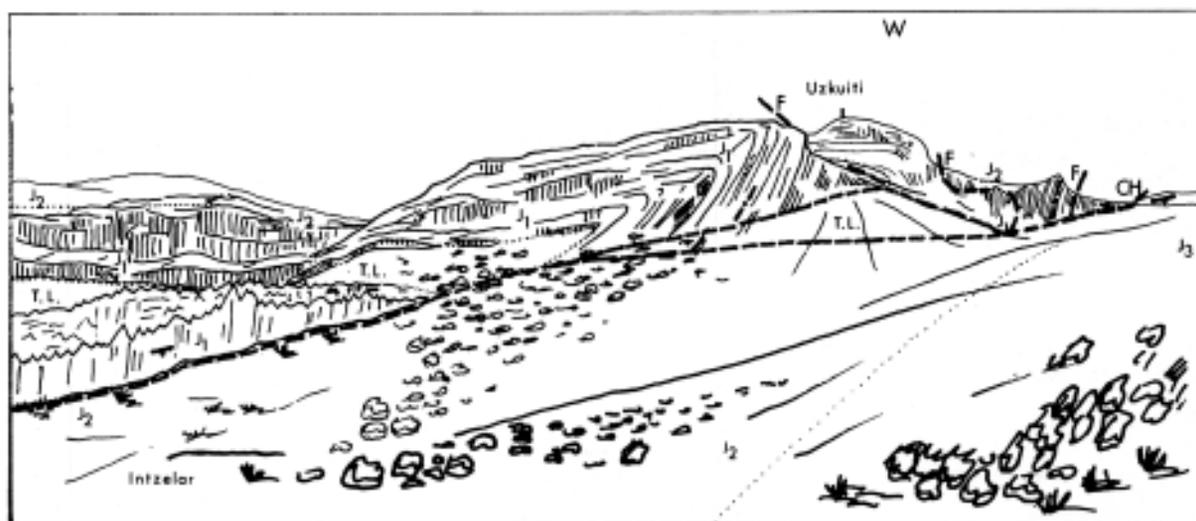


Fig. 18. La boucle anticlinale chevauchante d'Intzelar. (Versant ouest du val d'Arritzaga).

Le dispositif est semblable à celui de Muitze. Le sommet de l'Uzkuiti (1.334 m.) est un coin de Lias inférieur (J1) surélevé, limité par deux accidents (F). C'est ici que la barre calcaire chevauchante atteint son point culminant.

#### D) LA TERMINAISON ORIENTALE

A l'Est de la route qui court d'Alli à Astiz et Oderiz s'élèvent de nouvelles hauteurs: les monts de Malcorra et de Larrazpi, poursuivis au delà de la vallée du Larraun par le mont Erga.

Ces reliefs orientaux correspondent à la reconstitution d'un dispositif anticlinal sans chevauchement à la suite de la réapparition d'un flanc nord. Une nouvelle variation d'épaisseur des calcaires urgoniens à partir de Mirguiro jusque vers le Larraun peut expliquer cette restitution d'un flanc inverse important et un jeu de butée aurait à nouveau fonctionné

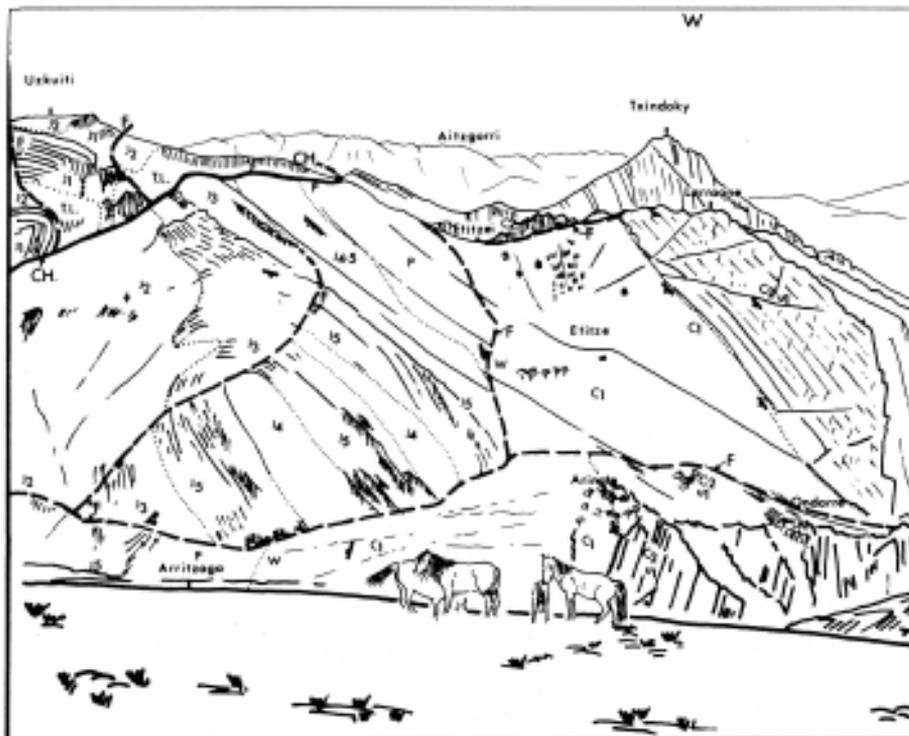


Fig. 19. Replis dans le flanc inverse sous le chevauchement de l'Uzkuiti.

(Versant ouest du val d'Arritzaga). Des niveaux du Jurassique supérieur (J4, J5) probablement détachés de leur racine, appartenant au flanc inverse, se montrent plissés en une double boucle. Cette boucle apparaît coincée entre le Lias chevauchant (J1, J2) et la série inverse aptienne d'Ariñate sur laquelle elle s'avance (séries argilo-sableuse C1 et urgonienne C2). Cette sorte de bourrage correspond à l'endroit où le chevauchement a le plus d'ampleur et est peut être en relation avec l'avancée du compartiment du Larraone par l'intermédiaire des failles transverses d'Etizze et d'Ariñate-Ondarre (F).

### 1) Monts de Malcorra et de Larrazpi.

Le Jurassique de l'écaïlle d'Aralar est chevauchant jusque vers Muguiro. A partir de ce point, il bute contre une nouvelle masse urgonienne et il subit un mouvement de flexure et de redressement à la verticale pour former le pincement anticlinal qui culmine à Malcorra (1.063 m.). En même temps l'axe anticlinal change d'orientation en prenant une direction Nord-Ouest, Sud-Est, parallèle à la masse urgonienne inverse.

L'urgonien du synclinal central subit ce même mouvement de flexure au Nord-Est d'Oderiz, puis est remonté à son plus haut point au mont Larrazpi (1.043 m.), sous lequel est encore sensible le bombement de l'anticlinal sud (fig. 29).

Cependant les contacts entre le cœur jurassique pincé de l'anticlinal et ses flancs urgoniens au Nord et au Sud sont anormaux et marqués par de nombreux accidents: accidents de Muguiro puis de Golaraz vers l'Est, accident d'Astiz.

### 2) Le mont Erga.

La même structure se poursuit au-delà du Larraun vers l'Est mais les mouvements d'inversion apparus dans le Lias et le Dogger

de Golaraz atteignent maintenant toutes les séries de sorte que le Jurassique du mont Erga surmonte l'urgonien (fig. 30 et 31). Par contre dans le flanc nord inverse, l'urgonien perd beaucoup d'importance tandis que surgissent des lambeaux jurassiques. La charnière anticlinale peut être représentée par les nombreux affleurements de cargneules (triasiques-infraliasiques) et par les barres du Lias inférieur calcaire alors que dans les monts de Malcorra il n'y a pratiquement pas de charnière, avec seulement le Jurassique du flanc normal, pincé.

Le mont Erga, et avec lui la Sierra d'Aralar, disparaît brusquement entre Gulina et Aguinagua, tronqué par un cisaillement qui le met en contact avec des marnes du Crétacé supérieur. Cette disparition coïncide avec une notable diminution d'épaisseur du complexe urgonien (il se pourrait que la terminaison des zones récifales soit proche). Cependant si une telle raison d'ordre sédimentaire pourrait suffire à expliquer la disparition de la Sierra dont le bâti est essentiellement urgonien, l'important blocage qui a provoqué l'inversion des séries et le cisaillement trouverait plutôt son origine dans un accident du socle.

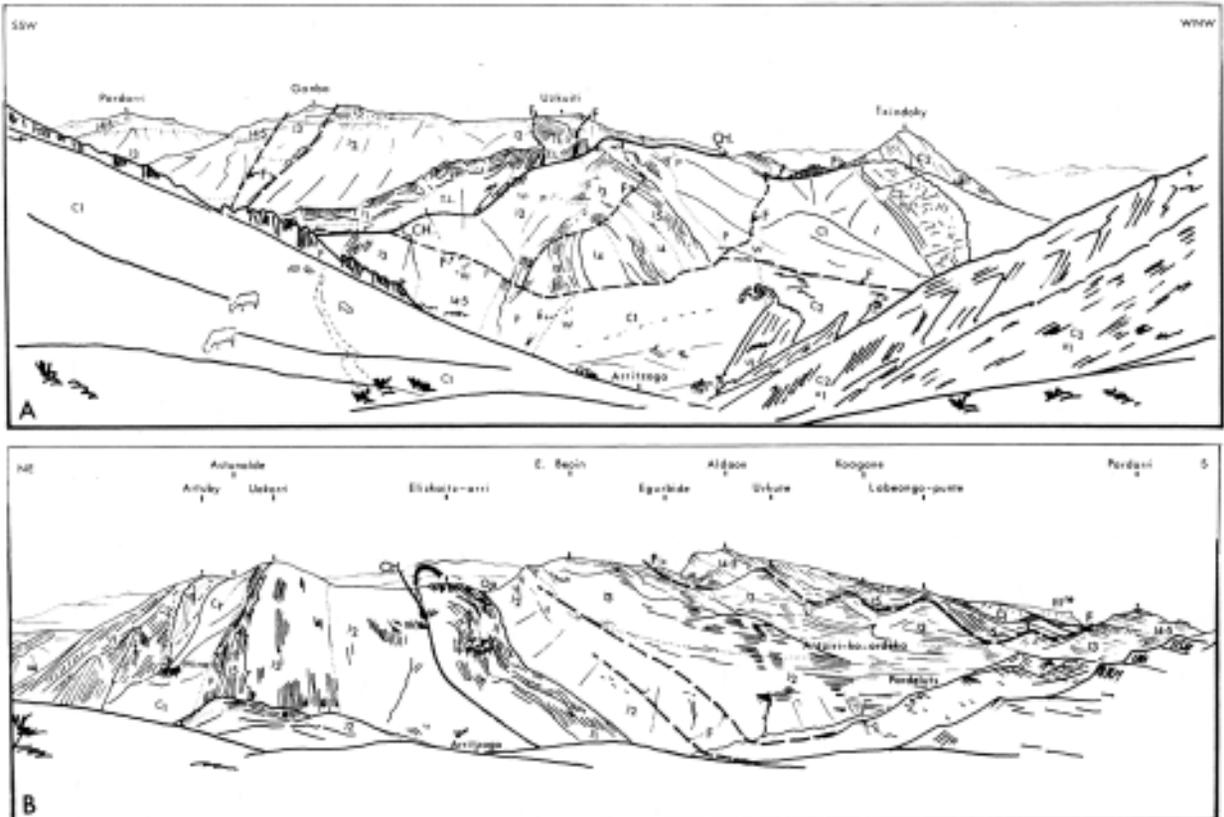


Fig. 20. A y B

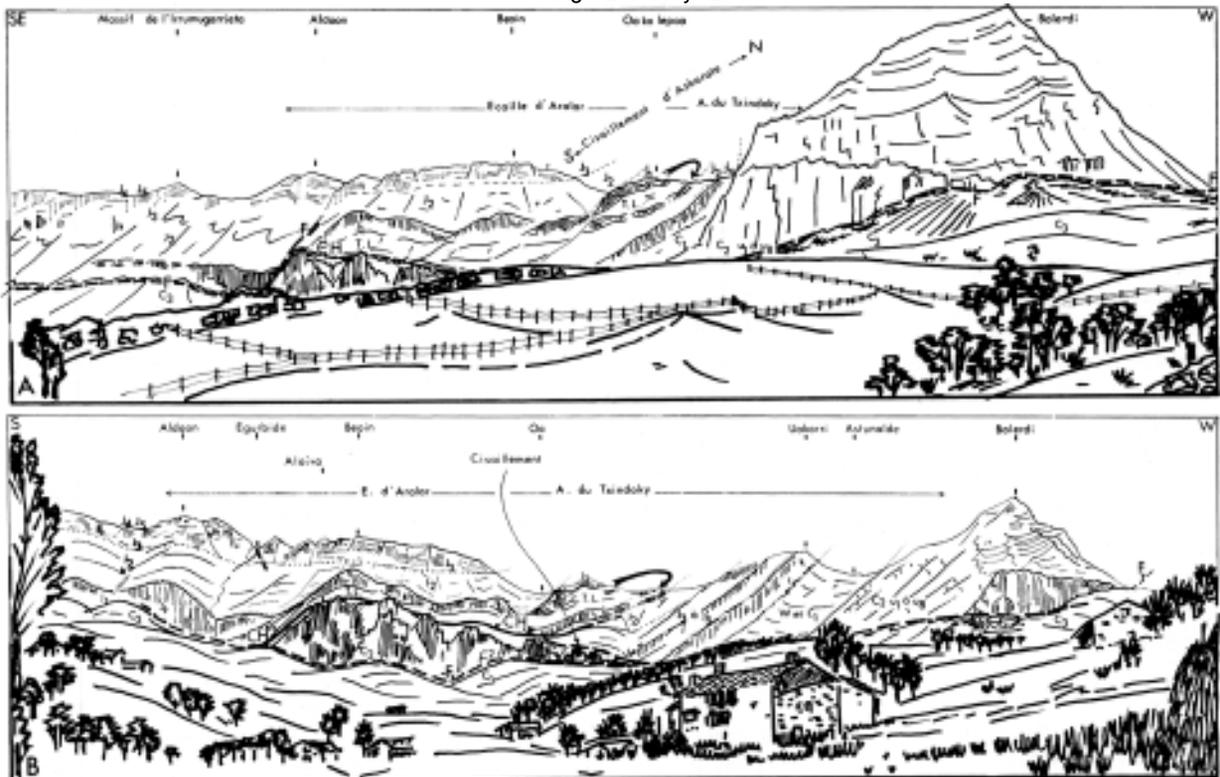


Fig. 21. A y B

Fig. 20 A et B. Evolution de l'anticlinal du Txindoky de part et d'autre du val d'Arritzaga. Evolution entre le versant ouest d'Arritzaga, vu depuis Astunalde (A), et le versant est, vu depuis l'Uzkuiti (B). Le dispositif chevauchant de l'Uzkuiti disparaît et il y a retour à la structure anticlinale plus régulière. Un flanc inverse complet (les séries sont plus ou moins comprimées) est restitué. Le coeur anticlinal affleure à Oa-ko-lepoa (brèche avec cargneules, argiles versicolores en petits éléments mélangés, dans la boucle d'Eliz-kaitz-arri). La dissymétrie reste marquée avec un déversement du flanc inverse à 45°. (J1 à J5: série jurassique; P: Néocomien; W et C1: formation détritiques du wealdien et de l'Aptien inférieur; C2: complexe urgonien).

Fig. 22 A et B. La faille inverse d'Ama-virgin-arri (F.i.). Elle représente une limite structurale entre l'anticlinal du Txindoky et l'écaïlle d'Aralar. Limite pratique car visible sur le terrain aussi bien sur le panorama pris depuis l'Aldaon en direction de l'Ouest (A) que sur le panorama pris depuis le Ganbo en direction de l'Est (B) (voir aussi fig. 20 B). Elle met en contact les séries surtout jurassique moyen (J3) recouvertes de pâturages, des massifs du Beoin, Salingain... de l'anticlinal du Txindoky et les séries surtout jurassique supérieur (J4, J5) donnant des étendues rocailleuses blanches, des massifs de l'Aldaon, Urkute... de l'écaïlle d'Aralar.

Fig. 21 A et B. Dans le flanc nord de la Sierra: le cisaillement d'Azkarate séparant l'anticlinal du Txindoky et l'écaïlle d'Aralar. Deux vues: la première depuis la Ermita d'Azkarate (A) et la seconde depuis Uztegui (B) montrent bien le décalage d'environ 2 kms. entre le flanc inverse de l'anticlinal du Txindoky et celui de l'écaïlle d'Aralar; décalage dû à une rupture qui a brisé la continuité du dispositif sédimentaire initial: le cisaillement d'Azkarate.

La position de cet accident est probablement en rapport avec les variations affectant l'édifice urgonien: le cisaillement est situé là où s'effectuent de rapides changements d'épaisseur et de faciès dans l'urgonien (C2, u1 à u8):

— à l'Ouest du cisaillement: une masse calcaire de 800 à 1.000 m. d'épaisseur, homogène, sans intercalation terrigène: le Balerdi.

— à l'Est; des barres calcaires séparées par des niveaux terrigènes, sur une épaisseur très amoindrie (début du régime urgonien oriental): les «chicots» de Gainza, Inza, Errazkin. (Les barres calcaires ont pu jouer ici plus ou moins indépendamment avec possibilité de glissement lame sur lame aux dépens des niveaux terrigènes). La diminution d'épaisseur paraît bien être d'ordre surtout sédimentaire: il y a probablement eu une réduction tectonique partielle en particulier des niveaux détritiques mais en plusieurs endroits la série semble complète depuis les premiers niveaux à Orbitolines jusqu'aux derniers niveaux à Algues.

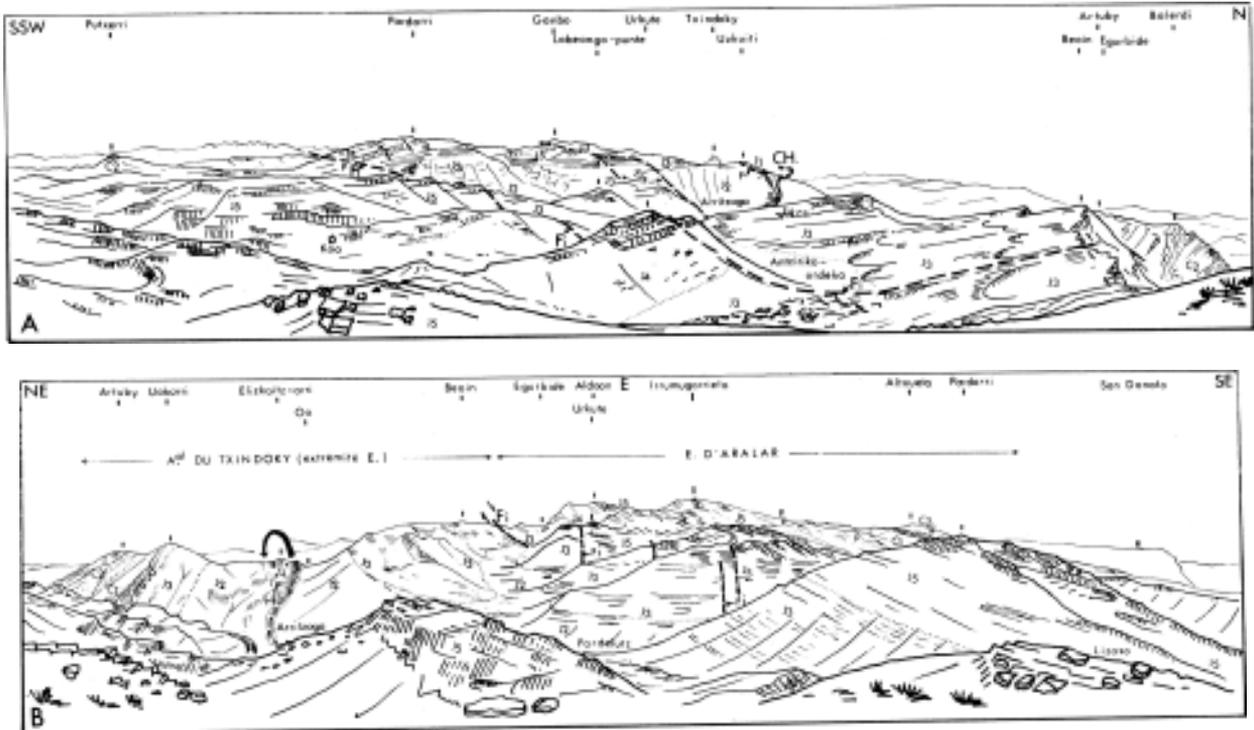


Fig. 22, A y B

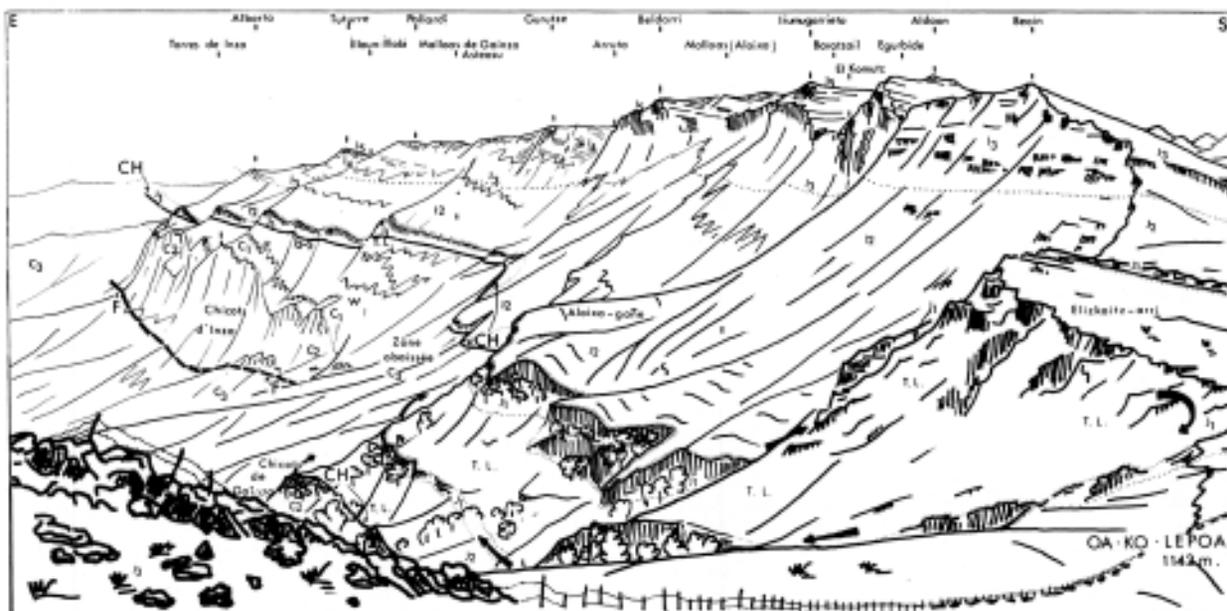


Fig. 23. Le flanc nord de l'écaïlle d'Aralar (les Malloas) vu depuis le versant de l'Uakorri. La disparition de la boucle anticlinale dans le Lias calcaire (J1) au profit d'une seule barre chevauchante s'observe très bien à partir de Oa-ko-lepoa (voir aussi fig. 21). Les niveaux de base sont formés de cargneules et d'éléments argileux colorés mélangés dans la brèche de chevauchement (T.L.). Au Sud de Gainza le Lias calcaire est directement en contact avec les dépôts détritiques flyschoides (C3) il ne reste que de minces lambeaux urgoniens, petites écaïlles déplacées: c'est une zone abaissée à la faveur de petits accidents cisailants. Au Sud d'Inza l'urgonien (C2) réapparaît en lames redressées à la verticale. Il est en contact anormal, incliné à 50-60° vers le Sud (F) avec les détritiques flyschoides de la vallée (C3) (voir aussi le contact sur les fig. 21). Les autres niveaux de la série inverse (C1, P, J2-5) y sont aussi représentés mais très réduits (CH: chevauchement).

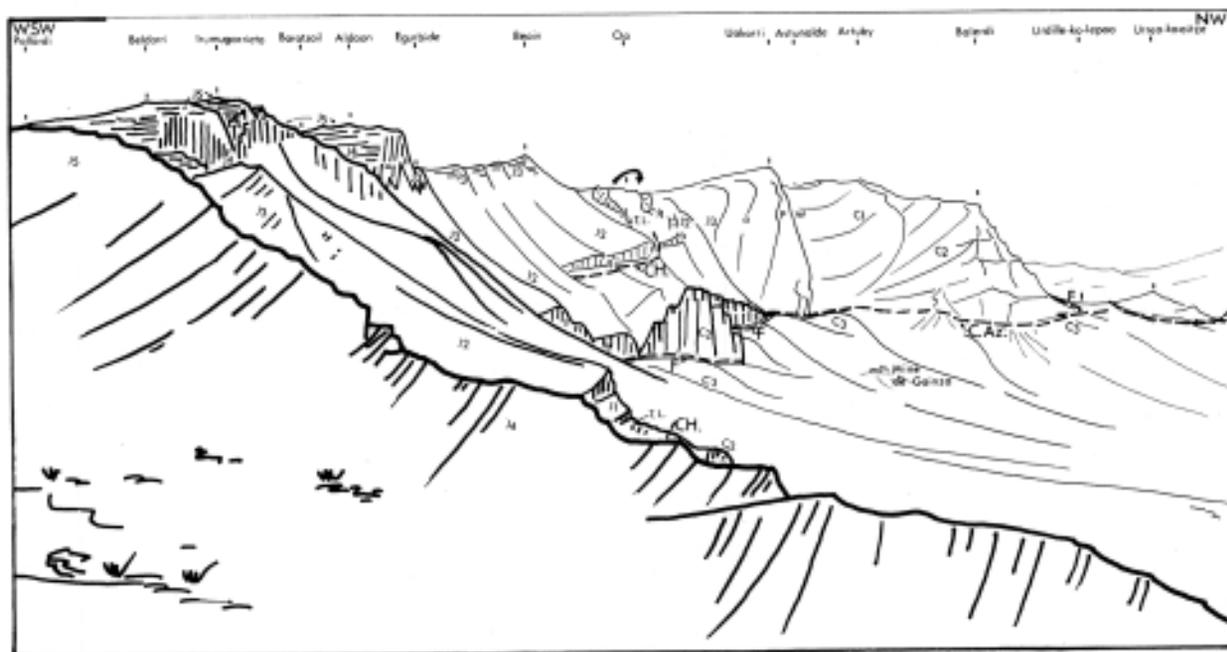


Fig. 24. Le flanc nord de l'écaïlle d'Aralar vu depuis le Tuturre. Ce panorama permet de reconnaître les mêmes éléments stratigraphiques et structuraux que ceux observés avec la fig. 23.

Fig. 25. Le chevauchement dans l'écaïlle d'Aralar vu dans le cirque d'Aranbeltz sous Atallorbe.

Presque tous les niveaux de la série inverse (J2 à P) certes réduits, sont visibles avec un pendage inverse de 70 à 80° vers le Sud. Le Jurassique supérieur (J5) peut présenter de plus un caractère extrusif. Les détritiques de l'Aptien inférieur (C1), non visibles sur cette figure, forment un peu plus bas une vire herbeuse assez continue avant les abrupts urgoniens. Le Lias calcaire (J1) chevauche cette série selon un plan incliné à 10-15° (CH.) où des argiles triasiques rouges (T) sortent par petits points. D'autres éléments argileux et des cargneules (T.L.) sont mélangés dans la brèche de chevauchement.

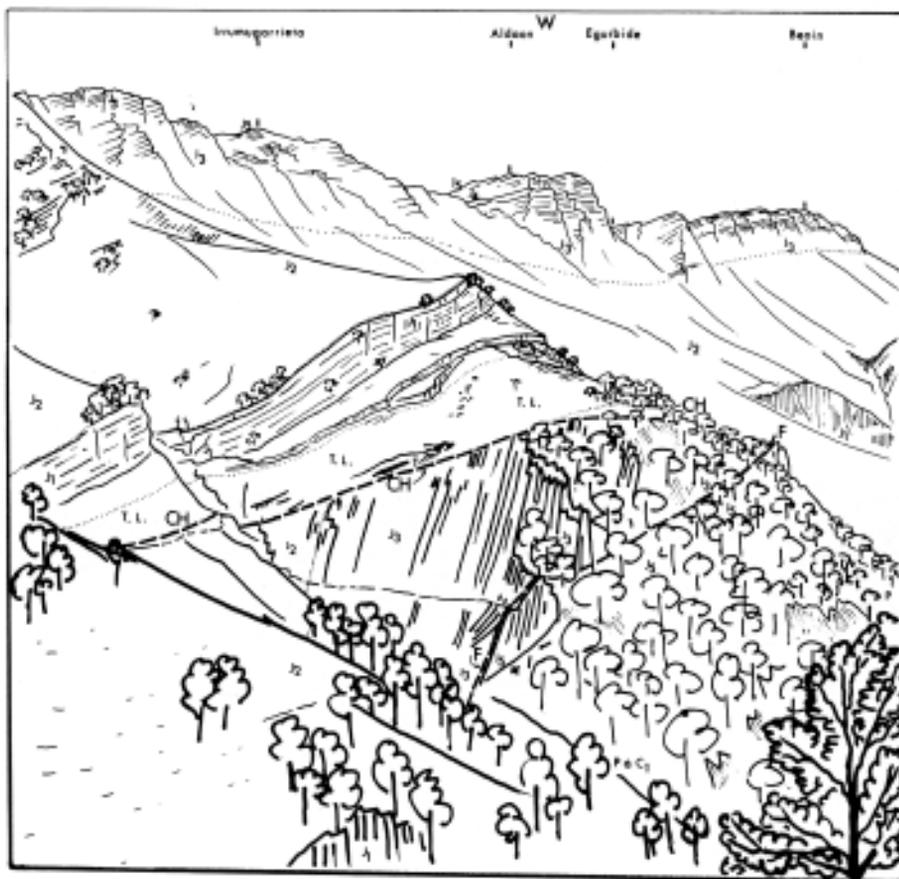


Fig. 26. Vaste panorama pris depuis l'Irumugarrieta, sommet d'Aralar (1.427 m.). La série normale se développe dans toute son ampleur sur les revers sud des sommets d'Aralar, depuis le Jurassique supérieur (J5) jusqu'à l'urgonien (C2).

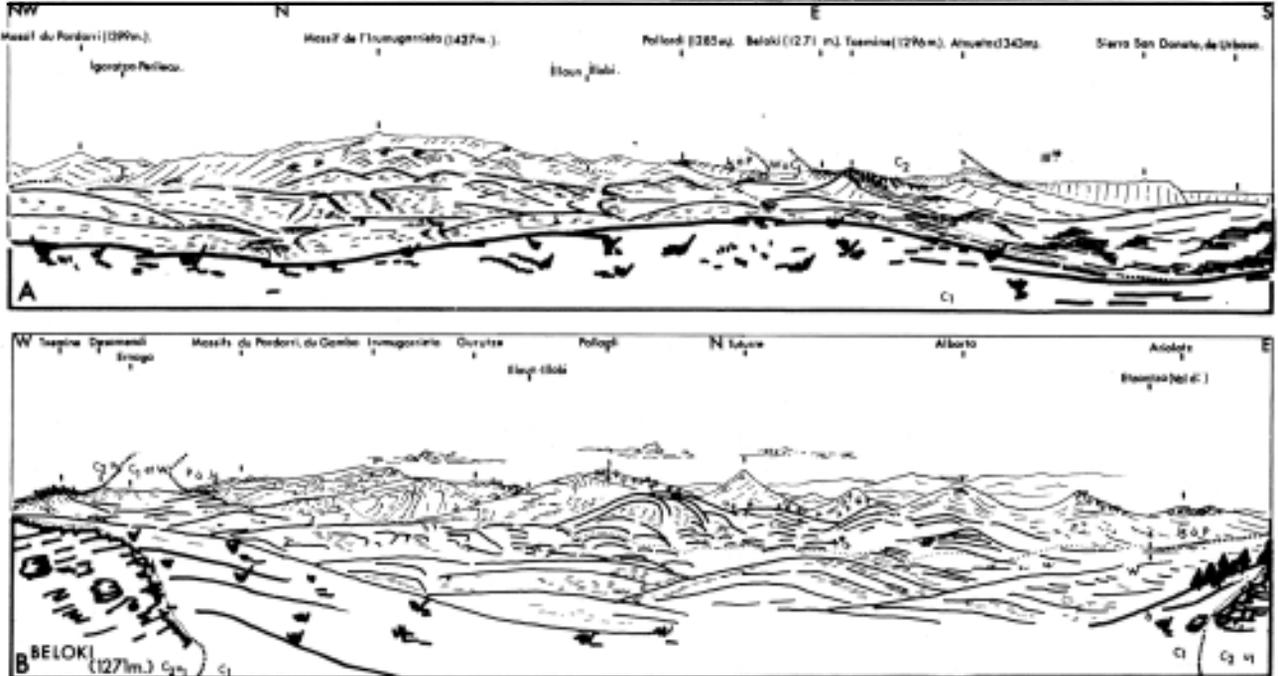


Fig. 27 A et B. La dépression centrale de l'écaille d'Aralar.

Le premier panorama (A) est pris depuis le Desamendi, le second (B) depuis le Beloki. La vaste dépression herbeuse qui court depuis la vallée de Zamiola, les pâturages d'Igaratza et d'Una-ko-putsoa jusqu'au val d'Etzantz, creusée dans les détritiques wealdiens et aptien inférieur (W et C1) fait ressortir le dispositif monoclin

- au Nord les vastes étendues rocailleuses, lapiazées, dénudées, du revers des sommets, dans les calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé basal (J5 à P);
- au Sud les premiers calcaires urgoniens (C2, u1) surgissant des hêtraies e: alignés en une crête régulière

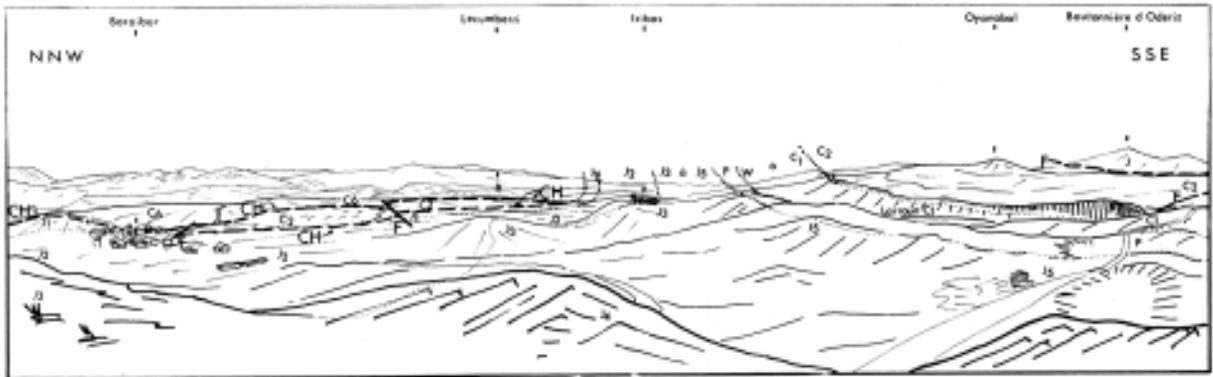


Fig. 28. L'extrémité est de l'écaille d'Aralar dans la basse Sierra.

Vue depuis la butte de Muzkur au Sud de Baraibar. Le dispositif est très semblable à celui de la haute Sierra mais moins mis en évidence par l'érosion, pas si vive dans cette haute vallée du Larraun (bassin de l'Ebre) que du côté atlantique. Cependant l'écaille comence à basculer vers le Sud avec des pendages de 40 à 50° (dans la haute Sierra ils dépassent rarement 30°): le passage à la terminaison orientale s'amorce.

De plus, c'est ici que s'observe l'ampleur maximum du chevauchement: le Lias inférieur calcaire (J1) entre très souvent en contact direct avec le Crétacé supérieur (C6) et l'urgonien (C2) est réduit, bouleversé, probablement sous forme de petites écailles entrainées par le flanc normal. Ce dispositif rappelle celui observé dans la zone abaissée au Sud de Gainza (fig. 21) et traduit la relation: disparition ou réduction du flanc inverse-affaissement du flanc chevauchant.

En arrière du chevauchement (CH.) la disposition monoclinale reste nette avec la riche plane de Baraibar, Iribas, Alli dans les niveaux argileux du Lias (J2); les buttes pauvres couvertes d'épineux ou de chaumes dans les calcaires du Jurassique moyen-supérieur et du Crétacé de base (J3, J4, J5, P); le vallon herbeux d'Aitzarreta dans les détritiques wealdiens et de l'Aptien inférieur (W, Ci) où surgit le Larraun (Nacedero) au contact de la première barre urgonienne (C2, u1) en falaise.



Fig. 29. La voûte urgonienne de Larrazpi.  
 Vue depuis le pic cuest des Dos Hermanas. Les couches urgoniennes (C2. u1 à u7) amorcent un mouvement de fermeture périclinale (surtout la barre poursuivant Madalen-Aitz: u6), mais elles se redressent avant d'atteindre le Larraun pour s'inverser de l'autre côté sous le mont Erga

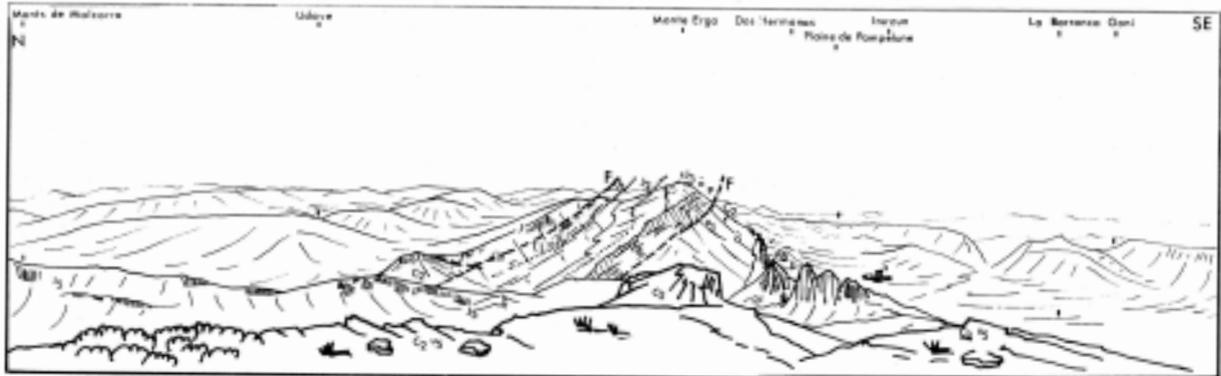


Fig. 30. Le mont Erga vu depuis l'Altxueta.  
 Les séries sont inversées, le Jurassique et le Néocomien (J3 à P) surmontant l'urgonien (C2, u1 à u8). La vallée séparant le mont Erga en deux crêtes est creusée dans le Lias moyen-supérieur argileux (J2). La charnière anticlinale, compliquée, avec cagneules (T.L.) écaillés et replis de Lias inférieur calcaire (J1) se situe dans la pente de la crête septentrionale.



Fig. 31. Le defile des Dos Hermanas.  
 Le Larraun tranche ici une des dernières lentilles calcaires du régime urgonien (calcaires clairs, à Algues, de l'Albien moyen-supérieur: u7. u8). La lame des Dos Hermanas est encore à peu près verticale dans le défilé: elle ne s'inverse que plus vers l'Est. Plus haut, des lambeaux de calcaires néocomiens (P) peuvent rester coincés vers le contact anormal (F) entre le Jurassique du sommet du mont Erga (J3. J4 et J5 ici assez épais) et l'urgonien (C2 u1 à u8).

## E) L'ANTICLINAL SUD

Dans la partie sud de la Sierra une courbure anticlinale naît progressivement à l'Ouest sous le massif du Putxerri pour se transformer à l'Est en un véritable pli de style extrusif entre l'Altxueta et Larrazpi (fig. 32). Sa forme générale arquée, à convexité tournée vers le Nord-Nord-Est et cette évolution d'Ouest en Est suggère une influence directe ou indirecte de l'urgonien. L'anticlinal sud a comme ployé entre deux obstacles: à l'Ouest contre un frein peut-être lié à l'anticlinal du Txindoky, à l'Est contre un bloc qui correspondrait à la masse urgonienne réapparue dans la terminaison orientale (le bombement

anticlinal y atteint son point le plus haut puis disparaît brutalement avant le Larraun)

- 1) **Le noyau jurassique** (fig. 33).
- 2) **La retombée sud: barres et dépressions urgoniennes** (fig. 34 et 35).

## F) LE SYNCLINAL CENTRAL

Enfoui sous les hêtraies, constitué uniquement de terrains urgoniens, le synclinal central relativement plat reste peu visible. Il s'étale pourtant sur plus de 10 kms. de longueur depuis la route d'Astiz à Oderiz à l'Est jusqu'au delà de la maison forestière vers l'Ouest (fig. 36 et 37).

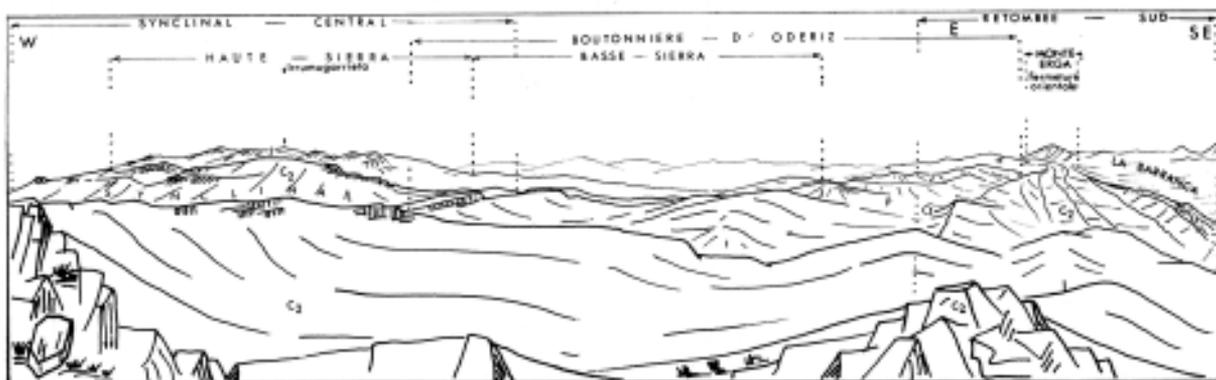


Fig. 32. L'anticlinal sud vu depuis l'Altxueta.

Deux parties y sont bien distinctes: le coeur de l'anticlinal crevé en boutonnière: «boutonnière d'Oderiz» d'où surgit un **noyau jurassique** (J); et la **retombée sud** de l'anticlinal sur la Barranca, bien ordonnée en barres et en dépressions reflétant très bien ici la régularité de la sédimentation urgonienne et la succession des régimes détritiques terrigènes et calcaires (C2). Vers le Nord et l'Ouest le synclinal central sépare l'anticlinal sud de l'écaïlle de d'Aralar:

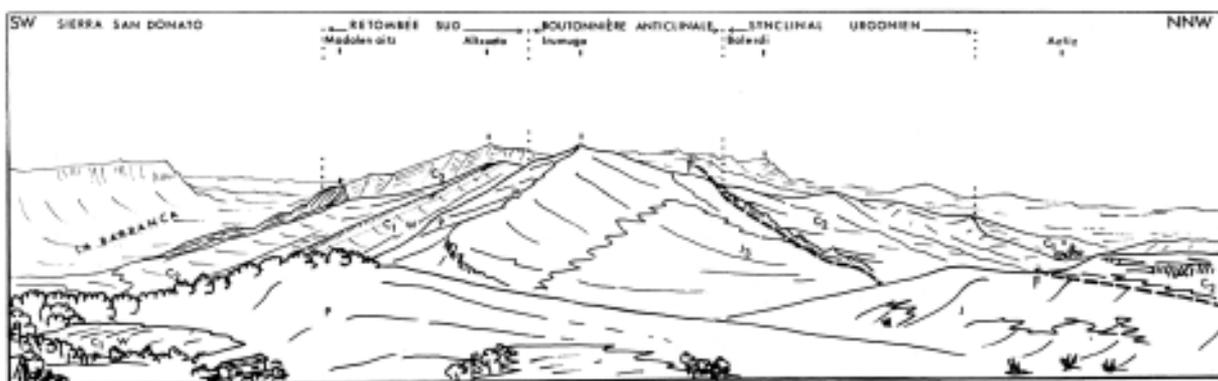


Fig. 33. Le noyau jurassique de l'anticlinal sud.

Le panorama est pris depuis les hauteurs dominant Oderiz. Le Dogger (J3) qui donne un large replat cultivé dans la région d'Oderiz correspond à l'élévation axiale maximum de l'anticlinal sud. Il entre en contact brutal au Nord avec l'urgonien boisé du synclinal central (C2) par une faille très inclinée (F). Ce contact anormal et le fait que le flanc nord soit très réduit, fragmenté, peut exprimer l'indépendance entre le noyau jurassique et l'enveloppe urgonienne (C2) que séparent les formations détritiques du wealdien et de l'Aptien inférieur (W et C1; vallée de Ata au Sud). Les calcaires du Jurassique supérieur (J5) et purbeckiens (P) qui forment la crête sommitale sont d'ailleurs parfois extrusés.

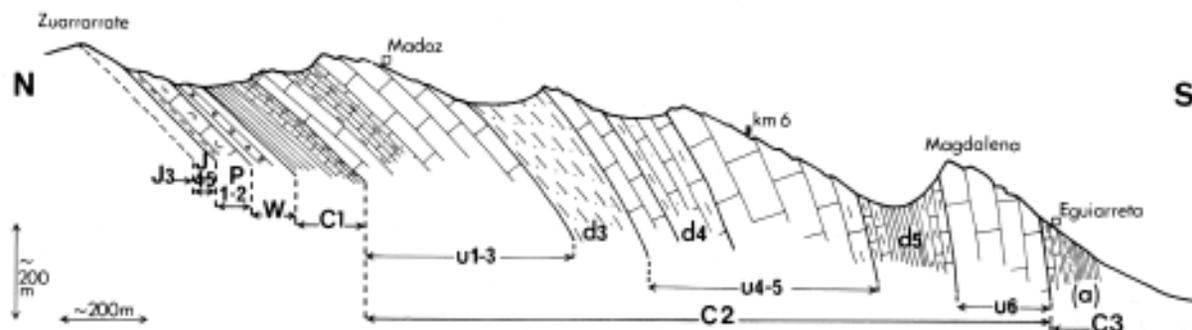


Fig. 34. L'ordonnance de la sédimentation urgonienne de l'anticlinal sud dans sa retombée sur la Barranca selon le méridien de Madoz.

**En descendant le col de Zuarrarrate:** le Jurassique terminal et le Crétacé basal (J3 à C1) (200 m.) avec:  
 — sur le revers couvert de bosquets: calcaires beiges (J3: Dogger): calcaires clairs grésido-dolomitiques à accidents siliceux (J4-5: Malm);

— dans la dépression cultivée: argiles orangées et calcaires à Charophytes ou coquilliers (P1-2: faciès purbeciens, Portlandien-Crétacé basal): argiles versicolores gréseuses et calcaires à Charophytes avec niveaux de remaniements, calcaires gréseux coquilliers et lits argileux sombres (W: faciès wealdiens, Crétacé basal): série argilo-gréseuse à Ammonites avec bancs calcaire-gréseux à Orbitolines (C1: Aptien inférieur). **De Madoz à Eguiarreta:** le complexe urgonien aptien-albien (C2) (1.200 m.) avec trois ensembles calcaires formant trois barres dans le relief séparées par deux niveaux terrigènes donnant deux dépressions:

— barre de Madoz (u1-3) formée d'une première petite barre calcaire à Orbitolines, d'une petite dépression marne-gréseuse, et de la barre calcaire à Rudistes qui porte le village du Madoz., Cet ensemble se poursuit vers l'Ouest en s'épaississant pour donner la masse de l'Altzueta.

— dépression marneuse et argilo-sableuse (d3) qui vers l'Ouest va constituer le col herbeux entre l'Altzueta et la crête de San Miguel.

— deuxième ensemble calcaire complexe, dit du km. 6, riche en polypiers et Rudistes (u4-5), avec un niveau intermédiaire plus tendre (d4); vers l'Ouest il forme une bonne partie du massif sous le sanctuaire de San Miguel.

— deuxième dépression longue et profonde avec argiles noires à nodules rouille (d5).

— troisième barre calcaire dite de la Magdalena (u6) se poursuivant vers l'Ouest en s'épaississant jusqu'à Madalen-Aitz.

**A Eguiarreta:** niveaux terminaux calcaréo-argileux très riches en polypiers (C3) (Albien supérieur) sur le revers de la barre de la Magdalena avant de reconstruire les marnes et argiles grises à noires avec nodules rouilles de la Barranca.

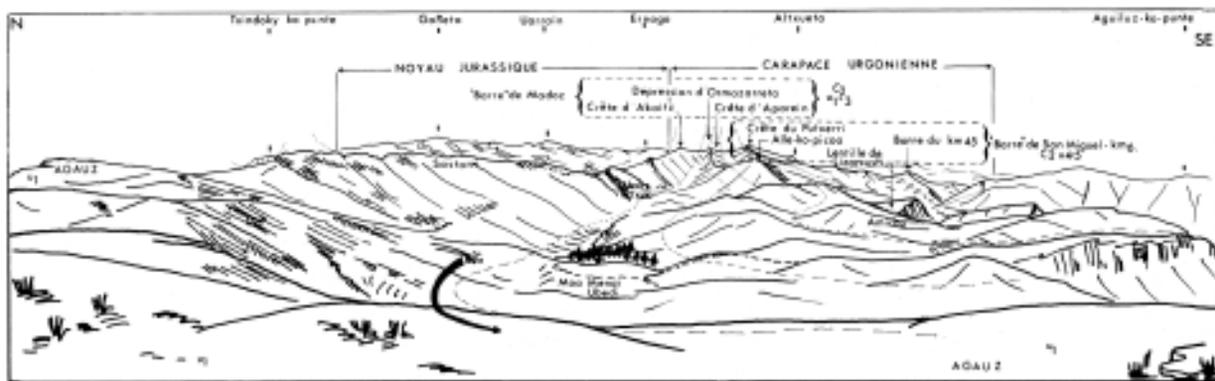


Fig. 35. Barres calcaires et dépressions argileuses dans l'urgonien

Vue depuis l'Agauz vers l'Est sur la région intermédiaire entre l'anticlinal sud et l'extrémité occidentale de la Sierra (vers le dôme d'Ataun). La sédimentation urgonienne (C2, u1 à u5) est encore typique dans le massif du Putxerri (alternance des dépôts calcaires et terrigènes). Vers l'Ouest il y a passage latéral vers les formations para-urgoniennes à dominante argileuse (vers Moa-Mendi-Ubedi): les reliefs sont plus mous. Il ne reste plus qu'une véritable barre urgonienne, à la base, peu épaisse, celle de l'Agauz (u1, Aptien inférieur)



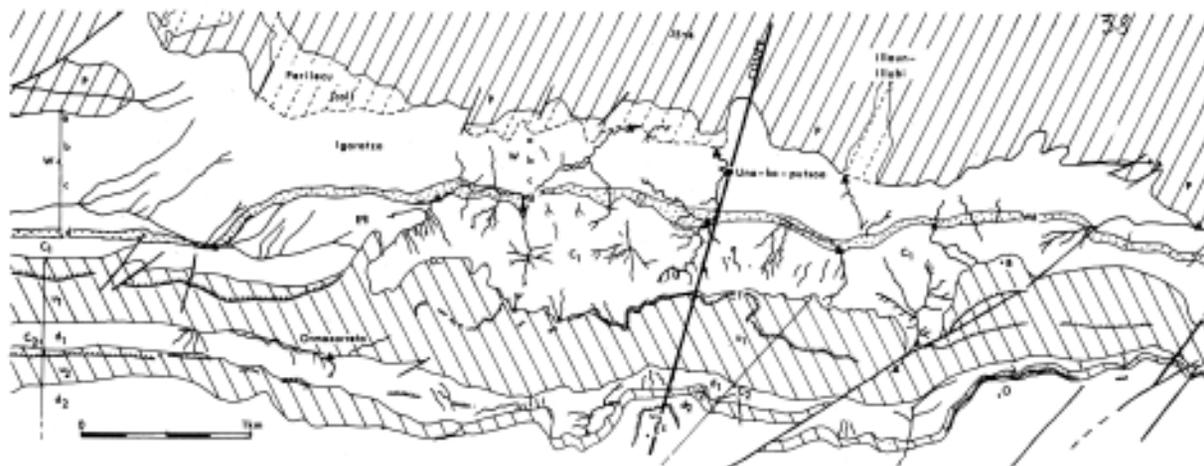


Fig. 38. Schémas hydrogéologiques de la dépression d'Igaratza. Una-ko-putsoa (Schémas réalisés par B. HUMBEL, 1972).

La nature des ensembles lithologiques et leur disposition sont déterminantes dans l'évolution des paysages. Ici une formation imperméable (W et C1) sépare deux formations karstifiables (J3 à P et C2) selon une structure monoclinale. Il en découle des paysages caractéristiques. J2: Lias moyen-supérieur calcaréo-argileux peu perméable. J3-4-5 et P: Dogger, Jurassique supérieur et Néocomien (faciès purbeckiens) à dominante calcaire karstifiable. W. a, b. c. d et C1: Néocomien (faciès wealdiens) et Aptien à dominante terrigène imperméable exceptés quelques niveaux de calcaires coquilliers (W.d) à l'origine de pertes temporaires au milieu de la dépression. C2: complexe urgénien divisé en passées calcaires karstifiables (u1: crête du Beloki à Akaitz, 50 à 100 m. d'épaisseur; u2: crête d'Aparein, 10 m. d'épaisseur à l'Est et 30 m. à l'Ouest) et en passées détritiques imperméables (d1: dépression schisteuse d'Ormazarreta à Ipuzmeaka, d2...). Col. Colluvions. Les petits triangles noirs signalent des pertes. B: Beloki, D: Desamendi, Ea: Ernaga, Ez: Eulatz, O: Oyarbide.

#### BIBLIOGRAPHIE

- ADAN DE YARZA, R. (1884). — Descripción física y geológica de la provincia de Guipúzcoa. *Mém. Com. Mapa. geol. España*, Madrid.
- APRAIZ, del Bilbao Alpino Club (1950). — Sierra de Aralar y Macizo de Gorbea.
- CIRY, R. et RAT, P. (1953). — Description d'un nouveau genre de Foraminifère: *Simplorbitolina mansi*. nov. gen., nov. sp., *Bull. Sci. Bourgogne*, t. XVI, p. 85-100, 4 fig., 1 pl., Dijon.
- CONRAD, M. A. et GRABNER, St. (1975). — *Salpingoporella hispanica* n. sp., une Dasycladale du Barrémien des Pyrénées espagnoles. *C. R. des séances S.P.H.N. Genève*, nouv. sér., t. 9, (1-3), p. 30-39.
- DUVERNOIS, Ch., FLOQUET, M. et HUMBEL, B. (1972). La Sierra d'Aralar (Pyrénées basques espagnoles): stratigraphie, structure. Mémoire synthétique, thèse de doctorat de 3ème cycle. *Inst. Sc. Terre*. Univ. Dijon, 240 p. ronéotées, 73 fig., 9 pl. photo., 1 carte topo. 1/25000<sup>e</sup>, 1 carte géol. 1/25000<sup>e</sup>, 1 carte avec coupes sériées 1/25000<sup>e</sup>, 1 bloc diagramme.
- ERASO, A. (1940). — Sima Ormazarreta (Aralar), *Rev. «Principe de Viana»*, n.º 84-85, Diputación foral de Navarra. Pamplona.

- FEUILLEE, P. (1967). — La Cénomaniens des Pyrénées basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique. Thèse Fc. Sci. Dijon et *Mém. Soc. géol. Fr.*, nouv. sér., n.º 108, 343 p., 16 pl., 96 fig., Paris.
- FLOQUET, M. et RAT, P. (1975). — Un exemple d'interrelation entre socle, paléo-géographie et structure dans l'arc pyrénéen basque: la Sierra d'Aralar. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.* (2), vol. XVII, fasc. 5, p. 497-512. Paris.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1948). — Huellas del glaciario cuaternario en la Sierra de Aralar (Guipúzcoa-Navarra). *Bol. Real Sociedad Española de Historia Natural*, p. 257-262, Madrid.
- KOPP, K. O. (1964). — Über Facies und Tektonik der Kreide im Western der Pyrenäen. *Geol. Rdsch.*, Bd 53 (2). 821-847, Stuttgart.

- KOPP, K. O. (1965). — Límite de la nieve perpetua y clima de la época glaciaria Würmiense en la Sierra de Aralar (Guipúzcoa-Navarra), (traducción de J. GOMEZ DE LLARENA), *Munibe*, Año XVII, fasc. 1-2-3-4, p. 3-20.
- LAMARE, P. (1927). — Sur la morphologie et la structure de la Sierra d'Aralar. *C. R. Congr. Soc. Sav. Paris et dépts.*, sect. Sciences, p. 21-27.
- LAMARE, P. (1936). — Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. Thèse Fac. Sc. Paris, et *Mém. Soc. géol. Fr.*, nouv. sér., t. XII, n.º 27, 305 fig., 7 pl., 1 carte au 1/200000º, 464 p.
- MALLADA, L. (1882). — Reconocimiento geológico de la provincia de Navarra. *Bol. Com. Mapa geol. España*, t. IX, 1-64. Madrid.
- PALACIOS, P. (1915). — La formación wealdense en el Pirineo Navarro. *Bol. Inst. geol. y min. España*, t. XXXVI, 9-15, Madrid.
- PALACIOS, P. (1919). — Los terrenos mesozoicos de Navarra. *Bol. Inst. geol. y min. España*, t. XL, 1-115, Madrid.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). — Biostratigrafía y microfácies del Jurásico y Cretáceo del Norte de España (Región cantábrica). *Mem. Inst. geol. y min. España*, 3 vol.
- RAMIREZ DEL POZO, J., SOLER Y JOSE, R., VILLALOBOS, L. (1970). — I coloquio de estratigrafía y paleogeografía del Jurásico de España. Resumen de comunicaciones científicas. 1 vol., Vitoria.
- RAT, P. (1959). — Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne). Thèse Fac. Sci. Dijon (1957) et *Publ. Univ. Dijon*, t. XVIII, 525 p., 68 fig., 9 pl., 1 carte au 1/200000º.
- RUIZ DE GAONA (1952). — Algunos datos geológico-paleontológicos sobre el valle de la Barranca. *Actes 1.º Congr. intern. Et. pyrén.. St. Sébastien* (1959), p. 5-14, Saragosse.
- SCHROEDER, R. (1963). — Grundlagen einer Orbitoliden-Biostratigraphie des tieferen Urgons im pyrenaisch kantabrischen Grenzgebiet (Nordspanien). *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 6, 320-326, Stuttgart.
- SOLER Y JOSE, R. (1971). — Estudio geológico de la Sierra de Aralar (Cuenca cantábrica oriental). *Bol. geol. min.*, t. LXXXII, V, 406-428.
- SOLER Y JOSE, R. (1971). — El Jurásico marino de la Sierra de Aralar (Cuenca cantábrica oriental): Los problemas postkimméricos. *Cuad. Geol. ibér.*, t. 2, 509-532, Madrid.
- STUART-MENTEATH, P. W. (1885). — Sur la constitution géologique des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), t. XVI, p. 22-53.
- VILLALOBOS, L. (1971). — Corte de Dos Hermanas y sección del nacedero de Iribas. *Cuad. Geol. ibér.*, t. 2, 625-630, Madrid.
- VILLALOBOS, L., RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). — Estratigrafía del Jurásico del NW de Navarra. *Cuad. Geol. ibér.*, t. 2, 541-558, Madrid.



ARANZADI

( 1 : 25.000 )



ARANZADI  
NATURA ELKARTEA

Espeleologi taldea



Topografiak iturria: Instituto Geografico y Catastral (1:50.000)  
Hondaketa eta inbentarioa: Tesoro de montes del geografo Aranzadi de Christiano Duverne, Mont Flouret et le Benoit Humbert de la Universite de Dijon.  
Toponimia del mapa: Jesus Elorza eta J.M. Hernandez.  
Tutur eta materialak: Aranzadi Natura Elkartea Espeleologi Taldea.