

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

SAILLAGOUSE

par
J. LLAC

SAILLAGOUSE

La carte géologique à 1/50 000
SAILLAGOUSE est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : L'HOSPITALET (N° 256)
à l'est : PRADES (N° 257)

Fontargenté	Mont-Louis	Prades
	SAILLAGOUSE	Prats-de-Mollo



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



BRGM

**NOTICE EXPLICATIVE
DE LA FEUILLE SAILLAGOUSE A 1/50 000**

par

F.LLAC.

1989

Références bibliographiques : Toute référence, en bibliographie, au présent document doit être faite de façon suivante :

— *pour la carte* : LLAC F., AUTRAN A., GUITARD G., ROBERT J.F., GOURINARD Y., SANTANACH P. (1988). Carte géol. France (1/50 000). Feuille SAILLAGOUSE (1098) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par LLAC F. (1989), 75 p.

— *pour la notice* : LLAC F. (1989). Notice explicative, carte géol. France (1/50 000). Feuille SAILLAGOUSE (1098) Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 75 pages. Carte géologique par LLAC F., AUTRAN A., GUITARD G., ROBERT J.F., GOURINARD Y., SANTANACH P. (1988).

© BRGM, 1989. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'Éditeur.

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	9
<i>SOCLE PRÉCAMBRIEN</i>	9
<i>FORMATIONS PALÉOZOÏQUES</i>	10
<i>FORMATIONS MÉSOZOÏQUES</i>	19
<i>FORMATIONS NÉOGÈNES</i>	20
<i>FORMATIONS PLÉISTOCÈNES</i>	21
<i>FORMATIONS HOLOCÈNES ET ACTUELLES</i>	23
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	25
<i>GÉODYNAMIQUE INTERNE</i>	25
<i>GÉODYNAMIQUE EXTERNE</i>	33
OCCUPATION DU SOL	36
RESSOURCES DU SOUS-SOL	41
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	41
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	45
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	51
<i>annexe 1 ITINÉRAIRES D'EXCURSIONS GÉOLOGIQUES</i>	51
<i>annexe 2 ANALYSES CHIMIQUES</i>	54
<i>annexe 3 PALÉONTOLOGIE</i>	59
<i>annexe 4 SÉISMES SURVENUS EN CERDAGNE</i>	62
<i>annexe 5 CONSOMMATION D'EAU POTABLE DANS LE CANTON DE SAILLAGOUSE</i>	63
<i>annexe 6 BIBLIOGRAPHIE</i>	64
<i>annexe 7 DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES CONSULTÉS</i>	71
<i>annexe 8 TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS</i>	73
<i>annexe 9 DOCUMENTATION ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	75
AUTEURS	75

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Cette carte reprend, en partie ou en totalité, diverses études spécialisées, à l'échelle du 1/25 000 ou du 1/50 000 (annexe 7) ; pour les zones où n'existait pas de travail récent, seuls des levés de reconnaissance ont été effectués (et complétés à l'aide des photographies aériennes). La coordination des divers levés, ainsi que la distinction des formations quaternaires a également fait un très large appel à la photo-identification.

Cette première édition de la feuille se veut donc plus une synthèse (suffisante pour les non-spécialistes, document de travail pour les spécialistes) qu'une carte détaillée extrêmement précise : les limites stratigraphiques de la plupart des étages n'étant pas encore parfaitement définies, les distinctions cartographiques sont essentiellement lithologiques.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Sur le versant méridional de la Zone Axiale Primaire des Pyrénées, le territoire de la feuille Saillagouse est partagé entre le département des Pyrénées Orientales et les provinces de Gérone, Barcelone et Lérida.

Divisée artificiellement depuis 1660 (date d'application du Traité des Pyrénées, faisant de Llivia une enclave), la Cerdagne est en fait une région naturelle particulièrement bien individualisée dont seule l'extrémité occidentale (environs de Bellver) n'est pas représentée sur la carte.

Plaine de haute altitude (entre 1000 et 1300 mètres), d'une trentaine de kilomètres de longueur et de 4 à 6 kilomètres de largeur, elle est rapidement dominée par les contreforts de hauts sommets situés à moins d'une dizaine de kilomètres de son axe :

- la haute chaîne *Puigmal (2910 m) - Tossa d'Alp (2531 m)*, qui occupe la moitié SE de la carte, relayée plus à l'W par la *Sierra del Cadi* ;
- le massif *Carlit (2921m) - Campcardos (2905 m)*, centré sur la feuille Mont-Louis, mais qui apparaît au NW (*Roch Roig*) et au N.

La dépression cerdane (initialement remplie de sédiments néogènes) est établie sur l'axe du grand accident Têt-Conflent, de direction NE-SW ; sa bordure septentrionale est essentiellement formée de schistes cambro-ordoviciens dans lesquels s'est mis en place le granité de Mont-Louis ; au Sud, par contre, la haute chaîne permet d'observer successivement du NE vers le SW la totalité de la série paléozoïque des Pyrénées orientales :

- partie supérieure de la série métamorphique de l'ensemble gneissique Canigou-Carança-Freser ;
- schistes et micaschistes cambro-ordoviciens du Puigmal ;
- conglomérats et calcschistes ordoviciens du col de Tosas ;
- calcaires dévonien, puis schistes et conglomérats carbonifères des crêtes méridionales ;

— les terrains post-hercyniens sont représentés par du Stéphanien essentiellement volcanique, un Permo-Trias et un Jurassique très localisés, puis le Crétacé supérieur et l'Éocène sud-pyrénéen qui forment à l'angle SW de la feuille des *cuestas* monoclinales, terminaison de la Sierra del Cadi.

La situation centrale de la feuille dans les Pyrénées catalanes, fait que les précipitations nivo-pluviales (importantes sur les reliefs), sont réparties entre quatre bassins versants (fig. 5, p. 42 et schéma structural) qui desservent les grands centres que sont Lérida, Barcelone, Gérone et Perpignan :

— c'est le *Sègre*, affluent de l'Èbre qui draine l'ensemble de la dépression cerdane et les massifs environnants ;

— les crêtes calcaires de la bordure S de la feuille correspondent à la limite superficielle du bassin du *Llobregat* (Alt Bergueda) ;

— au Sud et à l'Est du Puigmal, les vallées du Rigart et de Nuria (Valls de Ribas, en Ripollès) rejoignent le Freser, affluent du *Ter* ;

— enfin, à l'angle NE de la carte, une quinzaine de kilomètres carrés appartiennent au bassin de la *Têt*, dont la limite correspond à la ligne de crête du Cambre d'Aze.

Dans la plaine, les cultures céréalières et les pâturages occupent les terrains tertiaires ou quaternaires, et même les parties basses en « solana » (adret) des massifs primaires ; les forêts de résineux sont généralement bien représentées sur les reliefs, en « *baga* » (ubac), jusqu'à 2 200 mètres, puis laissent la place aux larges pelouses d'altitude utilisées par les troupeaux en estive.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Les plus anciens terrains du territoire étudié sont des granités, mis en place il y a 580 millions d'années (Ma) au cœur d'une chaîne de montagnes (cycle cadomien, fig. 1 A) ; une importante érosion a eu lieu ensuite, jusqu'à ce que la zone devienne une aire de sédimentation (fig. 1B) d'abord très grossière, résultant de la destruction des reliefs, mais ensuite franchement marine lors du dépôt des premières séries carbonatées et pélitiques attribuées au Cambro-Ordovicien (il y a environ 500 Ma) auxquelles fait suite une sédimentation rythmique (alternance de grès et de pélites) déposée sur des épaisseurs considérables (plusieurs kilomètres).

À l'ordovicien supérieur (435Ma) la paléogéographie se modifie: le domaine marin existe encore dans le NE, mais avec une sédimentation carbonatée et une abondante faune (encrines et brachiopodes) ; la plus grande partie de ce qui sera plus tard le territoire de la feuille est alors une zone littorale où alternent les sédimentations très fines (pélites) ou très grossières (grès, conglomérats) alimentées par l'érosion de reliefs (en grande partie volcaniques).

À partir de l'ashgillien reprend une sédimentation marine peu profonde ; d'abord marnes, calcaires et pélites fossilifères, puis au Silurien (de 418 à 400 Ma) pélites et calcaires graphiteux à graptolites et orthocères ; enfin jusqu'à 360 Ma, un long épisode essentiellement carbonaté : parfaitement homogène au Dévonien inférieur (faciès rouges à crinoïdes), puis

admettant une large zone récifale dans le SW, au Dévonien moyen, et des séries frasniennees (griottes rouge brique à goniatites et orthocères) beaucoup plus réduites au N qu'au S.

Au début du Carbonifère, après une courte période de sédimentation siliceuse (lydiennes à radiolaires), des variations paléogéographiques se traduisent par des faciès variés (peut-être parfois continentaux) : grès ou conglomérats, calcaires récifaux ou franchement marins (céphalopodes), dépôts pélitiques et grés-micacés très épais.

Tous les terrains existants sont alors plissés par la tectogenèse hercynienne au cours de laquelle le noyau précambrien est engagé dans une tectonique en nappes et gneissifié, tandis que son enveloppe paléozoïque est schistosée (fig. 1C) ; puis se mettent en place les massifs intrusifs de Mont-Louis (275 Ma) et de Ribas de Freser, tandis qu'en surface se manifeste (pendant une assez longue période) un volcanisme ignimbritique probablement associé à de grandes fracturations. Les mouvements tardifs sont responsables du glissement de la couverture de la partie N de la feuille décollée au niveau du Silurien (fig. 1D), lors d'une période mal définie, avant la fin du Permien (250 Ma) dont les formations continentales sont ici très réduites.

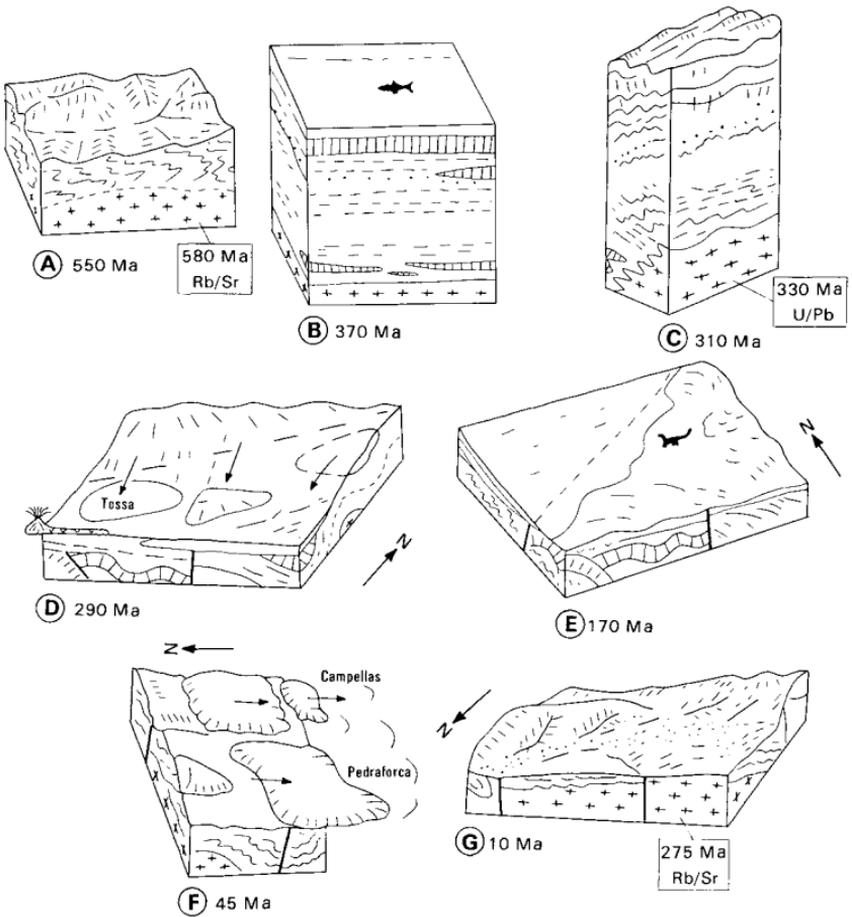
Pendant l'ère Secondaire, deux zones paléogéographiques, probablement séparées par le grand accident cerdan, s'individualisent nettement (fig. 1E) :
— au SE, un domaine émergé marqué par des formations détritiques grossières contenant des débris de végétaux jurassiques ;
— au NW, sédimentation marine de plate-forme pendant le Trias, le Jurassique et le Crétacé inférieur (future nappe de Pedraforca).

Au Crétacé supérieur (vers 70 Ma) des récifs à hippurites occupent le SW, puis il y a émergence de tout le territoire à la limite Crétacé-Paléocène (65 Ma), avant que la mer à alvéolines ne s'avance, au moins dans la partie S (Ilerdien, 53 Ma).

La région subit ensuite les glissements et les plissements pyrénéens dans lesquels les terrains hercyniens ont été engagés en même temps que leur couverture (fig. 1F, nappe de Campellas) ; c'est à nouveau l'amorce du cycle érosion-transport-sédimentation : la «pénéplanation» de la Zone Axiale arrivera à mettre à jour le Paléozoïque inférieur et même les gneiss de Nuria et du Cambre d'Aze.

Les formes d'érosion dont l'âge n'a pu ici être parfaitement précisé (il est anté-miocène, donc plus de 23 Ma) subissent ensuite des phases d'épirogenèse et de rejeu d'accidents cassants : c'est la formation de la dépression de Cerdagne (avec ses surfaces doucement inclinées vers l'axe, à la faveur d'une fracturation d'ensemble) qui reçoit une sédimentation de plus en plus grossière au cours du Néogène (10 Ma, fig. 1G). D'autres accidents cassants morcellent ensuite l'ensemble, accentuant les reliefs dont profitent les glaciers pléistocènes (au plus, — 600 000 ans) pour creuser leurs vallées.

L'érosion actuelle est très active : elle continue à déblayer les terrains tertiaires (« bads lands » de Greixa, Ail, Osséja, Saillagouse, etc.) ainsi que toutes les zones où les altérites periglaciaires et la végétation ne protègent plus



- A : La chaîne cadomienne (plissée et granitisée) en cours d'érosion (fin du Précambrien)
 - B : Sédimentation de la série paléozoïque sur le socle précambrien arasé jusqu'au granite (ici, au cours du Dévonien)
 - C : Le volume b après la formation de la chaîne hercynienne
 - D : Glissements épiglyptiques tardihercyniens
 - E : Au Jurassique moyen, émerision au SE, sédimentation au NO (Trias à Eocène inférieur)
 - F : Décollements et glissements vers le S au début de la tectogenèse pyrénéenne
 - G : Individualisation du bassin intramontagneux cerdan, au Néogène
- Voir modelé quaternaire, fig. 6 (avec itinéraires A, B, C)

Fig. 1 - Essai de reconstitution de quelques étapes de l'histoire géologique de la Cerdagne

complètement le substratum (bien souvent du fait de l'action de l'homme). Les dénivellations sont parfois impressionnantes (plus de 1 200 mètres dans le S de la feuille).

Des séismes affectent périodiquement la Cerdagne et ses bordures : ils correspondent bien sûr à de petits rejeux du complexe réseau de fracturation de la région et au lent mouvement relatif entre les hauts reliefs et la dépression.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE PRÉCAMBRIEN

Le socle précambrien et les produits de son érosion ont été gneissifiés au cours de la tectogenèse hercynienne (330 Ma, Vitrac et Allègre, 1975 a) dans le domaine métamorphique mésozonal. Ces gneiss sont des roches massives présentant une foliation plus ou moins marquée et affleurant dans la partie E de la feuille où les profondes vallées glaciaires les entaillent.

bζγ³. Orthogneiss à grands yeux de feldspath potassique (type G2, Guizard, 1970). Gneiss œillés à microcline et plagioclase (An 13-45) apparaissant à la base des gneiss des vallées de Planès, du Cambre d'Aze et d'Eyne. Formation homogène se distinguant par l'abondance des yeux feldspathiques, à structure rapakiwi fréquente, qui correspondent aux anciens phénocristaux d'un granite à biotite porphyroïde précambrien (datation : 580 Ma, Vitrac et Allègre, 1975 b) et sont formés de microcline, mais renferment des reliques d'orthose. Ces orthogneiss ont une teneur en SiO₂ comprise entre 66 et 70 % (voir annexe 2-7).

bζC. Orthogneiss acides et ortholeptynites, œillés ou homogènes (type Carança, G1, Guizard, 1970). Gneiss de même composition chimique que les précédents (environ 70 % de SiO₂, annexe 2-8 et 9) mais qui s'en distinguent par leur texture montrant une déformation synschisteuse plus marquée et une moindre abondance des yeux de feldspath potassique, la limite est donc assez arbitraire. A l'entrée des gorges de Llo (Cavet, 1948), ce faciès est plus ou moins mylonitisé.

bζP. Orthogneiss à nodules de quartz bleuté (type La Preste, G1, Guizard, 1970). Orthogneiss dont la teneur en SiO₂ est de l'ordre de 74 %, affleurant uniquement dans la vallée de Nuria (gneiss du Freser). Les petits nodules de quartz souvent opalescents, bleutés, qui les caractérisent sont des reliques d'anciens phénocristaux de quartz magmatiques : ces gneiss dérivent de granites acides alcalins, généralement potassiques à biotite et muscovite, à grain homogène ou porphyroïde.

bMζM. Orthogneiss granitisés. Aux environs d'Eyne, les **gneiss de Mont-Louis** (type Carança) sont partiellement granitisés ; leur altération peut donner des arènes (A) et les formes en boules caractéristiques.

λ³. Paragneiss œillés et paraleptynites, rubanés ou homogènes, généralement pauvres en biotite. Ces paragneiss très feldspathiques, géné-

ralement à grain fin, sont souvent rubanés ou en bancs avec lits variés quartzitiques à silicates calco-magnésiens, micaschisteux ou de granulométrie différente. Ils dérivent essentiellement des produits de remaniement du socle précambrien sous-jacent (arkoses ?, arènes ?, quartzites avec rarement des lentilles grés-carbonatées). Des paragneiss équivalents se rencontrent parfois interstratifiés à la base de la série de Canaveilles (Nuria). Ces paragneiss constituent une formation stratigraphique continue concordante avec les micaschistes et les marbres de l'enveloppe paléozoïque (annexe 2-6).

FORMATIONS PALÉOZOÏQUES

Les terrains du cycle hercynien

Cambro-Ordovicien

Complexe schisto-gréseux comportant à la base une importante série calcaire ; l'épaisseur en est impossible à estimer du fait des plissements intenses, mais l'on a pu distinguer deux ensembles tant sur la feuille (séries de Nuria et de Planolas, Fontboté, 1949), que sur le versant septentrional du massif Canigou-Carança (feuille Prades : séries de Canaveilles et de Jujols, Cavet, 1957). L'attribution au Cambro-Ordovicien de cet ensemble est tout à fait admissible puisqu'il se trouve entre les paragneiss précédents et les conglomérats du Caradocien ; cependant, une première découverte de chitinozoaires dans les calcaires de PÉmbut (W Nuria, Konzalova et coll., 1982) donnerait un âge Ordovicien inférieur, au moins à la partie supérieure de la Série de Canaveilles.

koï. Cambrien probable. Série de Canaveilles. Calcaires métamorphiques et micaschistes. La base de la série présente un ensemble (1) de bancs calcaires (ou calcaro-dolomitiques roux, non distingués sur la carte) en alternance avec des micaschistes particulièrement bien visibles sur les crêtes du Cambre d'Aze et de la Tour d'Eyne, dans les falaises de la Conque de la vallée de Planés, ainsi qu'à la périphérie des gneiss de Nuria (Fontboté, 1948) ou dans les gorges de Llo (Durand, 1935).

C'est généralement au sommet de cet ensemble que se trouvent des formations volcano-sédimentaires (*tf*) en bancs discontinus et peu puissants transformées en gneiss à granules d'albite et qui sont d'anciens tufs à cristaux ou à lapillis avec intercalations de cinérites (« gneiss granulés », Guitard et Lafitte, 1956). Les granules d'albite infra-millimétriques, disséminés dans la roche ou concentrés au sein de microlits correspondent à d'anciens cristaux de plagioclase volcano-détritique déstabilisés (albite + épidote + calcite) ils conservent en dépit des transformations métamorphiques, leurs contours cristallins ; ces roches (Pic de Finestrelles, Llo) sont ici souvent riches en calcite (voir annexe 2-5).

Le reste de la série est constitué d'alternances de couches pélitiques (shales) plus ou moins graphiteuses et de bancs gréseux (4) qui constituent donc un ensemble de type « flysh » dont les affleurements ont toujours une patine noire ou ferrugineuse. Les grès carbures peuvent passer à des conglomérats (3 : Mengel, 1908 et Guitard, 1970, ancienne carrière à l'W de Saillagouse ; col de Finestrelles, Santanach, 1974) ; on peut aussi trouver des intercalations volcano-sédimentaires (5) non transformées (W Estavar).

Micaschistes et marbres mésozonaux développés dans la série de Canaveilles. Le métamorphisme syntectonique affecte cette série : le niveau des marbres de base comporte généralement des micaschistes mésozonaux, mais les isogrades (voir p. 26) ne sont pas toujours parallèles aux bancs calcaires qui présentent d'ailleurs un plissement intense, parfois isoclinal.

La stratification de la série shalo-gréseuse est généralement peu ou pas visible : le débit principal est celui de la schistosité (voir p. 26) correspondant à la foliation générale des gneiss hercyniens.

o/. Ordovicien inférieur probable. Série de Jujols. Shales et grès épimétamorphiques. Série monotone, essentiellement pelitique, schisteuse et peu métamorphique ; elle présente dans sa partie supérieure de nombreux bancs de grès quartzites (3) dont certains ont été représentés sur la carte (La Molina, Planolas, etc.).

La limite entre les deux séries cambro-ordoviciennes ne peut être parfaitement définie du fait de la monotonie des faciès et de leur plissement intense ; on attribue à la partie inférieure de la série de Jujols les bandes calcaires (1) ou calcaro-gréseuses (2) affleurant d'Osséja à Ribas de Freser en passant par le col de Caralps (« complexe calcarifère du Faitou », Cavet, 1957), antérieurement rapportées au Dévonien (Mengel, 1909 b et 1/80000 1^{re} éd.).

La lithologie de cette zone est très variable : entre Osséja et le N de Valcebollère, de même que dans la région de Ribas de Freser, ce sont des calcaires à patine blanche relativement massifs ; à l'E de Valcebollère, dans des schistes verts, apparaissent des amandes calcaires étirées dans la schistosité et marquant par leur alignement la stratification. Parfois (vallée du Faitou), les calcaires sont plus massifs, mais la stratification est représentée par des alternances de lits décimétriques de calcaires bleutés et de pélites ferrugineuses. Les amandes calcaires passent souvent insensiblement à des calcaires gréseux (col de Caralps).

On trouve dans l'ensemble du massif de nombreux affleurements où des bandes de calcaires décimétriques sont associées à des grès souvent ferrugineux et peu consolidés ; ces faciès ont été utilisés arbitrairement comme limite entre les deux séries koï et oi.

La découverte d'une empreinte de *Calymene tristani* dans du Quaternaire à Super Molina (Llopis, 1934) n'a pu être confirmée par d'autres trouvailles : ce trilobite du Llandeïlien aurait pu dater la partie supérieure de la série ; les calcaires du Faitou contiennent de petites entroques...

o5-6. L'ordovicien supérieur est formé essentiellement de terrains schisteux : c'est, comme dans toutes les Pyrénées, la série fossilifère la plus ancienne du Paléozoïque, où sont caractérisés le Caradocien et l'Ashgillien.

Il est représenté, sur la moitié S de la feuille, dans deux unités structurales différentes (voir p. 29).

- **La série autochtone**

o5. Caradocien. Formations volcano-sédimentaires, conglomérats, schistes pélitiques et grès.

– Des conglomérats, parfois très grossiers, caractérisent (Mengel, 1913) la base de l'étage ; leur puissance varie de 10 à 20 mètres, et ils affleurent de façon discontinue dans la vallée du Rigart et celle d'Alp où ils reposent en discordance angulaire sur les schistes et quartzites *o*/ des environs de La Molina (Santanach, 1972 b).

La composition des éléments, qui peuvent atteindre 15 centimètres, est variable : quartz, quartzites surtout, mais aussi granites et gneiss. A l'W de la feuille, on a proposé une direction d'apport S → N (Hartevelt, 1970).

– Les shales affleurent sur plusieurs centaines de mètres au-dessus des conglomérats de base et comportent tout d'abord une épaisse série détritico-volcano-sédimentaire de couleur variée : vert, rose ou violet (Cortas, Alp, La Molina, Rigart) où apparaissent toujours des éléments clairs souvent feldspathiques.

Au microscope, ces roches, toujours très schistosees, contiennent de nombreux éléments de quartz souvent anguleux, tandis que les feldspaths sont complètement altérés ; les minéraux opaques (Fe) sont généralement abondants.

Juste au-delà de la limite SE de la feuille, sur le versant oriental du Puig St Antoni, les formations « grauwackeuses » à affinité volcanique passent à un véritable complexe éruptif comprenant des coulées de laves acides à caractères albitophyriques, des tufs et des brèches (Robert et Thiébaud, 1976 ; voir annexe 2-10).

– La partie supérieure de la série caradocienne est constituée de shales ocres, verts ou noirs à très belles stratifications entrecroisées (route Alp-Masella-Super Molina).

o6. Ashgillien. « Schistes troués », schistes noirs ou ocres et grès roux. Signalée par Mengel en 1908, la « zone à Orthis » présente un faciès bien reconnaissable de « schistes troués » : c'est une formation shalo-gréseuse décalcifiée, riche en empreintes et moules internes de fossiles ; le gisement de Segremorte (Super Molina) a livré une faune à brachiopodes et crinoïdes (Hernandez y Llopis, 1946, voir annexe 3-1b).

Au-dessus, un ensemble complexe de schistes roux ou noirs, de grès grossiers limonitiques et enfin de « schistes à taches carminées » (Mengel, 1909 a), associés à des faciès de schistes troués semblent terminer la série.

● La série allochtone de Campellas (Robert, 1980)

Deux ensembles lithologiques ont été distingués :

o5C. Une formation inférieure qui résulte de l'évolution épizonale d'une série marno-calcaire d'âge caradocien. Puissante de 180 à 230 m, elle est composée de niveaux lenticulaires de calcaires massifs, parfois bioclastiques et localement très puissants (jusqu'à 50 m) alternant avec des schistes calcareux fossilifères (faciès « schistes troués ») à brachiopodes (*Nicoletta*), bryozoaires, conodontes et cystoïdes (*Heliocrinites cf. rouvilei*).

o6C. Une formation shalo-gréseuse azoïque d'une puissance de l'ordre de 180 à 200 m surmonte les schistes troués. Les faciès schisteux faiblement micacés, homogènes ou zonés par l'alternance rythmique de lits détritiques

plus clairs y prédominent largement. Ces matériaux présentent habituellement une teinte vert-brunâtre, « kaki », caractéristique de la formation. Des intercalations métriques de quartzite (χ) ne sont pas rares à la partie supérieure de la série. Les figures de sédimentation qui peuvent être observées à la surface de certains bancs (W de Campellas) témoignent d'un dépôt dans des conditions de très faible profondeur.

s. **Silurien. Quartzites, schistes graphiteux et calcaires noirs à graptolites et orthocères.**

Classiquement, cet étage est caractérisé par des schistes ampéliteux parfois riches en graptolites (monograptidés signalés près de Nava, Dollé, 1914 et de Campellas, Dalloni, 1930, voir annexe 3-2). Son rôle de niveau de décollement à l'intérieur de la série paléozoïque a été signalé par de nombreux auteurs et il est impossible de trouver sur la feuille une coupe continue de cet étage : il participe au glissement des nappes tardi-hercyniennes et pyrénéenne (voir p. 27 et 29).

Autres faciès :

— **quartzites** : la limite inférieure du Silurien a été cartographiée en utilisant un niveau continu de quartzites (χ) d'âge controversé, Ashgillien supérieur ou Llandoverien ; ces quartzites sont des roches sombres, noires ou grises, nettement stratifiées ; elles se débitent en bancs décimétriques ; la granulométrie est généralement fine, mais localement certains niveaux acquièrent des caractères franchement conglomératiques ; ces variations sédimentologiques brutales, jointes à l'existence d'encroûtements ferrugineux (partie SE de la feuille) à la surface des bancs (hard ground) indiquent des conditions de dépôt en milieu peu profond et des émergences temporaires ; avec une puissance qui varie entre 8 et 12 m cet horizon extrêmement résistant à l'érosion se marque dans la morphologie : il forme un ressaut à côté des dépressions qui correspondent aux schistes ampéliteux sus-jacents ; au microscope, cette formation est caractérisée par un grain très fin et par une très grande abondance de minéraux lourds ;

— **calcaires noirs** pétris d'orthocères de toute taille avec de nombreux autres débris : entroques, brachiopodes, etc. ; dans les contacts anormaux, on retrouve les calcaires à orthocères noirs ou parfois rouge violacé fragmentés ou en nodules noyés dans les schistes noirs étirés.

Dévonien.

Série essentiellement carbonatée, épaisse de plusieurs centaines de mètres, formant l'ossature de tous les massifs du SW de la feuille et bien reconnaissable sur le terrain, entre les schistes ordoviciens et carbonifères. En l'absence de repères paléontologiques facilement utilisables, les séparations faites sur la carte sont basées uniquement sur des faciès lithologiques et les attributions devront être précisées par des études micropaléontologiques détaillées ; de plus, tous ces terrains sont engagés dans une tectonique de nappes (voir p. 27 et schéma structural) qui entraîne la superposition d'unités de même âge mais d'épaisseur et de faciès variables.

● **La série autochtone**

— **Le massif de Cortas**, à la limite W de la feuille, est le seul où la coupe de

l'Ordovicien au Carbonifère semble être continue (bien que la majorité du Silurien soit masquée) :

di. **Dévonien inférieur probable** : calcschistes roses alternant avec des calcaires en plaquettes à patine blanche (une centaine de mètres).

dm. **Dévonien moyen probable** : environ 150 mètres de calcaires massifs dont certains ont une patine claire mais une cassure noire.

ds. **Frasnien-Famennien** : limite inférieure arbitrairement placée au niveau de calcaires à patine grise ; puis viennent des calcaires jaunes et bleus pseudo-griottes, présentant un lacis rouge ou brun sur une trentaine de mètres, et enfin une quinzaine de mètres de calcaires griottes rouge brique à goniatites, niveau repère bien caractéristique et marqué de plus par l'exploitation de pyrolusite du SW de Cortas (Sierra del Bach).

Dans la carrière toute proche d'Isobol (partie « autochtone » du massif, qui appartient pour sa plus grande part à la nappe B), Dalloni (1930) cite une faune à trilobites et goniatites (annexe 3-5a) ; la coupe donnée par Schmidt (1931, annexe 3-5b) a été corrélée avec des zones de conodontes (Ziegler, 1959, annexe 3-5c). Au-dessus des griottes, on observe une centaine de mètres de calcaires massifs gris, rose ou vert à la cassure, avec parfois un lacis rouge, puis des calcaires gris avec des lits gréseux ou des lydiennes interstratifiées vers leur sommet ; viennent ensuite les schistes noirs micacés et gréseux dinantiens. La limite Dévonien-Carbonifère se situe probablement dans la partie supérieure des calcaires, entre les formations rouges et les premiers lits siliceux, mais son contour n'a, sur la carte, qu'une valeur interprétative.

— **Le massif du Moixero et ses prolongements** (Bor, Montañetas et Baranco del Pla de Rus) correspond en fait à deux unités M1 et M2 (voir p. 26) dont les faciès sont identiques :

di. **Dévonien inférieur probable** : deux ou trois cent mètres de calcschistes roses ou verts en alternance avec des bancs calcaires clairs.

dm. **Dévonien moyen probable** : calcaires massifs d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur contenant des entroques noires à la base et formés de calcaires récifaux très blancs contenant des polypiers solitaires peu visibles à première vue mais nombreux (espèces citées par San Miguel de la Camara, 1935, annexe 3-4a).

ds. **Frasnien-Famennien** : au sommet de la falaise des calcaires massifs précédents apparaît le niveau repère des griottes rouges à goniatites très nombreuses (*Cheiloceras* et *Dimeroceras*, Boissevain, 1934), puis une vingtaine de mètres de calcaires massifs à cassure rose ou verte (« calcaires à Clymènes » des auteurs) avant un niveau relativement constant de lydiennes interstratifiées dans les premiers mètres de schistes carbonifères.

● **Les unités allochtones** provenant du N (voir p. 30), présentent surtout les faciès du *di* déjà décrits ; la série supérieure est généralement plus réduite (**unité L**).

— **dans le complexe B**, la seule série complète est celle de l'unité B1 près de Riu : le terme *dm* est réduit comme dans l'autochtone de Cortas ; au N de Balltarga, une riche faune à trilobites, tentaculites et brachiopodes a été signalée (Dalloni, 1930, voir annexe 3-3) ;

— **l'unité T** comporte au sommet même de la Tossa d'Alp, une série extrêmement réduite, de quelques mètres de Frasnien, sous les conglomérats carbonifères et passant au *di* après quelques mètres de calcaires massifs ; par contre, dans la partie SE de la klippe, le *dm* s'épaissit avec des calcaires massifs, mais lités, à patine blanche et passées roses ; enfin le *di*, en-dessous des faciès classiques de calcschistes comporte une cinquantaine de mètres de calcaires massifs, parfois à chailles ; au SE du Pla de Anyella, tous les étages du Gédinnien à l'Eifélien ont été mis en évidence par les conodontes (Boersma, 1973, voir annexe 3-4b) ;

— **pour les unités R et P**, à série généralement réduite (sauf le Frasnien de la Pleta Roja), n'ont été distingués que le faciès *di* (calcschistes rouges) et *ds* (calcaires massifs à patine blanche et Frasnien typique). Le Famennien y a été reconnu (Boersma, 1973, voir annexe 3-5d).

h1-2. Dinantien. Schistes micacés, lydiennes, conglomérats et calcaires. Cartographiquement, il est facile de délimiter un complexe essentiellement grésopélitique « carbonifère » de l'ensemble carbonaté « dévonien » précédent. Seules des études micropaléontologiques pourront décider de son âge réel (voir Mirouse et coll., 1983) et de la place précise de la limite entre les deux périodes pour *chacune des unités structurales* ; c'est ainsi que la présence de calcaires du type « supragriottes C » (Boyer et coll., 1974) à Cortas et au Moixero n'est fondée que sur des arguments géométriques.

Cet ensemble très épais (probablement plus d'un kilomètre dans la vallée du Riu de Greixer) présente parfois des alternances rythmiques grésopélitiques de quelques centimètres où les critères de polarité sédimentologiques sont bien visibles et contiennent des *plantes viséennes* (voir paléobotanique p. 37).

La série débute par des pélites noires micacées toujours très schistosées dans lesquelles la stratification est très peu visible sauf lorsqu'elle est marquée par un lit de lydiennes ou de grès.

- Les lydiennes (3) sont des radiolarites noires irrégulièrement présentes à la base du complexe et dont l'épaisseur peut varier de quelques centimètres (Moixero) à 1 m (Pleta Roja, Cortas, Pedra) ; au S de la feuille, des couches de 3 m ont été signalées près des Fonts del Llobregat (Mengel, 1910) et il en affleure de plus épaisses encore sur la vieille piste de Castellar ($x = 575,5$) et en contrebas de la nouvelle route ($x = 574,6$).

- Des grès et conglomérats polygéniques (2) parfois très grossiers (galets de gneiss, quartzites, lydiennes, etc.) forment des récurrences très irrégulières sur des épaisseurs considérables : rive droite du Sègre, une dizaine de bancs de conglomérats de 2 à 5 m sont interstratifiés dans 500 m de schistes et de grès.

- Les calcaires (1), en passées de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres ont des faciès très variés :

- calcaires marins à céphalopodes : au S de Bor et Pedra, Boissevain (1934) y a trouvé *Goniatites striatus* qui les daterait du *Viséen supérieur* ; autres affleurements intéressants : piste SW col de la Creueta et Costa Borda ($x = 575,2$, $y = 0,5$) ;

- calcaires pseudo-griottes gris pouvant se charger rapidement en éléments détritiques grossiers où les lydiennes anguleuses sont abondantes (NW et SE de Mata Negra, Riu de Greixer) ;

- calcaires récifaux (50 à 100 m) du Torrente de las Canaletas (SW Urus) ;
- conglomérats à éléments calcaires surtout à la base de la série autochtone.

Cette série est le dernier dépôt connu avant la tectogenèse et le magmatisme hercyniens (voir p. 25) : elle sera plissée et schistosée puis en partie érodée avant les épanchements volcaniques stéphaniens qui reposent en discordance par-dessus.

Les roches du magmatisme tardi-tectonique hercynien

γ³. Granite calco-alcalin à biotite et granodiorite à biotite. Granite de Mont-Louis. Le granite supracrustal stratoïde circonscrit de Mont-Louis (Autran et coll., 1970) ne déborde que de quelques kilomètres carrés sur la feuille ; il constitue aussi l'essentiel des moraines du Carol et d'Angoustrine. D'un grain grossier et de couleur claire, sa teneur en biotite va dans le même sens que le passage à la granodiorite. Les minéraux sont : le quartz, l'oligoclase basique généralement automorphe et très zoné à cœur d'andésine, la biotite. Il peut se charger à l'Est de phénocristaux de feldspath potassique (granite porphyroïde).

Sa datation par la méthode Rb^{87}/Sr^{87} a donné un âge de 275 ± 12 Ma (Vitrac et Allègre, 1975 a) ; une analyse chimique en est donnée en annexe 2-11. Son altération donne des arènes granitiques, parfois mises en culture (γ^3).

La carrière de Riutés (rive gauche du Carol, en bordure de la N. 20) présente une grande diversité d'associations grano-dioritiques et gabbro-dioritiques et d'« enclaves » sédimentaires à grenats. Échantillons remarquables.

L'auréole de métamorphisme de contact à la périphérie du granite de Mont-Louis.

Γ_{st}. **Zone de la Sillimanite** : intéresse les micaschistes mésozonaux (Z^{co-an}) séparant le plancher du granite stratoïde des gneiss sous-jacents eux-mêmes granitisés. Cette zone de la sillimanite peut être décomposée en deux sous-zones non séparées sur la carte : l'une au contact immédiat du granite, à sillimanite et muscovite et feldspath potassique, l'autre externe, à sillimanite et muscovite.

Γ_t. **Schistes tachetés**, développés dans les schistes épizonaux. Sous ce figuré ont été regroupées une zone interne de cornéennes à andalousite et cordiérite avec sillimanite, au contact immédiat du granite et une zone externe de schistes tachetés à cordiérite et biotite.

Θ_n. **Gabbro-diorite**. Le pointement grano-dioritique de Ribas (Robert, 1980) correspond à l'apophyse d'un pluton hercynien sous-jacent, introduit tectoniquement dans la couverture paléozoïque et redressé au contact des terrains de l'Ordovicien supérieur et de la série de « Planolas ». L'écaillage et le redressement seraient liés aux mouvements tangentiels pyrénéens. Les termes granitiques et granophyriques affleurent au niveau de Ribas de Freser (feuille Prats de Mollo-La Preste), seuls les faciès de différenciation basiques figurent dans le coin sud-est de la carte (vallée du Rigart) ; des roches

du même type sont connues en d'autres points de la région (cf. feuille Prades à 1/80 000) : elles se rencontrent au sein d'amas hétérogènes dans lesquels coexistent, sans qu'il soit possible de les séparer cartographiquement, tous les termes de passage des diorites aux gabbros. Ces roches sont composées essentiellement de plagioclases basiques, amphiboles vertes et brunes abondantes ; la biotite est toujours présente ainsi qu'une faible proportion de quartz intersticiel ; accessoirement, zircon, apatite, sphène (voir aussi analyse, annexe 2-12).

Dans le pointement de la vallée du Rigart, la composition minéralogique comme la taille du grain varient extrêmement rapidement. La structure est grenue mais à tendance intersertale ; elle peut prendre localement un caractère franchement ophitique. Sur la bordure du massif il existe des faciès gabbroïques grossièrement grenus. Aux effets mécaniques liés au processus tectonique de mise en place, s'ajoute une destabilisation généralisée de la paragenèse magmatique originelle dans un faciès de basse température caractérisé par l'association : albite, chlorite, calcite, épidote, actinote, préhnite.

γ¹. Pegmatite et granites alcalins. Quelques filons de pegmatite affleurent sur les pentes septentrionales du Cambre d'Aze. De couleur très claire, ces roches présentent de grandes muscovites, quartz et microcline.

Q. Filons de quartz. Dans les cassures des gneiss du Cambre d'Aze se développent des filons de plusieurs mètres d'épaisseur caractérisés par l'existence locale de feldspaths qui montre leur filiation avec le cortège des pegmatites granitiques (1/80 000 Prades, 2^e éd.) ; certaines grandes fractures des massifs schisteux ou granitiques sont également matérialisées par d'épais filons de quartz laiteux (Ger, Enveitg, Llivia, etc.). Parfois le quartz cimente de véritables brèches tectoniques (filons N-S de la haute vallée d'Err) ou constitue le remplissage de fentes d'extension dans les gros bancs de quartzites et de grès du sommet de la série de Jujols.

Σ^a. Paléovolcanite acide. Roche filonienne recoupant les formations du Paléozoïque inférieur et les plis synschisteux qui les affectent (Pic de Sègre, Mas Tartas, etc.) ; un affleurement signalé à l'E d'Osséja (Mengel, 1/80 000 Prades, 1^{re} éd.) n'a pas été retrouvé.

Il existe des filons identiques au NE de Nuria (feuille Prats-de-Mollo ; Santanach, 1974 et carte 1/50 000 inédite).

Il s'agit de manifestations hypovolcaniques, vraisemblablement en relation avec le magmatisme effusif tardi-hercynien dont elles ont pu constituer des voies d'accès vers la surface.

Ce sont des roches massives non schisteuses, de teinte verdâtre, leur pâte très fine est faiblement porphyrique. En lame mince, la composition minéralogique est constante, homogénéisée par une destabilisation secondaire avec : albite - quartz - calcite - épidote - micas blancs - chlorite - oxydes de fer et de titane.

Les structures, plus variables, évoluent suivant les échantillons de felsitique (dévitrification) dans les faciès de bordure à intersertale voire microgrenue.

Les phénocristaux sont soit feldspathiques (albite secondaire) soit d'an-

ciens ferro-magnésiens (amphiboles?) complètement pseudomorphosés par un mélange de chlorite et de produits titanés.

En dépit de leur caractère albitophyre acquis secondairement, l'analyse chimique montre que la nature originelle de ces roches devrait être proche de celle des dacites (voir annexe 2-13).

Σp. Formations volcaniques ignimbritiques ou volcano-clastiques d'âge stéphanien et permien probable. Leur présence dans trois unités structurales différentes de la moitié S de la carte témoigne d'une répartition initiale beaucoup plus large (voir fig. 2 et p. 29).

A l'W du Moixero, une série paléovolcanique essentiellement ignimbritique, discordante sur le Dinantien, est recouverte par le Sénonien de Prat Agre et de Mata Negra. Son épaisseur est de l'ordre de 300 m. De teinte généralement rouge, elle affleure particulièrement bien sur la piste du col de Pendis, et se prolonge en dehors de la carte vers l'E, sur quelques kilomètres (San Miguel de la Camara, 1935), mais surtout vers l'W (Boissevain, 1934) : elle a été datée du Stéphanien près de Seo de Urgel (Hartevelt, 1970). Une étude pétrographique complète vient d'en être faite, entre Pendis et Greixer (Puga y Fontboté, 1979), et un âge autunien proposé.

Un conglomérat à gros éléments volcano-détritiques et à nombreux débris de bois (h5-r) s'intercale entre les ignimbrites et le Crétacé ; il représente probablement l'ensemble « Stéphanio-Permien » beaucoup plus développé au S de la feuille, dans la région de Castellar (Vergely, 1970).

Quelques éléments volcaniques sont présents sur le chemin de la Fou de Bor, avec du Crétacé.

Dans la nappe B, au S de Riu, une intrusion rhyolitique traverse les divers termes du Dévonien (dolomitisé à son voisinage) et le Carbonifère, qui présente alors d'inhabituelles teintes vertes.

Dans l'unité de Campellas (ΣpC), le complexe paléovolcanique du Pla de la Serra (Robert, 1980), repose en discordance sur des schistes épimétamorphiques rapportés à l'Ashgillien. La discontinuité est soulignée très localement par un niveau conglomératique lie-de-vin irrégulièrement développé (de 0 à 5 m) attribué au Stéphanio-Permien (voir p. 37) : on peut donc penser que ces laves sont plus récentes que celles de la piste de Pendis. L'ensemble volcanique comprend les termes suivants (non distingués sur la carte) :

- a) 0 à 75 m de laves massives couleur vert bouteille de composition andésitique et dacitique, vacuolaires et microbréchiques à la base.
- b) 0 à 75 m de produits volcano-clastiques (brèches ignimbritiques et tufs lithiques à éléments polygéniques).
- c) 0 à 300 m de laves ignimbritiques flammées (analyse : voir annexe 2-14).

Le tout est surmonté en discordance, par les termes détritiques du Jurassique et du Garumnien.

r. Permien. Pélites et grès ou conglomérats rouges. En bordure de la Cerdagne, sur quelques kilomètres, entre le Coll de Ferreras et l'W de Pedra, les classiques faciès rouges sont représentés par des pélites et des grès fins à stratifications entrecroisées, fortement inclinés vers le N, en discordance sur les terrains de la nappe B1 : aux environs de Sant Grau, ils reposent sur le

Dévonien par l'intermédiaire de conglomérats à éléments calcaires à patine bleue, ou sur les schistes carbonifères qui sont alors fortement rubéfiés ; à l'E, on retrouve ces conglomérats en alternance avec les bancs de grès quartzeux habituels, discordants sur le Dévonien, qui, au SE du Coll de Ferreras, recouvre lui-même le Permien du col par l'intermédiaire d'un accident mineur subhorizontal visible au-dessous de la piste.

A Pedra, les conglomérats comportent des galets de roches volcaniques stéphaniens (Solé y Llopis, 1947 b).

FORMATIIONS MÉSOZOÏQUES

L'extrême réduction des affleurements, du fait de l'érosion et de la tectonique tertiaire, ne reflète pas l'idée que l'on peut se faire actuellement de l'importance de la sédimentation mésozoïque et paléogène sur le territoire de la carte (voir p. 7 et 30).

t. **Trias. Calcaires.** A Pedra, en concordance apparente au-dessus des grès et conglomérats rouges, des calcaires à patine claire, généralement bien stratifiés (calcaires à « fucoïdes » de Dalloni, 1930) ont été attribués par tous les auteurs au Muschelkalk ; au microscope, ces calcaires, dolomitisés, sont très riches en débris d'échinodermes. Principales distinctions :

(Boissevain, 1934)	}	(Solé y Llopis, 1947 b)
2 calcaires divers, 25 m		3 calcaires à fucoïdes, 5 m
		2 calcaires en plaquettes, 6 m
1 schistes charbonneux, 8 m		1 calcschistes, 1,5 m

j. **Jurassique. Formation continentale.** Le Jurassique est représenté par des dépôts continentaux, très peu développés, découverts au Sud de Planolas (Robert, 1980) ; ils résultent du démantèlement des reliefs édifiés par les épanchements volcaniques stéphano-permiens de l'unité de Campellas et forment des accumulations chaotiques composées de blocs hétérométriques émoussés, parfois grossiers (pluri-décimétriques) arrachés au substrat volcanique, sommairement agglomérés par un liant gréseux et silicifié. Le ciment renferme des débris de végétaux datés par palynologie, du Jurassique (voir p. 37 et annexe 3-6).

c7a. **Maastrichtien. Calcaires à Hippurites.** Uniquement représenté dans le SW de la feuille, le Crétacé supérieur repose sur le Dinantien et le Permio-Trias de la bordure cerdane (Bor, Sant Grau), ou sur les volcanites stéphaniennes de la Mata Negra et du Prat Agre, (extrémité orientale de la Sierra del Cadi), à la limite d'érosion actuelle de la Zone Sud-pyrénéenne (Prepirineo).

La base de la série de Sant Grau est formée de sables jaunes en très nette discordance sur le Permien, tandis que les calcaires gréseux jaunes qui leur font suite sont rapidement recoupés par les conglomérats néogènes ; au microscope, ces calcaires gréseux, dont les grains de quartz sont plutôt anguleux, sont extrêmement riches en débris de polypiers, bryozoaires, foraminifères, échinodermes, gastéropodes et lamellibranches.

L'âge maastrichtien de cette formation à Hippurites a été proposé par Dal-

Ioni (1930) et Boissevain (1934) grâce à diverses formes de lamellibranches brachiopodes, polypiers, etc. (voir annexe 3-7).

Sur la piste du Coll de Pendis, qui offre une coupe continue, la série débute par des calcaires détritiques contenant de nombreuses traces végétales, son épaisseur avoisine 70 mètres.

De très bonnes coupes sont également observables au-delà du bord S de la feuille, (route touristique du Coll del Pal à Baga).

c7b-e2. Garumnien. Marnes rouges, conglomérats et calcaires lacustres.

— Sierra del Cadi : au Coll de Pendis, au-dessus du Sénonien de Prat d'Agre, affleurent les marnes rouges des faciès continentaux présents dans toute la partie orientale du domaine pyrénéen (Plaziat, 1974) ; aux marnes rouges de la base (une centaine de mètres), font suite des alternances de marnes et de calcaires lacustres avec parfois des conglomérats polygéniques à ciment rouge ; ces faciès se succèdent sur environ 300 mètres et sont suivis par les calcaires marins ilerdiens, riches en alvéolines.

— Unité de Campellas (voir p. 30) : au Coll Roig, le Garumnien débute par d'épais conglomérats reposant sur les volcanites stéphaniennes et se poursuit par les faciès identiques à ceux du col de Pendis.

FORMATIONS NÉOGÈNES

Les terrains présents au cœur de la dépression cerdane forment un ensemble de direction NE-SW (d'épaisseur mal connue, voir p. 32), se prolongeant au-delà du seuil de Balltarga, à l'W de la carte, par le « Bassin de Bellver » (Astre, 1927 ; Boissevain, 1934), franchement E-W. Signalés par Lyell (1834) puis Leymerie (1869), ils ont pu être datés par la riche faune et la remarquable flore (Rérolle, 1884) contenues dans les argiles et les lignites qui se trouvent dans leur partie inférieure ; mais le manque de repères stratigraphiques (première cartographie : Roussel, 1896) et des variations de faciès très rapides rendent difficile une reconstitution de l'ancien bassin lacustre presque complètement déblayé par les stades successifs de l'érosion quaternaire (on trouvera l'historique et la discussion des diverses reconstitutions dans les textes de : Solé y Llopis, 1947 ; Closas, 1948 ; Solé, 1971 ; Gourinard, 1977).

m2. Vindobonien moyen. Lignites et argiles à gastéropodes et mammifères. Étage connu seulement par l'exploitation d'Estavar (Farines, 1833 ; Depéret et Rérolle, 1885), aujourd'hui remblayée : ce sont des argiles claires alternant sur au moins 6 m avec des couches de lignites d'autant plus puissantes qu'elles sont inférieures et contiennent des débris assez nombreux de mammifères (plusieurs proboscidiens, un rhinocéros, un canidé, une hyène, etc., voir annexe 3-8a) ; au-dessus on connaissait une dizaine de mètres d'argiles sableuses brun noirâtre contenant une grande abondance de gastéropodes d'eau douce (que l'on trouve encore, très écrasés, près de la ruine du puits de mine).

m3. Messinien. Lignites et argiles claires riches en empreintes de feuilles. Distingué seulement dans la partie SW de la Cerdagne. Sous la même notation ont été regroupés les deux faciès décrits par Boissevain :

— « argiles grasses » à lignites exploitées à Das, Prats, Sampsor et Sanavastre, dans lesquelles ont été récoltées plusieurs dents d'*Hipparion gracile* (petit équidé) en association avec d'autres restes de mammifères « pontiens » (voir annexe 3-8a) et des mollusques à Sampsor ; ces niveaux sont les plus profonds connus dans le S de la Cerdagne, on peut estimer leur épaisseur totale à une vingtaine de mètres.

— argiles sableuses ou micacées, gris jaune clair ou blanc, à nombreuses empreintes végétales des sites classiques de Badés et surtout du Coll del Saig où plus de 80 espèces ont été reconnues (Menendez, 1955, voir p. 39 et annexe 3-8c). Les affleurements sont peu nombreux du fait de la mise en culture aisée de ces terrains.

Les argiles bleues signalées à Super Molina (Biro, 1937) et permettant de dater le « niveau de la Perche » n'ont pas été retrouvées.

p. **Pliocène probable. Argiles rutilantes à lits détritiques grossiers.** Les variations de faciès peuvent être très rapides dans cette série azoïque caractérisée par des alternances de couches argileuses jaunes ou rouges avec des passées détritiques plus ou moins grossières aux éléments généralement très bien roulés. Ces « faciès rutilants » des anciens auteurs sont attribués au Pliocène du fait de leur superposition au Messinien, mais sans preuve paléontologique ; leur limite cartographique est une distinction lithologique (avec des possibilités de passage latéral difficiles à déterminer), c'est pourquoi ils ont été généralement notés m-p ; l'opinion de Gourinard (1977) qui range l'ensemble des dépôts néogènes dans le Miocène supérieur n'a pas été retenue.

Ces formations affleurent remarquablement dans les « bads lands » de Saillagouse, Nahuja, Osséja, All, Prats, etc.

p-IV. **Villafranchien supposé. Conglomérats et formations détritiques variées.** Attribution sans argument paléontologique.

Bien caractérisé dans le massif de Torruellas (Urus), par des conglomérats à éléments essentiellement calcaires (Dévonien), ce niveau est légèrement discordant sur les assises inférieures mais aussi sur la bordure paléozoïque du bassin.

A ce niveau ont été rapportées les formations détritiques (comportant de gros éléments de granite, gneiss ou schistes) discordantes sur la bordure cambro-ordovicienne (Greixa, col Rigat) notées a¹gl sur le 1/80 000.

FORMATIONS PLEISTOCÈNES

Elles n'ont généralement pas pu être datées : les notations utilisées sont donc purement chronologiques et les ensembles cartographiés sont ceux qui sont facilement distinguables sur le terrain ou en photo-interprétation ; l'âge et les relations de certains d'entre eux ont été diversement interprétés (Viers, 1961, etc.) : (voir tableau p. 22)

Gw. **Moraines supérieures de l'englacement maximal.** Développées sur les hauteurs des deux rives du Carol (moraines de Guils) ces formations sont morcelées par l'érosion (témoins de Guils ; Puig San Marti, las Ampardinas, etc.) et se terminent vers 1300 m d'altitude. Elles comportent

		(Viers, 1971, 1969)	(Gourinard, 1971 b)
	(Tardiglaciaire)	GE	
WÜRM		Gy	Gy Fy
_____	env. - 100 000 ans		
		G	Gw-Gx
RISS		Fy	Gx Fx
_____	env. - 300 000 ans		
MINDEL	(glacis préglaciaire)	Fw-Fx	Gw Fw
_____	env. - 650 000 ans		

beaucoup de blocs de granite altéré. A ce stade, a été rapporté l'arc externe du glacier d'Angoustrine (Villeneuve des Escaldes).

Gx. **Moraine intermédiaire.** Définie sur la rive droite du complexe du Carol sous la forme d'un arc (moraine de Saneja) dont les éléments granitiques sont altérés.

Gy. **Moraines basses.** Caractérisées par les remparts latéraux bien conservés du Carol et d'Angoustrine (feuille Mont-Louis) et les arcs frontaux successifs du Carol (moraines de la Vignole).

Dans le glacier du Tartres (bordure méridionale du Campcardos), trois stades notés Gw (La Maniga, riu Tort), Gx (riu Tartres) et Gy (Lac de Guils) ont été distingués, mais aucune corrélation n'a pu être faite avec le glacier du Carol.

G, GS. **Formations glaciaires de la haute chaîne.** Du côté cerdan, le stade d'englacement maximal n'est représenté que par des appareils de petite taille (6 km maximum) dont les moraines sont encore bien reconnaissables (G) dans les vallées d'Eyne, Planès et St-Pierre dels Forcats où le glacier du Cambre d'Aze, comme celui du Tartres, était un « glacier rocheux », très chargé en débris (« effet de paroi », Soutadé, 1980). On peut penser que l'érosion a complètement fait disparaître les appareils similaires des vallées de Llo, Err et Valcebollère dont il semble subsister les fonds d'auge sous la forme de quelques replats situés à 1 600 m environ (San Feliu, les Fontanilles, el Repla). Dans le reste du massif et particulièrement sur le versant méridional, aucune forme morainique n'a été bien conservée, mais des formations chaotiques glissées et démantelées (GS), occupent le fond de la plupart des vallées, de Nuria à la Tossa. Les cirques en demi-bol de la bordure des « plas » du Puigmal (voir fig. 3, p. 35) étaient alimentés par la neige soufflée et accumulée sur le versant pourtant le mieux exposé et le plus en pente (Viers, 1971) ; en aval du verrou de Nuria, on peut penser que lors de l'englacement maximal, la confluence du glacier d'Eugassers et de ceux des vallées du Pic d'Eyne, de Neu Fonts et des Mulleras (sur la feuille Prats de Mollo) constituait un appareil d'au moins 4 km (Fontboté y Riba, 1957).

FGw, Fw. **Fluvio-glaciaire et alluvions des hautes terrasses.** Particulièrement bien représentés dans la terrasse de Puigcerda (comportant de gros blocs ou galets granitiques) et celle de Villeneuve des Escaldes. A l'époque de ce dépôt peuvent être rapportés des alluvions ou des replats d'érosion

toujours en position très haute par rapport au Sègre actuel, en particulier ceux des environs de Greixa et Olopte puis de Caixans, Palau, Osséja, etc.

Fx. Alluvions fluviales des terrasses moyennes. Bien que fortement entaillées par l'érosion, elles forment une surface morphologique bien marquée dans le paysage cerdan : terrasses d'Ur, Ste Léocadie, Osséja, Bolvir, témoins de Mosoll, etc.

FGy, Fy. Cône de transition fluvioglacière des moraines de la Vignole et alluvions des basses terrasses. Ces basses terrasses reposent sur les formations tertiaires fortement disséquées après le stade x : le paysage cerdan acquiert les larges terrasses d'Err, Llivia, Alp et Prats ; le Sègre passe définitivement par le défilé d'Isobol (voir p. 34).

Jy, Jx. Cônes de déjection. Tandis que le cône de déjection de la Tartera (entre Das et Urus) est essentiellement constitué de matériaux dévoniens, les cônes moins spectaculaires des environs d'Urtg sont formés de galets de schistes.

Les stades Fy et Fx distingués dans les alluvions du Barranco de Planès, rive gauche du Rigart, ont une valeur purement chronologique.

FORMATIONS HOLOCÈNES ET ACTUELLES

GE, EG. Formations tardiglaciaires, moraines de névé. Le stade de retrait glaciaire correspond à des formations limitées aux fonds des cirques et remarquablement conservées (GE). Le plus souvent ces formes fonctionnent encore en moraine de névé (EG) lorsqu'elles sont abritées du soleil une partie de la journée. La photographie aérienne permet d'avoir, en stéréoscopie, des vues saisissantes de ces formations.

GP. Formations périglaciaires : dépôts meubles de pente, groize des « plas » schisteux, anciens éboulis fixés. Cet ensemble regroupe des formations d'âge divers dont la caractéristique commune est d'avoir conservé un modelé périglaciaire soit sur certains versants, postérieurement au retrait des grands glaciers (flancs des vallées de Nuria, Aiguaneix), soit sur des pentes plus douces, en bordure de la Cerdagne, ou même sur les grands « plas » schisteux (sols polygonaux exhumés ; Soutadé, 1970). Ces formations, généralement meubles mais parfois composées essentiellement de gélifracsts, sont actuellement reprises par l'érosion et se signalent partout par des zones ébouleuses que l'échelle de la carte n'a pas permis d'indiquer (voir p. 34).

N. Formations meubles d'origine éolienne. Recouvrement limoneux des « plas » de la Tossa et de Pleta Roja (Soutadé, 1980, p. 305) : ces dépôts extrêmement fins (28μ ; Soutadé, 1973) forment des placages rouges, subissant actuellement une dénudation végétale qui favorise leur érosion.

Fz. Alluvions récentes et actuelles. Le Sègre, le Carol, la rivière d'Alp et le Rigart ont un débit solide considérable et leur lit présente des nappes d'alluvions à très gros blocs. En fonction des conditions locales, les sédiments

tertiaires peuvent avoir été profondément entaillés par plusieurs niveaux de terrasses intermédiaires qui n'ont pas été indiquées sur la carte ; par contre, pour le Sègre, on a pu distinguer un niveau Fza situé quelques mètres au-dessus de la zone actuelle de divagation, et parfois très nettement entaillé.

La protection des ouvrages d'art doit tenir compte de l'érosion souvent importante, mais aussi de l'alluvionnement.

CF, FC, C. **Formations des fonds de petites vallées : alluvions et colluvions inséparables. Colluvions.** Le remplissage des fonds de petites vallées où le transport fluvial est faible ou inexistant correspond à des endroits humides favorables à la culture. Ces petites vallées ont généralement été creusées lors d'une période d'érosion antérieure (stade y ou x).

J. **Cônes torrentiels actifs ou anciens.** Cônes de déjection des petits affluents permettant le raccord entre les pentes très fortes et la plaine alluviale ; lorsque le niveau de base est très éloigné (plaine du Sègre), l'alluvionnement important (destruction des terrains néogènes ou schisteux) les surélève nettement par rapport à la terrasse qu'ils recouvrent.

E. **Éboulis actifs, éboulis à blocs ou à cailloutis non fixés.** Résultent de l'accumulation gravitaire de débris géolifracés se présentant en couloirs (favorables aux avalanches) ou en tabliers au pied des falaises ou des pentes très fortes.

Lorsque les éboulis anciens ont été fixés par la végétation il n'a pas toujours été possible de les distinguer. Ces formations (notées GP) sont cependant considérables et couvrent pratiquement l'ensemble des versants mais sur des épaisseurs généralement faibles.

L'utilisateur devra donc prévoir, particulièrement sur les versants pentus, la présence éventuelle de ces formations au-dessus du terrain indiqué sur la carte, et les risques qu'ils représentent pour la stabilité des ouvrages (remblais de passage de talweg, etc.).

ED. **Chaos de démantèlement.** Sous cette dénomination sont regroupés les éboulements et écroulements en masse pour lesquels l'intervention des phénomènes glaciaires est minime ou nulle.

EJ, JE. **Cône mixtes** (massifs de la Tossa et du Puigmal). Zones d'éboulis de haute montagne, sans torrent permanent, fonctionnant en large zone d'épandage sur des pentes moyennes ou fortes et favorisées par des conditions lithologiques particulières (terrains schisteux).

T. **Marais et prairies tourbeuses (mouillères).** Situées sur les plas du Roch Roig et du Puigmal, ces formations ne sont pas exploitables. L'étude d'une mouillère du Pla de Salinas a montré une nette tendance à l'assèchement dans les deux derniers millénaires (voir p. 39).

É. **Encroûtement calcaire.** Formations de pente consolidées, probablement contemporaines du stade y (lambeaux des pentes du torrent de las Planas, à l'W de la Tossa).

ƒ. **Concrétionnement ferrugineux.** Encroûtement de blocs éboulés

autour de l'émergence de Font Blanque (haute vallée du Sègre) et dans le ravin de Baillepouade (Err).

R. Formations résiduelles. Matériaux épars provenant d'une formation actuellement érodée et restés sur le substratum après un déplacement gravitaire restreint.

- Rh₁₋₂: galets de quartz ou lydiennes provenant des niveaux inférieurs du Dinantien (Pleta Roja);
- Rc: blocs de Maastrichtien (S Bor);
- RG: blocs morainiques dispersés sur les flancs ou le fond d'anciennes auges glaciaires;
- RF: replat morphologique, témoin d'un niveau de terrasse, parfois difficile à distinguer des terrains tertiaires sur lesquels il repose;
- RΣ: nombreux débris de paléovolcanite acide, sans affleurement visible.

X. Formations anthropiques. L'échelle de la carte n'a pas permis de distinguer tous les remblais des voies de communication et leur déblais lorsqu'elle ont été taillées à flanc de montagne. Seuls ont été figurés les plus grands déblais de carrières (sch. et lig.) et les remblais ferroviaires ou routiers les plus importants.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

GÉODYNAMIQUE INTERNE

Tectoniques et magmatismes anté-hercyniens

On ne connaît rien de la tectogenèse *précambrienne* à la fin de laquelle se sont mis en place les granites de type rapakiwi; elle a été suivie d'une orogénèse très importante puisque le sommet des gneiss hercyniens correspond à ce socle et aux formations sédimentaires résultant de son érosion.

La sédimentation *cambrienne* témoigne d'un volcanisme, de situation inconnue, dont les débris forment les « gneiss granulés » (voir p. 10).

Au *Caradocien*, la discordance marquée par les conglomérats de base semble indiquer des mouvements modérés (basculements et plissements), tandis qu'un volcanisme acide, se développe dans la région de Ribas (feuille Prats de Mollo). L'apport détritique et volcano-clastique est considérable dans toute la partie S de la feuille.

La tectogenèse hercynienne et le métamorphisme progressif

Elle est marquée par la discordance du Stéphanien sur les sédiments schistosés dinantiens, dévoniens et ordoviciens; son ampleur a été découverte tout d'abord au niveau des gneiss du Canigou et du Roc de France (1/80 000 Prades, 2^e édition). Les gneiss du Cambre d'Aze et de Nuria correspondent respectivement à la terminaison péri-anticlinale des massifs de Carança et du Freser (feuilles Prades et Prats de Mollo). Ces structures anticlinales sont dues à un gauchissement tardif de la foliation des gneiss qui représente le plan de déformation maximum de la tectogenèse profonde hercynienne.

Les massifs schisteux de l'enveloppe paléozoïque, Puigmal et Roch Roig, sont particulièrement favorables à l'observation des éléments structuraux : stratification, schistosités, plis et linéations dont les plus représentatifs ont été reportés sur la carte ; l'échelle, cependant, rend difficile la représentation de toutes les structures observables sur un même affleurement : le choix des mesures indiquées est donc arbitraire et diminue parfois considérablement la densité des mesures faites dans certaines zones (ravins, crêtes, routes). Les trois études menées dans ces massifs ont mis en évidence plusieurs générations de plis.

La phase des plis « anté-schisteux » (non représentée sur la carte).

Dans les alternances shalo-gréseuses de la forêt d'Osséja on peut observer une réorientation antérieure à la schistosité régionale : il s'agit donc d'une phase assez importante, généralement masquée par les déformations postérieures.

Cette phase est à mettre en parallèle avec la phase des plis anté-schisteux des environs de Jujols (feuille Prades) attribués à une tectonique de couverture, modérée.

La phase des plis « synschisteux » (→ sur la carte).

Elle correspond au plissement et à la gneissification du socle anté-cambrien et de sa couverture paléozoïque dans la nappe des gneiss du Canigou-Roc de France :

– dans les *gneiss mésozonaux*, les plis ne sont généralement plus visibles : la foliation représente leur plan axial et les linéations leurs directions d'étirement (phase 1 : Guitard, 1970 ; Santanach, 1972 a) ;

– dans les *micaschistes*, les charnières de plis sont plus fréquentes même si les recristallisations sont encore très importantes (phase 2 de la « zone inférieure », Santanach, 1972 a, 1973, 1974) ;

– dans les *schistes épizonaux*, les plis de type semblable admettent comme plan axial une schistosité initialement peu inclinée – et qui l'est encore très généralement aux environs du Puigmal (Llac, 1973) – correspondant à celle des micaschistes et à la foliation des gneiss ; elle affecte l'ensemble des massifs (schistosité « régionale ») sous la forme d'une schistosité de fracture très fine et très régulière. Les linéations d'étirement contemporaines de cette phase ont été décrites dans le conglomérat de Saillagouse (Guitard, 1970) et dans celui du Col de Finestrelles (Santanach, 1974).

– dans la *couverture dévonienne*, un grand chevauchement vers le NW sépare le massif du Moixero en deux unités (M1 Peñas Altas, M2 Montañetas).

Le métamorphisme hercynien (travaux de G. Guitard)

L'étude des relations entre le métamorphisme régional et la tectonique hercynienne montre que la culmination du métamorphisme est postérieure au développement de la schistosité régionale ; dans les micaschistes, la croissance des porphyroblastes lui est généralement postérieure : il existe une tendance générale à la recristallisation statique des minéraux guidés par les textures de déformation de la phase tectonique principale.

Les zones d'isométabolisme, définies à l'aide d'associations minérales, sont représentées par des isogrades (Z1, Z2) situés dans le Paléozoïque à faible distance des gneiss (effet de socle).

Les micaschistes mésozonaux sont ainsi séparés en deux zones et passent progressivement aux schistes épizonaux.

Micaschistes de la zone de la cordiérite et de l'andalousite. Zone comprise entre le toit des gneiss et l'isograde Z2, dans laquelle une zone à staurotite d'une centaine de mètres n'a pas été distinguée. Ces micaschistes (annexe 2.2) très recristallisés renferment des porphyroblastes de cordiérite et d'andalousite, généralement bien visibles à l'œil nu. En fait, cet ensemble peut être subdivisé en deux zones d'intensité croissante : la zone de la cordiérite proprement dite, de faible épaisseur (environ 100 m) caractérisée par l'association (cordiérite-biotite-muscovite-chlorite) puis la zone de l'andalousite où l'association (andalousite-biotite-cordiérite-muscovite) est fréquente. Dans les marbres (annexe 2-3 et 4) dérivant de dolomies siliceuses se caractérise la zone de la forstérite ou trémolite-actinote.

Micaschistes de la zone de la biotite Z^{bl} (annexe 2-1). Zone située entre les isogrades Z2 et Z1 et caractérisée par les associations (muscovite-biotite-chlorite) ou (muscovite-biotite). La limite supérieure de cette zone est difficile à tracer car la disparition de la biotite est très progressive et l'aspect du mica-schiste ne change pas brusquement.

Schistes épizonaux à séricite et chlorite. Au contact de la zone de la biotite il existe des micaschistes bien recristallisés, à muscovite et chlorite, sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres. Ces micaschistes passent progressivement vers le haut à des schistes plus finement recristallisés à séricite et chlorite, dans lesquels persistent des reliques de minéraux et de textures sédimentaires. Vers le sommet de l'Ordovicien, ainsi que dans la Paléozoïque supérieur, la recristallisation est de plus en plus fine et les micas détritiques sont bien reconnaissables (zone de micas clastiques de Barrow) ; néanmoins, tous ces terrains sont faiblement métamorphiques (épizone).

Les phases « tardives » (→ sur la carte) :

a) à l'échelle de l'affleurement, on observe toujours le plissement de la schistosité « régionale » par des plis et microplis « postschisteux » (phase 2 de Guitard, 1970 et Santanach, 1974, « zone supérieure » ; phase 3 de Llac, 1973) ; ces plis sont accompagnés d'une schistosité de fracture en éventail, contemporaine des ondulations à l'échelle des massifs, généralement sub-verticale et de direction souvent proche de N125.

b) les phases de plis en chevrons ou en kink-bands, et de crénelation sont des déformations encore plus tardives, accentuant les grands plis de la phase précédente ; il est difficile de faire la part d'un éventuel jeu tertiaire, en particulier pour les kink-bands horizontaux du revers S du Puigmal.

Tectonique et magmatisme tardi-hercyniens

Il n'est pas encore possible de reconstituer avec précision la chronologie (et éventuellement la concomitance) des phénomènes magmatiques et

tectoniques de la période stéphano-permienne : leurs relations géométriques montrent seulement qu'ils sont tous postérieurs aux plissements majeurs hercyniens.

Les nappes de glissement du SW de la feuille

Sur la haute chaîne, entre la Tossa et Pleta Roja, aussi bien qu'en bordure de la Cerdagne entre Alp, Riu et Isobol, ont été cartographiées une suite de successions anormales, où la superposition du Dévonien inférieur sur les schistes et conglomérats carbonifères est la plus fréquente ; la présence de lambeaux de calcaires siluriens dans les contacts est à peu près générale et le rôle tectonique de cet étage (O. Mengel, 1914) comme niveau de décollement est tout à fait classique.

On peut ainsi définir au moins cinq unités :

● **la nappe Balltarga-Masella (complexe B)** qui comporte :

— près du Sègre, une partie du Tosal d'Isobol et l'ensemble du massif de Balltarga,

— au S, dans la région de Riu, le Dévonien en contact anormal sur le Carbonifère de Bor et Canals (Boissevain, 1934), et recoupé par des venues éruptives stéphaniennes,

— entre Sant Grau, Alp et Masella une zone complexe où plusieurs unités (B1, B2 et B3) se superposent. Les pendages des contacts sont inclinés vers le S près du Sègre et vers le N près de Riu : on peut donc parler de « synclinal de nappe » dû aux déformations post-néogènes.

La nappe B1 est postérieure à l'intrusion stéphanienne, mais antérieure au Permien de Sant Grau qui repose en discordance à la fois sur le Dévonien inférieur B2 (dont il reprend les éléments en une brèche calcaire de quelques mètres d'épaisseur) et sur les schistes et conglomérats carbonifères B1, localement rubéfiés : il semble donc possible d'avoir ici un repère dans la datation de ces recouvrements qui sont typiquement superficiels.

Les unités allochtones de la haute chaîne :

● **la nappe de la Tossa d'Alp (unité T)** : la disposition évidemment « flot-tante » du sommet de la Tossa et de son prolongement vers le Sud a été très tôt reconnue (Mengel, 1911 b) ; c'est en fait une klippe (Fontboté, 1949) avec rabotage basal (Santanach, 1974). La nappe se prolonge à l'Est du Coll del Pal où elle s'enfonce sous le Puig Llansada et s'élargit au Pla de Anyella où elle repose au-dessus de l'unité autochtone des gorges du Barranco de Pla de Rus ;

● **l'unité Llansada (L)** repose à plat sur le toit carbonifère de la nappe précédente, mais, vers le N, les contacts sont difficiles à suivre lorsque le Carbonifère n'est plus interposé entre les deux unités ;

● **l'unité Rus-La Creueta (R)** : au col de La Creueta affleure une unité localement très réduite, qui semble se biseauter vers le Nord mais qui se prolonge, en dehors de la carte, par l'ensemble des calcaires dévoniens descendant jusqu'à Castellar de Nuch (Fonts del Llobregat, voir le chapitre hydrogéologie p. 41) ;

● **le complexe de la Pleta Roja (unité P)** : les conditions d'observation de ce secteur en rendent l'interprétation tectonique difficile ; le sommet est constitué d'une nappe parfaitement horizontale et la masse entière du massif se

superpose à l'unité précédente. La mise en place d'une partie au moins de cet ensemble lors de la tectogenèse pyrénéenne ne peut être exclue.

Origine et reconstitution de ces unités : une origine septentrionale a été proposée (Llac, 1979) pour l'ensemble de ces unités, qui, avec leurs parties masquées représentent une surface de 200 km² ; en admettant les déplacements les plus minimes, et en fonction des zones nécessairement érodées, il est possible de reconstituer une partie importante de la couverture dévono-carbonifère initiale de la feuille (fig. 2, p. 31). Des déplacements similaires peuvent être envisagés dans la zone d'origine des sédiments paléozoïques repris ensuite dans les nappes tertiaires de Campellas (voir page suivante).

Le magmatisme

La différence des niveaux atteints par l'érosion permet de l'observer, du N au S, sous ses formes plutonique, filonienne et volcanique :

- la mise en place du granite de Mont-Louis est liée à une schistosité tardive de direction moyenne N065, caractéristique des schistes tachetés de son auréole de métamorphisme qui recoupe toutes les structures plissées hercyniennes ;
- les filons « dacitiques » (Σ^a) que l'on retrouve depuis Nuria jusqu'à Ger ont été rattachés à ce magmatisme (Cavet, 1958 ; Llac, 1973) ;
- les premiers épanchements ignimbritiques ($\Sigma\rho$) reposent en discordance sur le chevauchement du Moixero, et sont *antérieurs aux nappes de glissement* (au moins à B1) ;
- la deuxième série volcanique ($\Sigma\rho C$) s'est mise en place *après la dénudation de l'Ordovicien* de la série de Campellas : il est tentant d'imaginer le glissement (au niveau du Silurien) de la couverture « Campellas » depuis sa zone de dépôt initial (fig. 1D), avant ce volcanisme.

La tectonique cassante tardi-hercynienne

L'absence quasi totale de sédiments post-hercyniens ne permet pas de montrer comme à l'W ou au S de la feuille (variations brutales et considérables des épaisseurs de Stéphano-Permien) le jeu des failles tardi-hercyniennes, qui sont de plus masquées ou réactivées par une très importante tectonique cassante tertiaire.

On retrouve cependant les principales directions de fracturation reconues dans l'ensemble des Pyrénées orientales (Fontboté et Guitard, 1958) :

- **EW : filons de quartz** (jusqu'à 10 m d'épaisseur) des massifs gneissiques (recoupant le granite de Costabonne sur la feuille Prats de Mollo) ;
- **NW-SE : grandes fractures** du granite de Mont-Louis, des gneiss du Freser, des schistes et micaschistes de Llivia, d'Eyne et de Llo ; un accident de même direction a été proposé pour la vallée d'Osséja (Llac, 1973) mais n'a pu être mis en évidence cartographiquement ;
- **NE-SW : direction « catalane »** (Gourinard, 1971 a) correspondant à l'accident profond majeur, encore actif (linéament Cerdagne-Têt-Conflent), mais qui dès cette époque fracture la zone synclinale Eyne-Fonpédrouse-Thués (Guitard, 1970) ; il est marqué par d'importantes mylonites ;
- **NS : filons de quartz** (1 à 2 m d'épaisseur) accompagnés de brèches (N Aiguaneix).

La tectorogénèse pyrénéenne

Aux environs de Campellas, deux unités ont été distinguées (Robert, 1980) :

- l'Allochtone I, ou unité de Campellas (voir p. 12) repose sur l'Ordovicien du Rigart par l'intermédiaire de niveaux siluriens qui lui ont permis de se mettre en place par glissement ;
- l'Allochtone II, à matériel essentiellement dévonien et stéphano-permien, superposée à la précédente, est située trop au S et au SE pour figurer sur la carte (klippe de La Cubil et Piedra Picada, 2045 ; Taga, rive gauche du Freser), de même que la « fenêtré de Ribas » (Mengel, 1909 a ; Fontboté, 1949) où apparaît, sous l'unité I, du Garumnien « autochtone ».

L'écaillage vers le SE de l'apophyse gabbro-dioritique de Ribas, postérieur à la mise en place de l'unité de Campellas, résulterait d'une seconde phase tectonique (de même que l'Allochtone II).

De tels accidents, contemporains du serrage pyrénéen doivent être nombreux sur l'ensemble de la feuille (faille de la Têt, phases en kink-bands ?) mais leur âge est impossible à déterminer en l'absence de terrains post-hercyniens : seul est visible leur éventuel rejeu néotectonique.

En dehors de la feuille (voir schéma structural) quelques faits importants méritent d'être signalés :

- au SSW, la nappe de Pedraforca (Séguret, 1972) repose sur l'Éocène de la Sierra del Cadi par l'intermédiaire de Trias qui a permis son déplacement depuis une zone (à la limite des feuilles Mont-Louis et Saillagouse) où la sédimentation secondaire, essentiellement crétacée, avait près de 2 000 m d'épaisseur.
- au SSE, d'importants chevauchements vers le S ont été mis en évidence (Séguret et Vergely, 1969) ; généralement sub-parallèles à la stratification, leurs fermetures anticlinales frontales sont basculées en « têtes plongeantes » par une seconde phase synschisteuse.

Essai de reconstitution de la répartition paléogéographique des unités allochtones pyrénéennes (fig. 2).

L'unité de Campellas provient d'une zone où le complexe ignimbritique du Pla de la Serra s'est déposé directement sur l'Ashgillien et où le Jurassique et la base du Garumnien présentent des faciès d'émergence ; bien que le chevauchement limitant au N le massif plutonique de Ribas ait été proposé comme étant sa zone d'origine, une provenance beaucoup plus septentrionale expliquerait les différences de faciès avec l'autochtone du Rigart, et la présence de Silurien en « semelle » : il aurait pu être « emprunté » à une zone intermédiaire lors du glissement de la nappe.

L'allochtone II proviendrait de cette zone intermédiaire (fig. 1D).

La nappe de Pedraforca représenterait un épaissement important, vers le N, des séries secondaires réduites de la bordure cerdane (Pedra) ; l'ensemble de la feuille a dû être recouvert par les formations continentales garumniennes, mais seule sa moitié S a vu la transgression des calcaires à alvéolines (Ilerdien) qui a été interrompue par le bombement à l'origine du glissement de la nappe vers le S ; celle-ci se trouvait encore sur la feuille au Luté-

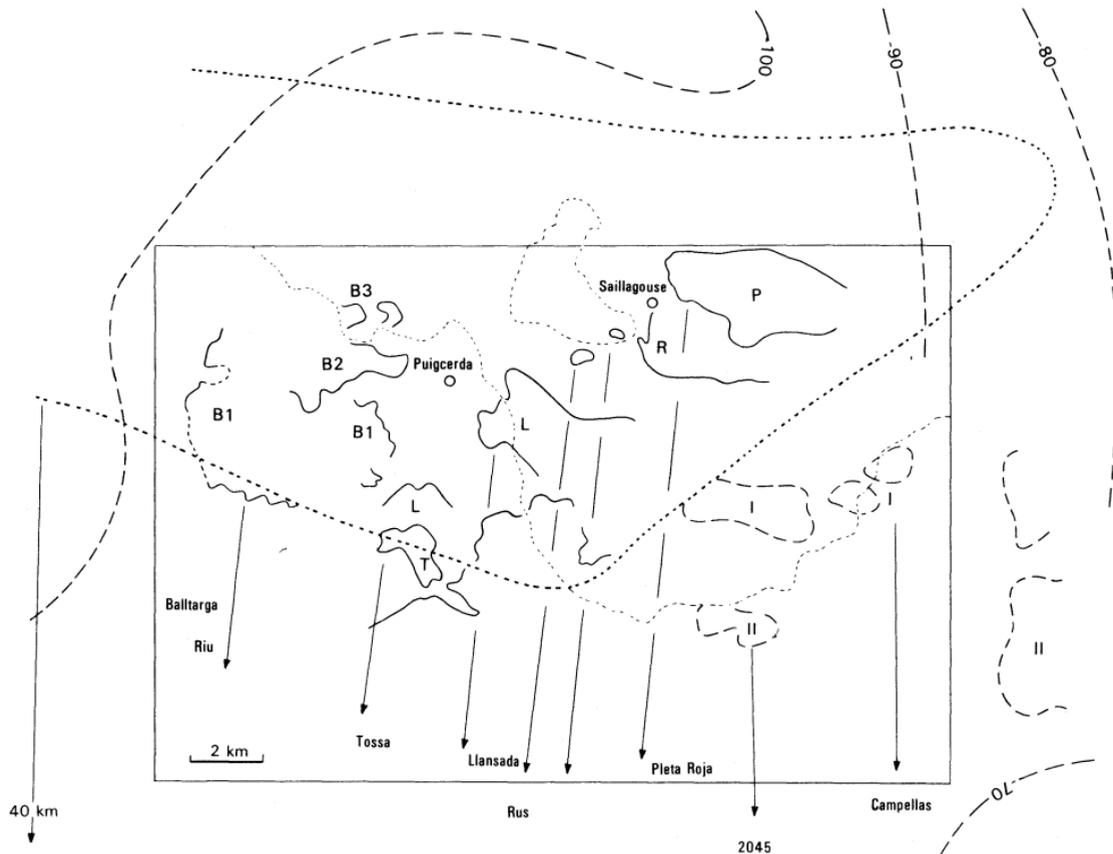


Fig. 2
Essai de reconstitution
de la répartition paléogéographique
des unités allochtones
tardi-hercyniennes et pyrénéennes

La figure (données de Llac, Robert et Séguret) représente, avec les déplacements les plus minimaux, la disposition initiale des trois groupes d'unités allochtones.

-  Nappes tardi-hercyniennes
-  Nappe de Campellas (Allochtone I)
-  Nappe (Allochtone II)
-  Nappe de Pedraforca
-  Sens et valeur minimum du déplacement
- Gravimétrie
-  -70 Isanomales de Bouguer (BRGM, 1975)

tien inférieur, puis au-dessus de la Sierra del Cadi au Lutétien moyen (Séguret, 1972).

Néotectonique

L'évolution des sédiments néogènes indique une augmentation progressive des reliefs à la périphérie de la Cerdagne, mais il est particulièrement difficile de reconstituer, dans le détail, la succession ou la concomitance des phénomènes tectoniques et sédimentaires qui se sont produits sur les bordures, encore visibles aujourd'hui, de la dépression.

Si l'accident profond Conflent-Têt-Cerdagne induit encore une zone de fragilité, les fracturations en surface sont surtout E-W et NE-SW et sont bien représentées dans le Paléozoïque ; si les microlinéaments détectés sur photographies aériennes (Llac, 1977) ne correspondent pas tous à des failles récentes, il est certain que cette fracturation d'ensemble facilite la déformation à grand rayon de courbure des massifs paléozoïques ; les sources thermales (voir p. 41) utilisent ce réseau.

L'activité tectonique de la Cerdagne est encore marquée épisodiquement par des tremblements de terre (annexe 4) : l'exploitation de ceux du 20 juillet 1980 (Gallard et coll., 1985 : magn. 3,9) et du 26 septembre 1984 (Olivera et coll., 1986 : magn. 4) a montré le rôle des grands accidents E-W et NE-SW ; des mouvements de flexure sont également perceptibles, mais seulement sur plusieurs dizaines d'années : cas (cité par Solé, 1971) du clocher de Guils que l'on ne voyait pas auparavant depuis la Plaza de las Monjas, à Puigcerda ; un fait identique a été remarqué à Llès (feuille Bellver, Solé y Llopis, 1947 b).

Structure profonde

Les données de subsurface sont peu nombreuses :

- **les deux sondages importants** de Concellabre (numéro d'archivage : 3.01), 301 m, à Ste Léocadie, et de Tartera (Solé, 1971), 180 m, à Das, sont restés dans le Néogène, et ne comportent pas de valeur de pendage ;
- **les galeries des mines de lignite** (Solé, 1971 ; Closas, 1948) étaient peu profondes (généralement 10 à 12 mètres, exceptionnellement 40 ou 50) et n'excédaient pas la centaine de mètres de longueur, les couches étaient horizontales ou peu inclinées (10° vers le SE à Sanabastre), cependant, à Das les travaux ont mis en évidence leur redressement brutal jusqu'à la verticale ;
- **les réseaux karstiques** dont la cartographie a été publiée (Canals et coll., 1970 ; Vendrell y Filba, 1975) montrent une nette dépendance des conduits vis-à-vis de la stratification et des failles ;
- **des mesures de résistivité** (Gourinard, 1971 a) ont mis en évidence les contacts Tertiaire-Primaire masqués par les formations quaternaires (faille à l'W d'Enveigt, reportée sur la carte) ; des profils longitudinaux et transversaux à travers le bassin néogène (Pous et coll., 1986) viennent de montrer que l'épaisseur des sédiments peut aller jusqu'à 700 mètres.
- enfin, **une première étude sismique** (1983) a retrouvé le même ordre de grandeur (un kilomètre d'épaisseur) pour le Néogène (Gallart et coll., 1985).

A l'échelle de la croûte continentale (fig. 2) :

- **l'anomalie de Bouguer** (carte gravimétrique à 1/1 000 000, 1975) évolue de -100 au NW à -70 au SE, ce qui correspond à la remontée de la racine crustale dont le maximum se trouve sous l'Andorre et la Maladetta ;
- **deux tirs de sismique expérimentale** (dans le cadre de « grands profils » mettant en jeu plus d'une douzaine de sites, le long des Pyrénées) ont été effectués au SE d'Osséja en 1978 (0,5 et 1,5 t d'explosifs) ; les résultats (Gallart et coll., 1980) précisent les données gravimétriques : la profondeur du Moho passe de 45 km au NW à 30 km au SE ; de plus, une discontinuité à 12-14 km de profondeur sépare une croûte « supérieure » (vitesse de 6,1 km/s) de son soubassement (6,3-6,4 km/s), tandis que la vitesse de propagation dans le manteau supérieur est de 8,0-8,1 km/s.

GÉODYNAMIQUE EXTERNE

Paléogéomorphologie

Les reliefs actuels résultent de différentes étapes géomorphologiques, bien difficiles à reconstituer dans le détail du fait du remodelage continu dû aux actions climatiques et tectoniques (Biro, 1937 ; Gottis, 1972).

Les surfaces d'érosion (ou les paléoreliefs) posthercyniens ne peuvent être reconstitués qu'hypothétiquement (fig. 1) du fait de la rareté de leurs traces.

L'érosion tertiaire est marquée, au contraire, par de nombreux niveaux — bien visibles dans les paysages cerdans (voir schéma structural) — dont l'altitude moyenne a parfois servi de repère chronologique ; ces replats ou ces surfaces doucement inclinées se développent aussi bien sur les granites (Carlit et Campcardos, feuille Mont-Louis), sur les schistes (« plas » du Puigmal occidental, Roch Roig, N et S de la vallée du Rigart, N Mata Negra, etc.), ou les calcaires (Tossa, Llansada, Pleta Roja).

- *Les hautes surfaces* posent de difficiles problèmes morphologiques : les « plas » sommitaux subhorizontaux sont indéniablement faillés (gradins du Plas de Salinas, par exemple), mais il est parfois difficile de faire la distinction entre un effondrement et la limite d'érosion d'un cycle postérieur ; de plus, alors que les premières interprétations proposaient une immense pénéplaine plus ou moins bombée ou basculée, l'existence de paléoreliefs (Boissevain, 1934) et de pentes notables (Soutadé, 1980) est aussi évoquée, ce qui supprimerait pour les reconstitutions l'avantage d'une surface initiale horizontale (Llac, 1977) ...

- *Les replats subsommitaux* (ou niveau des fonds de cirque, Boissevain, 1934) des hautes vallées sont les témoins d'une phase d'érosion plio-villafranchienne (Viers, 1969 ; Soutadé, 1980) au cours de laquelle les reliefs sont vivement accentués (du fait des mouvements relatifs plaine-haute chaîne) ; c'est dans ces larges incisions que vont s'installer les glaciers quaternaires, en contrebas des surfaces sommitales.

L'évolution du réseau hydrographique plio-quaternaire :

- le col de la Perche a tout d'abord constitué la communication avec le bassin de la Têt ;

- après l'ouverture du passage vers La Seu d'Urgell (par capture karstique au méridien de Pont de Bar ?), le drainage devait se faire vers le S de Bellver par le Coll del Saig au cours des stades w et x, et ce n'est qu'au stade y que le Sègre emprunte le défilé d'Isobol et que le rio Duran ne passe plus par Olopte (les remplissages d'alluvions des grottes du massif calcaire sont les témoins de la capture karstique du rio depuis le bassin de Bellver) ;
- au stade y, le Sègre (ou l'Angoust ?) passait encore au N de la colline de Llivia.

Affaissements et glissements

- *Les falaises calcaires* du massif de la Tossa d'Alp s'effondrent progressivement à la tête du cirque d'Oriola et encore plus spectaculairement tout autour du bassin de réception du riu de Greixer (fentes ouvertes de plusieurs mètres de largeur mettant à jour le karst) ; il en est de même pour les bords de la klippe de Barracas de Rus (x = 570,6).
- *Dans les schistes et micaschistes* de toutes les hautes vallées entourant le Puigmal, la Tossa d'Err et le Goro Blanch, des pans entiers de versants se tassent progressivement (depuis la disparition des glaciers ?) le plus souvent en réutilisant des fractures préexistantes.
- *Dans le Néogène*, des glissements en masse se produisent facilement (N et E de Saillagouse) ; la partie du massif de Torruellas située au N de la crête 1305-1308 est une énorme loupe de glissement probablement mise en mouvement lorsque le Sègre passait à ses pieds ; des lambeaux du placage sommital de conglomérats ont donc glissé vers Prats ou le Coll del Saig et reposent sur divers termes des argiles et lignites sous-jacents, sans qu'il y ait discordance (Gourinard, 1977).

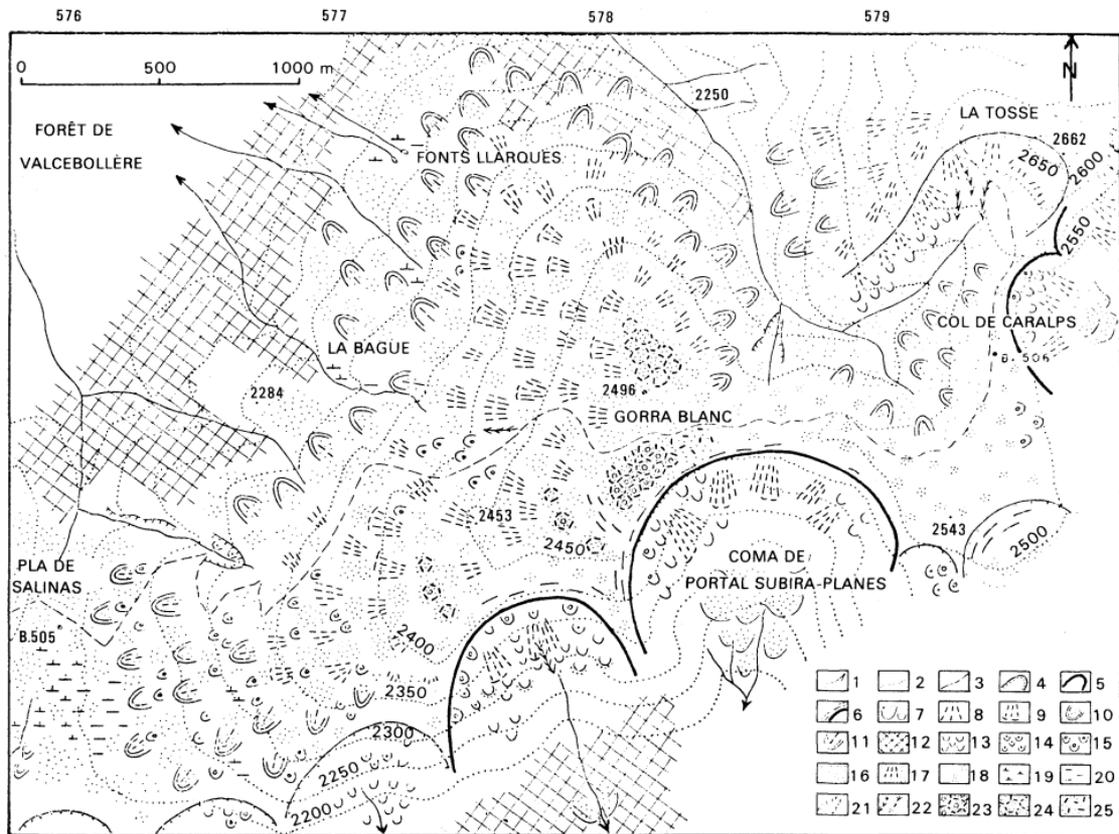
Dynamique et modelés supraforestiers actuels

La dissection est dominante aux extrémités de la haute chaîne :

- *dans les massifs calcaires* ou calcaro-dolomitiques à très forte dénivellation, la gélifration est particulièrement active (diaclyse, schistosité et stratification) et alimente d'actifs couloirs d'éboulis ;
- *au NE du Puigmal*, les hautes crêtes schisteuses sont empâtées par des groises tardiglaciaires, fixées par la végétation, qui sont parfois reprises en éboulis lités fonctionnels, comme sur le versant S du Pic de Finestrelles (Soutadé, 1975, 1980) ; la dynamique de ces nappes de blocailles sans végétation (« Terragalls ») est amorcée par la dénudation de certaines zones entraînant des variations thermiques plus grandes, défavorables aux espèces végétales de la pelouse d'altitude dont la disparition accélère le départ des fines ; la gélifluxion permet alors le transit, en surface, des éclats schisteux qui recouvrent le restant de végétation, tandis qu'en amont apparaissent des sols striés très hétérogènes.

L'aplanissement des grandes surfaces sommitales schisteuses :

- à l'W du Puigmal, les recherches géomorphologiques et phytogéographiques de G. Soutadé (1970, 1973, 1980) montrent que la dynamique d'ensemble affectant les formations superficielles tardiglaciaires conduit à une oblitération continue de la structure du gradin tectonique de Gorra Blanc (fig. 3) :



1. Cours d'eau
2. Courbe de niveau
3. Piste du Puigmal
4. Niche de nivation
5. Bordure de coume
6. Amorce de macrobanquettes de bordure de cirque
7. Moraine à éléments meubles et végétalisée
8. Nappe de débris
9. Nappe de débris avec dalles disposées en collerettes
10. Loupe à recouvrement végétal élevé (50%)
11. Loupe partiellement cryoplanée et végétalisée ponctuellement par *Festuca durissima*
12. Forêt et lande arborée
13. Terrassettes à gispet (*Festuca eskia*)
14. Terrassettes à *Festuca scoparia*
15. Terrassettes à *Festuca durissima*
16. Pelouse compacte
17. Pelouse compacte en bordure de nappes de débris
18. Pelouse à écorchures et rocailleuse
19. Buttes gazonnées fonctionnelles
20. Buttes gazonnées asséchées
21. Secteur érodé
22. Ravines
23. Cercles de pierres révélés par la végétation (ostioles limoneux)
24. Cercles de pierres révélés par la végétation, absence d'ostioles limoneux
25. Cercles de pierres détruits par la géliturbation

Fig. 3 - Modelé supraforestier du Puigmal occidental (Soutadé, 1980, fig. 76A)

— au sommet, sur la surface plane, des touffes de trèfle alpin entourent des zones dépourvues de végétation : les racines de ces plantes recherchent en profondeur les cloisons caillouteuses d'anciens sols polygonaux dont le diamètre peut atteindre 4 à 5 mètres ; les cœurs limoneux sont affectés par des mouvements internes dûs à la géliturbation ;

— en bordure des plas, sur d'anciennes loupes de solifluxion très hétérogènes se forment des sols striés décimétriques dont les nappes de débris se diluent dans la pelouse en la recouvrant à leur front suivant des collerettes de dalles ; des expériences ont permis de mesurer les déplacements des cailloux et d'observer la reconstitution des sols striés en 2 ou 3 ans, selon la profondeur de la destruction.

● sur les versants et les plas déboisés du *Roch Roig*, la « mouillérisation » et le réseau d'anciennes loupes sont particulièrement bien visibles.

● sur les *calcschistes dévoniens* (Tossa, Llansada, Pleta Roja), des processus identiques sont observables, mais avec des volumes limoneux bien plus importants ; l'érosion des formations éoliennes (N) révèle partout un ancien dallage dû au déplacement des débris plats, même sur des pentes faibles, lors du stade glaciaire final.

OCCUPATION DU SOL

VÉGÉTATION, SOLS ET CULTURES

Pour des altitudes comprises entre 940 et 2910 mètres, avec des versants d'exposition très variée, des différences thermiques et pluviométriques considérables entre la plaine et la haute chaîne (respectivement 600 et plus de 1 300 mm de précipitation), la feuille Saillagouse présente un remarquable étagement altitudinal allant de la zone méditerranéenne à la zone alpine.

Si le volume de la végétation n'est pas très important (en particulier du fait de l'action de l'homme), la flore, par contre, est extrêmement riche : les Pyrénées orientales sont une zone de brassage de flores où l'extension relativement réduite des glaciers quaternaires a permis l'interférence des migrations de végétaux venus du Nord (espèces Boréo-arctiques) et venus du Sud (espèces Euro-méditerranéennes) se mêlant à la flore tertiaire ; les espèces endémiques y sont extrêmement nombreuses (vallées de Planès, Eyne, Llo, etc.).

La haute altitude de la plus grande partie du territoire et les fortes pentes ne favorisent guère l'évolution pédologique des différents groupes lithologiques formant le substratum :

Les sols d'alluvions fluviales quaternaires et tertiaires : les sols hydromorphes des alluvions Fz de la plaine cerdane sont caractérisés par des galeries d'arbres le long des rivières, des prairies de fauche et un bocage tout à fait typique, tandis que sur le Tertiaire et les anciennes terrasses prédominent les céréales ou (en fonction des possibilités d'irrigation) pommiers, poiriers et pommes de terre.

Le groupe des roches mères siliceuses occupe la plus grande surface :

— les gneiss et une partie des granites affleurant dans les régions de haute montagne ne donnent pas de lithosols ou des rankers alpins nourrissant une

maigre végétation (pelouse à fétuque) ; aux basses altitudes, les granites sont fortement altérés et présentent une arénisation permettant la culture en labours ;

— sur les schistes primaires (k-0, h1-2), aux rankers alpins des hautes crêtes du Puigmal succèdent les formations périglaciaires des « plas » où l'extension des espèces méridionales favorise l'érosion des pentes supraforestières ; les acides humiques de ces rankers ont des compositions semblant varier en fonction de l'activité périglaciaire (Serve, 1975) ; les recouvrements argileux et une couche d'humus hérités des périodes antérieures permettant le pâturage des troupeaux en estive (pelouses des « plas » du Puigmal et du Roch Roig) ; au-dessous de 2 200 mètres, les associations de sols ocres podzoliques et de lithosols supportent les forêts de l'étage subalpin, avec la série du pin à crochets et les landes à genêts ou à rhododendrons, puis plus bas, la série du pin sylvestre avec lande à genêts, comportant parfois le chêne sessile et le sapin ; le hêtre se développe sur le versant humide du riu de Greixer ; enfin, dans les vallées d'Alp et du Rigart, la série du chêne pubescent est représentée, avec même quelques stations de chêne vert ; de nombreux reboisements sont effectués à Nahuja, Osséja, Llivia, Ger, Montmelus, etc., sur l'emplacement des « artigues » médiévales (anciens champs gagnés sur la forêt).

Les roches mères carbonatées (SW de la feuille et sporadiquement à l'E) : les calcaires, en haute montagne, donnent par gélivation, des lithosols ; les formations meubles éoliennes et l'évolution des calcshistes dévoniens donnent des rendzines qui permettent le pâturage d'estive des importants troupeaux d'ovins, bovins et chevaux depuis le Pleta Roja jusqu'à la Tossa ; les pentes septentrionales du Moixero sont recouvertes de résineux à sous-bois de lavande et de buis.

PALÉOBOTANIQUE (fig. 4).

Quelques données *paléobotaniques* méritent d'être rappelées :

— le **Carbonifère inférieur** présente parfois des grès à plantes (chemin de la Fou de Bor) ; cependant, le gisement du Saltant de l'Aigue a livré *Archaeocalamites* et *Sphenopteridium speciosum* (détermination : Greber, BRGM) d'âge *viséen* ($x = 563,5$ $y = 0,6$) ;

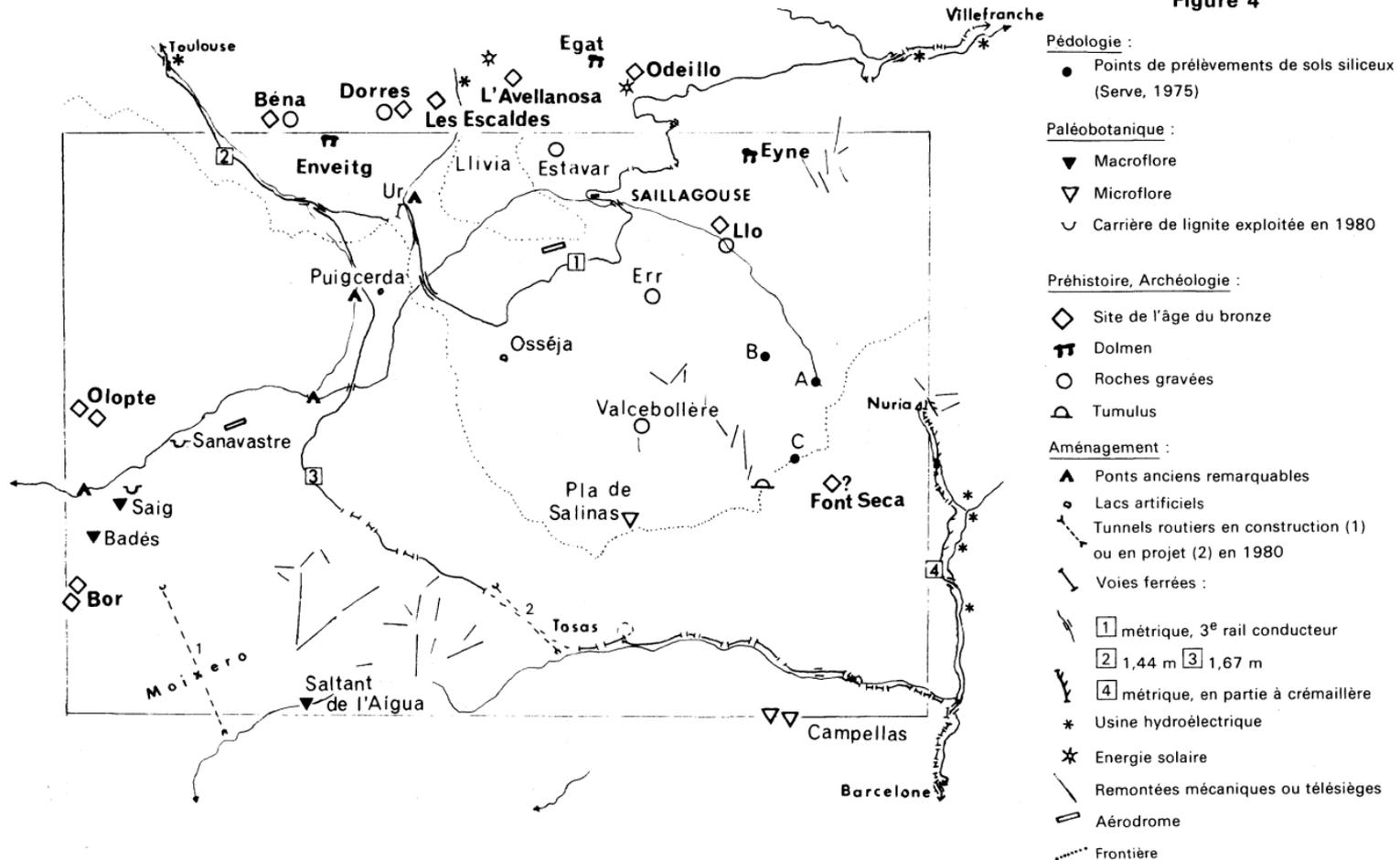
— l'**étude palynologique** de deux formations de l'**unité allochtone de Campellas** (voir p. 18 et 19) permet, pour la première fois, leur datation (déterminations : Doubinger, Centre de Recherche de Sédimentologie, Strasbourg) :

● à la base des laves, un niveau conglomératique « lie-de-vin » a livré quelques débris de bois, des spores et des grains de pollen dont le nombre est insuffisant pour indiquer un âge précis (espèces communes du **Stéphanien supérieur au Trias inférieur**) ;

● le **Jurassique** a été identifié par la présence de spores et de grains de pollen accompagnant des petits débris de bois et des fragments de cuticule de feuille ; la liste des espèces inventoriées (annexe 3-6) indiquerait plutôt un âge Jurassique inférieur à moyen ;

— le **Garumnien** de la nappe de Pedraforca (voir p. 30) comporte des gisements de lignite qui sont parmi les plus importants d'Espagne (mines

Figure 4



de Serchs et Guardiola de Berga); ces dépôts se sont initialement formés approximativement sur l'emplacement de la Cerdagne ;

– **le Néogène**, particulièrement riche, présente :

- des niveaux ligniteux (couche n° 1 de Depéret et Rérolle, 1885) généralement peu épais (avec un maximum de 10 m à Estavar où les anciens auteurs parlent de troncs entiers) ;
- des niveaux d'argiles gris-bleu qui avaient déjà fourni 50 espèces différentes, (remarquablement décrites, Rérolle, 1885) ; les seuls gisements du Coll del Saig et de Badés ont permis l'identification (Menendez, 1955) de plus de 130 espèces parmi lesquelles des diatomées (4 espèces), des champignons (3), une fougère, mais aussi un sapin, un if, un genévrier, un typha et divers genres de bouleaux, aulne, charme, hêtre, chêne, noyer, peuplier, saule, orme, figuier, tilleul, érable, rhododendron, frêne, etc. (annexe 3-8c), dont les feuilles sont particulièrement bien conservées.

– **Holocène** : l'étude palynologique d'une mouillère du Pla de Salinas (Jalut, 1971) a montré une tendance à l'assèchement depuis le début de notre ère (datation 0 BC) et les apports de l'homme (céréales, vigne, noyer) qui sont d'ailleurs précisés par les découvertes archéologiques (céréales trouvées dans le sites de la Fou de Bor ; blé, orge et pois dans celui de Llo).

PRÉHISTOIRE (fig. 4)

État des recherches préhistoriques et protohistoriques en 1980 (feuilles Saillagouse et Mont-Louis ; publications citées seulement pour la première).

Aucun témoin d'une occupation paléolithique de la Cerdagne n'a encore été trouvé, mais les fouilles de la grotte B d'Olopte (Canals et coll., 1970), ont mis à jour en-dessous d'un niveau de l'âge de Bronze, divers ossements de mammifères attribués au Wurmien (Villalta, 1974 ; voir annexe 3-9, p. 62).

La première utilisation des grottes de la Fou de Bor (Canals et coll., 1970) a été rapportée à l'Azilien (Mésolithique) et correspondait à des inhumations (découverte d'un crâne entier en 1922).

Les céramiques néolithiques, bien connues dans la principale cavité de Bor (Tuta Gran) où elles sont associées à des ustensiles et des ornements en os ou en pierre, et dans d'autres gisements proches (Rovira y Barreres, 1975) ainsi que dans les grottes d'Olopte (associées à de grands silex taillés), sont par contre assez peu nombreuses en Cerdagne française. Quelques sites ont toutefois livré des pièces intéressantes et sont pour la plupart situés sur la feuille Mont-Louis (fig. 4). La station des Tartères, à Villeneuve-les-Escalades, a livré de la céramique chasséenne associée à une belle série de lames en silex blond (M. Martzluff).

Les rares *dolmens cerdans* comme la Cova del Camp de la Marunya, à Enveigt et le dolmen de la Borda, à Eyne (J. Abelanet) ou le dolmen d'Egat (P. Campmajo), ont livré un mobilier assez pauvre, mais qui permet tout de même de dater leur construction de la fin du Néolithique ou du début du Chalcolithique aux environs de 2000 av. J.C.

Au SE de Llo, sur la colline de St-Feliu (fouilles de P. Campmajo, depuis 1972), la *stratigraphie du site de Lo Lladre* permet d'observer une occupation

quasi permanente de la colline de la fin du Néolithique (résultats obtenus lors de la campagne de fouille 1980) jusqu'à nos jours. Des graines de céréales et de légumineuses nous prouvent la sédentarisation certaine de ces peuplades vers 800 av. J.C. ; dans les niveaux du début du deuxième âge du fer, vers 400 av. J.C., des restes de moules de fondeurs (lames de lance), nous montrent que les habitants de Llo connaissaient et maîtrisaient parfaitement les techniques de fonte des métaux, bronze pour cette époque et fer un peu avant la période romaine.

La civilisation des champs d'urnes si bien représentée en Roussillon à Milas, (P. Ponsich et A. de Pous) et en Vallespir (feuille Arles-sur-Tech : camp de las Ouilles à Serralongue, H. Baills) est également présente en Cerdagne, à Dorres (R. Giral), à Villeneuve-les-Escalades (M. Martzluff), à Llo (P. Campmajo, 1976), ainsi qu'à la Fou de Bor (vases à incinération).

La Cerdagne est ensuite habitée par un groupe ethnique important, dont la céramique aux décors très particuliers, porte le nom de *céramique à « Décor Cerdan »*. Cette culture a pu être identifiée dans les fouilles du Castellas d'Odeillo (J. Abelanet) et celles de Dorres et Villeneuve-les-Escalades déjà citées. Mais le seul site, où la céramique à décors cerdans est représentée dans des niveaux archéologiques ayant fait l'objet de mesure C¹⁴ (500 av. J.C.) est celui de l'Avellanosa, au Chaos de Targasonne (P. Campmajo et J. Guilaine), sa corrélation avec les niveaux plus riches de Llo permet de bien individualiser cette période. Toujours à Llo, les niveaux à céramique ampuritaine puis romaine, nous rapprochent de la période historique de la Cerdagne.

Pour conclure, nous ne voudrions pas omettre de citer les très nombreuses roches gravées de styles piquetés et linéaires, connues dans la région grâce aux travaux de J. Abelanet (sites de la Peyre Escrite, dans la vallée du Galbe, en Capcir, de Valcebollère, d'Enveigt et du pont de las Cabres à Err), et ceux plus récents de P. Campmajo sur les roches gravées de Llo, d'Estavar (Campmajo, 1979), de Béna et de Dorres. Nous voyons là toute l'importance de ces périodes en Cerdagne qui s'affirme comme une région privilégiée que nous avons à charge de conserver intacte pour les générations futures.

GÉOGRAPHIE HUMAINE ET GÉOTECHNIQUE

Après la disparition des filatures et de la plupart des exploitations minières, les activités traditionnelles (exploitation des forêts mais surtout élevage et agriculture) sont dramatiquement menacées par l'exode des jeunes ruraux alors que le taux d'accroissement de la population est nettement positif (Bécat, 1977).

Le développement du commerce frontalier, l'attrait climatique et les richesses naturelles et culturelles de la Cerdagne ont entraîné l'expansion de l'urbanisme « secondaire » et touristique d'hiver (stations de ski de St-Pierre dels Forcats, Eyne, stade de neige du Puigmal, Nuria, La Molina-Super Molina, Masella) comme d'été, qui favorise le secteur de la construction mais nécessite des infrastructures lourdes : adductions d'eau, routes (Puigmal, Coll del Pal, etc.), destruction des déchets. La construction d'immeubles comportant de nombreux étages dans une zone à haut risque sismique et implantés parfois sur des pentes assez fortes (Saillagouse, Estavar,

Osséjà, Puigcerda) ne doit être entreprise qu'avec un large coefficient de sécurité, particulièrement sur les terrains néogènes ou quaternaires très épais (annexe 5).

Les voies de communications routières, souvent renouvelées depuis la « Strata Cerdana » romaine, connaissent un nouveau développement dans les travaux des voies rapides devant relier Puigcerda, Llívia et Bellver à Ribas de Freser (tunnel de Tosas, de 3 km env., en projet) et à Barcelone (tunnel à travers le Moixero: « Tunel del Cadi », de 5 026 m, ouvert le 29 octobre 1984).

Les liaisons ferroviaires (fig. 4) ont également nécessité des travaux importants :

- « Train Jaune » de Cerdagne (remblais, tunnels et ponts) ;
- chemin de fer à crémaillère de Nuria (au départ de Ribas) ;
- liaison Toulouse-Barcelone par Latour de Carol-Enveigt, passant par les tunnels de Tosas (3 900 m environ) et del Caracol (en hélice) qui sont exactement les symétriques de ceux du Puymorens et de Bésines (feuille Mont-Louis).

A l'exception du lignite, aucune source d'énergie n'est produite sur le territoire de la feuille qui reçoit l'électricité des usines de l'Hospitalet au N, la Cassagne au NE et Ribas au SE (turbinage des eaux dérivées en partie de la vallée de Nuria).

Sur sa marge N, sont situées la chute d'Angoustrine et la centrale électro-solaire prototype de Targasonne (Thémis, 1982-1986)

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

*HYDROGÉOLOGIE**

Le bassin versant du Sègre (fig. 5) est abondamment alimenté par les précipitations de la haute chaîne et l'apport de ses affluents de rive droite (massif du Carlit) ; il est séparé des bassins voisins (Têt, Freser, Llobregat) par les hautes crêtes présentant cependant de nombreux cols.

Des sources minérales sulfurées sodiques de faible importance sont situées près d'Err, Onzès et Ur (température : 17 à 20°) et de Llo (Mas Girves ; débit plus important, température : 26 à 29°) ; leur minéralisation est inférieure à 0,5 g/l.

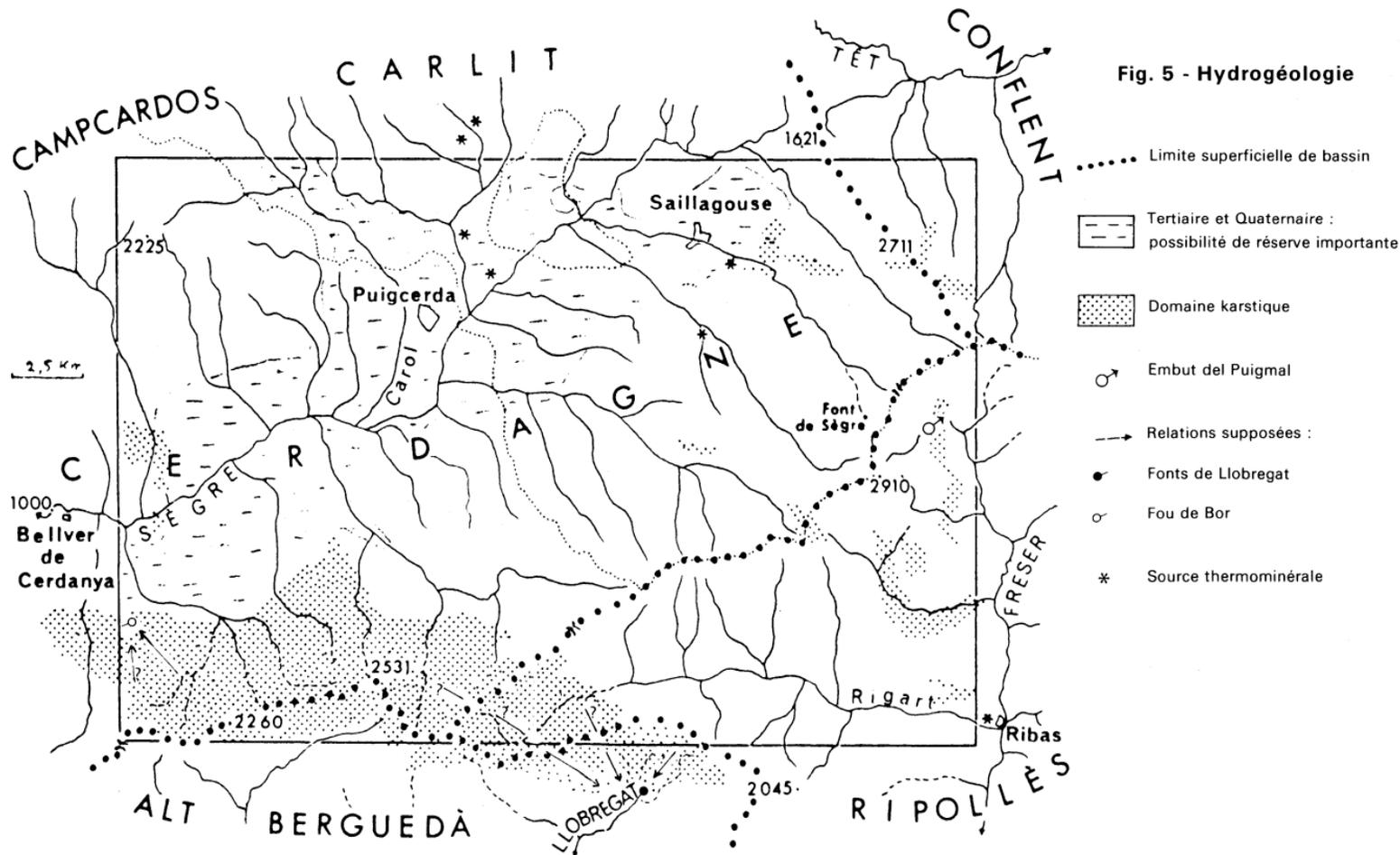
Irrigation

L'irrigation gravitaire se fait par un complexe réseau de canaux (hiérarchi-

* Documentation complémentaire traitant de l'ensemble du département des Pyrénées Orientales :

– Marchal J.P. (1977). – Atlas des eaux souterraines des Pyrénées Orientales, B.R.G.M., S.G.R. Languedoc-Roussillon.

– H. Salvayre (1977) – Spéléologie et hydrogéologie des massifs calcaires des Pyrénées Orientales, Revue CONFLENT, Prades.



quement « recs », puis « agouilles ») remontant probablement à l'occupation romaine ; la construction du « rec major » de Puigcerda date de 1310 (Delcor, 1955). En dehors du classique canal suivant une courbe de niveau, il existe aussi de véritables canaux de dérivation qui, en crête, font passer les eaux de la « baga » vers la « solana » avec des pentes extrêmement fortes.

L'apport continu d'eau permet à la végétation de se fixer sur les pentes schisteuses utilisées en pâturages (zone de « regatiu » qui s'oppose à la zone non irrigable « l'aspre » où ne subsistent que des graminées sur lithosol schisteux).

En bordure du Sègre, l'irrigation ou l'aspersion de grandes surfaces sont parfois effectuées par pompage direct.

Eau potable

L'augmentation considérable de la consommation saisonnière a nécessité d'importants travaux pour le captage, le transport et le stockage de l'eau potable dont l'ordre de grandeur des volumes utilisés est donné dans l'annexe 5.

Terrains quaternaires :

- les formations glaciaires alimentent les captages de Latour de Carol (1-01) et d'Enveitg (2-02) ;
- les alluvions récentes sont peu sollicitées du fait de la situation en hauteur de la plupart des agglomérations : Bourg-Madame est en partie alimentée par un puits et un forage (2-03) ;
- malgré leur faible épaisseur, ces terrains doivent constituer de bonnes réserves puisque leur nappe est alimentée par les eaux de surface, toujours très abondantes.

Terrains néogènes : le sondage de Conceillabre (Ste Léocadie, 3-01) n'a pas rencontré, sur 301 mètres, de nappe susceptible d'être exploitée : les sédiments uniquement formés d'argile, de sables et de lignite ne constituent pas un réservoir important ; les variations de faciès peuvent cependant voir la proportion de sables et graviers augmenter rapidement : les venues d'eau ont toujours considérablement gêné puis ruiné la plupart des exploitations de lignite.

Terrains schisteux : bien que localement infiltrables, ils ne semblent pas constituer de réserves importantes ; par contre, ces zones sont généralement recouvertes de formations superficielles desquelles sourdent les nombreuses sources des « bagues » (Cotzé, Nahuja, Ste Léocadie, Osséja), et où ont été implantés les captages à forts débits de St Pierre dels Forcats (4-03), Valcebollère (8-01), etc.

Karstification

Les calcaires du Paléozoïque inférieur : en bandes relativement peu épaisses, « interstratifiées » dans les schistes ou les micaschistes imperméables, ils ne permettent que des circulations « linéaires » relativement réduites ; cependant entre Nuria et Ribas diverses cavités ont été explorées (guide Puigmal, 1977, Éditorial Alpina) :

– *L'Embut del Puigmal* (aux environs de $x = 583,8$; $y = 11,1$), correspond à la perte puis à la résurgence, 150 mètres plus loin, du torrent d'Eugassers ; mais un complexe réseau de galeries a pu être cartographié (Vendrell y Filba, 1975) ;

– *Cova de la Font Seca* (situation au S du Puigmal non précisée) : galerie de 65 m dans laquelle ont été découverts des fragments de céramiques et d'os ;

– *Cova de las Encantades* (aux environs de $x = 582$; $y = 7$) : 500 m de galeries reconnues ;

– *Cova de l'Embut del Forn et Avenc dels Gralls* ($x = 583,2$; $y = 4,8$) : puits verticaux.

Dans les mêmes niveaux, il existe à Llo (Sant Feliu) un gouffre de 40 mètres. Enfin, deux cavités peu importantes (Cova dels Llops et Roca Blanca) ont été signalées dans les calcaires du Faitou.

Les calcaires dévoniens, extrêmement diaclasés, sont karstifiables en grand ; l'interposition de contacts anormaux comportant des lames de schistes carbonifères ne semble pas toujours constituer des voiles imperméables (dolines dans le Carbonifère du Coll del Pal par exemple), mais cependant, de nombreuses sources, souvent aménagées en grands abreuvoirs pour les troupeaux en estive, sont situées au sommet de ces lames schisteuses (Font del Moixero, Font Vaquet, Set Fonts, etc.) ; d'autres sources sont situées dans les niveaux calcschisteux du Dévonien inférieur.

Sans avoir voulu faire un inventaire détaillé, il a paru intéressant d'indiquer sur la carte quelques-uns des conduits karstiques exhumés par l'érosion et qui forment de spectaculaires auvents qui devraient faire du massif du Moixero, en particulier, un extraordinaire terrain de recherches archéologiques...

Le domaine karstifiable actuel est drainé par deux importantes exurgences dont les altitudes sont très basses : la Fou de Bor à 1 140 m ($x = 555,8$; $y = 4,5$) et les Fonts del Llobregat à 1 300 m, près de Castellar de Nuch, 2,8 km au S de la Pleta Roja ($x = 573,2$), qui draine probablement toute la partie calcaire du bassin du Rigart, (Tosas est à 1 430 m) et même une partie de celui du Sègre (Llansada, Pla de Anyella).

Il est possible que l'écoulement des eaux karstiques issues des pentes septentrionales du massif Tossa-Moixero s'effectue parfois directement dans le Néogène (forte venues d'eau dans les mines de lignite au NE de Das).

L'important système de la **Fou de Bor** a suscité de nombreuses recherches spéléologiques, archéologiques et biologiques remarquablement décrites (Canals et coll., 1970). Les diverses explorations ont permis la découverte et l'étude d'un réseau de plus de 3 km de développement, situé au-dessus du karst noyé de la Fou (lui-même en partie cartographié), dont le débit moyen est de 1451/s. Celui-ci est principalement alimenté par les pertes des torrents de Pedra et de Grau del Os (relations prouvées par coloration, Elias et coll., 1974).

L'échelle de la carte ne permet pas d'indiquer la position exacte des cinq cavités, situées au-dessus de l'exurgence dont les réseaux s'anastomosent de façon complexe, sur plusieurs niveaux ; en régime de crue, elle débite

2 000 l/s et ses deux trop-pleins, la Tuta Frede et la Tuta dels Barrancs, 1 000 l/s chacun.

RESSOURCES MINÉRALES

Minerais

L'antique tradition minière de la Cerdagne (mines proto-historiques de Llo) et des Valls de Ribas (nombreux gisements métallifères, autrefois activement exploités, se prolongeant sur la feuille Prats de Mollo) s'est complètement éteinte : toutes les exploitations sont aujourd'hui abandonnées. L'étude, la description et l'interprétation des gisements du SE de la feuille ont été faites récemment (Robert, 1980).

As. **Arsenic.** Le mispickel massif a été exploité aux mines Raoul et Barcelona (associé à du cuivre).

Sb. **Antimoine.** Exploité ou recherché dans les nombreux gisements de la vallée du Rigart, le plus souvent dans des filons quartzeux (Ayora, 1976 ; Robert, 1980).

Ba. **Barytine.** En filons dans les calcaires dévoniens, elle a été exploitée au Pla Baga (W Coll del Pal). Indices au S de Riu. Filonnets, associés à des traces de cuivre gris dans les calcaires caradociens, au NE de Campellas.

Cu. **Cuivre.** Des travaux de recherche ont eu lieu au siècle dernier à la Font de Sègre ; des indices existent près d'Osséja (filons de chalcopryrite associée à de la pyrite, 3-4001) et de Riu. La chalcopryrite a été exploitée aux mines Gerona et Barcelona.

Fe. **Fer.** Le Frasnien présente des épaisseurs parfois métriques de minerai de fer manganésifère : Cortas, la Tossa d'Alp ; des filons d'oligiste (limonitisée) sont recoupés à la Cova d'en Manent, au Tossal d'Isobol (Canals et coll., 1970). La sidérite prédomine dans les exploitations de Rocas Blancas, dans les calcaires ordoviciens.

Mn. **Manganèse.** Les plus grandes exploitations de pyrolusite se situaient à la périphérie de la Tossa d'Alp (production en 1954 : 1117 tonnes), mais partout où affleure le Frasnien de la série autochtone on peut retrouver d'anciennes galeries : S Urus, SE Masella, etc. Le Frasnien des nappes ne présente que quelques indices, très localisés.

Au. **Or.** Associé au cuivre aux mines Gerona et Zaragoza ; souvent retrouvé à l'état de traces.

Pb. **Plomb.** De la galène argentifère a été exploitée à la mine Zaragoza.

W. **Tungstène.** Une tentative d'exploitation de la sheelite a été faite à la mine Espinosa ; des teneurs importantes existent à la mine Gerona (Robert, 1980).

Zn. **Zinc.** Indice de blende, avec pyrite, pyrrhotite et quartz à Latour de Carol (2-4001).

Les minéralisations des Valls de Ribas (vallée du Rigart et secteur de Caralps, fig. 7), qu'il s'agisse des *filons sulfurés* ou des *amas carbonatés*, paraissent liées à un *épisode hydrothermal* postérieur à la phase hercynienne majeure et se répartissent à différents niveaux de l'enveloppe paléozoïque.

L'évolution des paragenèses minérales en fonction du contexte litho-stratigraphique détermine une zonalité métallogénique. Le dispositif est centré sur le granite post-cinématique de Costabonne (feuille Prats de Mollo - La Preste) ou sur un pluton satellite dont l'existence semble attestée par l'écaïlle granitique de Ribas (Robert, 1979).

Au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série paléozoïque, on peut ainsi distinguer :

Une paragenèse à mispickel prédominant, avec pyrite accessoire, gangue de chlorite ferrifère et quartz, en filons très irréguliers et mal circonscrits, encaissés dans les micaschistes de la base de l'enveloppe. Cette forme de minéralisation, à rattacher au domaine hypothermal, a été exploitée pour As dans les mines situées au NW de Caralps.

Une paragenèse à mispickel, pyrite, chalcopryrite (galène, cuivre gris) (Bi, Au, Ag, W) avec gangue de quartz, *sidérite*, *ankérite*, dont la température de formation recouvre le domaine mésothermal.

Les concentrations de ce type se rencontrent au sein de veines discordantes dans les formations du sommet de la série de Canaveilles et tous les niveaux de la série de Jujols. Elles ont été exploitées en plusieurs points, au SW de Caralps, pour Au, Pb, Cu, Ag.

Les amas dits de substitution qui se développent à différents niveaux de l'enveloppe paléozoïque (infra-caradocienne) dans les horizons carbonatés, constituent une forme d'expression particulière de cette paragenèse. A côté des carbonates ferrifères, sidérite dominante avec ankérite-dolomite subordonnées, ces gîtes renferment des ségrégations sulfurées (mispickel, pyrite, chalcopryrite, Au, Bi).

Ces amas ont donné naissance dans leur partie supergène oxydée à des gisements exploités depuis des temps immémoriaux pour le fer (Mn). Les minerais, hématite, goëthite, étaient traités sur place dans des installations artisanales (les fameuses forges catalanes). La qualité des aciers produits dans la région a fait la réputation des armes de Ripoll.

Un des principaux point d'extraction était situé à l'Est de Ventola (Rocas Blancas).

Une paragenèse caractérisée par la prédominance de l'antimoine dans les combinaisons minérales et renfermant par ailleurs Cu, Pb, Zn, se développe au Sud de Ribas de Freser en relation avec les terrains de l'Ordovicien supérieur. Il s'agit toujours de petites concentrations présentant une allure filonienne et une minéralogie à caractère épithermal, complexe et variée :

- blende, bournonite, boulangérite, galène,
- blende, berthiérite, zinkérite, jamesonite, stibine, pyrite, chalcopryrite, marcassite avec quartz dominant et sidérite subordonnée dans les gîtes du Puig St Antoni de Ribas ;
- stibine seule, avec quartz calcédonieux dans les gîtes de la Casa del Bach (St Antoni de Ribas) et de la Tossa de Nava.

Enfin il faut signaler l'existence de *ségrégations sulfurées, liées aux ignimbrites* du complexe de Campellas. Il s'agit de petits amas essentiellement pyriteux qui ont fait jadis l'objet de recherches (Sud et Sud-Est de Nava).

TABLEAU DES GÎTES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Subst.	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
LATOUR DE CAROL	2-4001	Zn	Blende Pyrite Pyrrhotite	Filon	Schistes Phyllades	Travaux de recherche
OSSEJA	3-4001	Cu	Chalcopyrite Pyrite	Filon	Micaschiste	Travaux de recherche
ESTAVAR	3-4002	Lig	Lignite	Couche	Argile Sable (Vindobonien)	6 couches totalisant 4 à 5 m production totale = 96.000 T Exploitation remblayée
RAOUL		As	Mispickel Pyrite	Amas	Micaschistes	4 carrières, tranchées 150 m de galeries
SAN JUAN		As	Mispickel Pyrite	Filon	Micaschistes	Filon de la Jeannette Galeries sur 2 niveaux développant 720 m
BARCELONA		As Cu	Mispickel Chalcopyrite	Filon	Calcaire Dolomie	Tranchées, courtes galeries sur 3 niveaux
GERONA		As Cu W	Mispickel Pyrite Chalcopyrite Scheelite	Imprégnation disséminé	Schistes	Plusieurs galeries à flanc de coteau totalisant 270 m travaux en partie éboulés
ZARAGOSA TERCERA		Pb	Galène argentifère Sidérite Pyrite Chalcopyrite Or natif	2 filons	Calcaire Dolomie	2 périodes d'exploitation 3 niveaux de travaux, galeries, travers-bancs, dépilages

TABLEAU DES GÎTES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Subst.	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
ROCAS BLANCAS		Fe Mn	Ankérite Sidérite Limonite Psilomélane	Amas à proximité de filon	Calcaire Calcschistes	Galeries, chambre d'exploitation
NINI		Fe	Sidérite	Amas	idem	Galerie, dépilage
MARIA DE LA MERCEDES		Pb Cu	Galène Pyrite Chalcopyrite	Filon	Schistes	Non retrouvé
MINE FE		Pb	Galène Blende Boulangerite	2 filons D = 30-40° P = 50-80°	idem	2 galeries - minéralisation entièrement dépilée
ANGELA		Sb	Stibine Mispickel Pyrite	Filon	idem	2 galeries
ESPINOZA		As W	Mispickel Pyrite Jamesonite Scheelite	Filon	idem	9 galeries éboulées, à flanc de coteau étagées entre 1 200 et 1 450 m Usine de traitement
TUSSA DE NAVA		Sb	Stibine	Inconnu	idem	Travaux de recherche
SANABASTRE		Lig	Lignite	Couche	Messinien Argile	3 couches de 1 à 1,4 m carrière en activité en 1980
SAMPBOR		Lig	Lignite	Couche	Messinien Argile	Couches de 30 à 40 cm d'épaisseur 100 m de galeries abandonnées, carrière en activité en 1980

Minéraux

cal. **Calcite**. L'amateur pourra trouver, au cours de ses excursions dans les massifs de la Tossa et du Moixero, des géodes (nombreuses dans les zones dolomitisées) et parfois de belles cristallisations dans des filons ou des concrétions karstiques mises à jour lors de la construction des pistes forestières (piste del Sauc, etc.).

pyr. **Pyrite**. On trouve parfois dans les schistes (k-o) et dans certains filons de quartz de petits cubes de pyrite.

qua. **Quartz**. De nombreux filons enduisent les failles des gneiss du Cambre d'Aze, mais on en trouve aussi d'importants dans les massifs cambro-ordoviciens (Greixa, Béna, Llivia) ; il est cependant rare de trouver de belles cristallisations.

anl, sta, tre... **Divers minéraux du métamorphisme général** peuvent présenter de belles cristallisations dans le massif du Cambre d'Aze (andalousite et staurotide dans les micaschistes, trémolite dans les calcaires, etc.).

Une grande variété d'oxydes et de sulfures peut être récoltée dans les déblais de certaines anciennes exploitations ou aux gares de téléphériques de transport des minerais.

Des **cristaux de gypse** ont été signalés à Llo et Nava (Mengel, 1911 a).

Roches

cal. **Calcaire**. Une seule exploitation entre Olopte et Isobol où les calcaires dévonien sont traités dans une station de concassage pour obtenir différents granulats.

D'autres sites ont été utilisés temporairement lors de la construction de routes (Puerto de Tosas, Masella, Canals).

La carrière toute proche d'Isobol est une ancienne exploitation de griottes frasniens, que l'on retrouve comme marbre ornemental dans certains édifices romans de Cerdagne ; il semble y avoir eu une exploitation de ce type au S d'Urus.

D'autres carrières, utilisées pour la construction des édifices « nobles », à toutes les époques, étaient ouvertes près d'Alp et aussi dans les calcaires plus anciens à Osséja et à Llo.

On retrouve encore la trace d'anciens fours à chaux (Isobol, La Molina, Estavar, etc.).

Une importante cimenterie (Asland) emploie les calcaires éocènes, 3,5 km au S de la feuille, dans la vallée du Llobregat (x = 570,5).

arg. **Argile**. Les argiles du Néogène ont été activement utilisées pour la poterie et la fabrication de briques pour les constructions de la plaine. Toutes ces exploitations sont aujourd'hui abandonnées (Ste Léocadie, Puigcerda, All, Caixans).

lig. **Lignite** (Solé, 1971 ; Closas, 1948 ; voir annexe 2-15 à 18). L'extraction du lignite, généralement souterraine, se faisait à Estavar et sur la rive gauche du Sègre jusqu'à l'W de Bellver, dans la partie inférieure du Néogène.

Deux exploitations subsistaient, en 1980, à ciel ouvert :

- l'une au N du Coll del Saig, dans la zone de Prats y Sampsor, dont les diverses exploitations ont produit 231 tonnes mensuelles pendant le maximum de leur activité dans la période 1914-1918 ;
- l'autre à l'W de Sanabastre, où les mines (situées près du Sègre) produisaient pour la même période 1 500 t/m, tandis que celles de Das fournissaient 1 200 t/m et celles d'Estavar 600 t/m.

On peut estimer à 200 000 tonnes environ, les réserves de la zone d'Estavar (Desrousseaux, 1938).

D'autres petites exploitations temporaires où des travaux de recherche ont eu lieu à Llivia, Vilallobent et Alp. Si la profondeur moyenne des puits était rarement de plus d'une vingtaine de mètres (avec un maximum de 100 mètres de galeries horizontales à la Mina Malle de Sampsor), il faut signaler un puits de 50 mètres de profondeur menant à une galerie d'exploration de 30 m (Das).

Si la mine d'Estavar exploitait une couche de 4,2 m d'épaisseur, il n'en est pas de même pour les autres : on trouvait dans une des galeries de Das une dizaine de couches de 1 à 2 mètres séparées par de minces couches d'argile ; les conditions étaient encore beaucoup plus difficiles à Sanabastre (trois couches de 1 à 1,4 m) et à Prats y Sampsor où la plupart des épaisseurs sont de 30 à 40 cm.

Comme à Estavar, la production de l'une des mines de Sampsor était utilisée dans un four à chaux.

sgg. **Sables, graviers et galets**

- Les alluvions actuelles du Sègre et de la Riera d'Alp sont exploitées dans deux grands centres de concassage, à Caixans et Prats y Sampsor.
- Les alluvions anciennes du Carol (à matériel essentiellement granitique) et les produits du démantèlement de la moraine sont exploités et concassés dans les grandes carrières de Qués.

A partir des deux usines d'enrobage de Latour de Carol et de Caixans, des camions-toupie peuvent livrer du béton frais dans toute la Cerdagne.

sch. **Schistes.** L'exploitation des « lloses » qui constituent la toiture traditionnelle de la construction cerdane subsiste encore à Valcebollère et Llivia ; elle a été autrefois une activité importante dont témoigne le grand nombre de carrières abandonnées des environs d'Osséja-Valcebollère et de Bolvir.

Les ardoisières doivent être situées dans des zones où la schistosité de fracture est bien développée et où la stratification ne présente pas de contrastes lithologiques (absence de lits de grès) ; en général elles se trouvent précisément dans une zone de réorientation complète. Les lloses sont relativement épaisses (2 à 3 cm). Les schistes du Paléozoïque inférieur sont également utilisés dans la construction traditionnelle sous la forme de moellons qui, s'ils ne sont pas ferrugineux, peuvent parfaitement résister aux intempéries (édifices romans). Les terrains schisteux peuvent être utilisés dans des stations de concassage temporaires pour la construction de plate-formes de chaussées (k-oi : route de la station du Puigmal ; h1-2 : nouvelle route Pla d'Anyella-Castellar) ou en renforcement local sur les pistes

en terrain difficile : schistes tachetés du Roch Roig sur le Glaciaire, schistes et grès carbonifères sur le Dévonien.

grn. **Granite.** Les faciès de bordure du granite de Mont-Louis étaient exploités dans la carrière de Riutés et concassés en granulats à béton.

Les blocs de moraines de Latour de Carol et d'Angoustrine étaient exploités artisanalement ; une reprise de la taille du granite s'amorce à Dorres (NW Villeneuve des Escaldes). On retrouve le granite dans quelques édifices romans (église d'Hix) mais il n'a parfois pas résisté à 9 siècles d'exposition aux intempéries (colonnes du porche de Llo).

Le granite est souvent utilisé sous la forme de poteaux de clôture en prismes d'une vingtaine de centimètres de section et de deux mètres de hauteur...

cai. **Cailloutis.** Emprunts temporaires (pour la construction de routes) dans diverses formations de pente (vallée d'Err : Aiguaneix ; Alp) ou dans le Tertiaire (Riu).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

Annexe 1

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES (fig. 6)

La diversité des aspects de la carte permet d'imaginer une grande variété d'itinéraires aussi bien pour l'amateur, l'enseignant ou le chercheur. Les itinéraires ébauchés ci-dessous font l'objet d'une description détaillée (Llac, 1983) qui sera fournie sur simple demande (adresse à l'annexe 9).

En dehors de la *grande randonnée Planès (ou Nuria) - Coll de Pendis par les crêtes de la haute chaîne (C)*, fig. 6 (coupe complète, des gneiss au Garumnien), l'itinéraire proposé permet d'avoir en deux jours (A, B) un aperçu d'ensemble de la stratigraphie et de la tectonique de la feuille ; les « variantes » plus spécialisées (D à K) indiquent des coupes détaillées.

(A) 1^{re} journée : départ de Saillagouse

Néogène : torrent dels Andious ; série métamorphique : gorges du Sègre à Llo ; panorama sur la Cerdagne française : belvédère de Ste Léocadie ; série de Jujols : routes forestières d'Err et d'Osséja ; morphologie et formations quaternaires de haute altitude : plas puis crêtes du Puigmal ; panorama général ; métamorphismes de contact et granite : carrière de Riutés.

(B) 2^e journée : départ de Puigcerda

Panorama sur le « glacier » du Carol : point 1228 ; Ordovicien supérieur route Alp-Masella ; panorama sur la Cerdagne espagnole ; Silurien de la nappe A : Cabeza de Bach-Gran ; coupe Coma Oriola - La Tossa : séries M1 (Cap del Bosc) et M2 (Montañetas) puis B réduite (la Tossa) ; panorama sur la klippe ; descente par la Mena et le Serrat de las Pedruscas (contact M1/M2) ; Urus, Permien et Crétacé : St Grau ; Carbonifère : las Canaletas ; Nappe B : route forestière de Riu ; Stéphanien, Crétacé et Garumnien : piste du Coll de Pendis ; Trias de Pedra ; flore de Badés (Néogène).

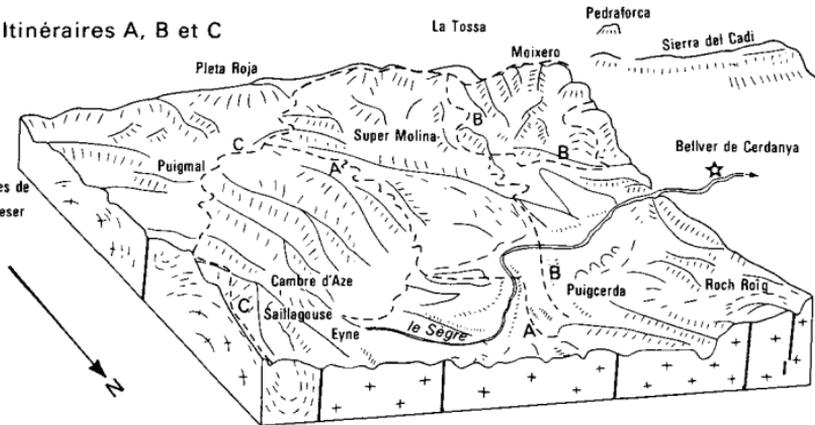
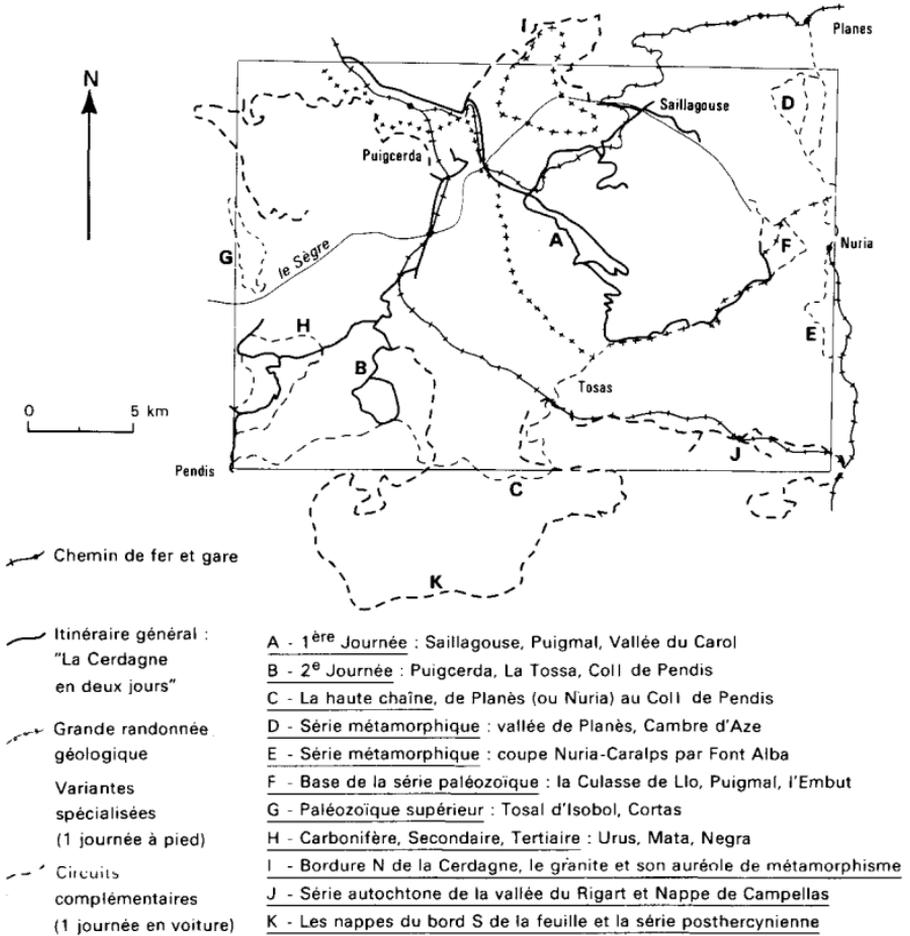


Fig. 6 - Itinéraires (Llac, 1983)

« Variantes » spécialisées (1 journée à pied).

(D) Série métamorphique : vallée de Planès jusqu'à la Conque, Serrat de las Fonts, Tour d'Eyne, Cambre d'Aze, crête NW.

(E) Série métamorphique : coupe Nuria-Caralps par Font Alba.

(F) Base de la série paléozoïque : la Culasse de Llo, Font Blanque, Font de Sègre, Puigmal de Llo, petit Pic de Sègre, Puigmal, « glacier » d'Eugassers, l'Embut, col puis Pic de Finestrelles, Rec des Couillets, chemin de la Culasse.

(G) Paléozoïque supérieur : gorges d'Isobol, Tosal d'Isobol, Olopte, Cortas, piste d'Ellar, retour par la crête, puis piste S Cortas.

(H) Carbonifère, Secondaire, Tertiaire : Urus, Torruellas, Fou de Bor, torrent de Pedra, Cap del Ras, Mata Negra, Grau del Os, Canals, St Grau, la Balira.

Circuits complémentaires (1 journée en voiture)

(I) Bordure N de la Cerdagne, le granite et son auréole de métamorphisme : Saillagouse, Estavar, Targasonne, Asqueras, Puigcerda, Guils, lacs de Malniu et de Guils, Maranges, All.

(J) Série autochtone de la vallée du Rigart et Nappe de Campellas : Puerto de Tosas, Tosas, Nava, Planolas, Ribas, Campellas, Pla de la Serra.

(K) Les nappes du bord S de la feuille et la série posthercynienne : Pla de Anyella, Coll de la Creueta, Castellar, Fonts del Llobregat, Baga, Greixer (Solé Sugranes, 1980), Coll del Pal, Masella.

Quelques sites géotechniques peuvent être intégrés aux itinéraires précédents :

- routes de haute montagne : ● derniers kilomètres de la route du stade de neige du Puigmal (Jasse del Prat de Tossa),
 - routes de l'itinéraire (K), grand effondrement de la Devesa del Paller ;
- lacs artificiels d'Osséja et Puigcerda ;
- barrage de Nuria (et sur la feuille Mont-Louis ceux du Lanoux, des Bouillouses, de Matemale et de Puyvalador) ;
- vieux ponts d'Ur, San Martin de Arabo, Talltorta, Suriguerola ; grands ponts routiers et ferroviaires ;
- tunnel sous le Moixero (Tunel del Cadi) et voies d'accès (grands viaducs de la vallée du riu de Greixer) permettant d'atteindre rapidement Baga, sur le spectaculaire itinéraire K ;
- tunnels en projet : sous les cols de Tosas, de Puymorens et d'Envalira.

Annexe 2

ANALYSES CHIMIQUES (localisation des échantillons, fig. 7.)

Roches métamorphiques (on trouvera les pourcentages de cations, les paramètres et des commentaires complets dans l'étude de G. Guittard, 1970).

	1 micaschiste (zone de la biotite)	2 micaschiste (zone de l'andalousite)	3 marbre de la série de Canaveilles	4
SiO ₂	60,95	60,50	Traces	10,55
Al ₂ O ₃	18,45	19,65	Traces	2,70
Fe ₂ O ₃	1,00	1,40	0,65	1,80
FeO	5,85	5,10	1,25	0,75
TiO ₂	1,20	0,90	—	—
MnO	0,15	0,10	—	—
MgO	2,00	2,75	21,05	16,65
CaO	1,40	1,35	31,80	27,35
Na ₂ O	1,35	2,70	Traces	1,10
K ₂ O	4,05	3,40	Traces	0,25
P ₂ O ₅	0,15	0,15	—	—
H ₂ O ⁺	3,10	1,50	0,50	0,90
H ₂ O ⁻	0,30	0,20	0,30	0,50
CO ₂	—	—	44,40	37,65
	<hr/> 99,95	<hr/> 99,80	<hr/> 99,95	<hr/> 100,20
	(E Canaveilles)	(Gorges de Llo)	(Lac de Carança)	

	5	6	7	8	9
	gneiss granulé	gneiss leptynique	gneiss œillé	gneiss type Carança	
SiO ₂	68,55	70,90	66,40	70,00	75,00
Al ₂ O ₃	9,65	14,30	16,05	16,20	11,80
Fe ₂ O ₃	3,65	2,15	1,60	0,80	0,25
FeO	2,45	0,80	2,85	1,70	1,50
TiO ₂	0,95	0,45	0,50	0,35	0,50
MnO	0,30	0,05	0,00	0,00	0,05
MgO	1,20	0,75	0,80	0,70	2,25
CaO	4,10	2,90	3,75	2,10	0,45
Na ₂ O	2,25	1,75	2,75	2,90	1,40
K ₂ O	2,30	4,50	3,00	4,25	4,40
P ₂ O ₅	0,30	0,20	0,15	0,05	0,20
H ₂ O ⁺	1,15	0,70	2,30	0,95	1,50
H ₂ O ⁻	0,05	0,10	0,00	0,05	0,20
CO ₂	3,40	—	—	—	—
	<u>100,30</u>	<u>99,55</u>	<u>100,15</u>	<u>100,05</u>	<u>99,50</u>
	(Pic de Finestrelles)	(Cambre d'Aze)	(S. Thuès)	(Estanyol de Prats Balaguer)	

Roches magmatiques paléozoïques

	10	11	12	13	14
	volcanisme caradocien	granite à biotite de Mont-Louis	gabbro- diorite de Ribas	paléovolcanite du Puigmal	ignimbrites alloctones
SiO ₂	71,04	67,54	52,96	63,41	76,47
Al ₂ O ₃	12,47	16,56	13,62	16,92	12,69
Fe ₂ O ₃	2,56	0,50	4,44	1,35	0,90
FeO	3,43	2,60	7,34	2,72	0,54
MnO	0,04	0,03	0,16	0,05	0,10
MgO	0,77	0,75	5,48	1,57	0,61
CaO	0,69	3,24	6,08	1,63	1,23
Na ₂ O	5,98	3,80	4,17	5,76	0,93
K ₂ O	0,63	3,60	0,69	1,43	4,92
P ₂ O ₅	0,06	0,19	0,13	0,31	0,12
TiO ₂	0,49	0,44	1,44	0,61	0,16
H ₂ O ⁺	1,58	0,70	2,08	2,16	1,31
H ₂ O ⁻	0,39	0,00	0,22	0,09	0,25
CO ₂	0,00	—	1,70	1,10	0,60
	(E Puig Sant Antoni)	(E Mont Louis)	(Route N. 152)	(NE la Tosse)	(Pla de la Serra)

(11) Autran et coll., 1970 ; (10,12,13,14) Robert, 1980.

Lignites néogènes

	15	16	17	18
	Estavar	N.Das	Sanabastre	Sampson
Humidité	?	15,40	15,85	29,20
Matières volatiles	66,10	48,50	56,50	44,54
Carbone fixe	23,90	17,00	31,86	67,86 (?)
Cendres	10,00	34,50	11,54	23,32
Soufre		3,00		5,11
Pouvoir calorifique	4 353	4 048	3 483	5 049

(15) Ferrer, 1874 ; (16,17) Closas, 1948 ; (18) Solé, 1971.

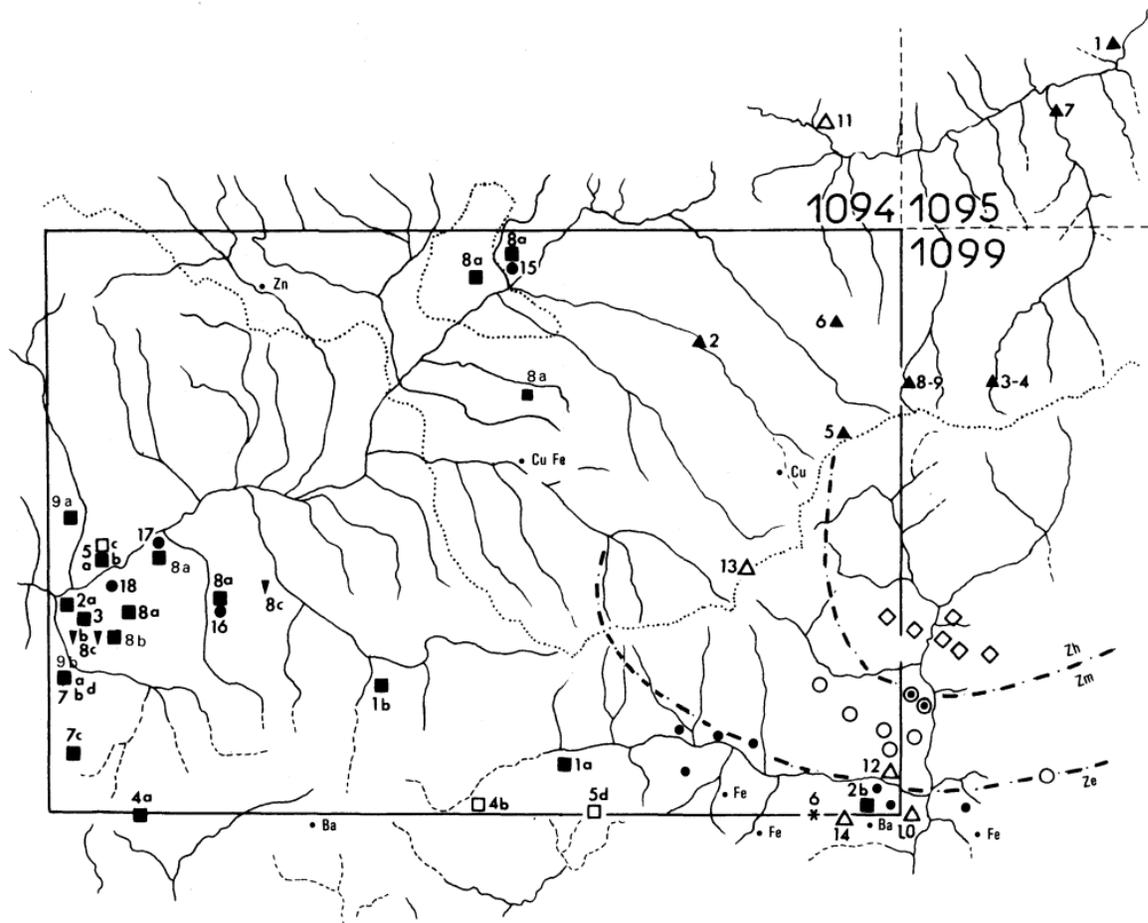


Figure 7

Analyses chimiques (numéros de l'annexe 2)

- ▲ Roches métamorphiques
- △ Roches magmatiques
- Lignite

Sites fossilifères (numéros de l'annexe 3)

- Macrofaune
- Microfaune
- ▼ Flore
- * Etude palynologique

Métallogénie

- Gîtes divers : Ba, Fe, Mn, etc.
- Ze, Zm, Zh : zonalités épi, méso et hypothermale (d'après Robert, 1980)
- ◇ Gîte à Mispickel-Chlorite
- ⊙ Gîte à Mispickel-Ankérite
- Gîte à Cu-Au-Bi
- Gîte à Antimoine

Annexe 3

PALÉONTOLOGIE

Listes des espèces fossiles citées par les auteurs (localisation des gisements sur la fig. 7).

Ordovicien supérieur

1a) **S de Tosas** (Dalloni, 1930) : *Orthis actoniae*, *O. testudinaria*, *O. flabellulum*, *Strophomena expansa*, *Fenestella* sp., encrines, *Cistiphyllum* (?)

1b) **Segremorte, NW Super Molina** (Hernandez et Llopis, 1946) : *Orthis alternate* (?), *O. vespertilio*, *O. calligramma*, *O. niponica*, *Favosites polimorpha* (?), *Dalmanella elegantula* (?), *Obulus*, *Lingula*, *Midiolopsis*, crinoïdes.

Silurien

2a) **NW de Balltarga** (Dalloni, 1930) : *Orthoceras originale*, *O. bohemicum*, *O. styloideum*, *Platyceras* sp., *Murchisonia*, *Pleurotomaria*, *Bellerophon*, *Vlasta bohémica*, *Dualina* cf. *comitans*, *Panenka* sp., *Aviculopecten cybele*, *Pterinea* sp., *Cardiola interrupta*, *Tentaculites* sp., *Scyphocrinus elegans*, *Monograptus* sp.

2b) **Près de Campellas** (Dalloni, 1930) : *Monograptus Marri*, *M. dextrorsus*, *M. crenulatus*, *M. triangulatus*, *M. priodon*, *Climacograptus tornquisti*.

Dévonien inférieur

3) **NW de Balltarga** (Dalloni, 1930) : *Phacops occitanicus*, *Bronteus meridionalis* (?), *Orthoceras*, *Platyceras*, *Tentaculites*, *Atrypa reticularis*, *Spirigera*, *Orthis* sp., *Streptorhynchus devonicus*, *Chonetes*, encrines, *Cyathophyllum*, *Zaphrentis*.

Dévonien moyen

4a) **S Peñas Altas de Moixero** (San Miguel de la Camara, 1935) : *Alveolites* cf. *vermicularis*, *A.* aff. *suborbicularis*, *Cyathophyllum* cf. *caespitosum*, *C.* cf. *lindstromi*, *Cystiphyllum vesiculosum*, *Favosites reticulata*.

4b) **SE Pla de Anyella** (Boersma, 1973) : *Icriodus woschmidti* sp., *Spathognathodus inclinatus*, *S. steinhornensis steinhornensis*, *Icriodus sigmoidalis*, *Polygnathus foveolatus*, *Icriodus angustus*, *Polygnathus* cf. *P. foveolatus*, *P. linguiformis linguiformis*, *P. costatus*, *Icriodus corniger*, *I.* cf. *I. latericrescens*.

Dévonien supérieur

5a) **N d'Isobol** (Dalloni, 1930) : *Phacops cryptoptalmus*, *Gephyroceras retrorsum*, *Chisoceras amblylobum*, *Orthoceras* sp., *Bactrites carinatus*, *Pterinea Neptuni*, *Posidonomya venusta*.

5b) **N d'Isobol** (Schmidt, 1931) : calcaires à *Cheiloceras* (Frasnien) *Cheiloceras verneuili*, *C. sacculus*, *C. amblylobum*, *C. subpartitum*, *Liorhynchus* sp.

Calcaires à clymenies (Famennien) : *Goniclymenia speciosa*, *Orthoclymenia laevigata*, *Oxyclymenia undulata*, *Sporadoceras orbiculare*.

5c) **N d'Isobol** (Ziegler, 1959) : *Icriodus cornulus*, *Palmatolepis basilica deflectens*, *P. crepida*, *P. distorta*, *P. glabra glabra*, *P.g. elongata*, *P. goniclymeniae*,

P. inflexa, *P. minuta minuta*, *P. perlobata schindewolfi*, *P. quadrantinodosalobata*, *P. regularis*, *P. rhomboidea*, *P. tenuipunctata*, *P. termini*, *Pelikysgnathus plana*, *Polygnathus brevilamina*, *P. communis*, *P. glabra glabra*, *P. proversa*, *Polylophodonta gyratilineata*, *P. linguiformis*, *Pseudopolygnathus dentilineata*, *Spathognathodus crassidentatus*, *S. inornatus*, *S. stabilis*, *S. tridentatus*.

5d) **W Costa Borda** (Boersma, 1973) : *Palmatolepis glabra prima*, *P. glabra pectinata*, *P. minuta schleizia*, *P. rhomboidea*, *P. perlobata schindewolfi*, *P. quadrantinodisa inflexa*, *P. sp.*, *Polygnathus webbi*, *P. nodocostatus s.s.*, *P. glaber glaber*, *P. decorosus s.l.*, *Spathognathodus stabilis*, *Palmatolepis glabra acuta*, *P. quadrantinodosa quadrantinodosa*, *Polygnathus triphyllatus*, *P.*, cf. *P. webbi*, *Palmatolepis minuta minuta*, *P. quadrantinodosa marginifera*, *P. quadrantinodosa inflexoidea*, *Polygnathus rhomboideus*, *Palmatolepis distorta*, *P. glabra lepta*, *P. gracilis gracilis*.

Jurassique

6) Étude palynologique (J. Doubinger in Robert, 1980) des dépôts continentaux (NW Campellas).

Spores : *Azonalites* sp., *Todisporites minor*, *T. major*, *Deltoidosporites hallii*, *Stereisporites cicatricosus*, *S. multicicatricosus*, *Concavisporites torus*, *Dictyophyllidites* sp., *Trilites microverrucosus*, *Neoraistrickia* cf. *truncatus*, *Leptolepidites rotundus*, *L. bossus*, *Lycopodiacidites rugulatus*, *Ischyosporites* sp., *Foveotrilites scanicus*, *Marattisporites scabratus*.

Pollen : *Spheripollenites psilatus*, *Inaperturopollenites orbicularis*, *Vitreipollenites pallidus*, *Classopollis classoides*, *Cycadopites* sp., *Monosulcites minimus*.

Maastrichtien

7a) **SE de Bor** (Dalloni, 1930) : *Oxhyrhina* (?), *Pecten royanus*, *Exogyra matheroni*, *Pycnodonta vesicularis* sp., *Hippurites lapeirousei*, *Rhynchonella eudesi*, *Terebratula Santonensis*, *Synastraea splendida*, *Archacolithothamnium*.

7b) **SE de Bor** (Boissevain, 1934) : *Orbignya lapeirousei*, *Hydnophora styriaca*, *Ulastraea Edwardsii*.

7c) **Mata Negra** (Boissevain, 1934) : même association que b, avec *Cyclolites tenuiradiata*, *Calamophyllia* sp.

7d) **Bor** (Solé y Llopis, 1947b) : *Synastraea procera*, *Dimorphastraea Sulcosa*, *Heliastrea lilli*, *H. Cribaria*, *Rhynchonella lamarkiana*, *Hemiaster batalleri*, *Micraster douvillei*, *Nerita rugosa*.

Néogène

8a) **Mammifères** (Villalta et Crusafont, 1947 ; Golpe, 1974)

● Vindobonien

Estavar : *Amphicyon major* var. *pyrenaicus*, *Steneofiber jaegeri*, *Ictitherium* sp., *Dicerorhinus schleirmacheri*, *Macrotherium grande*, *Deinotherium bavaricum*, *Hipparium catalanicum*, *Gomphotherium angustidens*, *Gomphotherium olisiponensis*, *Gomphotherium angustidens minor*, *Turicius pyrenaicus* var. *aurelianensis*, *Turicius pyrenaicus*, *Macrotherium grande*, *Dicerorhinus schleimacheri*, *Hyotherium palaeocherus*.

Llivia : *Euprox furcatus*, *Amphicyon major*.

● Messinien (et Pliocène ?)

Prats et Sanavastre : *Hipparion gracile*.

Das : *Sus major*, *Sus sp.*, *Hyotherium jalaeocherus*, *Tetralophodon longirostris*, *Mastodon sp.*, *Paleomys castoroides*, *Aceratherium tetradactylum*, *Rhinoceros sp.*

Ste Léocadie : *Elephas meridionalis* (in 2^e éd. 1/80 000 Prades).

8b) **Insectes et batraciens** (Solé y Llopis, 1947 b) : ailes de lépidoptères parfois magnifiquement conservées, mais aussi neuroptères, hyménoptères, coléoptères et hémiptères ; quelques os de grenouille (*rana*) au Coll del Saig.

8c) **Flore** (Menendez, 1955) ; espèces reconnues dans les gisements de Balltarga, Prats, Alp, Badés et Coll del Saig :

Diatomées

Navicula elliptica, *Cymbela prostratum*, *Melosira granulata*, *Coscinodiscus obscurus*

Champignons

Depazea cinnamomea, *Hysterium labyrinthiforme*, *Sclerotium cinnamomi*

Fougères

Pteris protogea Principi

Gymnospermes

Doliosobus Rerollei, *Abies saportana*, *Pinus palæostrobis*, *Pinites sp.*, *Taxodium distichum miocenicum*, *Glyptostobus europaeus*, *Juniperus drupacea* var. *pliocenica*, *Smilax cf. obtusangula*, *Rhizocaulon sp.*, *Cyperites sp.*, *Poacites*, *Typha latissima*

Angiospermes

Betula cuspidens, *B. Dryadum*, *B. elliptica*, *Alnus kefersteinii*, *A. occidentalis*, *A. prisca*, *Carpinus grandis*, *C. pyramidalis* (Goepp.), *Fagus pliocenica* var. *ceretana*, *F. castaneaefolia*, *F. pristina*, *Castanea paleopumila*, *Quercus crassipes*, *Q. drymeja*, *Q. eloena*, *Q. hispanica*, *Q. mediterranea*, *Q. neriifolia*, *Q. proeilix*, *Q. salicina*, *Q. weberi*, *Myrica salicina*, *M. vindibonensis*, *Juglans acuminata*, *J. vetusta*, *Carya bilinica*, *Populus mutabilis*, *P. primigenia*, *P. tremula*, *Salix cf. dentitculata*, *S. tenera*, *Ulmus Braunii*, *Ficus tilioefolia*, *F. lanceolata*, *F. pulcherrima*, *Embothrium microspermum*, *Dryandroides aff. banksiaefolia*, *D. lignitum*, *Banksia deikeana*, *B. helvetica*, *Conospermum macrophyllum*, *Parrotia pristina*, *P. gracilis*, *Laurus princeps*, *Cinnamomum lanceolatum*, *C. polymorphum*, *Persea Braunii*, *P. speciosa*, *Sassafras Ferretianum*, *Mahonia malheurensis*, *Berberis rhopaloides*, *Callicoma microphylla*, *Crataegus Nicoletiana*, *Cassia ambigua*, *C. lignitum*, *C. berenices*, *Gleditschia allemanica*, *Robinia Regeli*, *Colutae macrophylla*, *Edwardsia parvifolia*, *Leguminosites cf. brunneri*, *Calpurnia europaea*, *Mimosites hoeringianus*, *Terminalia miocenica*, *Punica granatum* var. *Planchoni*, *Melastomites radobojanus*, *Trapa ceretana*, *Tilia vidali*, *T. expansa*, *Hiraea expansa*, *Zantoxylum juglandinum*, *Rhus pyrrhas*, *Pistacia oligocena*, *Sapindus dubius*, *S. undulatus*, *Dodonea ptereoefolia*, *Acer angustilobum*, *A. campestre*, *A. laetum* var. *plionenicum*, *A. magnini*, *A. pseudo creaticum*, *A. pyrenaicum*, *A. subrecognitum*, *A. triangulilobum*, *A. trilobatum*, *Ilex cyclophylla*, *Celastrus crassifolius*,

Cornus platiphylla, *Aralia multifida*, *Myrsyne linearis*, *Rhododendron megiston*, *Vaccinium acheronticum*, *V. reticulatum*, *Andromada protogea*, *A. tremula*, *A. vacciniifolia*, *Diospyros anceps*, *D. brachysepala*, *Sapotiacites minor*, *S. parvifolius*, *Bumelia* sp., *Fraxinus gracilis*, *F. proedicta* *F. scheuchzeri*, *Viburnum ceretanum* nov. sp., *V. tiliaeoides*, *Cypselites* sp.

Quatenaire

9a) **Olopte B** (de Villalta, 1974) :

niveau (7), 1 m de profondeur environ, *Prunella collaris*, *Oryctologus cuniculus*, *Citellus major*, *Marmota marmota*,

(6) *Pyrhacorax graculus*, *Bos primigenius*, *Cervus elephus*, *Sus scropha*, *Equus* sp., *Coelodonta antiquitatis*, *Felix (Linx) spelaea*, *Crocota crocuta spelaea*,

(5) *Apodemus* cf. *sylvaticus*, *Arvicola sherman exitus*, *Microtus agrestis*,

(4) *Ursus arctos*, *Capra pyrenaica*

(3) premier niveau de l'âge du Bronze

(2) *Capre* sp., *Rupicapra rupicapra*

9b) **Fou de Bor** (Solé y Llopis, 1947b) : *Capra hircus*, *Sus scrofa*, *Canis familiaris*, *Equus equus*.

Annexe 4

QUELQUES SÉISMES SURVENUS EN CERDAGNE

Date	Lieu	Observations	
2 fév. 1428	Puigcerda, Caralps	importantes destructions	(1-2-3)
janv. 1430	Puigcerda	secousses	(2)
fév. 1456	Puigcerda	secousses	(2)
11 jan. 1788	Puigcerda	variation du débit des fontaines et niveau des puits	(4)
21 jan. 1870	Bourg Madame Latour de Carol	secousse perceptible	(2-5)
20 janv. 1894	Bourg Madame	secousse de 3 à 4 secondes	(2-5)
7 nov. 1900	Villeneuve des Escaldes	secousse se propageant du Nord au Sud	(2-5)
16 déc. 1901	Latour de Carol	secousse de 3 à 4 secondes	(2-5)
18 juin 1903	Llo, Saillagouse, Ro, Err, Ste Léocadie, Osséja	secousse de 4 à 5 secondes	(2-5)
29 sept. 1904	Cerdagne, Latour de Carol		(5)
24 mai 1906	Cerdagne, Ur		(5)
9 août 1922	Llivia		(6)
20-21 oct. 1922	Cerdagne		(6)
14 mars 1970	Porté (feuille Mont-Louis)	quelques dégâts	(7)

6 déc. 1979	Vallée du Carol	légère secousse	(8)
20 juil. 1980	(feuille Prats de Mollo) prolongement SW de la faille Mantet-Fillols	jeu de faille inverse 45°	(9)
26 sept. 1984	Yrivals, Err, Osséja, Ste Léocadie	2 secousses espacées de 3/4 d'heure	(8-10)

(1) Delcor (1955)

(2-5-6) Mengel (1909 c, 1929, 1923)

(3) B. Cadiot : les effets en France du séisme catalan de 1428 (*in Vogt, 1979*)

(4) Solé y Llopis (1947 b)

(7) Vogt (1979)

(8) Presse

(9) Gallart et coll. (1985)

(10) Olivera et coll. (1986)

Témoignages

Le Service Géologique National cherche à rassembler le maximum d'informations sur l'extension et les caractéristiques de secousses telluriques ; toute observation, même minime, doit être adressée à la Division des Risques Naturels, B.R.G.M., B.P. 6009, 45060 ORLÉANS CEDEX 2.

Annexe 5

CONSOMMATION D'EAU POTABLE DANS LES COMMUNES DU CANTON DE SAILLAGOUSE

Syndicat intercommunal	Captage	N°	Volumes facturés en 1974 ou 1975
Vallée du Carol	Latour de Carol	1-01	36 000 m ³
	Enveigt	2-02	25 000 m ³
Quatre Vallées	Bourg Madame + Caldégas	2-03	60 000 m ³
	Nahuja	3-03	2 000 m ³
	Ste Léocadie	3-04	6 000 m ³
	Valcebollère	7-01	30 000 m ³
	Osséja-Valcebollère	8-01	170 000 m ³
Haute vallée du Sègre	Eyne	4-02	4 000 m ³
	Saillagouse + Llo + Err	4-04	} 110 000 m ³
	+ Estavar	4-05	
		8-02*	

* prise d'eau en rivière abandonnée vers 1976

NB : Des différences importantes peuvent exister entre ces chiffres (compteurs des abonnés) et la production réelle des sources qui ne sont pas équipées de compteur volumétrique totaliseur. (Renseignements communiqués par J.P. MARCHAL, Serv. Géol. Rég. LRO, Montpellier).

Annexe 6

BIBLIOGRAPHIE

ASTRE G. (1927) — Le bassin néogène de Bellver. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LVI, p. 231-258.

AUTRAN A., FONTEILLES M. et GUITARD G. (1970) — Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considéré principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XII, p. 673-731, 1 carte géologique à 1/400 000.

AYORA IBANEZ C. (1976) — Las mineralizaciones filonianas del valle del río Rigart (Girona). *Inst. Inv. geol. Barcelona*, t. 31, p. 45-54.

BIROT P. (1937) — Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *J.B. Baillière, Paris*, 318 p.

BECAT J. (1977) — Atlas de Catalunya Nord. *Terra Nostra, Prades*.

BOERSMA K. T. (1973) — Devonian and lower carboniferous conodont biostratigraphy, spanish central Pyrenees. *Leid. Geol. Med.*, t. 49, p. 303-377.

BOISSEVAIN H. (1934) — Études géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Sègre (Pyrénées Catalanes) *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXVI, p. 33-174, 1 carte géol. à 1/40 000.

BOYER F., KRYLATOV S. et STOPPEL D. (1974) — Sur le problème de l'existence d'une lacune sous les lydiennes à nodules phosphatés du Dinantien des Pyrénées et de la Montagne Noire (France, Espagne). *Geologisches Jahrbuch*, Reihe B, heft 9, p. 3-60.

CAMPAMAJO P. (1976) — Le site de LLo. *Coll. int. préh. et arch. Puicerdà, 1974. Cypsela*, n° 1, p. 83-90.

CAMPAMAJO P. (1979) — Recherche de roches gravées en Cerdagne. *Font de Sègre*, n° 5, p. 24-30.

CANALS M., RIBERA C. i VINAS R. (1970) — La Fou de Bor i cavitats de l'alta vall del Segre. *Ed. Montblanc - Centre Excur. Catal. Barcelona*, Monographies locals, série B, n° 5.

CAVET P. (1948) — La lame de granite écrasé de Llo (P. O.). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 104-105.

CAVET P. (1957) — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées Orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LV, n° 254, 216 p.

CAVET P. (1958) — Stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale pyrénéenne à l'Est de l'Ariège. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, p. 853-867.

CLOSAS MIRALLES J. (1948) — Los carbonos minerales de Cataluña, in *Miscelánea Almera* 2^e partie, p. 61-193. *Public. del Inst. Geol. Barcelona*, t. VII.

DALLON M. (1930) — Étude géologique des Pyrénées catalanes. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, série 1, t. XXVI, fasc. III, 373 p., 1 carte géol. à 1/400 000.

DELCOR M. (1955) — Le Diétari de Puigcerda. *Études Roussillonnaises*, t. 4, p. 135-150.

DEPERET C. et REROLLE L. (1885) — Note sur la géologie et sur les mammifères fossiles du bassin lacustre miocène supérieur de la Cerdagne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, p. 488-506, 1 carte géol. à 1/320 000.

DESROUSSEAU J. (1938) — Bassins houillers et lignitifères de la France. Imp. Nationale, Paris. *Stat. Indust. Minér., Mém. ann.* p. 319-320.

DOLLE L. (1914) — Notes sur les graptolites du Vall de Ribes. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 1920, t. XLIII, p. 295-301.

DURAND J. (1935) — Remarques sur quelques formations de calcaires anciens dans les Pyrénées. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 222-223.

ELIAS BALANA F., PONS DURAN S., ROMERO BENEDI R. y SALVADOR SALES C. (1974) — Estudio hidrogeológico del complejo kárstico de la Fou de Bor. *Agua*, n° 87, p. 29-33.

FARINES J. N. (1833) — Note sur les lignites du département des Pyrénées-Orientales. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, (6), 1834, p. 68-72.

FERRER L. (1874) — Analyse chimique du lignite d'Estavar. *Bull. Soc. Agric. Scient. Litt. P. O.*, p. 56-58.

FONTBOTE J. M. (1948) — Sobre la presencia de terrenos cámbricos en el Valle de Ribes (Pirineos Catalanes). *Estudios Geológicos*, n° 8, p. 209-220.

FONTBOTE J. M. (1949) — Nuevos datos geológicos sobre la cuena alta del Ter. *An. Inst. Est. Gerund.*, t. IV, p. 129-185.

FONTBOTE J. M. et GUITARD G. (1958) — Aperçus sur la tectonique casante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Roussillon. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, p. 884-890.

FONTBOTE J. M., y RIBA O. (1957) — Observaciones sobre la geomorfología y sobre los fenómenos periglaciales cuaternarios y actuales de los altos valles del Ter y del Freser (Pireneo Catalán). *V^e Congrès INQUA Madrid-Barcelona*, p. 44-55.

GALLART J., DAIGNIÈRES M., BANDA E., SURINACHE. AND HIRN A. (1980) – The eastern Pyrenean domain : lateral variations at crust-mantle level. *Ann. Geophys.*, t. 36, p. 141-158.

GALLART J., OLIVERA C. y CORREIG A. (1985) – Reconocimiento sísmico de la Cerdanya (Pirineos orientales). Primeros resultados. *Rev. Geofís.*, t. 41, p. 81-90.

GOLPE POSSE J. M. (1974) – *Paleontología y evolución, Sabadell*, n° 8.

GOTTIS M. (1972) – Morphologie et déformations mio-plio-quadernaires des Pyrénées. *C. R. Ac. Sc.*, série D, t. 275, p. 1199-1202.

GOURINARD Y. (1971 a) – Détermination cartographique et géophysique de la position des failles bordières du fossé néogène de Cerdagne (Pyrénées orientales franco-espagnoles). *C. R. 96^e Congr. Nat. Soc. Sav. Toulouse*, t. II, p. 245-263.

GOURINARD Y. (1971 b) – Les moraines de la basse vallée du Carol entre Latour et Puigcerda (Pyrénées orientales franco-espagnoles). *C. R. Ac. Sc.*, série D, t. 272, p. 3112-3115.

GOURINARD Y. (1977) – Sur la stratigraphie des dépôts néogènes de Cerdagne (Pyrénées orientales franco-espagnoles). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 113, p. 284-288.

GUITARD G. (1970) – Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œuillés du massif du Canigou (P. O.). *Mém. B.R.G.M. n° 63*, 1 carte géol. à 1/50 000.

GUITARD G. et LAFFITTE P. (1956) – Sur l'importance et la nature des manifestations volcaniques dans le Paléozoïque inférieur des Pyrénées Orientales. *C. R. Ac. Sc.*, p. 2749-2752.

HARTEVELT J. J. A. (1970) – Geology of the upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain, *Leid. Geol. Med.*, t. 45, p. 167-236, 1 carte géol. à 1/50 000.

HENRION A. (1881) – Gîtes miniers exploités dans le département des Pyrénées Orientales, *Bull. Soc. Agri. Scient. Litt. P.O.* p. 159-163.

HERNANDEZ SAMPELAYO P. y LLOPIS LLADO N. (1946) – Las faunas paleozoicas y la tectónica hercyniana del macizo de Puig d'Alp. *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.*, t. 59, p. 129-163.

JALUT G. (1971) – Analyse pollinique d'une mouillère du Pla de Salinas (2 200 m), Massif du Puigmal, P.O. *Coll. interdisc. sur les milieux naturels supra-forestiers des montagnes du Bassin occidental de la Méditerranée, Centre Univ. Perpignan*, p. 135-145.

- KONZALOVAM., CASAS J. M., FONTBOTE J. M. et SANTANACH P. (1982) – Nouvelles données micropaléontologiques sur le Paléozoïque inférieur de la zone axiale des Pyrénées catalanes. *C. R. Ac. Sc.*, t. 204, série II, p. 869-874.
- LEYMERIE A. (1869) – Récit d'une excursion géologique dans la vallée du Sègre. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, p. 604-666.
- LLAC F. (1973) – Tectoniques superposées dans le Paléozoïque inférieur du Puigmal (P. O.) *C.R. Somm. S. G. F.*, p. 89-90.
- LLAC F. (1977) – Mesures d'orientations structurales dans le Paléozoïque de Cerdagne (Pyrénées orientales françaises) : superposition des tectoniques souples et cassantes. *Mém. B.R.G.M. n° 91*, p. 439-446.
- LLAC F. (1979) – Les nappes tardi-hercyniennes entre Cerdagne et Llobregat (versant Sud des Pyrénées catalanes). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, p. 467-473.
- LLAC F. (1983) – Itinéraires géologiques en Cerdagne (1/50 000 Saillagouse) et quelques propositions de recherches à entreprendre. *Trav. Lab. Tectonophysique, Univ. P. et M. Curie, C.R. exp. n° 1*, p. 1-82.
- LLOPIS LLADO N. (1934) – Sobre l'existència del nivell dels « Calymenes » al Baix Pireneu. *Bull. Inst. Catal. Hist. Nat.*, t. 34, p. 235-239.
- LYELL C. (1834) – On a freshwater formation containing lignite in Cerdagne, in the Pyrenees. *Proc. Geol. Soc. London*, p. 21-22.
- MENGEL O. (1908) – Feuilles de Prades et Céret au 80 000°. (Albères et Cerdagne). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XVIII, n° 119, p. 110-117.
- MENGEL O. (1909 a) – Sur la tectonique du revers méridional du Canigou et du Puigmal. *C.R. Ac. Sc.*, t. 148, p. 1347-1350.
- MENGEL O. (1909 b) – Feuille de Prades. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XIX, n° 122, p. 124-130.
- MENGEL O. (1909 c) – Monographie des « Terratremols » de la région catalane. *Bull. Soc. Ramond*, p. 1-20.
- MENGEL O. (1910) – Coupes du versant méridional des Pyrénées au Nord de la province de Barcelone. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 475-478.
- MENGEL O. (1911 a) – Feuille de Prades au 80 000° et région espagnole adjacente. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXI, n° 128, p. 93-99.
- MENGEL O. (1911 b) – Feuille de Prades au 80 000° et région espagnole adjacente. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXI, n° 132, p. 119-123.
- MENGEL O. (1913) – Feuille de l'Hospitalet (Cerdagne espagnole). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXII, n° 133, p. 159-164.

MENGEL O. (1914) – Feuille de Prades au 80 000°. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXIII, n° 136, p. 161-165.

MENGEL O. (1923) – Les tremblements de terre des Pyrénées orientales en 1922. *Ann. Inst. Phys. Gl. Strasbourg*, p. 59-64.

MENGEL O. (1929) – Étude de la seismotectonique des Pyrénées et des Alpes occidentales. *Public. Bur. Centr. Seism. Intern.*, p. 1-78.

MENENDEZ AMOR J. (1955) – La depresión ceretana y sus vegetales. Características fitopaleontológicas del Neogeno de la Cerdaña española. *Mem. R. Ac. Cienc. Madrid*, Ser. Cienc. Nat., t. XVIII, 345 p.

MIROUSER., BARROUQUERE G., BESSIERE G., DELVOLVE J. J. et PERRET M. F. (1983) – Amorce de la sédimentation synorogénique dans les Pyrénées varisques. Données chronologiques: implications paléogéographiques. *Geol. Rund.*, t. 72, 1, p. 253-281.

OLIVERA C., GALLART J., GOULA X. and BANDA E. (1986) – Recent activity and seismotectonics of the Eastern Pyrenees. *The geological evolution of the Pyrenees. Tectonophysics*, t. 129, p. 367-380.

PLAZIAT J. C. (1974) – Lacunes de sédimentation et lacunes stratigraphiques, à propos du Garumnien (faciès continentaux de la limite Crétacé-Tertiaire dans le domaine péri-pyrénéen). *Réun. Ann. Sc. T.*, p. 316.

POUS J., JULIA R. and SOLE SUGRANES L. (1986) – Cerdanya Basin geometry and its implication on the Neogene evolution of Eastern Pyrenees. *The geological evolution of the Pyrenees. Tectonophysics*, t. 129, p. 355-365.

PUGA E. y FONTBOTE J.M. (1979) – Estudio petrológico de las rocas volcánicas del Pérmico de Grèixer (Pirineo catalán). *Acta Geol. Hisp., Homenaje a Lluís Solé i Sabarís*, t. 14, p. 80-89.

REROLLE L. (1884-85) – Étude sur les végétaux fossiles de Cerdagne. *Rev. Sci. Nat. Montpellier*, (3), t. IV, p. 167-191, 252-298, 368-386.

ROBERT J.F. (1979) – Essai de classification des gîtes minéraux du val de Ribas, versant espagnol des Pyrénées orientales. *Réun. Ann. Sc. T.*, p. 402.

ROBERT J.F. (1980) – Étude géologique et métallogénique du Val de Ribas sur le versant espagnol des Pyrénées catalanes. *Thèse, Univers. de Franche-Comté, Besançon*.

ROBERT J. F., THIEBAUT J. (1976) – Découverte d'un volcanisme acide dans le Caradoc de la région de Ribas de Freser (province de Gerone). *C. R. Ac. Sc.*, série D, t. 282, n° 23, p. 2049-2050.

ROUSSEL J. (1896) – Étude stratigraphique des massifs montagneux du Canigou et de l'Albère. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. 8, n° 52, p. 1-24, 1 carte géol. à 1/320 000.

ROVIRA PORT J. y BARRERES CATALA M. (1975-76) — Nuevos hallazgos arqueológicos en la Cerdanya. *Speleon*, t. 22, p. 213-220.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA M. (1935) — Sobre una importancia erupción riolítica entre Coll de Pendis y el río de Greixa, vertiente S de la Sierra del Cadí. *Trab. Mus. Cienc. Nat. Barcelona*, vol. VI, nº 8, 44 p., 1 carte géol. à 1/25 000.

SANTANACH PRAT P. F. (1972 a) — Estudio tectónico del Paleozoico inferior del Pirineo entre Cerdaña y el río Ter (resumen). *Acta Geol. Hisp.*, VII, nº 2, p. 44-49.

SANTANACH PRAT P. F. (1972 b) — Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales. *Acta Geol. Hisp.*, VII, nº 2, p. 129-142.

SANTANACH PRAT P. F. (1973) — Die Variszische Formung und ihre Strukturen im Süden des Canigo-Massives (Ostpyrenäen) in Relation zu den Nachbargebieten. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, t. 144-2, p. 252-269.

SANTANACH PRAT P. F. (1974) — Estudi tectònic del Paleozoic inferior del Pirineu entre la Cerdanya i el Riu Ter. *Fund. Salvador Vives Casajuana, Barcelona*, 133 p., 1 carte à 1/130 000.

SCHMIDT H. (1931) — Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl. III F.*, h5 (Beiträge H. Stille nº 8), p. 981-1085.

SEGURET M. (1972) — Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant Sud des Pyrénées. *Publ. Univ. Sc. et Techn. Languedoc, Montpellier*, série Géol. Struct., nº 2, 162 p., 1 carte géol. à 1/250 000.

SEGURET M., VERGELY P. (1969) — Sur le style en têtes plongeantes des structures pyrénéennes entre le Llobregat et le Ter (versant S des Pyrénées orientales). *C. R. Ac. Sc.*, série D, t. 268, p. 1702-1705.

SERVE L. (1975) — Étude par chromatographie sur gels de dextrane des acides humiques de quelques sols siliceux de haute montagne. *C. R. Ac. Sc.*, série D, t. 280, p. 2317-2320.

SOLE SABARIS L. y LLOPIS LLADO N. (1947 a) — Sobre la tectonica del alto valle del Segre. *Est. Geol.*, nº 6, p. 3-53.

SOLE SABARIS L. y LLOPIS LLADO N. (1947 b) — Mapa geológico nº 216 BELLVER 1/50 000 y memoria explicativa. *Inst. Geol. Min. España*.

SOLE SABARIS L. (1971) — Mapa geológico nº 217 PUIGCERDA 1/50 000 y memoria explicativa. *Inst. Geol. Min. España*.

SOLE SUGRANES L. (1980) — Nappe du Pedraforca et autochtone de la Sierra del Cadí. *Livret guide 26^e Congr. Géol. Int.*, G. 18.3, p. 169-171.

SOUTADE G. (1970) — Exhumation de sols polygonaux et dégradation de la pelouse d'altitude sur le Pla de Gorra Blanc (2 450 m). Massif du Puigmal - Pyrénées méditerranéennes. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, t. 384, p. 259-279.

SOUTADE G. (1973) — Aspects du modelé périglaciaire supra-forestier des Pyrénées orientales. *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, n° 37, 4, p. 239-254.

SOUTADE G. (1975) — Coulées de blocaille et éboulis lités fonctionnels (terregalls) à la Coma de Finestrelles. *Rev. de Géom. Dyn.*, t. 24, n° 1, p. 1-12.

SOUTADE G. (1980) — Modelé et dynamique actuelle des versants supra-forestiers des Pyrénées orientales. *Éd. Impr. Coop. Sud-Ouest, Albi*, 450 p.

VENDRELL SAZ M. y FILBA ESQUERRA L. (1975) — Sistema kárstico del Embut del Puigmal (Núria). *Speleon*, n° 22, p. 115-122.

VERGELY P. (1970) — Étude tectonique des structures pyrénéennes du versant sud des Pyrénées orientales, entre le rio Llobregat et le rio Ter (Provinces de Barcelone et de Gérone, Espagne). *Thèse Géol. Struct., Montpellier*.

VIERS G. (1961 a) — Le glaciaire du massif du Carlit. *Rev. Géogr. Pyr. Sud-Ouest.*, t. 31, n° 1, p. 1-33.

VIERS G. (1961 b) — Les moraines externes de la Cerdagne et du Capcir (Pyrénées orientales, France) et leurs rapports avec les terrasses alluviales. *VI^e Congr. INQUA*, t. 3, p. 385-393.

VIERS G. (1969) — Cerdagne et Capcir. *VIII^e Congr. INQUA*, Livret guide A6, p. 67-72.

VIERS G. (1971) — L'englacement quaternaire des Pyrénées orientales et ses problèmes climatiques. *Coll. interdisc. sur les milieux naturels supra-forestiers des montagnes du Bassin occidental de la Méditerranée, Centre Univ. Perpignan*, p. 57-64.

VILLALTA J.F. (1974) — Presencia de la marmota y otros elementos de la fauna estépica en el Pleistoceno catalán. *Speleon*, n° 21, p. 119-124.

VILLALTA J. F., CRUSAFONT M. (1947) — Les gisements de Mammifères du Néogène espagnol (IV). *C.R. somm. S. G. F.*, p. 28-30.

VITRAC-MICHARD A., ALLEGRE C. J. (1969) — Age de mise en place, origine et histoire des granites de Millas, Quérigut, Mont-Louis, étudiés par la méthode $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$. *C. R. Ac. Sc.*, série D, t. 269, p. 2174-2177.

VITRAC-MICHARD A., ALLEGRE C. J. (1975 a) — A study of the formation and history of a piece of continental crust by $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ method : the case of the French oriental Pyrenees. *Contrib. Min. Petr.*, vol. 50, p. 257-285.

VITRAC-MICHARD A., ALLEGRE C. J. (1975 b) — ^{238}U — ^{206}Pb , ^{235}U —

²⁰⁷Pb systematics on pyrenean basement. *Contrib. Min. Petr.*, vol. 51, n° 3, p. 205-212.

VOGTJ. et coll. (1979) — Les tremblements de terre en France. *Mém. B.R.G.M. n° 96*.

ZIEGLER W. (1959) — Conodonten aus Devon und Karbon Südwesteuropas und Bemerkungen zur bretonischen Faltung. *Neues Jahr. Geol. Paläont. Monat.*, p. 289-309.

Annexe 7

DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES CONSULTÉS

Cartes Géologiques détaillées (références dans la bibliographie) :

— Carte géologique du massif granitique de Mont Louis-Andorre, et de son environnement (1/50 000) par **A. Autran** (à paraître).

— Carte géologique de la région entre la Sègre et la Sierra del Cadi (Pyrénées catalanes) (1/40 000) par **H. Boissevain**, 1934.

— Carte géologique des terrains néogènes et quaternaires de la Cerdagne (levés à 1/50 000 inédits) par **Y. Gourinard** (contours publiés à l'échelle de 1/200 000 en 1971).

— Carte géologique des massifs du Canigou et de la Carança (1/50 000) par **G. Guitard**, 1970.

— carte géologique et métallogénique du Vals de Ribas (1/25 000) par **J. F. Robert**, 1980.

— Mapa geologic del Paleozoic inf. del Pirineu entre la Cerdanya i el riu Ter (1/50 000) par **P. F. Santanach Prat** (contours publiés à l'échelle de 1/130 000 env. en 1974).

Photographies aériennes :

— Institut Géographique National : 2, avenue Pasteur 94160 Saint-Mandé Missions « SAILLAGOUSE, XXII-50 » (ou 2250).

● 1962, format 19 x 19, échelle approximative : 1/30 000,

● 1966, Infrarouge, format 19 x 19 échelle approximative : 1/15 000,

● 1966, format 19 x 19, échelle approximative : 1/40 000,

● 1969 et 1978, format 24 x 24, échelle approximative : 1/25 000,

— Servicio Geográfico del Ejército : Calle Prim, 8 Madrid-4,

● 1956, roll 268, format 24 x 24, échelle approximative : 1/30 000,

● 1957, roll 604, 610, 550, 606, 611, 554, format 24 x 24,

échelles approximatives : de 1/25 000 à 1/30 000.

— Consulter ces organismes pour les missions plus récentes.

Cartes topographiques :

— I.G.N. : ● 1/25 000 SAILLAGOUSE 1-2, 3-4, 7-8.

- 1/25 000 « série bleue » : 2249 W (1986), 2250 E (1987).
- 1/50 000 SAILLAGOUSE.

- Randonnées Pyrénéennes 1/50 000 CERDAGNE-CAPCIR.
- Instituto Geográfico Nacional (Madrid). Mapas topográficos E. 1/50 000 : BELLVER (216), PUIGCERDA (217), MOLLO (218), GOSOL (254), LA POBLA DE LILLET (255), RIPOLL (256).
- Editorial Alpina (Granollers).

Mapas topográficos - excursionistas (1/25 000) y guías : MOIXERO, MONTGRONY, PUIGMAL-NURIA.

Carte géologique de la France à 1/80 000 :

- Feuille l'HOSPITALET N° 256 (1912) par L. Bertrand et O. Mengel,
- Feuille PRADES n° 257.

1^{re} édition (1925) par L. Bertrand et O. Mengel.

2^e édition (1968) par A. Autran, P. Cavet et G. Guitard.

Mapa geológico de España a escala de 1/50 000 (Instituto Geológico y Minero de España) :

- Hoja BELLVER n° 216 (1947) por L. Solé Sabaris y N. Llopis Lladó.
- Hoja PUIGCERDA n° 217 (1970) por L. Solé Sabaris.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000 (B.R.G.M.) :

Feuille TOULOUSE (1962), coordination par F. Permingeat.

Mapa metalogenético de España a escala de 1/200 000 (I.G.M.E.) :

- Hoja BERGA n° 24 (1974)
- Hoja FIGUERAS n° 25 (1973).

Cartes géologiques à 1/200 000 :

- Carte géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes, par A. Autran, G. Guitard et E. Raguin, congrès AZOPRO (1963), B.R.G.M.
- Geologic map of Pyrenees, by C.P.J. Roest and H.J. Zwart (1972) Leiden University.

– Mapa geológico de España; síntesis de la cartografía existente (I.G.M.E.) :

- Hoja BERGA n° 24 (1971)
- Hoja FIGUERAS n° 25 (1970)

Carte de la végétation de la France à 1/200 000 (Serv. Carte Végét.) :

Feuille FOIX n° 77 (1964) par H. Gaussen.

Feuille PERPIGNAN n° 78 2^e édition (1972) par H. Gaussen.

Carte pédologique de la France à 1/1 000 000, par J. Dupuis (I.N.R.A., 1967).

Carte sismotectonique de la France à 1/1 000 000, Mém. B.R.G.M., n° 111, 1981.

Carte gravimétrique de la France à 1/1 000 000, feuille Sud, B.R.G.M., 1975.

Annexe 8

TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS OU DÉNOMINATIONS

1/80 000		1/50 000 SAILLAGOUSE		1/50 000 PUIGCERDA IGME N° 217		Autres publications	
N° 256	N° 257 2 ^e éd.						
a ¹	a ^{1g} ¹	p ^{-IV}	VILAFRANCHIEN	P13			
p	p ^{2a}	p	PLIOCÈNE	P1			
m		m3	MESSINIEN	M5 Pontien			
	m ⁴	m2	VINDOBONIEN			(3)	
c ⁹		c7b-e2	GARUMNIEN			Tremp	
c ⁸		c7a	MAASTRICHTIEN	C4-5		Bona	(4)
		t	TRIAS	Pt Permo-Trias		Bunter	rt « rouge brique »
t		r	PERMIEN			Peranera	
ε	α	h5-Σp	STEPHANIEN	α		Erill- Castell	St-r « lie-de- vin »
ε	s ₁ b α	Σα θn	paléo-dacite gabbro-diorite				
h _{IV-VI}	h	h1-2	DINANTIEN	H		Bellver	

d	d3	ds	FAMENNIEN FRASNIEN	D	C		
	d ²⁻¹	dm	GIVETIEN EIFELIEN		Compte B		
			di		COBLENCIEN GEDINNIEN	A	
						Villech	
					Basibé		
					Rueda		
S ⁴	S ⁴	S	SILURIEN	S Gothlandien (1)	Bar		
S _I ³	S ³	06	ASHGILLIEN	OR	Ansobell		
		06 ⁽²⁾	CARADOCIEN		Estaña		
	05		Cava				
					Rabassa		
		S ²⁻¹ Jujols	oi		Seo	Planolas	
		S _I (2)	tf			(5)	
S _I	S _I Canaveilles		k oi			Nuria	
		ζ ¹	λ ³	η			
		ζ ¹ _p	bζ _c , bζ _p , bMζ _M		G1		
		ζ ²	PRÉCAMBRIEN		(6)		
					G2		
Unités allochtones		C B, T, L, R, P			Allochtone I (7) A, B, C, D, E (8)		

(1) utilisé par tous les anciens auteurs, pour qui le Silurien comportait aussi l'Ordovicien actuel.

(2) Cavet (1957), Santanach (1974).

(3) Hartevelts (1970), Santanach (1974), Boersma (1973).

(4) Vergely (1970) - (5) Fontboté (1949) - (6) Guitard (1970) - (7) Robert (1980) - (8) Llac (1979).

Annexe 9

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux.

Ces documents peuvent être consultés soit au Service Géologique Régional Languedoc-Roussillon, Mas Jausserand, 1039, rue de Pinville, La Pompi gnane, 34000 Montpellier ; soit au B.R.G.M., Maison de la Géologie, 77, rue Cl. Bernard, 75005 Paris.

Une collection de références des principaux faciès (46 échantillons) est déposée au S.G.R. Languedoc-Roussillon et au S.G.N., avenue de Concyr, Orléans-La Source ; l'ensemble des échantillons prélevés au cours du levé (et les lames minces correspondantes) sont consultables à l'Université P. et M. Curie, Laboratoire de Tectonophysique (F. Llac), Tour 13, 2^e étage, 4, place Jussieu, 75252 PARIS CEDEX 05.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

F. LLAC (université P. et M. Curie - Paris), en partie d'après les travaux de A. AUTRAN, G. GUITARD, G. SOUTADÉ et les nombreux auteurs cités, avec la collaboration de P. CAMPMAJO (Centre d'Études Préhistoriques Catalanes) pour le chapitre « Préhistoire et Protohistoire » ; F. CROUZEL (C.N.R.S., Paléontologie - Sédimentologie, Toulouse) pour l'annexe 3-8 ; J.F. ROBERT (université de Besançon) pour la métallogénie, la pétrographie, la tectonique et la stratigraphie du SE de la feuille.

