



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

FONTARGENTE

par

M. BESSON

FONTARGENTE

La carte géologique à 1/50 000
FONTARGENTE est recouverte par la coupure
L'HOSPITALET (n° 256)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Aulus-les-Bains	Vicdessos	Ax-les-Thermes
	FONTARGENTE	Mont-Louis
		Sallagouse



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

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

par

M. BESSON

**avec la collaboration de
J.C. SOULÉ**

1991

Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS Cedex 2 - FRANCE

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

– *pour la carte* : BESSON M., RAGUIN E., ZWART H.J., HARTEVELT J.J.A., AUTRAN A., VYAIN R., KUMER J. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Fontargente** (1093) – Orléans : BRGM. Notice explicative par BESSON M., avec la collaboration de SOULÉ J.C. (1991), 35 p.

– *pour la notice* : BESSON M., avec la collaboration de SOULÉ J.C. (1991) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Fontargente** (1093) – Orléans : BRGM, 35 p. Carte géologique par BESSON M., RAGUIN E., ZWART H.J., HARTEVELT J.J.A., AUTRAN A., VYAIN R., KUMER J. (1990).

© BRGM, 1991. 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.

ISBN : 2-7159-2093-8

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	6
<i>PRÉCAMBRIEN ET PALÉOZOÏQUE</i>	6
France et lisière nord de l'Andorre	6
Andorre	17
<i>TERTIAIRE</i>	21
<i>QUATERNAIRE</i>	21
GÉOLOGIE STRUCTURALE	22
MORPHOLOGIE	24
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	25
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	25
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	27
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	29
<i>ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE</i>	29
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	31
AUTEURS	31
ANNEXE : ANALYSES CHIMIQUES	32

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

On distingue d'une façon générale, dans la moitié orientale des Pyrénées, la zone axiale formée en grande partie de terrains paléozoïques et de massifs cristallins et cristallophylliens, et les massifs nord-pyrénéens.

La feuille Fontargente s'étend sur une partie de la zone axiale. Géographiquement, elle couvre les crêtes frontières entre la France et l'Andorre, les vallées de l'Andorre, et, au Sud et à l'Ouest, ses limites atteignent le territoire espagnol. Du point de vue géologique, la feuille couvre la partie méridionale du massif cristallophyllien de l'Aston, la partie occidentale du massif de gneiss œillés de l'Hospitalet—Mil-Menut et sa couverture de micaschistes, et la partie occidentale du grand massif granitique de Mont-Louis—Andorra-la-Vella. Des terrains paléozoïques d'âge cambrien à dévonien, fortement tectonisés, s'étendent entre ces grandes formations. En recouvrement occidental du massif de l'Aston, des terrains paléozoïques vraisemblablement cambriens développent un grand pays de schistes et micaschistes, recoupé par la vallée Sud-Nord du Mounicou, tributaire du Vicdessos, mais qui s'étend jusqu'aux crêtes du Montcalm et au-delà. La grande zone faillée de Mérens s'étend d'Est en Ouest à travers toute la feuille et individualise, à sa bordure sud, le massif de gneiss œillés de l'Hospitalet—Mil-Menut.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Les formations les plus anciennes connues sur la feuille sont les paragneiss migmatitiques du Quioules et du port de Siguer, d'âge inconnu mais attribués avec doute au Précambrien supérieur. Ces gneiss ont peut-être subi l'orogénie cadomienne. Ils sont, au Nord, recouverts par les gneiss œillés de Riète associés à des gneiss de Peyregrand et des gneiss blancs, auxquels sont apparentés les gneiss œillés du Mil-Menut, au Sud de la faille de Mérens. Les gneiss œillés sont interprétés comme d'anciens granites porphyroïdes dont la mise en place s'est faite soit en nappes, soit sous forme de laccolites.

Sur ce socle reposent les formations paléozoïques dont les plus développées sont d'âge cambrien probable mais qui s'étagent du Cambrien au Dévonien. L'existence de formations d'âge carbonifère, dans l'extrémité orientale du synclinal de Llavorsi sur la feuille, est contreversée. Les terrains cambriens débutent par des arènes ou arkoses puis passent à des turbidites rythmées associées à des quartzites pour revenir vers leur sommet à des faciès de plate-forme ou de milieux confinés, avec de rares intercalations volcaniques dans cette série. L'Ordovicien, dont la base n'est pas définie, est représenté par une série de faciès flysch. Le Caradocien, bien représenté dans le Sud de l'Andorre, y débute par le conglomérat grossier de la Rabassa. Le Silurien, moins développé sur la feuille qu'il ne l'est un peu à l'Ouest dans le synclinal de Tor, en Espagne, est représenté par des sapropélites et, localement, par des calcaires noduleux noirs. Le Dévonien se développe sous forme de shales et de niveaux carbonatés.

Les terrains précambriens et paléozoïques ont subi l'orogénie hercynienne qui y a développé plusieurs phases de plissements, un métamorphisme mésozonal à catazonal avec migmatisation et anatexie dans l'Est de la feuille et développement de granites migmatitiques à cordiérite en feuillets, eux-mêmes replissés dans les gneiss plagioclasiques du Quioules. Les terrains paléozoïques sont recoupés, dans le Sud de la feuille, par les granites et granodiorites du massif hercynien de Mont-Louis—Andorra-la-Vella qui y développent une auréole de métamorphisme de contact.

L'activité géologique au Tertiaire se borne à des exhaussements suivis de dénégations. Une tectonique cassante a accompagné ces mouvements.

D'importants glaciers, dont les traces demeurent apparentes, ont envahi cette région au Quaternaire. Les éboulis de pente et les alluvions sont d'origine récente mais on note çà et là l'existence de terrasses.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PRÉCAMBRIEN ET PALÉOZOÏQUE

France et lisière nord de l'Andorre

Précambrien probable et formations associées

M ; M_ζ¹ ; M_ζ². Paragneiss migmatitiques. Les paragneiss migmatitiques, ou formations du Quioules et du port de Siguer, constituent vraisemblablement les formations les plus anciennes exposées sur la feuille. Elles affleurent au Nord des mylonites bordant au Nord les formations de la zone faillée de Mérens ; elles sont recouvertes, vers le Nord, soit par les gneiss de Peyregrand, soit par les gneiss œillés du massif de Riète et, vers l'Ouest, soit par des gneiss de Peyregrand dont des panneaux sont pris dans la zone faillée de Mérens, soit par des micaschistes feldspathiques à sillimanite qui représente sans doute la base métamorphique du Paléozoïque.

La limite cartographique adoptée pour le tracé des gneiss migmatitiques est celle de l'apparition de gneiss plagioclasiques, limite qui est distincte tant du front d'anatexie que de l'isograde à feldspath potassique et sillimanite.

La disposition d'ensemble des gneiss migmatitiques est souvent subhorizontale ou bien la stratification apparente, confondue avec la schistosité principale ou la foliation, accuse un léger pendage vers le Nord-Est et ils constituent ainsi un substratum d'aspect tabulaire légèrement redressé vers le Sud-Ouest. Mais, dans le détail, la série est très plissée et on peut y distinguer plusieurs phases de plissements, dont une phase tardive dessinant la tectonique de plis hectométriques visible actuellement. Cette disposition d'ensemble est perturbée aux environs de la faille de Mérens où les plis tardifs deviennent encore plus accentués, dessinant des brachyanticlinaux et synclinaux, le pendage général devenant fort vers le Nord.

Ces migmatites, d'allure très hétérogène, peuvent être subdivisées en entités lithologiques montrant des récurrences mutuelles : *paragneiss plagioclasiques* ($M\zeta^1$) avec quelques bancs et passées de gneiss pélitiques et de gneiss siliceux ; *paragneiss pélitiques* ($M\zeta^2$) où le faciès dominant est à biotite et sillimanite, souvent cordiérite, quelquefois grenat, avec des bancs plus gréseux ou grauwasqueux.

D'innombrables occurrences lenticulaires de pegmatites de petites dimensions existent dans les paragneiss migmatitiques et ne peuvent être figurées à l'échelle de la carte.

$M\zeta^1$. Paragneiss plagioclasiques. Ces roches ont une pétrographie particulière ; elles sont constituées de grands plagioclases à contours arrondis, de composition variable souvent voisine de l'oligoclase, mais parfois plus calcique, montrant de fréquentes inclusions de quartz souvent arrondis et rarement subhédraux et des systèmes de macles compliqués. Les grands cristaux de plagioclase sont souvent presque jointifs. La matrice, assez finement grenue, contient quartz, biotite, des plagioclases et, fréquemment, grenat, zircon, plus rarement allanite, clinozoïzite secondaire, quelquefois un peu d'andalousite ou de sillimanite. Cette matrice est sans doute d'origine pélitique. Dans un échantillon de ces gneiss plagioclasiques en provenance du col de Terres-Nères, du disthène relique a été identifié ; jusqu'à présent, du disthène relique a été identifié dans plusieurs massifs pyrénéens affectés d'un métamorphisme mésozonal ou catazonal, mais lorsque ce minéral existe dans les formations métamorphiques de la couverture paléozoïque, il se présente le plus souvent sous forme hystérogène. Le feldspath potassique est assez peu fréquent dans les paragneiss plagioclasiques de l'Ouest de la formation, plus abondant à l'Est.

$M\zeta^2$. Paragneiss pélitiques. Ils sont moins développés que les paragneiss plagioclasiques et la répartition de ces deux faciès semble irrégulière ; peut-être les paragneiss plagioclasiques sont-ils particulièrement développés à la base de l'ensemble ; aussi affleurent-ils par effet de relief dans le fond de vallées profondément érodées, en falaises et en flancs d'éboulis (jasse de la Rébenne, vallée du Rieutort pour partie, flanc sud du port de Siguer où l'érosion régressive du ruisseau de Rialp a enlevé la couverture paléozoïque de cette série), ou au voisinage nord immédiat de la faille de Mérens où les formations sont redressées (col de Beil).

Les paragneiss pélitiques à quartz, plagioclase, biotite, cordiérite, sillimanite, parfois feldspath potassique, apatite, zircon, y apparaissent en lentilles. Les véritables kinzigites sont absentes ou très rares.

ζ^8 . Gneiss à silicates calco-magnésiens. Les passées de gneiss à silicates calco-magnésiens — épidote, zoïzite, grenat, hornblende, rarement diopside, sphène, plagioclase calcique — sont assez fréquents dans les migmatites où elles apparaissent sous forme de bancs centimétriques à décimétriques, plutôt dans la série des paragneiss pélitiques.

C. Marbres ou cipolins. A l'Ouest, deux bancs ou faisceaux de cipolins plus importants, de puissance plurimétrique, se suivent de manière pres-

que continue : l'un, le cipolin de la Sabine, jusque sur les contreforts sud du pic de l'étang Blaou : il s'agit d'un faisceau ondulé plissé et faillé, souvent à plusieurs couches ; l'autre, le cipolin du ruisseau de Soulanet, depuis le pic de l'Estagnol jusqu'au Nord-Ouest de l'étang Blaou ; ce banc remonte d'ailleurs les pentes à l'Ouest de la jasse de Belesta. Il est possible que des deux entités voisines correspondent à un même faisceau de roches carbonatées dessinant un anticlinal déversé vers le Sud-Ouest, pincé à l'Ouest, ouvert vers l'Est, surmonté au Nord et enveloppé au Sud par des lambeaux de gneiss de Peyregrand.

D'autres horizons carbonatés affleurent en contrebas des précédents, en Andorre, sur les versants sud des crêtes du port de Siguer.

Les migmatites, paragneiss plagioclasiques et paragneiss pélitiques, sont interprétés comme une ancienne série détritique, formée de grauwackes avec bancs pélitiques, constituée surtout de grauwackes à sa base. Le tout contient des passées carbonatées d'extension généralement réduite, mais assez continues et, plus fréquemment, des résisters constitués de quartz, biotite et plagioclase calcique. Par analogie avec des massifs pyrénéens voisins — Saint-Barthélémy, Albères —, on peut attribuer cette formation, dénommée formation du Quioules et, à l'Ouest, du port de Siguer, de manière hypothétique, au Précambrien supérieur.

Ces formations se poursuivent vers le Nord sur la feuille Vicdessos où affleurent essentiellement les paragneiss pélitiques, et E. Raguin qui les y a cartographiées les interprète de manière différente, comme provenant du métamorphisme et de la migmatisation de roches d'âge paléozoïque, les gneiss œillés de Riète étant, sur leur bordure sud, poussés sur leur couverture paléozoïque qu'ils recouvrent.

L'interprétation de la formation du Quioules comme résultant du métamorphisme d'une série précambrienne détritique est proposée ci-dessus sur la base tant de critères cartographiques que du chimisme des roches de cette formation (voir analyses chimiques en annexe) mais son interprétation comme une série de couverture des gneiss de Riète, reprise par une tectonique en plis déversés, ne peut être exclue : en effet, sur la crête frontière entre le port de Bagnels et le collet de la Coma, les gneiss de la formation du port de Siguer dessinent des plis faillés déversés vers le Sud-Ouest.

A noter, au barrage de Lapan, sur la feuille Vicdessos, la présence de feuillets de granitoïdes clairs, parfois à cordiérite, sous les gneiss œillés et sur les gneiss gris migmatitiques de la formation du Quioules.

My⁴. Granites profonds. Les paragneiss migmatitiques sont localement profondément granitisés ; les granites y apparaissent soit sous forme de feuillets de granites leucocrates à biotite et muscovite, soit sous forme de granites peut-être anatectiques, souvent à cordiérite, en masses à contours diffus : la cartographie des contours de ces masses granitiques au sein de la série des paragneiss plagioclasiques est sujette à appréciation. Ces granites sont développés dans le fond des « coumes » (vallées du Nagear, de l'Aston, jasse de la Rébenne, coume de Seignac) alors que les paragneiss dominent sur les crêtes surincombantes ; certaines de ces roches ont été décrites par

H.J. Zwart comme diorites quartziques soit nébulitiques, soit à texture granitique.

Dans l'Ouest de la série, apparaît un granite plus leucocrate, à biotite et muscovite, en feuillets puissants — granite de l'Estagnol —, que ses caractères pétrographiques et son mode de gisements à contacts francs rapprochent des granites périanatectiques nombreux dans l'Ouest de la feuille, mais qui paraît en réalité constitué de feuillets pegmatoïdes en liaison avec les granites sans doute anatectiques situés à l'Est. Ces granites affleurent essentiellement dans les charnières anticlinales de la formation des paragneiss plagioclasiques.

σ_4^4 . **Gneiss œillés.** Les gneiss œillés du massif de Riète n'affleurent que sur la bordure nord-est de la feuille Fontargente. Largement développés sur la feuille Vicdessos située immédiatement au Nord, ils recouvrent avec un plongement moyen à faible vers le Nord les paragneiss migmatitiques du Quioules.

Un petit pointement de gneiss œillés dans les paragneiss migmatitiques est à noter au Nord de l'étang de Soulanet.

La moitié ouest du massif de gneiss œillés de l'Hospitalet—Mil-Menut affleure sur la feuille Fontargente. Ces gneiss, profondément érodés par la vallée de l'Ariège, où ils montrent des **faciès anatectiques** (σ_4^4) ou granitisés, se poursuivent vers l'Est sur la feuille Mont-Louis. Vers l'Ouest et le Sud, ils sont recouverts par les micaschistes de la série de Ransol qui couronnent également les crêtes à l'intérieur même du massif, avec fréquemment à leur base un banc de cipolin. Leur bordure nord est faillée par le grand accident de la zone de Mérens.

La structure du massif des gneiss œillés, définie par la foliation principale, dessine un vaste dôme allongé Est-Ouest à pendage Nord vers le Nord, Sud vers le Sud, les gneiss du centre du massif étant subhorizontaux. Sur la bordure sud du massif, le contact des micaschistes se suit d'Ouest en Est : alors qu'à l'Ouest du val d'Incles les micaschistes reposent sur les gneiss, ce contact devient subvertical au Nord du rio Saint-Joseph et, à l'Hospitalet, les gneiss sont couchés sur les micaschistes, entraînant un recouvrement d'ordre kilométrique. Au Nord-Ouest de l'Hospitalet, le contact des micaschistes sous le massif de gneiss œillés apparaît faillé.

Les gneiss œillés constituent des affleurements très homogènes. Rarement on y note des pointements granitiques qui appartiennent à plusieurs types : anciens granites leucocrates tardifs par rapport au granite originel du massif qui, écrasés, donnent des **bancs leptynitiques** (γ_m^2) (tose de Pédures) ; **filons granitiques** (γ) sans doute contemporains de l'orogénèse hercynienne (étangs de Joucla, étangs d'Incles) ; champs de **pegmatites** (P) ou de **filons de quartz** (Q). Les anciennes enclaves basiques y sont très rares. Exceptionnellement, sur le sentier du lac du Sisca, ces gneiss œillés sont recoupés par des filons d'**orthoamphibolites** (δ^{10}). Par contre, au Nord du col dels Clots et sur le sentier du lac de Pedoures ont été notés des pas-

sées de **gneiss blancs** (ζ^3) représentant sans doute d'anciennes rhyolites ou d'anciennes arènes pincées dans les gneiss œillés.

Au point de vue pétrographique, les yeux sont le plus souvent de petite taille, d'ordre centimétrique, et très étirés. La structure est cloisonnée par des guirlandes de phyllites, biotite et muscovite associées, la biotite étant fréquemment transformée en chlorite. Les yeux sont constitués de grands cristaux d'orthose perthitique, de microcline et de quartz engrenés avec ou sans plagioclase : le plagioclase est de l'oligoclase d'une teneur molaire en anorthite voisine de 15 %. Parmi les minéraux accessoires, on note la rareté du grenat.

La composition chimique des gneiss œillés est assez constante et correspond à celle d'un granite calco-alkalin.

ζ^3 . **Gneiss blancs.** Au sommet de la formation des gneiss œillés du massif de l'Hospitalet—Mil-Menut affleurent, sur leur bordure sud et sous les micaschistes, des gneiss blancs. Ils apparaissent en cordons discontinus avec une puissance qui ne dépasse généralement pas quelques dizaines de mètres et peut être réduite à quelques mètres. Les principaux affleurements ont été notés : à la jasse de Lherbis, dans les virages de la route (RN 20) au-dessus de l'Hospitalet, à la porteille de Siscarou, dans le ravin du Querol, sur le flanc sud et au sommet du pic de Mil-Menut. Ces gneiss sont généralement de teinte claire, parfois d'un blanc éclatant (Mil-Menut) bien que des variétés plus sombres y aient été notées (Siscarou, l'Hospitalet). Ils ont souvent une allure hétérogène, mais ils se distinguent des gneiss œillés par un aspect plus schisteux, l'absence, la rareté ou la très petite taille des yeux.

En lame mince, on y note la présence et l'abondance du microcline et du grenat ; le cloisonnement par les phyllites, muscovite ou biotite, y est peu développé ou inexistant. Les quartz, parfois disposés en lits entre les microyeux de feldspaths, sont recristallisés. Dans de nombreux échantillons, les structures micropegmatitiques sont fréquentes et les feldspaths potassiques et plagioclases ont une tendance nette à l'idiomorphie ; plagioclases et feldspaths potassiques sont souvent maclés par la macle de Carlsbad et on note la présence d'albite en échiquier. Ces gneiss rappellent souvent des granophyres. Mais, suivant les échantillons, l'abondance du quartz ou l'allure détritique des grains de quartz est variable et il semble que l'on ait affaire tantôt à des arènes remaniées, tantôt à des rhyolites ou microgranites transformés. Parfois, comme au ravin de Quérol, leur sont associés des nodules de quartz à sillimanite.

Le chimisme des gneiss blancs diffère de celui des gneiss œillés : les gneiss blancs sont, en général, plus silicieux, plus potassiques, moins aluminés et moins calciques que les gneiss œillés.

Ces gneiss peuvent être rapprochés des gneiss et leptynites, montrant une structure et un chimisme parfois analogues, situés sur la bordure nord du massif de l'Aston (formations de la vallée de l'Aston, sous le barrage de Riète) où ils sont intercalés entre les gneiss de Riète et les micaschistes de l'enveloppe nord ; et des gneiss blancs à nodules de quartz et sillimanite,

affleurant en lambeaux sur le plateau du Saquet où ils sont intercalés entre des gneiss œillés et des paragneiss granitisés.

ζP. **Gneiss de Peyregrand.** Ces gneiss ont été définis et étudiés par E. Raguin sur la feuille Vicdessos. Ces gneiss sont clairs, à lits onduleux de biotite espacés de un à quelques millimètres et contiennent parfois des yeux, au plus centimétriques, ou des amandes allongées de quartz ; ils ont été dénommés soit flasergneiss soit gneiss granitiques par H. J. Zwart ; ils sont polymorphes et E. Raguin en décrit deux variétés : une variété feuilletée à biotite et une variété contenant des dragées de quartz à sillimanite et, fréquemment, du grenat.

Sur la feuille Fontargente apparaissent des gneiss clairs de la variété feuilletée à biotite ; ces gneiss couronnent fréquemment les crêtes au Nord de la faille de Mérens : pic Pradel, pic de Cabailères, pic de l'Estagnol. La coupe du pic de Cabailères et celle du pic Pradel montrent que ces gneiss reposent, avec des pendages faibles à moyens, sur les paragneiss migmatitiques de pendages variés et souvent faibles ; leurs relations avec les gneiss œillés apparaissent variables. Ils se trouvent le plus souvent en feuilletés intercalés entre les paragneiss migmatitiques et les gneiss œillés.

Ces gneiss forment l'essentiel des affleurements de la coume de Jas et se raccordent aux affleurements de gneiss de Peyregrand de la feuille Vicdessos à la tose de Riète et dans le bas de la coume de Jas. Dans la coume de Jas, ces gneiss dessinent une vaste cuvette d'extension Est-Ouest, redressée sur ses bordures sud et nord. Bien que la tectonique comporte la juxtaposition de panneaux faillés, la puissance de cette formation est, dans cette région, considérable, et la puissance apparente dépasse plusieurs centaines de mètres.

Les gneiss de Peyregrand montrent, dans leur variété feuilletée à biotite, une composition chimique homogène. Par rapport aux gneiss œillés, ils sont plus riches en silice et alumine, moins riches en chaux (le plagioclase y est voisin de l'albite, ou de l'albite-oligoclase, avec une teneur molaire de 5 à 10 % An), moins riches en fer (ils contiennent moins de biotite).

Le problème se pose de l'équivalence stratigraphique des gneiss de Peyregrand, qui se trouvent souvent entre les gneiss œillés de Riète et les paragneiss migmatitiques, et des gneiss blancs (ζ³), qui reposent sur les gneiss de l'Hospitalet. Au point de vue cartographique, les gneiss de Peyregrand peuvent être l'équivalent, pour partie, des gneiss de la bordure nord du massif de l'Aston qui sont subordonnés aux micaschistes, et des gneiss blancs de Saquet qui surmontent des paragneiss envahis de granites leucocrates.

Le chimisme des gneiss de Peyregrand est souvent très comparable à celui de gneiss blancs, mais ces derniers ont des compositions plus hétérogènes, montrant en particulier des enrichissements locaux en silice. L'analogie pétrographique ou de faciès est moins poussée et on ne note pas, dans les gneiss blancs, les feuilletés onduleux de biotite caractéristiques des gneiss de Peyregrand ; en conséquence, les gneiss blancs sont plus pauvres en fer que les gneiss de Peyregrand, eux-mêmes plus pauvres que les gneiss œillés.

L'analogie chimique est cependant étroite entre certains faciès des gneiss de la bordure nord du massif dans la vallée de l'Aston, et les gneiss de Peyre-grand. Ces deux types de formations peuvent représenter, pour partie, soit d'anciennes arènes de démantèlement des gneiss oëillés, soit des rhyolites ou microgranites associés à ces arènes.

Enfin, un important panneau de roches tectonisées prises dans la zone faillée de Mérens au Sud de l'étang de Soulanet, est considéré soit comme des gneiss de Peyregrand écrasés ($\zeta\bar{P}$), soit comme des granitoïdes laminés.

Cambro-Ordovicien

Ces formations sont très largement représentées sur les pourtours nord et sud du massif de l'Aston et dans l'Ouest de la feuille, de part et d'autre de la vallée du Mounicou. Elles sont le plus souvent azoïques et l'examen de leur stratigraphie est gêné par plusieurs phases de plissements qui les ont affectées.

● Au Nord de la faille de Mérens, le **Cambrien** débute parfois sur les paragneiss migmatitiques par des **microconglomérats** ($k\chi_a$), le plus souvent par des schistes riches en Al_2O_3 donnant après métamorphisme des micaschistes felspathiques à sillimanite, puis comporte des **métapélites** ($k\xi$). Un premier **niveau carbonaté** donne des bancs épais de cipolins (kC), associés à des quartzites et quartzites noirs que l'on suit depuis la faille de Mérens au Sud-Ouest du pic du Port en Andorre jusque sur le flanc nord du pic de l'Aspre. Il dessine un pli couché d'axe 140° NW faible dans la haute vallée de Gnioure.

Plus à l'Ouest, la série est pélitique ($k\xi$) avec quelques **quartzites** ($k\chi_b$) ou microconglomérats ($k\chi_a$), et un niveau volcanique peu développé affleure autour des lacs de Tristanya et de la Oussade sous un deuxième niveau carbonaté qui se suit de manière discontinue des étangs de Tristanya au Nord des étangs Fourcat. Ces deux niveaux de marbres se rapprochent en terminaison faillée, un peu au Sud de l'étang d'Izourt.

Plus à l'Ouest, sur les crêtes entre le port de Rat et le pic de Malcaras, la série prend un **caractère flysch** ($k\xi F$), montre un niveau volcanique très discret et se termine par un niveau à microconglomérats, shales sombres, quartzites noirs, grès calcareux, petits bancs calcaires et quartzites.

Sur les deux flancs de la vallée du Mounicou, on note, de la base vers le sommet, des micaschistes felspathiques à sillimanite envahis de sills et de dykes de **granite** (γ_b) péri-anatectique et aplites, des micaschistes assez sombres ($k\xi$), parfois riches en ilménite, associés à de petits bancs gréseux, puis des roches de faciès flyschöide ($k\xi F$) avec des manifestations volcaniques très discrètes ; au-dessus viennent des grès ou grauwackes légèrement carbonatés, puis des quartzites noirs et **shales sombres** ($k\xi N$) dans lesquels est individualisé un niveau de cipolin (kC) au port de Roumazet et à l'étang de la Gardelle, où il est associé à des **ampélites** ($k\xi A$). Ces formations, par leur lithologie et leur composition peuvent, avec doute, être attribuées au Cambrien.

Le rapprochement de cette série de micaschistes avec l'une des formations définies dans les Pyrénées orientales est aléatoire; on note des analogies avec la formation de Cabrils. L'étude géochimique de cette série détritique de métashales et métagrauwares légèrement carbonatées montre une composition initiale des plagioclases voisines de An 19, sous réserve d'un réajustement métamorphique, et une norme des argiles dominante à quartz chlorites - muscovite - illite avec parfois un peu de calcite.

Au sommet de cette série, sur la crête de Canalbonne, affleurent des **schistes gris verdâtre** à rubanement fin (oS), sans doute **ordoviciens**.

● Le long de l'extension vers l'Ouest de la faille de Mérens, des micaschistes à andalousite au Nord sont séparés par cette zone faillée, au Nord du pla de la Creuz, de pélites (kξ) peu métamorphiques au Sud. Les formations du Sud consistent en micaschistes à biotite gris-bleu ou gris verdâtre, feuilletés, ou gris-noir, plus massifs, et riches en ilménite, comme au pic de la Soucarane. Par zones, des lits gréseux donnent aux roches un aspect rubané et aux formations un caractère de flysch (kξF). Un horizon de roches volcaniques se suit depuis le pic de la Soucarane jusqu'au versant andorran du port de Rat. Contre la crête frontière de l'Andorre, à hauteur du ravin des Bareytes et du port d'Arinsal, se développent des grauwares, des grès calcaires, des quartzites noirs des schistes sombres, des ampélites et des cipolins. Les quartzites en bancs massifs (kχb) échappent aux microplissements. Cette série gréseuse et localement carbonatée du fond de la vallée du Mounicou, présente les mêmes faciès que les formations sommitales situées plus au Nord-Ouest et peut également être, avec doute, attribuée au **Cambrien supérieur**.

● Entre les gneiss œillés du massif de l'Hospitalet et le massif granodioritique de Mont-Louis affleurent des micaschistes qui contiennent plusieurs bandes à ampélites et calcaires, parfois des **tufs** (ρ), qui se poursuivent en Andorre. L'une d'elles, à calcaires (kC), shales sombres et microconglomérats (kξa), ampélites (kξA), tufs, contient des lentilles à sidérite qui ont été exploitées par l'ancienne mine de Puymorens. L'âge de ces formations carbonatées n'est pas connu. A l'Est de Porté, sur la feuille Mont-Louis, des bancs carbonatés peuvent être suivis jusqu'à la région d'Evol, ce qui permet de les rattacher à l'Ordovicien inférieur. Il est possible que la continuité des bancs carbonatés du port Dret et du col d'Envalira, avec des lambeaux de Dévonien pincés dans la terminaison et des synclinaux de Tor et de Llavorsi, ne soit qu'apparente. Les bancs carbonatés associés à des ampélites peuvent, avec doute, être attribués au **Cambrien supérieur**, les micaschistes rubanés à caractère très accentué de flysch (kξF) qui affleurent autour du pic de Maïa pouvant représenter la **base de l'Ordovicien**. Le massif de granodiorite de Mont-Louis développe dans ces micaschistes une puissante lisière de métamorphisme de contact et, contre le massif, on note des cornéennes.

● Les formations de la **zone faillée de Mérens (S)**, d'âge non déterminé, comprennent des micaschistes à chlorite et muscovite hydrothermalisés, des quartzites, des bancs de roches carbonatés et des ampélites.

Métamorphisme : zonéographie dans les micaschistes

Z^b. Toutes les formations présentes sur la feuille, en France et dans les zones de l'Andorre limitrophes de la frontière, sont situées dans la *zone de la biotite*. La seule exception est peut-être constituée par les schistes de la zone de Mérens proprement dite où l'association des phyllites est le plus souvent muscovite-chlorite, mais il peut y avoir ambiguïté sur l'origine de la chlorite par suite des abondantes circulations hydrothermales qui ont affecté cette zone faillée.

Z^c. La *zone de la cordiérite*, fréquemment accompagnée de grenat, est assez étroite : on la note à la jasse de Lherbis et, dans la vallée du Mounicou, aux étangs de la Gardelle, sous le port de Roumazet, et, sur le versant andorran, dans la vallée du riu de Tristanya au Nord-Ouest d'El Serrat. Les teneurs en MnO des grenats sont souvent fortes, jusqu'à 15 % en poids, d'où il résulte fréquemment des paragenèses apparemment anormales dans les diagrammes de Thompson.

Z^a. L'*andalousite* est très largement développée dans les micaschistes de l'Ouest de la feuille au Nord de la faille de Mérens où elle apparaît à l'Ouest peu en-dessous de la cordiérite. Elle est très largement développée sur les flancs sud et ouest du massif de gneiss de l'Hospitalet—Mil-Menut.

On note fréquemment plusieurs générations de biotite, et, en particulier au Nord d'El Serrat, au moins deux générations d'andalousite discernables à la microsonde par leurs teneurs en fer et magnésium.

A l'intérieur de la zone de l'andalousite, des micaschistes à *staurotide* apparaissent dans une large bande allant de la tose d'Incles à l'Ouest du ruisseau de Rialb et s'étendant vers le Nord jusqu'à la zone faillée de Mérens. Cette bande semble suivre, en gros, des schistes et quartzites localement ferrugineux du Cambrien. Au Nord de la faille de Mérens, une zone plus étroite de développement de la staurotide est notée de part et d'autre de la crête allant du pic de Caraoussans aux deux pics de l'étang Fourcat ; cette bande semble interne à la zone de l'andalousite et également aux zones à cordiérite et grenat ; toutefois, la staurotide en relique dans l'andalousite n'est pas rare.

La *sillimanite* s'étend loin vers l'Ouest, jusque dans les cirques des étangs Fourcat et des étangs de Tristanya ; elle y est alors associée à de nombreux petits pointements granitiques. Dans le fond de la vallée du Mounicou, aux alentours du pla Soulcem, un granite clair (γ_b) à microcline et plagioclase alcalin où la biotite peu abondante domine sur la muscovite, associé à des aplites et des pegmatites, est dispersé en feuillets et en chapelets de petits corps ; des micaschistes feldspathiques à sillimanite auréolent les lames et dykes de ces intrusions granitiques péri-anatectiques.

Au Sud de la zone faillée de Mérens, la zone de la sillimanite déborde vers le Sud le contact entre les gneiss œillés et les micaschistes de quelques mètres à quelques centaines de mètres.

L'*isograde sillimanite plus feldspath potassique* ainsi que la zone d'anatexie dans les micaschistes, débordent légèrement le contact socle-couver-

ture dans la haute vallée de Gnioure ainsi que sur le versant andorran ; nettement plus à l'Ouest, au débouché du déversoir de l'estany Esbalçat, une zone (très limitée) à *sillimanite plus feldspath potassique* (Z^{si-fk}) est interprétée comme jalonnant le cœur d'un anticlinal tardif déversé vers l'Ouest dans les micaschistes.

Au Sud de la faille de Mérens, ces isogrades n'apparaissent en général pas dans les micaschistes enveloppant les gneiss œillés du massif de l'Hospitalet ; toutefois, H. J. Zwart a signalé à l'Ouest de l'Hospitalet une occurrence à *sillimanite plus feldspath potassique*. Seules les zones assez profondes de ces gneiss œillés apparaissent anatectiques.

Dans l'ensemble, le métamorphisme des séries gréso-pélitiques est intermédiaire de basse pression, caractérisé par l'obtention rapide de joints andalousite-biotite.

Les surfaces isogrades dans les terrains paléozoïques sont peu pentées : environ 10° vers l'Ouest sur les flancs de la vallée du Mounicou, environ 15° vers le Sud-Ouest autour de la terminaison ouest des gneiss œillés du Mil-Menut. Il en résulte un biseautage des zones de métamorphisme par les reliefs. Ces surfaces sont obliques sur les stratifications et sur les contacts entre micaschistes paléozoïques et gneiss, les structures thermiques ayant été partiellement indépendantes de la forme et de la disposition des terrains supposés précambriens.

Roches volcaniques

Les roches volcaniques sont rares dans les terrains paléozoïques de couverture du massif de l'Aston.

α. Méta-andésites. Au Nord-Est de la feuille, un sill de quelques mètres de puissance, formé surtout de méta-andésites, se suit depuis le pic de la Coumette jusqu'à la vallée du Nagear : un peu au Nord affleurent des microconglomérats et conglomérats.

ρ. Métarhyolites, métatufs rhyodacitiques. Des métatufs rhyolitiques, localement associés à quelques sulfures, affleurent sur 5 km d'extension Ouest-Est, depuis le Sud du pic de la Soucarane jusqu'au versant andorran du port de Rat.

Au Sud de la zone faillée de Mérens, des métatufs rhyolitiques ou rhyodacitiques en formations notables ont été repérés en Andorre, au Sud du port d'Envalira d'une part, à l'entrée du val d'Incles et près du village de Ransol d'autre part. Des roches analogues apparaissent en feuillets parfois étendus à la tose de la Llosada et dans les ravins situés en contrebas.

β. Basaltes. Des métadolérites, localement associées à des roches blanches qui peuvent représenter d'anciennes rhyolites, apparaissent au voisinage des étangs de Tristanya et près du lac de la Oussade.

Des deux côtés de la vallée du Mounicou, des manifestations très discrètes de volcanisme sous forme de quartz rhyolitiques ou de perthites dans les micaschistes, ont été notées dans les formations à caractère de flysch.

Roches vertes

δ^{10} , η . **Orthoamphibolites, diorites.** Les orthoamphibolites sont, d'une manière générale, assez rares dans la série précambrienne des paragneiss migmatitiques. On y note cependant quelques passées décimétriques d'orthoamphibolites d'affinité tholéiitique et de rares diorites ; beaucoup plus nombreuses, des roches d'affinité calco-alcaline et tholéiitique, dont le chimisme correspond à celui d'anciens basaltes ou micrograbbs, basaltes-andésites et andésites, semblent avoir été intrusives dans cette série. Les affleurements de ces roches, toujours d'extension réduite, deviennent abondants dans le cirque de l'étang de la Soulanet, aux alentours de l'étang Blaou, des étangs Llasses, et jusqu'à la vallée de Gnioure, dessinant un croissant situé à la limite des paragneiss du Quioules et du port de Siguer et des micaschistes de leur enveloppe. Il peut s'agir d'anciens sills ou dykes de roches basiques contemporaines de l'orogénèse hercynienne et déchiquées par les phases de plissements successives.

Ces roches sont le plus souvent litées, le litage étant homogène avec la foliation des gneiss encaissants, plus rarement grenues ; leur paragenèse est à quartz, plagioclase assez basique, biotite, amphibole, apatite, clinozoïsite secondaire ; l'amphibole est de la hornblende, exceptionnellement de la cumingtonite.

Au Sud de la faille de Mérens, ces roches sont beaucoup plus rares. On note des diorites dans le lit de l'Ariège au-dessus de l'Hospitalet et des orthoamphibolites en filons dans les gneiss œillés sur le sentier du lac Sisca.

Granites et granodiorites de Mont-Louis

L'extension ouest du massif granodioritique de Mont-Louis affleure largement sur la feuille Fontargente, depuis le village de Porté, en France, jusqu'à Andorra-la-Vella, en Andorre.

γ^4_b . **Granodiorites à biotite seule.** Le faciès le plus fréquent dans ce massif est une granodiorite calco-alcaline de grain moyen à quartz, biotite, oligoclase-andésine, feldspaths potassiques et, comme minéraux accessoires, apatite, zircon et minéraux opaques. La texture est ignée avec plagioclases fortement zonés.

γ^4_{hb} . **Granodiorites à biotite et hornblende.** La bordure du massif granodioritique comporte un liseré de granodiorite à hornblende et apparaît plus basique que le centre qui comporte des panneaux de leucogranites au voisinage de failles régionales de directions WNW.

Dans le centre du massif, on note de nombreuses enclaves de roches basiques parfois évoluées en microquartz-diorites et biotitisées.

La bordure nord du massif, au contact des grès et pélites du Paléozoïque, est marquée par des cornéennes, et l'auréole de schistes tachetés, à andalou-site et cordiérite, est puissante de plusieurs centaines de mètres.

$\alpha\gamma^3$. **Aplites, microgranites.** Des filons d'aplités ou de microgranites dans les micaschistes jalonnent, de manière lointaine, le contact du granite et de son encaissant.

Andorre

Les contours et formations sur la partie andorrane de la feuille ont été essentiellement dessinés ou définis d'après les cartes de H.J. Zwart et J.J.A. Hartevelt. Seules quelques adjonctions, compléments ou modifications ont été apportés dans des zones proches de la frontière française.

Les sept paroisses d'Andorre sont constituées par les vallées des Valiras, affluents de rive droite du rio Segre. Les plus importantes sont la Valira del Nord qui coule à La Massana, et la Valira d'Orient qui vient d'Encamp, Canillo et de la région de Soldeu. Ces deux Valiras confluent un peu à l'Est d'Andorra-la-Vella.

Le centre de la principauté est occupé par des formations paléozoïques allant du Cambro-Ordovicien au Dévonien. Ces formations sont encaissées entre le granite d'Andorra-la-Vella—Montlouis au Sud, granite qui forme les crêtes frontalières avec l'Espagne, et les gneiss œillés probablement antécambriens des massifs de l'Hospitalet—Mil-Menut au Nord. Ces massifs sont séparés du massif de l'Aston par la zone faillée de Mérens qui traverse le Nord-Ouest de l'Andorre, du port de Bagnels au port de Rat, pour couper ensuite les flancs de la vallée du Mounicou.

Précambrien probable

$M\zeta^1$. **Paragneiss plagioclasiques.** Les paragneiss plagioclasiques de l'Ouest du massif de l'Aston affleurent en une mince bande située entre le port de Bagnels, le Port-Vieux de Siguer et le riu de Rialb. Ils sont frangés sur leur bordure sud d'une bande de mylonites.

$\sigma\zeta^4$. **Gneiss œillés de Mil-Menut.** Les gneiss de Mil-Menut constituent la terminaison occidentale du massif de gneiss œillés de l'Hospitalet. Entre le sommet de ces gneiss œillés et la base des micaschistes, on note constamment des bancs parfois pluridécamétriques de **gneiss blancs** (τ^3) : Mil-Menut, ravin de Querol, val d'Incles, étang de Manago, porteille de Siscarou, étangs d'Incles, ...

Cambro-Ordovicien.

$k-o$. **Microconglomérats, quartzites, quartzites à silicates calciques, grauwackes, shales, pélites.** Au Nord de la faille de Mérens, les formations paléozoïques comprennent les terrains de couverture de l'extrémité occidentale du massif de l'Aston : il s'agit de micaschistes pélitiques sans doute cambriens, enveloppant les paragneiss plagioclasiques de l'Aston et dans lesquels se situe l'isograde d'anatexie, affleurant du Port-Vieux de Siguer au cirque des étangs de Tristanya puis, plus à l'Ouest, une couverture

plus gréseuse avec des faciès de flysch se terminant par des quartzites. On y note quelques affleurements discontinus de marbres, de gneiss et de **quartzites à silicates calcomagnésiens** ($k\chi^8$).

Au Sud de la zone faillée de Mérens, le Cambro-Ordovicien ($k-o$) vient, à l'Est, en couverture des gneiss du massif de l'Hospitalet—Mil Menut et on note souvent à sa base, par exemple aux pics de la Cabanette et autour du petit étang de Manago un **marbre** (kC) de puissance métrique. Au-dessus des micaschistes de base, viennent des horizons à **ampélites** ($k\xi A$) suivis depuis l'Ouest de l'Hospitalet jusqu'au col de la Mina, au Sud du pic Serrière ; ces horizons sont associés à des marbres à l'Ouest du val d'Incles ; puis une formation de puissants bancs de **grès**, ($k\chi^b$), **microconglomérats** ($k\chi^a$) et quartzites calcaires qui dessine une ondulation plongeant vers l'Ouest au Nord de Ransol. Ces formations gréseuses se suivent loin vers l'Ouest, contournant la puissante masse, surincombante par pli faillé, de schistes siluriens de Llors et atteignent la haute vallée du Mounicou par le pic de Cataverdis. Il s'agit vraisemblablement de faciès gréseux du Cambrien.

H. J. Zwart a donné le nom de « formation de Ransol » à l'ensemble constitué de calcaires métamorphiques à la base, puis de schistes noirs surmontés d'une puissante formation gréseuse ou quartzreuse qui affleure au Nord de la faille de Soldeu. Aucun fossile n'ayant été identifié à ce jour dans ces formations, leur datation demeure incertaine. Nous remarquerons que le style tectonique de cette région peut être en plis isoclinaux serrés ; les schistes noirs et calcaires étroitement associés, par exemple au col de la Mina, peuvent représenter soit des bandes synclinales étroitement pincées de Silurien, soit du Cambrien.

Au Sud du cirque du Mounicou, le long de la frontière ouest de l'Andorre avec l'Espagne, des schistes noirs parfois à ampélites apparaissent ; ils sont associés à des **quartzites** ($k\chi^b$), quartzites noirs et marbres, et constituent plus à l'Ouest la formation anticlinale de Vallpeguera au voisinage du port de Bayau. Sur le flanc sud de cet anticlinal apparaissent à nouveau des bandes de quartzites et de **conglomérats** ($k\chi^a$) associés à des calcaires en plaquettes gris ou bruns.

Le Cambro-Ordovicien apparaît à nouveau dans l'anticlinal de La Masana situé au Sud du synclinal à Silurien et Dévonien de Tor et au Nord du synclinal à Silurien et Dévonien de Llavorsi — Encamp ; il se poursuit alors vers l'Est, au Sud de la faille Lanoux — Soldeu, jusqu'au delà du port d'Envalira et du col de Puymorens.

$k-ou$. **Formation du Seo-de-Urgel.** Dans le Sud-Ouest de l'Andorre, J.J.A. Hartevelt a dénommé formation de Seo-de-Urgel le Cambro-Ordovicien non différencié qui affleure sous le conglomérat de la Rabassa.

Il s'agit, comme pour les autres terrains dénommés $k-o$ en Andorre, d'une série monotone à fins lits alternants de schistes, siltites, grès et grauwackes de teintes gris à gris verdâtre. Les bancs quartzitiques peuvent y révéler des figures de charges et des stratifications entrecroisées.

Ordovicien

Dans le Sud-Ouest de la feuille également, J.J.A. Hartevelt a subdivisé l'Ordovicien supérieur en formations dont plusieurs sont fossilifères et pour lesquelles les rattachements chronologiques suivants sont proposés. De haut en bas, au-dessus du conglomérat de la Rabassa non daté :

- quartzite de Bar, peut-être sommet de l'Ashgillien ;
- formation d'Ansobell, peut-être Ashgillien ;
- formation d'Estana, sommet du Caradocien à Ashgillien inférieur ;
- formation de Cavá, passant vers le Nord aux shales noirs de la formation d'Ansobell : Caradocien supérieur pour les siltites de la formation.

OR. Conglomérat de la Rabassa. Le conglomérat du riu de la Rabassa surmonte sans discordance apparente la formation de Seo-de-Urgel. Ce conglomérat est constitué de galets de quartz, quartzites et schistes dans une matrice argilo-gréseuse. D'une épaisseur maximum de 100 mètres dans la vallée du Sègre, il s'amincit vers le Nord.

Ce conglomérat est présumé constituer la base de l'Ordovicien supérieur.

OC. Formation de Cavá. La formation de Cavá est constituée de sédiments le plus souvent grossiers, fossilifères, qui surmontent le conglomérat de la Rabassa. Elle débute par des grès grossiers et des grauwackes, se poursuit par des schistes rouges et verts alternant avec des grès puis des siltites et lutites à occurrences de brachiopodes. La formation de Cavá est remplacée vers le Nord par les schistes noirs de la formation d'Ansobell.

Une corrélation est possible entre les siltites à brachiopodes et la grauwacke à orthis des Pyrénées orientales.

OE. Formation d'Estana. La formation d'Estana, à marnes et calcaires fossilifères, située entre les formations de Cavá et d'Ansobell, paraît l'équivalent de calcaires caradociens rencontrés fréquemment dans les Pyrénées.

OA. Formation d'Ansobell. La formation d'Ansobell soit repose directement sur le conglomérat de la Rabassa, soit englobe la formation d'Estana. Il s'agit de schistes noirs homogènes, souvent à pyrite, avec quelques lits gréseux, rarement fossilifères.

OB. Quartzite de Bar. Le quartzite de Bar, en général de couleur gris clair, repose soit sur les schistes noirs d'Ansobell, soit sur la formation d'Estana comme dans la région de Sant-Julia. Son épaisseur, de l'ordre de la dizaine de mètres, s'amenuise vers le Nord ; un fin niveau de conglomérat se trouve souvent au milieu de cette formation qui est surmontée par les schistes noirs ampéliteux du Silurien.

Silurien

s. **Shales noirs, calcaires noduleux.** Le Silurien apparaît sous son faciès normal pyrénéen de schistes noirs carbonés. Accompagné de Dévonien, il

affleure dans le prolongement est du synclinal de Tor et on le suit vers l'Est jusqu'à Sant-Joan-de-Caselles. Il est relativement épais, spécialement aux environs de Llorts où une masse puissante de Silurien est due à son épaississement par plissements au Sud d'une bordure nord faillée. Ce Silurien est métamorphique avec développement de porphyroblastes de **chistolite** (s[1]). Le Silurien réapparaît sur le flanc sud du synclinal de La Massana à l'Est d'Os de Civis. Les étroites bandes d'ampélites et calcaires du port Dret, du Nord et du Sud du port d'Envalira, sont en continuité apparente avec ce Silurien. Elles peuvent, en réalité, représenter des terrains plus anciens.

Dévonien

d. **Dévonien indifférencié. Calcaires et calcaires argileux.** Le Dévonien apparaît en deux zones : il forme un large synclinal orienté Est-Ouest, suite vers l'Est du synclinal de Tor, au Nord de l'anticlinal de La Massana. Au Sud de l'anticlinal de La Massana, il s'allonge en bandes Est-Ouest du Sud d'Os de Civis en Espagne à la région d'Encamp, puis au Nord du cirque des Pessons.

Le Dévonien, vers sa base, affleure principalement sous des faciès de calcaires, blancs ou gris, mal lités, surmontés de calcshistes associés à des schistes verdâtres. Au col d'Ordino affleurent des calcaires noduleux. Des traces de crinoïdes ont été trouvées en différents endroits. Le Dévonien, d'épaisseur stratigraphique limitée, voit souvent sa puissance apparente épaissie par plissements. A l'Ouest de Canillo, on y note de puissants plis couchés.

Dans le Sud-Ouest de l'Andorre, J.J.A Hartevelt a distingué, sous la formation de Civis, de haut en bas : la formation de Mañanet, la formation de Fonchanina, la formation de Basibé, la formation de Rueda en continuité avec les terrains affleurant au Sud et à l'Ouest, en Espagne, dans les vallées du rio Segre et de ses affluents. Plusieurs de ces formations sont fossilifères et les âges suivants leur sont assignés : formation de Fonchanina : Emsien ; formation de Basibé : Emsien ; formation de Rueda : Gedinnien.

dR. **Formation de Rueda.** La formation de Rueda, d'une épaisseur variable entre 25 et 175 mètres, est constituée, dans le synclinal de Llavorsi, d'une alternance de calcaires impurs et de schistes noirs, les intercalations argileuses s'amenuisant vers le Sud.

dB. **Formation de Basibé.** La formation de Basibé est constituée d'un calcaire pur massif, d'épaisseur variable entre 20 et 175 mètres.

dF. **Formation de Fonchanina.** La formation de Fonchanina n'affleure sur la feuille que dans le Nord du syndical de Llavorsi. Il s'agit d'une séquence de schistes gris foncé à noirs dans laquelle peuvent s'intercaler de fins niveaux de calcaires noirs.

dM. **Formation de Mañanet.** La formation de Mañanet, développée dans le synclinal de Llavorsi et d'épaisseur variant entre 200 et 300 mètres, est une séquence de calcaires noduleux versicolores dans laquelle s'intercalent fréquemment des schistes carbonatés.

dC. **Formation de Civis.** En prolongement oriental du synclinal de Llavorsi, dans une bande de terrains allongée Est-Ouest au Nord d'Andorra-la-Vella, les calcaires dévoniens sont surmontés par une série monotone de schistes ardoisiers bleu-noir à gris bleuté. En l'absence de fossiles, H.J. Zwart a assigné à ces schistes un âge carbonifère par analogie de faciès avec des formations reconnues, plus à l'Ouest, d'âge westphalien grâce à des fossiles végétaux. Toutefois, H. Groos-Uffenorde *et al.* ont assimilé la formation de Civis, qui surmonte la formation de Mañanet, à la formation de Villaler, dont l'âge dévonien, probablement emsien, est établi par fossiles et c'est cette interprétation qui a été retenue.

Roches magmatiques et filoniennes

γ^4 . **Granodiorite d'Andorra-la-Vella—Mont-Louis.** Ce massif granitique et granodioritique affleure dans le Sud de l'Andorre et se poursuit loin vers le Sud en Espagne. Cette granodiorite se prolonge à l'Ouest d'Andorra-la-Vella pour constituer le massif de Santa-Coloma qui se termine au Sud d'Os de Civis. Un pointement satellite apparaît au Nord de Fontaneda.

Les faciès rencontrés dans ce massif ont été décrits plus haut.

Les auréoles de métamorphisme de contact de ces massifs peuvent atteindre une largeur de 1,5 km ; elles affectent des terrains cambriens, ordovi-ciens, siluriens, dévoniens. On y note des schistes tachetés et des cornéennes à porphyroblastes d'andalousite et de cordiérite altérés en masses à séricite et chlorite.

Des dykes ou de petits stocks d'**aplites** ($a\gamma^3$) dans le granite ou dans les terrains encaissants sont fréquents ; on note également quelques dykes de **porphyres quartziques** (Σ), de **porphyres granodioritiques** (γ^4) et, rarement, de **lamprophyres** (ν).

Les contacts du massif avec les formations paléozoïques sont parfois tectonisés, notamment entre Encamp et Les Escaldes.

TERTIAIRE

§III. **Couverture d'altérites.** Il s'agit de la couverture d'altérites sur d'anciens lambeaux surélevés de la surface antémiocène ou néogène, souvent situés entre 2 300 et 2 700 mètres d'altitude.

QUATERNAIRE

Formations glaciaires

Les formations glaciaires ont été spécialement étudiées dans l'Est de la feuille où l'on a distingué :

— des dépôts de langues glaciaires des vallées, d'âge Würm probable (G), et leurs cordons morainiques (Gy), avec figuration de crêtes pour les grandes moraines (GM).

Quelques basses terrasses (FM) sont sans doute en relation avec cet épisode de glaciation ;

– des dépôts des glaciers des cirques et des plateaux d'altitude supérieure à 2 200 m, de la fin de la glaciation wurmienne, et leurs cordons morainiques (GyC) ;

– au Néoglaciale, Gz désigne les glaciers de blocs dans les cirques et leurs cordons morainiques et les éboulis de remaniement des moraines.

Alluvions et colluvions récentes

Les formations détritiques récentes comprennent des alluvions (Fy-z) et des colluvions (Cy-z), des éboulis de pente (E), des cônes de déjection torrentiels (E [1]) très développés sur le versant français dans les abruptes vallées de Gnioure et du Mounicou, des dépôts d'éboulement en masse (EGW-y), des niches d'arrachement et des éboulis vifs.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Microtectonique

De nombreux travaux d'analyse structurale ont déjà été consacrés aux massifs de l'Aston, de l'Hospitalet et à leurs bordures. Cependant, la chronologie des phases de plissements qui ont affecté les terrains métamorphiques, en particulier des phases hercyniennes, n'est pas encore définitivement établie.

Dans l'état actuel des connaissances, on peut sans doute distinguer :

● **Au Nord de la zone faillée de Mérens** et pour l'extrémité occidentale du massif :

– une ou deux phases de plis couchés synschisteux ;

– une phase de plis assez ouverts ou en chevrons qui est sans doute la phase principale ; dans l'Ouest du massif, les axes de cette phase sont NE-SW à plongements variables ;

– une phase donnant des plis hectométriques. Les axes de cette phase, la plus importante en cartographie, tournent d'une direction 100° à plongement horizontal à l'Est du massif, à 140° à plongement NW 40° à l'Ouest de la vallée du Mounicou ;

– une ou plusieurs phases de bombements tardifs.

En particulier, les pentes exposées sur les versants français et andorran entre le Port-Vieux de Siguer et la vallée du Mounicou, permettent d'observer les phases de plissements syn-à postschisteux ayant affecté les micaschistes paléozoïques de cette zone, à l'Ouest des plis serrés déversés vers le Sud-Ouest qui affectent les paragneiss plagioclasiques : on y définit deux phases de plans axiaux SE prépondérants dans l'Est de cette région, deux phases de plans axiaux NE prépondérants dans l'Ouest de cette région, ces phases tardives interférant au centre dans le vallon de Tristanya.

De manière plus générale, l'allure en dôme de la terminaison ouest du massif de l'Aston semble due à l'interférence des phases hercyniennes de plans axiaux NE-SW et NW-SE.

● **Au Sud de la zone faillée de Mérens :**

- sans doute une phase d'ondulations précoces ;
- une ou deux phases de plis couchés synschisteux ;
- une phase de plis en chevrons d'axes voisins de 100° , à plongement Ouest repris par une phase coaxiale ;
- une ou plusieurs phases de plis ou bombements tardifs.

En dehors des formations affectées par un métamorphisme régional mésozonal sur les pourtours des larges dômes gneissiques de l'Aston et de l'Hospitalet–Mil-Menut, des zones de dynamo-métamorphisme de faible intensité affectent les terrains siluriens, dévoniens et carbonifères. H.J. Zwart a essayé de corréliser la chronologie de la porphyroblastèse et celle des phases tectoniques. Sur les pourtours des massifs, aussi bien de l'Aston que de l'Hospitalet, des porphyroblastes précoces, contemporains des premières phases de plissements, apparaissent dans les schistes à proximité des gneiss mais lorsqu'on s'éloigne des contacts, la croissance des porphyroblastes commence plus tard ; dans les deux massifs, la culmination du métamorphisme est contemporaine des phases principales de plissement.

L'influence des structures hercyniennes sur les reliefs a été faible.

Failles et mylonites - Macrojoints

Deux zones faillées traversent la feuille en direction Est-Ouest :

- la zone faillée majeure de Mérens ;
- la faille plus discrète Lanoux–Soldeu.

Le grand accident de la zone de Mérens a vraisemblablement joué à plusieurs époques dont la dernière pourrait être subactuelle. Il ne s'agit pas d'une faille simple mais d'un sillon tectonique avec chevauchement du bord nord sur le bord sud. Cette faille, d'extension régionale, qui parcourt les Pyrénées sur une centaine de kilomètres, s'évanouit peu à peu dans les phyllades cambro-ordoviciennes au-delà de la limite ouest de la feuille. A l'Est de la feuille, des terrains mésozoïques sont impliqués dans la zone faillée qui a donc subi des mouvements d'âge mésozoïque ou tertiaire, bien que les premiers mouvements aient eu lieu pendant l'orogénèse hercynienne. Dans la zone faillée sont pincées des phyllades et des calcaires non datés ainsi que, à l'Ouest du Mil-Menut, des quartzites sans doute cambro-ordoviciens. Ces formations représentent vraisemblablement des lambeaux de l'ancienne couverture des massifs de l'Hospitalet et de l'Aston. Les terrains exposés au Nord de la zone faillée sont, de l'Est à l'Ouest de la feuille, plus anciens que les terrains exposés au Sud. Toutefois, les miroirs de failles actuellement bien visibles dans les gneiss ocellés sont pentés vers le Nord. Cet accident est jalonné au Nord soit d'amas de quartz hydrothermaux, soit de mylonites de puissance très variable et où l'on peut reconnaître, écrasés,

les différents types de roches du massif de l'Aston. Des ensembles de plissements sont notés dans ces mylonites, témoins de mouvements en plusieurs directions.

La faille Lanoux—Soldeu longe la bordure sud du massif de l'Hospitalet. Moins importante que la faille de Mérens, on peut cependant la suivre vers l'Ouest où son relais tourne autour de la large masse de terrains siluriens de Llorts.

De nombreuses failles rectilignes ou curvilignes, vraisemblablement récentes et contemporaines de la mise en place du massif, sont visibles sur le terrain et sur photographies aériennes. Certaines se suivent sur plusieurs kilomètres. Leur rejet est très variable, le plus souvent faible ou nul. Certaines sont jalonnées de mylonites. Dans l'ensemble, elles donnent une tectonique récente en panneaux peu déplacés.

MORPHOLOGIE

On peut distinguer un relief préglaciaire, un modelé glaciaire et une érosion postglaciaire.

Relief préglaciaire

Le massif de l'Aston montre de nombreuses reliques de la ou des surfaces de dénudation tertiaire des Pyrénées, la « plate-forme de l'Aston » : des lambeaux de cette surface se trouvent, par exemple, à l'Ouest de la jasse de Lherbis, au Nord du pic de Pradel, à la tose de Riète. Ces lambeaux peuvent atteindre l'altitude de 2 300-2 400 mètres près des crêtes de la frontière France—Andorre, comme ceux du port d'Envalira, du cap del Port, des étangs d'Incles ou du cap d'Entor. Ils subsistent, vers l'Ouest, jusque sur les pentes de la vallée du Mounicou. Ces lambeaux se disposent, en France, en pente douce vers le Nord.

Il est possible qu'un autre niveau de dénudation, correspondant à un cycle d'érosion plus ancien, le « niveau des crêtes », ait existé et qu'il subsiste sous forme de « toses » couronnant les sommets vers 2 900 mètres d'altitude comme au pic du Port, au pic de l'Estanyo, au pic d'Envalira ou sur la frontière espagnole, au puig de Campcardos.

Ces surfaces datent vraisemblablement de la fin du Tertiaire, sans doute du Miocène.

Modelé glaciaire

Les glaciers ont occupé, au Quaternaire, toutes les vallées de la feuille Fontargente, et au moins les glaciations du Riss et du Würm se sont développées. Le glacier de l'Ariège, le plus important, prenait sa source au Sud du port d'Envalira, le glacier du Carol au Sud-Ouest du col de Puymorens, et des glaciers occupaient les vallées des Valiras del Nord et d'Orient.

F. Taillefer a individualisé comme tributaires des glaciers du Vicdessos ou de l'Ariège, les glaciers de Soulcem, d'Artiès, de Gnioure, de Brouquenat, du Quioulès, de Laparan, du Mourgouillors.

Les reliefs glaciaires sont caractérisés par la forme en auges des vallées, les vallées suspendues, les cirques limités par des barres rocheuses, le profil des vallées en paliers (les « pla » de torrents), les roches moutonnées à stries glaciaires. Des cirques existent dans presque toutes les vallées à une altitude qui peut être supérieure à 2 000 m ; on y note fréquemment des langues de moraines et des blocs glaciaires disposés en guirlandes. Les moraines sont très répandues entre les cotes 2 000 et 2 600 m et bien visibles tant sur le terrain que sur photographies aériennes.

Érosion postglaciaire

Ces reliefs sont caractérisés par les incisions des rivières dans les vallées suspendues et les barres rocheuses, les éboulis de pente, les cônes d'éboulis en éventail et le remplissage des lacs et des fonds de vallées.

Les éboulis de pente sont constants. Les colluvions et alluvions de fonds de vallées, qui constituent les « jasses », se développent de manière préférentielle sur les séries subhorizontales.

Les alluvions proprement dites sont rares : on ne les trouve que dans les vallées s'évasant loin de leurs sources, par exemple autour d'Andorra-la-Vella ou d'Ordino.

Des lambeaux de terrasse sont identifiés immédiatement à l'Est de La Massana.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les circulations d'eaux souterraines dans ce secteur sont spécifiques de l'hydrogéologie de montagne. Les systèmes aquifères sont de faibles dimensions, et les volumes d'eau stockés sont en général faibles. Mais le flux traversant chaque système est relativement soutenu et important car il est alimenté par des précipitations pluvio-nivales, assez bien réparties au cours de l'année. Les précipitations efficaces moyennes (c'est-à-dire la quantité d'eau qui s'infiltré et ruisselle) sont de l'ordre de 500 mm/an sur le versant andorran, nettement plus élevées sur le versant français.

Deux types de circulation sont représentés : des circulations de milieu fissuré pour l'ensemble des terrains de socle, et des circulations de milieu poreux pour les placages glaciaires, les altérites, les alluvions et les éboulis.

Granites et gneiss

Trois ensembles de roches magmatiques et de gneiss occupent de grandes

surfaces : au Nord-Est de la feuille (massif de l'Aston, massif de l'Hospitalet) et au Sud (massif de Mont-Louis—Andorra-la-Vella).

Dans ces terrains, les sources sont nombreuses et bien alimentées. Les aquifères ont des surfaces de l'ordre de quelques km², et sont parfois formés de façon complexe par une partie de l'écoulement dans le milieu fissuré drainé par les grandes fractures ou par des filons, une partie (avec effet capacitif) dans le milieu poreux (glaciaire, éboulis de pentes, cône de déjection, altérites,...). Le débit des sources sera d'autant plus important que le rôle des drains (fractures, filons) sera efficace et que le milieu poreux aura une bonne perméabilité.

Bien que faiblement minéralisées et présentant un pH acide, ces eaux peuvent constituer des ressources en eau potable intéressantes pour les villages de montagne ou pour les installations touristiques.

Formations paléozoïques

Entre les massifs granitiques et précambriens déjà cités, les terrains sont essentiellement formés de schistes, de grès et de calcaires paléozoïques.

Les schistes offrent peu de ressources en eaux souterraines ; ils doivent être considérés comme étant imperméables. Par contre, les grès et les calcaires constituent, selon leur géométrie et leur position géographique, de petits réservoirs qui drainent l'eau souterraine localement, et favorisent la formation de sources bien individualisées.

Dépôts tertiaires et quaternaires

Les dépôts tertiaires sont des altérites qui occupent de faibles surfaces ; par contre, les éboulis et les formations glaciaires sont des placages de dimensions kilométriques assez fréquents qui, par leur effet capacitif, jouent un rôle important dans la formation de petits systèmes aquifères locaux.

Les alluvions véritables ne se rencontrent que dans quelques vallées andorranes : riu Valira en aval des Escaldes et en amont de Soldeu et riu Valira del Nord.

Ces alluvions permettent la formation de nappes alluviales de bonne perméabilité, qui sont exploitables localement.

Qualité des eaux et vulnérabilité à la pollution

Ces eaux sont en général de bonne qualité et peuvent répondre à la demande locale pour l'eau potable ou d'autres usages. Il faut noter cependant que les massifs granitiques et gneissiques fournissent souvent une eau acide qui est en limite des normes actuelles de potabilité.

Pour toute la partie montagneuse inhabitée, l'eau est en général de bonne qualité bactériologique, et elle est à l'abri de la contamination par les trou-

peaux si elle traverse dans son circuit souterrain des terrains poreux suffisamment fins (altérites, dépôts glaciaires, alluvions).

En dehors des alluvions et des dépôts glaciaires, toutes les circulations souterraines, en milieu fissuré notamment, doivent être considérées comme très vulnérables à la pollution.

Eaux thermo-minérales

Typiquement, dans la chaîne axiale des Pyrénées, les circuits hydrothermaux d'origine profonde liés aux corps granitiques, se manifestent par la formation de sources chaudes d'eaux sulfurées sodiques aux points bas de ces massifs.

Les sources chaudes sulfurées des Escaldes sont typiques de ces manifestations ; elles sont issues du massif granitique et granodioritique de Mont-Louis—Andorra-la-Vella.

Les Escaldes offrent un point de sortie suffisamment bas pour ces eaux qui empruntent, dans leur parcours final pour rejoindre le sol, des fractures et des filons qui traversent les schistes dévoniens. En 1985, un forage exécuté aux Escaldes à proximité des sources, a touché le granite à 70 m de profondeur et fourni un débit jaillissant de 85 m³ /h d'une eau sulfurée à 70 °C.

RESSOURCES MINÉRALES

France

Le gisement de **fer** de la mine de Puymorens (8-4001 ; tabl. 1) a été exploité dans des lentilles de calcaires associées à des shales sombres et des ampélites, d'âge sans doute cambrien supérieur ou ordovicien inférieur. Cette exploitation a été arrêtée en 1960. Trois puissantes lentilles de minerai carbonaté, à magnétite, sidérose et hématite, dont deux ont été exploitées, étaient connues dans ce gisement.

Un indice filonien de **cuivre** (2-4001) est connu le long du contact entre les gneiss de la paroi nord du pic de Mil-Menut et les micaschistes ; il s'agit de filonnets à chalcopryrite et sidérose encaissés dans des schistes sombres.

Des indices d'**uranium**, sous forme d'autunite, ont été identifiés dans deux contextes différents :

— le long du contact faillé entre les gneiss œillés et leur couverture sous-jacente de micaschistes sur le Sud du massif de l'Hospitalet, au col dels Clots. Des indices en situation analogue se trouvent au contact des gneiss blancs et des micaschistes dans le ravin de Querol, près de Soldeu en Andorre ;

— dans les pegmatites des granites péri-anatectiques du pla de Carla, dans la vallée du Mounicou.

TABLEAU 1 – GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Coume de Seignac Mil-Menut	2.4001	Cu, Fe	Quartz Sidérite Chalcopyrite	Filons NE	Phyllade	2 affleurements, anciennement travaillés en surface.
Puymorens	8.4001	Fe	Magnétite Hématite Sidérite	Amas	Schiste, calcaire	Quelques lentilles d'hématite passant à des carbonates avec magnétite ont été exploitées. Le gisement est pratiquement épuisé en n'a plus d'activité depuis 1964. La production en 1960 était de 15 462 t de minerai à 54 % Fe et 8-9 % SiO ₂ . La lentille est autrefois exploitée aurait fourni 1,3 Mt de minerai.
Ransol		Fe	Oxyde fer Magnétite	Amas	Calcaire, dolomie	Mine située en territoire andorran

Andorre

Plusieurs gisements de **fer** ont donné lieu à exploitation : gisement du Serrere, à hématite accompagnée de carbonates et d'un peu de pyrite, dans des calcaires sans doute cambriens, associés à des ampélites, avec une fouille inférieure et une fouille supérieure au Sud-Est du col de la Mina et des fouilles à l'Ouest de ce col.

Des indices de **chalcopyrite** en petits lits sulfurés dans des grauwackes associés à des tufs existent à l'entrée du val d'Incles. La chalcopyrite se trouve dans une paragenèse à pyrrhotite, mispickel, ilménite et graphite. Un indice de même nature se trouve sur la rive droite du riu d'Urina, au Sud-Ouest de Canillo.

L'entrée d'une ancienne galerie dans des roches ferrugineuses subsiste au Nord de Llorts.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

On trouvera des renseignements complémentaires dans le guide géologique régional : **Pyénées orientales—Corbières** par M. Jaffrezo (1977), Paris : Masson édit.

ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE

CASTERAS M., DESTOMBES J.P., RAGUIN E. (1970). — Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 *Vicdessos*. Orléans : BRGM édit.

DERAMOND J., MIROUSE R., SOULA J.C. (1971). — Déformations hercyniennes superposées dans la vallée de la Valira del Oriente (Pyénées andorranes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 16, p. 123.

DERAMOND J., SOULA J.C. (1971). — Orientation des structures hercyniennes et rôle des anisotropies dans les Pyénées ariégeoises et andorranes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 272, p. 2653-2656.

DESTOMBES J.P., RAGUIN E. (1955). — Étude de la partie occidentale du massif de l'Aston, Ariège. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6^e sér., t. V, p. 101-113.

DESTOMBES J.P., RAGUIN E. (1960). — Sept coupes à travers le massif de gneiss de l'Aston. Pyénées de l'Ariège. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e sér., t. II, p. 28-37.

FONTEILLES M. (1976). — Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyénées orientales). Thèse d'État, Paris, 689 p.

GORON L. (1941). — Le rôle des glaciations quaternaires dans le modelé des vallées maîtresses des pré-Pyénées ariégeoises et garonnaises. Thèse, Toulouse, 460 p.

GROSS-UFFENORDE H., KRYLATOV S., STOPPEL D. (1972). — Sur quelques synclinoriums à cœur réputé carbonifère des Pyrénées espagnoles. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 274, p. 1885-1888.

HARTEVELT J.J.A. (1970). — Geology of the upper Segre and Valira valleys, central Pyrenees, Andorra, Spain. *Leidse geologische Mededelingen*, 45, p. 167-236.

HORON O., MUNCK F. (1960). — Prospection magnétique de la concession de la mine de Puymorens (Pyrénées-Orientales). Rapport BRGM, 8 p. et annexes.

LAPRE J.F. (1965). — Minor structures in the upper Videssos valley (Aston massif, France). *Leidse geologische Mededelingen*, 33, p. 255-274.

LAUMONIER B., GUITARD G. (1986). — Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 302, série 2, n° 7, p. 473-478.

LLOPIS LLADO N. (1965). — Sur le Paléozoïque inférieur de l'Andorre. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. VII, p. 652-659.

LLOPIS LLADO N. (1970). — Mapa geologica de Andorra 1/25 000. Cuadernos geol. iberica, Madrid, 1, p. 347-348, feuilles 1, 2, 4, 5 et 6.

RAGUIN E. (1977). — Le massif de l'Aston dans les Pyrénées de l'Ariège. *Bull. BRGM*, sect. 1, n° 2, p. 89-119.

SANTANACH PRAT P.F. (1972). — Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de las Pireneos orientales. *Acta Geol. Hispanica*, t. VII, n° 5, p. 129-132.

SÉGURET M., PROUST F. (1968). — Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales, signification des schistosités redressées, chronologie des déformations. *C.R. Acad. Sci., Paris*, série D, t. 266, p. 984-987.

SERMET J. (1950). — Réflexions sur la morphologie de la zone axiale des Pyrénées. *Pirineos*, 6, 17-18, p. 323-404.

TAILLEFER F. (1967). — Mélanges de géographie, t. 1A. Géographie physique ; géomorphologie glaciaire : Le Néoglaciare pyrénéen, p. 134-148.

TAILLEFER F. (1987). — Les glaciations dans les Pyrénées ariégoises. *Bull. Soc. ariégoise Sci., Lettres et Arts*, t. XLII, p. 35-53.

VAN DEN EECKHOUT B. (1986). — A case study of a mantled gneiss anti-form, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France). *Geologica Ultraiectina*, Utrecht, 45, p. 1-193.

VERSPYCK G.W. (1965). — The geology and petrology of the Arties-Siguer Valira del Norte valleys, Aston — Hospitalet massif, France — Andorra. *Leidse geologische Mededelingen*, 33, p. 275-318.

ZANDVLIET J. (1960). — The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France — Spain. *Leidse geologische Mededelingen*, 25, p. 1-127.

ZWART H.J. (1965). — Geological map of the paleozoic of the Central Pyrenees, sheet 6, Aston, France, Andorra, Spain, 1 : 50 000 *Leidse geologische Mededelingen*, 33, p. 191-254.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement des nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Midi-Pyrénées, av. Pierre-Georges Latécoère, 31400 Toulouse, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par M. BESSON, professeur à l'École nationale supérieure des mines de Paris, avec la collaboration de J.C. SOULÉ, ingénieur au BRGM, pour l'hydrogéologie.

ANNEXE : ANALYSES CHIMIQUES (CRPG, Nancy, ou SORAS).

	NA 2011	NA 323	NA 794	NA 1215	NA 210	NA 2031
SiO ₂	68,15	67,60	56,35	64,94	65,50	70,04
TiO ₂	0,78	0,65	1,03	0,70	0,78	0,54
Al ₂ O ₃	14,61	14,80	21,73	18,20	14,64	14,68
Fe ₂ O ₃	5,20	4,65	7,58	5,15	6,01	3,05
MnO	0,06	0,08	0,09	0,07	0,06	0,04
MgO	2,01	2,73	3,49	1,89	2,41	1,25
CaO	1,90	2,07	0,71	1,05	0,74	0,69
Na ₂ O	3,89	3,51	2,10	2,60	3,60	2,60
K ₂ O	2,21	2,27	3,13	4,16	4,05	4,47
P ₂ O ₅	0,17	0,15	traces	traces	0,35	0,41
H ₂ O+		1,20			1,20	
H ₂ O-		0,15			0,06	
PF	0,86		3,74	1,49		1,62
Total	99,84	99,86	99,95	100,25	99,40	99,39
FeO	3,91	3,15	4,45	3,96	4,14	2,09
H ₂ Ot	1,08		1,89	1,15		1,69
CO ₂	0,14					0,27
ppm						
Ba	773		872	655		763
Co	78		45	23		71
Cr	157		229	197		152
Cu	14		140	37		> 10
Ni	50		100	25		14
Sr	277		240	214		136
V	95		207	129		70
Rb	92		122	150		130

NA 2011 : paragneiss plagioclasiq, coume d'Ose

NA 323 : paragneisse plagioclasiq, port de Siguer

NA 794 : paragneiss pélitique migmatitique, coume de Jas

NA 1215 : paragneiss pélitique migmatitique, étang de Casteillas

NA 210 : granite migmatitique à cordiérite, coume d'Ose

NA 2031 : granite migmatitique à cordiérite, coume d'Ose

ANNEXE : ANALYSES CHIMIQUES (CRPG, Nancy, ou SORAS).

	NA 193	NA 194	NA 282	NA 284	NA 748	NA 787
SiO ₂	70,80	71,00	76,94	78,80	73,02	77,14
TiO ₂	0,64	0,70	0,15	0,18	0,23	0,18
Al ₂ O ₃	14,10	13,69	13,29	10,29	13,56	12,22
Fe ₂ O ₃	4,10	3,35	0,35	0,72	2,08	1,46
MnO	0,06	0,05	0,01	0,01	0,05	0,04
MgO	1,19	1,06	0,26	0,23	0,48	0,38
CaO	1,47	1,05	0,20	0,28	0,69	0,65
Na ₂ O	4,08	3,32	2,76	1,86	2,97	3,73
K ₂ O	4,72	5,12	4,98	5,75	4,70	4,25
P ₂ O ₅	0,18	0,25		0,37	0,14	
H ₂ O+	0,71	0,85		0,73		
H ₂ O-	0,06	0,04		0,02		
PF			0,72		0,84	0,33
Total	102,11	100,48	99,66	99,24	98,76	100,38
FeO	2,88	2,88	0,24	0,43	1,43	1,11
H ₂ Ot			0,70		0,92	0,24
CO ₂			0,14		0,08	0,07
ppm						
Ba			165		295	209
Co			< 10		42	< 10
Cr			70		< 10	194
Cu			< 10		< 10	< 10
Ni			< 10		26	< 10
Sr			31		47	40
V			< 10		< 10	10
Rb					191	

NA 193 : paragneiss micro-œillés, val d'Incles
 NA 194 : paragneisse œillés, étang d'Albe
 NA 282 : paragneiss blanc, pic de Mil-Menut
 NA 294 : paragneiss blanc, flanc sud du pic de Mil-Menut
 NA 748 : paragneiss de Peyregrand, pic Pradel
 NA 787 : paragneiss de Peyregrand, coume de Jas

ANNEXE : ANALYSES CHIMIQUES (CRPG, Nancy, ou SORAS).

	NA 873	NA 874	NA 839	NA 1007	NA 820
SiO ₂	68,33	60,01	60,71	65,46	62,87
TiO ₂	0,84	0,94	0,80	0,78	0,94
Al ₂ O ₃	15,23	19,22	17,14	15,54	17,75
Fe ₂ O ₃	5,21	8,15	7,42	6,32	6,08
MnO	0,08	0,07	0,07	0,09	0,08
MgO	1,67	2,87	3,03	2,05	3,12
CaO	2,33	0,29	1,48	2,15	0,70
Na ₂ O	3,39	0,50	2,36	2,22	1,90
K ₂ O	2,18	4,36	4,19	2,36	3,41
P ₂ O ₅					
H ₂ O+					
H ₂ O-					
PF	0,93	3,91	2,04	2,18	2,60
Total	100,19	100,32	99,24	99,15	99,45
FeO	4,32	5,91	5,78	4,97	4,51
H ₂ Ot	1,19	4,11	2,29	2,44	2,55
CO ₂	0,47	0,54	0,47	0,42	0,64
ppm					
Ba	424	951	476	511	1 037
Co	12	30	< 10	24	21
Cr	324	207	326	181	228
Cu	20	53	21	< 10	18
Ni	49	69	31	68	41
Sr	254	74	217	231	193
V	115	154	105	130	182
Rb				116	

NA 873 : schiste gréseux rubané, ravin des Bareytes
 NA 874 : schiste gréseux rubané sombre, haut du ravin des Bareytes
 NA 839 : micaschiste feldspathique à sillimanite, vallée de Gnioure
 NA 1007 : grauwacke, Est du pic Petit-Fourcat
 NA 820 : micaschiste à biotite et cordiérite, orri de Caraoussans.

ANNEXE : ANALYSES CHIMIQUES (CRPG, Nancy, ou SORAS).

	NA 1607	NA 233	NA 1446	NA 1845	NA 452
SiO ₂	65,28	51,00	77,69	54,46	52,50
TiO ₂	0,58	1,50	0,06	1,17	1,20
Al ₂ O ₃	16,34	18,79	14,83	16,34	15,87
Fe ₂ O ₃	4,92	7,12	0,82	8,21	9,04
MnO	0,07	0,11	0,02	0,18	0,15
MgO	1,23	5,67	0,20	5,67	5,99
CaO	2,35	8,40	traces	7,47	8,10
Na ₂ O	3,04	3,62	0,15	2,20	3,61
K ₂ O	3,73	1,94	4,46	2,06	1,27
P ₂ O ₅	0,10	0,26	traces	0,22	0,30
H ₂ O+		1,03			
H ₂ O-		0,04			
PF	2,09		2,14	1,11	
Total	99,73	99,48	100,37	99,09	98,63
FeO	3,28	6,30	0,47	6,65	6,75
H ₂ Ot	2,23		2,25	1,85	0,54
CO ₂	0,11		0,05	0,09	0,06
ppm					
Ba	633		22	436	
Co	45		43	38	
Cr	104		104	259	
Cu	< 10		36	< 10	
Ni	23		30	48	
Sr	178		< 10	363	
V	92		11	205	
Rb	186		259	94	
Zn				94	

NA 1607 : granodiorite à amphibole, col de la Devesa
 NA 233 : diorite, l'Hospitalet
 NA 1446 : tuf rhyolitique, crête d'Envalira
 NA 1845 : dolerite, lac de Tristanya
 NA 452 : orthoamphibolite, étang de la Soulanet

