

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

RODEZ

par

B. ALABOUVETTE, J.-P. BURG, A. LEFAVRAIS-RAYMOND,

A.-F. LEYRELOUP, C.-P. DELOR

RODEZ

La carte géologique à 1/50 000
RODEZ est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : RODEZ (N° 207)
à l'est : SÉVÉRAC (N° 208)

Decazeville	Espalion	St-Geniez- d'Olt
Rieupeyroux	RODEZ	Séverac- le-Château
Naucelle	Salles-Curan	St-Beauzély

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
RODEZ À 1/50 000**

par

B. ALABOUVETTE, J.P. BURG, A. LEFAVRAIS-RAYMOND,

A.F. LEYRELOUP, C.P. DELOR

avec la collaboration de J. ROCHE

1989

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	6
<i>ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE</i>	7
DESCRIPTION DES TERRAINS	9
<i>FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES</i>	9
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	15
<i>ROCHES VOLCANIQUES OU FILONIENNES</i>	24
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	25
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	26
<i>TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME DES SÉRIES</i> <i>CRISTALLOPHYLLIENNES</i>	26
<i>TECTONIQUE POST-HERCYNIENNE</i>	30
<i>ÉVOLUTION STRUCTURALE POST-HERCYNIENNE</i>	31
<i>ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE</i>	32
CLIMAT – VÉGÉTATION – SOLS	33
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	34
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	34
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	36
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	40
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	40
<i>COUPE RÉSUMÉE DES SONDAGES</i>	40
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	42
AUTEURS DE LA NOTICE	46

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La coupure Rodez, entièrement comprise dans le département de l'Aveyron, est située dans la partie sud-ouest du Massif central entre les Grands Causses à l'Est, le Rouergue au Sud et les Monts d'Aubrac au Nord. Tributaire du versant atlantique, la région est drainée vers la Garonne par l'Aveyron et son affluent principal le Viaur et par le Dourdou affluent du Lot.

Le territoire de cette coupure est réparti à peu près également entre deux domaines nettement contrastés : au Nord le domaine sédimentaire du "détroit de Rodez", au Sud les terrains cristallophylliens du Rouergue septentrional.

Le domaine situé au Sud d'une ligne Rodez-Laissac est constitué, à l'exception de lambeaux de couverture qui s'étendent jusqu'à Flavin, par des séries cristallophylliennes, gneiss et micaschistes, autochtones (massifs de Rodez et des Palanges) au allotchtones (massif du Vibal et du Lévézou). Il est caractérisé par un relief mammelonné à dénivellés modestes d'altitude moyenne de 700 m et s'élevant au Sud-Est jusque vers 900 m aux abords du Lévézou. Le drainage superficiel dense s'encaisse rapidement en vallées étroites.

La végétation, adaptée aux sols siliceux et à un climat plutôt froid, comprend surtout des pâturages humides avec peuplement forestier de chênes et châtaigniers dans les zones les plus accidentées, particulièrement aux flancs des vallées.

Le domaine situé au Nord est occupé, à l'exception du petit dôme cristallophyllien de Vimenet, par les terrains sédimentaires du "détroit". Dans cette "gouttière" tectonique active à plusieurs reprises au cours des temps géologiques sont conservés les étroits bassins carbonifères de Bertholène et de Vimenet, à sédimentation fluvio-lacustre, les dépôts continentaux à lagunaires du Permien d'extension beaucoup plus vaste, enfin des séries carbonatées de la mer mésozoïque qui vers la fin du Trias envahit la région, dépassant largement les limites du "détroit" comme en témoignent les terrains qui se retrouvent plus au Sud jusqu'au coeur du Lévézou.

Le relief tabulaire où dominent les séries calcaires constitue un prolongement du paysage caussenard, avec à l'Est la terminaison du Causse de Séverac plus ou moins morcelé et à l'Ouest le Causse Comtal. La surface des plateaux culmine régulièrement vers 650 m et s'abaisse à 550 m environ dans les larges dépressions qui s'ouvrent aux dépens des assises permiennes (bassins de Gabriac, Gages, Rodez) et qui concentrent l'essentiel du drainage aérien.

La végétation obéit aux diverses lithologies rencontrées : maquis et pelouses arides sur les plateaux calcaires utilisés pour l'élevage des ovins ; quelques cultures et pâturages dans des zones d'affleurement du Lias moyen et supérieur plus argileux ; enfin, pâturages humides dans les dépressions permiennes.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Depuis le siècle dernier de nombreux auteurs ont étudié le Rouergue oriental. Nous retiendrons ici ceux qui se sont plus particulièrement intéressés à la région de Rodez.

A. Boisse (1858) individualise les grandes unités sur la première carte géologique de l'Aveyron.

J. Bergeron (1889) note la présence de schistes à minéraux (chiastolite) à proximité du massif des Palanges dont il reconnaît les faciès subvolcaniques de la Loubière et d'Agen-d'Aveyron.

H.R. Von Gaertner (1937), bien qu'ayant essentiellement travaillé au Sud du massif de Rodez, note la vergence apparente Nord des structures entre Rodez et le Tarn.

M. Roques (1941) décrit avec plus de détails le massif d'embranchement à deux micas de Rodez au sein duquel il signale de nombreux "septas de leptynites, gneiss et amphibolites". Entre les massifs des Palanges et du Lévézou, il reconnaît une unité de gneiss anatectiques sur lequel le massif du Lévézou serait chevauchant. Pour lui, le métamorphisme régional est tardi-silurien (p. 382) et résulte d'un processus en deux étapes : le premier épisode, de caractère mésozonal, est suivi d'une rétro-morphose générale dans l'épizone (zone des "micaschistes supérieurs"), attribuée aux soulèvements calédoniens.

A. Demay (1958) individualise sur la feuille à 1/50 000 Séverac les intercalations acides-basiques du massif des Palanges et retrouve plus au Sud l'unité anatectique déjà mentionnée par M. Roques (1941). Le métamorphisme d'ampleur régionale qu'il associe à une tectonique tangentielle déversée vers le Sud est compris selon lui entre le Viséen et le Westphalien supérieur.

P. Collomb (1970) individualise deux épisodes tectonométamorphiques :

- il rattache à l'orogène calédonien la première phase "ruthène" qui se traduit par un métamorphisme de faible degré (séricitoschistes) et la présence locale de grenat ou staurotide post-tectonique en bordure de massifs migmatitiques (forêt des Palanges). Ses arguments micro-tectoniques rendent compte d'une "pression tangentielle" SSW-NNE ;
- il attribue à l'Hercynien la phase du "Bas-Rouergue" (assemblages à muscovite-chlorite) et des plis d'axe NNW.

L. Delbos *et al.* (1964, 1965) datent entre temps les micas des séries cristallophylliennes par la méthode Rb/Sr et donnent des âges apparents dispersés qu'ils classent en deux ensembles :

- le premier autour de 360 Ma (âge recalculé avec $Rb = 1.42 \cdot 10^{-11}/an$) rajeunit le métamorphisme "ruthène" de P. Collomb, que ces auteurs rattachent donc à l'orogène breton ;
- le second autour de 300 Ma correspondrait aux assemblages du "Bas-Rouergue".

J.R. Lancelot *et al.* (1983) datent à 595 ± 10 Ma la mise en place de l'orthogneiss des Palanges, par la méthode U/Pb sur zircons.

Plus récemment J.P. Burg *et al.* (1984) ont réinterprété la structuration du Rouergue oriental. Ils mettent en évidence deux générations d'intrusifs : une première lignée d'affinité alcaline est en chronologie relative suivie d'une lignée d'affinité calco-alcaline. Ils reconnaissent aussi, à partir des successions minérales et des relations cristallisation-déformation dans les métapélites, trois domaines métamorphiques :

- au Nord, l'unité allochtone du Vibal est constituée de paragneiss à sillimanite et d'orthogneiss à reliques éclogitiques ;
- à l'Ouest et au Sud du groupe leptyno-amphibolique, les formations paradérivées autochtones ont subi un métamorphisme de pression intermédiaire tardi-hercynien. Les isogrades rattachés à cet événement sont géométriquement liés aux orthogneiss syntectoniques calco-alcalins ;
- le groupe leptyno-amphibolique et le massif du Lévézou ont subi un métamorphisme barrovien, contemporain des plissements tangentiels.

En ce qui concerne les terrains sédimentaires c'est vers la fin du siècle dernier que s'esquissent les grands traits de la stratigraphie régionale.

J. Bergeron, A. Boisse, M. Mouret, A. Thévenin donnent les premières descriptions des terrains houillers dont A. Louhiève étudie les flores.

L'âge des terrains permien, d'abord attribué au Trias par Dufresnoy, E. de Beaumont et A. Boisse, est progressivement établi par H. Coquand en 1855, puis P. Reynes.

J. Bergeron en 1890 définit à Decazeville le Permien inférieur.

G. Fabre, E. Fournier et A. Thévenin définissent progressivement la succession des principaux termes de la série de l'Aveyron.

Enfin en 1933, A. Boisse de Black du Chouchet publie une remarquable étude régionale qui fait le point des connaissances sur la zone du détroit de Rodez et dont les conclusions sont encore d'une grande actualité aujourd'hui.

Depuis, cette région apparaît un peu délaissée et ce n'est que depuis une dizaine d'années que la recherche minière va susciter un certain nombre de travaux de la part de chercheurs (Y. Fuchs) ou d'organismes (BRGM, SCUMRA, CEA-COGEMA).

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

La destruction des reliefs hercyniens aboutit dès le *Carbonifère* à une pénélaine plus ou moins régulière, largement colonisée par la végétation et siège des profondes altérations pédologiques.

Le rajeunissement des reliefs au *Stéphanien*, accompagné de manifestations volcaniques, réactive le processus d'érosion et de démantèlement de la couverture pédologique, alimentant dans des dépressions subsidentes relativement limitées des dépôts lacustres et fluvio-lacustres à couches de houille.

Au *Permien* et surtout au *Saxonien* s'individualise, du fait d'un affaissement général de la zone du "détroit" selon de grands accidents WNW-ESE, une vaste aire déprimée à caractère de marais ou lagune à faible tranche d'eau, accidentée de seuils (Vimenet) et couloirs subsidents, ou viennent se déposer les séries rouges. Les progrès de la pénélaination au cours du *Saxonien* conduisent à un affinement progressif des dépôts, des conglomérats abondants à la base de la série aux argilites qui terminent un peu partout la série de remplissage.

Entre le *Saxonien* et la *fin du Trias* la pénélaination s'est poursuivie contrariée vers la fin du Permien par des mouvements tectoniques responsables de la nette discordance des terrains mésozoïques.

La transgression qui s'effectue sur une surface remarquablement aplanie est précédée par l'installation d'une marge lagunaire inégalement submergée, dont les dépôts argileux, localement évaporitique et à traces importantes de pédogenèses, viennent fossiliser les épandages détritiques que le relèvement du niveau de base ne permet plus d'évacuer.

La sédimentation carbonatée déjà installée dans les Causses gagne alors la totalité du "détroit", débordant sans doute largement sur le Rouergue cristallin, et c'est peut être dès cette époque que s'établit la communication avec le bassin d'Aquitaine. Pendant l'*Hettangien* et le *Sinemurien* la région est soumise à des fluctuations périodiques entre les influences marines et lagunaires, les premières s'affirmant définitivement au cours du *Lotharingien*.

A partir de là, la zone du détroit paraît constituer sinon un seuil du moins une zone haute où, sans que l'on note de lacunes importantes, les épaisseurs de dépôt diminuent nettement par rapport aux zones bassinales. Les installations de faciès plus néritiques au *Domérien supérieur*, la présence d'oolites ferrugineuses au *Toarciens supérieur*, les hard grounds à l'intérieur du *Lotharingien* et du *Domérien supérieur* confirment également la faible profondeur.

Ces conditions marginales par rapport aux bassins semblent se perpétuer pendant le *Dogger* peu épais, où se manifestent des tendances régressives avec le développement de dolomies et de niveaux lagunolacustres.

L'érosion des dépôts ultérieurs ne permet pas de reconstituer l'évolution de la mer mésozoïque qui délaisse sans doute la région vers la fin du Jurassique.

L'évolution de la région en domaine continental va donc s'effectuer du Crétacé jusqu'aux périodes actuelles. Faute de repère chronologique, les étapes de cette évolution restent hautement hypothétiques. Elle correspond d'abord à de longues périodes de pénéplation séparées par un certain nombre de réajustements tectoniques qui aboutissent vers la fin du Miocène à la grande surface d'érosion polygénique équivalant à la "Surface des Causses", particulièrement bien conservée dans les domaines calcaires.

Cette longue période a été marquée : vers la fin de l'*Eocène* par des dépôts de type sidérolitique correspondant à un contexte climatique particulier, et par l'installation dans les dépressions de petits bassins lacustres ou fluvio-lacustres dont les témoins sont conservés plus à l'Ouest ; au *Miocène* par l'installation d'un grand réseau fluvial NE-SW dont les épandages détritiques se retrouvent ici ou là en placages résiduels ou piégés dans les dépressions karstiques.

A la fin du *Pliocène* un abaissement brutal des niveaux de base déclenche un nouveau cycle d'érosion, la région étant alors soumise au lent démantèlement de l'érosion régressive et différentielle.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES

Deux grandes unités peuvent être individualisées sur la carte Rodez. La première unité constitue le para-autochtone au niveau des massifs de Rodez et des Palanges. Les séries anatectiques allochtones du Vibal et du Lévézou forment la seconde unité.

Para-autochtone

Métagranites et termes acides associés.

Ces roches constituent plusieurs massifs présentant chacun des caractères particuliers ; deux grands types peuvent être séparés par leur minéralogie et leur chimisme :

- les intrusifs alcalins qui ont enregistré les mêmes déformations et le(s) même(s) métamorphisme(s) que les séries encaissantes ;
- les intrusifs calco-alcalins (dans lesquels des faciès équants sont préservés entre des zones déformées aux caractères structuraux différents de ceux de l'encaissant) pourraient être syntectoniques (J.P. Burg et C. Teyssier, 1983) et donc plus jeunes que les précédents.

● *Intrusifs alcalins*

Le qualificatif alcalin, employé ici au sens pétrographique du terme (A. Streckeisen, 1976), concerne deux grands massifs. Ce sont :

- A l'Est, le massif des Palanges et les metabasites associées ;
- A l'Ouest, le massif de Rodez et les metabasites associées.

Le "massif des Gneiss Roses de la forêt des Palanges" (P. Collomb 1970) est géographiquement remarquable puisqu'il forme le principal relief à l'Est de Rodez. Deux faciès principaux constituent ce massif très altéré (épaisse arène très claire qui de ce fait affleure assez mal) : un faciès grenu (orthogneiss) et un faciès microgrenu (microgranite).

ζγ. **Orthogneiss des Palanges.** Ce faciès grenu, parfois non orienté, est largement dominant. Déformé en certains points, et alors appelé "gneiss de Reilhac" dont la foliation à chlorite et muscovite est toujours assez grossière avec une rare linéation, ce faciès a une patine rose caractéristique due à l'altération du feldspath potassique. Au Nord-Est, près de Bertholène des mylonites typiques ont été reconnues (P. Collomb, 1970). Des minéralisations d'uranium leurs sont associées.

μγ. **Microgranite des Palanges.** Un faciès microgrenu constitue une différenciation périphérique du faciès précédent au niveau d'Agend'Aveyron et de la Loubière. Au point de vue minéralogique les deux faciès sont constitués de quartz, feldspath potassique automorphe plus ou moins perthitique, de rares anciens phénocristaux d'albite-oligoclase, de muscovite et de biotite. Les minéraux accessoires sont une amphibole ferro-pargasitique, chlorite, grenat, apatite et zircon. Les âges U/Pb sur

zircons ont par ailleurs donné un âge de 595 ± 10 Ma pour la mise en place de l'orthogneiss de Rodez (J.R. Lancelot *et al.*, 1983).

δ^{11} . **Amphibolite des Palanges.** Associées à l'orthogneiss des Palanges au Sud de Laissac, ces metabasites à chimisme de gabbro (J.P. Burg *et al.*, 1985) sont constitués essentiellement d'amphibole brun-vert, plagioclase (An40) et zoïsite.

$\zeta\gamma R$. **Orthogneiss de Rodez.** Ce massif de teinte claire, rose, parfois jaunâtre, et à grains fins est pauvre en quartz (localement bleuté). Les anciens phénocristaux de feldspath sont nombreux et en amandes symétriques ne dépassant pas 2 à 3 cm de long. La roche a une foliation fine et régulière sur laquelle la linéation minérale est peu marquée. Ce massif affleure au coeur d'une large antiforme dont la terminaison périclinale se trouve au Sud d'Agen-d'Aveyron. Mal classé comme "gneiss métasomatique" par P. Collomb (1970, p. 192 à 195), cet orthogneiss est constitué de quartz, de feldspath potassique plus ou moins perthitique, de plagioclase (An5-20), de muscovite et de biotite. Les principaux minéraux accessoires sont apatite, leucoxène, opaques et zircons. Des termes hypersiliceux sont localement observables. Dans ces roches à quartz et oligoclase dominant, une biotite ferrifère est largement exprimée.

δb . **Amphibolites à biotite de Rodez.** Dans la région de Rodez, l'orthogneiss montre un litage magmatique dans lequel interviennent les amphibolites type "le Monastère" (P. Collomb 1970, p. 196). Ces metabasites sont dans l'ensemble plus riches en quartz et biotite que celles du massif des Palanges. Plagioclase (An30), feldspath potassique, amphibole brun-vert, épidote, et plus rarement grenat, complètent l'assemblage minéralogique. Leur minéralogie et leurs relations avec les orthogneiss décrits *supra* montrent qu'il s'agit *pro parte* des précurseurs basiques connus dans ce type de contexte. Par comparaison avec le massif des Palanges, les metabasites de Rodez montrent une plus grande diversité chimique depuis des termes gabbroïques jusqu'à des compositions de monzosyénites alcalines (J.P. Burg *et al.*, 1985).

● **Intrusifs calco-alcalins**

$\rho\zeta\gamma^2$. **Métagranite à texture porphyroïde.** Cet orthogneiss constitue la terminaison septentrionale du *massif de Trémouilles* affleurant, sur la carte Salles-Curan.

Le faciès porphyroïde a déjà été largement décrit par les auteurs précédents et analysé par P. Collomb (1970) qui propose qu'il s'agit d'un syénogranite de type S. Les anciens phénocristaux de feldspath potassique peuvent atteindre 10 cm. Le quartz parfois bleuté constitue souvent de grands rubans. La muscovite est généralement dominante sur la biotite bien représentée et plus ou moins chloritisée. La matrice est constituée de quartz, feldspath potassique et oligoclase, avec zircon, apatite, opaques et parfois sphène comme minéraux accessoires. Au Nord-Ouest, les faciès déformés prédominent. Cette déformation et l'altération des feldspaths (migration du fer) donnent à la roche un cachet malgachitique (*sensu lato*).

Lentilles d'orthogneiss calco-alcalins associées. D'ordre hectométrique ces lentilles ont été individualisées à l'Est de Pont-de-Salars où elles prolongent le long massif bordant le Lévézou sur la carte Salles-Curan,

ainsi que dans la terminaison orientale du massif des Palanges. Les caractères pétrographiques de ces lentilles ne diffèrent pas de ceux du massif principal de Trémouilles.

$\zeta\gamma^4$. **Métagranodiorite.** Sur la D.523, au Nord de Pont-de-Salars, une métagranodiorite subéquante affleure en face de la base nautique et longe la limite de l'orthogneiss de Trémouilles qui s'étend à l'Ouest vers le château de Veilhac. On en retrouve un petit gisement dans les gneiss fins au Nord de Doumazergues. Les deux lentilles sont essentiellement constituées de hornblende verte, grenat, épidote, plagioclase intermédiaire et quartz.

Séries paradérivées

ξ^2 . **Micaschiste et grauwackes indifférenciés.** Un ensemble de termes pélitiques affleure au Sud et à l'Ouest du massif d'orthogneiss des Palanges ainsi qu'en septa dans l'orthogneiss de Rodez. On les rencontre aussi sur la bordure est de la feuille Rodez où ils constituent la terminaison occidentale du horst de Vimenet. Les associations minéralogiques rencontrées diffèrent cependant d'Est en Ouest.

Le degré métamorphique des termes paradérivés du massif de Rodez atteint au maximum la zone à staurotide comme en témoignent les assemblages typomorphes suivants :

- quartz, plagioclase, muscovite, chlorite (1)
- quartz, plagioclase, muscovite, chlorite, biotite (2)
- quartz, plagioclase, muscovite, grenat (3)
- quartz, plagioclase, muscovite, chlorite, biotite, grenat (4)
- quartz, plagioclase, muscovite, chlorite, biotite, staurotide (5)
- quartz, plagioclase, muscovite, chlorite, biotite, grenat, staurotide (6)

Les rapports de la staurotide vis-à-vis des autres minéraux n'apparaissent pas clairement, ce minéral présentant dans la majeure partie des cas une altération poussée en micas blancs.

Dans la forêt des Palanges, le degré métamorphique enregistré par les métapélites est plus élevé. En plus des assemblages (2), (3) et (5) on relève les associations suivantes :

- quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, staurotide, andalousite (7)
- quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, staurotide, sillimanite (8)
- quartz, plagioclase, muscovite, biotite, feldspath potassique (9)
- quartz, plagioclase, muscovite, biotite, sillimanite (fibrolite) (10)
- quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, sillimanite (fibrolite et prismatique) (11)

ζ^2 . **Gneiss fin feldspathique à passées schisteuses indifférenciées.** Ces roches homogènes à grain fin, bien décrites par P. Collomb (1970), se débitent en plaquettes centimétriques (lits quartzo-feldspathiques séparés par des lits réguliers plus micacés). Au microscope, la finesse et l'homogénéité du grain se vérifient. Le quartz constitue plus de 50 % de la roche, le plagioclase acide à intermédiaire, inégalement réparti, est non

ou mal maclé. La forme et la disparité de taille des cristaux évoquent une origine clastique. D'un point de vue lithologique, cette unité est prise en écharpe entre l'orthogneiss de Trémouilles à l'Ouest et les unités charriées du Lévézou et du Vibal à l'Est. Elle vient buter au Nord contre la faille normale qui borde le massif des Palanges mais s'élargit dans son prolongement méridional (carte Salles-Curan).

L'assemblage minéralogique type est à quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat (12).

La *chlorite* primaire a seule été prise en compte dans les associations typomorphes où elle constitue, avec la muscovite et le quartz, la trame de la roche. Signalons cependant qu'une chlorite secondaire constitue de grands blastes parfois maclés. Le *plagioclase*, toujours acide, est peu abondant. Souvent xénomorphe, il peut devenir automorphe à sub-automorphe au contact des métagranites porphyroïdes. La *muscovite* et surtout la *biotite* développent des poeciloblastes millimétriques statiques sur la foliation. Le *grenat* apparaît généralement en petits cristaux limpides présentant un cœur de minéraux opaques. Plus localement, il forme des individus millimétriques à cœur d'inclusions sigmoïdes, ou bien des structures en atoll. La *tourmaline*, souvent zonée optiquement, *apatite*, *zircon*, *ilménite* et un polymorphe basse température de rutil (*anatase* ou *brookite*) constituent les minéraux accessoires.

Toutefois, dans la région de Pont-de-Salars ces gneiss fins montrent localement des textures rappelant une anatexie commençante et ce bien qu'aucun minéral-index de haut degré ne soit présent.

Allochtone

Au Sud du massif des Palanges, les unités du Vibal et du Lévézou interprétées comme allochtones (J.P. Burg *et al.*, 1985) possèdent un cœur de métagranites anatectiques. Un cortège de termes basiques et ultrabasiques jalonne la base de ces deux unités et existe en enclaves dans les métagranites.

$\zeta\gamma^3$. **Métagranite anatectique.** *Le massif du Lévézou* dont seule l'extrémité septentrionale affleure sur cette carte (cf. schéma structural) est constitué d'orthogneiss et de paragneiss plus ou moins mobilisés suivant les endroits ; cette mobilisation "en bouffées" peut être à l'origine de faciès de convergence qui ne permettent pas toujours de séparer avec certitude ces deux types de formations. Cependant, quelques faciès typiques montrent sans ambiguïté l'existence d'orthogneiss parmi les "migmatites lit par lit et les anatexites associées" de P. Collomb (1970). Au Sud-Est de Ségur, un faciès à yeux centimétriques de feldspath, montre une foliation et un litage anatectique marqués, sur lesquels une linéation minérale est exceptionnellement préservée. L'anatexie confère à la roche de patine rose ou jaunâtre, toujours claire, une texture plus ou moins saccharoïde, granoblastique. Cet orthogneiss est essentiellement constitué de quartz, feldspath potassique en clastes et dans la matrice, oligoclase, muscovite et biotite sombre, myrmékite, opaques, sphène, apatite et zircon sont les traditionnels accessoires. Il est souvent altéré en arène grossière qui permet de l'identifier dans les régions où les affleurements sont rares.

Au Nord du Lévézou l'orthoigneiss du Lissirou présente les mêmes caractères pétrographiques et constitue le coeur de la synforme du Vibal. Il contient par ailleurs de nombreux boudins d'éclogites rétro-morphosées.

M. Paragneiss migmatitique à sillimanite. Ces termes paradérivés constituent la terminaison périclinale ouest de la synforme du Vibal. Leur degré métamorphique est plus élevé que celui des paragneiss feldspathiques sur lesquels ils reposent structurellement, comme en témoignent les assemblages minéralogiques suivants :

- quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat (13)
- quartz, plagioclase, muscovite, biotite, ± grenat, feldspath potassique (14)
- quartz, plagioclase, biotite, grenat, ± feldspath potassique, ± sillimanite, ± muscovite (15)

La paragenèse (15) caractérise la majorité des termes paradérivés. Les paragenèses de type (13) et (14) s'expliquent par un chimisme particulier de la roche totale.

λs. Leptynite à ocelles de sillimanite. A hauteur de Ségur, un niveau hectométrique de leptynites à grain fin souligne le contact de base de l'unité du Vibal. La roche présente un net débit en plaquettes d'ordre centimétriques sur lesquels apparaissent en relief les ocelles de sillimanite. Cet horizon se prolonge à l'Est sur la carte Séverac.

ξs. Micaschistes phyllonitiques à sillimanite et quartzite subsidiaire. Sous forme de lentilles hectométriques discontinues, ces roches affleurent à la base de l'unité du Vibal. La sillimanite constitue des fuseaux nacrés allongés sur la foliation régionale à "biotite - muscovite".

λ. Leptynite et micaschiste pélitiques indifférenciés. Ces termes sont interlités à divers niveaux dans les amphibolites qui ceignent le massif du Lévézou. Si, dans leur prolongement méridional, ces termes paradérivés montrent des associations minéralogiques de haut degré (assemblages à staurotide - disthène - sillimanite, feuille à 1/50.000 Salles-Curan), il n'en est pas de même à l'Est de Pont-de-Salars où seuls affleurent des assemblages à grenat. Ce type de paragenèses peut s'interpréter en termes de variations chimiques et ne représente pas nécessairement les associations les moins métamorphiques.

Ko. Métacornéenne. Au Nord de Ségur, l'important massif d'orthoigneiss anatectique du Lissirou contient un septa de paragneiss cornéifiés. Cette roche sombre, indurée, est riche en sillimanite fibrolite. Au microscope, l'association minérale est complexe de haut degré : ± quartz, plagioclase, biotite, ± muscovite, grenat, andalousite, ± disthène, sillimanite prismatique, ± feldspath potassique (16). Une telle association est typiquement polymétamorphique, le métamorphisme régional se surimposant à la cornéification due au granite du Lissirou.

δ. Amphibolite banale et gneiss fin à amphibole. Les *metabasites* sont représentées pour la plupart par des amphibolites banales et des gneiss fins à amphiboles. Des péridotites, des gabbros non déformés et des reliques éclogitiques sont plus rarement observés.

D'un point de vue géographique, ces metabasites affleurent d'une part sous la forme de lentilles dispersées parmi les paragneiss et orthogneiss anatectiques de l'unité de Vibal et constituent d'autre part un horizon massif à l'Est de Pont-de-Salars. Cet horizon s'élargit au Sud, sur la carte Salles-Curan où il forme la ceinture leptyno-amphibolique du massif du Lévézou. A l'Est de Pont-de-Salars, il se biseaute progressivement (cf. schéma structural).

Deux paragenèses principales ont été observées dans ces metabasites mésozonales qu'elles contiennent ou pas des reliques de haute pression :

- amphibole verte à brun-vert, plagioclase An 40-60, \pm biotite, \pm grenat, \pm clinopyroxène (17)
- amphibole bleu-vert à verte, plagioclase An 40-60, \pm biotite, \pm grenat, \pm clinopyroxène (18)

Les accessoires sont rutile, sphène, ilménite, zircon, \pm allanite. Les gneiss amphiboliques ont des paragenèses du type (17) et (18) auxquelles il faut ajouter le quartz jamais associé au clinopyroxène.

ψ . **Eclogite rétromorphosée.** Les reliques éclogitiques (*sensu lato*) affleurent en lentilles de taille réduite dans les amphibolites banales de la ceinture "basique" du Lévézou (Puech-des-Boules) et en enclaves dans l'orthogneiss du Lissirou. Elles se caractérisent par leur grain fin et leur teinte sombre, verdâtre. Les associations minéralogiques types rencontrées sont les suivantes :

- quartz, grenat kélyphitisé, clinopyroxène (transformé en kélyphitoïde à clinopyroxène secondaire et plagioclase), \pm disthène (transformé en corindon secondaire et plagioclase), \pm zoïsite, rutile (transformé en ilménite et sphène), \pm amphibole primaire (transformée aussi en kélyphitoïde à amphibole secondaire et plagioclase) (19)
- quartz, amphibole brun-vert (zonée à la périphérie bleu-vert), plagioclase basique, grenat (kélyphitisé en amphibole bleu-vert et plagioclase), \pm zoïsite, rutile (\pm transformé en ilménite et sphène, apatite, zircon) (20)

6. Gabbro coronitique. Des structures granoblastiques sont "conservées" au coeur de boudins amphiboliques (Puech-des-Boules). Ces lentilles gabbroïques présentent une texture ophitique relictuelle à clinopyroxène pseudomorphosé par de la hornblende verte. Des couronnes de grenat s'individualisent au contact amphibole-plagioclase.

π¹. Péridotite serpentinisée. Deux lentilles de péridotites serpentinisées sont individualisées au Nord du Vibal. Ces corps montrent une foliation fruste et sont allongés dans la foliation régionale. A l'affleurement, la roche est massive d'un vert sombre et montre l'altération en "peau de serpent" caractéristique. En lame mince, l'olivine, l'orthopyroxène et le diopside sont le plus souvent conservés à l'état de reliques dans des grandes plages d'antigorite maillée auxquelles sont associés du chrysotile fibreux et de la trémolite asbestiforme. Deux autres lentilles sont coincées contre la faille bordière des Causses.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Paléozoïque

Stéphanien

h5. Grès houillers et conglomérats. Les terrains houillers affleurent de manière plus ou moins continue le long de la bordure nord du massif cristallophyllien du Rouergue entre Sainte-Radegonde (à l'Est de Rodez) et Laissac. Les affleurements sont tronqués au Sud par l'érosion et au Nord par la faille des Palanges qui effondre les séries mésozoïques en regard du Permo-Houiller. A l'Ouest de Sainte-Radegonde et à l'Est de Laissac l'érosion anté-permienne a fait disparaître d'éventuels dépôts. Au Nord de la faille des Palanges la poursuite du Carbonifère est attestée par un sondage à la gare de Bertholène et vers le Nord-Est par le petit affleurement des Veilles-Cazes en bordure du horst cristallophyllien de Vimenet, et au-delà de la feuille par les affleurements du Pouget-en-Cruéjous et du barrage de Lassouts (1:50.000 Séverac, Saint-Genies-d'Olt, Espalion). L'extension vers le Nord-Ouest en direction du Causse Comtal reste en revanche hypothétique.

A Bertholène où le charbon a été anciennement exploité la série stéphanienne comprend 3 unités :

- une unité inférieure d'environ 70 m, à plusieurs séquences cycliques à tendance positive où alternent des grès feldspathiques, des pélites ou des argilites carbonées accompagnées de quelques veines de houille (0,35 m) ;
- une unité médiane constituée une séquence de 50 m environ de grès fluviatiles en chenaux imbriqués, et au sommet de dépôts fluvio-lacustres contenant les veines de houille exploitées (3 couches de puissance métrique) ;
- une unité supérieure de puissance inconnue, généralement tronquée par l'érosion, et composée de grès fluviatiles grossiers.

Vers l'Est à partir d'Ayrinhac, la série évolue vers des faciès plus fins à tendance deltaïque, à couches de houille nombreuses mais de faible puissance.

Vers l'Ouest, où la base de la série est inconnue, s'observe une égale tendance vers des dépôts plus fins avec intercalations de schistes noirs et de veines de houille (jusqu'à 2 m) et une puissance croissante de l'ordre de 300-400 m.

Comme pour les autres bassins les plus proches, la flore (A. Louhiève, P. Vetter) indique le Stéphanien moyen. A la différence des dépôts permien dont l'aire de sédimentation paraît plus ou moins conforme à la structuration actuelle du détroit de Rodez, les dépôts stéphanien semblent s'être rassemblés dans des cuvettes limitées indépendantes et à évolution autonome, montrant dans leurs sédimentations des taux de subsidence très variables. D'après la reconstitution du paysage tectonique de l'époque, en compression N-S., les "cuvettes stéphanien" répondraient à une direction dominante N 20°, le long de laquelle s'alignent en particulier les zones de subsidences maximum de Bertholène-Gages et d'Espalion-Lassouts (1/50 000 Espalion).

Permien

Les dépôts permien recouvrent en nette discordance cartographique les terrains houillers ou le substratum cristallophyllien. A l'affleurement toutefois, la discordance sur le Stéphanien signalée anciennement (A. Boisse) n'est que rarement observable.

De longue date deux ensembles ont été distingués dans ces dépôts : une série inférieure grise attribuée à l'Autunien, et une série supérieure rouge attribuée au Saxonien. L'âge autunien des couches grises est bien établi par les restes de flore et quelques fossiles (*Estheria tenella*). En revanche l'attribution des couches rouges au Saxonien ne reposant que sur l'analogie des faciès doit être aujourd'hui remise en question, une microflore autunienne ayant été déterminée à l'intérieur de cette série rouge. Une indétermination quant à l'existence du Saxonien demeure cependant pour la partie sommitale de la série.

r1a. **Autunien gris indifférencié** (conglomérats, grès, pélites noires). On notera tout d'abord que le substratum des couches autuniennes, quand on peut l'observer, présente une profonde altération pédogénétique avec des horizons bien différenciés fréquemment fossilisés par les premiers dépôts. Ces altérations et leur conservation traduisent une période d'émersion avec peuplement végétal important et érosion très réduite, entre les derniers dépôts stéphanien et la reprise de la sédimentation à l'Autunien.

Localisés principalement à l'aplomb des anciens bassins houillers, les dépôts autuniens les débordent largement comme on peut l'observer vers l'Ouest à partir de Sansac, et répondent à une structuration nouvelle N 110, parallèle à la structure actuelle du "détroit de Rodez". Ce changement structural s'accompagne d'une sensible évolution dans la nature du volcanisme dont les éléments sont fréquents dans la base de la série, et qui passe d'un type silico-alumineux potassique à un type plutôt calco-alcalin. Parallèlement un changement analogue s'opère dans la géochimie des sédiments (Y. Fuchs, 1969).

La série qui localement (Les Vieilles-Cazes) débute par 25 m de coulées et brèches andésitiques, est constituée de dépôts rythmiques à caractère fluvio-torrentiel à fluvio-lacustre, organisés en 4 ou 5 séquences principales qui comprennent des conglomérats, des grès, des pélites gréseuses et des pélites noires carbonées. A la partie médiane, un horizon calcaire ou dolomitique (calcaires d'Albo) présente une bonne constance. La puissance totale de l'Autunien gris, qui peut atteindre 200 - 300 m, décroît considérablement vers l'Ouest d'une part par une réduction de la sédimentation, et d'autre part par la troncature due aux ravinements de la série rouge sus-jacente.

Au Nord-Est, au-delà du seuil de Vimenet, la série est représentée par un faciès très particulier de l'Autunien de la bordure nord : les "grès de La Quille". Il s'agit d'un faciès détritique à dominante arkosique et rares intercalations de silts sombres.

Localement 3 unités ont été distinguées dans la série.

r1a1. **Série détritique inférieure.** Ensemble fluvio-torrentiel à conglomérats et grès grossiers évoluant vers des faciès plus fins à grès micacés, pélites gréseuses et horizons carbonatés. Deux cycles de dépôts avec récurrences conglomératiques peuvent se succéder dans cet ensemble dont la puissance peut atteindre 150-200 m mais est susceptible d'importantes variations.

r1a2. **Série carbonatée.** Cette série à caractère lacustre dominant présente une puissance et des faciès beaucoup plus réguliers que la précédente. Avoisinant 30-40 m, elle se réduit toutefois sensiblement vers l'Ouest avec seulement 4 à 5 m aux environs de Rodez. Elle comprend surtout des calcaires et dolomies de teinte grise qui peuvent accepter des intercalations de grès ou de pélites noires schisteuses. C'est dans ces intercalations pélitiques que l'on peut récolter en abondance *Estheria tenella*. Les teneurs en magnésium de la série indiquent un milieu lacustre à forte salinité.

r1a3. **Série détritique supérieure.** Souvent tronquée par les ravinelements de la base du Saxonien, cette série représente une nouvelle séquence détritique plus fine et régulière que les séquences inférieures et à faciès plus évolués de conglomérats, grès et pélites bien cimentées, à rares couches carbonatées et avec quelques intercalations de faciès rouges annonçant la sédimentation saxonnienne. La puissance conservée ne paraît pas excéder une trentaine de mètres.

r1b. **Autunien rouge indifférencié** (conglomérats, grès, pélites rouges). Série détritique de couleur dominante rouge à brun-rouge, puissante de 250 à 1 500 m transgressive sur tous les terrains antérieurs. Dans toute cette partie du détroit de Rodez et plus encore vers l'Ouest, des ravinelements accompagnés localement de véritables brèches de pente, affectant surtout un domaine plus ou moins marginal du bassin sédimentaire, paraissent s'ordonner en petites vallées ou gouttières orientées N 20°E, soit perpendiculairement à la structure générale (WNW-ESE). Cette structure acquise dès l'Autunien inférieur s'affirme encore pendant le dépôt des couches rouges en déterminant une succession de "couloirs" subsidents et de rides à sédimentation réduite. Les puissances et les faciès des dépôts varient considérablement suivant ces paléotopographies. Dans les couloirs subsidents la série, qui peut atteindre 1 500 m, comprend essentiellement des faciès grossiers grés-conglomératiques tandis qu'à l'emplacement des rides ou hauts fonds elle se réduit à 250 - 300 m et présente une succession générale de 3 termes :

- à la base, des faciès détritiques grossiers à conglomérats et psammites ;
- à la partie médiane, une série à pélites argileuses dominantes où s'observent localement un faciès à récurrences grises. On peut en outre signaler à la base de cette partie médiane un horizon décimétrique à pluridécimétrique d'analcime qui paraît avoir une extension régionale puisqu'il a été rencontré également sur les feuilles voisines Espalion, Séverac, Saint-Geniez) ;
- à la partie supérieure, une nouvelle série détritique grossière ravinante et chenalissante à conglomérats et grès fins.

Les fossiles sont rares et peu caractéristiques. On a signalé des traces de vers, quelques rares empreintes de vertébrés et des végétaux (*Voltzia*,

Lebachia). Signalons cependant la microflore à caractère autunien décrite plus à l'Est à Campagnac (1/50 000 Séverac-le-Château).

Faute de pouvoir délimiter cartographiquement les différentes unités révélées par l'analyse fine de quelques coupes et sondages, on a distingué à l'intérieur de la série rouge trois faciès principaux :

- r1bG, des faciès grossiers, dominants à grès et conglomérats ;
- r1bP, des faciès fins à pélites dominantes et grès fins ;
- r1bC, un faciès dit "Campagnac" à récurrences grises dans les couches rouges.

Mésozoïque

t-11. **Hettangien basal – Trias supérieur ?.** Grès grossiers et croûtes siliceuses (grès d'Olemps). A la base de la série mésozoïque apparaît généralement une formation gréseuse dont l'âge, faute de données paléontologiques, est toujours controversé.

Généralement inférieure à 2 m, cette formation qui est surtout bien représentée dans la partie ouest de la feuille entre Rodez et Flavin, peut y atteindre un peu plus de 5 m localement.

Il s'agit de grès grossiers tendres à stratification fruste et irrégulière, de teinte rose à brunâtre à quartz, feldspath et éléments lithiques mal roulés, et ciment parfois carbonaté. Localement, s'observent des éléments anguleux dolomitiques de taille centimétrique.

A la base de cette séquence gréseuse s'individualise au Sud de la feuille dans la région de la Primaube, un horizon irrégulier de dolomie brune silicifiée à éléments détritiques épars. Cet horizon discontinu n'est que rarement observable en place mais apparaît fréquemment en blocs ou rognons dans la zone théorique d'affleurement de la formation gréseuse.

Près d'Inières, à l'Est de Flavin où la série dolomitique hettangienne repose directement sur le socle métamorphique, les premiers mètres de dolomie brunâtre renferment quelques lentilles de grès grossiers et de rognons de chert ou jaspe rougeâtre. Cette observation tendrait à attribuer un âge plutôt hettangien que triasique à ces grès.

En fait une analyse fine de ces sédiments (R. Simon Coinçon, 1986) a montré que la formation comprenait deux cycles de dépôts, le premier d'origine fluviatile, le second à caractère littoral est accompagné de silicifications et dolomitisations de son substratum et marquerait l'installation dans le détroit de la marge lagunaire du bassin caussenard. Cet événement, lié à des réajustements tectoniques et à une reprise modérée de la surface élaborée au cours du Trias, ne peut être situé dans le temps de manière plus précise que vers la fin du Trias (Rhétien ?) ou à l'aube du Jurassique (Hettangien basal).

t1M. **Hettangien inférieur. Dolomies et argilites bariolées.** Ensemble plus ou moins régulier de 0 à 20 m environ comprenant une alternance de marnes ou argilites vertes et lie-de-vin, entrecoupée de bancs dolomitiques à structure noduleuse beige, ocre ou rose en proportions variables. Vers le haut ces teintes vertes deviennent dominantes dans les lits argileux et la série passe graduellement aux dolomies hettangiennes.

Cette formation bien représentée à l'Ouest et au Nord de la feuille semble disparaître à la périphérie du Massif des Palanges où les dolomies recouvrent directement le substratum métamorphique. Vers le Nord-Est, la formation ne se prolonge que de quelques kilomètres sur la feuille voisine (Séverac-le-Château) avant de disparaître vers l'Est.

Une assise proche de la base de cette série aurait livré (Y. Fuchs, 1969) quelques mollusques d'affinités hettangiennes : *Cardinia hybrida* *Meritoma* sp., *Bourgetia deshayesi*, *Euomphalus* sp.

Une analyse palynologique de plusieurs niveaux d'argilites bariolées à la Rouquette près de Rodez a livré un spectre à *Classopollis*, dépourvu d'espèces triasiques caractéristiques.

Il apparaît donc vraisemblable d'attribuer à l'Hettangien cette formation qui représenterait, aux limites de la transgression, des dépôts de marge palustre à tendances évaporitiques locales. Deux coupes effectuées aux environs de Rodez montrent une vingtaine de mètres de dolomies et d'argiles vertes et rouges, reposant sur le permien soit directement, soit par l'intermédiaire d'un mince horizon à graviers de quartz. Cette disposition et l'apparente continuité sédimentaire semblent indiquer que les grès d'Olemps ne seraient qu'un faciès local développé aux dépens de la formation des argiles vertes et rouges (fig. 1).

11-2. **Hettangien. Dolomies et laminites.** Série monotone et relativement homogène de dolomies fines, bien réglées, beiges, à patine claire, à débit prismatique et à intercalations de bancs plus marneux feuilletés et de lits de marnes vertes. Il s'agit en fait d'une sédimentation rythmique avec plusieurs grandes séquences ou peuvent apparaître des niveaux de laminites algaires, des micro-brèches, des calcaires oolithiques souvent dolomités, des faciès argilo-carbonatés et localement des faciès évaporitiques à anhydrite, et des traces de silicification.

Quelques mollusques ont été signalés (*Cardinia*) et quelques rares végétaux dont *Pagiophyllum peregrinum*, à Bozouls plus au Nord-Ouest.

L'absence de faune caractéristique ne permet pas de fixer précisément la limite supérieure de la formation qui comprend peut être une partie du Sinémurien s.s. La puissance de l'ensemble peut s'accroître d'Ouest en Est de 25 m à environ 40-50 m.

13-4. **Sinémurien. Calcaire fin et calcarénite.** Ensemble à dominante calcaire qui couronne la série dolomitique de l'Hettangien-Sinémurien et se termine par un beau hard ground ou surface perforée ferrugineuse. La puissance, très rapidement variable, se situe entre quelques mètres et une trentaine de mètres au maximum soit beaucoup moins que les 50-80 m rencontrés généralement plus à l'Est et Sud-Est en direction des Grands Causses.

La série, très changeante dans le détail, débute en général par des dolomies argileuses avec fréquents débris végétaux terminées parfois par un hard ground à ostréidés.

Aux dolomies succèdent des calcarénites ou dolarénites à structure souvent oolithique, intercalées de brèches sédimentaires, des micro-conglomérats et des calcaires sublithographiques.

Aux dolomies succèdent des calcarénites ou dolarénites à structure souvent oolithique, intercalées de brèches sédimentaires, des microconglomérats et des calcaires sublithographiques.

La série se termine par des faciès biodétritiques très durs que couronne le (ou les) hard ground(s) terminal(aux). Les stratifications entrecroisées sont fréquentes ainsi que les ripple marks et autres figures de courants, traduisant un milieu marin nettement moins confiné qu'à l'Hettangien mais des gammes de profondeur toujours faibles.

La faune rarement bien conservée comprend des coraux, algues calcaires, bryozoaires et brachiopodes. De rares ammonites ont été signalées, caractérisant plutôt la partie inférieure de l'étage : *Microceras* cf. *planicosta*, *Oxynticeras oxynotum* (Séverac, 1/50 000).

Le hard ground terminal peut suggérer une lacune de la partie terminale de l'étage qui serait représentée plus à l'Est par quelques placages d'entroquites.

15. **Carixien. Alternance de calcaires marneux et de marnes.** Au-dessus du hard ground plus ou moins ferruginisé du Lotharingien terminal, le Carixien correspond à une alternance régulière de bancs décimétriques de calcaires argileux gris-bleu à débit en moellons ou "pavés" et de marnes grises feuilletées, d'une puissance de 10 à 15 m.

Puis à l'Est (Vimenet - Séverac) existe à la base de la série un faciès bioclastique et gréseux de remaniement, riche en nodules phosphatés, à gryphées et *Paltechioceras*, témoin du démantèlement du Lotharingien dans les premiers niveaux carixiens. Ce niveau disparaît ici et passe au hard ground.

Les premières ammonites récoltées sont des *Uptonia jamesoni* (Nord de la carte, vers Bozouls).

Dans la région de Palmas à Soulages le passage au Domérien inférieur se fait progressivement. On trouve des *Beaniceras* (zone à Ibex) *Aegoceras capricornu* puis *Oistoceras* (zone à Davoei) puis *Protogrammoceras* et *Arietoceras* (Domérien).

Dans les champs, libérés par l'altération météorique, ont été trouvés des *Acanthopleuroceras*, des *Lytoceras*, des nautilus, et divers mollusques.

16a. **Domérien inférieur. Marnes grises.** Ensemble de 15 à 30 m de marnes grises homogènes, micacées et feuilletées, localement riches en petits fossiles pyriteux, et à nodules calcaires à *Tisoa siphonalis*.

Bien exposées plus à l'Est et reconnues par forages, ces couches ont permis de caractériser les principales sous-zones du Domérien inférieur, à Stockesi et Margaritatus.

Les réductions d'épaisseur, localement considérables par rapport aux régions situées plus à l'Est où la série peut dépasser 50 m, ne semblent pas correspondre à des lacunes mais plutôt à un amincissement général dans les zones hautes du "seuil" de Rodez.

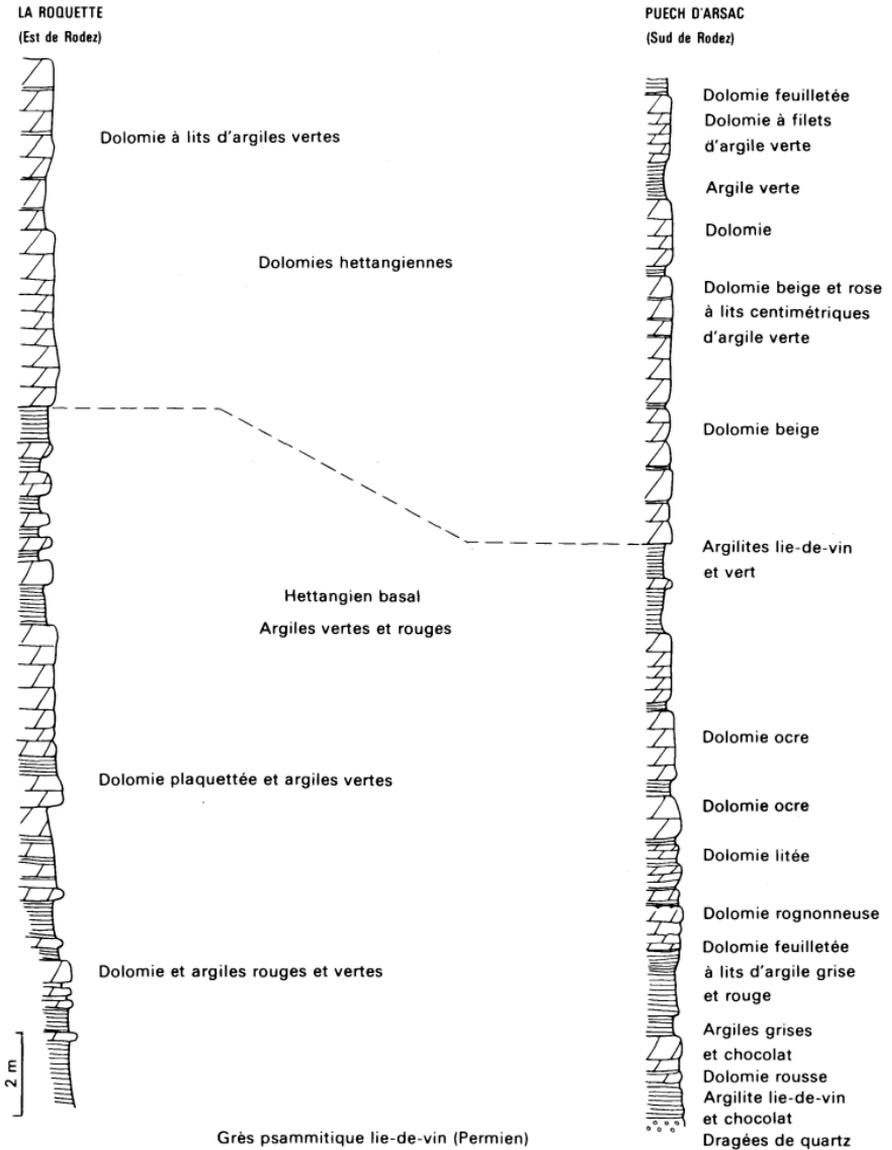


Fig. 1 - Corrélations lithologiques et stratigraphiques entre deux coupes effectuées aux environs de Rodez

16b. **Domérien supérieur. Calcaire roux biodétritique.** Le faciès calcaire caractéristique du versant aquitain est encore bien développé dans toute la partie occidentale de la feuille où il constitue le beau replat structural de Vabres au Nord de Rodez.

Annoncé par quelques intercalations plus ou moins lenticulaires à entroquites vers le sommet des marnes grises, le calcaire à *Pecten aequivalvis* constitue à leur sommet un ensemble de moins de 10 m d'un calcaire grossier lumachellique ou entroquitique à stratification agitée et irrégulière et à débit en plaques grossières, à patine brun-roux. La coupe de Recoules montre que des interlits marneux persistent jusqu'au sommet et que les derniers bancs calcaires sont les plus fossilifères avec *Pleuroceras* sp. et *P. aequivalvis*, indiquant l'appartenance à la zone à *Spinatum*.

Vers l'Est le faciès devient progressivement plus marneux et finit par se confondre avec les marnes sous-jacentes dont il n'est séparé que par un lit de nodules calcaires. La faune est riche en lamellibranches divers à pectinidés abondants. Au-delà de la feuille vers le Nord-Est (Séverac-le-Château), le faciès se poursuit jusqu'à Saint-Martin-de-Lennes avant de disparaître.

17-8. **Toarcien. Schistes-cartons et marnes grises à fossiles pyriteux.** Le faciès basal des "schistes-cartons", à faune d'*Harpoceras falciferum*, n'est bien représenté qu'à l'Est de la feuille à partir d'Agen-d'Aveyron, avec une puissance inférieure à 5 m. Ailleurs, il ne se distingue guère du reste de la série constituée de marnes gris-bleu à petites ammonites pyriteuses et rares bancs calcaires, dont la puissance s'accroît de 40 à 80 m d'Ouest en Est. La première zone de l'étage, à *Tenuicostatum*, ne serait pas représentée tandis qu'à l'Est du moins, la série comporterait toutes les zones du Toarcien jusqu'à la zone à *Aalensis*.

Bien que les études biostratigraphiques aient été peu poussées dans ce secteur il est possible que la partie supérieure de l'étage soit localement représentée dans un faciès d'*oolites ferrugineuses* qui se développe vers Agen-d'Aveyron et vers le Nord-Ouest de la feuille (Espalion 1/50 000) et qui appartiendrait probablement pour sa plus grande part à l'Aalénien.

jm. **Dogger indifférencié.** Dans toute la partie orientale de la feuille, les assises du Dogger largement tronquées par l'érosion ne comportent le plus souvent que des dolomies et calcaires bioclastiques appartenant pour l'essentiel au Bajocien. Toutefois faute de bonnes coupes ces formations qui peuvent, localement atteindre le Bathonien inférieur n'ont pas été différenciées.

Remarque : près de la limite nord-ouest de la feuille, se développe à la base du faciès calcaire du Dogger un niveau d'*oolites ferrugineuses* exploité au siècle dernier comme minerai de fer (Mondalazac, 1/50 000 Espalion). Une galerie de mine ouverte sur le territoire de la feuille près du château de Lagarde était encore visible récemment. Ce niveau appartiendrait pour l'essentiel à l'Aalénien et pour une part, comme on l'a vu plus haut, au Toarcien supérieur.

j1 - j1a. **Bajocien (?)**. **Calcaire bioclastique**. On attribue au Bajocien, sans argument paléontologique, une cinquantaine de mètres de calcaires bioclastiques plus ou moins dolomités. A l'Est (Salles-la-Source) et au Nord (feuille Espalion, région de Muret-le-Château) on peut observer une vingtaine de mètres de ces calcaires souvent assez fins, parfois recristallisés et miroitants et appelés localement "roucat". En bordure de la faille de Sébazac, ces calcaires sont cargneulisés et prennent un aspect ruiniforme (région de Gages en particulier).

j1b. **Bajocien**. **Calcaire oolithique blanc**. La partie supérieure de l'étage dans la partie ouest de la feuille est constituée par un ensemble de calcaires oolithiques (1) puissant d'une vingtaine de mètres et qui a été exploité dans des carrières à l'Est de Bazannes. Ce faciès très turbulent et à sédimentations entrecroisées constitue une bande continue que l'on retrouve jusqu'à Gages-le-Haut, et est surmontée directement par le Bathonien.

j2a. **Bathonien inférieur**. **Calcaire sublithographique**. Le Bathonien débute par une cinquantaine de mètres de calcaires sublithographiques alternant avec des laminites. Cette série est interrompue à une vingtaine de mètres du sommet par un premier niveau à tendances lacustres, à oogones de *Chara*, *Helix*, pseudobrèches et fentes de dessiccation. Quelques passées argileuses associées à ces faciès permettent l'existence de quelques points d'eau dans leur zone d'affleurement.

La série se termine par un second horizon lacustre. Ces niveaux rappellent fort les deux horizons lacustres du domain aquitain qui ont été individualisés sur les feuilles géologiques Terrasson, Figeac et Villefranche-de-Rouergue.

j2b. **Bathonien (supérieur ?)**. **Calcaire blanc récifal**. Un très beau calcaire blanc subrécifal puissant d'environ 10 m termine la série du Causse-Comtal. Il débute par des calcaires micritiques riches en rynchonelles (qui caractérisent le Bathonien supérieur d'après Laurin), en trocholines, oncholites et dasycladacées.

Remarque : Sur les cartes Brive et Figeac, ces faciès étaient attribués au Callovien sur la foi de l'apparition des trocholines, celles-ci étant supposées marquer la fin du régime laguno-lacustre du Bathonien. C'est encore l'avis de T. Pelissié (1982) sur la base de l'espèce *T. gigantea*. Par contre de nombreux auteurs (Septfontaines, Bassoulet) pensent que l'association présente ici, à *Chablaisia*, *Trocholina*, *Valvulina*, caractérise plutôt le Bathonien terminal.

Faute d'ammonites caractéristiques cette attribution comme toutes celles définies à l'intérieur du Dogger a surtout un caractère lithologique.

Cénozoïque

es. **Eocène supérieur**. **Grès, sables à galets siliceux**. A la partie sud de la feuille, sur le plateau de Flavin, on rencontre une formation détritique relativement hétérogène conservée plus particulièrement au pied de l'accident (faille d'Inières) qui limite à l'Ouest le massif du Lévézou. C'est là que la série présente ses faciès les plus diversifiés et sa puissance maximale de l'ordre d'une cinquantaine de mètres.

Le terme le plus ancien paraît être représenté par des grès fauves quartzeux à grain fin, à minces passées argileuses et à éléments de socle ferruginisés, qui affleurent un peu au Sud de la limite de la feuille, près de la ferme des Bastries (1/50 000 Salles-Curan).

Ailleurs la série paraît constituée par une succession de lentilles irrégulières de conglomérats à éléments variés de socle et de calcaires mésozoïques, et d'argiles sableuses rouge-jaune à pisolites ferrugineux (1). Vers le haut et vers l'Ouest le faciès dominant comprend surtout des argiles sableuses beiges, verdâtres ou brunes, à pisolites épars.

On remarquera que le substratum de cette formation présente d'importants phénomènes d'altération : arénisation et rubéfaction des gneiss, ou karstification importante des calcaires mésozoïques, et plus au Sud (Lacapelle-Viaur) cuirasses ferrugineuses et silicifications. Des témoins de silicification, probablement liés à la même période, se rencontrent çà et là sous forme de fragments remaniés de cherts bruns ou rougêtres et par une imprégnation plus ou moins pénétrante des faciès gréseux de la base du Mésozoïque.

Cette série n'a jusqu'ici fourni aucun élément de datation, toutefois par comparaison avec les bassins tertiaires les plus proches (Asprières, Varen), on peut la mettre en relation avec les cycles d'épandages détritiques qui se sont succédés à l'Auversien et surtout au Ludien, alimentés par le démantèlement des couvertures d'altération fersiallitiques développées, au Paléocène surtout, sur le socle du Massif central.

Epandage de galets fluviatiles (Néogène). A la surface de la formation argileuse des Bastries se rencontrent des trainées à gros galets de quartz bien roulés, dont la taille peut atteindre 20-30 cm. Quelques galets roulés rencontrés à l'Est de la faille d'Inières, à la surface du socle, pourraient représenter des traces des mêmes écoulements dont des témoins existent en bien d'autres points du plateau rouergat.

L'un de ces témoins a livré près du viaduc du Viaur (1/50 000 Naucelle) des restes d'un *Elephas antiquus* rapporté à la fin du Pliocène ou à l'extrême base du Pléistocène.

On admet généralement que de tels écoulements ont pu débiter au cours du Miocène et se seraient perpétués jusque vers le début du Quaternaire.

ROCHES VOLCANIQUES OU FILONIENNES

p. **Rhyolite. Rhyodacite.** Quelques filons acides, rhyolites ou dacites, généralement très altérés ont été mentionnés localement à l'intérieur des formations cristallophylliennes.

Dépourvues de schistosité ou affectées d'une schistosité très fruste en accord avec la foliation régionale ces roches présentent une affinité certaine avec les rhyolites permienes du Massif central.

Les phénocristaux et la mésostase sont altérés notamment en carbonates, la plupart du temps seule la forme des phénocristaux est conservée.

α. **Andésite.** Des andésites en coulées, et des brèches andésitiques s'intercalent entre le Stéphanien des Vieilles-Cazes et les couches autuniennes et paraissent liées aux mouvements tectoniques qui se produisent à la limite des deux étages.

β. **Basaltes et brèches volcaniques associées (Néogène s.l.).** Les pointements volcaniques, observés ici essentiellement dans le Nord-Est de la feuille (Gabriac, Cruéjols, Briounas, Palmas, Laissac, Larnaldesq), appartiennent à la province volcanique du détroit de Rodez qui constitue l'élément le plus septentrional de l'essaim qui s'égrène du Sud au Nord entre Agde et l'Aubrac. Le seul affleurement daté sur cette carte (Palmas) indique un âge miocène de 7 Ma qui rentre bien dans la gamme d'âges rencontrés dans cette province (13,8 – 4,4 Ma ; P. Gillot, 1974).

Ces pointements comprennent des intrusions bréchiqes (Malterre, 1968) à forte proportion d'éléments marneux ou calcaires et ciment argileux et sont recoupés par des laves diversifiées (labradorites, basaltes alcalins, ankaramites). Ces venues sont associées aux grandes failles NW-SE, direction qui paraît également contrôler à l'échelle régionale les autres intrusions de même âge : Sainte-Enimie, Saint-Affrique (J. Gastaud *et al.*, 1983).

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Jouant un rôle modeste sur l'ensemble de cette feuille les formations superficielles n'ont pas été cartographiées systématiquement.

Sur la zone d'affleurements cristallophylliens peut se développer un manteau plus ou moins important et discontinu d'altérites silteuses roses, surtout abondantes sur le plateau de Flavia – la Primaube, mais dont les contours sont difficiles à préciser. En revanche le massif Vibal – Palanges en paraît à peu près dépourvu. Les plateaux calcaires du Causse Comtal et du Causse de Séverac sont localement recouverts de placages argileux résiduels surtout concentrés dans les dépressions karstiques.

On a seulement distingué cartographiquement :

U. **Travertins, tufs de source.** Le débouché de la résurgence karstique de Salles-la-Source est marqué, au-dessus du village, par un beau développement de travertins au pied de la falaise du Causse Comtal.

F. **Alluvions fluviales.** Les cours de l'Aveyron et du Dourdou ont constitué une plaine alluviale particulièrement développée à la traversée des assises tendres du Lias et du Permien. Les dépôts alluviaux qui peuvent atteindre 4 à 5 m comprennent des sables graveleux ou argileux.

Les vallées mineures sont occupées par des dépôts peu évolués où les apports colluviaux argilo-caillouteux se mêlent aux sables et graviers alluviaux.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME DES SÉRIES CRISTALLOPHYLLIENNES

Les séries cristallophylliennes

Géométrie d'ensemble

P. Matté et C. Nicolle (1976) ont montré que la schistosité régionale est une foliation composite S1-2. La superposition des deux schistosités est observable dans les charnières N 110-120 de plis isoclinaux 2, centimétriques à plurimétriques qui replissent la première schistosité et admettent eux-mêmes la foliation régionale comme plan axial. La linéation minérale régionale est une L2 déformée par une phase 3 de plis en chevrons associés aux grands plis ouverts Est-Ouest d'échelle kilométrique. Une linéation minérale L3 et une schistosité fruste de crénulation S3 apparaissent dans les charnières les plus serrées. Les âges apparents sur micas (L. Delbos *et al.*, 1964), compris entre 350 et 300 Ma, permettent de rattacher l'ensemble de ces déformations à l'orogène hercynien.

Sur la carte Rodez, les séries cristallophylliennes sont limitées au Nord par une faille qui borde le domaine effondré du détroit de Rodéz. Un autre accident majeur isole le massif des Palanges et les schistes encaissants des séries cristallophylliennes du Rouergue oriental. Au Sud de ce décrochement tardi-hercynien réutilisé au Pyrénéen, une synforme de phase 3 (unité du Vibal) d'axe Est-Ouest à N 110 et déversée vers le Nord, contient les roches haute pression basiques et ultrabasiques caractéristiques d'un groupe leptyno-amphibolique ici essentiellement métapélitique. Le cœur de cette synforme, à l'Est de la coupe, est constitué par l'orthogneiss anatectique de Lissirou à nombreuses enclaves éclogitiques et amphiboliques. Le plongement axial Est de cette structure varie de quelques degrés à l'Ouest jusqu'à être vertical vers l'Est ; ceci peut être la conséquence de larges voissures Nord-Sud tardives dans cette région. A la base de ce groupe leptyno-amphibolique, la présence de mylonites et phyllonites à linéation d'étirement N 010-020 a permis d'individualiser deux branches d'un chevauchement replissé par la phase 3. L'accident majeur qui contient les péridotites de Larnaldesq (P. Collomb, 1970) explique la superposition anormale de la zone à sillimanite du complexe leptyno-amphibolique sur la zone à biotite-grenat des gneiss fins sous-jacents. Les microstructures observées dans les mylonites et phyllonites qui soulignent ce chevauchement montrent que le déplacement de cette unité s'est fait du Nord vers le Sud, avant replissement par la phase 3. On remarquera aussi les directions subméridiennes des axes P2 à la base du synclinal charrié.

Au Sud du chevauchement majeur, la série mésozonale des gneiss fins est réduite et surmontée par la ceinture basique du Lévézou, elle-même d'épaisseur restreinte. Les gneiss fins apparaissent donc ici comme un plancher commun à la nappe du Vibal au Nord et à la ceinture leptyno-amphibolique au Sud. Une lentille décamétrique d'orthogneiss calcaire type Pinet est coincée dans le contact des gneiss fins avec la ceinture leptyno-amphibolique. Le massif d'orthogneiss de Viarouge qui affleure plus au Sud, constitue l'essentiel du massif du Lévézou. La

structuration de phase 3 se prolonge à l'Est de la synforme du Vibal où l'on constate une virgation des axes de plis 3. Cette phase de serrage se matérialise au Sud de Rodez par les plis en genoux d'axe N 170 et à plongement Sud.

Relations cristallisation - déformation.

Les critères classiques des relations cristallisation - déformation (R.H. Vernon, 1978) permettent de séparer les unités allochtones du Vibal et du Lévézou, des séries para-autochtones occidentales.

● Para-autochtone

Phase 1 et 2

Dans les gneiss fins feldspathiques :

- muscovite, chlorite, ilménite et anatase sont allongés dans la S2 et s'alignent sur la L2 minérale. Le plagioclase qui leur est associé est un oligoclase ;
- la biotite est stable dans cette schistosité à l'approche des orthogneiss type Pinet. L'attribution de cette biotite à la phase 2 est confirmée par la présence de cristaux déformés par la S3 de crénulation ;
- le grenat peut présenter, à la périphérie des orthogneiss type Pinet, des coeurs hélicitiques sigmoïdes. La présence systématique d'une bordure limpide statique sur la S1-2 ne permet pas d'interpréter rigoureusement les rapports entre schistosités interne et externe du minéral. Les individus présentant les bordures les plus minces semblent néanmoins indiquer une cristallisation syn-phase 2 des coeurs hélicitiques.

Dans les micaschistes pélitiques en enclaves dans l'orthogneiss de Rodez :

- muscovite, chlorite et biotite montrent les mêmes relations cristallisation - déformation que dans les gneiss fins feldspathiques ;
- le grenat à tendance automorphe présente une altération marquée en oxydes de fer ;
- localement, de la staurotide syn- à post-phase 2 est observable. Ce minéral est très altéré comme le grenat. La plupart du temps, on ne reconnaît plus que les formes des cristaux, ce minéral étant complètement pseudomorphosé en pinité (s.l.).

Dans les micaschistes du Massif des Palanges :

- muscovite, chlorite, biotite et grenat présentant les mêmes relations cristallisation - déformation syn-phase 2 décrites *supra* ;
- la staurotide, moins altérée que dans le massif de Rodez, présente des figures sigmoïdes typiques d'une cristallisation syn-phase 2 ;
- de l'andalousite a été reconnue ponctuellement en association avec la staurotide (Est de Montmerlhe). L'absence de schistosité interne ne permet pas toutefois de préciser les relations de ce minéral avec les autres ;
- la sillimanite se développe préférentiellement autour des biotites, à l'Est de l'orthogneiss des Palanges. Elle peut être associée à la staurotide et semble syn-phase 2.

Phase 3

Les cristallisations de phase 3 sont généralisées à l'ensemble des terrains para-autochtones.

Des poeciloblastes millimétriques de biotite et en plus faible proportion de muscovite sont alignés sur la S3 de crénulation, et contiennent la S2 régionale.

Les coeurs hélicitiques et sigmoïdes des grenats s'entourent, à la périphérie des orthogneiss type Pinet, d'une bordure subautomorphe pauvre en inclusions et statique sur la S1-2.

Post-phase 3

Des cristallisations post-phase 3 ont été reconnues seulement dans les gneiss fins.

Quelques biotites et quelques muscovites sont localement sécantes sur la S3, mais le minéral typiquement post-phase 3 est une chlorite. Sous forme de rosettes maclées, presque translucides en lumière naturelle, elle polarise dans des marrons à gris-bleu anormaux du premier ordre. D'un point de vue géographique, on la trouve localisée à la périphérie des métagranites porphyroïdes.

● Allochtone

Les unités du Vibal et du Lévézou ont subi trois phases de déformation comparables à celles déjà rencontrées à l'Ouest : plis isoclinaux de phase 1 N-S et plis isoclinaux 2 NW-SE antérieurs à une phase de serrage (C. Nicollet, 1978).

Phase 1 et 2

La foliation générale étant pénétrative, nous n'avons pu reconnaître de microlithons de phase 1, ni de minéraux typiquement clastiques par rapport à la foliation S_{1+2} qui est parallèle à des "poissons" millimétriques de muscovite et de disthène auxquels sont rarement associés plagioclase, biotite et grenat parfois sigmoïdes.

Le long de la bordure interne de la ceinture leptyno-amphibolique, la sillimanite fibrolite apparaît en croissance épitaxique à partir de la biotite.

Les relations cristallisation - déformation indiquent que cette blastèse a commencé pendant la phase 2 et lui est légèrement postérieure. Dans le synclinal du Vibal, les ocelles de sillimanite allongées sur L2, et localement les blastes de feldspath potassique, sont clairement synfoliaux. Dans les roches basiques, les minéraux mésozonaux sont syntectoniques ; les reliques de haute pression sont au moins antérieures à S2.

Phase 3

Cette déformation est mal exprimée dans le groupe leptyno-amphibolique et de ce fait les minéraux tardifs par rapport à S_{1+2} peuvent n'avoir cristallisé que durant l'interphase 2-3. Au contact de base du synclinal du Vibal, les aiguilles de sillimanite dans les stries qui affectent la S_{1+2} sont replissées par la S3 de crénulation.

Les observations sont plus litigieuses quand il s'agit de petits grenats automorphes qui recourent à l'emporte pièce les minéraux syn-phase 1+2. La mise en évidence des relations cristallisation – déformation est tout aussi difficile en ce qui concerne la séricite qui se forme aux dépens du disthène. Chlorite, muscovite et biotite sont également des minéraux tardifs communs.

Le métamorphisme

Métamorphisme granulitique

Ce stade est observable dans les boudins d'éclogites de la ceinture basique du Lévézou et contenus en enclaves dans l'orthogneiss du Lissirou. C. Nicollet (1978) a estimé les conditions métamorphiques entre 12,5 et 20 Kb et 750 et 840° sur le même matériel granulitique affleurant sur la feuille à 1/50 000 Réquista. Les minéraux primaires sont dans tous les cas allongés sur la foliation interne des boudins et témoignent d'une tectonique tangentielle "haute pression". Ces observations pétrographiques et l'affinité tholéiitique des reliques éclogitiques (A. Giraud, 1984) sont autant d'arguments en faveur d'une zone de suture tel que cela a été déjà envisagé au niveau de la ceinture leptyno-amphibolique du Lévézou (J.P. Burg *et al.*, 1984).

Métamorphismes régionaux

Para-autochtone

Exception faite des métapélites du massif des Palanges, l'apex du métamorphisme est tardi-phase 2 et les séries paradérivées atteignent au maximum la zone 1 grenat contre la bordure occidentale du groupe leptyno-amphibolique du Lévézou. Les conditions pression – température obtenues à partir du géothermomètre "biotite–grenat" (A.B. Thompson, 1976a, b) et du géobaromètre grenat–plagioclase (R.C. Newton et Haselton, 1981) mettent en évidence des gradients de 100° à 200°/km près des métagranites porphyroïdes, mis en place en fin de phase tangentielle 2 (J.P. Burg et C. Teyssier, 1983).

De tels gradients et de telles relations cristallisation – déformation peuvent s'interpréter en terme d'auréoles thermiques liées à la mise en place de métagranites porphyroïdes (Delor *et al.*, 1984).

Allochtone

Le métamorphisme affecte la matrice grauwacko-pélitique, basique et les reliques catazonales. Comme on se situe dans le degré moyen de métamorphisme, seules les compositions grauwacko-pélitiques de l'encaissant permettent de cerner l'évolution des conditions P–T de ce métamorphisme. En effet, les metabasites montrent très peu de variations minéralogiques. Dans la ceinture leptyno-amphibolique du Lévézou, les paragenèses observées présentent de l'extérieur vers l'intérieur les isogrades d'apparition successifs du disthène et de la sillimanite. Dans la synforme du Vibal on atteint la zone à "feldspath potassique + muscovite".

Conclusions

Les critères d'ordre tectonique et métamorphique, permettent d'individualiser deux ensembles correspondant respectivement aux séries situées à l'Ouest du Vibal d'une part et aux unités du Vibal et du Lévézou d'autre part. L'unité charriée du Vibal montre que, pendant l'orogène varisque, des nappes se sont avancées vers le Sud jusque dans le Rouergue oriental, comme d'ailleurs dans le Rouergue occidental (J.L. Bodinier et J.P. Burg, 1980-81). En plus des roches éclogitiques d'affinité tholéitique, cette nappe permet d'envisager un contact anormal majeur au niveau de la ceinture basique du Lévézou (J.P. Burg *et al.*, 1984). Dans cette hypothèse, les métatexites à sillimanite du Lévézou sont charriées au même titre que l'unité du Vibal sur les séries occidentales parautochtones. Pour plus de détail, le lecteur se reportera à la notice explicative de la carte Salles-Curan. Le métamorphisme observé dans le parautochtone est interprété en outre en terme d'auréoles thermiques autour des métagranites syntectoniques porphyroïdes. L'ensemble des roches de la forêt des Palanges a subi un métamorphisme proche de celui décrit au delà du détroit de Rodez dans les séries de Saint-Geniez-d'Olt (B. Briand, 1973, Burg *et al.*, 1984) et de la Châtaigneraie. La forêt des Palanges ne semble donc pas appartenir aux séries cristallophylliennes du Rouergue au sens strict, mais aux séries septentrionales auxquelles elles se raccrochent par le horst de Vimenet. Dans ce cas, les roches à andalousite, staurotide et sillimanite des Palanges et celles connues à Vimenet, pourraient être dues au métamorphisme inverse en relation avec la nappe du Vibal qui constituerait de ce fait l'extension vers le Sud des séries charriées de Marvejols. La présence de périclites coincées le long de la faille bordière des Palanges, et les linéations Nord-Sud observées à la base de la nappe du Vibal sont autant d'arguments en faveur de cette hypothèse.

TECTONIQUE POST-HERCYNIENNE

La structure de cette zone du détroit de Rodez correspond grossièrement à un ensemble de panneaux subtabulaires à couverture sédimentaire conservée, effondrés au Nord du môle cristallophyllien du Rouergue oriental. Les témoins de couverture préservés sur ce bloc permettent d'estimer à près de 600 m l'effondrement de cette partie du détroit.

Au milieu de ce fossé se dessine dès le Permien un axe haut, horst ou ride de Vimenet, où réapparaît aujourd'hui le socle cristallophyllien.

• L'évolution de ces blocs est régie par deux grandes familles d'accidents :

– **des failles longitudinales orientées N 120°** qui contrôlent l'affaissement du détroit par apport à ses bordures : faille des Palanges, de Concoures, d'Onet-le-Château, de Gabriac. Ces accidents, impliqués eux aussi dans la sédimentation permo-carbonifère, ont un jeu principal en failles normales abaissant leur lèvre nord et ont rejoué plus tardivement en failles inverses, comme c'est surtout le cas de la faille des Palanges inclinée d'environ 70° vers le Sud ;

— *des failles d'orientation moyenne N 20°* mais pouvant osciller de N-S à N 140° et dont les rejeux apparents consistent surtout en décrochement senestre d'ampleur limitée et localement en faille normale.

Les plus remarquables sont celles du faisceau d'Agen d'Aveyron-Gabriac qui au Sud abaisse le compartiment de Rodez-Flavin par rapport au massif Palanges-Vibal. Leur activité importante pendant le Tertiaire s'est manifestée dès le Carbonifère en contrôlant l'alignement des principales zones subsidentes de Bertholène à Espalion-Lassouts.

● La structure subtabulaire des compartiments délimités par les grands accidents E-W, peut se compliquer de déformations souples à grand rayon de courbure. Ainsi, le principal panneau du Causse Comtal, entre la faille d'Onet-Gages au Sud et celle de Lagarde-Grioudas au Nord, était attribué sur les anciennes cartes géologiques, à la suite de la thèse de Y. Boisse de Black, au seul Bajocien. Une cartographie détaillée a permis d'y mettre en évidence une belle structure synclinale à cœur de Bathonien supérieur (récifal à trocholines) qui passe vers le Nord, le long de la faille de Lagarde, à un bourrelet anticlinal faillé à cœur Toarcien. Des ondulations ou accidents transverses bloquent vers l'Est et l'Ouest les prolongements de cette structure.

ÉVOLUTION STRUCTURALE POST-HERCYNIEUNE

Dans le cadre de la phase de compression Nord-Sud qui persiste avec quelques variations pendant le *Stéphanien et une partie de l'Autunien* se produisent, suivant les deux directions principales N 20° - N 120°, une série de décrochements senestres. Les rejeux différentiels des blocs ainsi délimités ont dû créer une série de zones soulevées ou affaissées qui ont guidé la distribution des principales aires sédimentaires stéphaniennes et autuniennes. Quelques rejeux en faille inverse avec écaillages ont pu se produire également, dont ne subsistent que des témoignages limités.

Vers la fin de l'Autunien, les conditions tectoniques changent totalement avec l'établissement d'un régime en distension grossièrement Nord-Sud qui entraîne le rejeu en faille normale des grands accidents longitudinaux et l'affaissement général du domaine du détroit constituant alors une vaste aire de sédimentation.

Le régime en distension se poursuit pendant le *Jurassique* dont les effets ne sont ici guère manifestes mais sont attestés plus à l'Est (1/50 000 Séverac-le-Château) avec des rejeux modestes en failles inverses synsédimentaires et avec les épanchements volcaniques des Vignes au Bathonien.

A l'*Eocène*, un épisode important peut être relié à la phase de compression pyrénéenne qui entraîne l'évolution en faille inverse de l'accident des Palanges et sans doute d'une partie des autres accidents longitudinaux, et à des rejeux en décrochement des failles N 20.

Enfin plus problématiquement, on peut attribuer à l'*Oligocène* et au régime de distension qui s'instaure dans une grande partie du Massif central (fossé d'Alès, Limagnes...) les rejeux en faille normale qui font rejouer les panneaux de couverture et surélèvent le bloc Palanges-Vibal

par rapport au panneau de Flavin-Rodez où restent, préservés par ce jeu, les placages détritiques tertiaires.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

Le territoire de la feuille Rodez est caractérisé par un relief grossièrement tabulaire dont les altitudes s'échelonnent de 550 m au plus bas des vallées, à 965 m en bordure du massif du Lévézou.

Les grands ensembles suivants peuvent y être distingués :

Au Nord de la feuille, les plateaux calcaires du Causse Comtal et de la terminaison du Causse de Séverac, largement démantelés par les hautes vallées de l'Aveyron et du Dourdou, constituent un ensemble bien nivelé s'inclinant régulièrement vers l'Ouest de 650 - 700 m à 550 - 600 m.

En contrebas s'ouvrent quelques zones déprimées entamant les assises imperméables et plus tendres du Permien (Gabriac-Gages-La Loubière, Rodez-Pessens) ou du Lias (Bertholène-Palmas) où s'étalent les vallées larges et sinueuses du Dourdou et de l'Aveyron.

Au Sud-Ouest, en rive gauche de l'Aveyron, le plateau de Flavin-La Primaube s'établit sur le socle cristallophyllien du Rouergue à une altitude voisine des plateaux calcaires de rive droite. A l'aval de Rodez, l'Aveyron pénètre dans ce plateau y entaillant une vallée étroite et profonde d'une centaine de mètres.

Au Sud-Est la région du Vibal - Lévézou - forêt des Palanges constitue un ensemble profondément entaillé par le Vieur et les affluents de rive gauche de l'Aveyron. L'enveloppe de ces reliefs, qui culminent entre 800 et 950 m, peut être assimilée à une surface d'érosion légèrement déformée. L'ensemble est limité au Nord par la faille des Palanges qui assure le contact avec le plateau calcaire qu'il domine de 200 à 250 m, et à l'Ouest par le faisceau d'accidents d'Inières où la dénivellation avec le plateau de Flavin est de l'ordre de 150 m.

L'évolution morphologique peut être schématiquement résumée ainsi :

Une première pénéplaine a dû s'ébaucher entre le départ de la mer jurassique et la phase tectonique pyrénéenne sur laquelle on ne possède aucun témoignage.

Une nouvelle phase d'érosion succède aux mouvements pyrénéens, réalisant une surface plus ou moins régulière, jalonnée de dépôts sidérolithiques lacustres ou fluvio-lacustres surtout préservés plus à l'Ouest. La couverture mésozoïque est largement décapée sur tout le domaine méridionale où cette "surface" vient coïncider à peu près avec la surface anté-mésozoïque exhumée.

A l'Oligocène, aux mouvements de réajustements qui entre autres effets surélèvent le compartiment oriental de la faille d'Inières, succède *un nouvel aplanissement* qui aboutira à la fin du Miocène à la grande

surface d'érosion dite *surface des Causses*, surface polygénique très marquée par son évolution ultérieure en domaine karstique.

Cette surface s'établit sans peine dans le domaine sédimentaire où elle doit coïncider à peu près avec les plateaux actuels de Séverac et du Causse Comtal. Elle gagne également le compartiment Rodez-Flavin où il suffit de déblayer la couverture tertiaire et mésozoïque et de réaménager l'ancienne surface oligocène.

En revanche, le bloc soulevé du Vibal - Lévézou constitue un obstacle que les cours d'eau néogènes vont sans doute contourner et qui sera progressivement et incomplètement démantelé par l'érosion régressive. De l'ancienne surface ne subsistent que des lambeaux exigus aux limites des bassins versants. On n'a pas jusqu'ici retrouvé à la surface de ces lambeaux des sédiments qui permettraient d'en vérifier l'âge. En effet, portée très tôt en altitude la surface initiale s'est trouvée plus facilement décapée que les panneaux abaissés.

La dernière phase d'érosion, qui prend place pendant le Pliocène et le Quaternaire, sera caractérisée d'une part par l'évolution des surfaces calcaires sous l'action continue des processus karstiques et climatiques avec en particulier l'influence des périodes glaciaires et interglaciaires, d'autre part par l'action érosive du drainage superficiel qui s'exerce à la périphérie des domaines karstiques et réalise, dès qu'il rencontre des assises imperméables, des aplanissements locaux qui suivent l'enfoncement du réseau dans le substratum cristallophyllien résistant.

CLIMAT - VÉGÉTATION - SOLS

Le climat de la région est marqué par une triple influence :

- continentale avec vents du Nord dominants en hiver ;
- océanique avec vents d'Ouest en automne et au printemps ;
- méditerranéenne en été avec vents du Sud plus ou moins fréquents.

Cette convergence des influences climatiques entraîne une grande irrégularité de la pluviométrie avec d'importantes variations inter-annuelles, la moyenne annuelle pouvant varier (entre 1952 et 1969) de 700 mm à 1 500 mm.

Les écarts thermiques sont également importants avec 40 à 50 journées de gelées et des températures extrêmes (moyenne mensuelle) de - 3,5 à + 23.

Les terrains cristallophylliens sont caractérisés par des sols sableux peu profonds, acides, le plus souvent réservés aux pâturages et pouvant être cultivés après amendement. Les pentes, souvent fortes aux flancs des vallées, sont abandonnées à la forêt acidophile à chênes et châtaigniers. Des sols bruns limoneux beaucoup plus favorables se rencontrent dans la zone où sont conservés les dépôts tertiaires au Sud et à l'Est de Flavin.

Les zones d'affleurement des terrains permiens sont occupés par des sols également superficiels et acides, uniquement cultivés dans les replats où les dépressions ; dans ce cas, mal drainés ils présentent souvent des tendances hydromorphes et sont abandonnés à la prairie.

Les alluvions et colluvions de fond de vallées occupés par des sols sablo-limoneux bien drainés fournissent de bonnes terres de culture.

Les plateaux calcaires naguère cultivés sont aujourd'hui en grande partie couverts de landes ou de pelouses maigres vouées au pâturage des ovins. Les sols souvent caillouteux et peu profonds varient entre des rendzines rouges faiblement calciques et des sols neutres du type fersiallitique à réserves calciques. En dehors d'un net déficit en acide phosphorique ces sols présentent de bonnes caractéristiques et après défrichage s'adaptent bien aux cultures fourragères ou aux céréales. Du fait de leur faible profondeur et de la perméabilité du substratum calcaire ils restent cependant vulnérables aux sécheresses prolongées.

Les zones d'affleurement des marnes et marno-calcaires de la série liasique (Carixien à Toarcien) possèdent des sols limono-argileux à limono-sableux de bonnes caractéristiques, menacés seulement, dans les zones mal drainées, de tendances à l'hydromorphie. Ils fournissent généralement de bonnes terres pour les cultures ou les prairies humides.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

La majeure partie de la feuille Rodez intéresse le bassin de l'Aveyron dont la vallée largement ouverte jusqu'à hauteur de la ville de Rodez, s'encaisse ensuite dans les formations cristallophylliennes. Vers le Nord une faible surface intéresse avec le Dourdou le bassin du Lot, tandis qu'au Sud le Viaur, affluent du Tarn, draine le plateau du Lévézou atteignant 1 128 m d'altitude.

Le module pluviométrique moyen de la région soumise à des influences océanique, continentale et méditerranéenne est variable d'une année à l'autre : 800 à 1 300 mm dont une partie sous forme de neige. L'évapotranspiration est importante de juin à octobre.

La seule *plaine alluviale* est celle de l'Aveyron en amont de Rodez. D'extension réduite et morcelée, les alluvions y sont peu épaisses et argileuses. La nappe alluviale n'offre pratiquement pas de possibilités.

Dans les *formations cristallophylliennes* existant sur toute la moitié méridionale de la feuille, les ressources en eau souterraine sont liées aux franges d'altération superficielle dont l'épaisseur est variable et qui sont souvent très argileuses. A la suite de lessivages et de remaniements, il existe néanmoins des passées plus riches en éléments détritiques susceptibles de permettre des circulations d'eau qui s'écoulent suivant les pentes en direction du fond des vallons et sont à l'origine de sources, relativement nombreuses, mais de faible débit, inférieur à 1 l/s avec des étiages prononcés. Elles peuvent néanmoins subvenir aux besoins de petites collectivités. D'origine superficielle, les eaux sont peu minéralisées, le milieu est vulnérable aux pollutions.

En profondeur, les zones fissurées du socle drainant les circulations superficielles précédentes seraient susceptibles de présenter localement des possibilités relativement plus importantes, exploitables par forage.

Dans les séries du *Permien* et du *Carbonifère*, les zones fissurées et la frange superficielle d'altération des grès peuvent s'avérer aquifères. Les possibilités restent cependant très réduites, telles celles mises en évidence par les deux forages (5-66 et 5-67) réalisés dans la zone industrielle des Quatre-Saisons.

Seules les *formations carbonatées du Jurassique* présentent de l'intérêt. L'alternance de passées carbonatées et marneuses imperméables permet de distinguer trois aquifères potentiels :

- l'aquifère inférieur de l'Hettangien au Sinémurien (90 m) surmonté par les marnes du Carixien au Domérien inférieur ;
- l'aquifère moyen du Domérien supérieur (2 à 10 m) sous les marnes du Toarcien à l'Aalénien ;
- l'aquifère supérieur (100 m) du Bajocien – Bathonien.

Les accidents longitudinaux du détroit de Rodez qui compartimentent le Jurassique en plusieurs panneaux, définissent plusieurs unités correspondant chacune à un causse. A l'intérieur de chacun d'eux, suivant leur disposition structurale, les systèmes aquifères peuvent être superposés. On distingue ainsi les Causses de Fontanges (aquifère inférieur), de Souyri-Lacombe (aquifère inférieur et moyen), du Comtal et de Curlande (aquifère inférieur à supérieur), de Bozouls et Sévérac au Nord-Est (aquifère inférieur à supérieur).

Fracturées et diaclasées, les formations carbonatées sont karstifiées, toutes les formes résultant de cette altération étant particulièrement bien développées ; lapiaz, doline, vallées sèches, pertes, galeries.

Dans ce milieu perméable en grand, éventuellement en petit dans les dolomies, les circulations alimentent des sources qui jalonnent le contour des différents causses. Seules les plus importantes ont été indiquées : Salles-la-Source (1-7), Gages (2-14), Roquemissou (3-19) notamment pour le Causse Comtal où l'on dispose par ailleurs des résultats de traçage mettant en évidence des liaisons hydrauliques à partir de pertes, telles celles de 14 km entre l'aven de Vayssettes (2-8) en direction de la Source-de-Laroque (feuille Rieuepeyroux), ou celles de Vayssières (1-4) et du puits de rejet d'une station d'épuration des eaux (626,10 – 235,62) vers Salles-la-Source.

Suivant leur situation, ces sources correspondent soit à des déversements d'aquifères perchés (Salles-la-Source, Curlande : 2-15) au-dessus de séries marneuses, soit à des débordements de karsts noyés (sources de Gages 2-14, de Lacombe 1-14). Les débits de ces émergences sont parfois importants : 45 l/s en étiage pour celle de Salles-la-Source aménagée pour le fonctionnement d'une usine hydroélectrique. Les traçages montrent que les écoulements s'effectuent préférentiellement d'Est en Ouest.

Le milieu calcaire, inapte à assurer une filtration et une épuration des eaux est très vulnérable aux pollutions qui peuvent se propager rapidement : le traçage effectué à partir de l'aven de Vayssettes a ainsi montré une vitesse de transfert de 182 m/h en direction de Salles-la-Source à 13 km.

Ces aquifères karstiques ne sont actuellement exploités, notamment pour la desserte en eau potable de collectivités, qu'à leurs émergences naturelles (Salles-la-Source). Le recours aux réserves des karsts noyés pourrait être envisagé à l'aide de forages.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Matériaux de carrières

La plupart des carrières en activité utilisent les assises calcaires du Lotharingien pour la confection de *granulats* pour la construction ou l'utilisation routière ou les enrochements. Les plus importantes se situent entre Rodez et Concourès et une exploitation plus modeste existe également à Saouyri dans les mêmes assises.

Les assises calcaires et dolomitiques du Dogger et de l'Hettangien ont été exploitées anciennement en particulier pour les *fours à chaux* (Sainte-Radegonde, Briane).

Les massifs d'orthogneiss de la partie méridionale de la feuille ont fourni dans le passé des *matériaux d'empierrement* (carrière de Calzins, au Sud de Rodez et d'Agen - d'Aveyron).

Gîtes minéraux

Les séries cristallophylliennes renferment de nombreux indices d'*uranium*. Le seul gisement exploité industriellement est situé au Sud de Bertholène dans l'orthogneiss des Palanges, dans une zone mylonitique sans extensions latérales. L'essentiel de la minéralisation est constituée de coffinite et de pyrite. Des veinules de coffinite, pechblende et marcassite forment les niveaux les plus riches, tandis que de l'autunite, de la chalcopite et des vanadates sont localisés dans les fractures superficielles. Toutes ces minéralisations sont clairement associées à une zone d'albitisation localisée près du contact socle - couverture.

Les gîtes de la couverture sédimentaire ont été recensés dans le tableau 1. Il faut y ajouter pour mémoire le minerai de fer oolitique de la limite Lias - Dogger exploité autrefois à Mondalzac (Espalion, 1/50 000) et qui a donné lieu sur le territoire de la feuille Rodez à quelques travaux d'ampleur modeste.

RODEZ 884	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Nom du gîte						
PUITS SAINTE-MARIE	2.4001	Cha	Anthracite	Stratiforme	Grès - Schiste Arkose	Exploitation de 2 couches, 1,8 à 2 m de puissance pour la 1ère, la 2ème à 30 m sous la précédente, 1,4 m de puissance. Barre de grès et schiste. Production : 800 000 T de charbon à 28 - 37 % de M.V, 6,8 - 20 % de cendres, 52 % de carbone.
HALTE DE PESSENS	2.4002	Cu	Azurite Malachite Barytine	Stratiforme Imprégnation	Grès - Marne	Simple indice, pas de travaux.
LUSSAGUES-LES GAGES	3.4001	U	Pyrite Carnotite Francevillite Sabugalite	Stratiforme Disséminé	Grès - Conglomérat Ortholeptynite	Une surface de 250 × 100 m environ a été étudiée par une campagne de sondages verticaux. 2 décapages ont produit 600 T de minerai à 0,26 %, soit 1,6 T d'uranium dont l'essentiel provenait d'un arbre fossile de 0,60 m de diamètre et 30 m de long.
GILLORGUES	3.4002	Pb	Galène Pyrite Fluorine Calcite	Disséminé	Calcaire	Observation dans une tranchée pour adduction d'eau.
TRÉBOSC	3.4003	Ba	Quartz Barytine Manganèse Azurite	Filon	Ortholeptynite	
BERTHOLÈNE	3.4004	U	Autunite Carnotite Francevillite Torbernite Tyuyamunite Méta-autunite Chalcosite Pechblende Pyrite Hématite Marcasite	Filon Fractures	Orthogneiss Ortholeptynite	De 1958 à 1962 : radio-plan, sondages carottés, tranchées. 3 fractures minéralisées. Réserve métal 50 T environ, teneur 0,3 % U et 0,3 % V. Exploitation en carrière et galerie.

TABLEAU 1 - GÎTES DE COUVERTURE

RODEZ 884	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Nom du gîte						
LES BECUS	3.4005	Ba	Quartz Barytine Limonite Psilomélane Malachite	Filon : 45° Puissance : 1,5 m	Gneiss-Leptynite	Exploitation souterraine.
POMARÈDE - RIOU NÈGRE	3.4006	Cha	Anthracite	Stratiforme	Grès, Schiste, Arkose, Conglomérat	4 quartiers ont exploité un gisement en forme de cuvette elliptique de 700 × 200 m. 3 couches principales. La production totale n'atteint pas le million de tonnes.
TRÉBOSC	3.4007	Cha	Houille sèche pyriteuse	Stratiforme	Grès, Schiste	2 veines de houille séparées par une intercalation de 0,6 à 0,9 m avec un pendage de 35 à 40°. Les travaux par petits puits (15) auraient traversé 60 m de terrain.
BOIS LAUR	3.4008	Cha	Houille	Stratiforme	Grès, Schiste	5 veines rapprochées, la supérieure de 1,2 m, une 2ème également de 1,2 m, une 3ème de 0,6 m. Les deux dernières de 1 m. Les anciens travaux comprenaient 2 travers-bancs et des galeries. Production de 1909 à 1916 : 20 000 T.
ALBOY	3.4009	Cha	Houille	Stratiforme	Grès, Schiste	4 couches de charbon. Les 2 premières ont été exploitées. La 1ère à 52 m de profondeur, puissance 2 m, la 2ème à 91 m (puissance 1,5 m) en 4 panneaux décrochés en escalier. 300 000 T auraient été sorties en 40 ans.
GALTIER - GALTIES	3.4010	Cha	Houille	Stratiforme	Grès, Schiste, Arkose	Ancienne exploitation par des puits, 40 environ atteignant 20 à 25 m de profondeur puis par galeries à flanc de montagne de 80 à 150 m de longueur. Production 100 T/an.
BENNAC	3.4011	Cha	Houille	Stratiforme	Grès, Schiste	Puits profond de 54 m. On exploitait une couche de 2,30 m de puissance. 2 autres couches 0,5 et 0,6 m au voisinage de la surface. Production 50 000 T environ.
LUSSAGUES EST	3.4012	Ba	Quartz Barytine	Filon	Ortholeptynite	

TABLEAU 1 - GÎTES DE COUVERTURE (suite)

RODEZ 884	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Nom du gîte						
MALACROUX	4.4001	Ba	Barytine	Filon	Grès, Schiste	
LA PLANQUE	4.4002	Cha	Houille sèche pyriteuse	Stratiforme	Grès, Schiste, Arkose	Exploitation en surface des affleurements, prolongée par descenderies et galeries ayant reconnues une couche puissante de 1,5 m.
LAISSAC	4.4003	Cha	Houille	Stratiforme	Schiste, Grès	20 courtes galeries ont exploité 2 couches près de la surface.
PESENS - 2	6.4001	Pb	Galène	Stratiforme	Grès	Lentille stratiforme,
PESENS	6.4002	Ba	Barytine Calcite Quartz Pyrite Fluorine Galène Malachite Cinabre	Stratiforme	Calcaire Dolomie Marne	Le gisement a été découvert vers 1900. Il se présente sous la forme d'une couche de 40 ha de surface, puissante de 0,7 à 3 m d'épaisseur en deux niveaux séparés par un intercalaire de stérile. L'exploitation démarra en 1918. Extraction en carrière et en galeries depuis 1972. Production annuelle : 20 000 T.
SANSAC	6.4003	Cha	Houille	Stratiforme	Schiste, Grès	Le gisement exploité très anciennement par 3 puits, 1 travers-banc et 2 galeries en allongement aurait dépilé 2 à 3 couches puissantes de 0,6 à 1,6 m d'épaisseur.
HYARS	6.4004	Ba	Barytine	Filon	Calcaire Gneiss	Zone de contact.

TABLEAU 1 - GÎTES DE COUVERTURE (suite)

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

En abordant la carte Salles-Curan à l'Est par la D 611, on entre de plein pied dans l'unité allochtone du Vibal. La route longe les gneiss à ocelles de sillimanite que l'on pourra plus particulièrement examiner au hameau de Meljac. A Ségur, prendre la direction "Arques" (D 29) puis "le Vibal" (D 523). Cet itinéraire traverse les paragneiss migmatitiques de l'unité du Vibal. Plus à l'Ouest, on traverse les affleurements de phyllonites qui soulignent les deux contacts anormaux de base de la synforme du Vibal entre Larnaldesq et Frayssines. Les affleurements de péridotites situés plus au Nord sont remarquables.

A l'Est de Frayssines, emprunter la D 56 qui permettra d'examiner jusqu'à Pont-de-Salars les séries autochtones. Les gneiss fins feldspathiques, le métagranite porphyroïde de Trémouilles et le massif de granodiorite associé affleurent particulièrement bien sur la bordure ouest du lac de Pont-de-Salars. Si l'on se dirige vers la partie sud-ouest de la feuille de Rodez (N 111) la route de Flavin à Rodez recoupe l'orthogneiss de Rodez et les metabasites associées. A hauteur du "Monastère" on pourra examiner le litage magmatique acide-basique, visibles à l'échelle millimétrique ou plurimétrique.

La 3ème partie de cet itinéraire intéresse les formations cristallophylliennes des Palanges. Prendre les directions "Agen-d'Aveyron" puis "Laissac" par la D 29 qui recoupe le microgranite d'Agen-d'Aveyron et les micaschistes phyllonitiques à staurotide. En suivant la route de Laissac, on pourra examiner les faciès grenus du massif d'orthogneiss des Palanges (Reilhac, La Bouldoire) puis plus au Nord, les amphibolites associées (Est de "Les Mayniols").

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Au moment de la réalisation de cette carte en 1985 plusieurs centaines de forages ont été archivés au Service géologique national au titre du code minier (Art. 131 à 136). Leurs données, hormis celles couvertes par des clauses de confidentialité, peuvent être consultées par les utilisateurs éventuels soit au Service géologique régional, avenue Pierre-Georges Latécoère à Toulouse, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

Ayant été réalisés pour la plupart aux fins de reconnaissance géotechnique dans l'agglomération de Rodez ou de recherche minière, ces ouvrages se trouvent concentrés en grand nombre sur des périmètres réduits. L'échelle de la présente carte ne permettant pas, le plus souvent, d'en fournir une localisation suffisamment précise et lisible, on n'a figuré que l'emprise des principales concentrations d'ouvrages miniers et quelques sondages isolés choisis pour l'importance de la tranche explorée.

Les résultats figurent dans le tableau 2.

Numéro d'archivage au SGN	Profondeur (en m) et nature des terrains traversés	Profondeur finale (en m)
884 1-3	0. Autunien rouge 633,4. Autunien gris à Stéphanien 654. Micaschiste.	671,5
884 1-9	0. Autunien rouge 77. Autunien gris 195. Gneiss 196,04.	196,04
884 3-3	0. Autunien rouge 20,8. Autunien gris 168. Stéphanien 177,7.	177,7
884 3-12	0. Jurassique 216. Autunien rouge 453. Autunien gris 581. Stéphanien 690.	690
884 4-4	0. Lias 6. Autunien 36. Stéphanien 96. Socle métamorphique 98,4	98,4
884 5-66	0. Autunien 135 m. Stéphanien 175. Gneiss 222.	222
884 6-2	0. Autunien rouge 271,5. Autunien gris et Stéphanien 403,1.	403,1
884 3-4	0. Autunien rouge 15,4. Autunien gris 142,9. Stéphanien 168,5.	168,5
884 3-5	0. Autunien rouge 36,7. Autunien gris 150,7. Stéphanien 211,8.	211,8
884 3-6	0. Autunien 115. Stéphanien 116,8.	116,8
884 3-7	0. Autunien 14. Autunien gris 156,4. Stéphanien 169,2.	169,2
884 3-8	0. Autunien 132,5. Stéphanien 232,1.	232,1
884 3-9	0. Autunien rouge 23 m. Autunien gris 137,9. Stéphanien 155,8.	155,8
884 3-10	0. Autunien rouge 65. Autunien gris 96. Stéphanien 116,8.	116,8
884 3-11	0. Autunien 14	141
884 3-47	0. Autunien 52. Stéphanien 134,3.	134,3

TABLEAU 2 - COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES

BIBLIOGRAPHIE

AMBERGER A., PERICHAUD J.J. (1979) - Carte des ressources minérales du Massif central. 1:100 000.

ARGELÈS (1874) - Notice géologique et paléontologique sur les terrains sédimentaires de l'Aveyron. Congrès scientifique de France à Rodez.

BAUBRON J.C., DEFAUT B., DEMANGE J., MAURY R.C. (1978) - Une coulée sous marine d'âge Jurassique moyen dans les causses : le basalte alcalin des Vignes (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, t. 287.

BEAU J., ROQUES C. (1962) - Contribution à l'étude géologique de quelques gisements d'uranium. Document SCUMRA.

BECQ-GIRAUDON J.F., BONIJOLY D. (1984) - Inventaire des ressources nationale de charbon. Déroit de Rodez. Synthèse géologique des données acquises sur le Stéphano-Permien de Gages-Bertholène et Espalion-Lassouts. Rapport BRGM 84 SGN 288 GEO.

BERGERON J. (1889) - Etude géologique du massif ancien, situé au Sud du Massif central. Thèse, Paris. *Ann. Soc. géol.*, 22, 362 p.

BLAVIER M. (1806) - Statistique minéralogique du département de l'Aveyron. *Journal des Mines*, n° 110, t. 19.

BODINIER J.L., BURG J.P. (1980-81) - Evolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental : Mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). *Bull. BRGM*, série 2, section I (4), p. 315-339, 1 carte h.t.

BOISSE A. (1858) - Carte géologique à 1/200 000 du département de l'Aveyron. Paris, Imprimerie nationale.

BOISSE A. (1870) - Esquisse géologique de l'Aveyron. Paris, Imprimerie nationale.

BOISSE A. (1874) - Atlas physique et statistique de l'Aveyron. Congr. sc. de Fr. à Rodez, t. I. p. 183-195.

BOISSE DE BLACK Y. (1933) - Le déroit de Rodez et ses bordures cristallines. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXVI, N° 188.

BONIJOLY D. *et al.* (1983) - Inventaire national des ressources de charbon. Géologie prévisionnelle des charbons, recherche des prolongements sous couverture sédimentaire des bassins stéphaniens du déroit de Rodez, de Graissessac et de Carmaux. Rapport BRGM 83 SGN 136 GEO.

BRIAND B. (1973) - Lithostratigraphie et métamorphisme de la série cristallophyllienne de Marvejols. *Bull. BRGM*, 2ème série, I (4), p. 183-198.

BURG J.P., DELOR C., LEYRELOUP A. (1984a) - Structures tangentielles en Rouergue oriental: Arguments tectoniques et métamorphiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 298 D, Série II. n°8, p. 375-378.

BURG J.P., LEYRELOUP A., MARCHAND J., MATTE P. (1984b) - Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in the variscan belt: an example in the french Massif central. *J. Geol. Soc. London*, special publication. In: Variscan tectonics of the North Atlantic region, p. 47-61. Ed. D.H.W. Hutton & D.J. Sanderson, Backwell Scientific Publications.

BURG J.P., TEYSSIER C. (1983) - Contribution à l'étude tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue oriental. La déformation des laccolites syntectoniques, type Pinet. *Bull. BRGM*, (2), 1, n° 1-2, p. 3-30, 9 fig., 1 carte h.t., 3 pl. ph.

CALLOT G. (1971) - Etude pédologique du canton de Bozouls (Aveyron). Centre rech. agr. Montpellier. ES. N° 146, 65 p.

CARIOU L. (1964) - Les minerais uranifères français, T. 3, vol. 2. Les gîtes et indices sédimentaires du Massif central. p. 113-116.

CHÂTEAUNEUF J.J. *et al.* (1982) - Inventaire des séries uranifères d'Europe, Permien et milieux continentaux. Rapport BRGM 82 SGN 124 GEO.

COLLOMB P. (1970) - Etude géologique du Rouergue cristallin. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 419 p.

COQUAND H. (1855) - Description géologique du terrain permien des département de l'Aveyron et de celui des environs de Lodève. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2 série, t. XII, n° 128.

DELBOS L., LASSERRE M., ROQUES M. (1964-65) - Géochronologie et rétro-morphose dans la série cristallophylliennes du Rouergue (Massif central français). *Sci. Terre*, Nancy, 10 (3-4), p. 329-342.

DEMAI A., DURAND J., BOISSE DE BLACK DU CHOUCHE Y., LAPADU HARGUES P., AGALEDE M., ROUIRE J., GÈZE B. (1958) - Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Séverac, 2ème édit. *Serv. Carte géol. Fr.*

DESROUSSEAU J. (1938) - Bassins houillers et lignifères de la France. *Imp. nat.*, Paris, p. 158-161.

DODGE E.D. (1983) - Hydrogéologie des aquifères karstiques du Causse Comtal (Aveyron, France). Thèse univ. libre de Bruxelles.

DUBOSC M. (1821) - Notice sur les mines du bassin de l'Aveyron. *Ann. Mines*, t. 6.

DURAND J., RAGUIN E. (1938) - Le gisement de barytine de Pessens près Rodez. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5ème série, t. 13, p. 755-764.

FERAUD G., CAMPREDON R. (1983) - Geochronological and structural study of tertiary and quaternary dykes in Southern France and Sardinia : an example of utilisation of dykes swarms as paleostress indicators. *Tectonophysics* 78. p. 297-325.

FABRE G. (1871) - Observation sur le Permien de l'Aveyron. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2ème série, t. XXIX, p. 421-437.

FUCHS Y. (1962-63) - Etude de la couverture sédimentaire du dôme de Vimenet. *Sci. de la Terre*, t. IX, p. 276-278.

FUCHS Y. (1963) - Contribution à l'étude métallogénique de la couverture sédimentaire du dôme de Vimenet (Aveyron). Thèse 3ème cycle, Nancy.

FUCHS Y. (1969) - Contribution à l'étude géologique, géochimique et métallogénique du détroit de Rodez. Thèse d'état, Nancy.

FUCHS Y. (1978) - Sur un exemple de relation entre une minéralisation barytique et un milieu à évaporite : le gîte de Pessens : *Sci. de la terre*, t. 22, N° 2, p. 127-146.

GAERTNER H.R. Von (1987) - Der bau des Franzosichen Zentralplateaus. *Geol. Rundsch*, Bd. 28, p. 48-68.

GASTAUD J. (1981) - Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc, géochronologie et relation avec les paléo-contraintes. Thèse 3ème cycle, 80 p.

GASTAUD J., CAMPREDON R., FERAUD G. (1983) - Les systèmes filoniens des Causses et du Bas-Languedoc (Sud de la France) géochronologie, relation avec les paléocontraintes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXV, N° 5, p. 737-746.

GILLOT P.Y. (1974) - Chronométrie par la méthode potassium-argon des laves des Causses et du Bas-Languedoc : Interprétations. Thèse, Paris-Orsay, 88 p.

GIRAUD A. (1984) - Contribution à l'étude de la chaîne hercynienne à travers les metabasites du groupe leptyno-amphibolique (Haut-Allier, Marvejols, Rouergue) du Massif central français. Apport de la géochimie des éléments en traces. Implications. Thèse, Montpellier.

GRITTI C. (1970) - Les gisements de barytine de l'Aveyron et de sa bordure orientale. Thèse 3e cycle, Toulouse.

LANCELOT J.R., ALLEGRET A., LEVEQUE M.H. (1983) - Datation d'intrusions granitiques précambriennes en Europe méridionale et conséquence sur l'évolution anté-hercynienne de la croûte continentale. *Terra Cognita*, 3, (4), p. 348-349.

L'HOMER A. (1976) - Le gisement de barytine de Pessens. Etude sédimentologique. Rapport BRGM 76 SGN 089 GEO.

LILLIE F., HÉRY B. (1982) - Expression multiscalaire du réseau de fractures minéralisées dans le gisement de Bertholène. Société Minatone, Paris, I.A.E.A. - TC - 295/11, p. 103-112.

LOUGNON J. (1953) - Bassin houiller de Rodez. Etude géologique des concessions de Bertholène et de La Planque. Rapport BRGM A 253.

LOUHIÈVE A. (1926) - Sur la flore et le niveau relatif de la couche houillère moyenne de Gages (Aveyron). *C.R. Ac. Sci.*, t. CLXXXII, p. 710.

LOUHIÈVE A. (1927) - Les dépôts houillers des vallées de l'Aveyron et du Lot sont-ils synchroniques ? *C.R. Ac. Sci.*, t. CLXXXIII, p. 160.

MALTERRE S. (1968) - Contribution à la volcanologie du détroit de Rodez. La région de Rodez. DEA, Orsay.

MATTE P., NICOLLET C. (1976) - Succession et style des déformations hercyniennes dans le substratum anté-permien du versant sud du dôme du Lévézou. 4ème R.A.S.T., p. 290.

MELOUX J. (1980) - Carte des gîtes minéraux de la France, 1/500 000, feuille Marseille.

MICHARD A.G., COUMOUL A. (1979) - La sédimentation liasique dans les Causses: Contrôle des minéralisations Zn-Pb associées au Lotharingien. *Bull. BRGM* (2ème sér.), sect. II.2, p. 57-120.

MICHARD A., AUBAGUE M., LEFAVRAIS-RAYMOND A., L'HOMER A. - Le Lotharingien supérieur dans le bassin des Causses: stratigraphie et évolution de bassin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXI (1).

NEWTON R.C., HASELTON H.T. (1981) - Thermodynamics of the garnet-plagioclase Al_2SiO_5 - quartz geobarometer. In: Thermodynamics of Minerals and Melts (Ed. Newton R.C., Navrotsky A., Wood B.J.), p. 131-147. Springer Verlag, New-York.

NICOLLET C. (1978) - Pétrologie et tectonique des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du dôme du Lévézou (Rouergue, Massif central français). *Bull. BRGM*, série 2, I (3), p. 225-263.

PIERROT R. *et al.* (1977) - Inventaire minéralogique de la France, n° 7. Aveyron.

REYNÈS P. (1868) - Essai de géologie et de paléontologie aveyronnaise, 110 p., Paris.

ROCHE J., VULTAGGIO J.C. (1982) - Etude documentaire sur les exploitations de charbon et les diverses recherches minières du détroit de Rodez. Rapport BRGM 82 MPY 29.

ROQUES M. (1941) - Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 530 p.

SCHMITT J.M. (1983) - Gisements uranifères dans le socle rouergat et sa couverture Permo-Carbonifère. Séminaire 1982/10/26, Nancy - Brabois, n°1, p. 125-148.

SCHMITT J.M., BONHOMME M.G. (1984) - Pétrographie et datation k/ar des transformations minérales affectant le gîte uranifère de Bertholène. *Mineral Deposit*, vol. 19, n° 2, p. 121-123.

SCHMITT J.M., SIMON COINÇON R. (1985) - La paléosurface infraliasique en Rouergue : dépôts sédimentaires et altérations associées. *Géol. de la France*. n° 2.

STRECKEISEN A. (1976) - Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. A provisional attempt. *N. Jb. Miner. Mh.*, 1, p. 1-14.

THÉVENIN A. - (1903) - Etude géologique de la bordure sud-ouest du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XIV, N° 95.

THOMPSON A.B. (1976a) - Mineral reaction in pelitic rocks : I. Prediction of PTX (Fe, Mg) phase relations. *Am. J. Sci.*, 276, p. 401-424.

THOMPSON A.B. (1976a) - Mineral reaction in pelitic rocks : II. Calculations of some PTX (Fe, Mg) phase relations. *Am. J. Sci.*, 276, p. 425-454.

TRUMPY D.M. (1983) - Le Lias moyen et supérieur des grands Causses de la région de Rodez. Cahiers de l'univ. de Pau. 363 p.

VERNON R.H. (1978) - Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks. *Geol. Rundsch.* 67, p. 288-305.

VETTER P. (1960) - Sur la flore autunienne du détroit de Rodez. Note préliminaire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7ème série, t. II, pp. 693-694.

VETTER P. (1968) - Géologie et paléontologie des bassins houillers de Decazeville, de Figeac et du détroit de Rodez. 2 vol.

Carte hydrogéologique de la région des Grands Causses. BRGM. Juillet 1972. H. Paloc.

AUTEURS DE LA NOTICE

B. ALABOUVETTE, ingénieur géologue au BRGM, SGR Montpellier et
A. LEFAVRAIS-RAYMOND, ingénieur géologue au BRGM, Orléans,
pour les terrains sédimentaires.

J.P. BURG, chargé de recherches au CNRS, U.S.T.L. Montpellier,
A.T. LEYRELOUP, maître assistant en pétrologie, U.S.T.L. Montpellier
et C.P. DELOR, allocataire de recherches DGRST, U.S.T.L. Montpellier,
pour les terrains cristallins et métamorphiques.

J. ROCHE, ingénieur géologue au BRGM, SGR Toulouse, pour
l'hydrogéologie.

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

- pour la carte BURG J.P., LEYRELOUP A.F., ALABOUVETTE B., BECQ-GIRAUDON J.F., DELOR C.P., FUCHS Y., LEFAVRAIS-RAYMOND A., PALOCH., ROMNEY F. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Rodez (884) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.

Notice explicative par ALABOUVETTE B., LEFAVRAIS-RAYMOND A., BURG J.P., LEYRELOUP A.F., DELOR C.P., ROCHE J. (1989), 47 p.

- pour la notice : ALABOUVETTE B., LEFAVRAIS-RAYMOND A., BURG J.P., LEYRELOUP A.F., DELOR C.P., ROCHE J. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rodez (884) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 47 p.

Carte géologique par : BURG J.P., LEYRELOUP A.F., ALABOUVETTE B., BECQ-GIRAUDON J.F., DELOR C.P., FUCHS Y., LEFAVRAIS-RAYMOND A., PALOCH., ROMNEY F. (1988)

Réalisation BRGM
Dépôt légal : 3ème trimestre 1989
N° ISBN 2 - 7159 - 1884 - 4