

n° d'ordre: 2456.

THESE

présentée à

L'UNIVERSITÉ PAUL-SABATIER DE TOULOUSE

pour obtenir

LE TITRE DE DOCTEUR DE 3^e CYCLE

Spécialité : Géologie régionale, structurale et appliquée

par

Bernard DELSAHUT

DYNAMIQUE DU BASSIN DE CARMAUX (TARN)
ET
GEOLOGIE DU STEPHANO-PERMIEN DES ENVIRONS
(ENTRE RÉALMONT ET NAJAC)

ÉTUDE PRÉLIMINAIRE À LA RECHERCHE DE LA HOUILLE

Soutenue le 26 mars 1981 devant la Commission d'Examen :

MM. M. DURAND-DELGA

J.P. DONNADIEU

H. GRAS

M. LELUBRE

R. MIROUSE

P. VETTER

(Thèse 3^e cycle, 232 p., 8 tabl., 3 annexes, 1 carte h/texte)

Cette étude, proposée et financée par les Houillères du Bassin d'Aquitaine (Carmaux), a été réalisée au laboratoire de Géologie Méditerranéenne (Université Paul-Sabatier, Toulouse) sous la direction scientifique des professeurs M. Durand-Delga et R. Mirouse (U.P.S.), MM. H. Gras (H.B.A.) et P. Vetter (ex-Charbonnages de France).

J'exprime ma profonde reconnaissance aux personnes qui ont étroitement collaboré à mes travaux, par leur aide et leur enseignement, et à la réalisation pratique de cet ouvrage.

Ont contribué à cette étude :

- J. BROUTIN (Lab.Paléobot., Paris-VI) : détermination de la macroflore.
- J.J. CHATEAUNEUF (B.R.G.M., Orléans) : détermination de la microflore de la base du sondage de la Grésigne.
- J.P. DONNADIEU (C.F.M.U., Lozères) : lithostratigraphie du Permien.
- J. DOUBINGER (C.N.R.S., Strasbourg) : détermination de la microflore du Stéphano-Permien de Laguépie-Najac.
- P. DUBOIS (S.N.E.A.P., Boussens) : accès à la carothèque pour la révision des sondages de la Grésigne et de Lavaur.
- J.C. SOULA (Lab.Géol.-Pétrol., Toulouse) : modèles tectoniques expérimentaux.

RÉSUMÉ

Situé sur la bordure SW du Massif Central, le bassin houiller de Carmaux représente un des bassins limniques intramontagneux d'étendue modeste (15 km²) au sein de ce dernier. Constitué essentiellement de sédiments détritiques fins (grès et shales), il renferme 23 couches de houille dont l'épaisseur varie de 2 à 20 m. Ces dépôts s'organisent en quatre faisceaux lithologiques répartis différemment et l'épaisseur cumulée de la série atteint 550 à 600 m. Chaque faisceau est subdivisé en mégaséquences où le terme charbon occupe la partie supérieure. Au mur des couches, l'organisation séquentielle traduit un environnement fluviatile ; au toit, les shales et les grès feuilletés caractérisent un envasement général du bassin après le dépôt de la houille. L'accumulation végétale est due à l'enfouissement d'une forêt houillère à la fois *in situ* et après transport de la matière végétale ; les arguments sédimentologiques, palynologiques et les analyses de laboratoire suggèrent une origine hypautochtone. Ce bassin étroit et profond, allongé suivant l'axe N-S, à la croisée de deux directions structurales principales du bâti varisque (E-W et N-S) est interprété en terme de gouttière tectonique, dans laquelle les directions N 70-80 et N 140-150 sont actives au moment de la sédimentation. De tels phénomènes s'expliquent dans le cadre d'une ouverture sous l'effet d'un cisaillement simple suivant : (1) soit la direction submérienne du fossé de la Salvétat-Peyralès ; (2) soit une direction proche de E-W, type faille du Cérou - dislocation de Brousse-Broquiès ; dans ce deuxième cas, l'orientation N-S du bassin serait liée à l'ouverture d'une fracture submérienne préexistante sous l'effet d'un cisaillement simple orthogonal. Les différentes hypothèses de formation de ce bassin sont illustrées par des modèles mécaniques conçus et expérimentés en laboratoire.

L'étude lithologique, et les nouvelles données paléontologiques sur les sédiments stéphano-permiens extérieurs à la cuvette de Carmaux permettent de caractériser plusieurs formations lithostratigraphiques : (1) les sédiments stéphaniens de Réalmont, Laguépie-Najac, plus récents que ceux de Carmaux (Stéphaniens II), occupent des zones indépendantes, probablement liées à des accidents majeurs tardi-varisques ; (2) les sédiments autuniens contrastent avec les précédents par leur régularité en épaisseur et en composition et la constance des ensembles lithologiques qui sont, de la base vers le sommet, un ensemble de conglomérats rosés monogéniques, un ensemble de grès et de pélites grises, un ensemble grésopélitique gris et rouge et un ensemble grésopélitique rouge ; (3) une épaisse formation argilo-gréseuse rouge, saxonnaise, décomposée en trois unités avec à leur base des conglomérats intraformationnels, recouvre en discordance la précédente ; (4) une quatrième formation, d'âge incertain (Saxono-Thuringien ?), recouvrant les dépôts saxonnais, est constituée de conglomérats monogéniques et d'argilites rouges à filets gypseux. L'organisation générale des sédiments autuniens laisse penser à l'existence d'un grand bassin Quercy-Grésigne-Albigeois, d'orientation N 150, limité à l'Ouest par l'accident ouest-quercynois, et ouvert à l'Est dans lequel les directions N 110, N 20 et N 130-150, encore vivantes, auraient déterminé la formation d'aires plus réduites, fortement subsidentes, comblées au Saxonien.

L'étude lithostratigraphique et tectono-sédimentaire du Permo-Houiller de cette région peut être appliquée à la recherche de terrains susceptibles de contenir des veines de houille et actuellement masqués par des sédiments plus récents.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Kohlebecken von Carmaux am SW-Rand des Massif Central gehört mit seinen geringen Ausmassen (15 km²) zu einem der kleinen intramontanen, limnischen Kohlebecken. Es enthält 23 Kohleflöze unterschiedlicher Mächtigkeit (2 bis 20 m), die in überwiegend feinkörnige detritische Sedimente (Sand- und Tonsteine) eingelagert sind. Es lassen sich vier lithologische Einheiten unterscheiden, deren Gesamtmächtigkeit 550 - 600 m beträgt. Jede Einheit gliedert sich in Megasequenzen, deren höchster Teil jeweils von einem Kohleflöz gebildet wird. Die Schichten im Liegenden eines Kohleflözes deuten auf ein fluviatiles Ablagerungsmilieu hin; die Tonsteine und feingeschichteten Sandsteine im Hangenden der Flöze charakterisieren die normale Beckensedimentation nach Ablagerung der Kohle. Die Akkumulation des Pflanzenmaterials ist sowohl auf Einbettung eines Waldes *in situ* als auch auf dessen Umlagerung zurückzuführen; sedimentologische und palynologische Argumente deuten auf eine "hypautochthone" Bildung hin. Dieses enge und tiefe, sich in seiner N-S streichenden Achse erstreckende Becken liegt im Kreuzungspunkt von zwei Hauptstrukturrichtungen des variszischen Unterbaus (E-W und N-S) und wird im Sinne einer tektonischen Rinne gedeutet, in welcher die N 70-80 und N 140-150 Richtungen synsedimentär aktiv waren. Solche Phänomene lassen sich als Öffnung infolge einer Scherbewegung (simple shear) erklären: (1) entweder in Richtung der annähernd N-S streichenden Bruchstrukturen von Salvat-Peyralès oder; (2) in E-W-Richtung, wie die Störung von Cérou - Bruchstrukturen von Brousse-Broquiès; in letzterem Falle wäre die N-S-Richtung des Beckens an eine präexistierende, annähernd N-S streichende Störung und deren Öffnung durch eine orthogonale Scherung (simple shear) gebunden. Die verschiedenen Hypothesen zur Entstehung dieses Beckens werden durch im Labor erprobte mechanische Modelle erläutert.

Die lithologischen Untersuchungen und paläontologischen Daten aus dem Permo-Stephan ausserhalb des Beckens von Carmaux erlauben die Unterscheidung mehrerer lithologischer Einheiten: (1) die Stephan-Sedimente von Réalmont, Laguëpie-Najac, die jünger sind als die Sedimente von Carmaux (Stephan II), dommen in unabhängigen, wahrscheinlich an spätvariszischen Störungen gebundenen Zonen; (2) die Sedimente des Autunien unterscheiden sich von letztgenannten durch ihre konstante Mächtigkeit, ihre Zusammensetzung und die Regelmässigkeit der lithologischen Abfolgen, die vom Liegenden zum Hangenden aus einer Serie von rötlichen, monomikten Konglomeraten, einer Serie von grauen Sandsteinen und Peliten, einer grauen und roten sandig-tonigen Serie und einer roten tonig-sandigen Serie bestehen; (3) eine mächtige tonigsandige Schichtenfolge des Saxonien, die anhand von intraformationellen Basalkonglomeraten in 3 Abfolgen gegliedert wird, überlagert das Autunien diskordant; (4) eine vierte Schichtenfolge unsicheren Alters (Saxono-Thuringien?), die das Saxonien überlagert, besteht aus monomikten Konglomeraten und roten Tonsteinen mit Gipsbändern. Das Gesamtbild der Sedimente im Autunien lässt an die Existenz eines grossen, N 150 streichenden Beckens von Quercy-Grésigne-Albigeois denken. Es wird im Westen von der ouest-quercynois-linie begrenzt und ist nach Osten offen. Im Osten könnten N 110, N 20 und N 130-150 streichende Störungen, die noch aktiv waren, die Ursache für begrenzte Gebiete mit starker Absenkungsrate gewesen sein, die im Saxonien verfüllt wurden.

Die lithostratigraphischen und tektonisch-sedimentologischen Untersuchungen im Permo-Stephan dieser Gegend können für die Erkundung vermutlich flözführender Gebiete, die unter jüngerer Sedimentbedeckung liegen, angewendet werden.

RESUMEN

Situada en el borde SW del Macizo Central frances, la cuenca carbonifera de Carmaux corresponde a una de las cuencas limnicas de pequeña superficie (15 km²) del dicho macizo. Constituida principalmente de sedimentos clasticos finos (areniscas y shales), encierra 23 cajas de hulla cuya potencia varia, para cada una, desde los 2 hasta los 20 metros. Estos sedimentos se agrupan en cuatro conjuntos litológicos de diferente repartición, la potencia total de esta serie alcanza a los 550-600 m. Cada conjunto esta subdividido en megasecuencias donde el tramo hullero se encuentra en la parte alta. Al muro la organización secuencial indica un ambito fluvial ; al techo los shales y areniscas micaceas caracterizan un encenamiento general en la cuenca despues del depósito de la materia vegetal. La acumulación de esta materia vegetal resulta de el enterramiento de una selva hullera a la vez *in situ* y despues de un transporte de dicha materia. Los resultados sedimentológicos, palynológicos y las analisis en laboratorio sugeren un origen hypautochtona. Esta cuenca estrecha y profunda de orientacion N-S, al cruzamiento de las dos direcciones estructurales mayores del zocala varisco (E-W y N-S) esta interpretada como fosa tectónica, donde las fracturas N70-80 y N140-150 estuvieron activas durante la sedimentación. Estos fenómenos encuentran solución dentro de un esquema de apertura resultando de un "cisaillement simple" realizado ya segun la dirección submeridiana de la fosa de La Salvetat-Peyrales, ya segun una dirección proxima de E-W, falla del Cerou - dislocacion de Brousse-Broquiès por ejemplo ; en este segundo caso la orientación N-S de la cuenca dependeria de la apertura de una fractura submeridiana preexistente consecuencia de un "cisaillement simple" orthogonal. Las diferentes hypotesis de formación de esta cuenca estan ilustradas en modelos mecánicos concebidos y experimentados en laboratorio.

El estudio litológico y los nuevos datos paleontológicos sobre los sedimentos estefánico-permicos, fuera de la cuenca de Carmaux, permiten caracterizar varias formaciones litoestratigráficas : (1) los sedimentos estefánienses de Realmont, Laguèpie-Najac, mas recientes que los de Carmaux (Estefaniense II) ocupan zonas distintas, verosimilmente ligadas a accidentes mayores tardi-hercynicos ; (2) los sedimentos autunienses que contrastan con los precedentes por la regularidad en potencia y en composicion y por la constancia de los conjuntos litológicos mostrando de abajo hacia arriba : tramo de conglomerados rosados, monogenicos, areniscas y pelitas grises , tramo arenisco-pelítico gris y roja y un conjunto arenisco-araloso rojo ; (3) una potente formacion arcillo-areniscosa, roja, del Saxoniense incluyendo tres unidades formadas a bajo por conglomerados intraformacionales ; esta formacion cubre en discordancia la precedente ; (4) la cuarta formación de incierta edad (Saxono-Thuringiense ?), cubrando los depositos saxoniense esta constituida de conglomerados monogenicos y arcillas rojas con vetas de yeso. La organización general de los sedimentos autunienses deja a pensar en la existencia de una extensa cuenca Quercy-Gresigne-Albigeois de orientacion N150, limitada al Oeste por el accidente "ouest-quercynois" y abierta hacia el Este, cuenca en la cual las direcciones N110, N20 y N130-150, que funcionan todavia, gabria determinado la formación de areas de sedimentación mas reducidas muy subsidentes, rellenas durante el Saxoniense.

El estudio litoestratigráfico y tectonosedimentario del Permo-Carbonifero de esta region puede ser aplicado a la investigación de terrenos donde se podria encontrar vetas de hulla y ahora ocultos por sedimentos mas recientes.

SOMMAIRE

PREMIERE PARTIE - ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU BASSIN LIMNIQUE STÉPHANIEN DE CARMAUX (TARN)

- Introduction
 - Généralités sur la formation de bassins houillers "limniques"
 - Localisation et cadre géologique du bassin houiller de Carmaux
 - Travaux antérieurs : Stratigraphie et Structure
 - But et méthodes d'étude
- Le substrat
- Examen lithostratigraphique de la série houillère
- Observations sédimentologiques relatives aux différents types lithologiques
- Etude tectono-sédimentaire
- Conclusion

DEUXIEME PARTIE - LE STÉPHANIEN ET LE PERMIEN EN DEHORS DE LA CUVETTE DE CARMAUX (VALLEE DU CEROU, LACAPELLE SEGALAR, LA GRESIGNE, LAGUEPIE, NAJAC, REALMONT, LAVAUR)

- Introduction
 - Généralités
 - But de l'étude
 - Situation et étendue du Stéphano-Permien
 - Cadre géologique
 - Méthode de travail
- Etude lithostratigraphique des terrains stéphaniens
- Lithostratigraphie des terrains permien
- Synthèse lithostratigraphique du Stéphano-Permien de Carmaux et de ses environs
- Remarques sédimentologiques
 - Eléments de pétrographie
 - Les rubéfections
 - Les structures sédimentaires
 - Essai de reconstitution des milieux de dépôts au Permien
 - Les causes de la rythmicité des sédiments
- Etude structurale
- Conclusions - Eléments de paléogéographie

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

PREMIÈRE PARTIE

ETUDE GEOLOGIQUE DU BASSIN LIMNIQUE STEPHANIEN DE CARMAUX
(TARN)

CARTE SCHÉMATIQUE DU MASSIF CENTRAL

Situation des bassins stéphaniens et permien

(P. Vetter, 1971)

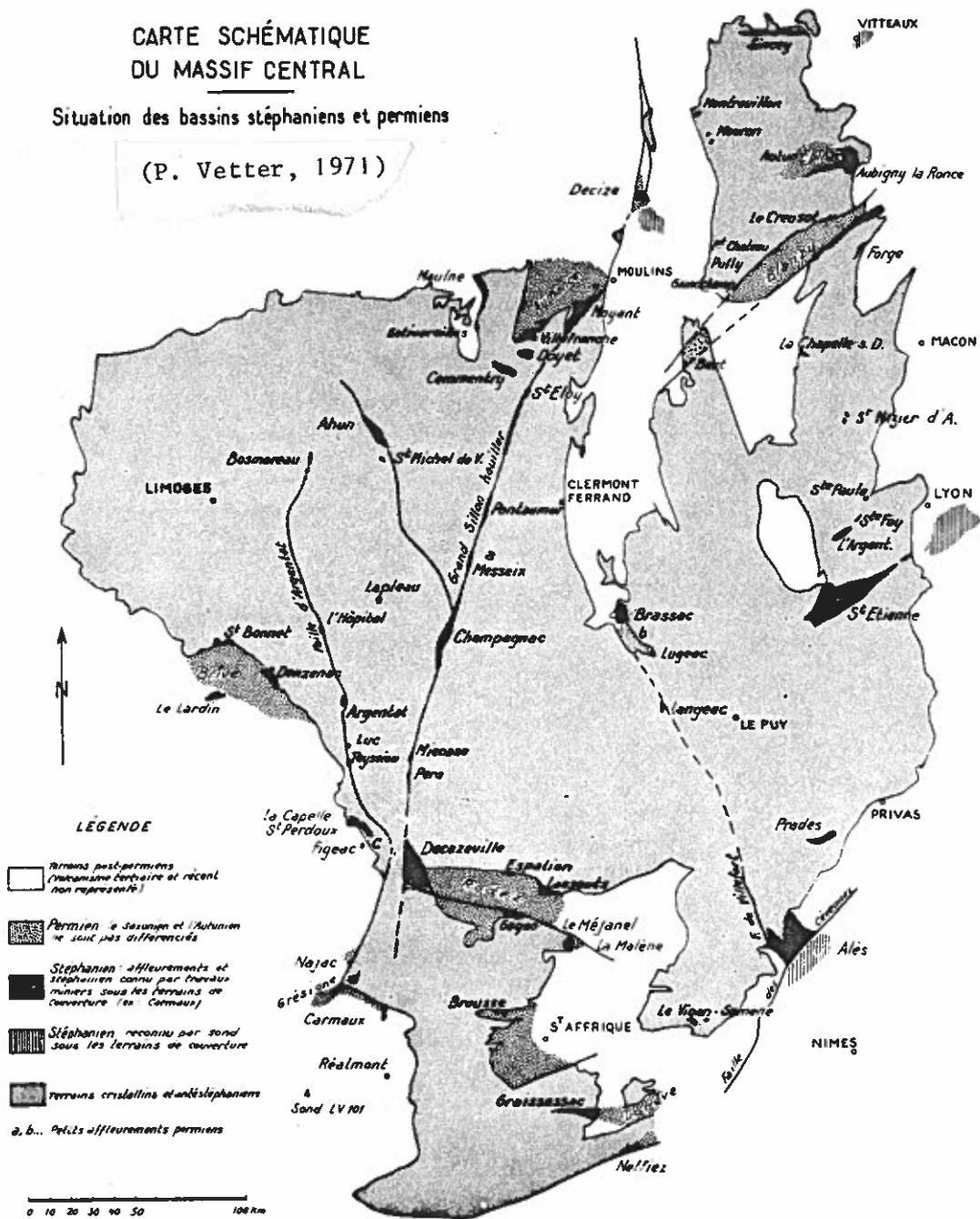


FIGURE 1 : Carte schématique du Massif Central indiquant la situation des bassins stéphaniens et permien (l'Autunien et le Saxonien ne sont pas différenciés et sont représentés sous le même figuré).

CHAPITRE I INTRODUCTION

I. GÉNÉRALITÉS SUR LA FORMATION DE BASSINS HOUILLERS "LIMNIQUES"

Dans le Massif Central, les dépôts molassiques à charbon, stéphaniens et autuniens, sont localisés dans des sillons le long d'accidents majeurs antéstéphanien (fig. 1). Ils correspondent à d'anciens bassins intramontagneux d'étendue limitée avec un remplissage qui peut atteindre des épaisseurs considérables (Vetter, 1964, 1968, 1971 et 1980). Le cachet propre de chaque bassin suggère que les sédiments se sont accumulés dans des réceptacles séparés mais en rapport étroit avec la tectonique antéstéphanienne (Vetter, 1971).

La mise en place des sédiments détritiques et du charbon, au Stéphaniens, dans la partie sud-ouest de l'Europe, semble s'être déroulée sous un climat tropical ou inter-tropical : dans les reconstitutions basées sur le paléomagnétisme, pour le Carbonifère supérieur, de P. Turner et D.H. Tarling (1975), le Massif Central est situé dans la ceinture intertropicale. Un tel climat peut permettre des précipitations abondantes nécessaires à l'accumulation et à la conservation du charbon (Anderson, 1964).

Plusieurs environnements et modes de dépôts ont été envisagés par les auteurs :

- une sédimentation fluviatile avec des intermittences lacustres, caractérisées par d'importantes coulées boueuses sous-aquatiques ("grès nougats") recouvrant la majeure partie de l'aire de sédimentation du charbon, est envisagée pour le bassin de l'Aumance (Paquette, 1980) ;
- un remplissage par "talus successifs" a été observé au toit d'une couche du bassin de la Loire (Dollé et Vetter, 1971) ; la présence des blocs "exotiques" (Becq et Latouche, 1971) à l'intérieur des sédiments stéphaniens du Massif Central ne semble s'expliquer que par la mise en mouvement de coulées boueuses (Feys et al., 1970) ;

- une sédimentation par mise en place de cônes alluviaux le long d'une fracture vivante permet d'expliquer les associations sédimentaires rencontrées dans les bassins stéphaniens du Léon -NW de l'Espagne- (Heward, 1978) ;
- Hacquebard et Donaldson (1969) interprètent comme d'origine lacustre le bassin westphalien de Pictou (Nouvelle Ecosse, Canada) qui renferme des sédiments fins (grès, shale, charbon).

A l'intérieur de ces bassins, le dépôt de la houille vient pendant une période de sédimentation calme (Bersier, 1958 ; Bouroz, 1960 ; Vetter, 1971) et le caractère principal des bassins houillers intramontagneux est l'existence de couches de houille puissantes pouvant atteindre 10 et même 30 m d'épaisseur (Vetter, 1971 ; Hacquebard et Donaldson, 1969) n'occupant pas la totalité de l'aire de sédimentation : sédimentation "en couloir" (Vetter, 1968, 1971 et 1980) dans les zones protégées des aires d'épandages des sédiments détritiques (comm. orale de L. Courel, Dijon).

Les couches peuvent être envahies par des détritiques dans le centre du bassin comme l'ont observé (1) A. Bouroz (1960) dans la Grande Couche du Dauphiné et (2) R.H. Wagner (1971) dans la couche de Sabero (bassins espagnols du Léon), ou bien les couches sont propres au centre du bassin et "barrées" à la périphérie où elles passent latéralement à des shales noirs charbonneux (Hacquebard et Donaldson, 1969 : bassin de Pictou, Canada).

Il existe probablement plusieurs origines pour les couches de houille ; les nombreuses observations et analyses de couches de houille rapportées par Grand'Eury (1887) en témoignent. Différentes théories ont été émises pour leur genèse (voir l'International Handbook of Coal Petrography, I.C.C.P., 1963) :

L'origine autochtone. - La houille formée à partir de débris végétaux ensevelis dans la zone de croissance de la forêt houillère est dite d'origine autochtone ; plusieurs arguments en faveur de cette hypothèse ont été énoncés dans les publications anciennes (Stutzer et Noe, 1940 ; Bennett, 1964 et Moore, 1940 *in* Hacquebard et Donaldson -bassin de Sidney, Canada-, 1969) : (1) les couches de houilles reposent sur un lit d'argilite à radicules ou à *Stigmara* ; (2) l'existence d'arbres droits enracinés ; (3) l'excellente préservation d'organes de plantes généralement fragiles tels que les feuilles et les frondes que l'on trouve généralement au toit des couches ; (4) une épaisseur relativement uniforme des couches sur des étendues importantes ; (5) des fluctuations relativement mineures dans le contenu en cendres à l'intérieur et entre les couches ; la composition du charbon à l'oeil nu avec la présence de lithotypes tels le vitrain, le durain, le clarain et le fusain, et au microscope avec une excellente préservation des macéraux.

L'origine allochtone a été envisagée par Fayol (1888) pour le charbon du bassin de Commentry : les débris végétaux à l'origine de la houille proviennent d'une région qui ne correspond pas à celle du dépôt de la houille ; les conditions de dépôt de la matière végétale annihilent toute possibilité de formation d'un couvert végétal

in situ à l'intérieur de l'aire de sédimentation de la houille. Les principaux arguments en faveur de cette théorie ont été donnés par Bell (1940) : (1) variabilité prononcée dans la qualité et l'épaisseur du charbon avec existence de passages latéraux, dans une couche, à des shales noirs ; (2) l'absence de lits à radicales bien caractérisés ; (3) l'absence d'arbres droits ; (4) le pourcentage relativement important de cendres et le faible pourcentage en sulfure ; (5) la rareté des végétaux fossiles au toit des couches. A de tels arguments, il faut ajouter l'aspect macroscopique et microscopique du charbon où Hacquebard et Donaldson (1969) notent la présence de nombreux quartz détritiques microscopiques dans la houille et un aspect microlité significatif d'un dépôt dû à un écoulement (texture "flow").

Les faits géologiques observés aussi bien dans les dépôts considérés comme autochtones ou allochtones ont pour la plupart été mentionnés par Grand'Eury (1887).

Origine hypautochtone. - Une troisième théorie suggère que dans une aire donnée, il peut y avoir simultanément mise en place d'un couvert végétal *in situ* et apport de débris végétaux d'aires adjacentes : il s'agit d'une origine hypautochtone (Bouroz, 1960). Parmi les caractères hypautochtones, certains sont identiques à ceux de l'allochtonie et d'autres à ceux de l'autochtonie, comme le notent Hacquebard et Donaldson (1969) pour le bassin de Pictou.

Il est couramment admis que le charbon s'est formé et accumulé dans des zones marécageuses (Barrabé et Feys, 1965) comparables aux tourbières actuelles. Dans une tourbière, la hauteur d'eau joue un rôle important dans le type de végétation et dans la préservation des débris de plantes ; en relation avec ce facteur, plusieurs zones ou environnements doivent être considérés (Osvold 1937 *in* Hacquebard et Donaldson, 1969) :

- 1) une zone terrestre qui correspond à des aires constamment émergées où prévalent des conditions relativement sèches,
- 2) une zone "telmatique" ou zone périodiquement émergée,
- 3) une zone limnique ou constamment submergée.

A chacun de ces environnements correspond une association végétale différente qui peut être observée par l'analyse pétrographique des charbons (Hacquebard et Donaldson, 1969).

Les veines de houille présentent souvent des interlits minces (10 à 20 cm) possédant des caractères particuliers et une forte fraction argileuse qui sont nommées suivant les bassins gores ou tonsteins. L'étude pétrographique a permis à P. Vetter (1963 et 1968) de distinguer les gores et les tonsteins. Selon cet auteur, il s'agit des tonsteins si l'argile est la kaolinite, des gores si c'est une smectite ou des gores mixtes si les deux types sont présents. Il a été prouvé que certains de ces gores et tonsteins ont une origine cinéritique : dépôts de cendres volcaniques (Bouroz, 1966 ; Bougnères et Brousse, 1966 ; Paquette, 1980). Ils peuvent aussi servir de niveaux repères, permettant des corrélations entre les différents sous-bassins d'un même bassin (Vetter, 1962) ou même entre plusieurs bassins (Bouroz, 1968 et 1970).

L'étendue régionale de tels dépôts peut s'expliquer par le fait que l'appareil émetteur de ces cendres peut être à une distance plus ou moins grande de ce bassin -au moins plurikilométrique- (Paquette, 1980).

La nature et le cadre exact de ces bassins sont incertains, et actuellement de telles zones, apparemment indépendantes les unes des autres, peuvent être considérées comme des exemples de sédimentation étroitement liée à une tectonique active : c'est ainsi que le remplissage des fossés permo-triasiques des Pyrénées est interprété (Soula et al., 1979) comme le résultat du jeu de portion de fractures en cisaillement simple agissant sur de vieilles structures varisques ; qu'une portion sinueuse (à double courbure), sous l'effet d'un jeu décrochant, peut provoquer l'effondrement d'un ou plusieurs blocs du substratum le long de cet accident et donner naissance à un bassin étroit et profond : "Ridge Basin" en Californie (Crowell, 1974) ; "Hornelen Basin" en Norvège (Steel et al., 1977 ; Steel, 1976 ; Steel et Gloppen, 1980), ou à une série de bassins alignés sur cet accident, n'ayant pas forcément le même âge du fait de la subsidence des différents blocs à des périodes différentes, comme cela semble le cas dans les bassins liés à la faille du Leon -NW de l'Espagne- (Reading, 1975 ; Heward et Reading, 1980).

Toujours suivant un modèle d'étroite relation entre la tectonique et la sédimentation, deux bassins adjacents de même âge peuvent présenter des particularités lithologiques différentes en raison d'un contexte tectonique différent (Steel, 1976). J.C. Soula et al. (1979) relie à ce mécanisme la mise en place de roches magmatiques ; de telles roches sont signalées dans les bassins du Sillon Houiller (Letourneur, 1953) et à Decazeville (Vetter, 1968).

II. LOCALISATION ET CADRE GÉOLOGIQUE DU BASSIN HOUILLER DE CARMAUX

À une centaine de kilomètres au NE de Toulouse, le bassin houiller de Carmaux (Tarn), encore exploité actuellement par des travaux souterrains, occupe une dépression allongée suivant un axe Nord-Sud ; il s'étend sur 10 km de longueur et environ 3 km de largeur maximale. Il est recouvert dans sa presque totalité par 70 à 150 m d'argiles rouges à graviers de la bordure nord du bassin paléogène de l'Albigeois. Seule son extrémité nord affleure grâce au décapage des terrains de recouvrement par le Cérou.

La forme de ce gisement est celle d'un synclinal Nord-Sud où les sédiments atteignent une puissance cumulée de 550 à 600 m, avec essentiellement du matériel détritique fin (grès, shales argileux ou silteux et 23 couches différentes de houille d'épaisseur moyenne allant de 3 à 5 m.

La houille repose sur un socle varisque en grande partie constitué d'amphibolites. Ces amphibolites n'affleurent pas à l'Est et au Nord dans la série métamorphique du Rouergue cristallin, mais nous donnent une idée des terrains métamorphiques qui sont masqués sous l'épaisse couverture sédimentaire post-paléozoïque de l'Albigeois.

Le Bassin de Carmaux est à l'articulation de plusieurs grandes discontinuités varisques :

- sur le prolongement sud du fossé submériidien de la Salvetat-Peyralés qui débute à Decazeville et vient mourir à Carmaux selon P. Collomb (1964) ;
- sur un possible prolongement vers l'Ouest de la dislocation E-W de Brousse-Broquies -Aveyron- (Collomb, 1964 et Yerle, 1978).

III. TRAVAUX ANTÉRIEURS : STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE

Une excellente synthèse des travaux anciens relatifs au bassin houiller est donnée par H. Gras (1974) ; je ne donnerai ici qu'un bref aperçu.

Les premiers travaux géologiques se sont attachés à définir les limites de ce bassin houiller.

En 1836, Manès définit la limite nord et établit l'existence de terrains métamorphiques sous le Houiller. Ce n'est qu'en 1882 que la partie sud du gisement de Carmaux, actuellement le secteur de Cagnac, fut découverte. En 1890, Laromiguière, en résumant les travaux de Grand (1886), définit une orientation Nord-Sud pour ce bassin.

Bergeron (1887 et 1889) limite le bassin houiller à l'Est par une grande faille N-S et reconnaît les amphibolites comme substratum, définit la gouttière synclinale NS (1900) et suggère l'existence de Houiller jusqu'à Monestiès, localité située à quelques kilomètres à l'Ouest de Carmaux (1905 a) et suppose que le bassin reste ouvert vers l'Ouest, en direction de la vallée du Cérou (1905 b).

Pruvost (1941) n'obtient pas une meilleure définition des limites.

Récemment, H. Gras (1974) a rassemblé l'essentiel des données historiques et des résultats obtenus par le Service de Géométrie des Houillères d'Aquitaine et défini avec précision les limites actuelles du bassin (fig.2). S. Debrand-Passard et Ch. Greber (1975), lors d'une étude sur les possibilités d'extension de ce gisement, aboutissent au même résultat.

Stratigraphiquement, l'étude du bassin houiller ne débute sérieusement qu'avec les travaux de Pruvost et Bertrand (1941).

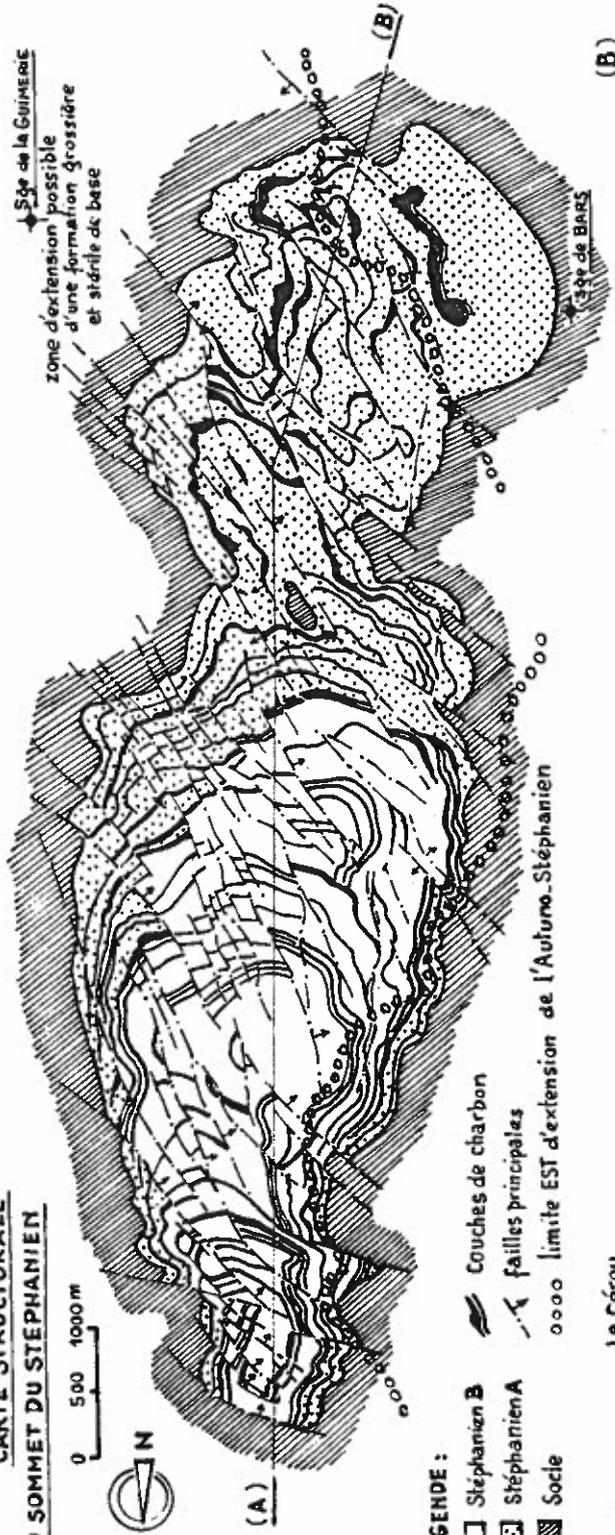
La série sédimentaire est formée essentiellement de grès, de shales et de charbon (Bergeron, 1887) reposant sur des amphibolites anté-stéphanienues ayant probablement une origine volcanique (laves ou tufs) (Thiébaud et Vetter, 1960). Elle est divisée en trois faisceaux lithologiques, légèrement décalés les uns par rapport aux autres vers le Nord-Ouest et datée du Stéphanien inférieur (Assise de Rive-de-Gier ou étage des Cévennes de Grand'Eury).

J. Doubinger et P. Vetter (1958) confirment l'âge Stéphanien inférieur et P. Vetter (1962) réussit à établir des corrélations précises entre les secteurs nord et sud du bassin en utilisant les repères cinéritiques (gores et tonsteins).

J. Doubinger et P. Vetter (1969) révisent la flore et donnent un âge stéphanien A (partie supérieure) et stéphanien B (partie inférieure et moyenne), âge que confirment

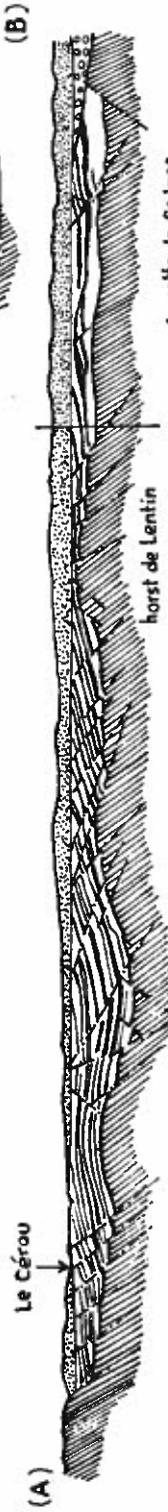
**CARTE STRUCTURALE
AU SOMMET DU STEPHANIEN**

0 500 1000 m



LEGENDE :

- Stephanien B
- ▨ Stephanien A
- ▩ Socle
- ▬ Couches de charbon
- ⚡ failles principales
- o o o o limite EST d'extension de l'Autuno-Stephanien



**COUPE NORD-SUD
longitude - 350 HA (A-B)**

LEGENDE :

- ▨ Tertiaire
- ▨ Autuno-Stephanien
- ▨ Stephanien (avec qqs couches schématisées)
- ▩ Socle

500 m

Fig. 2.- Carte structurale du bassin houiller de Carmaux.

h. Gras 78

les études palynologiques (Doubinger et al., 1965 ; Liabeuf et al., 1967 ; Pi-Radondy, 1968 et 1971).

D'un point de vue structural, le gisement en gouttière synclinale, découpé par de nombreuses fractures NW-SE (Bergeron, 1900 ; Pruvost, 1941), serait limité vers l'Est par une faille N-S (Bergeron, 1889 ; Thiebaut et Vetter, 1960). Actuellement H. Gras (1973 et 1978) pense que seul le système dense de fractures NW-SE, qui affecte aussi bien le socle que le houiller, à jeu principal postérieur aux dépôts sédimentaires de Carmaux, est responsable de la formation de la cuvette N-S.

Ce système de fractures découpe le bassin houiller en une succession de horsts ou de haut-fonds et de cuvettes qui sont du Nord vers le Sud (fig.3) :

- cuvette de Pouls,
- bombement de Vaysse,
- cuvette de Tronquié,
- haut-fond de Tronquié,
- cuvette de Ste-Marie,
- horst de Lentin,
- cuvette de Cagnac.

L'exploitation n'a reconnu les bordures du bassin qu'en quelques points. La figure 2, réalisée par H. Gras (1973), est en partie interprétative ; le détail des contours du socle ne provient pas de levés, impossibles à réaliser au fond et sous le Tertiaire, mais de la logique de l'hypothèse retenue par l'auteur : les limites mentionnées sont des limites probables calculées en fonction de la remontée de la couche la plus inférieure et de l'épaisseur des sédiments détritiques entre celle-ci et le socle à l'aplomb du bassin ; le dispositif faillé donné est celui suggéré dans le cas où les failles affectent aussi bien le socle que le Houiller.

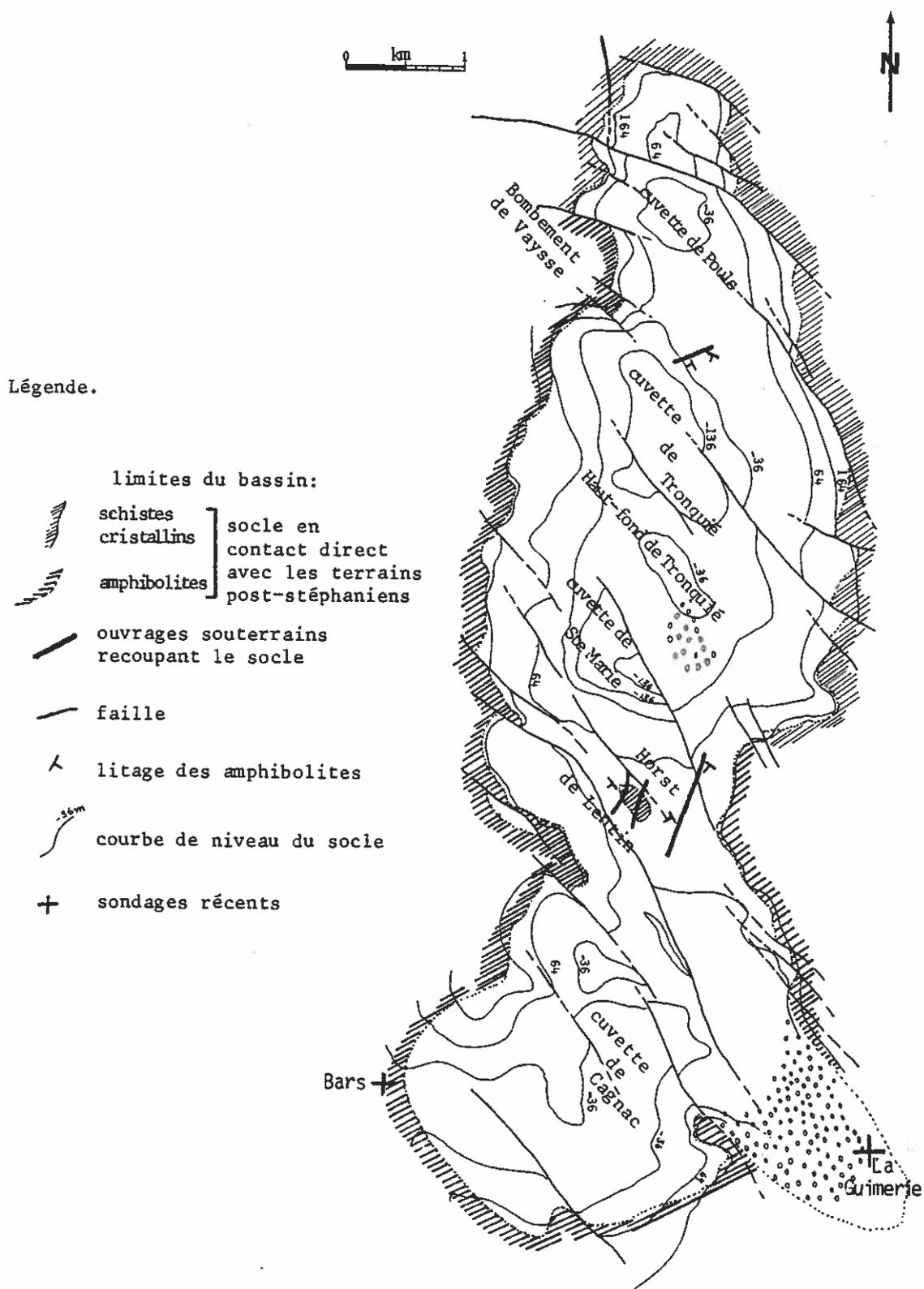
IV. BUT ET MÉTHODES D'ÉTUDE

Le but de cette étude est de préciser l'origine et le mode de formation du bassin houiller de Carmaux. Je dois tenter de résoudre la question suivante : les limites actuelles de la formation à charbon de Carmaux correspondent-elles aux limites originales du dépôt ou bien s'agit-il seulement d'un lambeau résiduel d'un bassin houiller, plus vaste d'étendue inconnue, dont la plupart des sédiments auraient été décapés lors de phases d'érosion post-stéphanienne?

Pour mener à bien cette étude, les méthodes utilisées sont :

- l'analyse des documents établis par le Service de Géométrie des Houillères (coupes structurales détaillées du gisement) ;
- l'étude de carottes de sondage, l'observation, en mine, des parements des galeries, avec relevés de coupes, en vue d'individualiser des séquences lithologiques et de caractériser les différentes associations sédimentaires observables.

Fig. 3 .- Topographie schématique du socle.



d'après carte schématique du socle: H.Gras (1977)

CHAPITRE II

LE SUBSTRAT

Le substrat du bassin houiller de Carmaux est observable dans les travers-bancs recoupant le horst de Lentin et dans la galerie d'accès au puits de la Grillatié (fig.3).

Il a été recoupé, sur la bordure orientale de la cuvette, à hauteur de la Tronquié, par un travers-banc, inaccessible actuellement, et serait représenté par des micaschistes. A l'Ouest il n'a jamais été atteint par des ouvrages souterrains : cependant les sondages de recherches de houille effectués à l'Ouest de la cuvette de Carmaux par les Houillères mentionnent l'existence de "terrain vert" sous la série permienne.

Au Nord de la vallée du Cérrou, affleurent des leptynites (Durand, 1939).

Au Sud, à hauteur d'Albi, les sondages ont atteint une série amphibolitique.

Ces indications ont permis à H. Gras d'établir une topographie schématique du socle (fig.3) ; sur cette figure, il n'est pas possible de traduire les relations entre la série amphibolitique, qui occupe la plus grande partie du fond de la cuvette et qui s'étend largement au Sud et à l'Ouest, et les micaschistes rencontrés à l'Est.

1- DESCRIPTION LITHOLOGIQUE.—

A l'aplomb du bassin houiller, horst de Lentin et puits de la Grillatié, le substrat est représenté par des amphibolites (Thiébaud et Vetter, 1960). Il s'agit d'une roche litée, comprenant des bancs décimétriques à métriques d'amphibolite vert clair, vert foncé à noire et de gneiss ou de leptynites ; le tout est recoupé parfois par des filons d'aplite ou de granodiorite. Les passées de leptynites peuvent être lenticulaires.

Avec l'aide de L. Roux et J. Pons (Toulouse), nous avons défini, en lame mince, plusieurs types pétrographiques :

- 1) les gneiss à petits yeux (leptynites) à ferromagnésiens opacifiés et grenats ; il faut remarquer (a) une quantité notable d'apatite en inclusion dans l'orthose, ce qui est un caractère de roche éruptive, (b) l'existence de quartz corrodés ce qui suggère pour ce type de roche métamorphique une origine orthodérivée ;
- 2) les amphibolites sombres (quartz, plagioclase zoné, amphibole, clinopyroxène) montrent une différence de taille des minéraux, en lame mince, ce qui suggère un granoclassement caractéristique d'un litage magmatique ;
- 3) les amphibolites vert-clair (quartz, grenat, minéraux opaques, plagioclase, amphibole du type hornblende ou pargasite (?), ilménite et zoïsite) ; la présence de ces variétés d'amphiboles (non établies avec certitude) suggère une origine para-dérivée ; notons que l'ilménite et la zoïsite sont abondantes dans les amphibolites dérivant de skarns (Nicollet, 1978) ;
- 4) dans les gneiss calco-magnésiens ou amphibolitiques, avec une composition intermédiaire entre un gneiss et une amphibolite, le plagioclase est au maximum une andésine et souvent de l'oligoclase ; ces gneiss amphibolitiques pourraient être d'origine volcano-détritique (Piboule et Pontier, 1977) ;
- 5) aplite et granodiorite en filons.

2- GEOMETRIE DE CE COMPLEXE LEPTYNO-AMPHIBOLITIQUE.-

Il s'agit d'un ensemble lité suivant la direction N120 à N150 et plongeant en moyenne de 35° vers le SW.

La position de cette série amphibolitique, par rapport aux leptynites observables au Nord, sur la rive droite du Cérou, et par rapport aux micaschistes de la bordure est du bassin, ne peut pas être précisée.

Cependant, le long de la faille du Cérou (voir carte géologique h.-t.), j'ai repéré deux pointements d'amphibolites :

- à La Bastidette (intersection de la D91 et D34),
- à St-Marcel.

Ces amphibolites sont soit interstratifiées, soit intrusives dans les leptynites du Rouergue ; elles peuvent représenter des apophyses du massif leptyno-amphibolitique du Nord-Albigeois (traduit sur la carte gravimétrique à 1/1.000.000) enfoui sous les sédiments stéphano-permiens et éo-oligocènes.

La carte gravimétrique permet de supposer que l'étendue de ce complexe est bien supérieure à celle du massif de Najac et comparable à celle de la ceinture basique du Lévézou définie par Collomb (1964) ; l'étendue envisagée est donnée sur la fig. 21 .

3- CARACTERISTIQUES GENERALES DE CES AMPHIBOLITES.-

Il s'agit d'une association de plusieurs types pétrographiques : amphibolite, leptynite, gneiss amphibolitique. Une partie, au moins, du matériel semble d'origine mag-

matique, peut-être sous forme de sill ; l'autre partie serait d'origine sédimentaire et peut-être volcano-détritique.

L'épaisseur de ce complexe semble relativement élevée ; si le litage correspond à la stratification, en supposant que la série soit continue de la Grillatié jusqu'au horst de Lentin, l'épaisseur est d'au moins 2500 m.

4- AUTRES MASSIFS AMPHIBOLITIQUES DU ROUERQUE.—

Plusieurs affleurements d'amphibolites ont été décrits dans le Rouergue cristallin par les auteurs :

1) A l'Ouest de Laguëpie, dans une carrière (voir carte géologique h.-t.), P. Collomb (1964) note l'existence d'amphibolite appartenant à la zone broyée de Laguëpie (p. 86).

2) A Najac, un massif de roche verte est visible sur 1,5 km de large et 4 km de long (Collomb, 1964) ; aligné N160, ce massif amphibolitique représenterait, toujours selon P. Collomb, la trace d'un ancien réservoir magmatique laccolitique de chimisme gabbroïque.

3) La ceinture basique du Lézou (Collomb, 1964) ou complexe leptyno-amphibolitique (Nicollet, 1978) : il s'agit d'une série de gneiss amphibolitiques, d'ortho et para-leptynites, de gneiss fins de type varié, d'éclogites, de roches ultrabasiques, de cipolins, dont l'épaisseur atteint plusieurs milliers de mètres. Ce complexe est intercalé entre d'une part les gneiss migmatitiques et les orthogneiss indifférenciés du dôme de Lézou et d'autre part les orthogneiss du Pinet qui le recouvrent (Nicollet, 1978). Deux origines sont possibles pour ce type de roche (Nicollet, 1978) :

- ceinture verte archéenne ou protérozoïque, correspondant à une ancienne croûte océanique,
- séquence ophiolitique disloquée et métamorphisée par enfoncement dans une zone de subduction.

Le rapprochement entre les amphibolites de Carmaux et celles de l'un ou l'autre des massifs décrits ci-dessus ne sera pas tenté dans cette étude.

CHAPITRE III

EXAMEN LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE HOUILLERE

1- LES FORMATIONS DE BASE DE LA SERIE HOUILLERE.--

Deux types de roches ont été signalés (Pruvost, 1941) entre le socle et le Houiller productif. Elles sont observables dans la galerie appelée voie métrique aux abords du horst de Lentin :

Une roche amphibolitique altérée verte, friable, riche en chlorite et calcite, qui se charge progressivement en grains de quartz détritiques et en petits sphérolites vert-clair de carbonate de chaux légèrement ferrique que J. de Lapparent (*in* Pruvost, 1941) considère comme un "ancien sol fait au dépens de la désagrégation des éléments primitifs de l'amphibolite subséquemment altérés".

Une "roche chocolat" de quelques mètres d'épaisseur surmonte l'ensemble précédent et doit être considérée comme la base de la série houillère ; cependant, elle s'en distingue par sa teinte lie-de-vin à îlots verdâtres à gris verdâtre. Il s'agit d'une roche argileuse très fine et compacte sans feldspath ni mica (argile kaolinite sableuse chargée en hématite) qui peut être le témoin d'une rubéfaction antéstéphanienne.

Le sondage de la Guimerie, réalisé au SE du bassin (fig.4) par les Houillères d'Aquitaine (1974), a traversé sous le Tertiaire une formation très grossière (Gras, 1974 ; Debrand-Passard et Greber, 1975) constituée de blocs d'amphibolites et de leptynites de taille parfois supérieure à 20 cm. Un sondage dans la cuvette de Ste-Marie, sous le Houiller, a rencontré une formation identique (comm. orale de H. Gras). Il n'est pas possible de situer cette formation par rapport aux deux assises décrites précédemment.

L'âge de cette formation ne peut être déterminé avec certitude. Il est certainement anté-Stéphanien ou Stéphanien inférieur. Il s'agit bien d'une formation sédimen-

taire, comme le prouve la présence de gros débris charbonneux (rapport de sondage de H. Gras, 1974). Ce conglomérat est très induré et renferme peu de ciment. Un des débris charbonneux contient plus de 30% de matières volatiles, ce qui serait extraordinaire dans une formation plus ancienne ayant subi un véritable métamorphisme (Debrand-Passard et Greber, 1975).

En résumé, cette formation de la Guimerie peut représenter une assise détritique grossière locale à la base de la série houillère stéphanienne de Carmaux.

2- LA FORMATION A CHARBON.-

Sa puissance est d'au moins 550 m. Elle est représentée par une succession de grès à lits conglomératiques, de siltites, de shales argileux noirs et de charbon ; 23 couches de houille ont été répertoriées (fig.4). Ces différents types pétrographiques s'organisent en séquences généralement granodécroissantes (p.38).

La flore et la microflore abondantes de ce bassin houiller ont permis une datation précise de ce gisement (Bertrand, *in* Pruvost, 1941 ; Doubinger et Vetter, 1958 et 1969 ; Pi-Radondy, 1968). Un inventaire de la macroflore est donné en annexe. Cette association floristique donne un âge correspondant à la partie supérieure du Stéphanien A et à la partie inférieure du Stéphanien B.

L'aire de répartition des différentes couches de houille n'est pas identique pour toutes, ce qui a permis à P. Pruvost (1941) et P. Vetter (1962) de définir des faisceaux ou groupes de couches ayant la même répartition :

- P. Pruvost considère deux faisceaux : un faisceau inférieur comprenant toutes les veines de houille inférieures à la veine H (H y compris) et un faisceau supérieur comprenant toutes les autres couches (tabl. I) ;
- P. Vetter met en évidence trois faisceaux et les limites de ces faisceaux sont à situer entre G et E et A et V.

Ces faisceaux débordent les uns sur les autres et correspondent grossièrement (tabl.I) aux zones paléobotaniques définies par J. Doubinger et P. Vetter (1969) et M. Pi-Radondy (1968).

L'identification des couches de houille est rendue plus aisée par la présence de niveaux-repères (tonsteins et gores) comme le montre P. Vetter (1962) ; ces intercalaires, probablement d'origine cinéritique, semblent conservés seulement dans les veines de houille et sont généralement déposés sur toute la surface du bassin ; mais dans les veines épaisses de la cuvette de Cagnac, d'autres intercalaires du même type existent de manière beaucoup plus discontinue (remarque orale de H. Gras).

Sur la figure 4, nous pouvons remarquer que certains bancs à granulométrie différente, en particulier les reprises conglomératiques les mieux marquées, suggèrent une coupure lithologique, qui s'opère par un changement important de la dynamique de sédimentation. Les deux coupures les plus importantes doivent être placées au toit des veines G et A (fig.4 et tabl.I). Nous pouvons définir trois faisceaux.

LOGS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DU BASSIN HOUILLER DE CARMAUX

Figure 4

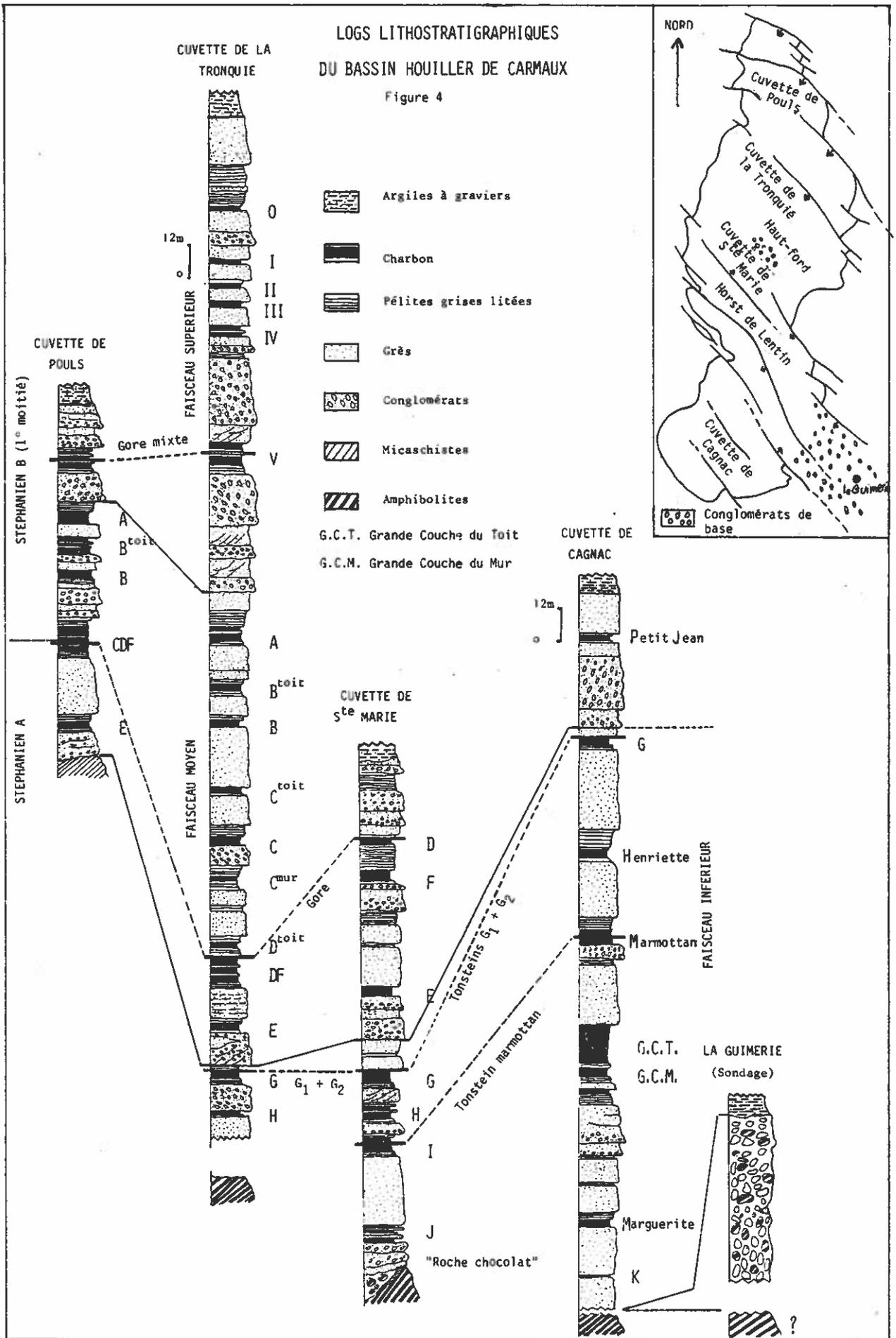


Fig. 5 .- Répartition des différents faisceaux.

 faisceau sup.

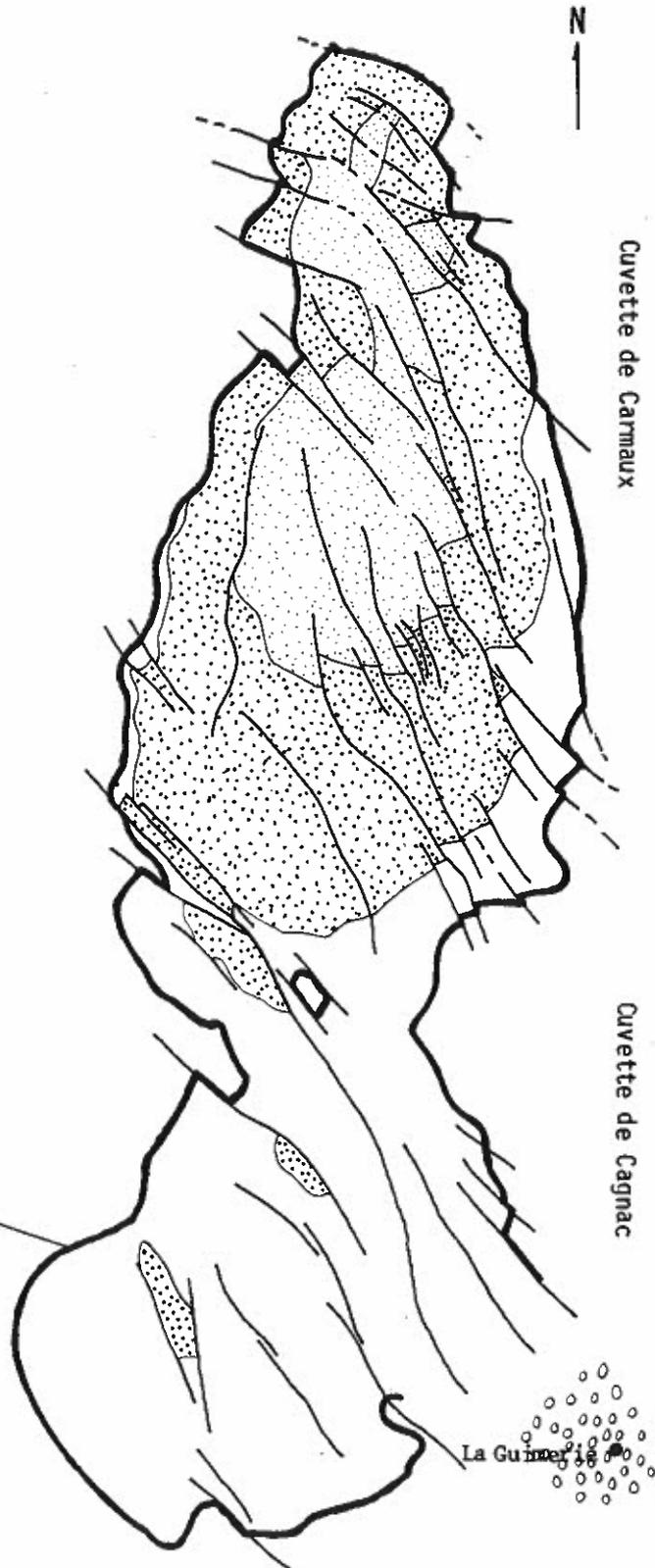
 faisceau moyen

 faisceau inf.

 conglomérats
de la Guimerie

 0 1 km

limite du bassin



Le faisceau inférieur. - Il comprend toutes les couches de houille antérieures au dépôt de la veine E et correspond grossièrement à la première zone palynologique de Pi-Radondy. A l'intérieur de ce faisceau, on assiste à une progradation vers le Nord des couches de houille (fig.4). L'épaisseur des veines I et J, énorme à Cagnac (10 à 25 m), n'est plus que de 5 m au Nord de Lentin et devient nulle à hauteur de la Tronquié (extrémité nord du faisceau inférieur : fig.5).

Le faisceau moyen. - Il comprend les couches de E à A et couvre la totalité de la cuvette de Carmaux, en débordant largement le faisceau inférieur vers le Nord (fig.5) ; dans le secteur du Ravin, il repose directement sur le socle micaschisteux. Au Sud du horst de Lentin, on en retrouve seulement quelques lambeaux. Ce faisceau est à situer à la limite du Stéphanien A et B : zone de transition et partie inférieure de la zone supérieure de Pi-Radondy. Une légère "disconformité" entre le faisceau inférieur et moyen n'est pas à exclure (fig.4).

Le faisceau supérieur débute au mur de la couche V par une assise conglomératique épaisse (plus de 10 m). Il comprend les veines dites supérieures (de V à 0) et est localisé au centre de la cuvette de Carmaux (fig.5). Il n'est pas exclu que ce faisceau ait débordé le faisceau sous-jacent, mais l'érosion post-stéphanienne n'aurait permis la conservation que de la partie centrale.

Une synthèse lithostratigraphique est donnée sur la fig.4 et le tableau ci-dessous.

Veines de houille	Coupures lithologiques			Coupures stratigraphiques		
	Logs lithostratigraphiques (fig.4)	P. Pruvost (1941)	P. Vetter (1963)	M. Pi-Radondy (1968) J. Doubiner et P. Vetter (1969)		
0	Faisceau supérieur	Faisceau supérieur (cuvette de Carmaux)	Cuvettes de la Tronquié et de Pouls	Zone c	Zone de Tronquié	base du STEPHANIE B
V	Conglomérat au mur de couche V		Totalité de la cuvette de Carmaux			
A	Faisceau moyen	mur de veine G		Zone b	Zone de Lentin	STEPHANIE A sup.
E	Conglomérat au toit de G		Faisceau inférieur (cuvettes de Cagnac et S ^{te} -Marie)			
G	Faisceau inférieur	Cuvettes de Cagnac et Carmaux en partie				
J						

Tabl.I.- Stratigraphie du bassin houiller de Carmaux

CHAPITRE IV
OBSERVATIONS SEDIMENTOLOGIQUES
RELATIVES AUX DIFFERENTS TYPES LITHOLOGIQUES

1- LE REMPLISSAGE DE VALLEES.-

Au SE de la cuvette de Carmaux, une campagne de recherche sismique (1940) a montré l'existence d'une dépression dans le secteur de La Guimerie. Les sondages effectués par les Houillères aux environs de ce hameau suggèrent que l'axe de cette dépression est NW-SE.

Récemment, le sondage de La Guimerie (1974) exécuté par les Houillères et dont les carottes sont conservées au S.G.R. de Toulouse, a montré que cette dépression a été comblée, probablement au début du Stéphanien (p. 21) par des sédiments bréchiques grossiers, essentiellement à éléments d'amphibolites, organisés en séquences granodécroissantes (fig.6). Cette série détritique dont la base n'a pas été atteinte mesure au moins 40 m d'épaisseur.

De telles roches ont été retrouvées par sondage plus au NW (indication de H. Gras). Ces faits nous permettent de penser que cette assise est discontinue et ne se rencontre que dans des dépressions très localisées à la base du Stéphanien productif de Carmaux. Il peut s'agir du remplissage d'anciennes vallées.

Ces conglomérats (fig.6) sont polymodaux, mal stratifiés, sans structures sédimentaires observables, souvent très indurés, avec une proportion de matrice fine négligeable. Les blocs sont jointifs, peu émousés ou sous forme de fragments. Il s'agit d'éléments de provenance locale, où sont représentés les amphibolites sombres, le quartz, des rhyolites (?) et des roches cristallophylliennes indifférenciées (voir le rapport du sondage de H. Gras, 1974) pouvant atteindre 50 cm (fig.6).

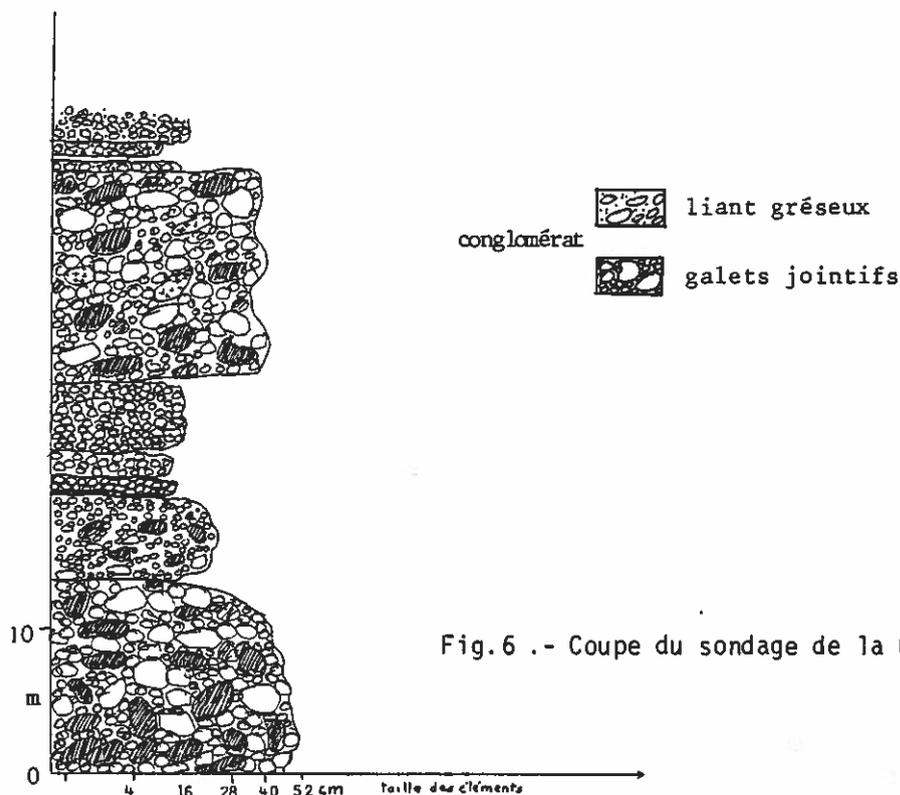


Fig.6 .- Coupe du sondage de la Guimerie.

La taille des blocs, le manque de structures sédimentaires et leur étendue, probablement limitée à des gouttières, impliquent que les régions-sources aient été élevées par rapport au bassin et avoir ainsi alimenté des éboulis de pentes ; mais leur organisation en séquence granodécroissante vers le haut pourrait suggérer un apport torrentiel.

2- LES ASSOCIATIONS SEDIMENTAIRES RENCONTREES AU MUR DES COUCHES.-

2.1. Description générale des dépôts.-

Ils sont constitués essentiellement de grès avec des lits conglomératiques et silto-gréseux et des interlits d'argilites charbonneuses, plus rares.

Leur épaisseur entre deux couches de houille varie de 50 m à quelques mètres. Quelquefois les couches s'accolent, l'intercalaire stérile, généralement silto-gréseux, prenant une épaisseur négligeable, décimétrique à métrique.

La propriété principale de ces dépôts détritiques est la nature répétitive des strates qui représentent des modèles cycliques de sédimentation :

- La base d'une séquence cyclique, constituée de grains grossiers ou moyens, repose sur une surface d'érosion bien marquée (fig.7). Il n'est pas rare de trouver à la base (fig.7) des lentilles de conglomérat intraformationnel ("galets mous").

- La partie moyenne est constituée de grès moyens, souvent à galets.
- Au toit de la séquence, on trouve des grès fins, des silts et parfois des argilites massives, toujours très peu épais.
- L'épaisseur de ces séquences varie de 1 à 15 m.

Les bancs conglomératiques sont moins fréquents que les bancs de grès grossiers ou de grès à galets. Ils contiennent des "galets mous", des roches métamorphiques, du quartz, des quartzites, des galets d'aprites et de silexite (?) généralement bien roulés, mais dans la zone d'observation (axe central du bassin), aucun galet d'amphibolite n'a été repéré.

Quand les conglomérats sont absents, la séquence débute par des grès grossiers à moyens, mal classés, gris-clair, micacés, parfois feldspathiques et généralement friables. Leur épaisseur peut atteindre 10 m et leur géométrie est irrégulière. Quand ces grès sont chargés en galets, ces derniers sont disposés suivant des plans de stratification obliques ou horizontaux (fig.7 b).

Peu de structures sédimentaires sont visibles, si ce n'est quelques litages obliques et plans, et des traces d'érosion de banc, à la base des séquences, remplies par des lentilles conglomératiques (structures "scour and fill").

Les grès évoluent progressivement vers le haut ou bien de manière tranchée (fig.7) vers des siltites ou des shales noirs peu épais (quelques décimètres à quelques mètres) et ces unités à grain plus fin, intercalées dans les grès, sont plus ou moins continues. Ces assises fines montrent des zones à litage fruste et d'autres à laminations rythmiques, centimétriques à millimétriques.

Dans cet ensemble détritique, on peut trouver des troncs fossilisés atteignant 1m de diamètre, en position de croissance.

2.2. Les stratifications.-

2.2.1. Le litage.-

Les conglomérats et les grès à galets forment des bancs continus ou des lentilles, et moulent la surface d'érosion recoupant l'unité inférieure. Les strates, ainsi découpées, ont au plus quelques mètres d'épaisseur. Ces formations de base de séquence évoluent vers des grès plus homogènes, mieux classés à tendance feuilletée ("schistes" gréseux) mais sans continuités latérales très grandes, alors que les silts et les grès fins qui les surmontent forment des strates parallèles, laminées, beaucoup plus étendues, d'épaisseur allant de 20 cm à 1 m.

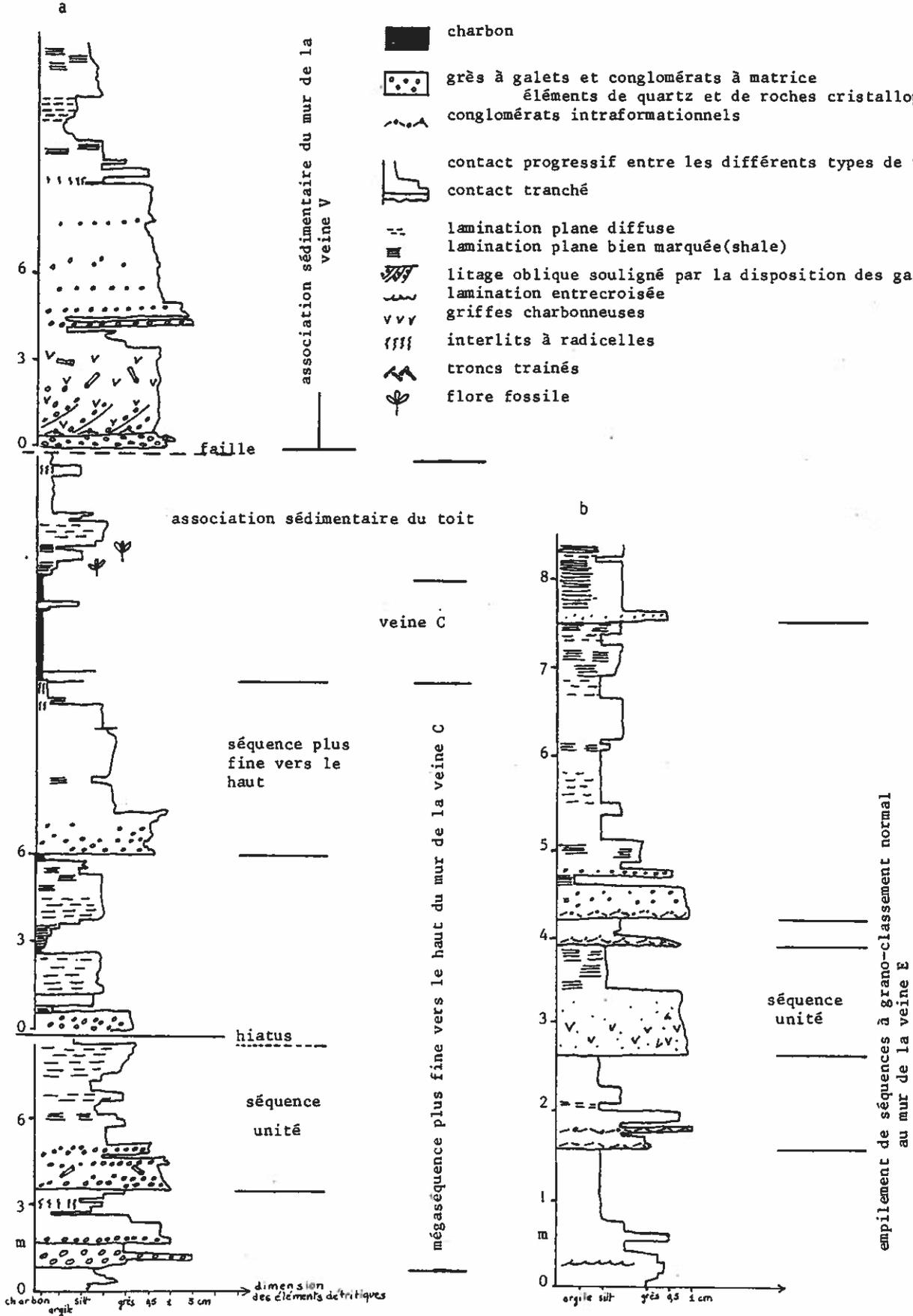
2.2.2. Les laminations.-

Des interlits finement laminés, peu épais, sont visibles dans la série houillère de Carmaux. Il s'agit d'une alternance de lamines claires (grès) et sombres (siltites ou argilites charbonneuses), ce qui donne un caractère particulier à la roche, alors souvent désignée par le terme "grès straticulé" (Scheere *in* Grangeon, 1960). L'épaisseur des lamines varie du millimètre à quelques centimètres. Leur géométrie est variable : lamines planes, finement entrecroisées, ou ondulées. Les lamines ondulées

Fig. 7.- Coupes lithologiques du Stéphanien au Nord de la Vallée du Cérrou

Légende

-  charbon
-  grès à galets et conglomérats à matrice éléments de quartz et de roches cristallophylliennes
-  conglomérats intraformationnels
-  contact progressif entre les différents types de roches
-  contact tranché
-  lamination plane diffuse
-  lamination plane bien marquée (shale)
-  litage oblique souligné par la disposition des galets
-  lamination entrecroisée
-  griffes charbonneuses
-  interlits à radicelles
-  troncs trainés
-  flore fossile



suggèrent une organisation comparable aux structures "flaser" mentionnées par Petti-john et Potter (1964).

L'origine de cette lamination est difficile à préciser. Cependant, il est probable que la lamine gréseuse corresponde à un dépôt dans un courant de faible énergie alors que la lamine argileuse serait déposée par décantation dans une eau calme.

Ces laminations peuvent avoir été déformées au moment de la consolidation de la roche (p.

2.3. Le granoclassement.-

Le granoclassement est représenté par une diminution progressive de la taille des grains vers le haut dans une unité sédimentaire (fig.7). Ce phénomène est répétitif et dans une unité typique, la roche évolue d'un grès à galets ou d'un conglomérat intraformationnel à un grès moyen à fin, mieux lité, et à des shales gris à noirs montrant des shales à radicelles (paléosol probable) et des assises fines charbonneuses. Chacun de ces niveaux montre des structures sédimentaires différentes.

Remarque.- Le granoclassement a été estimé visuellement sans établir des mesures systématiques des grains dans chaque assise de la séquence.

2.4. Les structures sédimentaires associées.-

2.4.1. Les structures directionnelles.-

Les structures "scour and fill".- Il s'agit de chenaux, de petite dimension, creusés dans le matériel d'un lit sous-jacent et remplis ultérieurement.

Ces lentilles de quelques décimètres à quelques mètres montrent un contact de base dû à l'érosion, qui peut entailler plus de 50 cm du lit sous-jacent, généralement tabulaire. Les chenaux peuvent être remplis d'éléments détritiques grossiers (quartz, roches métamorphiques, silexite) et de galets mous arrachés au Stéphaniens sous-jacent (shales et grès houillers), ou de grès moyens à grossiers à stratification oblique. Les fragments de silts et de shales argilo-charbonneux sont les débris de l'érosion de bancs sous-jacents ; ces éléments pouvant atteindre 8 à 10 cm de diamètre ont été arrachés, transportés et enterrés dans les chenaux creusés par les ruissellements. Aucune zone d'observation n'a permis de déterminer l'orientation de l'axe de ces chenaux.

Les litages obliques.- Ces figures sont abondantes à Carmaux et surtout visibles dans les bancs de grès à galets. Trop peu de sections permettent un repérage dans les trois dimensions, si bien que la mesure de leur orientation, comme indicatrice du sens de paléocourants, n'a pu être retenue.

Ces figures affectent des couches décimétriques à métriques (fig.7).

Les stratifications entrecroisées.- Ce type de stratification est repéré à petite échelle dans quelques lits à lamines entrecroisées (grès straticulés). Leurs dimensions varient de 5 à 20 cm et la mesure de leur orientation n'a pas fait l'objet d'une étude systématique.

2.4.2. Les structures d'échappement d'eau.-

Le sédiment, au moment du dépôt, est un mélange d'eau et d'éléments détritiques qui va subir lors de sa compaction certaines contraintes qui peuvent induire, dans certains cas, des déformations de structures sédimentaires primaires. Le sédiment, mis à part les contraintes d'ordre tectonique, peut subir des déformations provoquées essentiellement par le départ de l'eau dans des sédiments mous. Ces déformations sub-contemporaines au dépôt vont donner naissance à des structures d'échappement d'eau : ("water escape structures" : Lowe, 1975).

a) Les différentes structures.-

Contact festonné entre deux lits de granulométrie différente (Pl. I, phot.2).- Le lit inférieur (1) a été liquéfié pendant ou après le dépôt du lit supérieur (2). Le contact n'est pas rectiligne et le lit intermédiaire gris entre le lit chargé en argilites noires de la base et le banc gréseux clair du sommet semble représenter un intermédiaire entre ces deux lits bien contrastés : il peut s'agir d'une zone de mélange due à la liquéfaction du lit inférieur provoquée par la mise en place de l'unité gréseuse.

Bancs gréseux à stratification diffuse.- La destruction des structures sédimentaires primaires observées sur la phot.3 (Pl.I) semble être le résultat de la fluidisation d'un lit de grès straticulé, encadré par deux unités de faible perméabilité à lamines essentiellement argileuses.

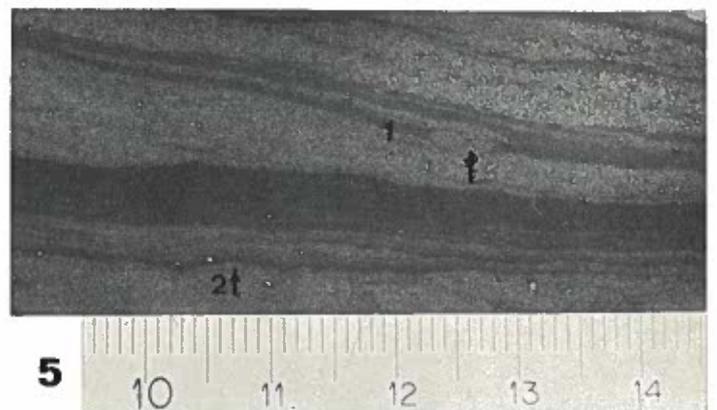
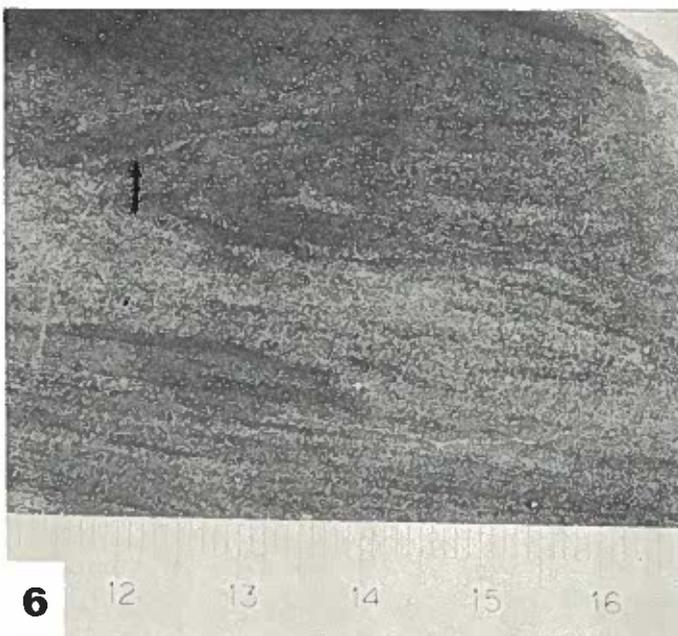
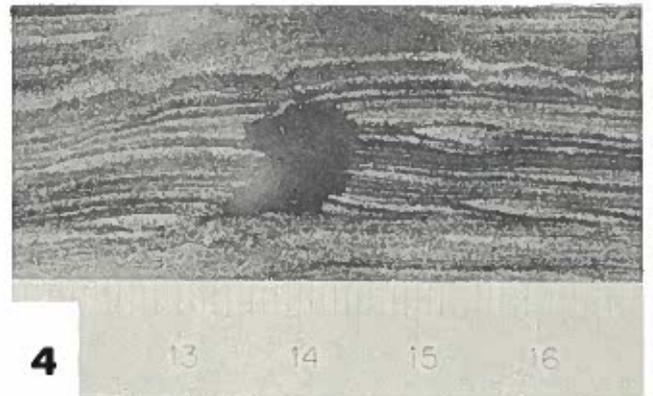
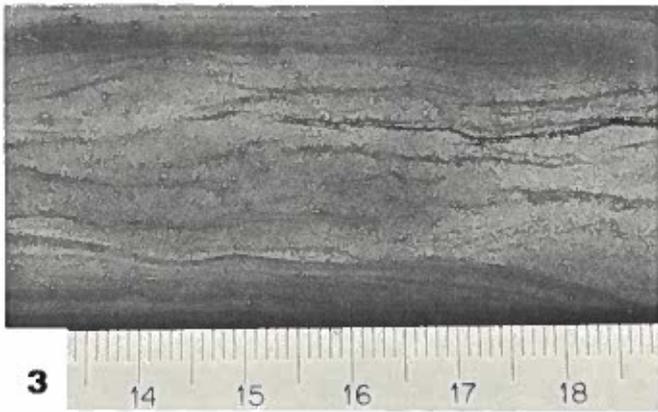
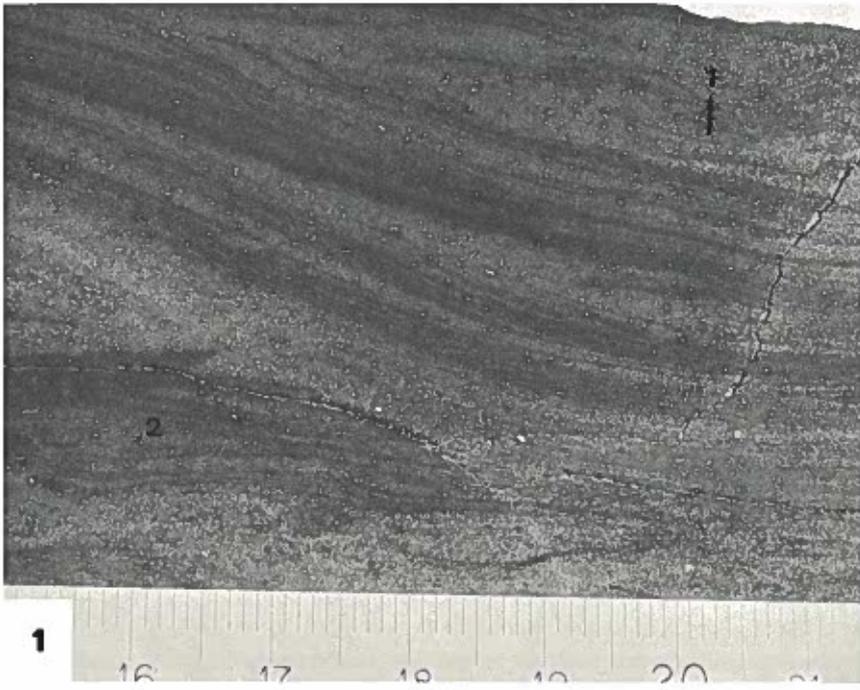
Les structures dues à des intrusions liquides.- Un lit de grès fins peut devenir intrusif à l'intérieur de grès straticulés sus-jacents (phot.6, Pl.I). Les laminations sombres dues à une forte teneur en argile et en matière organique sont alors déformées par l'intrusion et prennent l'aspect d'un pli synclinal.

La concordance d'ensemble de l'intrusion, la présence de matériel organo-argileux uniformément disséminé dans le grès intrusif, les laminations peu ou pas visibles et

LÉGENDE PL. I.- Figures d'échappement d'eau dans les grès straticulés stéphaniens du bassin houiller de Carmaux.

1. (1) injection gréseuse en intrusion
(2) microfracture provoquant des migrations de matériel argileux.
2. Contact festonné entre deux lits de granulométrie différente.
(1) lit inférieur argileux
(2) lit supérieur gréseux
(3) zone de mélange des deux lits liquéfiés après le dépôt du lit supérieur
(4) trace de la stratification.
3. Banc gréseux à stratification diffuse.
4. Injection de matériel argileux sécante à la lamination.
5. (1) injection gréseuse en sill
(2) structures en coupelles concaves vers le bas.
6. Structure due à une intrusion liquide gréseuse (voir flèche).

PLANCHE I



très déformées à l'intérieur de l'intrusion, l'injection, probablement rapide, vers le haut de ces grès suggèrent une intrusion de sédiments liquides (Lowe, 1975).

Les injections gréseuses en sill ou dyke.-

Des filons et des structures en intrusions de matériel gréseux peuvent être sécants (1) par rapport à la lamination (Pl.I, phot.1) ou bien interstratifiés (2) dans la lamination (Pl.I, phot.5). Il s'agit probablement d'une masse gréseuse rendue fluide qui, sous l'effet de la compaction, va avoir tendance à migrer vers le haut, et à fluer dans des zones de faiblesse du sédiment sus-jacent en voie de consolidation.

Les injections de matériel argileux sécantes à la lamination.- Il ne s'agit plus du déplacement d'un grès fluidisé mais d'une migration et d'une concentration d'argilites provenant des lamines sombres argilo-charbonneuses qui constituent un matériel susceptible de fluer s'il est rempli d'eau (Pl.I, phot.4) : phénomène diapirique.

Les migrations liées à des microfractures.- Une microfracture (2) peut provoquer, dans des sédiments mous, des migrations de matériel plus ou moins fluide ou liquide (Pl.I, phot.1).

Structurées en coupelles concaves vers le bas.- Ces structures (Pl.I, phot.5), délicates à interpréter, sont rares : il peut s'agir d'une figure de charge, combinée avec un début de montée en intrusion d'un lit gréseux sous-jacent en voie de liquéfaction ou de fluidisation.

b) Localisation de ces structures.-

Ces structures ont été observées seulement dans les bancs de grès straticulés. Leur taille est centimétrique.

Leur localisation dépend étroitement des propriétés des sédiments : taille des éléments détritiques, porosité, perméabilité, teneur en eau, etc...

La fluidisation ou la liquéfaction d'un sédiment grossier est, dans les conditions naturelles, difficile à réaliser étant donné la grande porosité qui rend la circulation de l'eau plus facile.

Par contre, dans un grès finement laminé (grès straticulé), l'alternance de lamines gréseuses perméables ou semi-perméables et de lamines d'argilites peu perméables peut rendre la circulation d'eau très difficile et créer, sous l'effet de la compaction, des pressions d'eau interstitielles susceptibles d'engendrer des déformations.

c) Causes de la consolidation d'un sédiment mou.-

Deux processus fondamentaux sont responsables de la consolidation d'un sédiment mou (Lowe, 1975) : (1) le départ de l'eau à travers les pores de la roche peut se faire par simple déperdition ("seepage"), phénomène à effet mineur sur les structures sédimentaires primaires, et permet la consolidation de la roche ; (2) la cause principale de la consolidation est généralement due à la compaction sous le poids de la roche sus-jacente ; lorsque le départ d'eau ne peut se faire, cela induit une liquéfaction ou une fluidisation partielle de la roche et ainsi permet la déformation

des structures sédimentaires primaires. Dans ce cas, les figures obtenues sont dues à la charge et il s'agit d'une consolidation de charge.

L'enfoncement d'un sédiment mou peut aussi favoriser des fluidisations ou des liquéfactions en profondeur par augmentation de la pression du fluide, interstitiel (exemple : banc de grès intercalé dans des shales compacts imperméables -Lowe, 1975-).

Une secousse sismique peut provoquer la liquéfaction d'un sédiment faiblement consolidé et encore chargé en eau (Seed, 1968 ; Allen et Banks, 1972), et induire des déformations de structures sédimentaires primaires.

d) Relation entre le dépôt et la consolidation.-

De telles structures d'échappement d'eau se forment dans un matériel encadré par des sédiments peu perméables ; les sédiments favorables à ces phénomènes sont les alternances grés-argileuses ("grès straticulés") à laminations soit entrecroisées, soit planes. Ces sédiments doivent se déposer de manière rythmique (peut-être comparable avec des varves (?)) et la sédimentation de chaque lamine doit être "instantanée". Dans un environnement fluviatile, les aires adjacentes au chenal, soumises à des eaux dont la vitesse diminue et dont la tendance est à s'étaler ("point bar", levée, et dépôts proximaux d'inondation du lit majeur = "overbank deposit"), sont susceptibles de montrer de tels sédiments (Lowe, 1975).

2.4.3. Les structures organiques.-

Dans les grès et les shales, on trouve des empreintes de tiges ou de feuilles de végétaux transportés lors de la mise en place des sédiments détritiques et des troncs fossilisés en position de croissance : arbres droits ensevelis par les sédiments détritiques sans avoir été arrachés ni transportés.

Les traces de radicales fréquentes sont localisées dans quelques interlits essentiellement silteux ou argileux ("schistes à radicales"). Ces interlits représentent probablement des paléosols, témoins d'arrêts épisodiques de la sédimentation et d'une émergence possible.

Des interlits à concrétions de sidérite peuvent être aussi le témoin d'anciens sols.

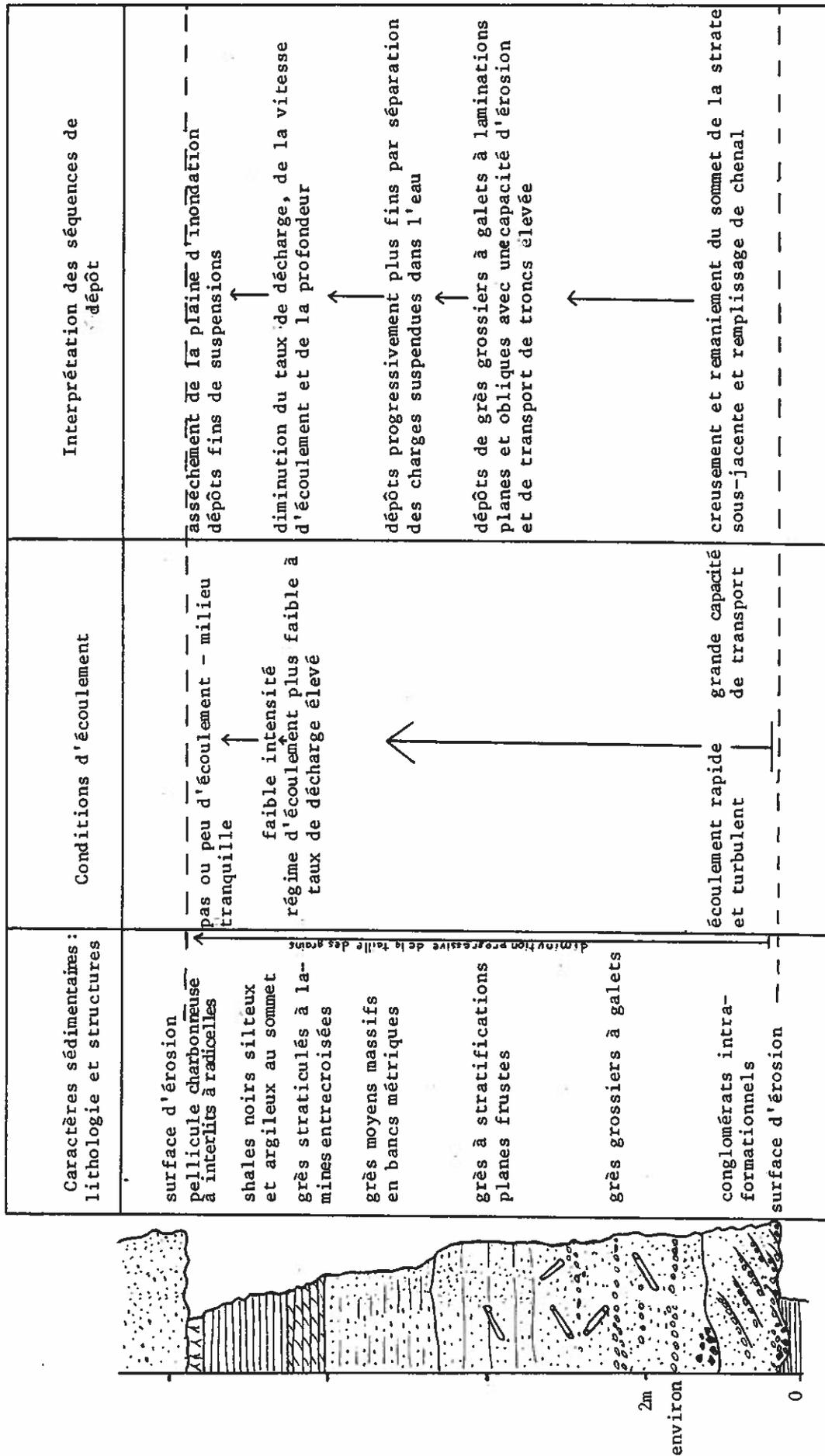
2.5. Interprétation des conditions d'écoulement d'après les caractéristiques sédimentaires observées.-

Les interprétations proposées ici sont basées sur les résultats d'études d'organisations similaires dans les sédiments anciens (Stanley, 1968 ; Allen, 1964) et récents (Middleton, 1965 ; Allen, 1965 et 1970).

2.5.1. Le granoclassement et les séquences plus fines vers le haut.-

Dans les dépôts fluviatiles, le granoclassement n'est pas la règle générale ; une absence de granoclassement est mentionnée par D.J. Doeglass (1962), séquence alluviale de la Durance et de l'Ardèche et par M.G. Wolman et L.B. Leopold (1957), sédiments de Brandywine Creek, Watts Branch, Seneca Creek, U.S.A. Mais plusieurs géologues signa-

Fig. 8.- Description d'une séquence typique observée dans les sédiments du mur de la veine A (travers-banc de Tronqué à Blaye).



lent un granoclassement dans des dépôts fluviatiles (Klein, 1962 ; Visher, 1965 ; Stanley, 1968) et il peut être le caractère principal de ces dépôts : séquences plus fines vers le haut décrites par A. Bersier (1958) dans la mollasse des Alpes de France et de Suisse.

Généralement le granoclassement est le mieux marqué quand l'apport sédimentaire est discontinu ou saisonnier, quand la compétence de l'agent de transport décroît progressivement et quand les détritiques transportés sont un mélange de grains dont la fourchette de taille est grande (Stanley, 1968).

2.5.2. Sédimentation cyclique et séquences stratifiées.-

La sédimentation cyclique observée à Carmaux (fig.7 a et 7b) indique qu'une certaine succession de condition d'écoulement se répète pendant le dépôt.

Une séquence typique représentant une unité de sédimentation est illustrée par la fig. 8 ; cependant, ces unités de sédimentation ne sont pas toutes complètes et ne peuvent être représentées que par quelques-uns des termes de la séquence, ce qui est fréquent dans les environnements fluviatiles (Walker, 1975 a).

Une séquence granodécroissante, constitue un cycle de dépôt dont les différents termes sont interprétés comme résultat d'un écoulement fluide dont les taux de décharge, ou de sédimentation, varient de bas en haut de la séquence, conformément aux résultats énoncés par D.L. Inman (1963) et D.B. Simons et al. (1965).

a) Les remplissages de chenaux de la base de la séquence.-

L'abondance de galets intraformationnels résulte d'un écoulement à grande vitesse, à capacité érosive élevée, et à taux de décharge important et suggère un courant turbulent produit par les irrégularités du niveau sur lequel il agit (Inman, 1963).

b) Le dépôt de grès moyens à grossiers, à galets, à litages obliques ou plans, suggère aussi un régime élevé de courant, avec un taux de décharge élevé, comme le montrent les modèles expérimentés en laboratoire par A.K. Fahnestock et W.L. Hauschild (1962).

c) Les horizons minces de grès straticulés, à lamines entrecroisées ou planes, suggèrent le passage à un régime d'écoulement plus faible, suivi d'un taux de décharge moins important avec une vitesse d'écoulement qui diminue sensiblement.

d) Les détritiques fins (siltites et argilites) de la partie sommitale indiquent un dépôt tranquille de particules détritiques fines en suspension dans l'eau.

2.6. Environnement de dépôt.-

Les différents types de dépôts fluviatiles, sont schématisés sur la fig.9. Les alternances régulières de grès fluviatiles et d'horizons silto-argileux ou charbonneux, avec des lits à radicelles (dépôts émergés ou sous très faible épaisseur d'eau) indiquent un environnement subaérien, périodiquement envahi par un réseau fluviatile.

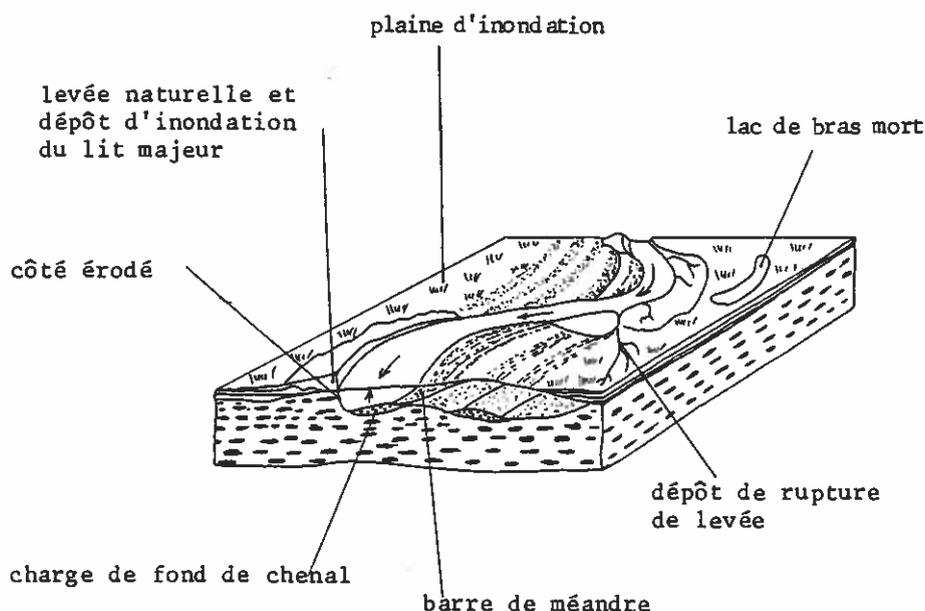


Fig. 9 .- Représentation sur bloc diagramme des différents types de dépôts fluviaux (d'après Singh, 1972 *in* Reineck et Singh, 1973).

L'abondance des stratifications obliques métriques suggèrent que certains termes se sont déposés par accrétion latérale. Ce mode de formation est généralement observé dans les dépôts anciens et actuels dans les remplissages de chenaux dans les barres de méandres ou de chenaux (Allen, 1970 ; Walker, 1975 a).

Les structures de creusement et de remplissage de chenaux métriques ("scour and fill structures") peuvent représenter un dépôt alluvial de début d'inondation par débordement du lit majeur -"overbank deposit"- (Stanley, 1968 ; Reineck et Singh, 1973).

Les dépôts plus fins recouvrant le terme précédent peuvent toujours représenter des dépôts d'inondation à partir du lit majeur (dépôts à accrétion verticale) mais leur étendue devient beaucoup plus importante.

Le terme sommital, beaucoup plus fin, traduit un milieu plus calme, émergé par endroits, à sédimentation moins importante, probablement dans une plaine soumise à des inondations périodiques (dépôt de plaine d'inondation) ; l'aspect laminé peut résulter d'inondations répétées annuellement ou saisonnièrement.

3- LES COUCHES DE HOUILLE.--

Le bassin houiller de Carmaux diffère sensiblement des autres bassins stéphaniens du Massif Central par la fréquence des couches de charbon par rapport à celle des sédiments détritiques. Cette fréquence est plus élevée : les couches de houille sont nombreuses (23 couches) et épaisses (2 à 20 m) et ne sont séparées entre elles que par une faible épaisseur de sédiments détritiques (10 à 40 m), généralement fins. Notons qu'à Decazeville (Vetter, 1968) les couches de houilles, aussi épaisses, sont moins nombreuses et localisées dans des faisceaux ; les faisceaux sont séparés par des as-

sises détritiques d'épaisseur considérable pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres.

3.1. La géométrie des veines de houille.-

Les veines inférieures (Marguerite, J, I et G: fig.4) n'occupent pas la totalité de l'aire du bassin ; de la veine Marguerite à la veine G, on assiste à une augmentation de leur superficie vers le Nord (fig.10) Seul le faisceau moyen et supérieur atteint la bordure nord du bassin.

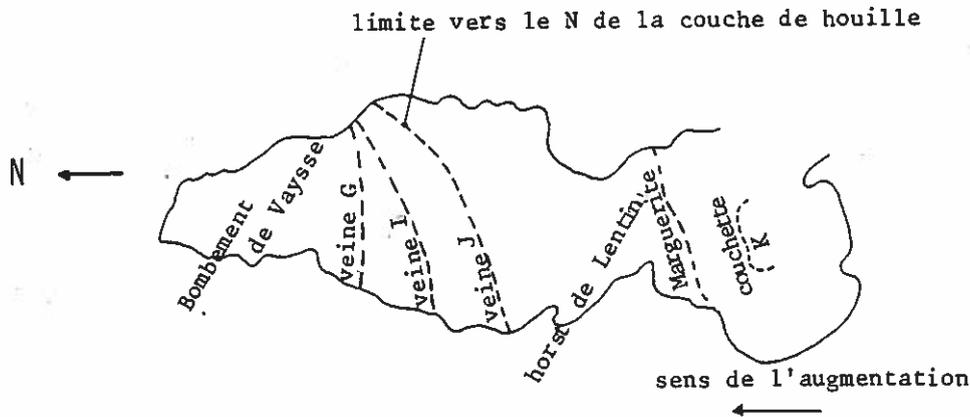
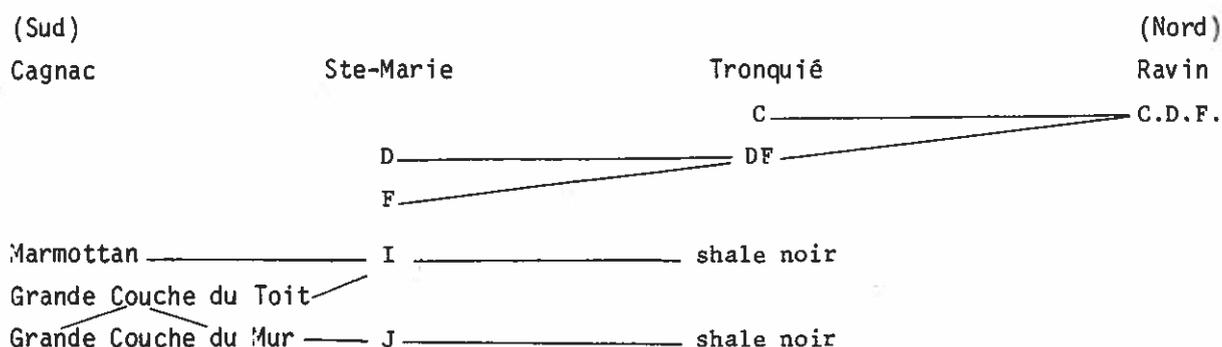


Fig.10.- Augmentation de l'étendue des couches de houilles inférieures.

Quand les couches n'atteignent pas l'extrémité nord, elles passent latéralement vers le Nord, notamment les veines I et J, à des shales charbonneux ou à des lits de charbon impur. Un tel phénomène est décrit par Hacquebard et Donaldson (1969) dans le bassin limnique de Pictou (Nouvelle-Ecosse) ; ces auteurs emploient le terme de "lithification" et l'influence des éléments détritiques plus grande sur la bordure du bassin doit être la cause principale de ce phénomène. P. Vetter (1968) signale un fait identique sur les bordures est et ouest de la grande couche de Bourran, dans le bassin de Decazeville.

A Carmaux, la "lithification" peut aussi être observée dans les veines de houille et affecter un horizon de la veine sur toute l'étendue du bassin (exemple : charbon impur du toit et du mur de la veine G).

Du Sud au Nord du bassin, on constate que certaines couches de houille s'accolent (phénomène de dichotomie des couches du Nord vers le Sud).



Des accolements localisés entre la Grande Couche du Mur et la Grande Couche du Toit sont observables au Sud de Cagnac.

Dans cette même cuvette, les couches puissantes (10 à 20 m) sont par endroits décapées et remplacées par des sédiments détritiques. Il s'agit d'un phénomène d'érosion de couche ou d'un remplissage localisé, contemporain du dépôt de la houille, suggérant un paléochenal de rivière ou de cône alluvial ou le résultat de coulées boueuses dans le marécage houiller. De tels phénomènes sont fréquents dans le bassin paralique franco-belge et sont désignés par le terme de "wash-out" (Stassen, 1949).

La présence de nombreuses intercalations stériles à l'intérieur des veines de houille semble une particularité de ce bassin et découpe les veines en plusieurs "sillons" (fig.11).

Ces intercalations sont plus épaisses dans la partie sud-est de chaque sous-bassin, là où la couche de houille atteint la plus grande épaisseur. Il s'agit là de dépôts fins (grès, silt et argiles) qui représentent des éléments détritiques soit accumulés dans un lac soit le résultat d'une inondation de rivière (dépôt de plaine d'inondation) soit la trace d'une émergence (paléosol : shales à radicules).

Certaines intercalations, constantes sur tout le bassin d'épaisseur rigoureusement identique, sont des paléocinérithes (Vetter, 1962 : gores, gores mixtes et tonsteins).

Ces veines de houille, au moment de leur dépôt, semblent affectées par les directions structurales N80 et N140 (voir carte d'isopaque, fig.19) et les aires de plus grande épaisseur ont sur carte une forme en losange ou en amygdale.

Toutes ces observations ne suffisent pas à indiquer si le charbon s'est déposé, en même temps sur tout le bassin par simple accréation verticale ou si, une même couche ou un même "sillon", s'est formé à des périodes différentes suivant le lieu de dépôt dans le bassin, par simple accréation latérale.

Conclusion partielle. — La phase de sédimentation du charbon est contemporaine dans certains cas de la phase de sédimentation détritique qui s'exprime par des phénomènes tel que "wash-out", "lithification", anastomose. Cette période de sédimentation est entrecoupée d'apports de détritiques fins, à relier probablement à un environnement lacustre ou de plaine d'inondation : ainsi des minces lits silto-gréseux ou de shales à radicules sont les témoins d'une émergence momentanée ou d'une très faible

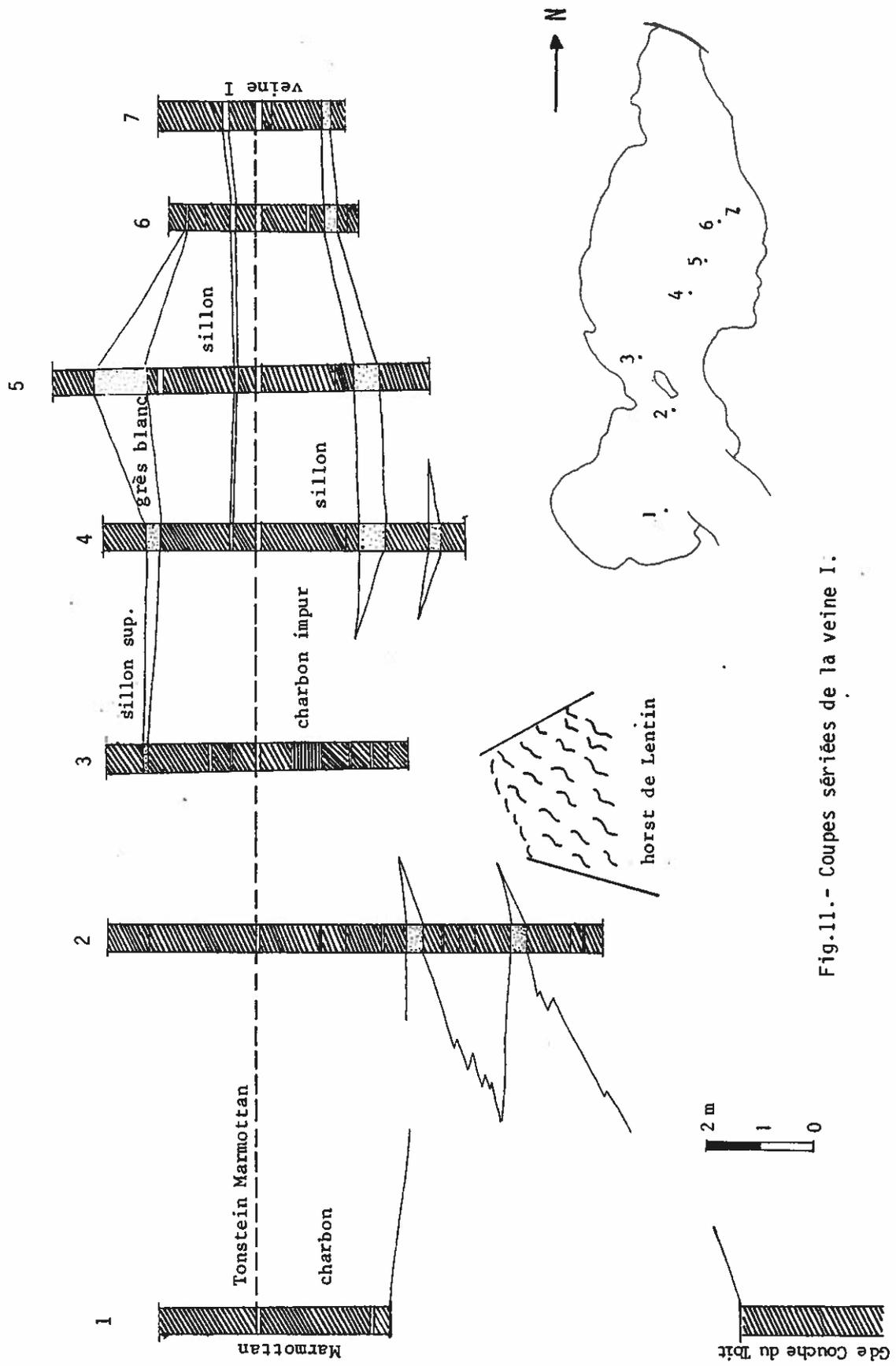


Fig.11.- Coupes sériees de la veine I.

hauteur d'eau pendant l'apport végétal.

3.2. Les caractéristiques du charbon.-

3.2.1. Aspect macroscopique.-

Un échantillon provenant de la couche V a été examiné à l'oeil nu. Il s'agit d'une alternance de bancs brillants (2 à 7 mm d'épaisseur) et de bancs mats durs à lentilles de fusain (matière végétale qui tache les doigts).

Selon la terminologie d'Alpern et al. (1970), les lits noirs brillants, à cassures conchoïdale, indiquent du vitrain, alors que les bancs mats (1 à 2 cm), durs, granuleux, caractérisent du durain.

Certains lits, épais de quelques centimètres, sont constitués de charbon mat avec de nombreuses intercalations lenticulaires de charbon brillant, ce qui donne à ces bancs un aspect laminé. La pyrite y est abondante, aussi bien dans les diaclases que dans les plans de stratification.

Le charbon nous apparaît donc comme ayant le même aspect que les roches sédimentaires (litages et laminations).

Aucune étude pétrographique microscopique n'a été réalisée, car ce n'était pas le but de ce travail, mais il est certain que pour la compréhension du mode de mise en place, elle donnerait probablement des indications précieuses sur l'environnement et le dépôt des couches de houille (Hacquebard et Donaldson, 1969 ; Smith, 1962 ; Navale, 1962).

3.2.2. Caractéristiques technologiques.-

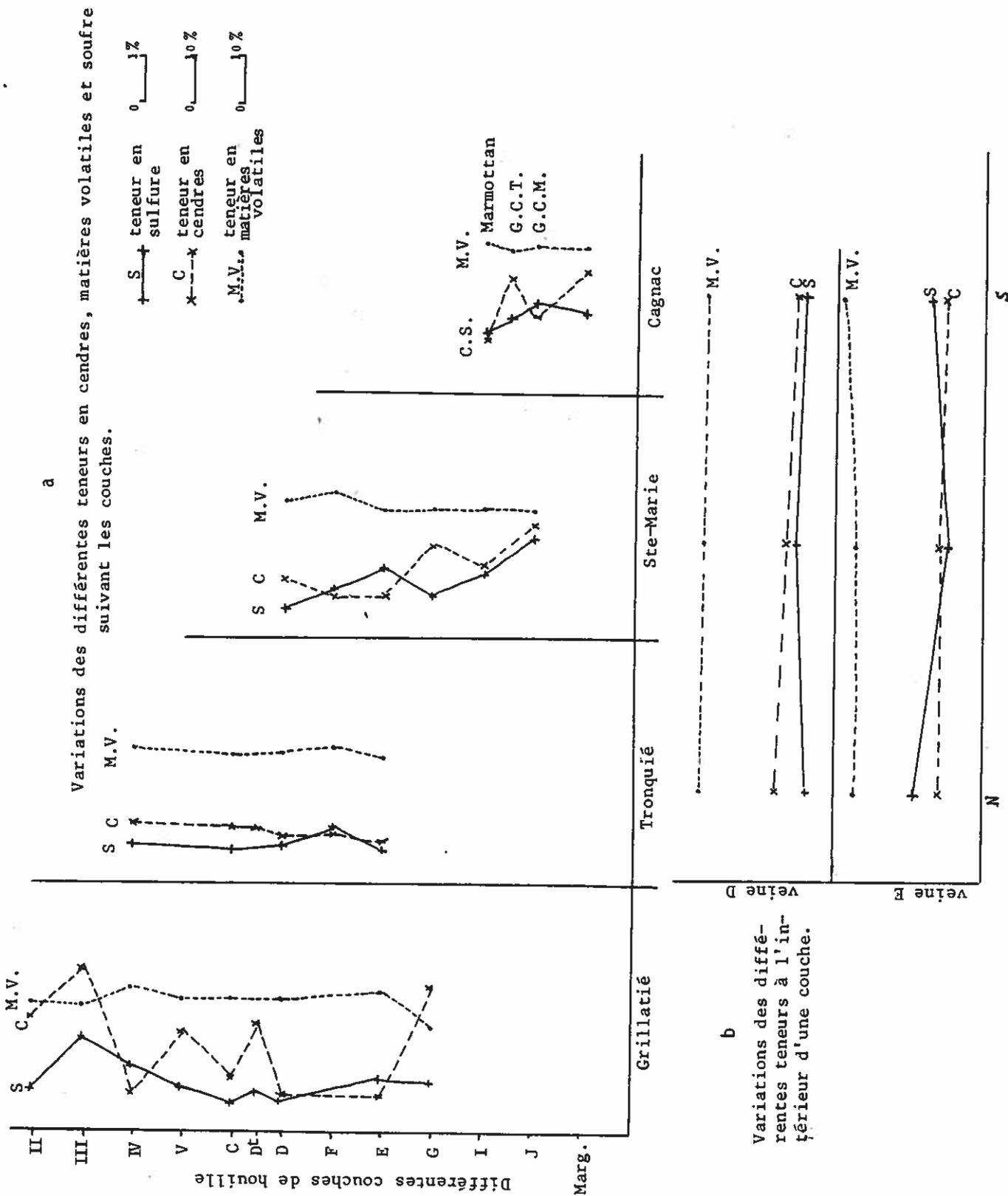
Une analyse de la teneur en cendres, en matières volatiles et en soufre a été réalisée, pour chaque veine de houille, sur le charbon brut, par les laboratoires des Houillères d'Aquitaine :

- la teneur en cendres oscille entre 10 et 32% ; cette teneur varie suivant la couche considérée (fig. 12 a) et reste constante pour une même couche (fig. 12 b) ou un même horizon ;
- la teneur en matières volatiles a des fluctuations moindres (24-29 %) ;
- la teneur moyenne en soufre est de 1%.

Le rang n'a pas été déterminé.

Ces analyses approximatives suggèrent une comparaison possible avec les caractères des charbons de Pictou (Hacquebard et Donaldson, 1969) où la teneur en cendres varie de 10 à 21%, la teneur en sulfure de 0,7 à 2,5% et la teneur en matières volatiles de 25 à 37%. Selon la terminologie donnée dans l'"International Handbook of Coal Petrography" (I.C.C.P., 1963) et dans la "Pétrologie des charbons" (Alpern et al., 1970), les charbons de Pictou sont considérés par Hacquebard et Donaldson comme hypautochtones et s'opposent aux charbons autochtones du gisement de Sydney (toujours en Nouvelle-Ecosse) dont la teneur en cendres est faible (4,5 à 11,5 %), les teneurs en matières volatiles (36-40%) et en sulfures (2,0-5,3%) étant élevées. Toujours selon les mêmes auteurs, la teneur élevée en cendres des charbons hypautochtones de Pictou est

Fig.12.- résultats d'analyses de laboratoire.



due à la présence de quartz détritiques microscopiques inclus dans la houille. A Carmaux, le manque d'observations microscopiques ne nous permet pas de proposer une ou plusieurs causes possibles pour expliquer cette forte teneur en cendres.

3.2.3. Les caractères palynologiques.-

Les caractères palynologiques du bassin houiller de Carmaux ont été définis par l'équipe de J. Doubinger et en particulier, grâce à la thèse de M. Pi-Radondy (1968).

Les associations rencontrées ont d'abord une valeur stratigraphique (Doubinger et al., 1965 ; Liabeuf, Doubinger et Alpern, 1967 ; Pi-Radondy, 1968 et 1971). Mais l'étude des variations du pourcentage de chaque espèce d'une même association à l'intérieur d'une couche peut suggérer des environnements de dépôts différents dans le temps ou dans l'espace lors du dépôt d'une couche (Pi-Radondy, 1968 ; Hacquebard et Donaldson, 1969).

a) Variations verticales dans les associations floristiques.-

Les diagrammes établis par le laboratoire de J. Doubinger et communiqués à la Houillère par P. Vetter (rapport inédit, 1963) suggèrent des variations verticales relatives au nombre d'espèces d'une même association, probablement à attribuer à des variations d'environnements.

Ces diagrammes résultent d'un échantillonnage continu et serré (1 échantillon tous les 50 cm en moyenne) dans la couche de charbon, et ne mentionnent que les espèces principales (espèces dont le nombre de spores est supérieur à 5% du total des spores répertoriées). La figure 13 montre la répartition des espèces dans les veines Mar-mottan et Grande Couche du Toit du secteur de Cagnac (veine I de la cuvette nord).

L'analyse succincte de ce diagramme montre que :

- le genre *Calamospora* diminue quand le genre *Punctatosporites* augmente,
- le genre *Densosporites* présente un maximum dans la partie moyenne des "sillons" de cette couche alors que le genre *Florinites* est à son minimum,
- globalement le genre *Punctatosporites* augmente quand le genre *Florinites* diminue.

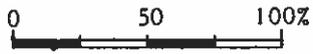
Interprétation.- D'après l'étude de M. Pi-Radondy (1968), le genre *Punctatosporites*, ayant comme plantes-mères les Marattiales, c'est-à-dire des Fougères arborescentes, provient de plantes vivant dans des zones humides, probablement de bordure de marécage houiller. Le genre *Calamospora* dérive des Calamitales, Naeggerathiales, Sphenophyllales et Lycopodiales, donc de groupes suffisamment variés pour avoir des habitats différents. Il s'agit essentiellement de plantes arborescentes (Hacquebard et Donaldson, 1969, p. 171) et ce genre varie dans le même sens que *Florinites* (fig. 13). Le genre *Densosporites* est représentatif de plantes telles que les Sélaginelles et les Lépidodendrons qui sont considérées comme des hygrophytes. Les affinités botaniques des *Florinites* sont les Cordaïtales, les Cycadofilicales et les Coniférales, qui sont des plantes arborescentes colonisant les milieux éloignés du marécage houiller, généralement secs.

Fig.13.- Variation relative des spores et des pollens dans une couche de houille

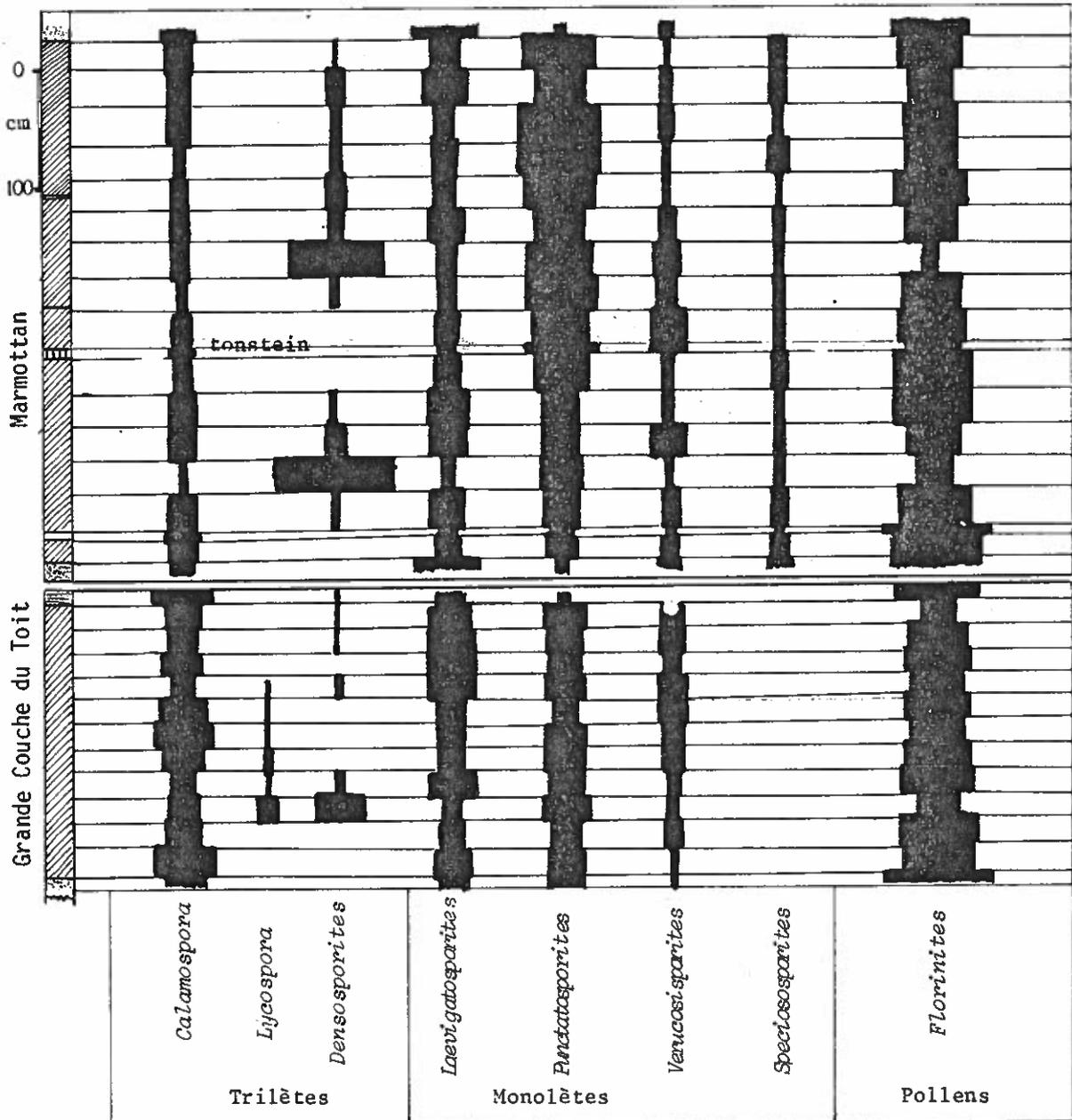
diagramme de J. Doubinger (1963)

n=9500 (veine Marmottan)

n=6550 (Grande Couche du Toit)



les genres dont le nombre est inférieur à 5% ne sont pas mentionnés



La prédominance de telle ou telle espèce de l'association palynologique dans les différents horizons d'une couche de charbon traduit soit des environnements de formation de tourbe différents (matière végétale accumulée en milieu émergé, périodiquement immergé ou immergé en permanence), soit une origine de la matière végétale différente (charbon autochtone ou allochtone) et cela suggère deux hypothèses de formation de la houille :

- Le niveau de l'eau varie dans le bassin houiller au moment de l'accumulation et de la formation de la matière végétale ; (1) à un maximum de *Densosporites* correspond un environnement marécageux avec une végétation suggérant un milieu inondé (zone limnique) ; (2) à un maximum de *Punctatosporites* correspond une zone de bordure de marécage, périodiquement immergée (zone limno-thelmatique) ; (3) à un maximum de *Florinites* correspond un dépôt de matière végétale en milieu sec, zone émergée où se développe une forêt. Cette hypothèse ne fait intervenir que la formation de houille *in situ* (origine autochtone).

- L'origine du charbon est différente suivant l'horizon de la couche considérée et (1) à un maximum de *Densosporites* correspond une accumulation végétale *in situ* dans le lac houiller ; (2) à un maximum de *Punctatosporites* correspond une accumulation végétale dans le lac, de provenance en partie *in situ* et en partie des bordures proximales (origine hypautochtone) ; (3) à un maximum de *Florinites* correspond une accumulation essentiellement allochtone (cas de la veine Marguerite, Dion et al., 1979) provenant des reliefs environnants ; cette hypothèse développée par M. Pi-Radondy (1968, p. 143) suggère que le bassin houiller était en permanence inondé (bassin limnique) mais l'apport végétal avait des origines variées.

Pour trancher en faveur de l'une ou l'autre de ces hypothèses, une étude pétrographique détaillée serait nécessaire et permettrait probablement de caractériser l'environnement de dépôt de chaque horizon.

Entre deux couches de houille (dans le stérile), les assemblages de spores sont différents et présentent des affinités avec des associations significatives d'un âge plus récent (Hacquebard et Donaldson, 1969 ; comm. orale de J. Doubinger). Ce fait indique un changement radical dans le type de végétation entre le dépôt de deux couches de houille. La végétation au moment du dépôt d'une couche réapparaît lors du dépôt de la couche suivante : il s'agit d'un retour des mêmes plantes mais en proportions différentes.

b) Les variations latérales.-

M. Pi-Radondy (1968) a mis en évidence des variations latérales de composition palynologique du même ordre que les variations verticales et celles-ci s'accordent avec les deux hypothèses énoncées précédemment.

3.2.4. Conclusions partielles.-

L'aspect lité, la présence de lits d'argilites à radicules suggèrent une origine autochtone pour la houille ; par contre l'aspect microlité par endroits, la forte te-

neur en cendres, une partie du contenu palynologique et la grande épaisseur de certaines couches nous permettent d'envisager une origine allochtone. Les caractéristiques de la houille de Carmaux semblent se rapprocher de celles qu'ont données Hacquebard et Donaldson (1969) pour le bassin houiller hypautochtone de Pictou (Canada).

La rythmicité observée dans les veines de houille peut être comparée à celle des sédiments détritiques et la cause serait à rechercher dans la variation de la vitesse de subsidence (Bouroz, 1960) ou dans la périodicité du climat : alternances de périodes globalement plus humides et globalement plus sèches, suggérées par les assemblages palynologiques.

4- LES ASSOCIATIONS SEDIMENTAIRES OBSERVEES AU TOIT DES COUCHES.—

Le toit des couches de houille est généralement constitué, de bas en haut, par des dépôts de shale noir à végétaux fossiles et de grès silteux à stratification plane bien marquée (grès fins à feuillets). Ces horizons du toit se sont formés par accretion verticale (pas de litage oblique) et présentent une grande continuité. Par endroits, ils sont érodés par les termes de base des séquences fluviatiles du mur des couches superposées. Il peut s'agir de dépôts terrigènes mis en place dans des zones éloignées d'un chenal fluviatile (plaine d'inondation) ou dans un lac comme séquence de comblement (séquence négative de Picard et High, 1968).

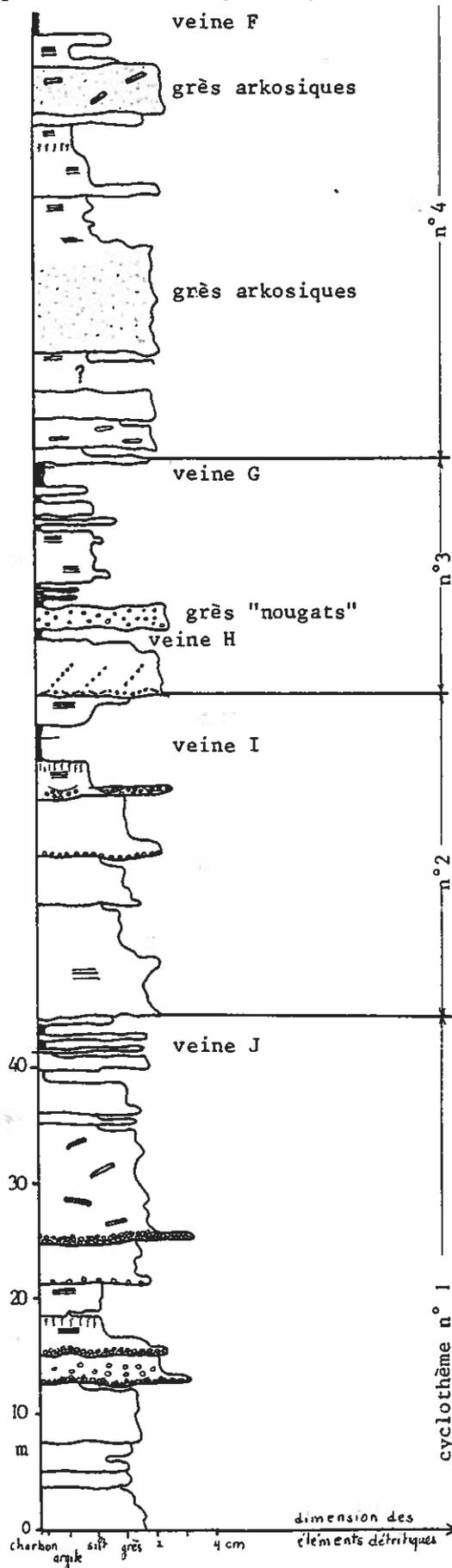
L'existence d'un faciès particulier m'a été indiquée par H. Gras, au toit de la veine H (fig.14). Il s'agit d'un lit plurimétrique de grès à éléments détritiques, inférieurs au centimètre, emballés dans une matrice abondante. Une telle roche, selon Paquette (1980), présente tous les caractères d'un sédiment résultant de coulées boueuses dans un environnement lacustre ("grès nougats" observés par cet auteur dans le bassin de l'Aumance) ; mais leur grande continuité caractéristique de ce type de roche à l'Aumance, reste à vérifier à Carmaux.

Ces associations sédimentaires viennent mettre fin à la sédimentation végétale et sont induites par les causes qui ont provoqué l'arrêt du dépôt de la houille. Elles peuvent résulter : (1) soit d'une émergence prolongée du marécage houiller, avec un assèchement et le retour à un système fluviatile, dû à un arrêt de la subsidence ; (2) soit d'une augmentation de la vitesse de subsidence qui provoque un approfondissement du lac houiller avec destruction de la végétation *in situ* et dépôt, sur toute la surface du lac, de matériel détritique fin. La mise en place d'un haut niveau d'eau est favorable à la conservation et à l'enfouissement de la matière végétale (Anderson, 1964). Une troisième hypothèse serait de considérer un enfoncement du bassin, de même valeur que celui qui existait au moment du dépôt de la couche, mais avec l'apparition d'un climat globalement plus humide qui contribuerait à une élévation de la hauteur d'eau dans le bassin (mise en eau généralisée) et l'installation d'un lac.

Dans tous les cas, après la période de dépôt de matière végétale, on assiste à un envasement quasi-général du bassin.

Fig.14.- Coupe du Stéphanien dans le secteur de Ste-Marie (d'après coupes de sondages et relevés en galerie)

Légende: voir fig.7.



5- SEDIMENTATION CYCLIQUE DANS UN BASSIN HOUILLER INTRAMONTAGNEUX.—

Ainsi venons-nous d'établir des mégaséquences ou cyclothèmes (Bersier, 1953), composés de trois types d'associations sédimentaires (fig.14 et 15) :

- les dépôts fluviatiles du mur des couches ;
- les dépôts des veines de houille dans un environnement palustro-lacustre entrecoupé d'apports intermittents fluviatiles ou lacustres ;
- les dépôts fluvio-lacustres du toit traduisent un envasement général du bassin après le dépôt du charbon.

Nous voyons donc que le terme "charbon", comme l'avait remarqué A. Bersier (1958), ne termine pas un cyclothème. Ce terme ne repose jamais sur une assise détritique grossière (grès à galets et conglomérats), si bien que le dépôt de matière organique et sa conservation ne peuvent se faire que dans un environnement lointain par rapport aux chenaux fluviatiles, abrité de l'apport terrigène, probablement dans la plaine d'inondation ou dans un lac : aire suffisamment tranquille pour permettre le développement et l'accumulation de matière végétale. Actuellement dans les dépôts deltaïques du Mississipi, la croissance de la végétation avec formation de tourbe se fait préférentiellement dans les zones situées entre les chenaux et susceptibles d'être inondées par les crues des lits majeurs ; de telles inondations ne se traduisent que par un apport de sédiments détritiques fins (Fisk, 1960).

Les basses terres susceptibles d'accumuler la tourbe ne demandent pas forcément une subsidence continue au moment de l'accumulation végétale, mais la compaction plus grande de la matière végétale peut créer un approfondissement relatif, par rapport aux bordures, où l'influence des détritiques est beaucoup plus importante, ce qui tend à préserver une hauteur d'eau suffisante pour la conservation de la matière organique.

A ce phénomène de développement de houille autochtone, doit se superposer un apport végétal important, en provenance des bordures du lac ou des zones émergées de la plaine fluviatile, pour expliquer la grande accumulation phytogène (couches de houilles de 2 à 20 m) : charbon hypautochtone à allochtone. Dans cette phase de dépôt de matière organique, les traits tectoniques majeurs sont soulignés (fig.20), ce qui suggère un enfoncement variable des différents panneaux découpés préalablement.

Le dépôt de matériel organique est bloqué par un envasement général du bassin. Ainsi peut se construire un deuxième cyclothème avec, tout d'abord, mise en place de sédiments détritiques d'origine fluviatile, probablement amorcée par une reprise d'érosion importante des bordures du bassin, à relier aux effets tectoniques qui, dans le bassin de Carmaux, sont étroitement solidaires de la sédimentation (cf. chapitre suivant).

Fig.15.- Mégaséquence ou cyclothème synthétique observé dans le bassin houiller de Carmaux (éléments recueillis en veine IV et V, secteur de Tronquié).

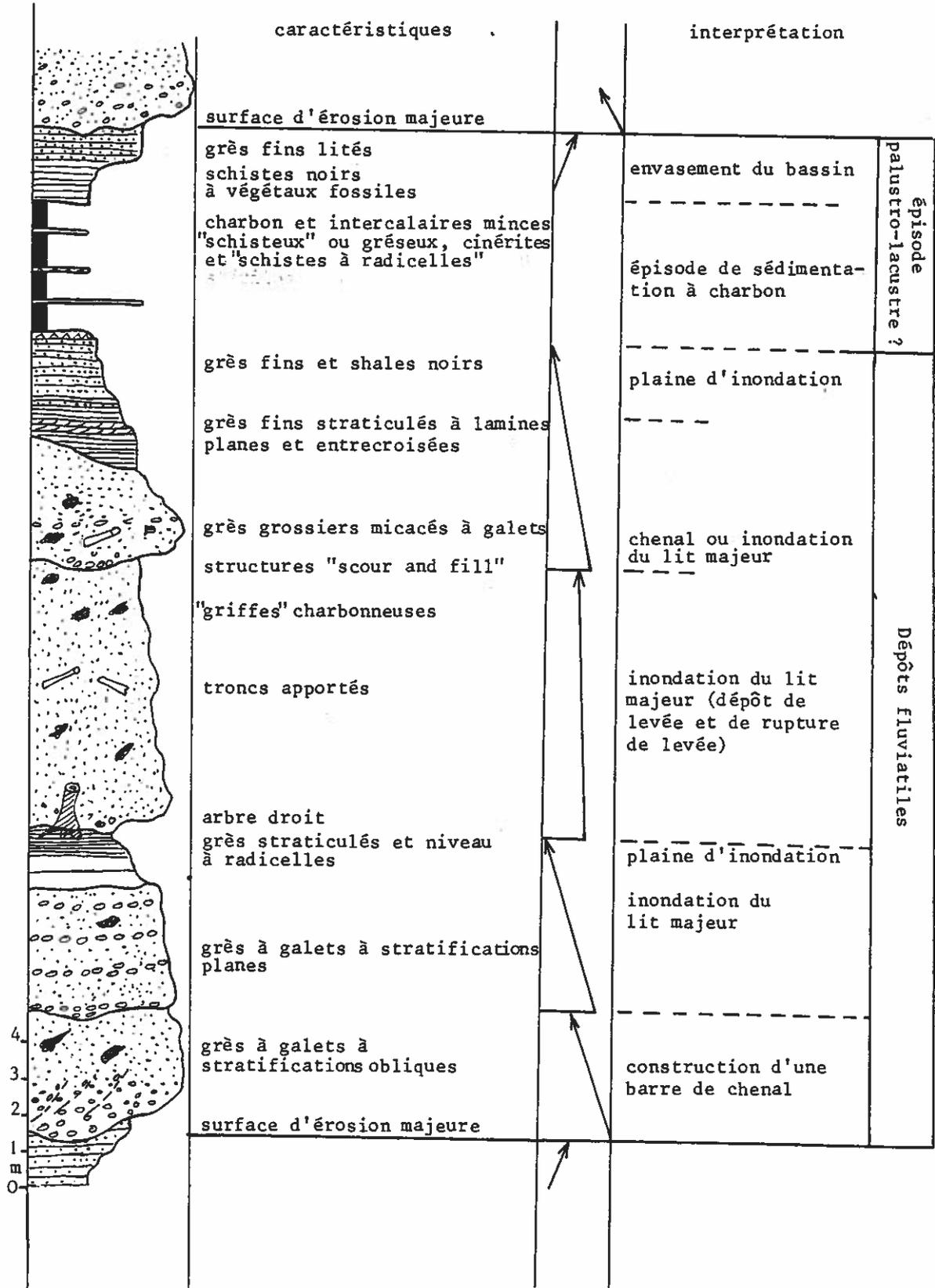
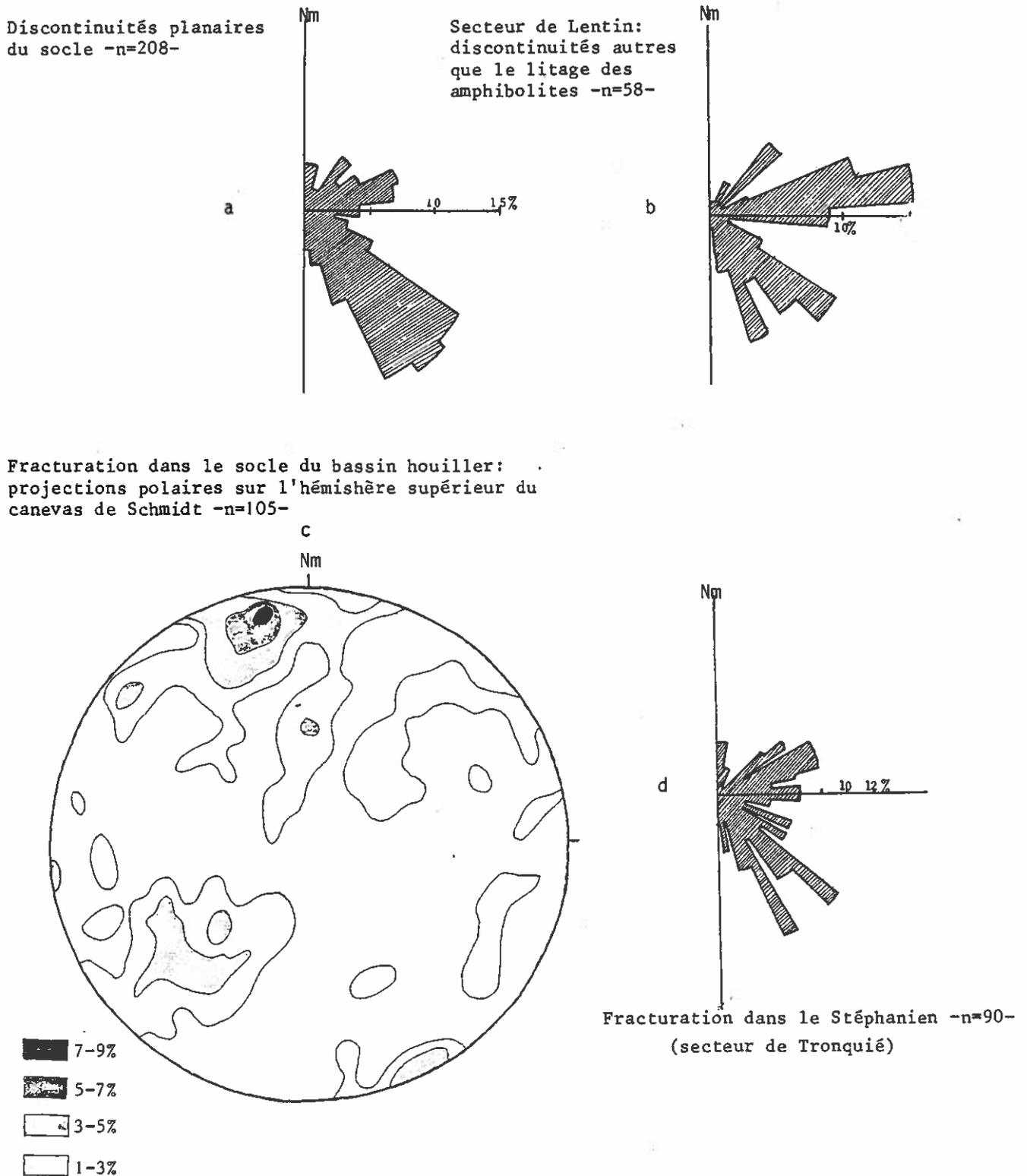


Fig.16.- Histogrammes de fréquences des directions d'anisotropie dans le socle et le houiller.



CHAPITRE IV

ETUDE TECTONO-SEDIMENTAIRE

Le bassin de Carmaux, en forme de gouttière N-S, est découpé par un système dense de fractures N 140, responsable de la formation de horsts et de cuvettes.

Les données structurales, antérieures au présent travail, sont nombreuses (Bergeyron, 1889 ; Pruvost, 1941 ; Gras, 1973 et 1978) ; par contre, aucun schéma explicatif d'un mécanisme possible de mise en place n'a été tenté jusqu'à maintenant.

1- LES DONNEES STRUCTURALES.—

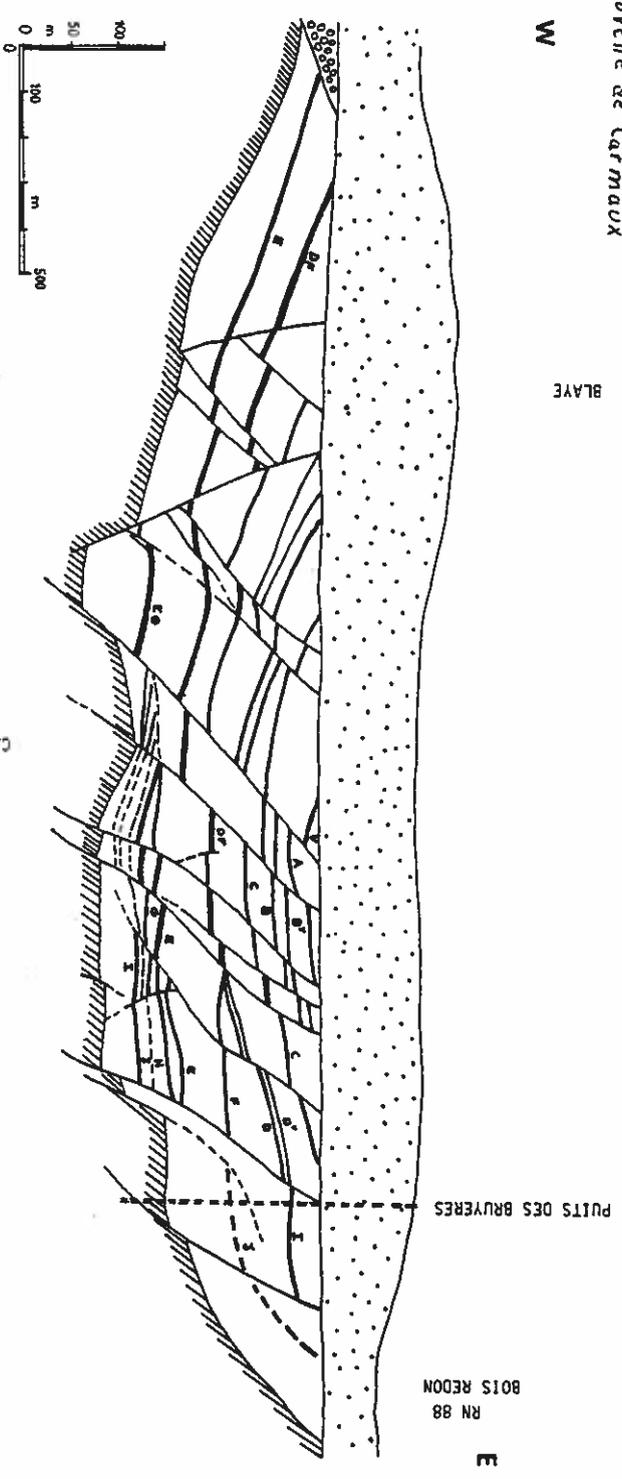
1.1. La structure du substrat.—

Le socle est recoupé par plusieurs travers-bancs (fig.3). Nous avons réalisé des mesures systématiques de l'orientation des plans d'anisotropie observés dans le socle. Il s'agit de plans recoupant au moins les deux parements des galeries de telle sorte que leur étendue est supérieure à 20 m². Ils représentent des joints, des diaclases ou des fractures mineures (?). Aucune zone de passage manifeste de "grande" fracture (avec miroir, décalage de série, etc...) n'a été repérée, si ce n'est au contact du Stéphanien et du socle, de part et d'autre du horst de Lentin.

Deux types de plans d'anisotropie sont à distinguer : (1) les plans ayant la même orientation que le litage des amphibolites ; leur direction oscille entre N 130 et N 150 et leur pendage, toujours vers le SW, entre 35 et 65° ; il s'agit probablement de joints ou de surfaces correspondant à un litage (sédimentaire ou tectonique ?) ; (2) les plans sécants au litage, de direction et de pendage variables.

Un histogramme en rosette, pour l'ensemble des plans d'anisotropie (fig.16 a), donne une image de la répartition de 208 plans mesurés et suggère que deux directions de plan sont à considérer : les plans N 140 et N 75.

a. Cuvette de Carmaux



b. Cuvette de Cagnac

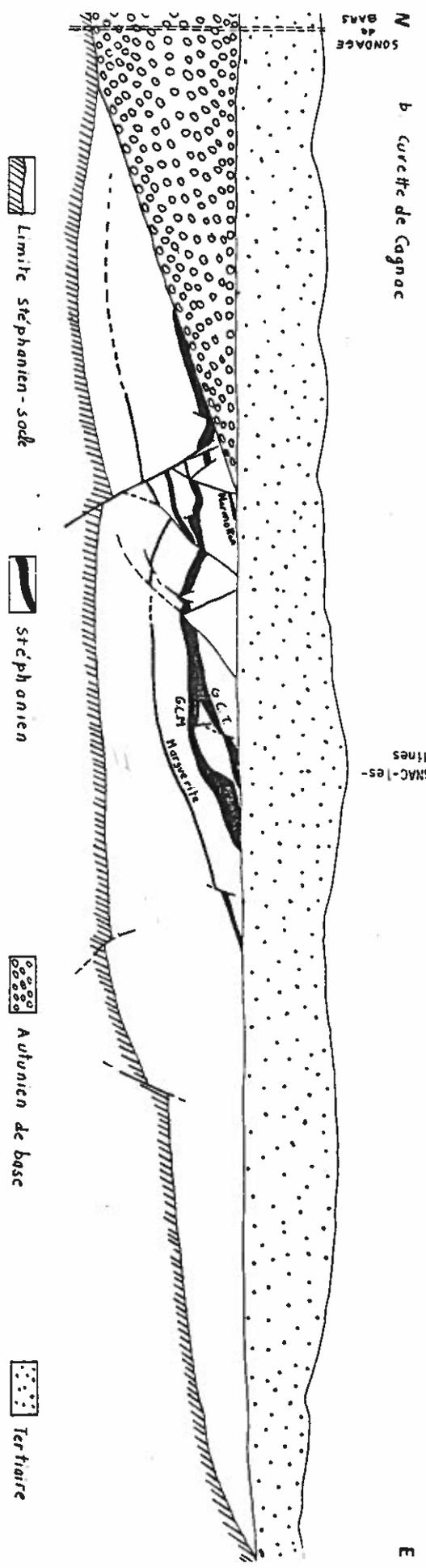


Fig. 17. - coupes structurales E-W du bassin houiller (d'après coupes à 4100 établies par le service de géométrie)

En faisant abstraction des plans liés au litage (histogramme fig.16 b), la direction d'anisotropie la plus importante est la direction N 80, mais d'autres groupes de directions apparaissent, sans aucune chronologie relative possible.

La représentation sur stéréogramme (fig.16 c) met en évidence quatre groupes de directions :

- un groupe N70 - N80 à pendage vers le NW,
- un groupe N 140 à plongement SW,
- un groupe N 40 à plongement NW,
- un groupe N 100 - N 110 à pendage N et S.

1.2. La fracturation du remplissage stéphanien.-

Les dépôts stéphanien sont intensément faillés. Chaque fracture a été reportée minutieusement sur plan par le Service de Géométrie des Houillères et l'histogramme (fig.16 d) représente l'ensemble des directions de fractures recueillies dans le secteur de la Tronquié et suggère l'existence de trois groupes de fractures :

- un groupe N 130 - N 155 (direction moyenne N 140)
- un groupe N 60 - N 75 et N 95 - N 110
- un groupe N-S très peu marqué.

1.2.1. La fracturation N 140.-

Elle est, de loin, la mieux marquée, ce qui est probablement dû à un rejeu postérieur à la mise en place des sédiments, car fréquemment ce système de fracture affecte la totalité des sédiments stéphanien.

Il s'agit des "failles de manche" (Gras, 1973) car ces fractures normales, à rejet important (fig. 17 et 18) -20 m à plus de 100 m-, découpent la série stéphanienne en lanières de quelques dizaines à quelques centaines de mètres : ces dernières constituent des panneaux, allongés N 140, basculés entre les failles de même direction (N 140) à regard sud avec effondrement du compartiment sud.

Le jeu de certaines de ces failles peut être limité à un seul horizon et par exemple n'affecter que le mur d'une couche de houille, créant ainsi une différence d'épaisseur dans la couche, de part et d'autre de la fracture (fig.17 b). Ce sont les failles de subsidence à phase dynamique éphémère (Gras, 1973).

Certaines, à rejet maximal au centre du bassin et plus faibles en bordure, sont désignées comme "failles en boutonnière" (Gras, 1973).

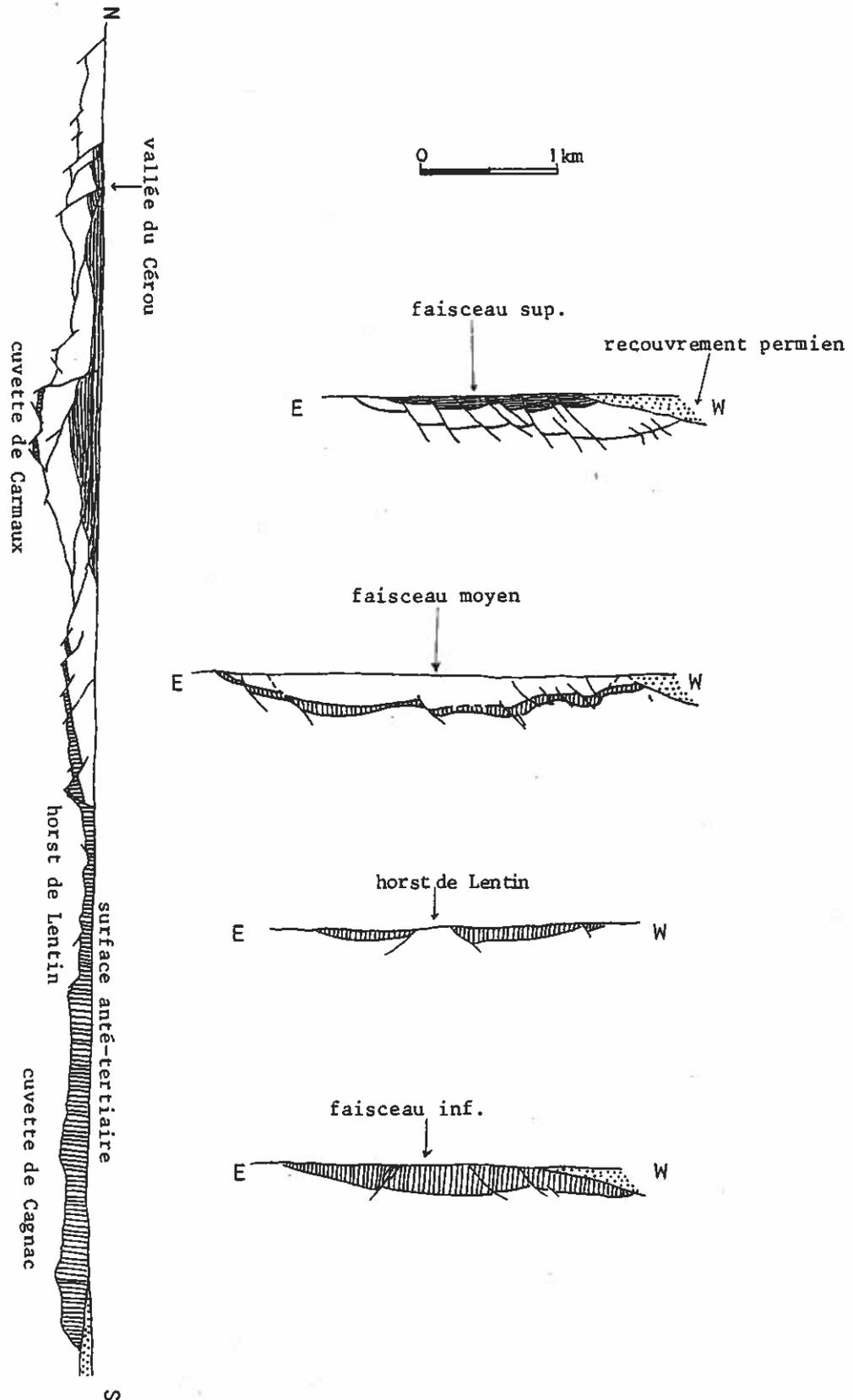
Des stries obliques, horizontales ou verticales sont observables sur les miroirs.

Le jeu de ces fractures donne une configuration particulière au bassin houiller (fig.18). Notons qu'une structure en partie comparable a été définie par F. Lillié (*in* Yerle, 1978) pour le bassin de Brousse-Broquiès (Aveyron) de direction E-W.

1.2.2. La fracturation N 65 - N 110.-

A l'intérieur des lanières N 140, de nombreuses fractures, étendues sur quelques dizaines à quelques centaines de mètres, à rejet faible vers le NW (au maximum 2 à 3 m),

Fig. 18.- Coupes structurales du Bassin de Carmaux (d'après H. Gras, 1973).



d'orientation oscillant entre N 65 - N 110, sont antérieures au dernier jeu des failles N 140, qui les décalent.

1.2.3. La fracturation N-S.-

Elle est très peu marquée et se traduit par des failles à faible rejet vers l'Est pour les fractures observées à l'Ouest du gisement dans le secteur de Blaye.

1.2.4. Les zones de fracturation subhorizontale.-

Elles ne sont pas rares et ont été mentionnées sur les coupes de sondage et sur les coupes transversales établies par le Service de Géométrie de la Houillère.

Il s'agit de zones de shales laminés où l'on observe des stries horizontales traduisant des glissements banc sur banc. De tels phénomènes peuvent expliquer l'accolement local, dans le secteur de Blaye, du mur de la veine G et de la partie supérieure de la veine H.

1.2.5. Conclusions.-

Les directions d'anisotropie du socle coïncident avec les directions de fractures des sédiments houillers, mais il est bien difficile de savoir si les failles observées dans les terrains stéphaniens affectent uniquement la partie supérieure du substrat métamorphique ou bien si ces fractures sont induites par le rejeu stéphanien ou post-stéphanien des plans d'anisotropie du socle anté-stéphanien (fracture préexistante).

2- LES EFFETS DE LA TECTONIQUE SUR LA SEDIMENTATION.-

2.1. Arguments en faveur d'une ouverture contemporaine de la mise en place des sédiments.-

La grande épaisseur des sédiments (550 à 600 m) pour une faible surface (15 km² environ) suggère un rôle important de la tectonique. Il s'agit probablement d'un fossé tectonique plus que d'une simple gouttière due à une paléovallée.

Le déplacement de l'aire de sédimentation vers le Nord coïncide avec un approfondissement du bassin, dans le temps, suivant cette direction (fig.18).

Pruvost (1941) a imaginé un mécanisme de basculement du bassin entre le dépôt du faisceau inférieur et celui du faisceau moyen.

Les horsts et les cuvettes sont ébauchés au cours de la formation du bassin: c'est ainsi que le horst de Lentin représente une barrière vers le Nord du faisceau de Cagnac. Les couches de charbon (K et Marguerite) ont leur étendue strictement limitée à la cuvette de Cagnac. La partie supérieure (veines J et I) de ce faisceau n'atteint que la partie sud de la Cuvette de Carmaux et est limitée vers le Nord par le haut-fond de la Tronquié (fig.5,18). Le groupe des veines G et H ne dépasse pas le bombement de Vaysse. Le déplacement de l'aire de sédimentation suggéré par la fig.5 explique le fait que la totalité de la série stratigraphique n'est jamais représentée sur une même verticale.

Dans le centre du bassin, aucun élément arraché au socle amphibolitique n'a été

trouvé dans les sédiments détritiques. Si l'on considère que les amphibolites occupent la partie ouest et sud du bassin houiller, l'origine des sédiments est probablement à rechercher au Nord et à l'Est.

2.2. Trace d'une tectonique vivante au Stéphaniens.-

Grâce aux coupes structurales du gisement houiller au 1/1000 orientées E-W et réalisées tous les 100 m par le Service de Géométrie des Houillères, j'ai pu réaliser des cartes d'isopaques avec précision, en annulant les effets du décalage dû aux fractures N 140. Deux cartes d'isopaques ont été établies (fig. 19 et 20 a). Elles recouvrent la totalité de la cuvette de Carmaux et représentent l'épaisseur de la veine E (fig. 19) et l'épaisseur de l'intercalaire stérile immédiatement sus-jacent -entre E et F- (fig. 20 a).

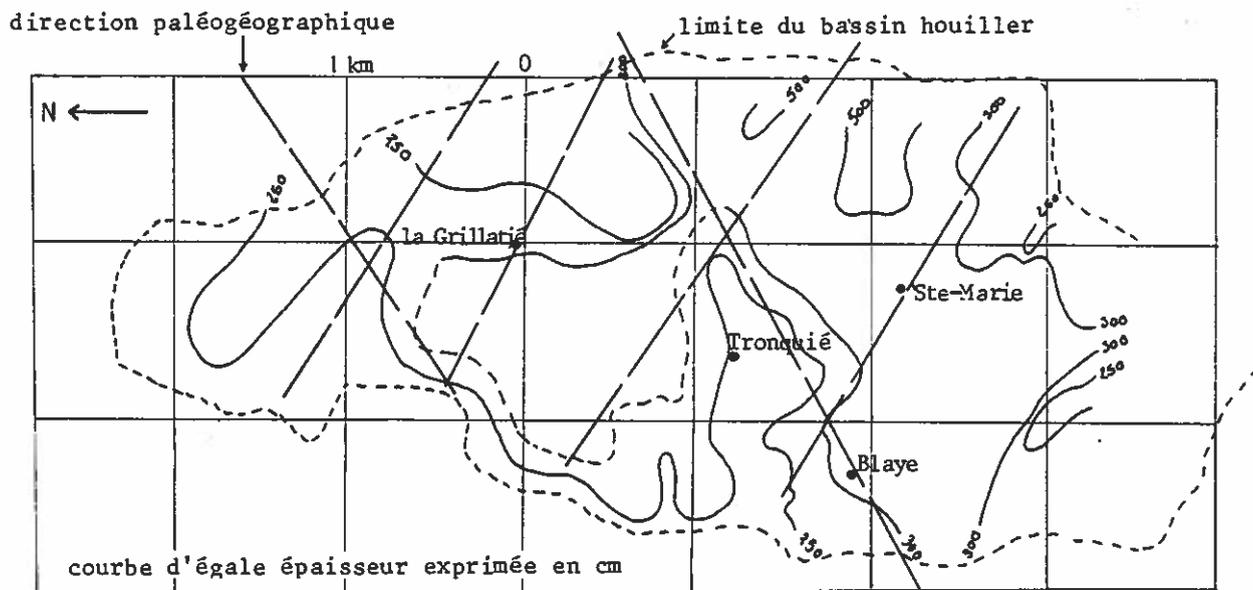


Fig. 19.- Carte d'isopaques de la veine E.

L'observation de ces cartes nous permet de distinguer deux directions N 80 et N 140 qui limitent des zones de plus grande épaisseur, ayant la forme de losanges ou d'amygdales. Les directions N 140 et N 80 coïncident avec les directions de fracturation observées dans la partie supérieure du socle et dans les terrains stéphaniens et il est logique de penser que ce type de réseau de fracturation était actif au moment du dépôt de la houille, aussi bien que pendant la mise en place des sédiments stériles. On peut considérer que le substrat est découpé en panneaux (fig. 20 b) ; sous l'effet d'une tectonique vivante, les panneaux s'affaissent indépendamment les uns des autres pendant le remplissage, ce qui est responsable d'un maximum d'épaisseur des

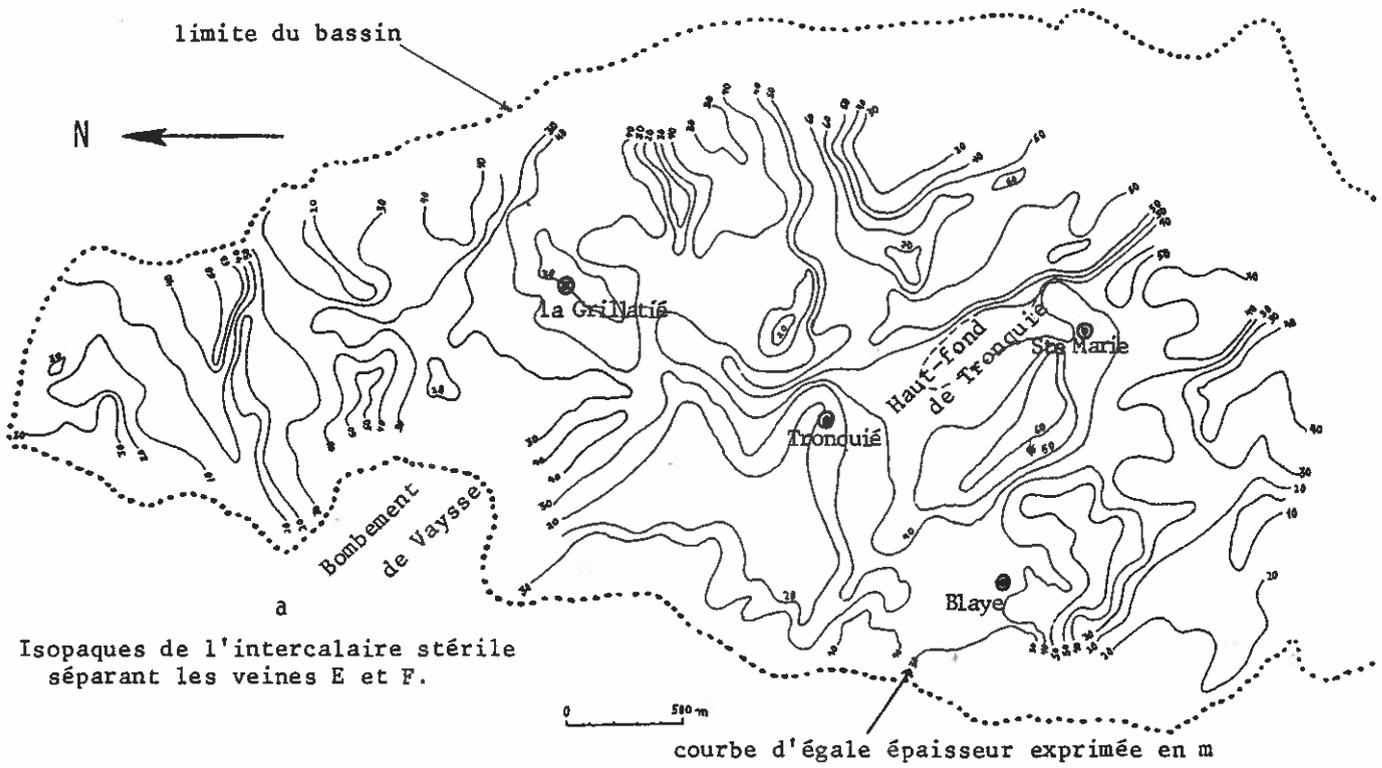
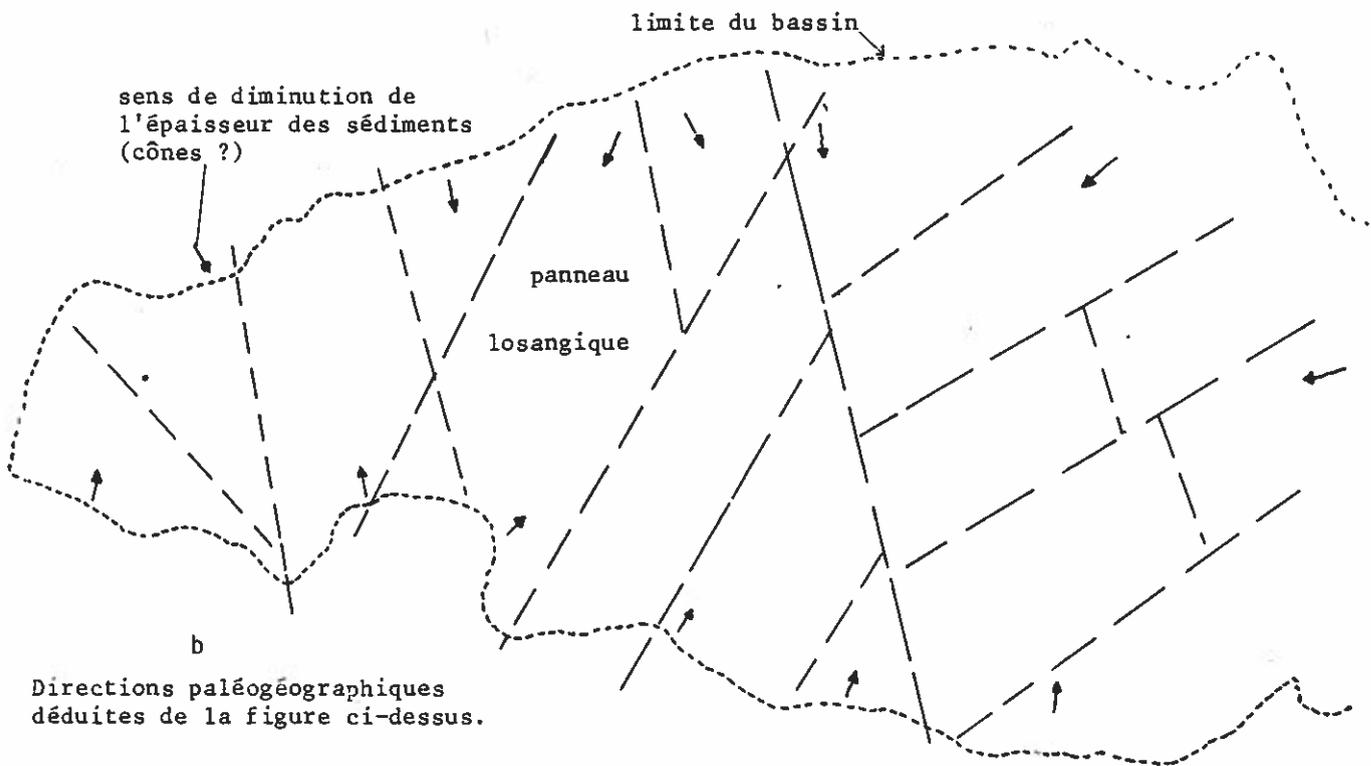


Fig.20.- Représentation de l'épaisseur des sédiments stériles entre les veines E et F. -Cuvette de Carmaux-



sédiments au centre de chaque panneau.

Après avoir résumé l'essentiel des données sédimentologiques et structurales concernant le bassin houiller, pour aboutir à une explication globale de sa mise en place, nous devons considérer le cadre géologique, et en particulier tectonique, dans lequel il s'intègre.

3- CADRE TECTONIQUE DU BASSIN HOULLIER DE CARMAUX.-

Dans la partie sud-ouest du Massif Central, après les épisodes métamorphiques qui ont affecté les séries du Rouergue (Collomb, 1964), les épisodes cassants subcontemporains de la montée des dômes granitiques, tel le batholite tardivarisque de Villefranche-de-Rouergue se sont traduits par au moins trois directions de fractures pluri-kilométriques : groupes N 20 (type faille de Villefranche), N-S (type fossé de la Salvetat-Peyralès), N110 (type Détroit de Rodez) auquel il est possible d'ajouter les dislocations E-W observées à Réquista et dans la Montagne Noire (fig.1). Ces dislocations sont toutes jalonnées par des dépôts stéphanien (Decazeville, Laguëpie-Najac, bassins du détroit de Rodez, Réquista et Graissesac). Le bassin de Carmaux, selon Bergeron (1889), est situé sur un grand accident N-S d'au moins 100 km allant de Decazeville à Réalmont. Pour P. Collomb (1964), le fossé de la Salvetat s'amortit au Nord de Carmaux. Mais, récemment, C. Serval (1979) a reconnu l'existence d'une fracture N12 (faille de Gédoul), affectant la molasse éo-oligocène de Réalmont ; selon lui, cette fracture peut représenter un rejeu tertiaire d'un accident antérieur, probablement paléozoïque.

Il n'est pas impossible que le domaine cristallin de l'Albigeois soit limité à l'Ouest, entre Carmaux et Réalmont, par une zone de fractures subméridienne (?).

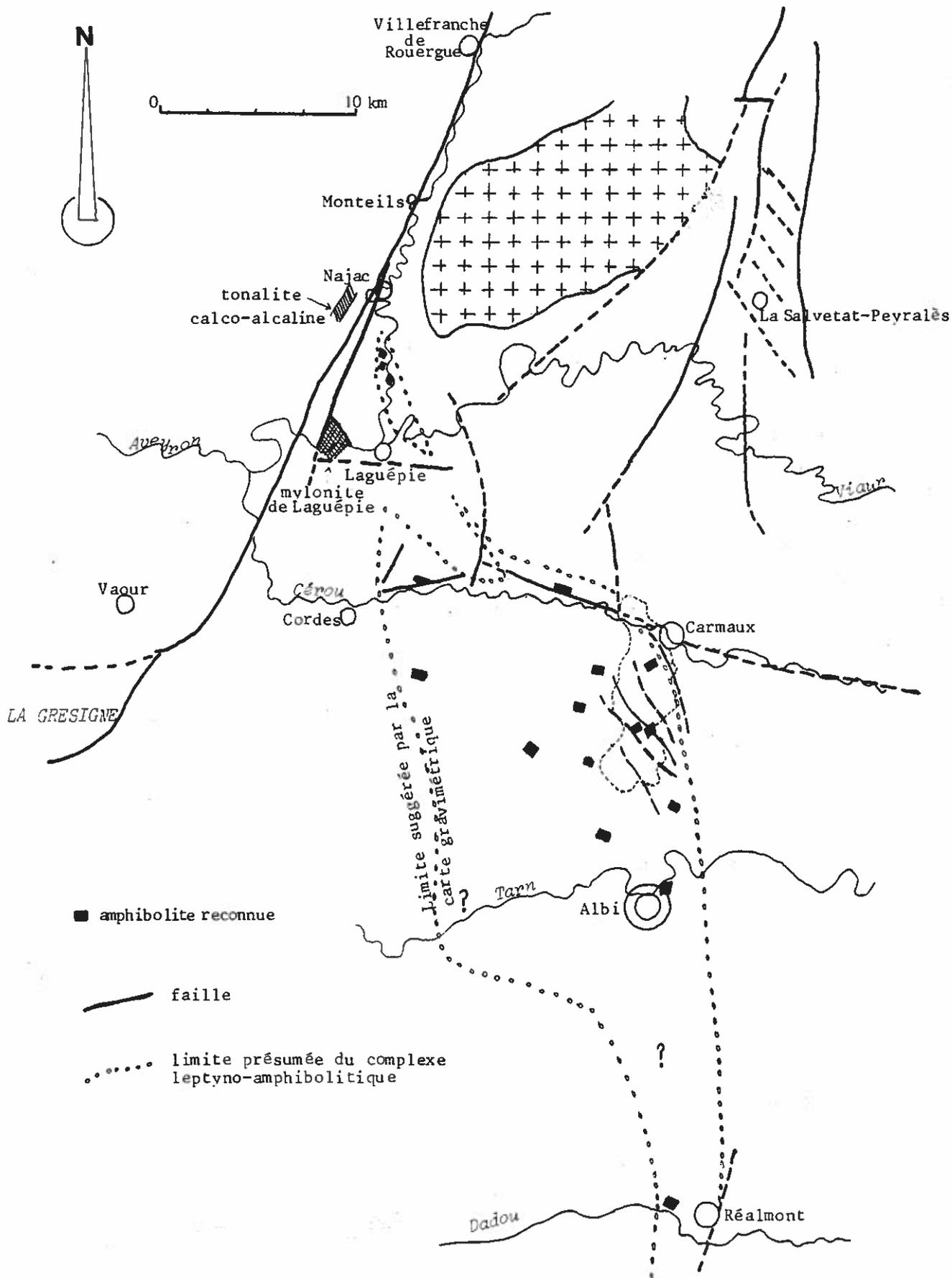
A Carmaux, la partie nord du gisement, dans la vallée du Cérou, est affectée par un accident N110, probablement paléozoïque, qui pourrait correspondre au prolongement vers l'Ouest de la dislocation de Réquista (fig.1).

A l'Ouest et au Sud-Ouest de Carmaux, la carte gravimétrique au 1.000.000^e suggère l'existence d'une forte anomalie positive, probablement due à des roches basiques (Daignières, 1980). Les amphibolites observées sous le bassin houiller peuvent être partiellement la cause de cette anomalie.

Les données d'anciens sondages de la Houillère et les contours de l'anomalie gravimétrique, reportés sur la carte à 1.000.000^e, ont été utilisés, pour établir les contours approximatifs de la série amphibolitique ou leptyno-amphibolitique donnés sur la figure 21. Une telle masse peut représenter un bloc rigide dans le socle anté-stéphanien qui a pu jouer un rôle dans la localisation et la formation du bassin de Carmaux.

Des fractures N140, comparables à celles qui affectent le Stéphanien à Carmaux, sont mentionnées dans le fossé de la Salvetat-Peyralès (Collomb, 1964). Rappelons que ce fossé est limité par un système de fractures N 20 et N 160 ayant pu jouer en cisaille-

Fig.21.- Cadre tectonique du bassin houiller de Carmaux.



ment au moment du jeu des autres grandes fractures (type sillon houiller...) ; son allure globale étant N-S, Carmaux peut être situé sur un segment N 160 (fig. 21).

4- MODELES DE MISE EN PLACE DU BASSIN HOUILLER DE CARMAUX.—

Les modèles qui vont être proposés dans ce paragraphe doivent respecter une certaine dynamique de mise en place des sédiments, à savoir : le bassin de Carmaux est le résultat de l'ouverture successive de sous-bassins correspondant à la création d'unités structurales relativement indépendantes, plus ou moins losangiques (rhomb-graben) dans une zone alignée N-S et soumise à des directions de subsidence N140 et N70-80. Cette dynamique de mise en place peut s'interpréter dans une cinématique de déformation en cisaillement :

- le long de zones de grandes fractures coulissantes par formation de zones de compression ou d'extension (Reading, 1980) susceptibles d'induire la création de bassins d'étendue modeste : ces bassins peuvent se former dans les zones de courbures ou de terminaison de grandes fractures et dans les systèmes de fractures montrant un dispositif en tresse ou en échelon (Crowell, 1974 ; Reading, 1980) ;
- dans des zones actives soumises à un cisaillement simple affectant le substratum et induites par le jeu coulissant d'une grande fracture en profondeur (Cloos, 1955 ; Wilcox et al., 1973 ; Harding, 1974 ; Soula et al., 1979).

Les faits suivants : (1) systèmes de décrochement envisagés à l'époque tardi-hercynienne dans le SW de l'Europe (Arthaud et Matte, 1975), (2) dissymétrie de l'ouverture et du remplissage du bassin, (3) la création simultanée, dans le Sud du Massif Central, de bassins houillers (fig.1) de direction orthogonale, sont autant d'indices permettant d'éliminer la possibilité d'une déformation pure (non rotationnelle), si bien que tous les modèles mécaniques, envisagés dans ce paragraphe, font intervenir des mouvements de rotation et de cisaillement.

Certains des modèles expérimentaux, décrits ci-après, ont été réalisés au laboratoire de Tectonophysique de Toulouse avec l'aide de J.C. Soula.

Dispositif expérimental.— Le dispositif est décrit sur la figure 22. Cet appareil permet d'étudier le comportement d'un corps homogène, soumis à un cisaillement

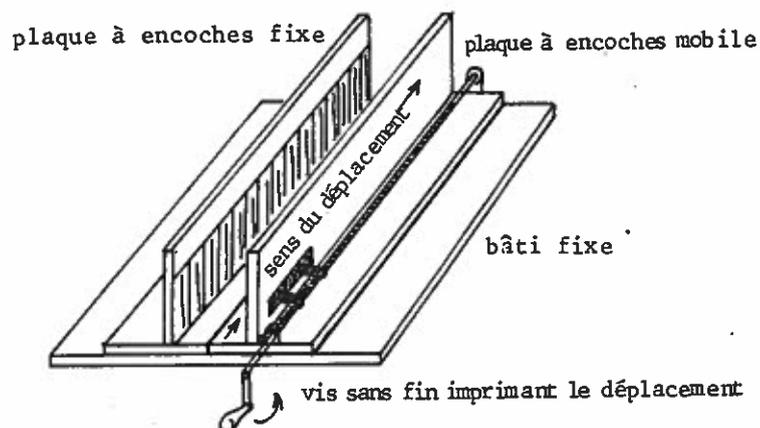


Fig. 22.- Dispositif expérimental.

simple. Dans nos expériences le substrat du bassin houiller de Carmaux est modélisé par un bloc de pâte à modeler de taille 20x10x3 à 4 cm. Les grandes fractures pré-existantes susceptibles d'avoir joué un rôle dans la formation du bassin, sous l'effet du cisaillement, sont simulées, sur le modèle, par des entailles de 1 cm de profondeur environ. Les sédiments stéphaniens sont, ici, représentés par une couche (4 à 5 mm d'épaisseur) de poudre, soigneusement égalisée, obtenue à partir d'un grès par broyage et sélection de la fraction comprise entre 0,125 μ et 500 μ .

La validité d'un tel modèle suppose une approximation fondamentale : le socle, dans la réalité, se comporte comme une substance homogène. On peut considérer qu'un tel comportement est atteint quand le corps comprend au moins cinq systèmes de glissement indépendants (critère ^{de ductilité} de Von Mises). Cette approximation semble fondée pour le socle rouergat qui a subi plusieurs phases tectoniques successives depuis le Précambrien jusqu'au Paléozoïque supérieur.

4.1. Décrochement sénestre subméridien agissant sur une zone affectée par des fractures N 140.-

a) Description du modèle mécanique.-

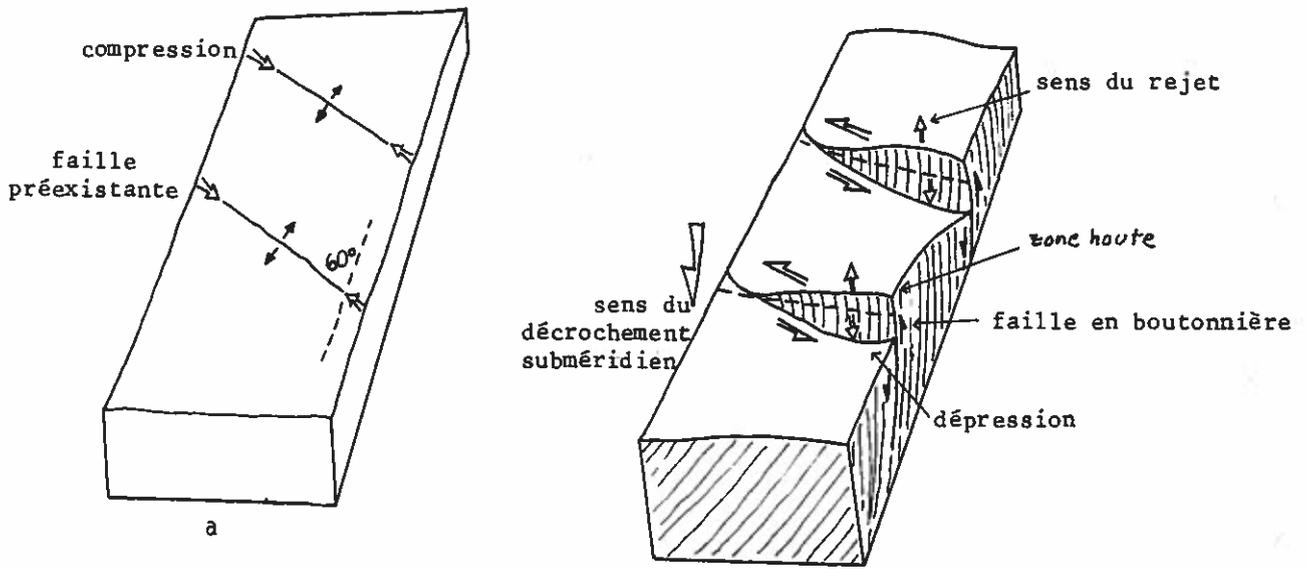
Un bloc dans lequel nous avons imprimé une série de fractures obliques, faisant un angle de 60° avec la direction du cisaillement (fig. 23 a) est soumis à un cisaillement faible (fig. 23 b). Nous constatons un jeu en faille normale des discontinuités avec rotation faible lévogyre de la direction de ces dernières qui s'accompagne d'un raccourcissement suivant cette direction ; perpendiculairement, l'extension est responsable de l'effondrement des lèvres sud tandis que les lèvres nord ont tendance à se surélever : le maximum du rejet ascendant ou descendant est observé dans la zone axiale (fig. 25 b). Pour une valeur du cisaillement plus grande, la rotation s'accroît, ce qui provoque une ouverture des fractures et donnent une succession de bassins en échelon, de petites dimensions, bien marqués, ce qui n'est pas le cas à Carmaux.

Une telle mécanique peut être à l'origine du gauchissement du substrat par le découpage en lanières N 140, de même direction que les discontinuités préexistantes ; chacune de ces lanières subit, sous l'effet du cisaillement, un basculement vers le Nord-Est, maximal dans la zone axiale et responsable de la succession de dépressions (fig. 23 c). L'approfondissement du bassin induit est progressif et résulte du jeu de plusieurs fractures N 140, avec une valeur du basculement variable suivant le panneau considéré (fig. 23 d).

b) Discussion : application au bassin de Carmaux.-

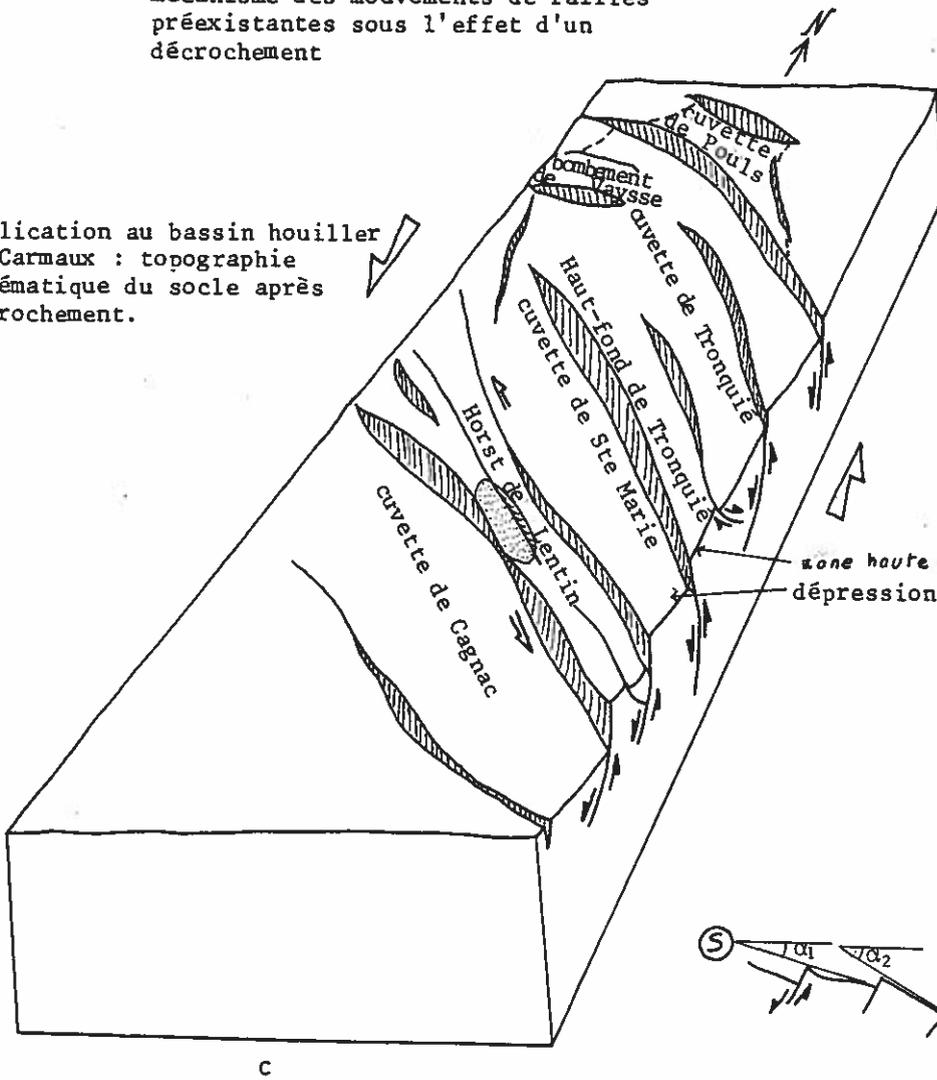
Ce modèle permet d'expliquer la succession de horsts et de cuvettes synsédimentaires observée à Carmaux, le déplacement dans le temps de la zone d'approfondissement du bassin, la structure synclinale, la présence de miroirs de fractures à stries obliques ou horizontales. La composante de cisaillement, le long des fractures N 140, peut induire des glissements banc sur banc dans les sédiments stéphaniens.

Fig.23.- Effet d'un décrochement subméridien sur une zone initialement fracturée (fractures N 140).



mécanisme des mouvements de failles préexistantes sous l'effet d'un décrochement

Application au bassin houiller de Carmaux : topographie schématique du socle après décrochement.



Le découpage en losanges (rhomb-graben) suivant les directions N 140 et N 80 de l'aire de sédimentation n'est possible que si les discontinuités N 80 existaient au préalable. En ce cas, elles n'ont pas pu s'ouvrir, mais seulement jouer en compression, ce qui n'apparaît pas à Carmaux, si bien que ce modèle reste insuffisant sous cet aspect.

Notons, aussi, que des décrochements subméridiens, en cisaillement sénestre, sont envisagés par F. Arthaud, F. Mégard et M. Séguret (1977) dans le Sud du Massif Central à l'époque tardi-hercynienne.

4.2. Cisaillement simple sénestre subméridien (sans fractures préexistantes).-

a) Les données structurales.-

Le bassin de Carmaux, intensément fracturé suivant la direction N 140-150, s'aligne sur le système de fractures N-S de la Salvetat-Peyralés où, à hauteur de la Salvetat-Peyralés, P. Collomb note l'existence d'un système NNW-SSE.

Cette zone de fracturation, définie de Decazeville à Carmaux (fig.21), présente des analogies avec les zones de fractures considérées comme significatives d'un mouvement décrochant et décrites par de nombreux auteurs (Hevl et al., 1966 ; Tchalenko, 1970 ; Wilcox et al., 1973 ; Sharp, 1975, etc...). Suivant ces considérations, il est possible d'interpréter la mise en place du fossé de la Salvetat et du bassin de Carmaux par la formation d'une zone active due à un cisaillement simple.

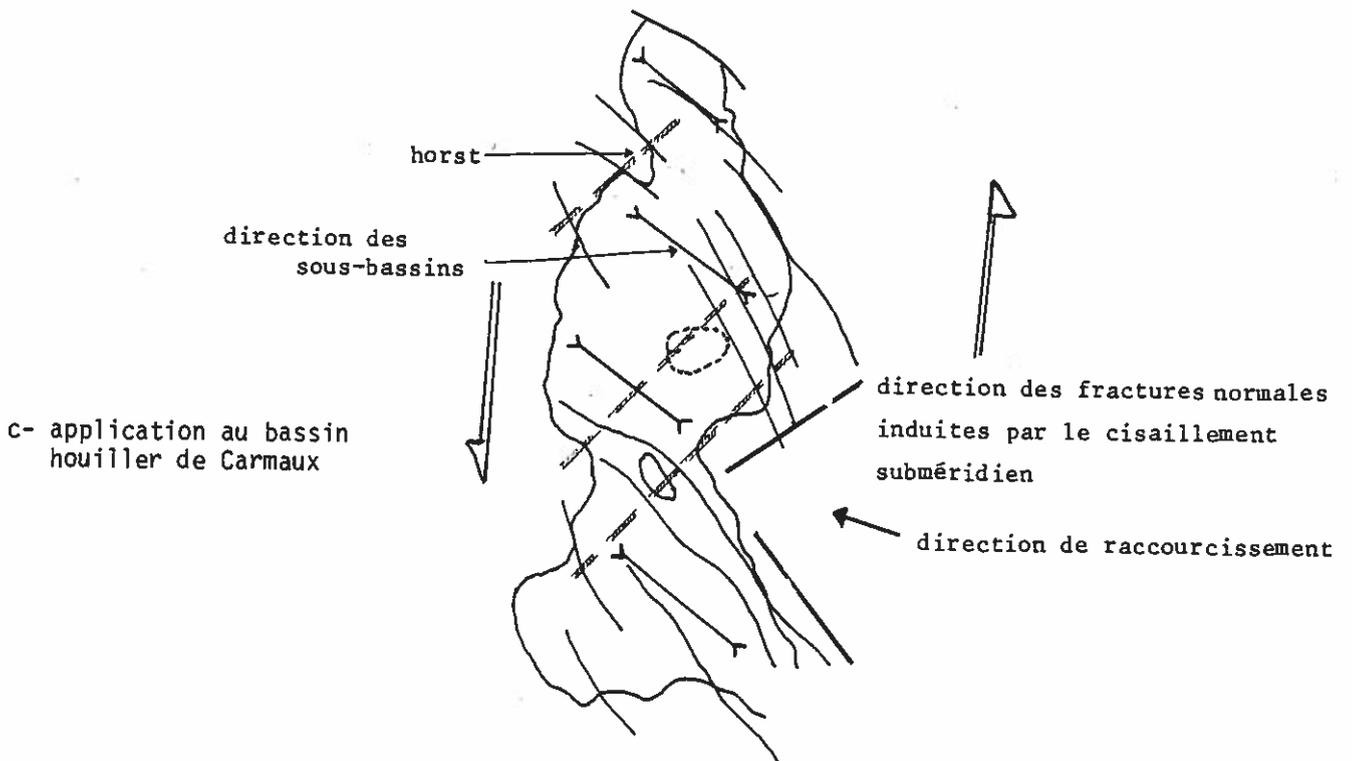
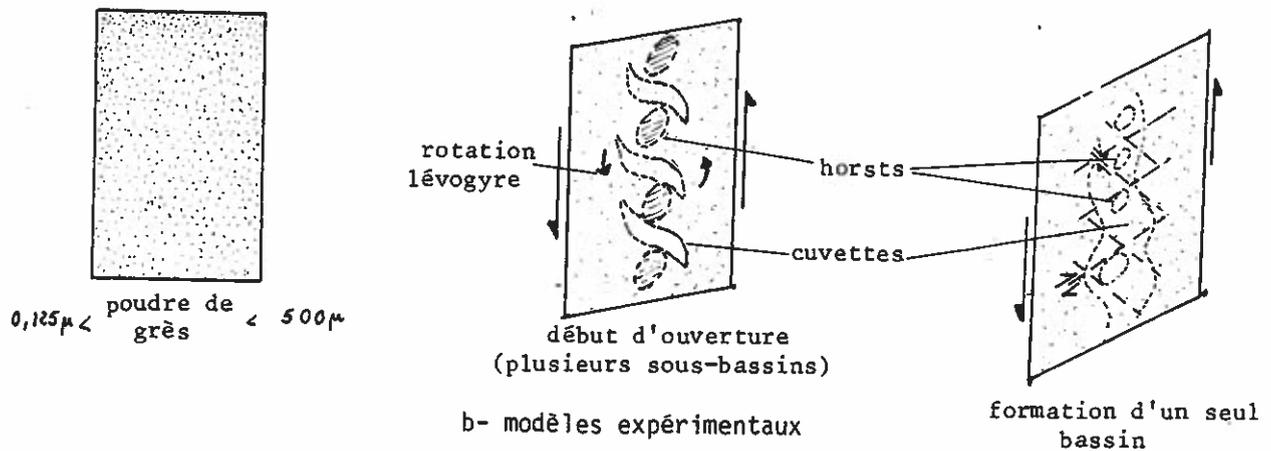
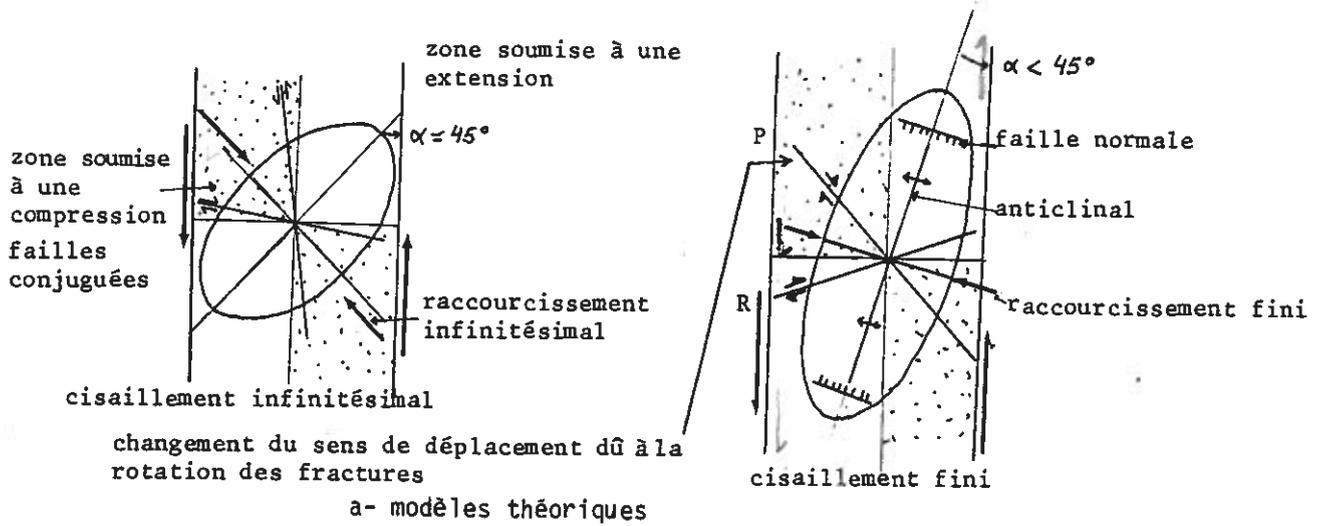
b) Modèle expérimental.-

Au début de la série d'expériences que nous avons réalisées, les modèles sont analogues à ceux de Cloos (1955) et de Wilcox et al. (1973); dans les expériences de ces auteurs, le cisaillement était limité à des valeurs faibles ($\gamma \approx 0,1 - 0,2$) et donc à des ouvertures limitées ; dans les modèles suivants, au contraire, le cisaillement a été poussé jusqu'à des valeurs plus fortes ($\gamma \approx 0,3 - 0,6$). Le principe théorique du modèle est donné sur la figure 24 a ; deux stades de déformation sont à considérer : (1) une déformation infinitésimale et (2) une déformation finie (sur le modèle, n'est traduite que la déformation finie).

Nous observons, dans un premier stade, la formation de plusieurs sous-bassins limités par des fractures N 140 parallèles à la direction de raccourcissement maximal et de zones hautes ou bombements perpendiculaires, c'est-à-dire de direction N 60 ou N 70 (fig. 24 b). Pour un cisaillement plus grand, on assiste à une rotation lévogyre des bassins qui prennent une allure sigmoïde et dans un stade plus avancé la formation d'une zone d'effondrement unique, où les zones hautes sont marquées sur les bordures par les limites en "coins" du bassin découpé par les fractures antithétiques et synthétiques (fig. 24 c).

Dans ce modèle, les fractures normales approximativement N 140, formées dans le champ d'extension, vont jouer avec le même mécanisme que celui décrit dans le premier exemple.

Fig.24.- Cas d'un bassin crée par un cisaillement simple senestre suivant la direction subméridienne.



c) Discussion : validité de ce modèle.-

Ce modèle rend compte des contours actuels du bassin houiller de Carmaux, de l'existence de plusieurs sous-bassins en échelon orientés N 140, des directions paléogéographiques N 140 à N 150 (la mieux marquée) et N 70-N 80, de l'existence de horsts apparemment N 140 mais dont la direction, comme le montre la carte de H. Gras (1973), peut être interprétée comme N 70 (fig. 24c').

La forme losangique des sous-bassins observés à Carmaux est également vérifiée expérimentalement et l'impression de décalage de ces losanges vers le NW peut s'expliquer par le jeu dextre des failles antithétiques.

L'approfondissement progressif de la cuvette vers le Nord est probablement dû à un mécanisme analogue à celui du premier modèle pour les fractures responsables de la formation des sous-bassins, sous l'effet du cisaillement.

Si le cisaillement est important, l'ouverture des sous-bassins peut s'accompagner d'une montée de roches magmatiques, ce qui n'est pas le cas à Carmaux où nous devons considérer que la valeur du cisaillement est faible.

Tout récemment (Davidson, 1980), un modèle voisin a été envisagé pour expliquer la formation d'une zone d'effondrement spectaculaire de 32 km de long sur 2 à 5 km de large dans la glace, visible sur la Filchner Ice Shelf (au large de la pointe sud de l'Amérique du Sud) : l'auteur suggère la formation d'une zone active sénestre liée à un mouvement de "rotation divergente" lévogyre de la plateforme de glace. Il est à noter que dans le modèle présenté ici la "rotation divergente" n'est pas nécessaire pour expliquer l'ouverture.

4.3. Ouverture du type "Ridge basin" californien (Crowell, 1974).-

Pour J.C. Crowell, un mouvement décrochant dextre, le long d'une "faille à double courbure localisée" peut provoquer un étirement, suivi d'un enfoncement lié à un mouvement de torsion dans la zone de cette double courbure (fig. 25 a). Ainsi naissent des fractures normales, en échelon, orientées NW-SE, capables d'induire la formation d'un bassin sédimentaire.

Discussion.- Ce modèle correspondrait bien au faisceau de fractures N 140 et à la succession de horsts et de cuvettes ayant la même orientation, au fait qu'il existe des glissements banc sur banc mieux développés dans la partie ouest (secteur de Blaye), là où l'effondrement doit être le mieux marqué, au fait qu'il n'y a pas de magmatisme stéphanien et que la sédimentation n'ait pu se faire que d'un seul côté : aire-source, à rechercher à l'Est au Nord du bassin, suggérée par l'absence d'éléments de roche amphibolitique dans les sédiments houillers.

Notons qu'une fracture courbe peut être envisagée au NW du bassin de Carmaux (fig. 25b), ainsi qu'une faille N-S à l'Est, déjà envisagée par P. Vetter (1960).

Mais ce modèle appliqué par Steel (1976), Steel et Gloppen (1980) pour le bassin d'Hornelen (Norvège) demanderait une dissymétrie bien marquée dans la sédimentation entre la bordure Est et Ouest, avec présence de cônes alluviaux conglomératiques sur

les bordures, ce qui n'apparaît pas à Carmaux. De plus, le système N80 n'a ici aucun rôle paléogéographique si bien que ce modèle reste insuffisant.

Notons qu'il ne nous a pas été possible de réaliser expérimentalement ce modèle, dont la mécanique avancée par J.C. Crowell (1974) ne semble pas très démonstrative.

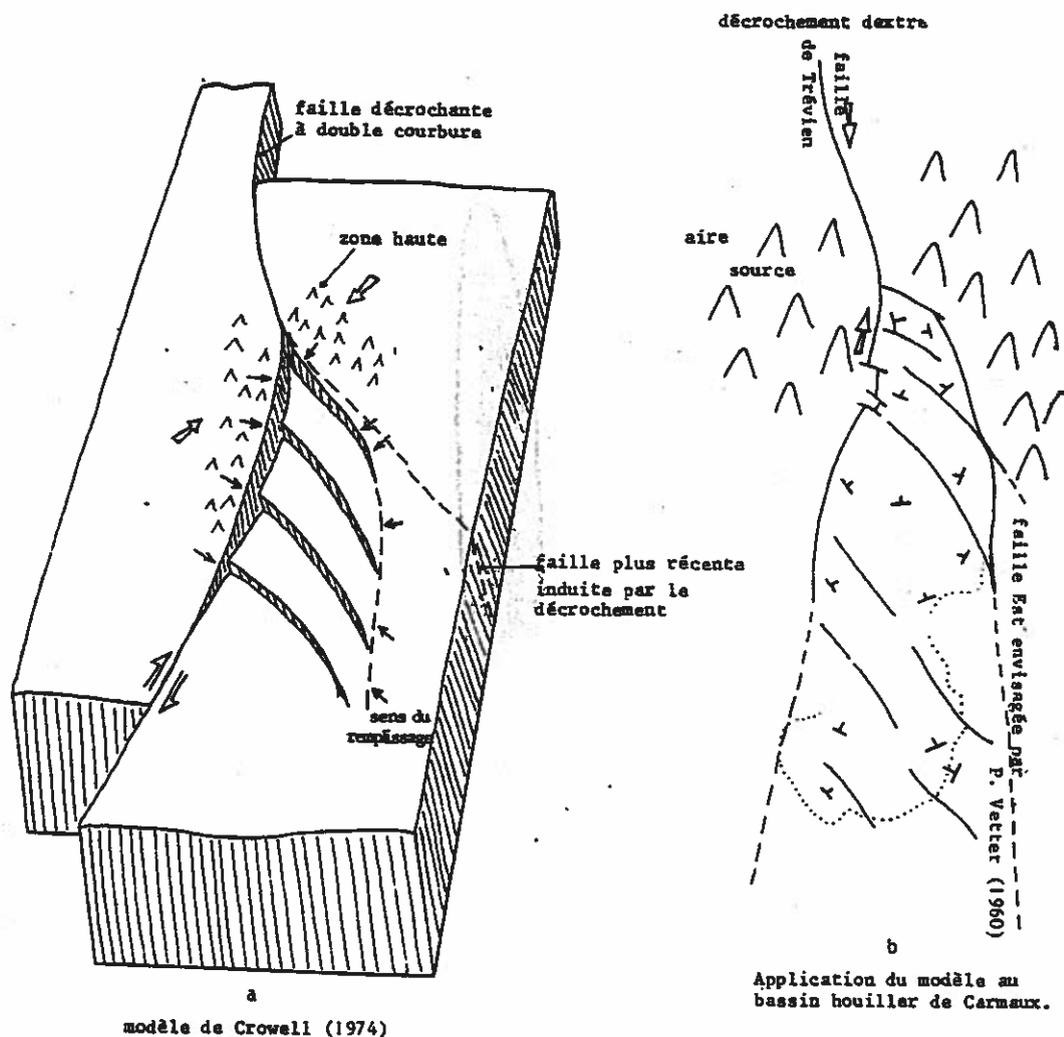


Fig.25.- Modèle d'ouverture suivant un dérochement subméridien le long d'un accident à double courbure.

4.4. Effet d'un cisaillement simple s'opérant sur une direction proche de Est-Ouest.-

Nous devons, dans ce paragraphe, tenir compte de la fracturation E-W matérialisée à Carmaux par la faïlle du Cérou (fig. 26 a) et soulignée par F. Arthaud, F. Mégard et M. Séguret (1977) dans le Sud du Massif Central, et sur laquelle, s'alignent les bassins houillers de Brousse-Broquiés (Yerle, 1978) et de Graissessac (Becq-Giraudon, 1973).

Ces grands accidents Est-Ouest auraient joué à l'époque tardivarisque en décrochement ; rappelons que la faille du Cérou peut être reliée à la dislocation de Brousse-Broquiés et former ainsi un accident de plus de 50 km de long et que des fractures à jeu décrochant synsédimentaire sont envisagées dans le bassin de Brousse-Broquiés par F. Lillié (*in* Yerle, 1978).

Un bassin à axe général N-S peut se former dans le cas où il existe une discontinuité subméridienne antérieure : l'effet d'un cisaillement Est-Ouest va permettre une ouverture et une rotation de celle-ci (Soula et al., 1979). La discontinuité préexistante utilisée, dans ce cas, est la dislocation de la Salvetat-Peyralés : zone de fractures formée par une succession d'accidents N 20 et N 160. Suivant ce principe, deux modèles sont envisageables.

a) Effet d'un cisaillement dextre sur un segment de fracture antérieure N 160 ou N-S.-

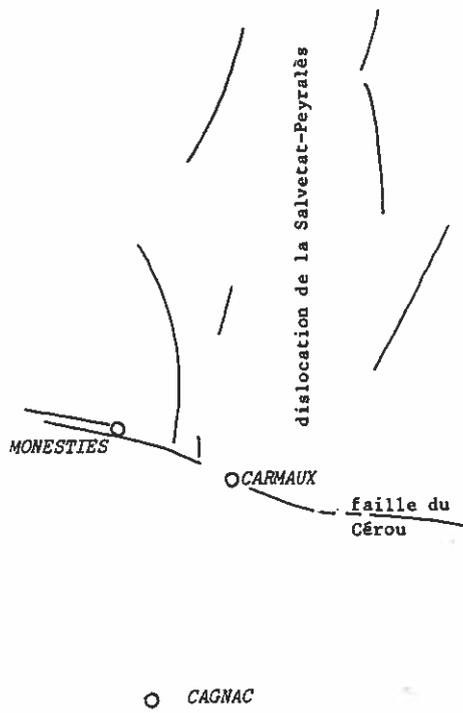
Suivant le modèle mécanique théorique d'un cisaillement simple dextre (Soula et al., 1979 ; fig. 26 a), ne vont s'ouvrir que les fractures antérieures localisées dans le 2^e et 4^e cadran. Une fracture initiale N 160 à NS remplit cette condition si le cisaillement se fait suivant la direction E-W à N 110. Un cisaillement simple dextre impose un mouvement dextrogyre à cette fracture dont la direction se rapproche de NS, et provoque un écartement des deux lèvres. Dans la couverture, matérialisée par une couche de grès broyé, nous avons observé la formation d'un bassin d'orientation N-S avec l'apparition de fractures R ou P de Riedel (fig. 26 b). Le système de fractures N 150 et N 30 découpe les lambeaux effondrés en amygdales et les zones hautes ne sont pas marquées à l'intérieur du bassin mais limitées par un contour en forme de "coins".

Le bassin sous l'effet de la rotation est soumis à un cisaillement simple sénestre où les zones hautes prennent une direction N 70 (fig. 26 c). Rappelons que cette orientation n'est pas en contradiction avec le schéma du bassin donné par H. Gras (1973 et 1978). Perpendiculaires à ces zones hautes, les fractures d'effondrement N 150 déterminent les cuvettes. Nous obtenons ainsi la configuration du bassin donné sur la figure 26 c).

Discussion. - Ce modèle s'intègre dans le schéma de F. Arthaud et P. Matte (1975), où ces auteurs envisagent l'existence de décrochements E-W dextres et subméridiens sénestres ; de plus, ce modèle a le mérite de souligner un effondrement en amygdales. Utilisé pour expliquer la mise en place des bassins intramontagneux permians, dans les Pyrénées, il intègre des montées magmatiques, ce qui n'est pas le cas à Carmaux. Nous pourrions, cependant, expliquer cette absence soit par une valeur faible du cisaillement, soit par un comportement différent du substrat.

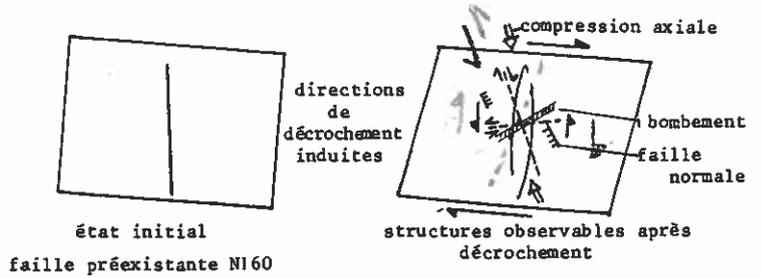
b) Effet d'un décrochement sénestre proche de E-W sur un segment de fracture préexistante N 20.-

L'orientation N 20 est représentée dans la région considérée par le faisceau de fractures du type faille de Villefranche. On l'observe aussi dans le système de dislocation du fossé de la Salvetat (fig. 26 a).

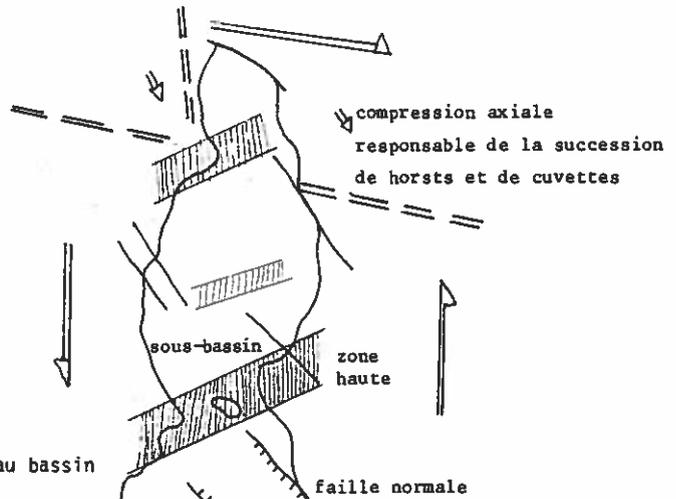


a- Schéma des différents accidents observés dans le socle

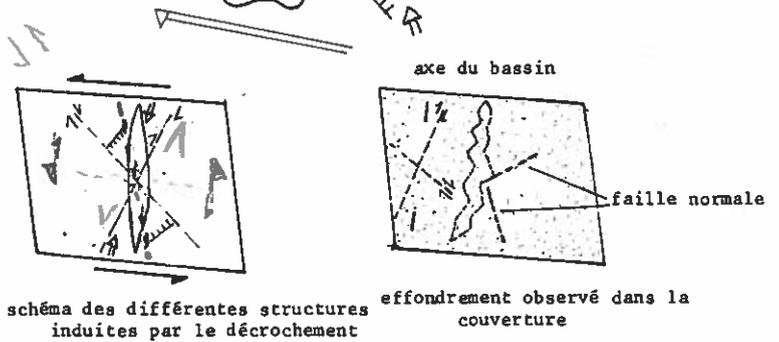
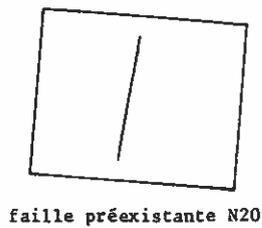
Fig.26.- Ouverture d'un bassin sous l'effet d'un décrochement proche de E-W agissant sur une zone initialement fracturée suivant la direction N-S



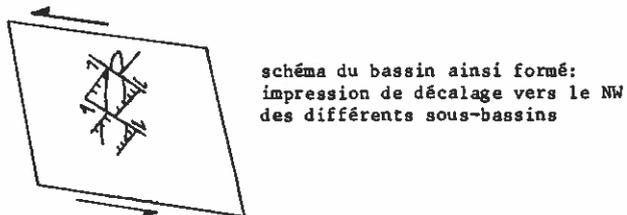
b- Décrochement proche de E-W dextre



c- Application du modèle au bassin



d- Décrochement proche de E-W sénestre (cf. modèle de Soula et al., 1979)



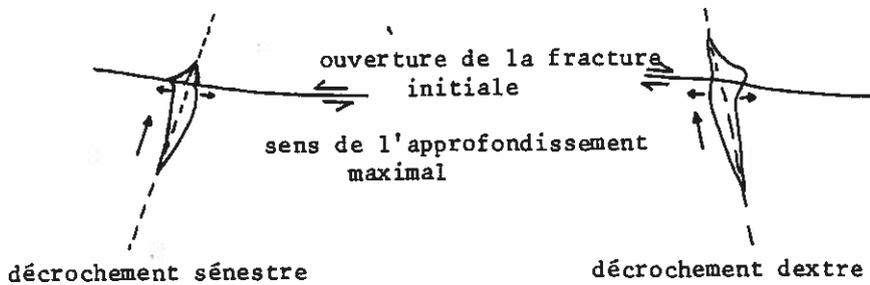
Il s'agit, dans ce cas, du même modèle que celui énoncé précédemment et testé par J.C. Soula et al. (1979). Le mouvement imposé à la faille préexistante est lévogyre, ce qui tend à la rapprocher de la direction N-S. Dans la couverture, soumise à un cisaillement dextre, vont se former des zones hautes N 150 à N 160 et des bassins limités par des fractures d'effondrement N 70.

Dès que l'orientation de la faille préexistante passe dans le 1^e et 3^e cadran du modèle théorique (fig. 26 d), la fracture tend à se refermer : il s'exerce une compression, d'où l'aspect en gouttière du gisement actuel, et le développement des failles synthétiques liées au cisaillement simple E-W qui selon le schéma classique de Riedel-Cloos (Cloos, 1955) ont une orientation N 150. Ces fractures à jeu sénestre expliquent l'impression de décalage vers le NW des différentes cuvettes, suggérée par le schéma du bassin donné par H. Gras (1973 et 1978) et rendue sur la fig. 26 e.

Remarques. - Dans les deux modèles envisagés ci-dessus, la migration de l'aire de sédimentation dans le temps et dans l'espace n'apparaît pas. Cette dissymétrie d'enfoncement de la cuvette n'est pas rendue dans les modèles mécaniques réalisés, mais nous pouvons envisager deux hypothèses pour tenter de l'expliquer :

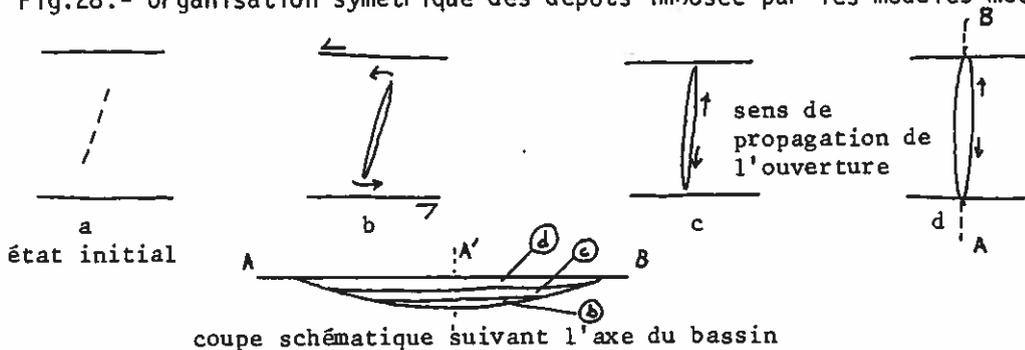
1) Un "effet de bordure" de la faille du Cérou (N 110), lors du jeu en décrochement suivant les schémas ci-dessous, peut provoquer un approfondissement maximal du bassin à hauteur de Carmaux par écartement, en profondeur, des lèvres de la fracture subméridienne préexistante, sous l'effet du décrochement.

Fig. 27.- Dissymétrie de l'approfondissement due au décrochement de l'accident N110



2) Carmaux n'est qu'un lambeau d'un bassin plus vaste, orienté N-S et à symétrie axiale, lié à l'ouverture en profondeur d'une fracture subméridienne par un cisaillement de direction orthogonale (fig. 28).

Fig. 28.- Organisation symétrique des dépôts imposée par les modèles mécaniques.



Dans ce schéma les sédiments déposés aux stades a, b et c sont transgressifs les uns sur les autres.

Si ce modèle est appliqué au bassin houiller de Carmaux, ce dernier correspond à la partie A'B. Cette hypothèse suggère l'existence de la moitié méridionale, au Sud de l'actuel bassin de Carmaux. La présence de Stéphanien à Réalmont peut être un indice en faveur de ce deuxième point de vue.

4.5. Discussion et conclusion.-

Plusieurs points sur la structure du bassin de Carmaux semblent assurés :

- ce bassin houiller ne peut pas être interprété comme le seul remplissage d'une simple gouttière d'érosion ;
- une simple extension E-W ne permet pas d'expliquer la mise en place d'une cuvette d'orientation N-S affectée par un faisceau dense de fractures N 140 ;
- les traits majeurs de la tectonique ont influencé la sédimentation si bien que le bassin de Carmaux est un bon exemple de remplissage d'un fossé en cours de formation ; il est possible que la rythmicité de la sédimentation puisse traduire, en partie, une certaine périodicité des mouvements tectoniques ;
- la mise en place d'un tel bassin, à la croisée de deux accidents majeurs du Rouergue (fossé de la Salvetat et faille du Cérou), est probablement à relier à des coulissements horizontaux d'un seul ou des deux systèmes de fractures (système subméridien et système proche de E-W).

La diversité des modèles de mise en place proposés dans ce paragraphe vient du fait qu'il nous manque une bonne partie des données structurales et sédimentologiques qui sont actuellement impossibles à retrouver.

A l'avenir, une approche satisfaisante d'un mode de mise en place d'un bassin houiller intramontagneux ne pourra être tentée que si les démarches suivantes ont été réalisées par le géologue au cours de l'exploitation du gisement :

- analyse systématique de tous les miroirs de fractures et en particulier de l'orientation des stries (analyse microtectonique) ;
- analyse sédimentologique précise dans les différents secteurs de ce bassin en vue de caractériser (1) les associations sédimentaires, (2) l'axe de drainage du bassin, (3) l'importance de l'influence des mouvements tectoniques sur la sédimentation.

Comme ce gisement est presque totalement recouvert par les sédiments tertiaires, il est très difficile, avec les seules observations réalisées dans le champ d'exploitation, de connaître les rapports entre la couverture houillère et le substrat, en particulier, de repérer les principaux réseaux de fractures du socle. Cependant, une possibilité, pour progresser dans l'explication du mode de mise en place de ce bassin, subsiste et peut être tentée, mais elle déborde le cadre de mon étude : des mécanismes analogues à ceux qui ont été décrits ci-dessus ne s'appliquent pas sur un point bien localisé mais, souvent, s'intègrent dans un système de déformation plus vaste

et, à la limite, aux jeux de plusieurs blocs plus ou moins rigides ou microplaques. Suivant ce point de vue, la plupart des bassins houillers du Massif Central ont eu des destinées communes et l'étude des relations entre la tectonique et la sédimentation dans ces différents bassins peut fournir autant d'éléments intéressants pour expliquer la genèse du bassin houiller de Carmaux. L'étude tectono-sédimentaire des bassins de Decazeville, Réquista et Graissessac peut aider à confirmer ou infirmer un ou plusieurs des modèles proposés ici. Il est fort probable qu'un mécanisme unique, au Stéphaniens, soit responsable de la mise en place de tous ces bassins houillers intramontagneux liés généralement à de grands accidents crustaux que les auteurs ont décrits, à un moment ou un autre comme des accidents décrochants.

CHAPITRE VI

CONCLUSION

L'étude géologique du bassin houiller de Carmaux nous montre qu'il s'agit de sédiments à charbon déposés dans une cuvette tectonique qui, au moment du dépôt, au Stéphaniens, ne devait pas avoir une étendue beaucoup plus importante qu'actuellement. Il est donc fort probable que l'actuel gisement ne soit pas un lambeau préservé de l'érosion post-stéphaniens d'un bassin beaucoup plus étendu qui aurait occupé une vaste zone sur l'actuelle bordure sud-ouest du Massif Central ; cela n'exclut pas l'existence possible de bassins de même type sous la couverture post-paléozoïque dans des zones où le substrat serait affecté par des accidents tardi-hercyniens analogues, et qui sont actuellement difficiles à repérer.

Cette étude nous a permis de mettre en évidence un certain nombre de caractères propres au bassin houiller intramontagneux de Carmaux, et dont quelques uns peuvent se retrouver dans d'autres bassins houillers du même type ; nous les résumons dans le tableau ci-après :

Tabl. II.- Récapitulation des caractères du bassin houiller intramontagneux de Carmaux.

Caractéristiques géologiques	Bassin houiller de Carmaux	Illustrations
Cadre géologique	Terminaison sud du fossé de la Salvetat-Peyralés de direction N-S Affecté par la faille du Cérou, à rapprocher de la dislocation de Brousse-Broquiés de direction N 110	Fig. 1 et 21
Nature du substrat	Complexe leptyno-amphibolitique	3
Etendue	15 km ² environ	3 et 5
Épaisseur des sédiments	Épaisseur cumulée : 550 m environ	4
Nature des sédiments	Grès et shales, rares conglomérats, charbon, 23 couches qui sont de la base au sommet ; - à Cagnac, - à Marguerite, G.C.M., G.C.T., Marmottan, Henriette, G, Petit Jean - à Carmaux	4 et tabl. I
Ensemble lithostratigraphique	F, D, DT, C ^M , C, CT, B, BT, A, V, IV, III, II, I, O Sédiments détritiques grossiers à la base en remplissage de paléo-vallées	6
Bancs-repères	Interlits cinéritiques dans certaines veines de houille : - tonsteins de la veine I et de la veine G - gore du toit de la veine D - gore-mixte de la veine V	4
Type de sédimentation déritique	Au mur des couches : organisation en séquences plurimétriques granocroissantes de type fluviale	7 et 8
Périodicité de la sédimentation	Au toit des couches : séquences granocroissantes caractéristiques d'un envasement généralisé du bassin après la phase de sédimentation phytogène	14
Environnement de dépôt	Organisation en mégaséquences, ou cyclothèmes, où le terme charbon apparaît dans la partie supérieure - Relation possible avec une tectonique rythmée	14 et 15
Etendue des couches de houilles	Environnement fluviale dans un bassin relativement étroit, avec envasement périodique de la plaine d'inondation	8 et 14
Position du centre de l'aire de dépôt de la houille	Augmentation de l'étendue des couches de base suivant la direction Nord, Nord-Ouest Migration du centre du bassin du Sud vers le Nord	10 5

Variation en épaisseur des couches	2 à 20 m	4 et 11
Mode de terminaison des couches	"Lithification" vers le Nord et accollement de certaines des couches dans cette direction	
Origine du charbon	Accumulation végétale hypautochtone	
Environnement dominant dans le marécage houiller	Dépôt essentiellement sous faible hauteur d'eau, de limno-telmatique à limnique	
Changement de niveau de l'eau dans ce marécage	Variations significatives de courte ou de longue durée avec des envasements ou des assèchements momentanés	11 et 13
Changement de faciès à l'intérieur d'une couche	Changement vertical et latéral	
Aspect du charbon à l'oeil nu	Charbon bien lité (vitrain, durain, fusain) - Présence de bancs centimétriques d'aspect microlité	
Données microscopiques et pétrographie des charbons	Non réalisées dans cette étude	
Population	Monolètes, Trilètes et Pollens	
Assemblage	VARIABLE à l'intérieur de chaque couche, différent entre les couches	13
Végétation	De type boisé et herbacé, essentiellement de zone périodiquement émergée	
(Palynologie Age des couches + Macroflore) productives	Partie supérieure du Stéphaniens A - Partie inférieure du Stéphaniens B	
Macroflore	Localisée au toit des couches de houille - Présence de troncs en position de croissance dans les intercalaires stériles	8 et 15
Caractères technologiques des charbons	Interlits de "schistes" à radicales aussi bien dans les couches de houille que dans les interlits détritiques fins à l'intérieur des sédiments stériles Soufre : de 0,55 à 2 % Cendres : de 10 à 32 % Matières volatiles : de 24 à 29 %	12
Rang	Non déterminé	
Caractères structuraux	Gouttière NS affectée par un système dense de fractures N 140 responsable de la succession de horsts et de cuvettes ayant cette direction	3, 18 et 17
Tectonique et sédimentation	Manifestation de deux directions paléogéographiques (N 140 et N 80) au moment du dépôt des sédiments	19 et 20
Hypothèses sur la mise en place de ce bassin	Probablement ouverture liée au jeu en cisaillement simple des grandes fractures observées dans le Rouergue occidental (fossé de la Salvetat-Peyralés et faille du Cérou)	21 à 28

Pour la totalité de la coupe sur char

DEUXIÈME PARTIE

LE STEPHANIEN ET LE PERMIEN EN DEHORS DE LA CUVETTE DE CARMAUX
(VALLÉE DU CÉROU, LACAPELLE SÉGALAR, LA GRÉSIGNE, LAGUÉPIE, NAJAC,
RÉALMONT, LAVAUUR)

CHAPITRE I INTRODUCTION

I. GÉNÉRALITÉS

Les dépôts du Stéphanien et du Permien dans le SW du Massif Central sont uniquement continentaux. Nous avons vu précédemment que le Stéphanien (tout au moins les sédiments de la partie inférieure et moyenne de cet étage) s'organise en petits bassins mollassiques liés, généralement, à des accidents importants du socle varisque (Vetter, 1971 ; Yerle, 1978 ; Becq-Giraudon, 1973).

Pour ce qui est des sédiments de la partie terminale du Stéphanien, il est difficile de les différencier des sédiments autuniens ; en effet, ces derniers sont liés au Stéphanien auquel ils succèdent sans discontinuité (Feys et Greber, 1972 ; Feys, 1976).

GENERALITES STRATIGRAPHIQUES.—

Le Permien dans cette région est représenté par l'Autunien et le "Saxonien".

a) L'Autunien (défini dans le bassin d'Autun, N du Massif Central), ou Permien inférieur continental dont la lithologie diffère peu du Houiller sous-jacent (Feys et Greber, 1972), montre une alternance de "schistes", grès ou arkoses, de conglomérats, de teinte noire ou foncée avec des bancs de calcaire ou de dolomie généralement grise avec parfois des lits verdâtres et rouges. La couleur dans ces sédiments peut être, faute de mieux, utilisée comme critère stratigraphique (comm. orale de J.P. Donnadiéu). Il existe, en plus, des niveaux repères permettant d'excellentes corrélations : interlits cinéritiques, alternances dolomito-bitumineuses, interlits à figures de glissement synsédimentaire, etc... (Garric et Héry, 1964 ; Laversanne, 1976). Une échelle stratigraphique vient d'être définie, pour cette région, grâce aux travaux du B.R.G.M. et de la Gogema ; le tableau ci-après en résume les différentes subdivisions dans les

divers secteurs :

Brive	St Affrique - Détroit de Rodez	Lodève
Feys, Greber, Chateauneuf B.R.G.M.	Donnadiou (comm. orale) Cogema	Héry, 1964 ; Laversanne, 1976
Autunien rouge	Autunien rouge Ensemble VII Ensemble VI	Autunien rouge
Autunien gris et rouge	Autunien de transition Ensemble V Ensemble IV	Ensemble rouge à minces interlits gris Ensemble rouge, vert et gris
Autunien gris	Autunien gris Ensemble III	Ensemble d'Usclas : Autunien gris à base conglomératique
Autunien de base (gréso-conglomératique)	Autunien gréseux gris Ensemble II Autunien conglomératique Ensemble I	

Tabl. III.- Echelles lithostratigraphiques du Permien.

Ce tableau comparatif suggère des corrélations entre les différents bassins. Malgré les grandes variations de puissance de l'un à l'autre et aussi les nombreuses variations latérales de faciès, notamment dans celui de Brive, les mêmes grandes unités lithologiques sont retrouvées dans les différents bassins, ce qui conduit à penser que tous ces bassins ont eu des destinées semblables ; peut-être se réunissaient-ils en un seul et unique bassin (Feys et Greber, 1970).

Paléontologiquement, cet étage autunien est caractérisé par l'apparition, en grande quantité, du genre *Callipteris* avec comme espèce principale *C. conferta* STERNBERG et la prolifération des Coniférales comme *Walchia piniiformis* SCHLOT., mais des espèces stéphanienues subsistent. La faune comprend des poissons et des ostracodes comme *Estheria tenella* JORDAN. La palynologie permet de caractériser l'Autunien moyen (Doubinger, 1963 et 1974) mais elle est insuffisante pour différencier la base de l'Autunien du sommet du Stéphanien car la microflore contient encore de nombreuses espèces stéphanienues (Zone A₁, autuno-stéphanienne de Doubinger, 1974).

L'absence de différences très significatives entre le contenu paléontologique du Stéphanien et de l'Autunien a conduit Pruvost, dans le Lexique Stratigraphique International (1957), à réunir l'Autunien et une partie du Carbonifère dans un même étage Pennsylvanien qui regroupe l'ensemble des terrains déposés entre les orogénèses sudes et saaliennes.

b) Le "Saxonien" ou Permien moyen continental est un étage introduit par de Lapparent et Munier-Chalmas (1892) dans le bassin de Saxe et rassemble des grès rouges continentaux discordants sur le Paléozoïque, le Stéphanien et l'Autunien et recouverts par les dépôts thuringiens marins.

Il est couramment admis actuellement que le Saxonien ne débute pas avec les premiers dépôts de grès rouges (Garric et Héry, 1964 ; Feys et Greber, 1972 ; Feys, 1976 ; Laversanne, 1976 ; comm. orale de J.P. Donnadiou).

Aucun fossile caractéristique ne permet de définir chrono-stratigraphiquement cet étage ; cette subdivision représente, plus une unité lithostratigraphique qu'un étage :

- La limite inférieure est suggérée par la discordance post-autunienne (Feys et Greber, 1972 ; Feys, 1976) qui est la trace de la phase saalienne. A Lodève, cette limite est conventionnelle (Garric et Héry, 1964) : il s'agit d'un conglomérat intraformationnel intercalé dans la série rouge.
- La limite supérieure est fixée dans le bassin de Saxe ; mais dans les régions que la transgression marine n'atteint pas, et c'est le cas dans le SW du Massif Central, il est vraisemblable que le faciès saxonien est, en partie, au moins contemporain du Thuringien (Pruvost, 1957 ; Feys et Greber, 1972 ; Feys, 1976 ; comm. orale de J.J. Chateauneuf).

GENERALITES PALEOGEOGRAPHIQUES.—

L'Autunien déborde largement les dépôts houillers stéphaniens dans le Déroit de Rodez (Cariou, Fuchs et Scemama, 1967 ; Vetter, 1971 et 1975) et à Brive (Feys, 1976) ; on assiste, à cette époque à un déplacement plus ou moins important de l'aire de sédimentation stéphanienne : c'est "l'inondation autunienne" de P. Pruvost (Feys et Greber, 1972).

Il s'agit de dépôts lacustres ou fluviatiles, mais à Lodève, l'abondance des sulfates et la teneur en bore notée dans les dépôts de la partie moyenne de l'Autunien suggèrent un environnement de dépôt proche d'une mer : plaine côtière à tendance lagunaire soumise à l'influence des marées (Laversanne, 1976).

Le Saxonien paraît indépendant et déborde l'Autunien (Cariou, Fuchs et Scemama, 1967 ; David, 1967) et semble achever le comblement de la fosse mollassique de bordure du Massif Central commencé au Stéphaniens ou à l'Autunien (Feys et Greber, 1972). Récemment, une bonne part des sédiments rouges viennent d'être assimilés à l'Autunien rouge si bien que les dépôts rouges saxoniens ont une étendue beaucoup moins importante et semblent n'appartenir qu'à des bassins résiduels (comm. orale de J.J. Chateauneuf).

II. BUT DE L'ÉTUDE

L'étude proposée par les Houillères d'Aquitaine est une analyse stratigraphique et structurale des sédiments stéphaniens et permien qui affleurent à proximité de Carmaux ; analyse qui pourrait guider des recherches éventuelles de houille à l'extérieur des limites connues du bassin houiller actuellement exploité.

Le but de cette étude a donc été de :

- différencier les terrains stéphaniens des terrains autuniens toujours sans houille dans le Sud du Massif Central ;
- définir la structure de ces dépôts sédimentaires pour déceler, éventuellement, les structures en fossé, type Carmaux (?), susceptibles d'avoir été comblées par des dépôts stéphaniens avant le recouvrement du Permien ;

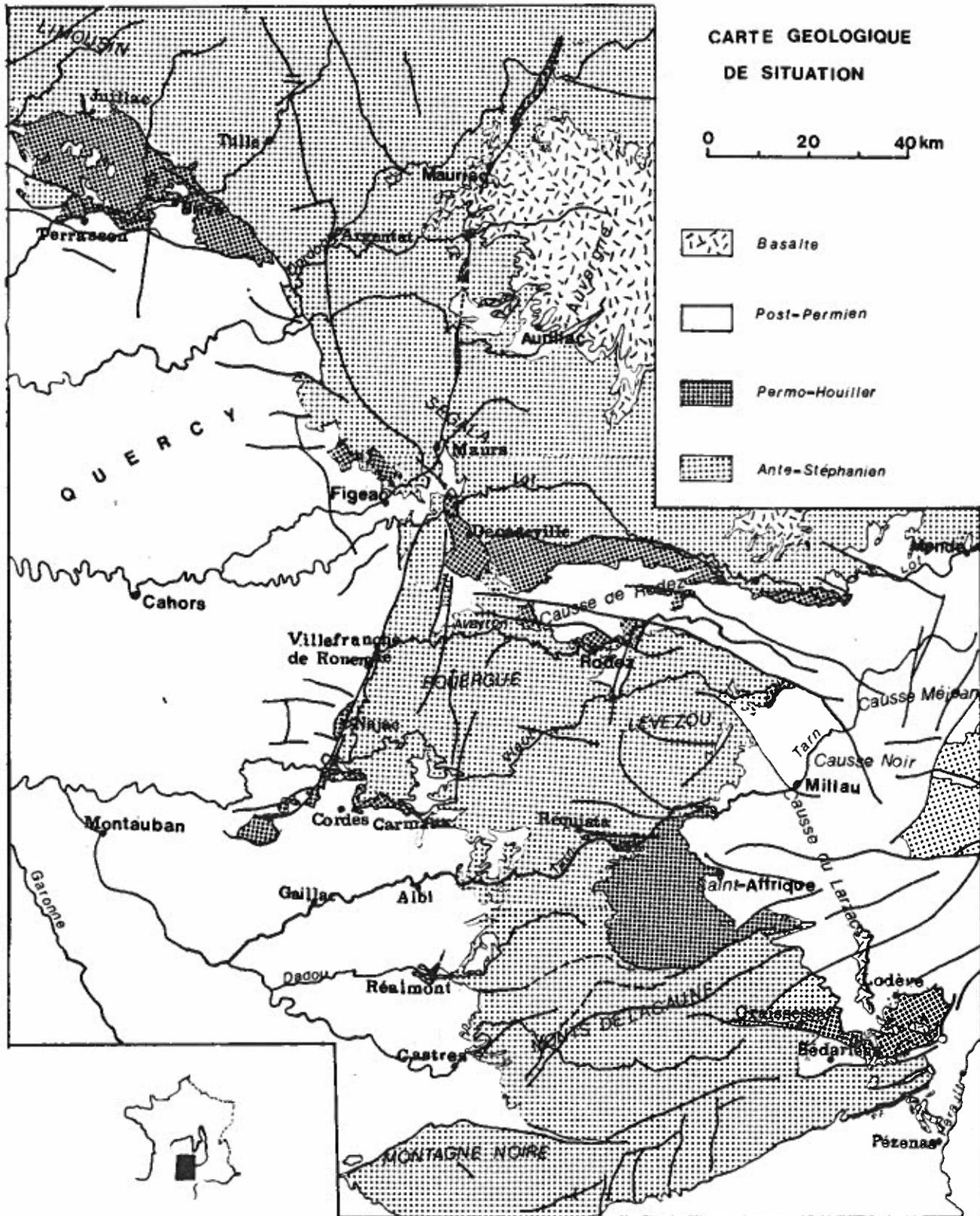


Fig.29.- Carte de situation (d'après carte à 1/1000000)

- tenter une reconstitution paléogéographique de cette région à la fin du Stéphanien et au Permien.

III. SITUATION ET ÉTENDUE DU STÉPHANO-PERMIEN

Cette mollassse tardi-hercynienne affleure à l'articulation de plusieurs grands domaines géologiques régionaux (fig. 29) :

- le Rouergue et l'Albigeois cristallin,
- le bassin éo-oligocène de l'Albigeois,
- le Mésozoïque du Quercy.

En affleurement, elle jalonne les bordures est et nord du bassin de l'Albigeois dans les secteurs de Réalmont, la vallée du Cérou et Lacapelle Ségalar.

Elle s'aligne sur le linéament de Villefranche-de-Rouergue de direction N20, le long duquel elle affleure au coeur d'une série de dômes (dômes de la Grésigne, de Vaour, de Marnaves et de Villevayre-Najac), adossés à la terminaison sud du grand accident subméridien.

Cette mollassse a été reconnue, par sondage, à Lavaur (sondage Lv101, 1957) sous les sédiments tertiaires de l'Albigeois, et à S^t Martin Labouval, dans le Quercy (Atlas de l'Aquitaine, B.R.G.M., Elf Erap, 1974) sous le Mésozoïque du Quercy : il s'agit là d'indices d'un bassin stéphano-permien, plus vaste que ne le laisse supposer le Permien en affleurement, occupant une partie du golfe tertiaire de l'Albigeois et au moins une partie, si ce n'est l'ensemble, du Quercy ; ceci suggérerait l'existence d'un bassin unique de Brive à Najac - La Grésigne.

Les secteurs étudiés correspondent à une partie d'un bassin de bordure du Massif Central qui s'ajoute à ceux de Brive, du Déroit de Rodez, de S^t Affrique et de Lodève (fig.29).

IV. CADRE GÉOLOGIQUE

A- LES DIFFERENTS TERRAINS.-

1- LE SOCLE.-

Le Stéphanio-Permien des environs de Carmaux repose sur le socle cristallophyllien varisque. L'étude détaillée du socle n'a pas été envisagée dans la présente étude ; on trouvera ici seulement un bref aperçu, essentiellement bibliographique, des séries cristallophylliennes du substrat de la bordure des sédiments stéphano-permiens.

1.1. La partie nord des secteurs de la vallée du Cérou et de Lacapelle-Ségalar.-

D'après la carte au 1/200.000 de Collomb (1964), affleure ici une série métamorphique (série du Bas-Rouergue) composée d'orthogneiss acides, de micaschistes à biotite et de séricitoschistes ; ces derniers affleurent largement à l'Est de Carmaux.

Des observations personnelles me permettent d'indiquer la présence :

- de deux affleurements d'amphibolites localisés à la Bastidette et à S^t-Marcel (voir carte géol. Pl.h.-t.).

- d'un affleurement de micaschistes¹ dégagé par l'érosion dans le ruisseau de Rieyesses entre Valarens et Carmaux (partie ouest du gisement houiller) émergeant des conglomérats de base de l'Autunien.

1.2. Le secteur de Laguépie-Najac.-

Plusieurs types de formations cristallophylliennes sont visibles le long de la faille de Villefranche, en allant de Laguépie à Najac.

1.2.1. La Zone broyée de Laguépie.-

Les roches qui affleurent entre Laguépie et le Houiller de Puech-Mignon présentent des caractères tout-à-fait particuliers, sans rapport avec aucune des formations du Rouergue (Collomb, 1964). Elles sont situées dans une zone d'intense broyage tectonique et méritent le nom de mylonites. Il s'agit probablement de la trace d'une dislocation de premier ordre dans la structure du Massif Central, et d'un faciès totalement inconnu plus à l'Est, dans le Rouergue cristallin, mais qui nous donne une idée de ce qui se cache sous la couverture sédimentaire du Quercy (Roques, 1941).

Observations personnelles.- J' ai identifié cet ensemble de part et d'autre de l'Aveyron, au Sud et au Nord du hameau de Belvert (à l'Ouest de Laguépie) :

- sur la rive droite, à environ 100 m à l'Est d'une ancienne "descenderie", le socle est représenté par une zone broyée : il s'agit d'un quartzite entièrement mylonitisé ;
- au Sud de Belvert, dans le secteur du Roxé, il s'agit d'un granite écrasé que l'on retrouve dans le lit de l'Aveyron en contact avec le Stéphano-Permien ;
- 20 m plus en amont, dans le lit de la rivière on observe des micaschistes intacts.

L'âge des mylonites de Laguépie est indéterminé mais sûrement anté-stéphanien (Collomb, 1964).

1.2.2. Les orthogneiss de Najac.-

Plus au Nord, affleurent des gneiss hololeucocrates bien feuilletés visibles le long de la faille de Villefranche sous le château de Najac. Plus à l'Est, affleurent des amphibolites en massifs d'étendue limitée ne dépassant pas 4 km de long et 1,5 km de large : amphibolite de Najac (Collomb, 1964).

1.2.3. Le horst de Loubezac.-

Au SW de Najac, au sein du Permo-houiller, pointe un lambeau de socle déjà reconnu par J. Thiébaud et F. Ouzel (1949) qui est pour la première fois cartographié (voir carte géologique h.-t.)

La roche est altérée, de couleur ocre à rose à veinules verdâtres, et montre de gros cristaux de quartz (3 à 6 mm). En lame mince, on reconnaît du quartz, des plagioclases, de la biotite altérée, de la calcite en filons ou dans la roche, de rares cristaux de petite dimension de feldspath alcalin, de l'épidote et de la séricite.

¹Sur indication de H. Gras

Cette roche avait été décrite par J. Thiébaud et F. Crouzel (1949) : selon ces auteurs, "l'étude minéralogique et chimique de la roche, qui affleure au SW de Najac, montre qu'il s'agit d'une diorite quartzique, de la famille des tonalites", qui, à quelques différences minéralogiques près, s'apparente à celles déjà connues dans le Limousin et mentionnées dans le guide géologique régional du Massif Central (Peterlongo, 1978) ; il n'y a aucune raison de penser que son origine et sa mise en place en soient différentes.

Mais la teneur anormale en quartz et en calcite suggère qu'il s'agit ici davantage d'une bordure de massif dioritique où le magma dioritique aurait mal digéré l'encaissant lors de sa mise en place.

D'après le schéma de la chaîne varisque de A. Autran et J. Cogné (1980), la mise en place de ces diorites peut être reliée aux magmatismes de granitoïdes du Dévonien supérieur au Viséen de la zone varisque interne.

1.3. Le socle à Réalmont.-

Il affleure en plusieurs points (voir carte géologique h.-t.) aussi bien au contact du Stéphaniens que des conglomérats de base de l'Autunien.

Il s'agit de gneiss considérés comme des leptynites (J. Durand, 1939) qui représentent des intercalations très feldspathiques à l'intérieur de micaschistes ; elles ne diffèrent pas de ces derniers par leur genèse mais seulement par leur aspect extérieur (J. Durand, 1939) ; dans cette formation, sur la route de Réalmont à Graulhet (Ouest de Réalmont), viennent s'intercaler des amphibolites.

2- LE STEPHANIEN ET LE PERMIEN.-

A l'extérieur de la cuvette houillère de Carmaux, des dépôts stéphaniens ont été reconnus par Bergeron (1889) à Réalmont et dans la vallée du Cérou entre Carmaux et Monestiés. Dans cette même vallée, cet auteur a décrit un étage autunien (grès et "schistes gris") et un étage Rotliegende (grès rouges).

Ensuite Thévenin (1903) précisa la stratigraphie du Stéphaniens et du Permien dans cette région et en particulier dans le secteur de Laguépie-Najac :

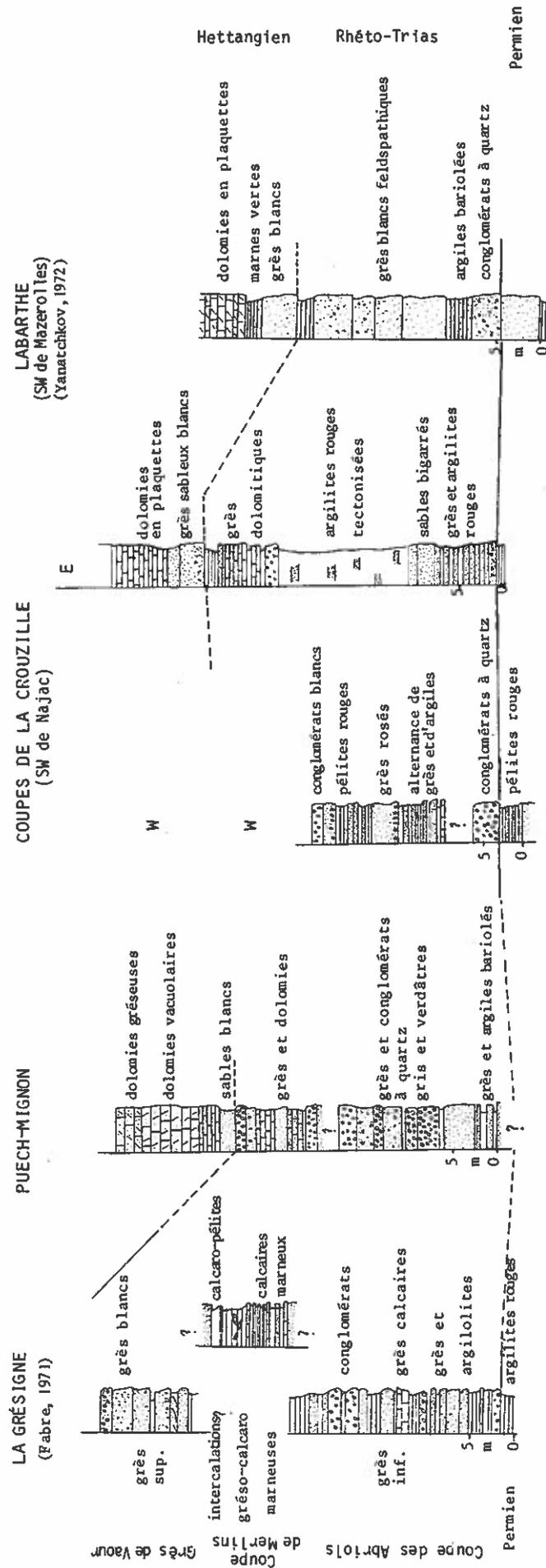
- Stéphaniens supérieur à Puech-Mignon, quelques kilomètres à l'Ouest de Laguépie, en utilisant, comme argument de datation, une macroflore fossile ;
- grès houillers à Najac recouverts par une série permienne dans laquelle il retrouvait les différents ensembles décrits par Mouret (1891) dans le bassin de Brive :

Autunien	}	<ul style="list-style-type: none"> - "schistes à poissons" - grès gris fissiles à empreintes végétales - "schistes" à écailles de poissons
Saxonien	}	<ul style="list-style-type: none"> - grès et argiles rouges de Najac, de la Grésigne et du Cérou

Aucun élément paléontologique ne venait étayer cette échelle lithologique si bien que les auteurs suivants : J. Durand (1939), B. Gèze, A. Cavailhé et P. Collomb (1969)

Fig.30.- Coupes lithologiques du Rhéto-Trias de la Grésigne à Najac.

Observations personnelles



ont rassemblé les formations grises stéphanienues et autuniennes, si difficiles à différencier, dans un ensemble unique (ou Permo-Houiller -rh-), sans plus de précision, en ne différenciant que les sédiments rouges supérieurs qu'ils rapportent unanimement au Saxonien.

Plus récemment, sous l'impulsion de P. Vetter, des travaux paléontologiques permettent d'apporter quelques précisions :

- à Réalmont, dans la vallée du Blima, des associations de macroflore et de microflore ont permis de donner au Houiller un âge Stéphanien B supérieur (Doubinger, 1976 ; Mazeaud et Vetter, 1976) ;
- dans la vallée du Cérou, les résultats sont moins tranchés mais un rapport de P. Vetter (1978) suggère qu'il n'existe là que des sédiments permienus intercalés entre le socle cristallophyllien et les argiles rouges à graviers du Tertiaire.

3- LA SERIE MESOZOÏQUE.-

3.1. Le Trias.-

Partout où le Permien est observable, il y a discordance entre ce dernier et le Trias (Thévenin, 1903).

Ce Trias se présente comme une formation détritiquue peu épaisse (20 à 50 m) constituée de grès et d'intercalations argileuses et carbonatées rapportées au Rhéto-Trias (Gèze, Durand-Delga et Cavaillé, 1948). Dans le secteur de la Grésigne, la base de cette série vient d'être, récemment, attribuée au Carnien (?) - Norien, d'après l'inventaire de la microflore (Boutet, 1980) ; la partie supérieure de cette formation détritiquue passe progressivement à des dolomies en plaquettes de l'Hettangien : la coupure stratigraphique est parfois placée à la base d'un banc plurimétrique de grès blancs et calcareux friables (Yanatchkov, 1972).

Le Rhéto-Trias a un faciès de dépôt peu profond lié aux zones soumises à des émer-sions temporaires où alternent des influences fluviales et lagunaires (J. Fabre, 1971).

Une vue d'ensemble de cette série est donnée sur les coupes de la figure où j'ai rajouté des coupes personnelles relevées dans le secteur de Laguépie-Najac (coupes de Puech-Mignon et de la Crouzille, fig. 30).

Le Trias a été cartographié :

- dans le ruisseau d'Aymer,
- à Ratayrens,
- sur le plateau de Lez,
- à l'Ouest du Puech de la Levade.

Il est représenté par des conglomérats, à quartz et phtanites, parfois de couleur rouge sang.

3.2. Le Jurassique.-

Il est représenté dans le Quercy, à l'Ouest du secteur cartographié, et repose

normalement sur le Rhéto-Trias. Un lambeau est effondré au sein des sédiments permohouillers de Najac : il s'agit du fossé liasique de Loubezac (Thévenin, 1903) constitué de dolomies, de calcaires et de marnes.

4- LA SERIE CENOZOÏQUE.-

Cette série est bien représentée dans le bassin éo-oligocène de l'Albigeois (partie E et SE de la Grésigne). Sur la bordure est du Quercy, elle apparaît sous forme de "Sidérolithique" (1) dans la cuvette de Varen où l'on connaît également des calcaires d'eau douce (2) au Sud-Ouest de Laguépie, à la Colombarié. A noter que le Sidérolithique forme un remplissage de paléokarst, par exemple dans la dolomie hettangienne du fossé de Loubezac.

4.1. L'Eo-Oligocène de l'Albigeois.-

Il s'agit de sédiments détritiques continentaux que l'on différencie généralement en plusieurs termes :

- les argiles à graviers, ou ensemble d'argiles rouges à graviers de quartz, discordantes sur le socle rouergat et le Permien, de Carmaux à Laguépie ; cette formation à caractère fluviatile résulte du démantèlement du socle varisque et recouvre la vieille surface d'érosion post-hercynienne ; ces argiles peuvent dater de périodes variées, cependant leur passage latéral aux formations de l'Eocène et de l'Oligocène datées aurait été observé selon B. Gèze et A. Cavaillé (1977) ;
- la mollasse de l'Albigeois représentée par une alternance de poudingues, de grès, de marnes et d'argiles fluviodeltaïques dont l'origine est à rechercher dans la partie sud-est, au delà des reliefs actuels de la Montagne Noire (Mouline, 1974).

4.2. Le Sidérolithique.-

Ce terrain a été signalé par Coquand (1849) et Thévenin (1903), son âge est difficile à préciser et est probablement paléogène (Gèze et Cavaillé, 1977).

B- TECTONIQUE.-

Dans l'histoire tectonique de cette région de bordure SW du Massif Central plusieurs épisodes tectoniques sont à considérer.

1- TECTONIQUE SOUPLE ET METAMORPHISME.-

Deux phases de métamorphisme liées à une tectonique souple ont été mises en évidence par P. Collomb (1964) :

- une phase rutène, localisée dans la partie moyenne et septentrionale du Rouergue, probablement à relier à l'orogénèse calédonienne ;
- une phase du bas-Rouergue, localisée dans la partie occidentale rattachable à la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne.

Le Rouergue cristallin appartient à la cordillère arverno-limousine, partie de la

zone interne de l'orogène varisque ; les déformations qui s'accompagnent d'un métamorphisme sont considérées comme dévono-dinantiennes (Nicot, Autran, Guillot et al., 1980 ; Autran et Cogné, 1980).

2- LES EPISODES CASSANTS POST-METAMORPHIQUES.-

L'ensemble métamorphisé réagit alors comme un bloc homogène qui ne va subir qu'une tectonique cassante se manifestant par des failles plus ou moins décrochantes et des alignements de mylonites.

Il s'agit de fractures hercyniennes, à rejeux tardi ou post-paléozoïques, où plusieurs groupes ont été définis (Collomb, 1964) ; je ne reviendrai pas sur la description des différents groupes de fractures déjà exposés dans la première partie pour expliquer la mise en place du bassin houiller de Carmaux ; mais il est intéressant de faire une mise au point historique sur l'évolution de la connaissance de la fracturation dans cette région :

- Magnan (1869) suivi de Boisse (1870) ont les premiers reconnu la faille de Villefranche sous le nom de faille de Marnaves. Nous devons aussi à Magnan l'identification de la faille E-W de St Antonin ;
- Bergeron (1889) suggère un accident N-S allant de Decazeville à Réalmont assimilable au sillon houiller ;
- Thévenin (1903) tente une synthèse structurale de cette région, reconnaît la faille de Monestiés (N110) et éclaire la structure en dôme de la Grésigne et de Villeveyre ; il suggère une origine hercynienne pour la faille de Villefranche qu'il rattache au sillon houiller ;
- Boisse de Black (1933) tente une clarification de la fracturation dans le détroit de Rodez et reconnaît plusieurs stades de fracturation :
 - / trois stades hercyniens (anté-stéphanien, stéphano-autunien, post-saxonien) ;
 - / deux stades tertiaires avec un réseau de fractures inverses WNW-ESE systématiquement chevauchantes vers le Nord, de loin le plus important dans le Rouergue, et un groupe subméridien parallèle à la faille de Villefranche correspondant à des failles normales.
- F. Ellenberger (1943) explique la montée du dôme de la Grésigne comme le résultat d'un jeu en cisaillement tangentiel de la faille de Villefranche éo-oligocène ; un coulissement sénestre serait responsable de la formation d'un pli de fond au niveau de la Grésigne car c'est là que la croûte encaisse tout l'effet du coulissement profond du Quercy par rapport au Rouergue ;
- B. Gèze (1954) précise la tectonique en dôme et cuvette de la bordure orientale du Quercy.
- P. Collomb (1964) met en évidence le fossé de la Salvetat Peyralès (N-S) qui vient mourir à Carmaux ;
- C. Servelle (1979) reconnaît un accident N12 à Réalmont dans la mollasse éo-oligocène ; il peut s'agir du rejeu d'un accident plus ancien qui limiterait les séries cristallophylliennes du Rouergue et de l'Albigeois (?) ;

- M. Durand-Delga (1979), à propos d'une mise au point de la structure de la Grésigne suggère une relation entre les directions structurales crustales N140 (type accident Ouest-Quercynois) et N20 (type faille de Villefranche) qu'il implique dans la formation du chevauchement vers le SE du dôme de la Grésigne ;
- R. Curnelle, P. Dubois et J.P. Seguin (1980) font une mise au point structurale du bassin aquitain et montrent que les directions WNW-ESE et E-W ont conditionné les dépôts mésozoïques et cénozoïques.

V. MÉTHODE DE TRAVAIL

Il s'agit des méthodes normalement utilisées pour réaliser une carte géologique détaillée :

- levés de terrains sur fonds topographiques I.G.N. au 1/25.000 ;
- étude des photographies aériennes à la même échelle.

A cela, se sont ajoutées des méthodes inhérentes à la lithostratigraphie. Des coupes bien dégagées, toutefois isolées, le long de routes ou de ruisseaux ont été mesurées ; des carottes d'anciens sondages (sondage de Lavaur -1957-, sondage de la Grésigne -1961-, sondage de Bars -1976-) ont été réexaminées. Une attention particulière a été apportée à la nature de chaque banc (lithologie, structures sédimentaires, flore, microflore et faune), aux variations de la taille des grains, aux contacts entre les bancs, à l'étendue latérale du banc quand celle-ci était visible, ce qui fut très peu fréquent et à la couleur des sédiments.

La taille des grains des argiles ou des conglomérats a été estimée visuellement sur le terrain.

Remarque. - Dans la description de certains logs, un ensemble de colonnes servent à mentionner la couleur des roches : la signification des indices indiqués est la suivante : R, rouge ; V, vert ; G, gris, ocre et blanchâtre. La couleur a été reconnue seulement sur le terrain, sans référence à la charte Minsell.

CHAPITRE II

ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES TERRAINS STEPHANIENS

En dehors du bassin houiller de Carmaux, il existe des affleurements de terrains stéphaniens à Réalmont, à Laguëpie et à Najac.

1- LE STEPHANIEN DE REALMONT.-

Il s'agit d'une série détritique essentiellement conglomératique qui affleure au Nord de Réalmont dans la vallée du Blima (voir carte géologique h.-t.).

1.1. Lithologie.-

Un aperçu de la succession lithologique nous est donné sur une bonne coupe visible, dans sa totalité, dans le talus de la RN118 au lieu-dit Carbonnière et schématisée sur la figure 31.

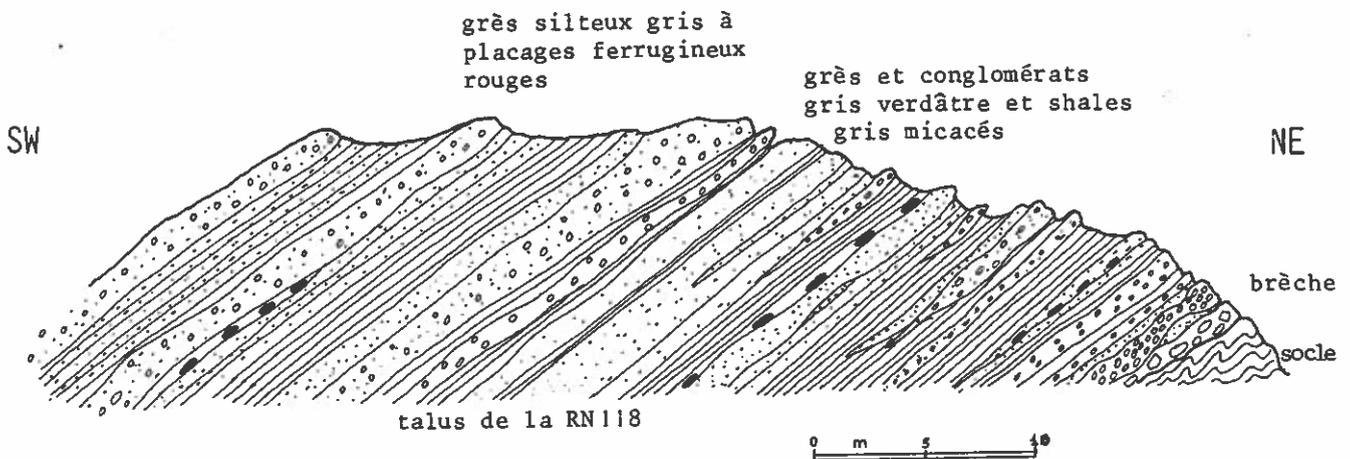


Fig. 31.- Coupe du Stéphaniens de la Carbonnière.

La coupe est décrite ici du NE au SW dans l'ordre de superposition des couches qui plongent de 35° au SW.

- La première assise présente tous les caractères d'une brèche sédimentaire : fragments anguleux, ne dépassant pas 10 cm, emballés dans une matrice silicifiée peu abondante. Le matériel arraché au socle cristallophyllien est de type Rouergue. Cette brèche repose sur des leptynites (feuille Albi à 1/80.000) dont les derniers décimètres présentent des traces d'altération : la roche compacte et bien structurée devient progressivement friable et est transformée en sable quartzeux blanc au contact de la brèche. Il s'agit d'un caractère déjà décrit à Carmaux pour l'amphibolite, mais l'absence d'argile comparable à la "roche chocolat" de ce bassin empêche toute assimilation plus précise.

- Les assises suivantes s'organisent en séquences métriques, granoclassées, constituées, de la base au sommet, de conglomérats, de grès et de pélites silteuses rarement argileuses :

- 1) les conglomérats ravinent les niveaux sous-jacents ; les galets (quartz, gneiss, aplite verdâtre, ...) y sont plus ou moins roulés et traduisent le caractère polygénique de cette roche ; la matrice grésomiacacée (20 à 25 %) donne une couleur gris-blanc à ces assises ;
- 2) les grès sont généralement grossiers, arkosiques et très micacés ; ils évoluent vers le haut en siltites micacées riches en végétaux fossiles (cf. infra) et en carbonate de fer concrétionné en nodules (nodules de sidérite) ; leur couleur grise peut changer localement et devenir rosée ;
- 3) les charbons et shales argileux noirs sont absents.

Seules subsistent ici les assises détritiques moyennes à grossières, où l'absence de structure sédimentaire primaire semble une règle. Dans les conglomérats, une tendance à l'imbrication des galets et au ravinement des séquences sous-jacentes suggère un mode de dépôt fluvial ; mais il faut rappeler que l'imbrication est aussi observée dans des conglomérats résultant de coulées boueuses le long de paléopentes (Walker, 1975 b) : le mode d'imbrication est différent mais l'absence d'autres structures primaires susceptibles de donner le sens du paléocourant ne permet pas d'en connaître le type. La faible proportion de matrice conduit, cependant, à donner la préférence à la première hypothèse.

La coloration rosée qui s'affirme dans la partie supérieure de la coupe peut être propre à la sédimentation stéphanienne (milieu de dépôt oxydant), mais peut être liée aussi au Permien : rubéfaction antérieure au dépôt du Permien rouge qui vient, ici, recouvrir en discordance le Houiller. Cette deuxième hypothèse me semble plus satisfaisante.

1.2. La flore.-

Manès (1836) et Bergeron (1889) ont signalé l'existence de Végétaux fossiles et mentionné le nom de quelques espèces dans leurs publications. Caraven-Cachin a publié

par deux fois (1898 et 1902) une liste exhaustive de la flore de Réalmont. Depuis la taxonomie a été révisée et a progressé si bien que les noms de nombreuses espèces ne correspondent plus à la nomenclature actuelle. De ce fait la liste de Caraven-Cachin n'a pas été reproduite en annexe et dans le tableau général de la flore de la page ; toutefois je relève ici quelques unes des espèces caractéristiques : *Odontopteris minor* (ZEILL.), *O. reichiana* (?), *O. auriculata* (BRONG.), *Linopteris brongniarti* (GUTB.), *Teniopteris abnormis* (GUTB.).

P. Vetter et N. Mazeaud (1976) ont récolté et déterminé une association de fossiles (annexe I-2) qui présente un cachet nettement stéphanien.

Toujours en 1976, J. Doubinger a déterminé une microflore (annexe I-2). Selon cet auteur, "il s'agit, ici, d'une association stéphanienne sans affinité autunienne ; la présence, il est vrai rare, de *Columinisporites hyeleri* DOUB., *Pericutosporites potonieii* MGR., *Cheileidonites* sp. et *Potonieisporites* sp. indique un niveau stéphanien B et plutôt la partie supérieure du Stéphanien B.

1.3. Etendue de cet ensemble.-

Dans la vallée du Blima, le Stéphanien est reconnu avec certitude à la Carbonnière et de part et d'autre du horst de Bellegarde (voir carte géologique) où il contient une flore (annexe I) déterminée par P. Vetter (1976). Sur la rive gauche du Blima, les quelques affleurements de conglomérats et de siltites grises et roses peuvent être, sans aucun argument décisif, rapportés au Stéphanien (faciès analogue à celui de Carbonifère) et les conglomérats de Ste-Catherine (au S de Carbonnière), à pendage ouest, ne diffèrent pas sensiblement de ceux de Carbonnière et peuvent représenter la base de l'ensemble stéphanien : il y aurait donc une remontée du socle à l'Est du Blima.

Aux abords du puits du Blima (au Sud de Carbonnière) dans le fossé bordant la RN 118, affleure une série grésopélimitique grise à interlits rosés, renfermant à la base de nombreux rognons de carbonate de fer ; aucune datation n'a pu être assurée, ici, si bien qu'elle peut être d'âge stéphanien ou permien, mais sa position structurale, au-dessus des conglomérats de Ste-Catherine, tend à prouver qu'il s'agit de la partie supérieure du Stéphanien. La couleur rouge y est dominante dans les cinq derniers mètres et peut-être due à une rubéfaction permienne (fig. 32). Une veinule de houille aurait été traversée lors du "fonçage" du puits du Blima (1813) (?).

Ainsi, dans la vallée du Blima, le Stéphanien détritique, grossier à la base, passe à un ensemble plus fin (grès et shales) dont la rubéfaction, observée au sommet, est probablement liée aux dépôts permien sus-jacents (fig. 32a, b, c).

Dans la vallée du Dadou, le Stéphanien n'affleure pas mais, néanmoins, il peut être soupçonné sous les sédiments permien :

- 1) d'abord, à l'aplomb du moulin du Cayla (voir carte géologique h.-t.) où Bergeron (1889, p. 176), a pu reconnaître, dans les déblais d'un puits, quelques exemplaires de fougères (annexe I) dont *Odontopteris minor*, espèce caractéristique du Stéphanien B-C ; ces sédiments stéphanien seraient à faible profon-

VALLÉE DU BLIMA

VALLÉE DU DADOU

BELLEGARDE
LE DOMAINE

CARBONNIERE

STE-CATHERINE

SONDAGE DE
ST-GENEST

N

S

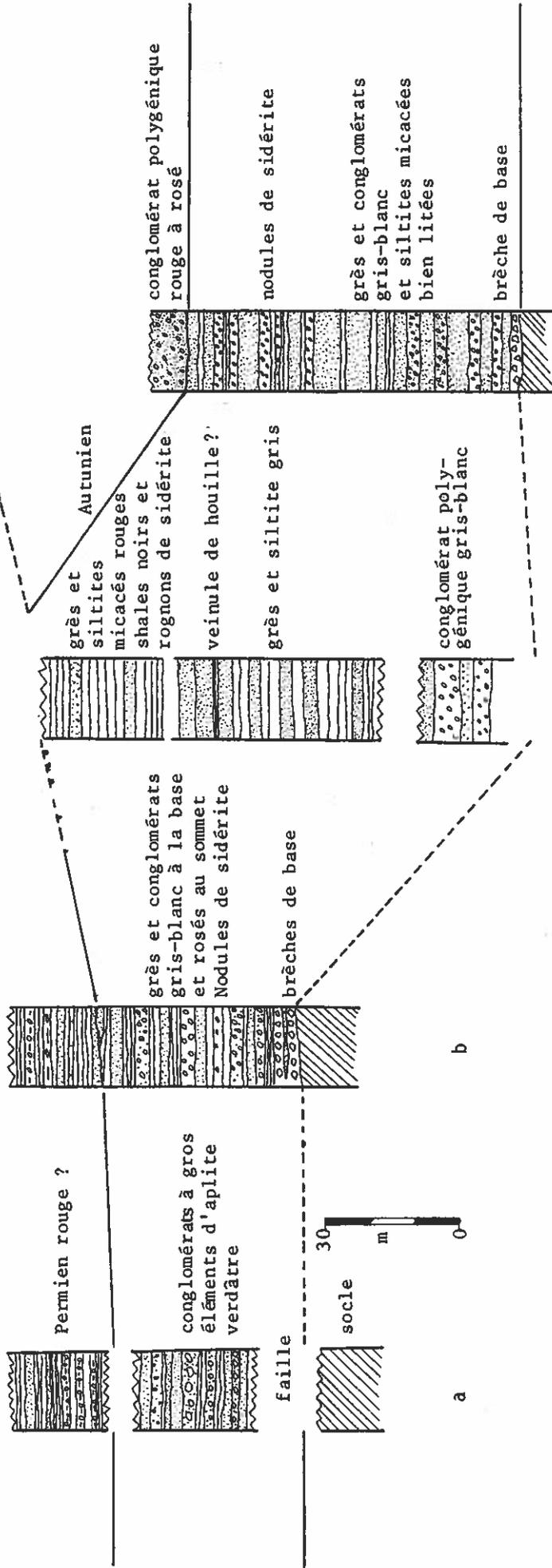


Fig. 32.- Coupes lithologiques sérieées du secteur de Réalmont.

deur sous les conglomérats permien affleurant à quelques mètres de là, dans le lit du Dadou ;

- 2) ensuite, le sondage de St-Genest (fig. 32d) a montré qu'il existe, entre le socle et les conglomérats polygéniques autuniens, un ensemble détritique grossier, parsemé de rognons de sidérite, renfermant quelques fossiles végétaux, et qui peut correspondre, par son faciès, à la série de la Carbonnière : son épaisseur serait de 90 m environ et il débute également par une brèche reposant sur un socle de schistes chloriteux vert clair.

Le Stéphaniens de Réalmont est donc représenté par une série détritique à conglomérats, grès et shales, apparemment sans charbon ; son épaisseur est estimée à une centaine de mètres et cette série débute par une assise bréchique de l'ordre du mètre, remaniant des éléments du substratum. La taille des éléments détritiques diminue de la base vers le sommet en même temps qu'apparaît la coloration rosée. Cette série renferme des assises fossilifères qui ont permis de la rapporter à la moitié supérieure du Stéphaniens : il s'agit de sédiments plus récents que ceux du bassin houiller de Carmaux.

2- LE STEPHANIEN DE LAGUEPIE.-

A une vingtaine de kilomètres au NW de Carmaux, Thévenin (1903) a mis en évidence un lambeau houiller, au lieu dit Puech-Mignon. Cette série grés-conglomératique affleure sur la rive droite de l'Aveyron dans le talus de la D 958 (voir carte géologique h.-t.). Il existe, dans ce secteur, des traces d'anciennes recherches de houille¹.

2.1. Lithologie.-

La végétation ne permet pas d'observer une coupe complète de cet ensemble. La figure 33 donne cependant un aperçu de la composition de cette série. Elle forme un synclinal orienté N 140 et d'Est en Ouest nous retrouvons les termes lithologiques observés à Réalmont :

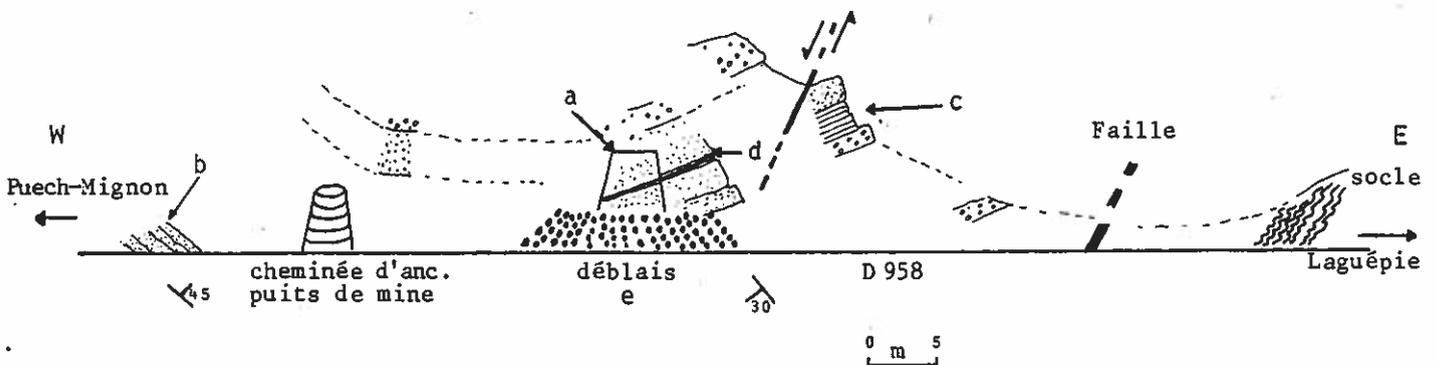


Fig. 33.- Stéphanien de Puech-Mignon.

¹Ancienne cheminée de puits et descenderie.

- 1) des conglomérats, de teinte gris clair, à ciment gréso-feldspathique renferment des éléments de quartz et de roches métamorphiques (gneiss et quartzites mylonitisés) ;
- 2) des grès blanchâtres sont constitués des mêmes éléments mais la proportion de feldspath est plus importante ; sur le front de la descenderie (a), une empreinte d'ancien tronc est visible ;
- 3) des grès fins straticulés (b) et siltites grises (c) sont très micacés (grosses paillettes de muscovite). Aucune veinule de houille n'a été observée mais l'existence d'anciens travaux de recherche suggère qu'au moins une veinule est présente, probablement à faible profondeur.

Dans l'ensemble, la stratification est peu visible, elle est seulement ébauchée par des passées silteuses et un lit de 20 cm d'argilite noire très riche en matière organique (d).

2.2. La flore.-

Zeiller (*in* Thévenin, 1903) a déterminé une association de flore (voir annexe I), récoltée dans les déblais de la descenderie (e) ; selon cet auteur, la plupart des espèces déterminées se rencontrent dans toute la série stéphanienne et passent pour une partie dans l'Autunien, mais les deux dernières (*Diplotmema ribeironi* ZEILLER. et *Sphenophyllum thoni* MAHR) appartiendraient exclusivement au Stéphanien supérieur.

2.3. Remarques.-

Un sondage¹ non localisé, probablement à proximité de ces anciens travaux, a traversé 90 m de sédiments gréseux à intercalations de pélites micacées, très bien litées, noires, sans atteindre le socle si bien que l'on peut penser que la série stéphanienne a, ici, une épaisseur supérieure à 80 m compte-tenu du pendage des couches observé en surface.

Au Sud de l'Aveyron, le Stéphanien n'affleure pas, une faille ayant la direction de l'Aveyron pouvant effondrer ou limiter cette série au Sud.

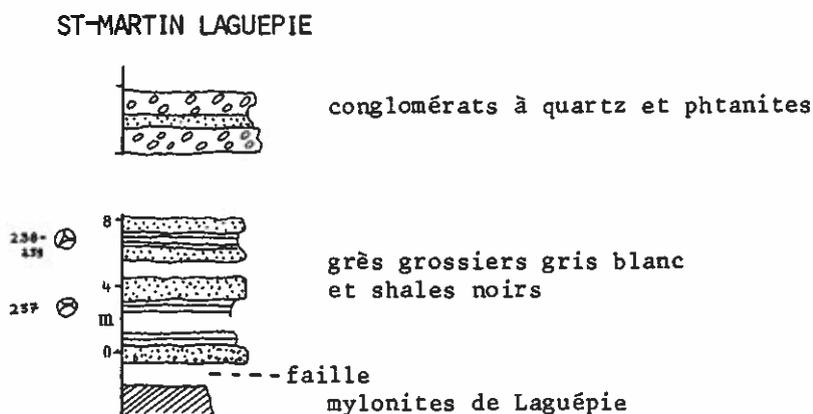
2.4. Le Stéphanien possible de St-Martin-Laguépie.-

3 km à l'Est des affleurements de Puech-Mignon, au Sud de St-Martin-Laguépie, le long du GR 36, affleure une série gréseuse à intercalations d'argilites noires charbonneuses peu épaisses (voir carte géologique h.-t.). Les grès moyens à grossiers, massifs, à paillettes de muscovite sont généralement clairs et rappellent les bancs gréseux observés dans le Stéphanien de Carmaux.

Les trois échantillons que j'ai prélevés dans les interlits argileux ont livré une microflore susceptible d'être rapportée au Stéphanien supérieur (détermination de J. Doubinger) :

¹Sondage de Puech-Mignon décrit par Manès (1836).

Fig. 34.- Stéphanien possible de St-Martin Laguëpie



- éch. n° 237.- Grandes spores opaques, parfois légèrement éclaircies et représentant probablement *Laevigatosporites maximus* (IBR.) ALP. et DOUB.

- éch. n° 238 et 239.- *Punctatisporites* sp., *Laevigatosporites vulgaris* (IBR.) ALP. et DOUB., *Punctatisporites punctatus* IBR., *Laevigatosporites perminutus* ALP., *Punctatosporites rotundus* (BHARD.) ALP. et DOUB., *Latensina triletus* ALP., *Cordaitina* sp., *Wilsonites vesicatus* KOSAN., *Potonieisporites* sp., *Vesicaspora* sp., *Gardenasporites* sp., *Vesicaspora wilsoni* SCHEMEL, *Alisporites* sp., *Florinities mediapudens* (LOOSE) POT. et KREMP., *Lundbladispota simoni* PEPP., *Latipulvinities* sp., *Leiotriletes* sp., *Potonieisporites novicus* BHARD., *Wilsonites* sp.

Age : Stéphanien supérieur probable.

Cette série est surmontée de conglomérats à quartz gris à rosés attribués à la base du Permien.

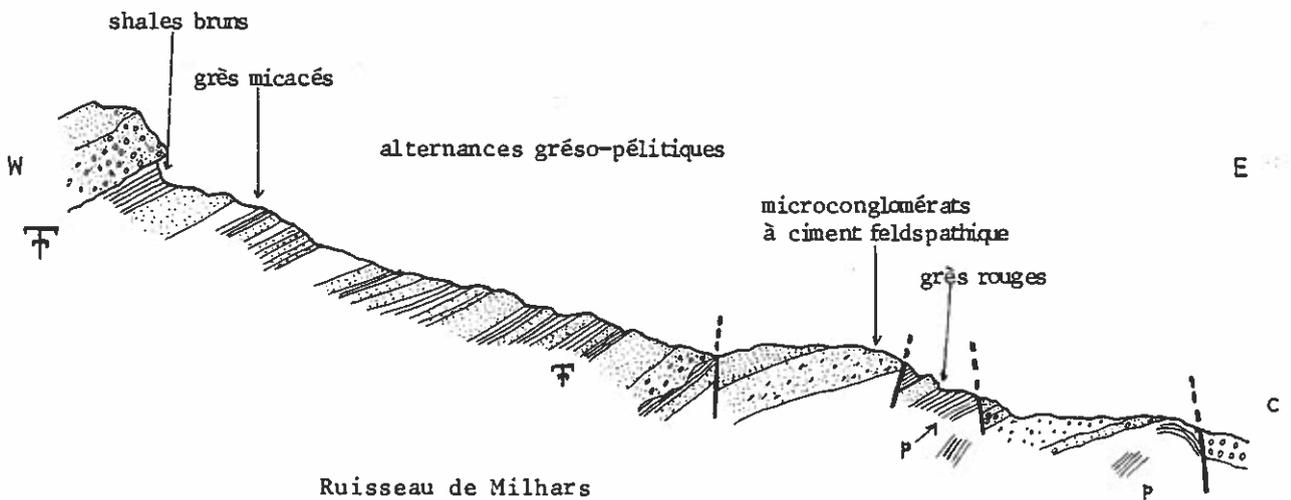
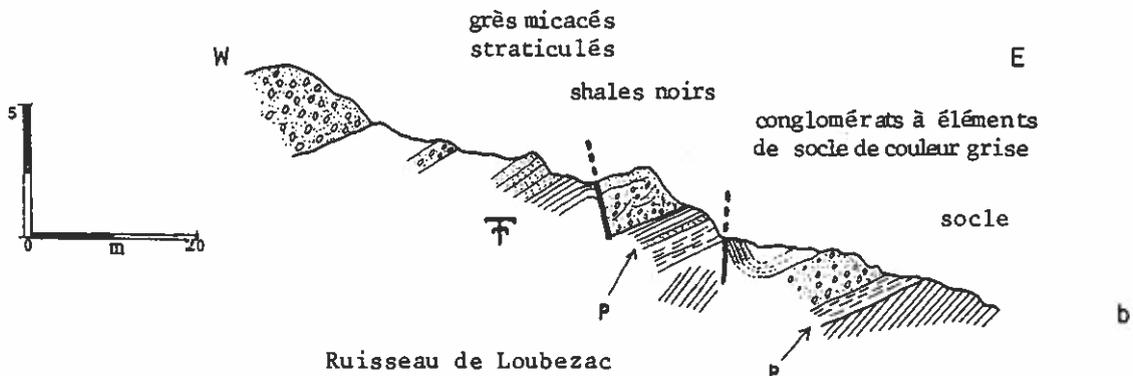
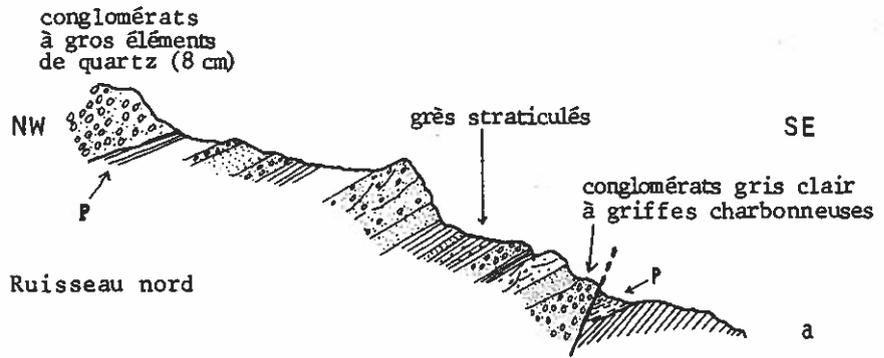
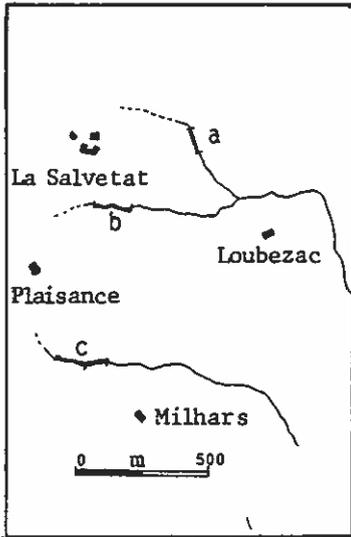
3- LE STEPHANIE DE NAJAC.-

Au Sud-Ouest de Najac, quelques kilomètres au Nord de Puech-Mignon (voir carte géologique h.-t.), j'ai mis en évidence plusieurs affleurements de Stéphanien : (1) à l'Ouest du fossé liasique de Loubezac ; (2) au Sud immédiat de Najac, dans le versant de Cantagrel qui surplombe l'Aveyron.

3.1. Le Stéphanien de Loubezac.-

Le fossé liasique de Najac est limité vers l'Ouest par le horst de diorite quartzitique de Loubezac (p. 196). Les terrains de ce horst sont recouverts dans leur partie ouest par des sédiments grésos-conglomératiques stéphanien où il existe des traces d'anciens puits de mines (voir carte géologique h.-t.). Trois ruisselets sensiblement parallèles entaillent suivant la direction E-W cette série (fig. 35).

Fig.35 .- Coupes lithologiques du Stéphanien de Loubezac.



- pélite bien litée
- grès bien lité généralement fin et silteux
- grès massif dur
- conglomérat gris blanc à quartz et éléments de socle

P argilite rouge souvent très bien litée renfermant au contact du socle des inclusions charbonneuses

⌞ flore déterminée

3.1.1. Coupe du ruisseau nord.-

Un aperçu de la coupe nous est donné par la figure 35 a. Les diorites quartziques s'altèrent progressivement et passent à des argiles rouges bien litées, sur une épaisseur de quelques mètres (p.171). L'ensemble stéphanien qui recouvre cette assise peut être décomposé en trois unités épaisses de 5 à 10 m :

1) Une unité de base, essentiellement conglomératique avec des conglomérats à quartz et gneiss où s'intercalent des lits gréseux riches en feldspath, très micacés, de teinte gris clair et à nombreuses "griffes charbonneuses", se termine par un lit d'argile noire très riche en matière organique (argilite charbonneuse) d'une épaisseur de 20 à 30 cm ; cette unité présente des analogies de faciès (stratification peu apparente, matrice gréseuse abondante dans les conglomérats de teinte grise, straticules bien développées dans les grès fins, "griffes charbonneuses" abondantes, ...) avec les sédiments stéphanien de Carmaux.

2) Une unité médiane est constituée de grès fins gris très micacés à lamines millimétriques de shale argileux noir très comparables aux "grès straticulés" observables dans le Stéphanien de Carmaux.

3) Une unité supérieure de 12 à 15 m de puissance termine cet ensemble ; sa base montre des alternances décimétriques de grès grossiers et de lits chargés en galets arrondis, non classés, qui soulignent la stratification, généralement très peu marquée ; dans la partie terminale, les pélites silteuses ou argileuses sont bien développées et deviennent rouges au contact des conglomérats sus-jacents (présumés Autunien inférieur).

3.1.2. Coupe du ruisseau de Loubezac.-

La coupe, schématisée fig.35 b, ne permet pas de reconnaître les différentes unités décrites précédemment ; en effet, des fractures sub-méridiennes doivent abaisser une bonne partie de la série ; néanmoins l'unité de base est toujours visible et repose sur les mêmes argilites rouges signalées ci-dessus ; ces argilites contiennent, en plus, des inclusions lenticulaires centimétriques de débris charbonneux (restes probables de végétaux ?). Les grès et les conglomérats y sont identiques et dans la partie supérieure de cette coupe, les pélites gréseuses noires micacées et finement litées (shales) m'ont donné une flore fossile déterminable (p.102).

3.1.3. Coupe du ruisseau de Milhars.-

La coupe, donnée fig.35 c, diffère sensiblement des précédentes :

1) le socle n'affleure pas, mais les argilites rouges observées dans la partie aval de cette coupe suggèrent qu'il est tout proche de la surface d'affleurement ;

2) la série est beaucoup moins grossière et les détritiques les plus grossiers sont des grès conglomératiques à ciment feldspathique qui n'existent qu'à la base de la série ; la plupart des sédiments sont essentiellement des grès fins bien lités où s'intercalent des shales argilo-silteux gris et des argilites charbonneuses noires avec, dans la partie moyenne de la coupe, quelques alternances centimétriques de grès

fins gris dolomitiques (fig.35).

Les shales noirs de la partie terminale de cette coupe m'ont livré une association de fossiles végétaux qui n'est pas sans intérêt pour donner une estimation de l'âge de cette série (cf. § suivant).

3.1.4. La flore.-

Dans cette série de Loubezac deux lits de shales noirs, difficiles à situer l'un par rapport à l'autre dans la série lithologique, m'ont donné des empreintes de plantes fossiles et les déterminations de J. Broutin et P. Vetter montrent qu'il s'agit d'associations caractéristiques de la deuxième moitié du Stéphanien.

L'association la plus complète provient du ruisseau de Loubezac (fig.35b) ; elle comprend les espèces suivantes : *Pecopteris ameromi* STOCKM. et WILL., *P. bucklandi* BRONG., *P. candollei* BRONG., *P. clintoni* (LESQ.) WHITE, *P. densifolia* GOEPP., *P. hemitelioides* BRONG., *P. integra* AND., *P. paleacea* ZEILL., *P. cf. pectinata* BERT., *P. subelegans* (POT.) WAGN., *P. unita* BRONG., *Odontopteris obtusa* BRONG., *O. alpina* (STERNB.) GEIN., *Sphenophyllum thonii* MAHR., *Lepidostrobophyllum acuminatum* BRONG. ; on y trouve, en plus, des empreintes d'ailes d'insectes. Il s'agit d'une association comprenant essentiellement des *Pecopteris* variés dont certains n'ont été trouvés que dans les gisements datés de la deuxième moitié du Stéphanien.

Cette même assise fossilifère a donné, après traitement palynologique, de nombreux débris de bois et de grandes spores opaques représentant probablement *Laevigatosporites maximus* (IBR.) DOUB. et ALP. ; de telles formes ont été signalées par J. Doubinger dans les couches terminales de la série de St-Etienne considérées comme Stéphanien supérieur : Stéphanien D (Bouroz et Doubinger, 1979).

Dans le ruisseau de Milhars (fig.35c), l'association est comparable à la précédente, ce qui permet, sans trop de risque d'erreur, de considérer ces deux séries comme contemporaines : *Pecopteris* sp., *P. cf. candollei* BRONG., *P. polymorpha* BRONG., *Pecopteris* sp., (?) *clintoni*, *Pecopteris cf. waltoni* CORS., *P. clintoni* (LESQ.) WHIT., *P. cf. densifolia* GOEPP., *P. hemitelioides* BRONG., *Neuropteris* sp., *Odontopteris* sp., *Aletopteris zeilleri* WAGN., *Dicksonites sterzeli* ZEILL., *Sphenophyllum oblongifolium* GERM. et KAULF.

Cependant, dans la partie moyenne de la coupe (fig.35c), j'ai trouvé un exemplaire de *Callipteris conferta* STERNB. ; cette espèce est normalement caractéristique de l'Autunien, mais, récemment, J. Doubinger et al. (1976 et 1979), en ont signalé l'existence dans le Stéphanien C de St-Etienne et de Blanzay. Il pourrait en être de même ici (renseignement oral de J. Broutin).

En résumé, cette série grés-conglomératique qui recouvre les diorites quartziques de Loubezac appartient vraisemblablement, d'après la flore qu'elle contient, à la moitié supérieure du Stéphanien. Cette série est donc plus récente que les sédiments productifs du bassin houiller de Carmaux.

3.1.5. Remarques et étendue de cet ensemble.-

Une étude comparée des trois coupes de la fig.35 met en évidence la diminution de la taille des éléments détritiques du Nord vers le Sud avec parallèlement une augmentation sensible de la puissance de la série suivant la même direction.

Dans la configuration originelle du bassin, la partie nord devait occuper une position plus proximale, par rapport aux reliefs environnants, sources des détritiques, que la partie sud (?).

Cette série peut se prolonger plus au Nord sur plus d'un kilomètre et un affleurement épais de quelques mètres, visible dans le talus de route qui relie la Crouzille à la D47 (voir carte géologique h.-t.), dont les caractères lithologiques sont comparables, en serait le témoin ; malheureusement, aucun indice ne me permet de le dater avec certitude et cette assimilation est donc hypothétique.

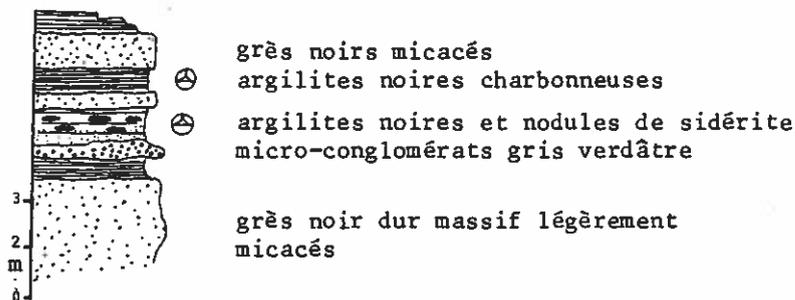
3.2. Le Stéphanien de Cantagrel.-

Le ruisseau de Cantagrel (1 km au Sud de Najac) entaille dans sa partie aval une formation hachée par des fractures. Une portion de coupe (fig.36) a permis d'identifier un lambeau stéphanien, à plongement ouest de 35° environ (voir carte géologique h.-t.).

Il s'agit d'une succession de grès fins gris à noirs peu micacés à intercalations d'argilites noires charbonneuses. Un banc microconglomératique gris verdâtre est recouvert par des shales noirs à nombreux nodules de sidérite ; on se souvient que l'existence de tels nodules est fréquente dans le Stéphanien de Réalmont.

Fig.36 .- Coupe du Stéphanien de Cantegrel

SOURCE DE CANTEGREL



Les échantillons que j'ai prélevés dans ces argilites noires ont permis à J. Doubringer de déterminer l'association palynologique suivante : *Calamospora* sp., *Punctatisporites punctatus* KOS., *Savitrissporites camptotus* ALP., *Apiculatisporites* sp., *Acanthotriletes multispinosus* (IBR.) POT. et KREMP., *Lycospora pusilla* (IBR.) SOMERS,

Leiotriletes sp., *Florinites* sp., *Laevigatosporites vulgaris* (IBR.) ALP. et DOUB., *Punctatisporites* sp. L'âge indiqué par cette association, selon J. Doubinger, peut être Stéphanien B supérieur à C : dans le bassin de St-Etienne une association assez voisine a été isolée au toit de la couche des Littes (Liabeuf et Alpern, 1969), considérée comme Stéphanien C.

3.3. Récapitulation.-

Les affleurements relativement proches de Laguépie et de Najac, dont l'âge stéphanien est fort probable (datation obtenue par la flore et la microflore), semblent sensiblement analogues par leur faciès et leur flore. Ils peuvent constituer les témoins d'un même bassin stéphanien situé le long de la faille de Villefranche. Son étendue est impossible à préciser mais ce bassin peut, dans ce secteur, être induit et lié à un jeu paléozoïque de la faille de Villefranche : on pourrait avoir un bassin stéphanien du type sillon houiller (âge comparable), mais le volcanisme fréquent dans ce dernier type de bassin et les couches de houille n'ont pas été observés dans notre région.

4- ESSAI DE CORRELATION DE CES DIFFERENTS ENSEMBLES.-

Les dépôts de Réalmont, de Laguépie et de Najac sont sensiblement contemporains et leurs âges oscillent entre le Stéphanien B supérieur et le Stéphanien C. On peut donc les considérer comme appartenant à la deuxième moitié du Stéphanien par opposition avec les sédiments houillers de Carmaux dont l'âge est stéphanien inférieur à moyen (première moitié du Stéphanien).

Une tentative de comparaison des différentes séries de Réalmont, Laguépie et de Najac est donnée sur la figure 37, mais aucun niveau repère (gores blancs, tonsteins, etc...) ne permet d'établir des corrélations précises. Si les affleurements de Laguépie-Najac appartiennent à un seul bassin, Réalmont est plus isolé au SE et le seul caractère commun entre ces deux bassins semble être leur alignement sur des accidents subméridiens :

- Accident de la Salvetat-Peyralès pour Réalmont (?),
- Faille de Villefranche pour Laguépie-Najac.

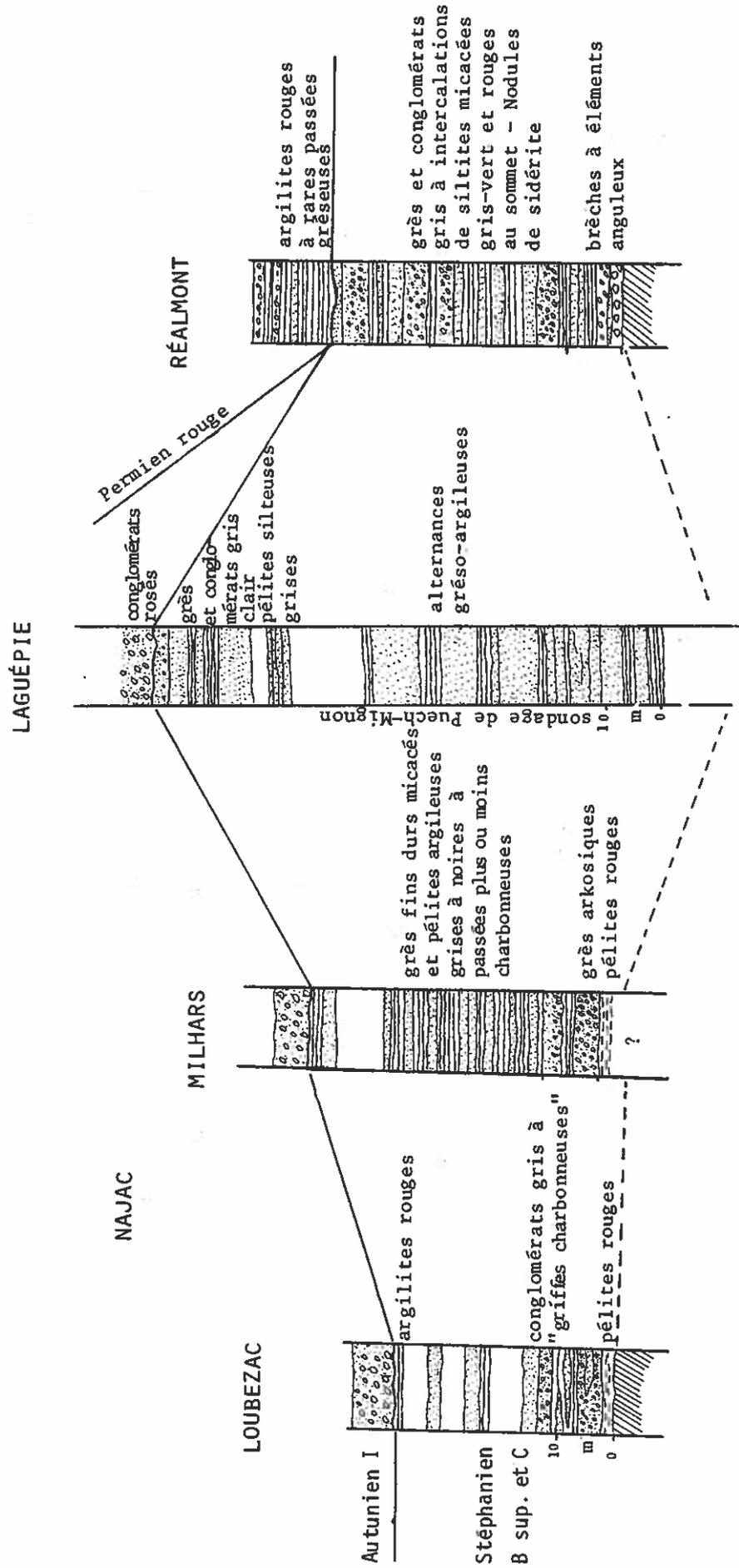
Ces sédiments stéphanien diffèrent de ceux de Carmaux :

- 1) par l'absence quasi-totale de couches de houille,
- 2) par le caractère plus grossier de leurs sédiments (Réalmont, Laguépie et Najac en partie),
- 3) par un faciès qui tend à se rapprocher de celui de l'Autunien inférieur (voir coupe du ruisseau de Milhars au SW de Najac).

Ils s'en rapprochent :

- 1) par l'existence de nodules de sidérite,
- 2) par des niveaux à plantes fossiles (Réalmont, Laguépie et Najac),
- 3) par des interlits de grès straticulés dans les sédiments fins (voir coupe du ruisseau de Loubezac -Najac-).

Fig. 37.- Essai de corrélation stratigraphique du Stéphanien de Najac à Réalmont.



5- LE PROBLEME DE LA SERIE DETRITIQUE FINE DU CIMETIERE DE NAJAC.-

Au pied du château de Najac, adossée par faille contre le socle cristallophyllien, affleure une alternance de grès et de pélites brunes (voir carte géologique h.-t.). Dans ce secteur, la série grésopélimitique est très fracturée et les couches sont fortement redressées ; néanmoins, dans le talus de la D 594, sous le cimetière de Najac, une succession continue est visible sur plus de 100 m (fig.38). Il s'agit d'une série attribuée par Thévenin (1903) aux "grès fissiles" de l'Autunien inférieur.

Les grès sont massifs, gris et ocres, généralement peu micacés, en bancs de 2 à 6 m d'épaisseur.

Les alternances de pélites sont abondantes, généralement grises, elles sont violacées par endroit ; le litage est bien marqué.

Dans ces interlits argilo-silteux, viennent s'intercaler des bancs décimétriques carbonatés gris et ocres et un lit de quelques centimètres de charbon impur est visible 100 m à l'Ouest du cimetière de Najac.

J'ai trouvé dans le banc gréseux recouvrant ce filet charbonneux des empreintes de végétaux dont la liste, établie par J. Broutin, est la suivante : *Annularia stellata* SCHLOTH., *Pecopteris* sp., *Cordaites* sp., *Pecopteris* (?) cf. *pectinata* BRONG., *P. candollei* BRONG., *Odontopteris* cf. *alpina* (STERN.) GEIN., *P. cyathea* SCHLOTH., *Scolecopteris candolleana* (BRONG.) STUR, sensu Barthel 1976, *Callipteris* sp. (Pl.-photogr. III)

Il est intéressant d'y noter la présence d'*Odontopteris* de type *alpina* que J. Doubinger a trouvé récemment dans le "Stéphanien B" de Blanzay (renseignement de J. Broutin). La forme *Callipteris* sp. n'a été reconnue jusqu'à maintenant que dans l'Autunien ; ces renseignements rendent incertaines les affinités, stéphaniennes ou autuniennes, de cette association. Cependant, un argument micropaléontologique vient en faveur d'une affinité stéphanienne : en effet, J. Doubinger a déterminé une association palynologique caractéristique du Stéphanien ; l'échantillon provenant du filet argilo-charbonneux a livré les spores suivantes : *Calamospora* sp., *Punctatisporites punctatus* KOS., *Savitrissporites carptotus* ALP., *Apiculatisporites* sp., *Acanthotriletes multispinosus* (IBR.) POT. et KREMP., *Lycospora fusilla* (IBR.) SOMERS, *Leiotriletes* sp., *Florinrites* sp., *Laevigatosporites vulgaris* (IBR.) ALP. et DOUB., *Punctatosporites* sp.

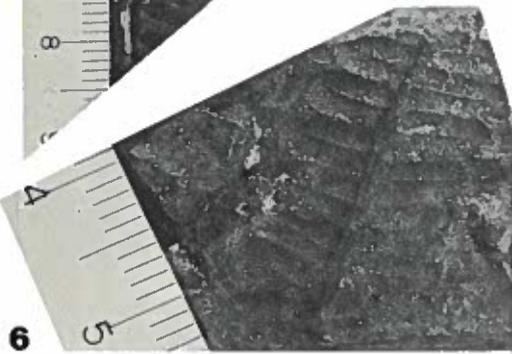
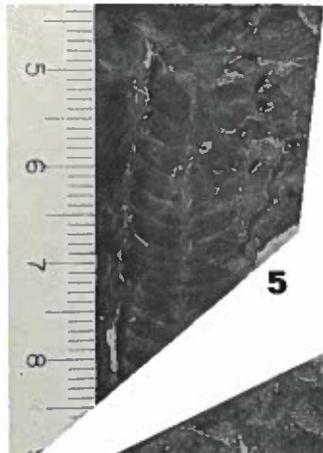
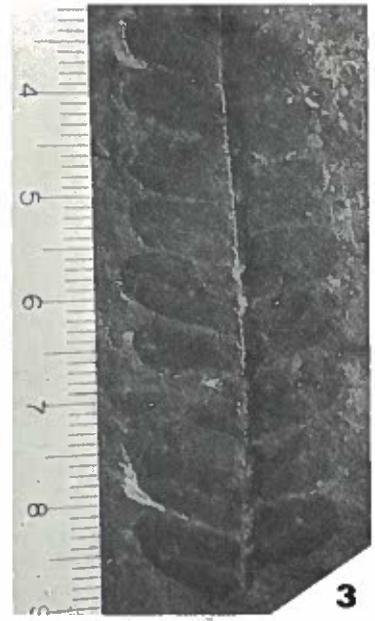
L'âge probable de cette association est stéphanien B supérieur.

LÉGENDE PL. II.- Flore fossile du Stéphanien de Loubezac.

1. *Pecopteris candollei* BRONG. - 2. *P. unita* BRONG. - 3. *Neuropteris* sp. -
- 4, 6. *P. clintoni* (LESQ.) WHITE - 5. *P. bucklandi* BRONG. - 7, 8. *P. paleacea* ZEILL.
9. *P. polymorpha* BRONG. - 10. *P. ameromi* STOCKM. et WILL.

1, 3, 4.- Ruisseau de Milhars. 2, 5, 6, 7, 8, 9 et 10.- Ruisseau de Loubezac.

PLANCHE II



Ces indications paléontologiques tendent à attribuer cette formation à la moitié supérieure du Stéphanien, mais la présence de *Callipteris* sp. conduit à s'interroger sur cette interprétation.

Les caractères lithologiques ne permettent pas de trancher en faveur du Stéphanien ou de l'Autunien car nous avons vu, précédemment, que les sédiments de la deuxième moitié du Stéphanien, en particulier ceux du ruisseau de Milhars (fig.35 c) se rapprochent des sédiments de l'Autunien. Peut-être d'autres découvertes paléontologiques, par la suite, permettront de résoudre cette ambiguïté. Dans cette étude, je considère cette série comme stéphanienne, en laissant subsister cependant un doute.

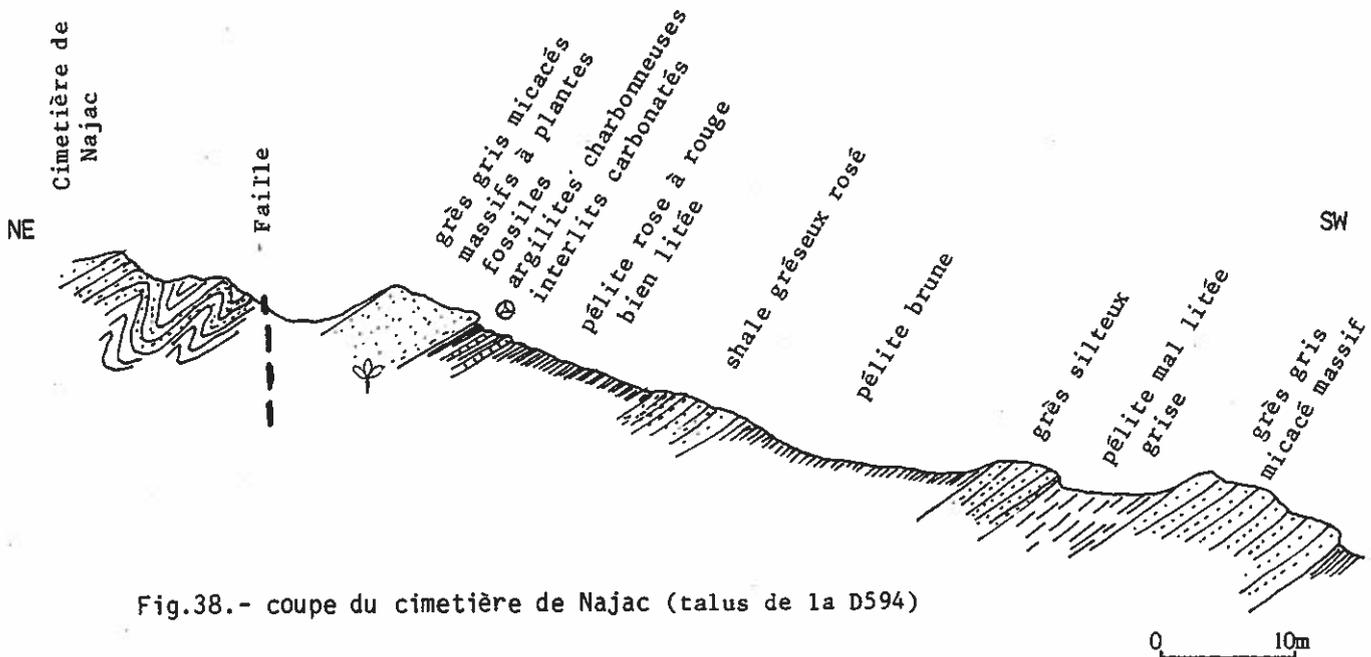
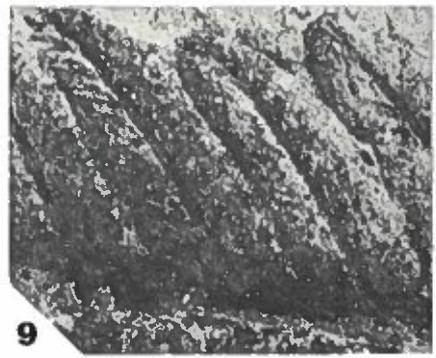
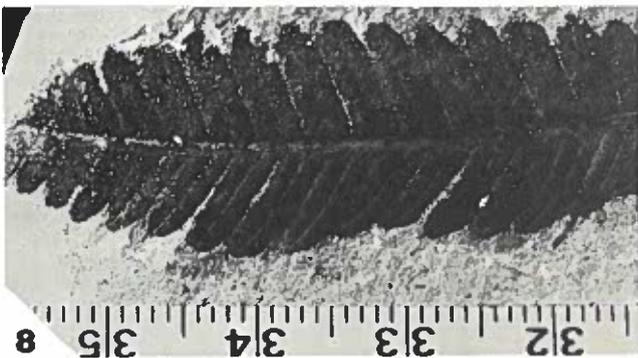
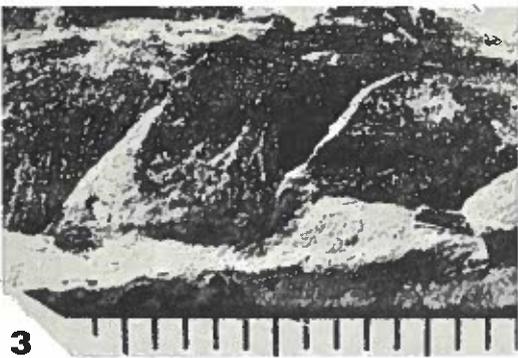
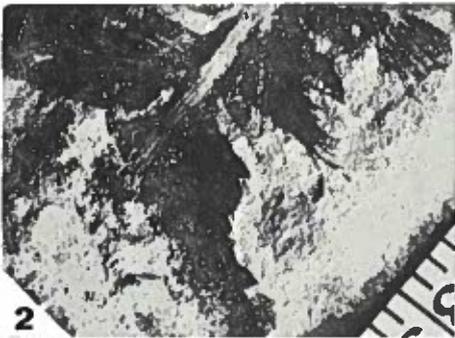
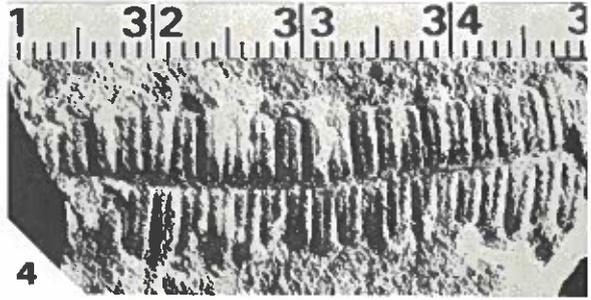


Fig.38.- coupe du cimetière de Najac (talus de la D594)

LÉGENDE PL. III.- Flore fossile de la série du cimetière de Najac.

- 1, 2, 3. *Odontopteris* cf. *alpina* (STERNBERG) GEINITZ - 4. *Pecopteris cyathea* SCHLOT.
 5. *Callipteris* sp. - 6. *Annularia stellata* SCHLOT. - 7. *Pecopteris* sp. -
 8, 9. *Scolecopteris candolleana* (BRONG) STUR, *sensu* BARTHEL, 1976.

PLANCHE III



CHAPITRE III

LITHOSTRATIGRAPHIE DES TERRAINS PERMIENS

Les sédiments stéphanien de Carmaux, de Najac-Laguépie et de Réalmon sont recouverts par une série permienne toujours mollassique avec, cependant, quelques différences sensibles dans l'agencement géométrique (organisation en séquences) et géographique (aire de répartition) de ces dépôts.

En affleurement, ces sédiments se répartissent suivant plusieurs secteurs :

- 1) sur le pourtour SW du Rouergue cristallin avec le Permien de la vallée du Cérou, de Laparrouquial et du ruisseau d'Aymer ;
- 2) le long de la faille de Villefranche avec les sédiments de Najac, de Laguépie et de la Grésigne ;
- 3) sur la bordure ouest de l'Albigeois cristallin avec les affleurements de Réalmon (vallée du Dadou).

Ces sédiments s'étendent largement sous les sédiments éo-oligocènes de l'Albigeois comme le montrent les nombreux sondages effectués à l'Ouest du bassin houiller de Carmaux (voir carte de l'emplacement des sondages, fig.39) et le sondage de Lavaur. On peut considérer qu'il en est de même sous le Quercy avec le sondage de St Martin-Labouval.

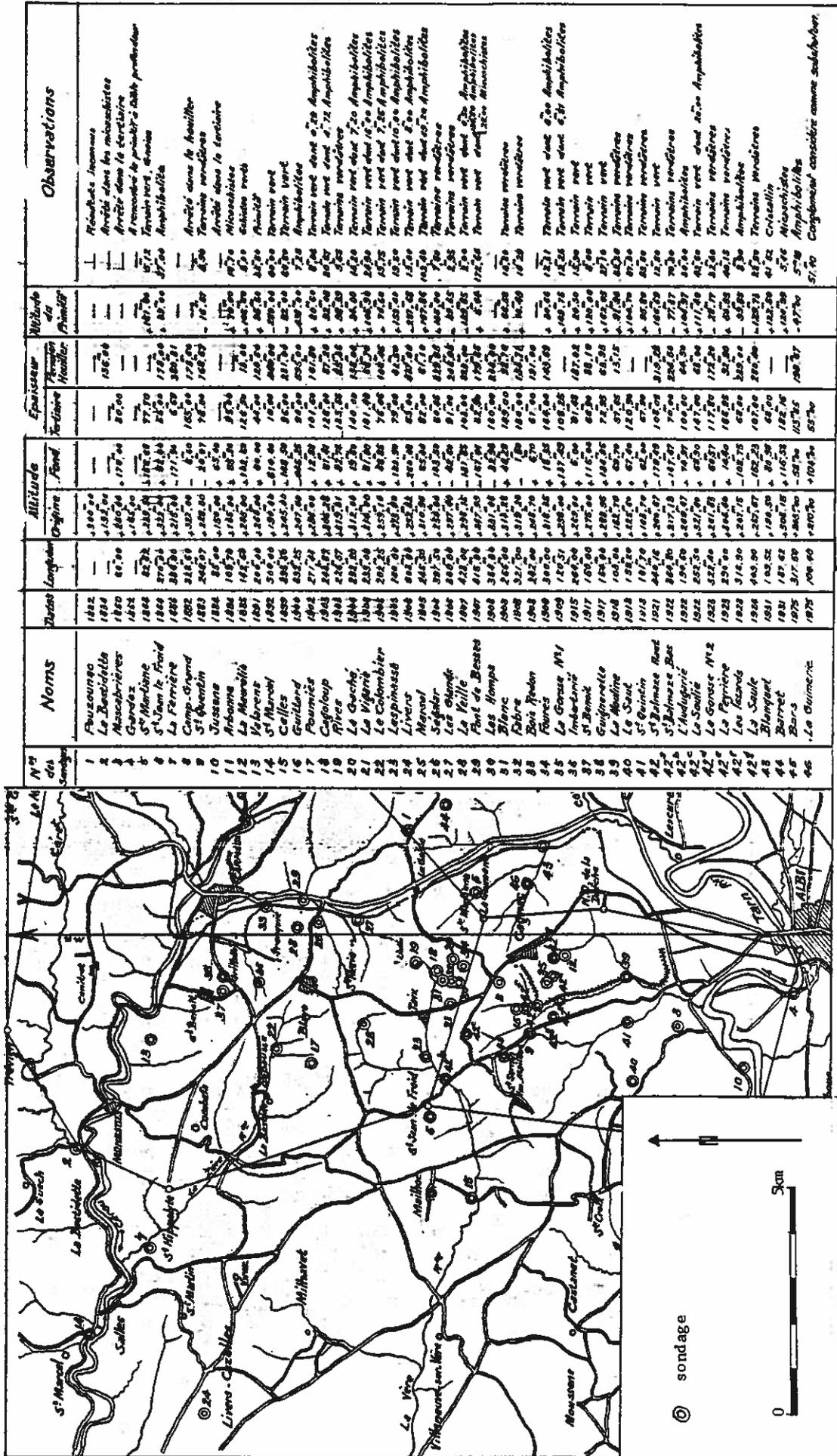
1- LES SEDIMENTS PERMIENS DE LA VALLEE DU CEROU.—

Ces sédiments, à l'Ouest de Carmaux, reposent en discordance sur le Stéphanien inférieur et moyen du bassin houiller (Gras, 1974 et 1978). Ils débutent par un épais conglomérat.

1.1. L'ensemble détritique grossier.-

Cet ensemble est présent, partout, à la base du Permien, et dans la vallée du

Fig. 39.- Localisation et nomenclature des sondages réalisés par Les Houillères d'Aquitaine.
(d'après doc. H.A.)



Cérou, il est visible dans plusieurs secteurs ; aucun banc-repère n'a permis de corrélations précises entre les différentes coupes ; ces coupes seront, dans ce paragraphe, examinées en détail dans chaque secteur.

1.1.1. Les conglomérats de Bars.-

Il s'agit d'un ensemble détritique grossier recoupé par le sondage de Bars (n° 45, HA.Cx.1974, fig.40) effectué immédiatement à l'Ouest du bassin houiller (fig.39). D'après le relevé réalisé par H. Gras (1974), ce sondage a traversé 113,65 m de sédiments tertiaires, puis 200 m d'un ensemble à dominante conglomératique avant d'atteindre le socle d'amphibolites.

L'étude détaillée de ce sondage m'a permis de subdiviser cet ensemble en trois mégaséquences ou unités (fig.40) :

- *La mégaséquence inférieure* (50 m environ) repose sur le socle amphibolitique. Le contact se fait par un joint écrasé à pendage de 40° environ dû sans doute au jeu d'une faille de faible importance (Debrand-Passard et Greber, 1975). Elle s'organise en séquences métriques à décamétriques généralement incomplètes où n'apparaît que la succession conglomérat-grès. Le conglomérat, toujours polygénique, renferme des éléments de quartz et en proportions moindres de roches cristallophylliennes provenant du socle environnant ; ces éléments peuvent atteindre 10 cm et plus à la base de cette unité. Un ciment gréseux micacé gris et rouge constitue la matrice. Le grès, où se retrouvent les mêmes éléments, a une granulométrie variable, allant du grès grossier au grès fin.

- *La mégaséquence moyenne* (90 m environ) débute par un conglomérat polygénique rouge induré, où la matrice est relativement peu abondante. Les séquences, du même ordre de grandeur, évoluent dans la partie supérieure de cette unité vers des séquences plus complètes où les siltites argileuses atteignent des épaisseurs de plusieurs mètres. Parallèlement à cette évolution, le conglomérat tend à devenir monogénique (galets de quartz seuls) et la couleur, d'essentiellement rouge à la base, devient verte puis grise dans la partie moyenne et supérieure de cette unité.

- *La mégaséquence supérieure* (50 m environ) est agencée en séquences complètes à base conglomératique et sommet argilo-silteux souvent bien lité (shale) et dont la teinte devient rouge violacée. La taille des éléments des rudites diminue de la base au sommet ; simultanément cette roche perd son caractère polygénique pour ne contenir que du quartz dans les séquences terminales.

Datation.- Une microflore a été isolée et déterminée dans les deux premières unités par J.J. Châteauneuf (*in* Debrand-Passard et Greber, 1975), d'après des échantillons provenant des interlits argilo-silteux noirs ou gris (localisation, fig.40) :

- le niveau (1) est peu fossilifère (annexe II), et selon J.J. Châteauneuf, "la rareté de la microflore ne permet pas de comptage et l'âge reste incertain ; cependant l'absence de *Potonieisporites* suggère un âge Stéphanien terminal" ;
- le niveau (2) donne une association plus complète (annexe II) et "les pourcenta-

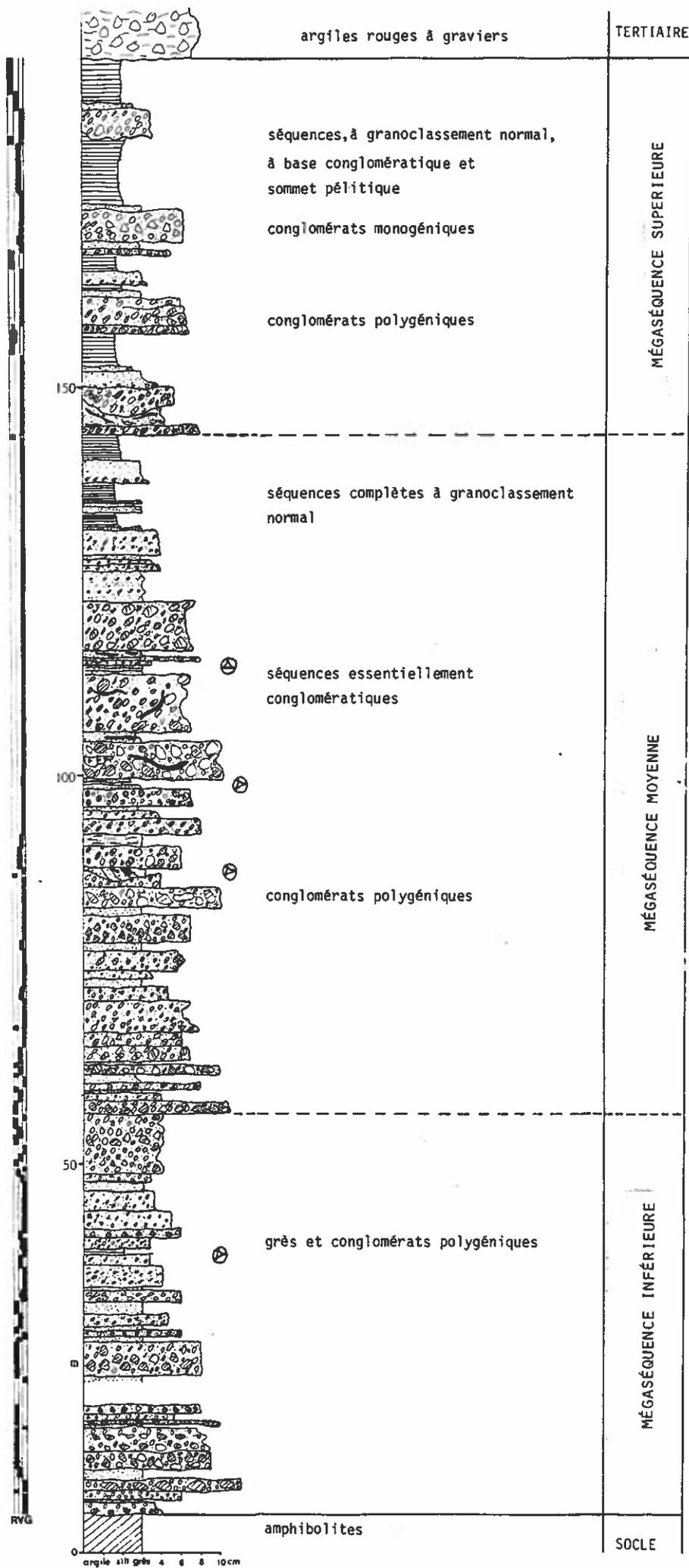


Fig.40.- Coupe du sondage de Bars

a
Sondage de Livers

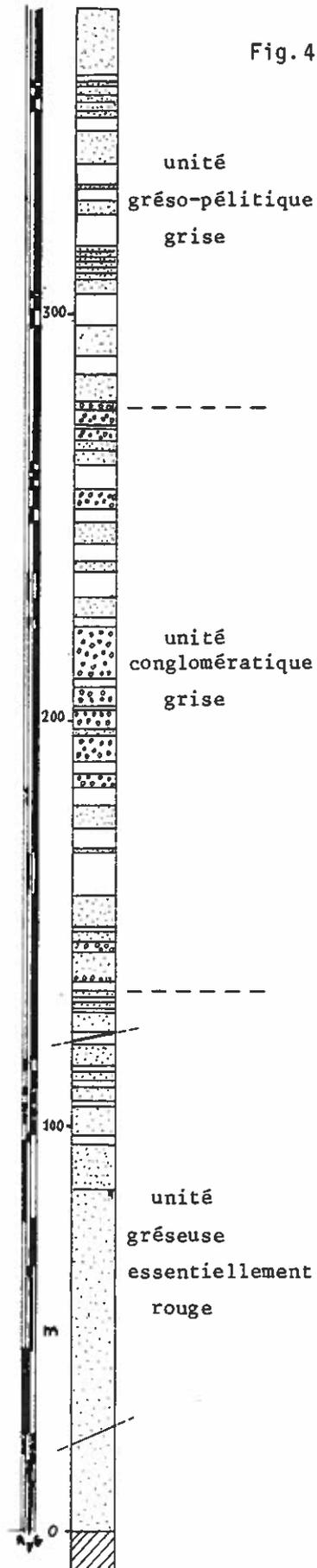
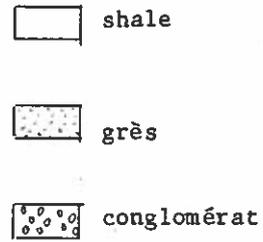
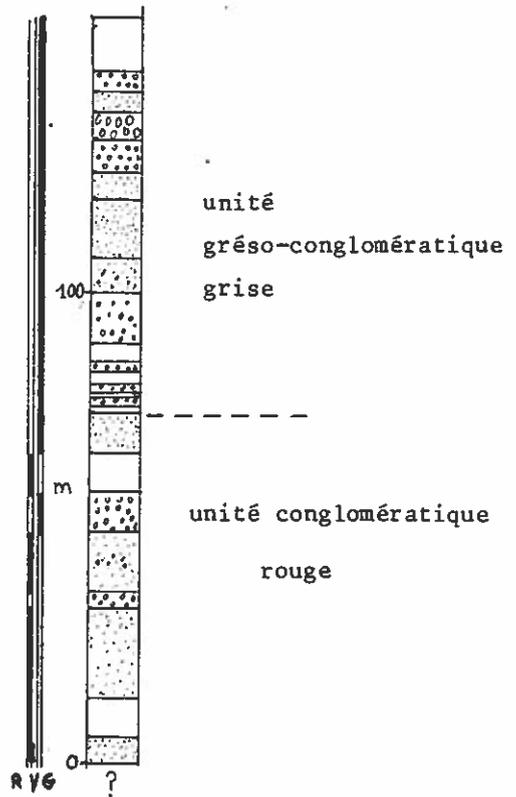


Fig. 41 .- Coupes d'anciens sondages



b
Sondage de Valarens



ges très faibles de spores monolètes, la présence de *Monosaccates* et de *Vittatina* dome un âge autuno-stéphanien (zone A1, Doubinger 1974)";

- les niveaux (3) et (4) livrent une association comparable.

Ces résultats suggèrent une coupure stratigraphique possible entre l'unité inférieure et médiane, où, à une microflore à tendance stéphanienne, succède une microflore à signification ambiguë présentant à la fois des caractères stéphanien aussi bien qu'autunien. Cette ambiguïté diminue la valeur stratigraphique de ces associations si bien que la coupure stratigraphique ne semble pas totalement justifiée.

Cet ensemble grés-conglomératique apparaît toujours à la base du Permien. Ceci constitue un argument lithostratigraphique de valeur, si bien qu'il devient plus logique de le considérer comme Autunien de base. Cette unité serait alors "caractérisée" par une telle microflore, aux affinités ambiguës.

Etendue. - Un ensemble très comparable a été, plus au Nord, traversé par sondage entre Carmaux et Monestiés : sondage de Valarens (n° 13, H.A.Cx 1892). Sur une coupe très sommaire de ce forage (fig.41 b), il est possible de retrouver les trois unités précédentes :

- 1) à la base, un ensemble rouge essentiellement gréseux,
- 2) une unité moyenne grise et rouge grés-conglomératique à rares interlits argileux gris,
- 3) une unité grés-conglomératique grise avec au sommet un banc plurimétrique d'argilite et de siltite grises.

En affleurement, cet ensemble est adossé à la faille du Cérou, de Carmaux à Mas Blanc (voir carte géologique h.-t.), mais nous n'apercevons là que les unités moyenne et supérieure dans lesquelles les conglomérats tendent à être monogéniques et de couleur grise à blanche.

Cet ensemble conglomératique, observé à Bars et à Valarens, recouvre le Stéphanien de Carmaux sur sa partie ouest et a été traversé lors du fonçage du puits de Lentin.

1.1.2. Les conglomérats du Lizert.-

Au Nord de Salles sur Cérou (voir carte géologique h.-t.), dans le lit du ruisseau du Lizert, sur les micaschistes rubéfiés repose en discordance un ensemble conglomératique (fig.42 a).

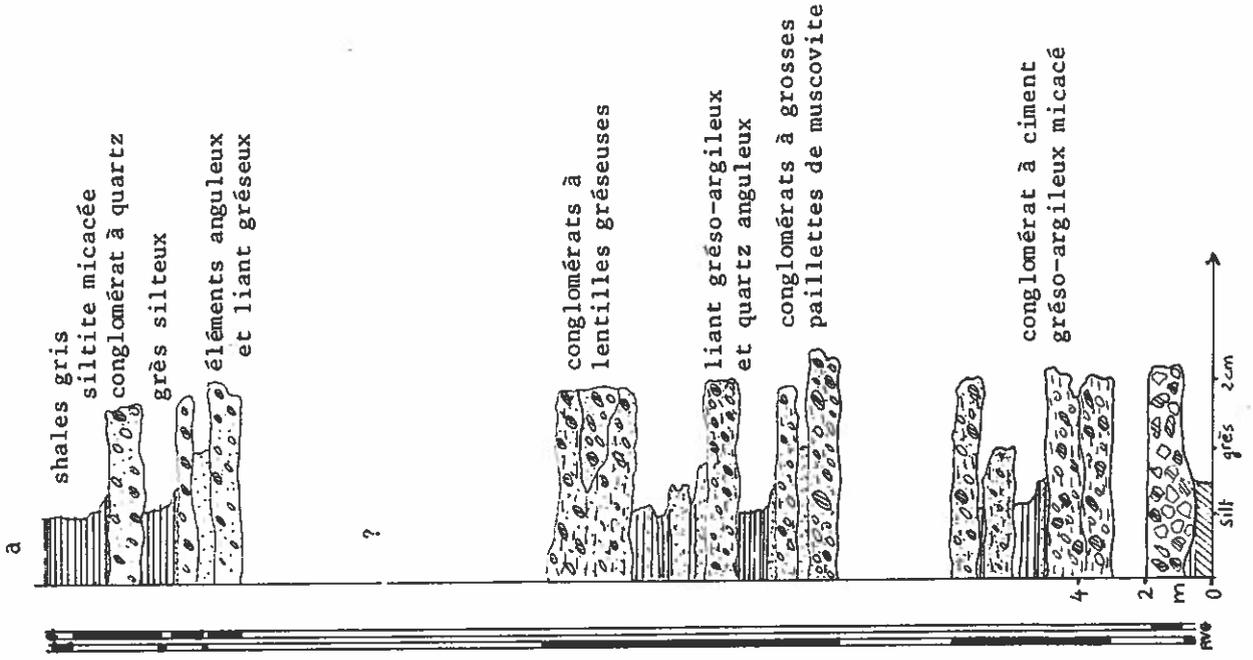
Il débute, à la base, par un lit métrique de brèche indurée à éléments anguleux de micaschistes. Au-dessus se développe un ensemble, épais d'au moins 50 m, à alternances de conglomérats, de grès et de siltites argileuses agencées en séquences plus ou moins complètes.

Dans la partie inférieure, les conglomérats, à quartz et éléments de micaschistes rubéfiés, ont une matrice phylliteuse rouge ; les grès rouges massifs, peu épais, présentent une dureté supérieure à celle des conglomérats, les siltites et les argilites rouge-violacé constituant une partie plus importante que les grès dans la séquence.

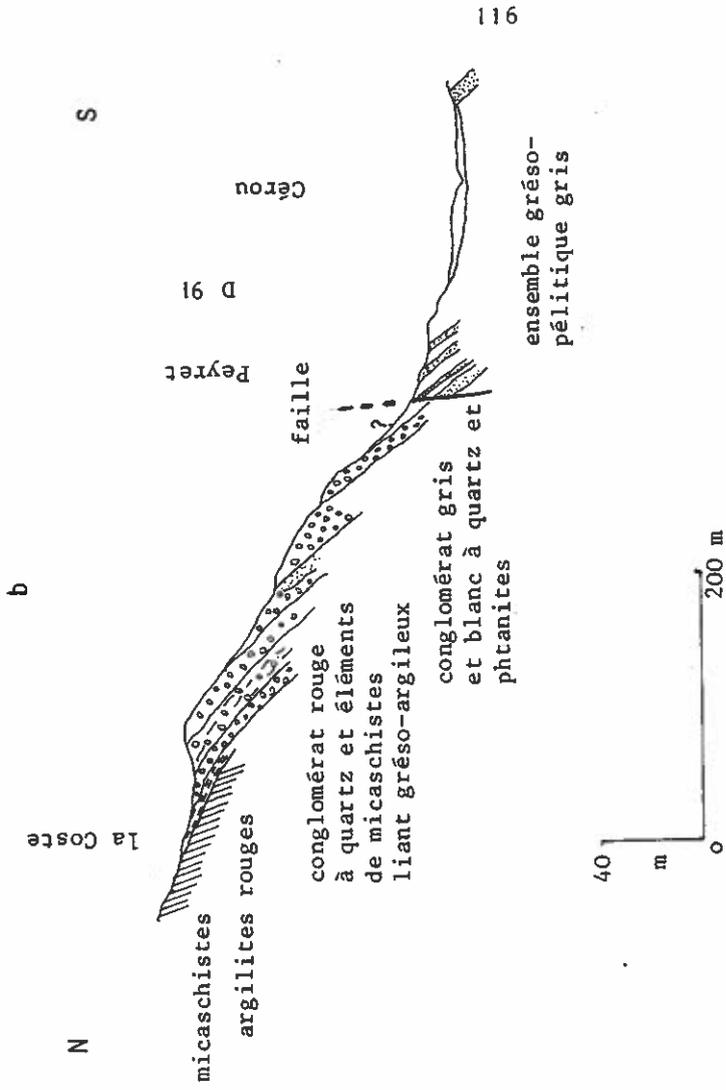
Dans la partie médiane (sommet de la coupe fig.42 a), la couleur rouge s'estompe

Fig.42.- Coupes de l'ensemble conglomératique de la partie ouest de la vallée du Cérou.

RUISSEAU DU LIZERT



COUPE DE PEYRET



et ne subsiste que dans les parties argileuses des séquences. Le caractère polygénique des conglomérats persiste toujours.

Dans la partie supérieure (sommet du versant ouest du ruisseau du Lizert), les séquences sont composées essentiellement de conglomérat blanc, en bancs massifs où dominent les galets de quartz et de phtanite (caractère monogénique prépondérant). La tendance arkosique du ciment s'affirme et se retrouve dans les arkoses ocres intercalées dans ces conglomérats.

Bien qu'il n'existe pas, pour ce secteur, une coupe continue, ces observations sommaires suggèrent un découpage en trois unités, comparable à celui de l'ensemble de Bars. Il s'agit probablement du même ensemble lithologique mais l'absence de datation ou de banc-repère ne permet pas de conclure affirmativement.

1.1.3. Les conglomérats de Peyret.-

Deux kilomètres à l'Ouest de St-Marcel, sur le versant nord de la vallée du Cérou, entre Lacoste et Peyret (voir carte géologique h.-t.), nous retrouvons un ensemble conglomératique et du Nord vers le Sud, la succession est la suivante (fig. 42b) :

- un conglomérat induré à quartz et micaschistes reposant normalement sur les micaschistes rubéfiés,
- un conglomérat à matrice phylliteuse rouge (10 m au moins),
- un conglomérat gris-clair à quartz et phtanites qui affleure en surface structurale dans le versant surplombant Peyret (40 m au moins).

Cette coupe sommaire montre les mêmes particularités lithologiques que celle du ruisseau du Lizert.

Il s'agit ici, probablement de conglomérats de base du Permien et non du Stéphaniennien comme le pensait Bergeron (1905).

1.1.4 Les conglomérats de Magot.-

Deux kilomètres environ au Sud-Ouest de St Marcel, dans la vallée du ruisseau de Magot, affleurent, sur quelques mètres carrés, en contact avec les argiles rouges à graviers de l'Albigéois, des conglomérats gris-blanc à quartz et phtanites comparables à ceux de la partie supérieure des conglomérats du Lizert et de Peyret.

Plus au Sud, le sondage de Livers (n° 24, H.A.Cx 1906, coupe fig. 41 a), après avoir recoupé 53 m de sédiments tertiaires et 192 m d'un ensemble grésopélimitique gris, a traversé 145 m d'une formation grésos-conglomératique puis 150 m de sédiments gréseux rouges par endroit, avant d'atteindre le socle (amphibolite ?). Compte-tenu du pendage des conglomérats de Magot, en supposant l'absence d'accident ou de plissement important entre Magot et Livers, les conglomérats de Magot peuvent être le prolongement vers le Nord de la série recoupée par sondage sous l'ensemble grésopélimitique gris (fig. 68). Ces conglomérats occupent alors la même position stratigraphique que ceux de Peyret et du Lizert ; il s'agit probablement du même ensemble.

1.1.5. Récapitulation.-

Cet ensemble détritique grossier, de plus de 150m d'épaisseur, se retrouve partout à la base de la série gréso-pélimitique grise, dans la vallée du Cérou. Il peut être découpé en trois unités d'après la nature des galets qu'il renferme et la couleur de ces assises. Cet ensemble est caractérisé par une microflore aux affinités ambiguës (Autuno-Stéphanien : zone A₁, Doubinger 1974), mais son étendue, toujours à la base du Permien, suggère davantage une liaison avec le bassin permien et il peut être considéré comme "Ensemble gréso-conglomératique" de la base de l'Autunien ou "Autunien I".

1.2 La série gréso-pélimitique grise.-

Dans la partie moyenne et occidentale de la vallée du Cérou (secteur de Salles-St Marcel : voir carte géologique h.-t.), affleure une épaisse série pélimitique où s'intercalent des bancs gréseux métriques. D'après la couleur des bancs pélimitiques, cette série peut être subdivisée en deux ensembles : 1) un ensemble gris inférieur ; 2) un ensemble supérieur gris à intercalations bleutées et rouge violacé qui est beaucoup plus épais.

1.2.1. L'ensemble gréso-pélimitique gris inférieur.-

Description de la coupe-type. - Sur la rive gauche du Cérou, 1 km au SW de St-Marcel, dans le secteur du Bosc de Soulié, le talus de l'ancienne voie de chemin de fer permet d'observer, sur plus de 10 m d'épaisseur, une succession homogène de grès fins, de siltites et d'argilites grises à rares intercalations de grès à ciment calcaire, (fig.43).

L'ensemble, observé sur cette coupe, est organisé en séquences métriques (voir plus loin, p.181), chacune d'elles étant composée de plusieurs termes :

- 1) siltites microlitées ou varvées (?) à interlits gréseux transformés en pseudo-nodules et alternances silto-gréseuses montrant des structures de type "flasers" et des lamines ondulées avec des intercalations de lamines carbonatées ;
- 2) shales argileux gris à noir à flore et microflore ;
- 3) grès fins gris micacés et durs, souvent mouchetés (mouchetures de pyrite ?) formant des bancs, pluridécimétriques à métriques, à laminations planes et ondulées (rides) et intercalations de bancs centimétriques de grès carbonaté.

Ces différents termes lithologiques sont décrits dans l'Autunien gris de Lodève par J. Garric et al. (1964) et J. Laversanne (1976), mais il manque, sur notre coupe, les bancs cinéritiques et les alternances dolomito-bitumineuses connues dans ce dernier domaine.

Datation. - Des interlits argilo-silteux gris à noirs ont livré une microflore (voir rapport de J. Doubinger, 1976) : cette association palynologique (annexe IIc) suggère un âge autuno-stéphanien (zone A₁, Doubinger 1974).

N. Mazeaud et P. Vetter (1976) ont identifié une macroflore (annexe I) avec en

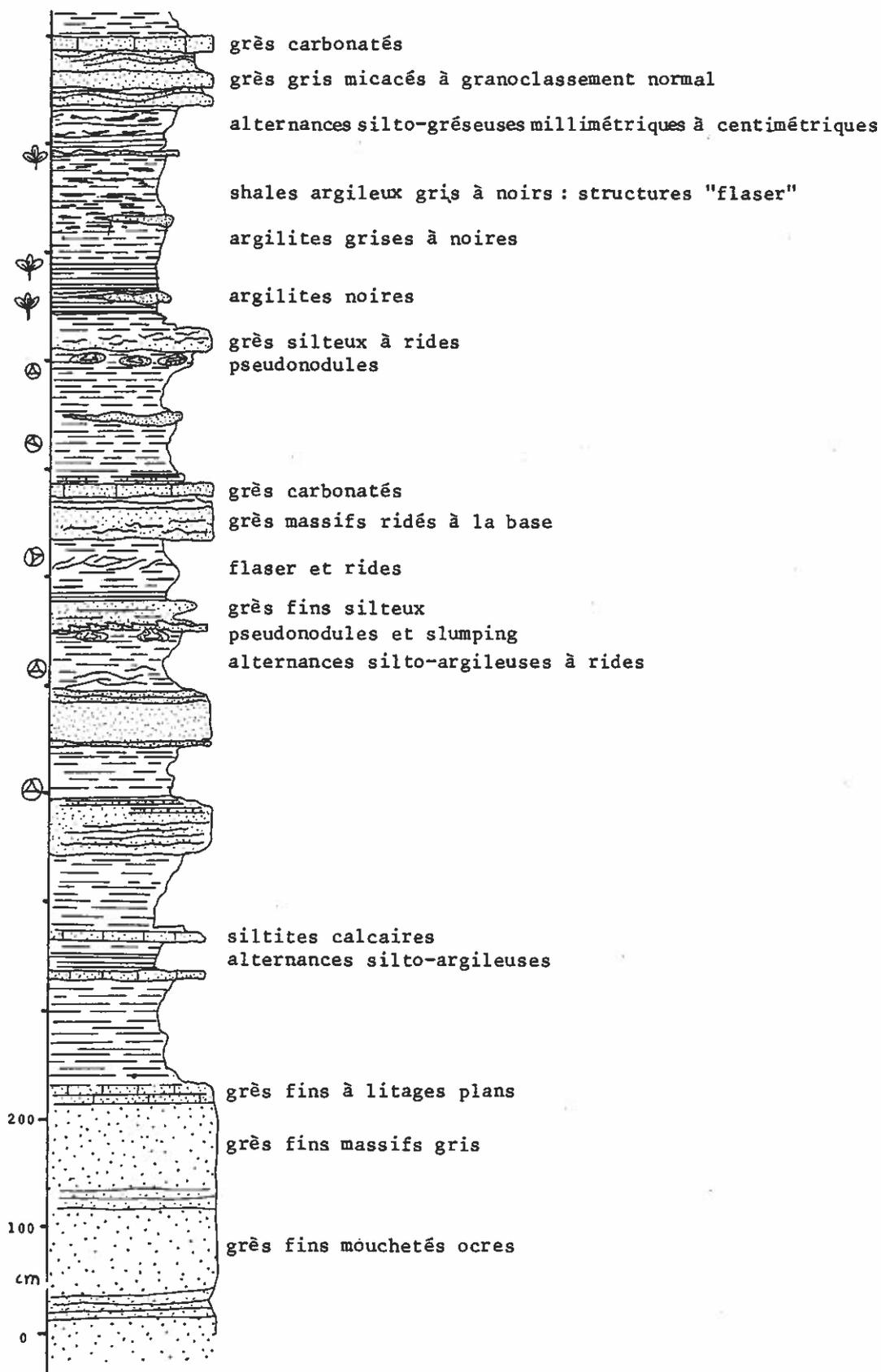


Fig. 43.- Coupe du Bosc de Soulié.

plus *Estheria* et des Ostracodes indéterminés, qui n'est pas celle de Carmaux.

Dans la partie supérieure de cette coupe, j'ai récolté une association de végétaux (voir Pl.-photogr.) avec *Callipteris conferta* STERNBERG (abondant), *Pecopteris* sp., *P. paleacea* ZEILLER, *P. cf. monyi* ZEILLER, *P. densifolia* ZEILLER, *P. arborescens* SCHLOT., *P. ameromi* WILL., *P. cf. pseudooreopteridia*, et des débris de *Walchia pini-formis*. Ces formes donnent un cachet autunien inférieur (détermination de J. Broutin).

Etendue. - Des successions identiques de grès et de siltites gris avec des intercalations dolomitiques et argileuses s'observent sur plusieurs coupes (fig.46) ; d'W en E, tout au long de la vallée du Cérou, notamment :

- dans les ruisseaux de Peyret et du Lizert où ils reposent sur les conglomérats,
- le long de la D 29 de St-Marcel à Salles,
- dans le ruisseau de Cros, à mi-distance entre Salles et Monestiés,
- à Labastidette où ils recouvrent les conglomérats à quartz,
- à l'Est de Monestiés, à l'entrée du tunnel de l'ancienne voie de chemin de fer.

Ces mêmes sédiments ont probablement été traversés par les sondages de Livers, St-Marcel, de la Ferrière et de Labastidette (fig.46), leur épaisseur pouvant atteindre plus de 150 m.

Dans le ruisseau d'Arnabal, près de Mas Blanc, les conglomérats à quartz sont surmontés par un ensemble grésopélitique de teinte rouge (fig.46) qui devient gris vers le haut (à Mas Blanc). Cet ensemble occupe donc la même position stratigraphique que l'ensemble grésopélitique gris dont nous venons de parler ; il s'agit, selon nous, d'une variation latérale du faciès, liée à des conditions plus oxydantes (comme cela existe dans le bassin de Brive : Feys, 1976 ; Roger, 1968).

1.2.2. L'ensemble grésopélitique gris supérieur à alternances silto-argileuses rouges.-

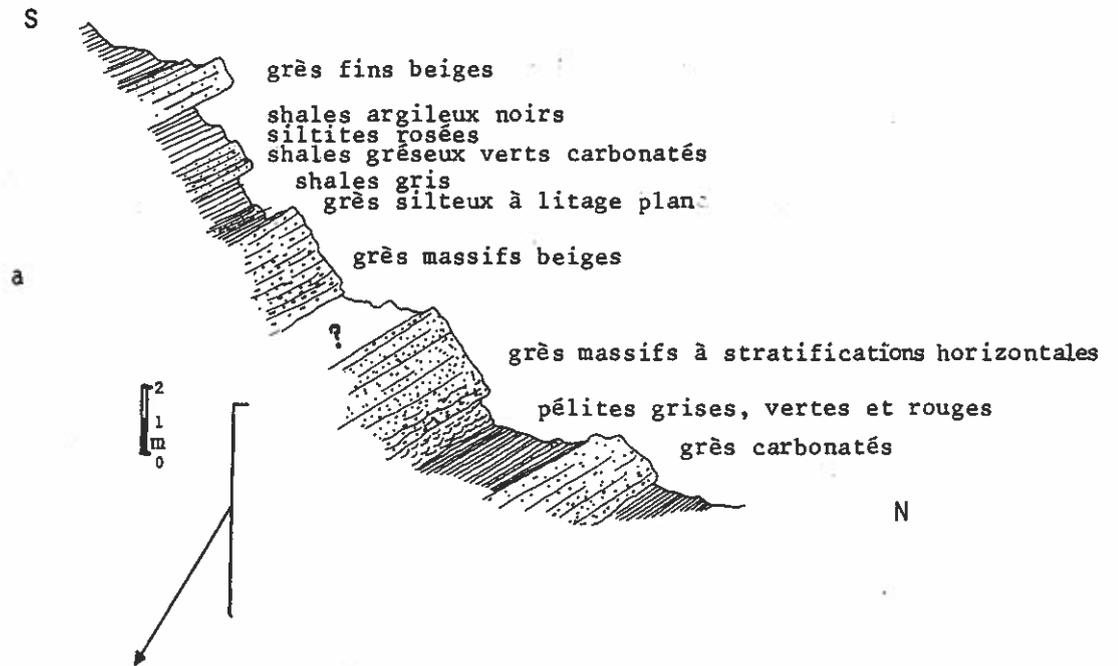
Cet ensemble atteint une puissance d'environ 200-250 m dans le secteur de Salles-St-Marcel. Il est caractérisé par une succession de grès et de pélites comparable à celle observée précédemment, avec cependant quelques différences :

- une augmentation sensible de l'épaisseur des bancs de grès avec des lits de plus de 5 m d'épaisseur (fig.44) ; leur "débit" massif ou en dalles a permis l'exploitation de cette roche comme matériau de construction ; à l'Ouest de Salles, de nombreuses carrières jalonnent les pentes de la vallée du Cérou ;
- les pélites, exclusivement grises dans l'ensemble précédent, prennent des colorations bleutées, verdâtres et rouge lie-de-vin, la proportion de pélites rouges augmentant vers le haut de cet ensemble.

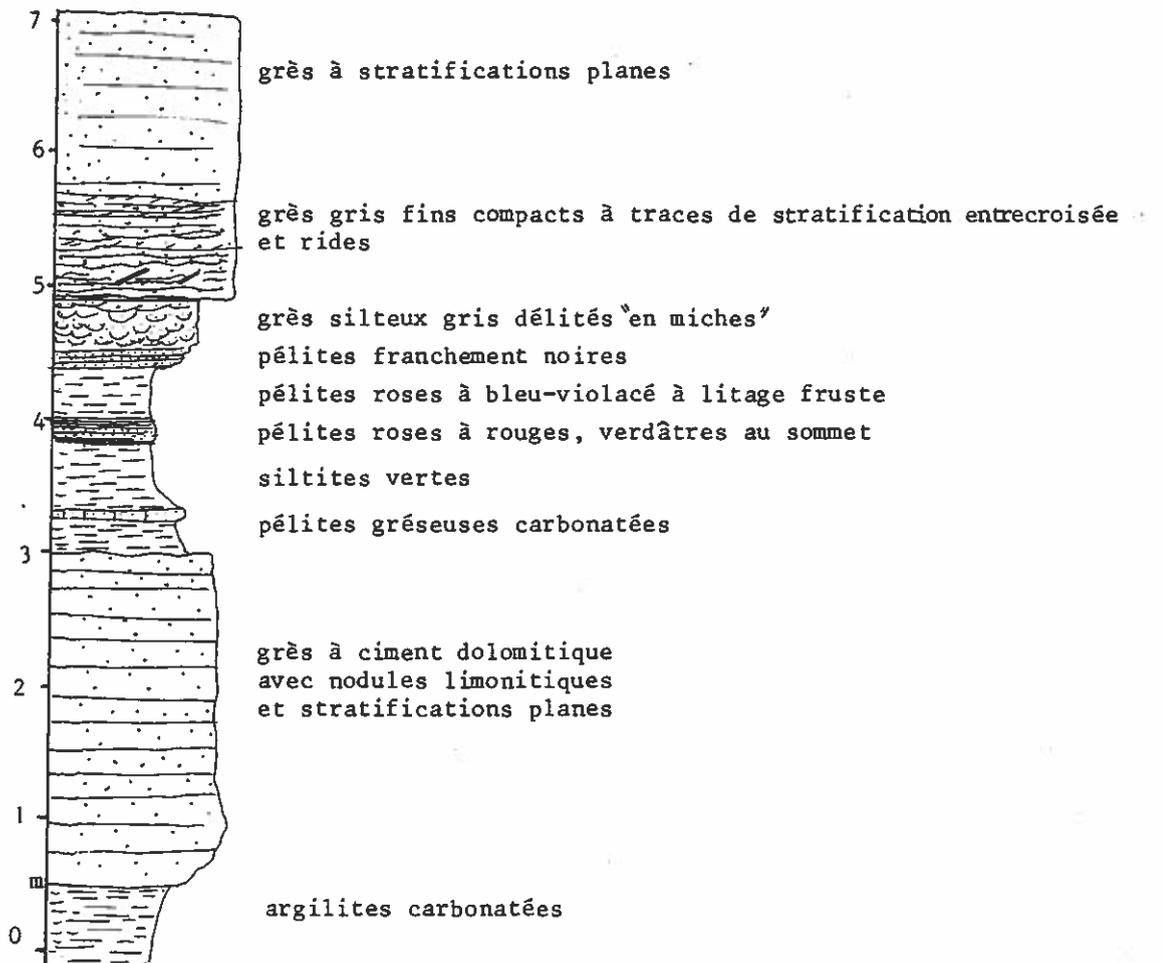
Description de la coupe-type. - Elle est visible dans une ancienne carrière qui surplombe le Cérou sur sa rive gauche, à mi-distance entre Agnès et cette rivière.

Cette série (fig.44), peut être découpée en séquences (fig.44b), comprenant de la base vers le sommet :

Fig.44.- Coupe de la carrière d'Agnès.



b-Détail de la base de la coupe.-



- des grès (3 m et plus) gris à ocres, généralement fins et micacés ; à la base, la stratification est ondulée, oblique ou entrecroisée, avec des traces de végétaux carbonisés qui perturbent le mode de stratification ; il s'agit là probablement de tiges ou de troncs transportés par des courants ; vers la partie moyenne et le sommet des bancs, le litage est plan ;
- des pélites argileuses grises à vertes à intercalations de lits rouges ;
- des siltites grises bien litées (shales) à ciment carbonaté ;
- des argilites grises et rouges carbonatées.

Aucune flore ou microflore n'a été récoltée mais la lithologie semble toujours caractéristique des sédiments autuniens. Il faut noter, ici, que cet ensemble recouvre sans discontinuité apparente l'ensemble précédent.

Etendue. - Des sédiments analogues ont pu être individualisés ponctuellement (fig. 46) :

- dans les carrières de Panissals où de nombreuses traces de pinnules de *Walchia* ont été mentionnées (Mazeaud, 1976) ;
- dans les ruisseaux de Fauch et d'Agnès, sur le versant sud de la vallée du Cérou ;
- à Salles, où des figures d'affouillement décimétriques sont visibles à la base des grès ;
- entre Salles et Carmaux, où cet ensemble semble plus réduit en épaisseur : le sondage de La Ferrière n'a recoupé qu'une trentaine de mètres de cet ensemble gréso-pélitique gris et rouge.

1.3. La série argilo-gréseuse rouge.-

A l'ensemble précédent succède, apparemment sans discontinuité très prononcée, une formation uniformément rouge à rares lits argileux noirs ou verdâtres.

Description. - Cette série, au SE de Salles, débute par un banc plurimétrique de grès rouges moyens à grossiers (3 à 6 m d'épaisseur) où des stratifications obliques d'échelle métrique à pluri-métrique (fig. 45) marquent un changement dans la sédimentation.

Dans cette série, l'importance des bancs de grès diminue et les argilites et les siltites sont beaucoup plus développées, ce qui donne un aspect monotone à cet ensemble. Des interlits de grès carbonatés, épais de 10 cm environ, s'intercalent dans ces pélites rouges. Il devient très difficile de définir des séquences et les figures sédimentaires sont distribuées à divers niveaux le long de la coupe : seules des rides et des surfaces à mud-cracks sont repérables. Aucune trace de végétal fossile n'a été trouvée.

Etendue. - Cette série affleure essentiellement sur le versant sud de la vallée du Cérou. Elle est bien développée à l'Ouest du ruisseau de Magot, à Salles et à Monestiés (fig. 46). Elle plonge uniformément vers le Sud et est recouverte en discordance par les argiles à graviers tertiaires de l'Albigeois. Son épaisseur est estimée à

SECTEUR DE SALLES

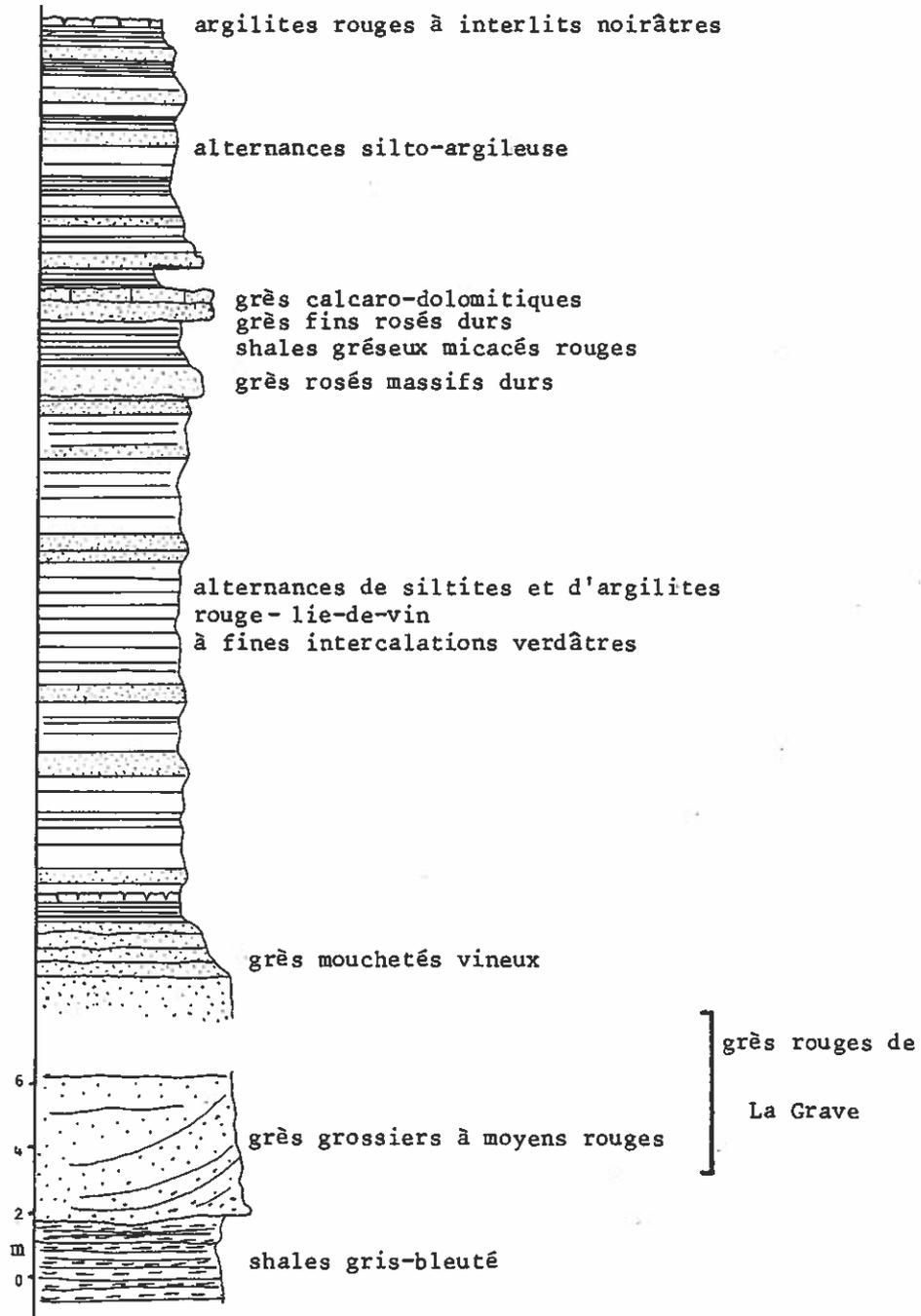
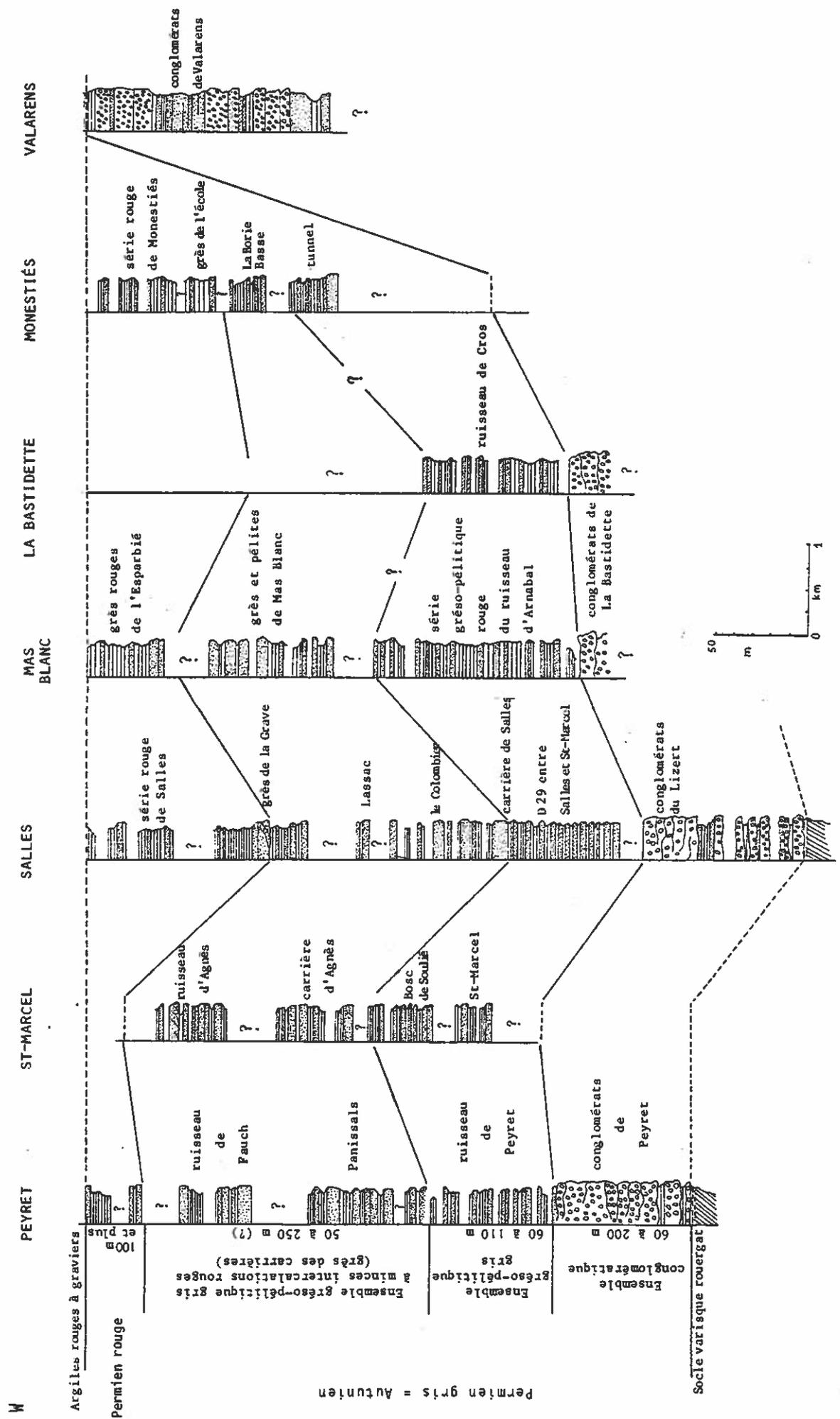


Fig. 45.- Permien rouge de Salles.

Fig.46. - Coupes lithologiques séries de la vallée du Cérou.

E



Permien gris = Autunien

Socle varisque rouergat

100 m au moins pour le secteur de Salles.

Il n'est pas possible de donner un âge précis à cette formation. Il s'agit de Permien rouge sans pouvoir affirmer s'il s'agit de l'Autunien rouge ou du Saxonien.

1.4. Récapitulation.-

Plusieurs ensembles permien ont été différenciés dans la vallée du Cérou : (1) conglomérat de base (ou Autunien I) ; (2) grès et pélites grises (Autunien II) ; (3) grès et pélites grises à alternances rouges (Autunien III) ; (4) grès et argilites rouges (Autuno-Saxonien ?).

L'examen comparatif des coupes lithologiques sériées (fig.46), dans la direction E-W montre : (1) qu'il existe une zone d'épaisseur maximale de la série autunienne et autuno-saxonienne à hauteur de Salles ; (2) que, parallèlement à la remontée des conglomérats vers l'Est à l'approche du bassin houiller, il y a augmentation de l'épaisseur de ces derniers ; (3) que la série argilo-gréseuse rouge non différenciée peut être séparée de la série grise et rouge sous-jacente par une surface de discontinuité (?).

2- LES SEDIMENTS DE LACAPELLE SEGALAR - LAPARROUQUIAL.-

Il s'agit du prolongement cartographique vers le NW des sédiments permien de la vallée du Cérou (voir carte géologique h.-t.). Ils affleurent à proximité du hameau de Laparroquial et sur le versant est du ruisseau de la Vergnière, dans le ruisseau de Vaour, dans le ruisseau d'Aymer (plus au Nord), et à proximité de St-Martin-Laguépie. Ils reposent sur le socle cristallophyllien et sont recouverts par les argiles rouges à graviers.

Les trois ensembles du Permien inférieur, repérés et définis dans la vallée du Cérou, ont été retrouvés ici.

2.1. L'ensemble détritique grossier.-

Cet ensemble conglomératique a pu être observé en plusieurs points.

2.1.1. Les conglomérats de Laparroquial.-

Ils représentent le prolongement vers le Nord des conglomérats de Peyret et affleurent en surface structurale sur le versant ouest du relief de Laparroquial - Pia-labouc (voir carte géologique).

La base de cet ensemble est visible à la Bouygue (1 km au Sud de Laparroquial) ; très proche du socle micaschisteux ; un banc de conglomérat rose à matrice phylliteuse et éléments de quartz et micaschistes rubéfiés est à peu près analogue aux conglomérats observés dans la partie inférieure de la coupe du ruisseau du Lizert.

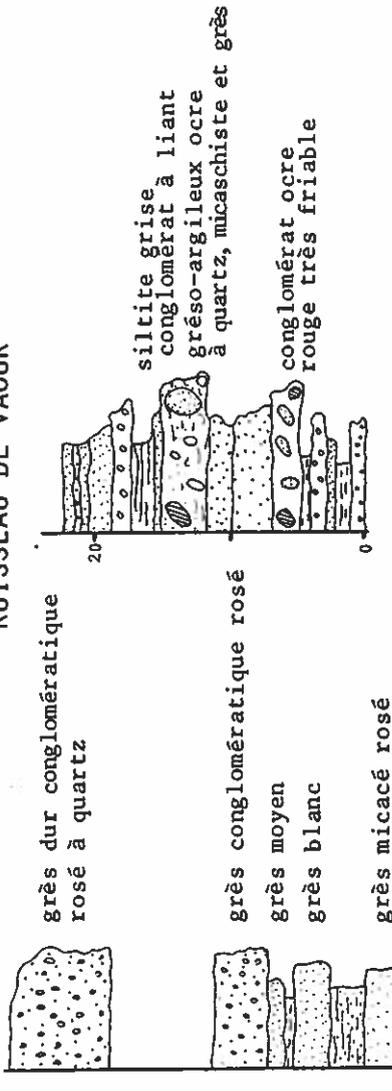
En allant vers l'Ouest en partant de Laparroquial, la succession suivante a été observée (fig.47a) :

- 1) grès grossier à quartz ocre rouge, bien lité,
- 2) grès fin micacé gris blanc,

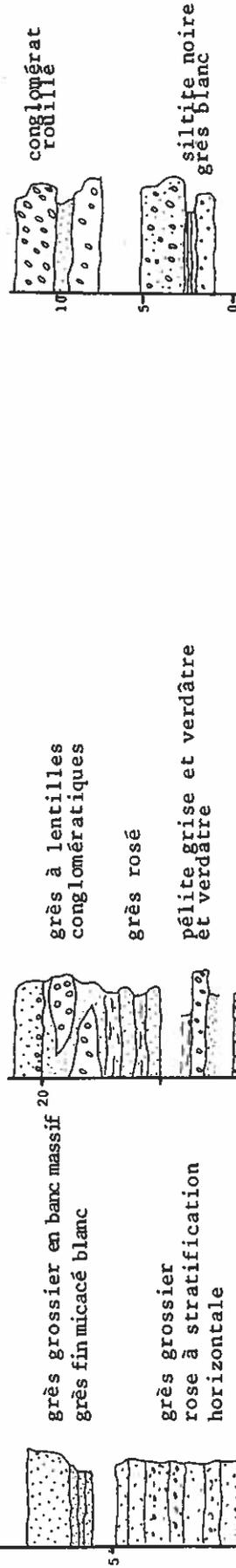
LAPARROQUIAL

Fig.47.- Ensemble conglomératique du secteur de Lacapelle-Ségalar.

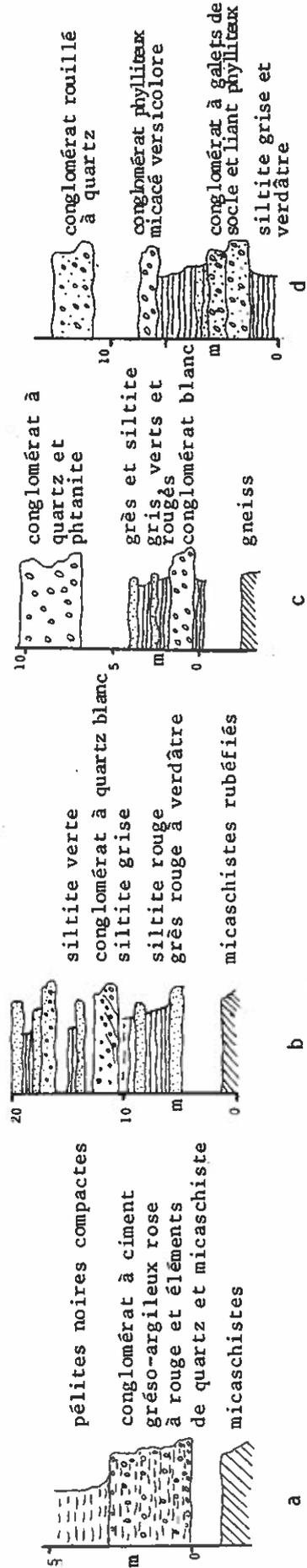
RUISSEAU DE VAOUR



RUISSEAU D'AYMER



SUD DE LA MAFRÉSIE



- 3) grès à galets de quartz en banc massif,
- 4) conglomérat blanc à quartz et phtanites.

Cette série présente des analogies avec celle de l'unité supérieure des conglomérats de Peyret et du Lizert.

Au Nord de Laparrouquial, dans le ruisseau de Vaour, une coupe montre de l'Est vers l'Ouest, de la base au sommet sur la fig.47 b : (1) le socle rubéfié micaschisteux (talus de la D29) ; (2) des grès rouges granoclassés alternant avec des argilites grises à verdâtres ; (3) des conglomérats blancs à quartz ; (4) une succession de grès et de conglomérats rosés à quartz ; (5) un conglomérat à galets de plus de 10 cm de quartz, micaschistes et grès stéphano-permiens (?). La position stratigraphique supposée de ce dernier est donnée sur la fig.47 b, mais il n'est pas exclu qu'un système de fractures soit à l'origine de cette position ; le conglomérat serait alors à placer vers la base de cet ensemble, comme équivalent latéral de l'assise de grès rouges (2).

2.1.2. Les conglomérats de la Mafrésié.-

Plus au Nord, dans la partie amont du ruisseau d'Aymer, le socle gneissique est recouvert par des conglomérats polygéniques bariolés, au Nord et au Sud du hameau de la Mafrésié (fig.47 c et d) : il s'agit d'une formation, à liant phylliteux rouge avec des interlits gris et verdâtres, où les galets abondants sont de taille supérieure à 10 cm.

Dans le ruisseau d'Aymer, cette formation est surmontée (fig.47 d) par des conglomérats durs ocres à quartz et phtanites, de même nature que ceux de la partie supérieure des coupes de Peyret et du Lizert.

2.1.3. Les conglomérats de St-Martin-Laguépie.-

Deux pointements isolés sont visibles à 1 km au Sud de St-Martin-Laguépie (voir carte géologique h.-t.). Il s'agit d'un banc métrique de conglomérats gris à quartz et phtanites qui coiffe une série gréseuse peut-être stéphanienne (fig.34). Ils seront assimilés à la série conglomératique de base de l'Autunien, sans arguments de grande valeur si ce n'est leur ressemblance avec les conglomérats à quartz et phtanites du ruisseau d'Aymer, affleurant non loin de là.

• 2.2. L'ensemble gréso-pélitique gris.-

Il affleure très mal dans la partie aval du ruisseau de Vaour, mais a pu être individualisé dans la partie moyenne du ruisseau d'Aymer. Une coupe partielle (fig.48), visible à 300 m au Nord de La Lausière, montre une alternance de grès fins micacés gris et de siltites avec des interlits d'argilites grises et de grès dolomitiques ne dépassant pas 20 cm d'épaisseur.

Deux sondages, signalés par Manès (1836), effectués dans les parties moyennes des ruisseaux d'Aymer et de Vaour (localisation mal précisée) ont traversé cet ensemble sur plus de 120 m.

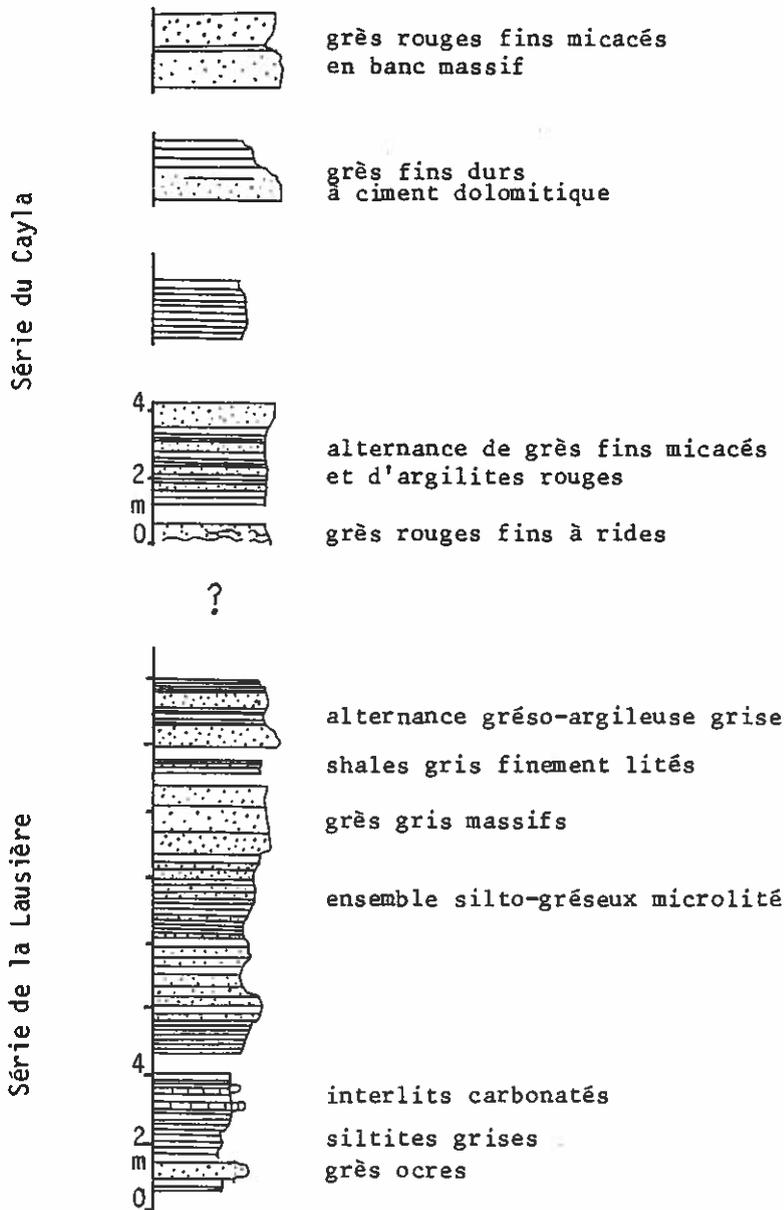
L'ensemble gréso-pélitique gris à alternances de siltite et argilite rouges n'a

pu être repéré sur l'affleurement ; néanmoins la coupe très sommaire des sondages révèle des passées rougeâtres à l'intérieur de l'ensemble à dominante grise.

2.3. L'ensemble argilo-gréseux rouge.-

Cet ensemble est bien développé dans toute la partie aval du ruisseau d'Aymer et son épaisseur visible est d'au moins 300 à 500 m. Quelques mètres en sont schématisés sur la fig. 48 et affleurent sous la métairie du Cayla ; il s'agit probablement de la base de cette série. Les grès, les shales silteux et les argilites rouges, bien développés, alternent. Près du hameau d'Aymers, des passées décimétriques verdâtres viennent rompre la monotonie de cette série. Cet ensemble présente les caractères du Permien rouge observé dans la vallée du Cérou.

Fig.48.- Coupe dans la partie moyenne du ruisseau d'Aymer.



3- LES SEDIMENTS DE LA GRESIGNE.-

Plus au SW, les sédiments permien affleurent au coeur de trois dômes (Ellenberger, 1943 ; Gèze, 1954). Il s'agit de Permien rouge rapporté au Saxonien (Thevenin, 1903 ; Gèze, 1948).

Du Nord-Est vers le Sud-Ouest se succèdent :

- le dôme de Marnaves (dont le Permien de la partie orientale est probablement à rattacher au Permien rouge de la partie aval du ruisseau d'Aymer),
- le dôme de Vaour,
- le dôme de la Grésigne, le plus étendu où affleurent de 350 à 450 m de Permien rouge (J. Fabre, 1971).

C'est au centre de ce dernier affleurement que le sondage de la Grande Baraque (1960-1961), effectué par la COPEFA (sondage Gr1), a traversé plus de 3.000 m de sédiment permien sans atteindre la base de cette série.

Une révision récente de ce sondage, avec l'aide de J.P. Donnadiéu, nous a permis de découper cette épaisse série argilo-gréseuse, plutôt monotone, en plusieurs ensembles (fig.49) qui sont de bas en haut :

1) Un ensemble argilo-gréseux où alternent les couleurs rouge et grise seulement dans les pélites. Les bases de séquences gréseuses sont rosées ou brunes. Ce caractère lithologique permet de rapprocher ces sédiments de ceux de l'ensemble de transition gris et rouge autunien (Autunien III).

La flore citée, dans le rapport de sondage, à 2590 m est banale (voir annexe I) et se rencontre aussi bien dans le Stéphanien que dans l'Autunien (remarque orale de J. Broutin), par contre la microflore (J.J. Châteauneuf) suggère un âge autunien (voir annexe II).

Cette série a été recoupée sur 481 m.

2) De 2580 m à 1576 m, un ensemble qui débute par une brèche intraformationnelle au toit des argiles à macroflore ; à ce niveau métrique fait suite une succession de grès et de pélites rouges souvent dolomitiques où les traces de terriers de vers sont nombreuses ; cette mégaséquence évolue par saccades vers un pôle plus argileux et les bases de séquences, souvent arkosiques, renferment des galets mous ; dans les grès fins micacés des traces de stratifications entrecroisées sont visibles, ce qui suggère un environnement de dépôt fluviatile.

3) De 1576 m à 1037 m, un troisième ensemble débutant par des grès moyens bréchifiés (brèche synsédimentaire avec des éléments atteignant 1 cm) est constitué de grès rouges très micacés à passées dolomitiques et d'argiles rouges avec niveaux à mud-cracks ; à 1530 m, une zone faillée importante doit supprimer une partie de la base de cet ensemble ; dans la partie moyenne et supérieure les traces de terriers de vers de plus de 2 cm de long sont abondantes.

4) De 1037 m à la surface, un quatrième ensemble, débutant par des grès rouges arkosiques où les feldspaths sont altérés et évoluant vers un pôle où les grès et argilites sont représentés en égale proportion, avec toujours une proportion non négli-

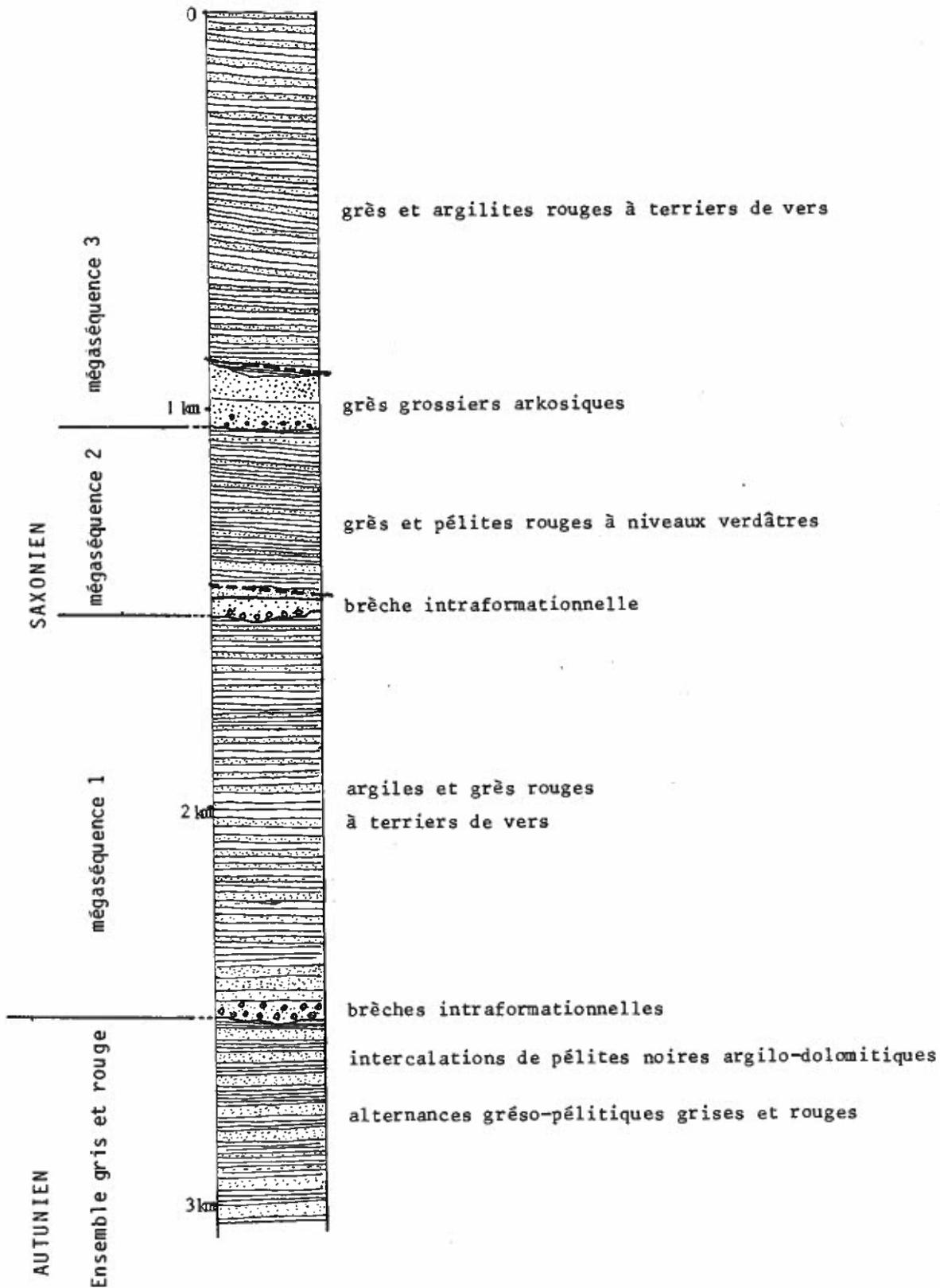


Fig. 49 .- Coupe du sondage de la Grésigne.

geable de grès dolomitique ; à 850 m, une fracture importante (?) doit affecter cet ensemble.

Le rapport de sondage fait état d'un redoublement de série possible mais cette hypothèse semble peu probable (Durand-Delga, 1979) et de plus les trois mégaséquences de sédiments rouges semblent suffisamment contrastées pour écarter cette éventualité.

La partie sommitale est visible en affleurement dans le dôme de la Grésigne et une coupe (fig.50) en a été donnée par J. Fabre (1971) : il s'agit de grès fins et de pélites rouges (complexe 1). Les complexes suivants 2 et 3 sont localisés dans l'extrémité SW du dôme (situation, voir schéma structural) :

- le complexe rouge gréso-conglomératique (2) (70 m environ) terminé par des argilolites où alternent les grès arkosiques grossiers rouges et les conglomérats à éléments de quartz laiteux et de silexites (?) (probablement les phanites) pouvant atteindre 10 cm, mais en moyenne ne dépassant pas le centimètre ;
- le complexe argilo-pélitique rouge à lentilles gypsifères formant des filets dans une matrice rouge : les "gypses de Merlins" (Fabre, 1971) ; cette formation de plus de 150 m est surmontée par le Trias.

Ce faciès particulier nous permet d'émettre plusieurs hypothèses quant à l'environnement de dépôt :

1) il s'agit de dépôt en milieu désertique, de type sebkha par exemple, (K.W. Glennie -1972- interprète la formation de gypse dans le Permien du NW de l'Europe en supposant un environnement de ce type sous climat aride) ; le caractère aride d'un tel milieu peut être suggéré par la coloration rouge de ces sédiments, mais dans l'environnement grésignol, seuls les grès pyriteux stéphano-permiens sont susceptibles de donner des sulfates en quantité suffisante, après oxydation ;

2) il faut voir là, les traces les plus méridionales des lagunes liées à la mer épicontinentale à évaporites du Zechstein (Permien terminal) de l'Europe du Nord (Durand-Delga, 1979 b) ; cette deuxième hypothèse suggère un âge thuringien pour ces dépôts.

En résumé, la révision du sondage nous a permis de définir plusieurs ensembles lithologiques mais la coupure lithologique principale est située à 2580 m, entre un ensemble, d'abord rapporté à l'Autuno-Stéphaniens (Doc.B.R.G.M.), mais probablement Autunien moyen (ensemble gréso-pélitique gris et rouge de l'Autunien), et une épaisse série (2500 m au moins), monotone, uniformément rouge, dont le faciès est caractéristique du "Saxonien" (terriers de vers, alternances monotones de grès et d'argilites rouges). Cette coupure peut être la trace de la discordance saalienne rencontrée à Brive (Feys, 1975) d'autant plus que cette épaisse série ne semble pas reposer en continuité sur l'Autunien : l'Autunien rouge, observé plus au Nord à Najac, n'est pas représenté ici.

Une deuxième coupure lithologique est suggérée avec le complexe gréso-conglomératique épais à l'Est de Merlins ; cette phase de dépôt plus active peut témoigner d'une manifestation tectonique à relier à la phase palatine de l'orogénèse hercynienne (?).

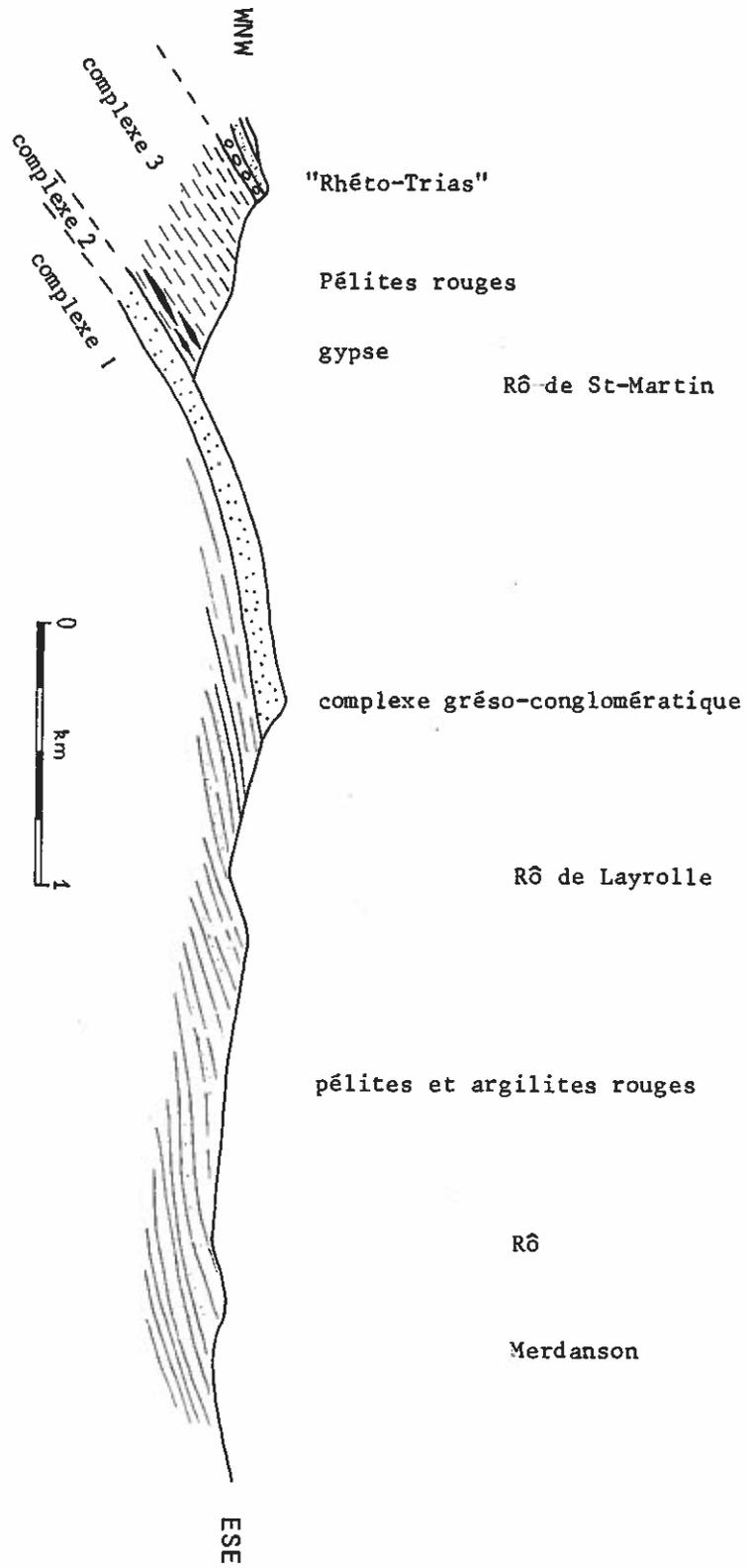


Fig. 50 . - Coupe du Permien grésigno] (Fabre, 1971)

4- LES SEDIMENTS DE LAGUEPIE-NAJAC.-

Au Nord de la Grésigne et au NW de la vallée du Cérou, aligné sur la faille de Villefranche, le Permien adossé par faille au Rouergue cristallin est recouvert vers l'Ouest par les sédiments mésozoïques du Quercy. Il affleure sur plus de 15 km, de Marnaves à Monteils (extrémité nord des affleurements permien des environs de Carmaux).

Une étude lithostratigraphique permet de retrouver dans ces sédiments permien les différents ensembles décrits dans les paragraphes précédents.

4.1. L'ensemble conglomératique.-

Les conglomérats, épais d'au moins 200 m à Laguépie, ont une épaisseur moindre plus au Nord, dans le secteur de Najac.

4.1.1. Description des conglomérats de Puech-Mignon.-

A l'Ouest de Laguépie, le cours de l'Aveyron entaille entre Belvert et Puech Mignon une formation conglomératique (voir carte géologique h.-t.). Une coupe très sommaire en est donnée sur la figure 51 a :

- Cette formation recouvre normalement (?) les sédiments grés-conglomératiques stéphanien de Puech-Mignon et débute par un banc de conglomérat polygénique (quartz, gneiss, quartzite, mylonite, phtanite) de couleur grise à rosée dont l'épaisseur n'excède pas 5 m.
- Elle se poursuit en une succession de séquences souvent incomplètes à base conglomératique et sommet parfois argilo-silteux (shales gris ou bariolés, intercalés dans les grès et les conglomérats) ; les grès ont une couleur ocre et sont tachetés (grès rouillés ou mouchetés).

Dans cet ensemble, la stratification est peu visible. Les rares litages obliques, la faible proportion de liant dans les conglomérats, le granoclassement de certains lits conglomératiques et gréseux, l'organisation en séquences grano-décroissantes, sont les caractères sédimentologiques principaux de cette formation.

Cet ensemble n'est pas daté mais sa position entre la série stéphanienne de Puech Mignon et l'ensemble grésopélimitique gris de Lez (Autunien inférieur, voir p.140) suggère un âge stéphano-autunien et probablement autunien de base.

4.1.2. Les conglomérats de la Marèze.-

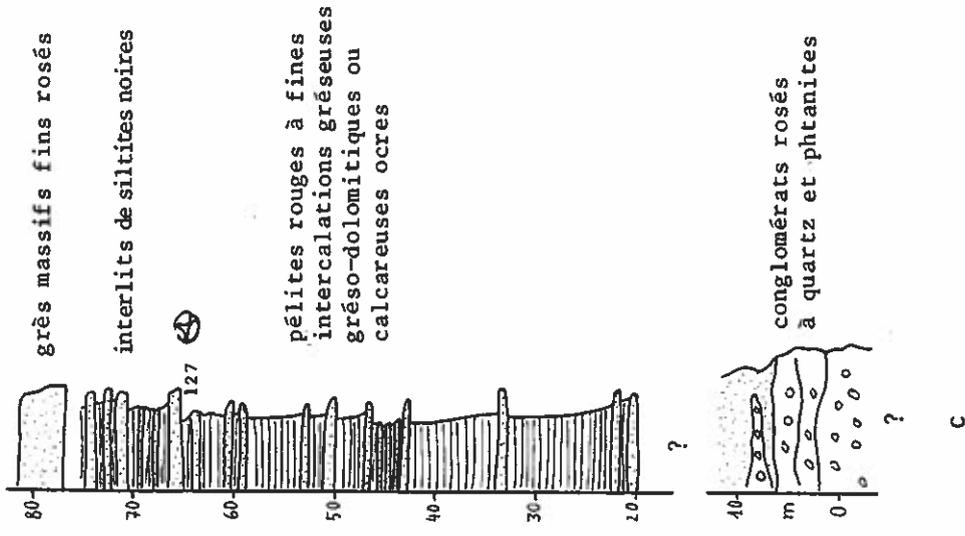
Un kilomètre plus au Sud, à mi-distance entre le Riols et Somard, sur le versant de la Marèze qui domine l'Aveyron et la cuvette tertiaire de Varens, affleure une formation conglomératique semblable à la précédente.

Une coupe incomplète (fig.51 b) incite à voir là, toujours, un ensemble organisé en séquences où les interlits argileux n'apparaissent qu'au sommet de la succession.

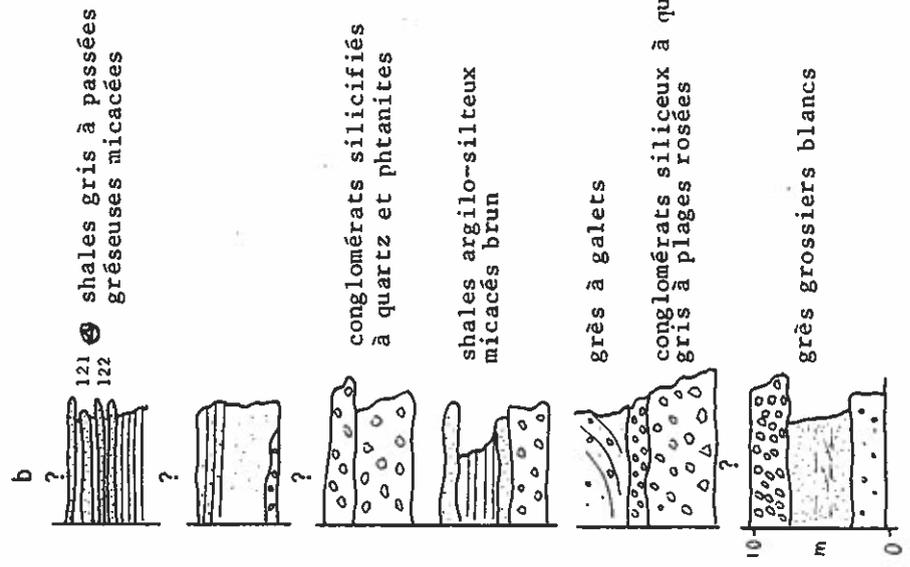
Les conglomérats sont polygéniques (quartz, roches cristallophylliennes indifférenciées et phtanites) et la matrice ne dépasse pas 30% du volume total de la roche caractérisée par un assemblage de galets hétérométriques peu engrenés. Les éléments de plus

Fig. 51 .- Ensemble conglomératique de Laguëpie.

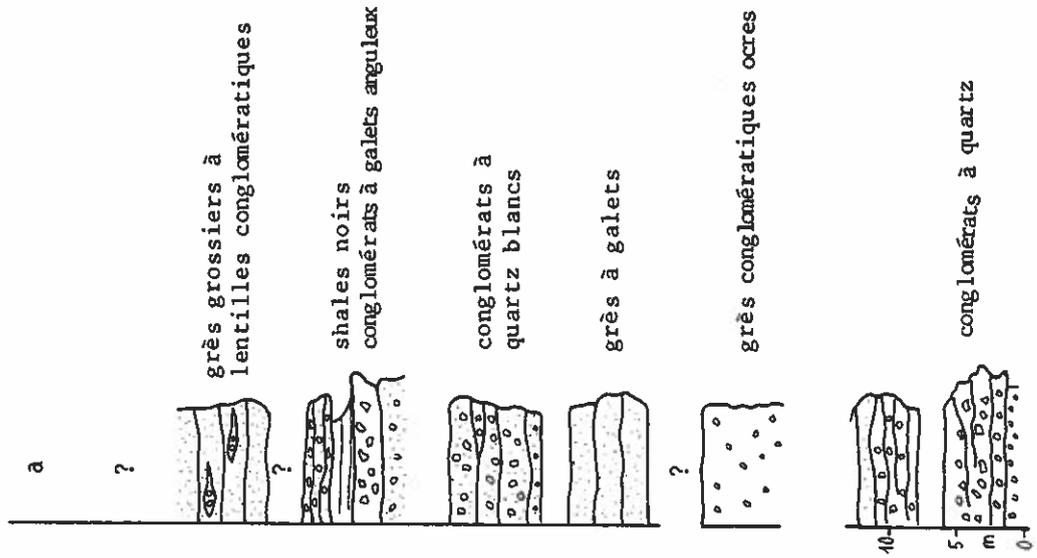
LES GRAUZELS



LA MARÈZE



PUECH-MIGNON



de 1 cm sont généralement émoussés, alors que ceux inférieurs à cette dimension sont plus anguleux. Ces caractères incitent à penser que ce dépôt n'a pas subi un transport très long et résulte d'une accumulation d'origine torrentielle (?) à la base d'un paléorelief. Cette formation, qui n'est pas très éloignée de celle de Puech-Mignon, semble en être le prolongement vers le Sud.

4.1.3. La série rouge des Grauzels.-

Immédiatement à l'Ouest de la Marèze, le long de la D30 qui relie Le Riols à Som-mard, à hauteur du hameau des Grauzels (voir carte géologique h.-t.), affleure une série à base de conglomérats roses essentiellement monogéniques (quartz et phtanite) et som-met argilo-gréseux rouge.

Les galets de phtanites, en lame mince, sont des roches siliceuses noires montrant des traces de sphérules probablement chitineux difficiles à identifier. Ces éléments peuvent provenir des lambeaux très peu étendus de phtanite cartographié par P. Collomb dans le Rouergue occidental (1964).

Ces conglomérats sont recouverts (fig 51 c) par des pélites lie-de-vin à interca-lations, vers le sommet, de bancs décimétriques d'argilite grise, de dolomie et de grès gris et rosés. Cette série pélitique de 60 m environ est recouverte par la série gréso-pélitique grise du ruisseau de Ratayrens considérée comme Autunien inférieur.

J'ai récolté des échantillons de shales gris au sommet des séries de la Marèze et des Grauzels (localisation, fig. 51 c) qui ont permis à J. Doubinger d'isoler et de dé-terminer les associations palynologiques suivantes :

éch.121 : *Potonieisporites* sp., *Florinites* sp., *Candidispora* sp., *Lycospora pusil-la* (Ibr) SOMERS, *Lundbladispora gigantea* (Alp.) DOUBINGER, *Cadiospora magna* KOS., des Bisaccates et de très rares *Vittatina* sp.

Cette association suggère un âge Stéphanien supérieur à Autunien inférieur (com-munication de J. Doubinger).

éch.122 et 127 : *Florinites* sp., *Lycospora pusilla* (Ibr) SOMERS, et petites Bisac-cates de type *Vesicaspora wilsoni* (SCHEM) WILS et WENK.

Cette association peut être de même âge que la précédente et va dans le sens d'un âge Autunien de base d'après la lithologie.

Cette série des Grauzels, par sa position, peut être considérée comme un équivalent latéral de la partie supérieure de la série de la Marèze, mais il ne faut pas exclure qu'un système de fractures puisse perturber les relations géométriques initiales de ces deux ensembles.

4.1.4. Les conglomérats de Biau.-

Dans le prolongement des conglomérats de Puech-Mignon, 4 km plus au Nord dans la vallée du ruisseau de Loubezac, à l'Est de la ferme de Biau, des conglomérats analo-gues affleurent. Le relevé de la coupe permet de distinguer trois unités lithologi-ques (fig.52) :

- une unité inférieure (15 m environ) : conglomérats blancs, durs, à quartz bien

- roulés ne dépassant pas 4 cm puis grès grossiers et intercalations de pélites litées grises à noires à interlits plus durs argilo-dolomitiques et fossilifères, et des nodules de sidérite ;
- une unité moyenne (10 m) : conglomérat et grès, sensiblement identiques à ceux de l'unité précédente, avec cependant une augmentation de la teneur en feldspath ;
 - une unité supérieure (40 m au moins) : pélites silto-argileuses grises litées ou compactes avec intercalations de grès fins, durs, micacés, bien lités ou massifs ; ces pélites deviennent rouges à l'approche des grès triasiques. Le faciès de cette unité est analogue à celui de l'ensemble grésopélimitique gris qui succède, en tous points, aux conglomérats de l'Autunien basal.

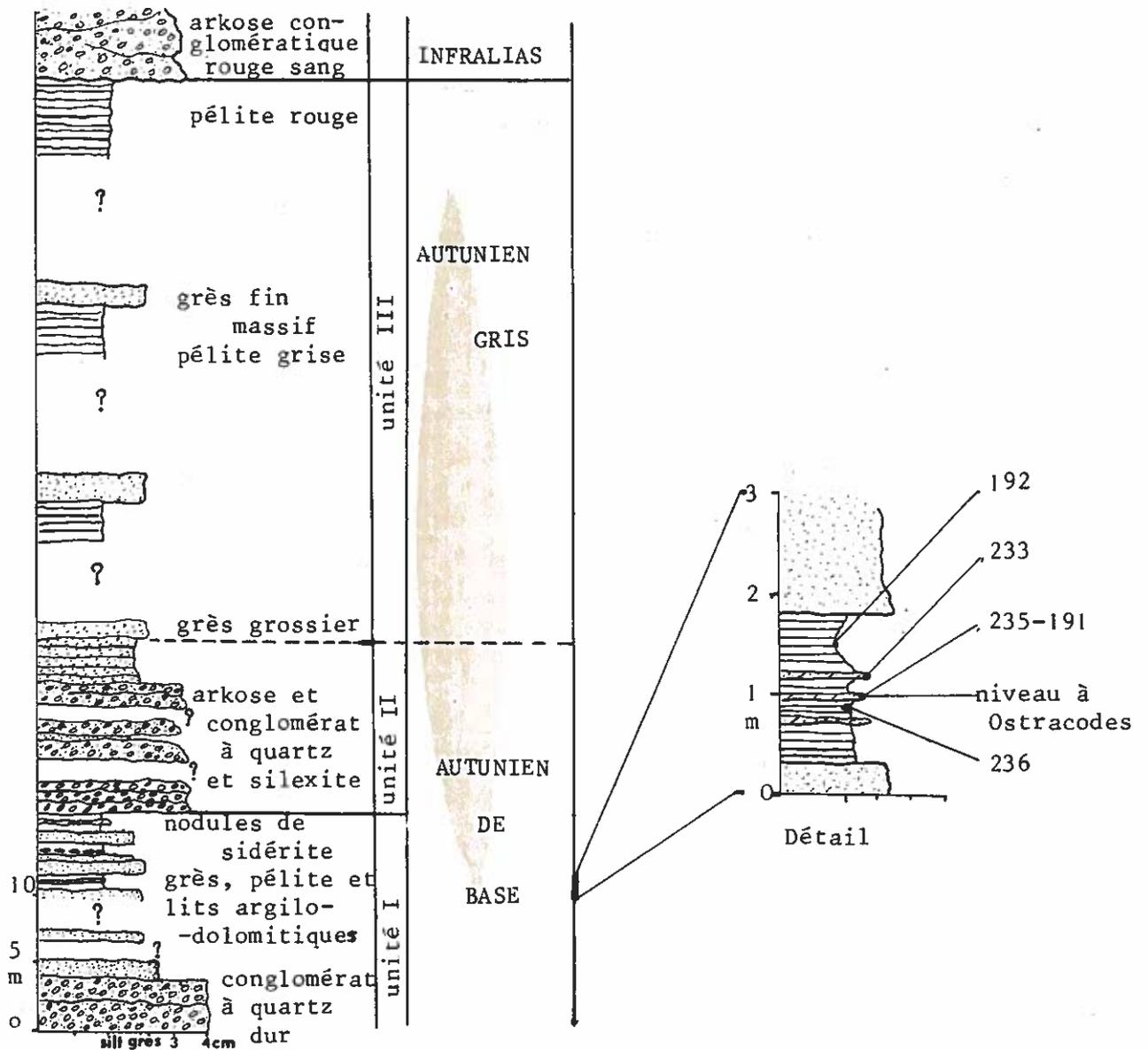


Fig.52 - Log lithostratigraphique des environs de la ferme de Biau.

Attribution stratigraphique de l'unité inférieure. - Dans la partie fine du sommet de cette unité, j'ai mis en évidence un niveau argilo-dolomitique (fig.52b) à Ostracodes. Les déterminations de F. Lethiers ont permis de différencier deux espèces ; toutes deux sont à rapprocher d'espèces décrites dans le Pennsylvanien moyen et supérieur de l'Illinois (U.S.A.).

Candona cf. *planidorsata* (COOPER 1946)

Carbonita cf. *tenuis* (COOPER 1946)

Ces espèces sont réputées saumâtres ou d'eau douce.

De part et d'autre de ce niveau à Ostracodes, les shales noirs argileux ont livré une microflore identique à celle décrite plus au Sud dans la série des Grauzels :

- l'éch. 192 présente la même association que l'éch.121 (p. 135),
- l'éch. 233 présente la même association que l'éch.122 (p. 135),
- les échantillons n° 235 et 236 ont livré de grandes spores opaques du type *Laevigatosporites maximus* (Ibr) ALP. et DOUB., ce qui suggère un âge identique pour cette unité à savoir Autunien de base.

4.1.5. Les conglomérats de la Salvetat.-

A l'Ouest du fossé de Najac, un ensemble conglomératique à quartz roulés et inter-lits gréseux ou argilo-silteux gris et rouges recouvre l'ensemble stéphanien de Loubzac (fig.35) ; son épaisseur est d'au moins 40 m. Cet ensemble, passant en continuité aux sédiments gréso-pélitiques gris, occupe la même position que les séries conglomératiques décrites aussi bien à Laguëpie que dans la vallée du Cérou ; son épaisseur est difficile à estimer mais il ne semble pas qu'elle soit supérieure à 50 m.

4.1.6. Récapitulation.-

La plupart des séries conglomératiques décrites dans ce paragraphe occupent une position intermédiaire entre la partie supérieure du Stéphanien et l'Autunien inférieur. Un ensemble de position analogue peut être observé dans la vallée du Cérou et à La Capelle Ségalar, avec toutefois la différence qu'il repose sur le socle cristallophyllien du Rouergue. Il est difficile d'effectuer des comparaisons précises entre ces différents secteurs, compte tenu de l'absence de bonnes coupes lithologiques dans le secteur de Laguëpie-Najac. Malgré cela, la répartition géographique de ces conglomérats permet de supposer qu'ils appartiennent à un bassin plus vaste que les bassins stéphanien de cette région. Le début du remplissage de ce nouveau bassin coïnciderait à peu près avec la coupure chronostratigraphique Stéphanien-Permien. Ces conglomérats peuvent être considérés sans trop de risque d'erreur comme Autunien de base ou Autunien I.

4.2. L'ensemble gréso-pélitique gris.-

Cet ensemble succède à l'ensemble précédent sans discontinuité apparente. Il s'agit d'alternances de grès, de siltites et d'argilites grises dont l'épaisseur avoisine les 200 m par endroits.

4.2.1. Les sédiments du ruisseau de Ratayrens.-

A l'Ouest de Laguépie, dans la partie sud du secteur cartographié, près du hameau de Ratayrens, affleure une succession monoclinale plongeant vers l'Ouest.

On y observe des séquences plurimétriques, constituées chacune, de la base vers le sommet :

- de grès fins à moyens, gris ou ocres, micacés, généralement en bancs massifs ; le granoclassement est peu visible mais il est parfois souligné par le fait que les grès fins sont plus fissiles ;
- de pélites gréseuses vers le bas et plus argileuses au sommet ; elles sont généralement très fissiles mais parfois massives, ou bien montrent un litage fruste (pélite mal litée).

Une vue d'ensemble de la coupe (fig. 53) montre une dominance des grès dans sa partie inférieure, alors que dans la partie moyenne et supérieure la phase pélitique devient prépondérante. La monotonie relative de cet ensemble est troublée :

- 1) dans sa partie inférieure par un banc décimétrique rouge argilo-gréseux, légèrement carbonaté à petites concrétions centimétriques (terriers de vers ?) ; peut-être s'agit-il là d'un paléosol ?
- 2) dans la partie moyenne, dans les pélites brunes ou grises, où l'on trouve un interlit d'argilite noire (25 à 30 cm) chargée en matière organique (20,6 % de matière volatile et 79,15% de cendre) dans lequel s'intercale un banc de 10 cm de calcaire argileux noir microlité ;
- 3) dans la partie supérieure où les pélites argileuses grises deviennent bariolées avec l'apparition d'interlits de 10 à 20 cm d'argile verdâtre et rougeâtre et d'un banc à concrétions carbonatées et limonitiques de la grosseur du poing.

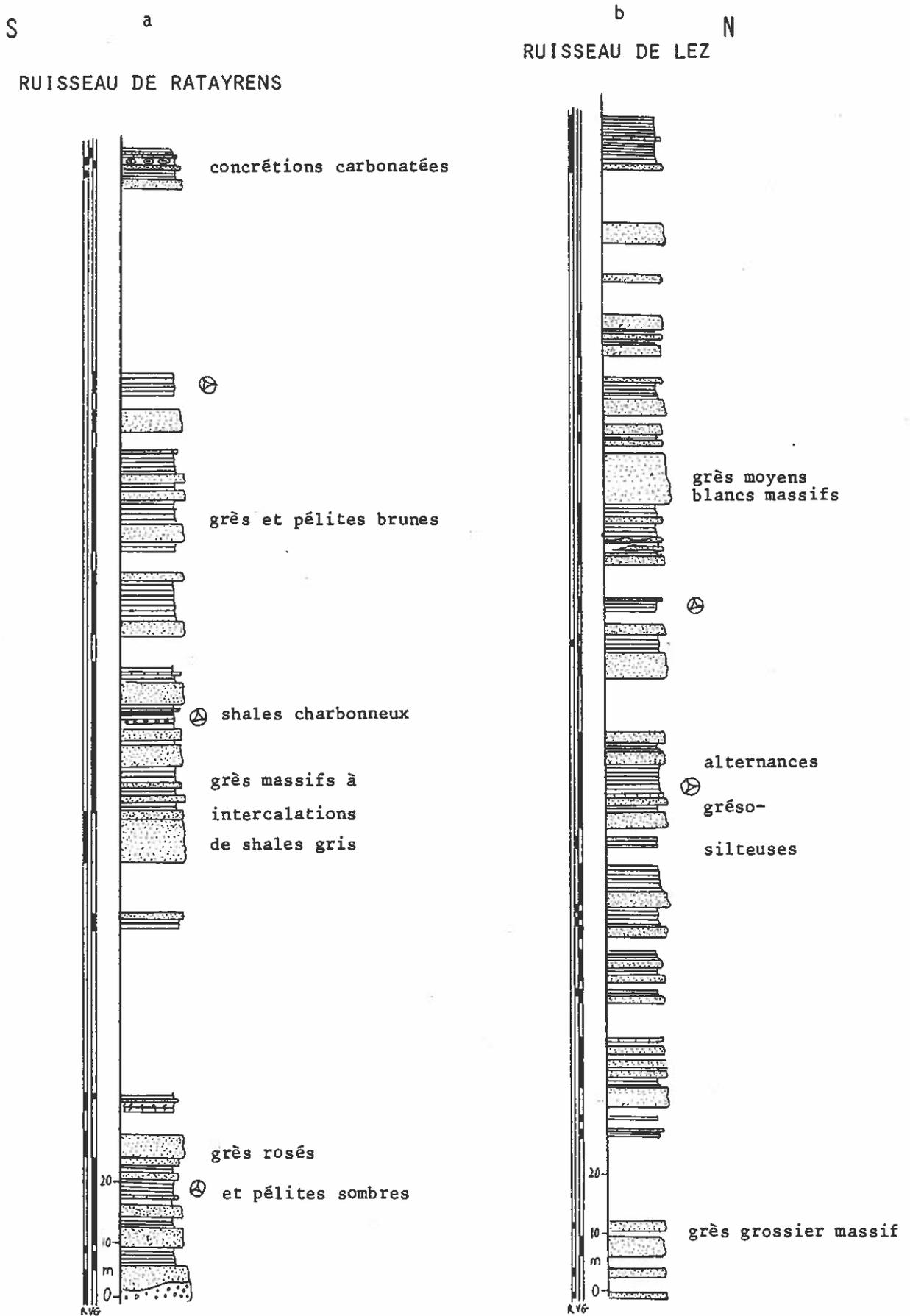
Etude palynologique. - Les trois échantillons que j'ai prélevés dans les pélites grises (voir coupe fig. 53) ont livré une microflore isolée et déterminée par J. Doubinger.

- partie inférieure de la coupe.- association comprenant les espèces suivantes : *Potonieisporites novicus* BHARD WAJ. (abondant), *Wilsonites vesicatus* KOSANKE, *Candidispora candida* VENK, *Florinites* sp., *Vesicaspora wilsoni* (SCHEM.) WILS. et VENK., *Alisporites* sp., *Pityosporites communis* WILS et VENK., etc...

Il s'agit ici de l'association caractéristique de l'Assise de Muse dans le bassin d'Autun (Doubinger et Elsass, 1979) et donc d'une association typiquement autunienne.

- dans la partie moyenne, l'interlit d'argilite charbonneuse a donné la même association que celle isolée précédemment dans la partie supérieure de l'assise des Grauzels (voir p.135) ; mais un échantillon prélevé quelques mètres au-dessus a livré une association typiquement "stéphanienne" avec des spores variées : *Calamospora* sp., *Punctatisporites punctatus* KOS., *Savitrissporites camptotus* ALP., *Apiculatisporites* sp., *Acanthotriletes multispinosus* (IBR.) POT et KREMP., *Lycospora pusilla* (IBR.) SOMERS, *Leiotriletes* sp., *Florinites* sp., *Laevigatosporites vulgaris* (IBR.) ALP. et DOUB., *Punctatosporites* sp. Peut-être ne s'agit-il là que d'apparentes récur-

Fig. 53.- Succession de l'Autunien gris de Laguëpie.



rences liées aux conditions d'environnement : ces associations peuvent témoigner d'un retour momentané à une ambiance "stéphanienne", au sens écologique, pendant la période autunienne ; la valeur de ces associations ne serait pas chronostratigraphique mais seulement paléoécologique (comm. orale de J. Doubinger). Une autre hypothèse est de considérer ces associations de microflore comme remaniées dans des sédiments autuniens ; ce phénomène n'est pas rare dans les sédiments autuniens qui reposent sur du Stéphanien (comm. orale de J.J. Châteauneuf).

En conclusion, à moins de supposer l'existence de failles importantes entre les parties inférieure et moyenne de cette coupe, il faut attribuer à cette série un âge autunien inférieur.

4.2.2. Les sédiments du ruisseau de Lez.-

La succession observée (fig. 53 b) dans le lit du ruisseau de Lez au Nord de Puech-Mignon montre les mêmes caractéristiques lithologiques : les assises de pélites argileuses verdâtres sont plus fréquentes dans la partie moyenne de la coupe et plusieurs lits décimétriques de dolomie ou calcaire noirs sont intercalés dans les pélites gréseuses ou argileuses. Un échantillon, prélevé dans la partie moyenne de cette coupe, a livré une association palynologique typiquement autunienne, identique à l'association décrite précédemment (voir p.138).

4.2.3. Les sédiments grésopélitiques gris des environs de Loubezac.-

De part et d'autre du fossé de Loubezac, l'ensemble conglomératique décrit p.137 est recouvert par une succession grésopélitique grise semblable à celle de Laguépie. Elle affleure : (1) à l'Est de Loubezac près de Biau (voir coupe fig.52) ; (2) au Nord de Loubezac dans le ruisseau du Mazet. Dans la partie amont de ce ruisseau, une coupe lithologique (fig.54 a) donne un aperçu des 70 à 80 premiers mètres de la série grésopélitique grise de Najac.

Les grès micacés gris y sont abondants et toujours très bien lités ; les pélites grises à dominante silteuse sont beaucoup moins argileuses que dans l'ensemble gris de Laguépie. Les intercalations de grès dolomitiques ou calcaires n'y sont pas rares.

A l'Ouest de Loubezac, le long de la D47, près du cimetière de la Salvetat, une coupe (fig.54 b) montre un ensemble grésopélitique à dominante rouge :

- les grès forment des bancs massifs à litage plan d'épaisseur moyenne de 4 à 5m,
- les pélites rouges, surtout argileuses, renferment de rares interlits d'argilites grises et de bancs carbonatés.

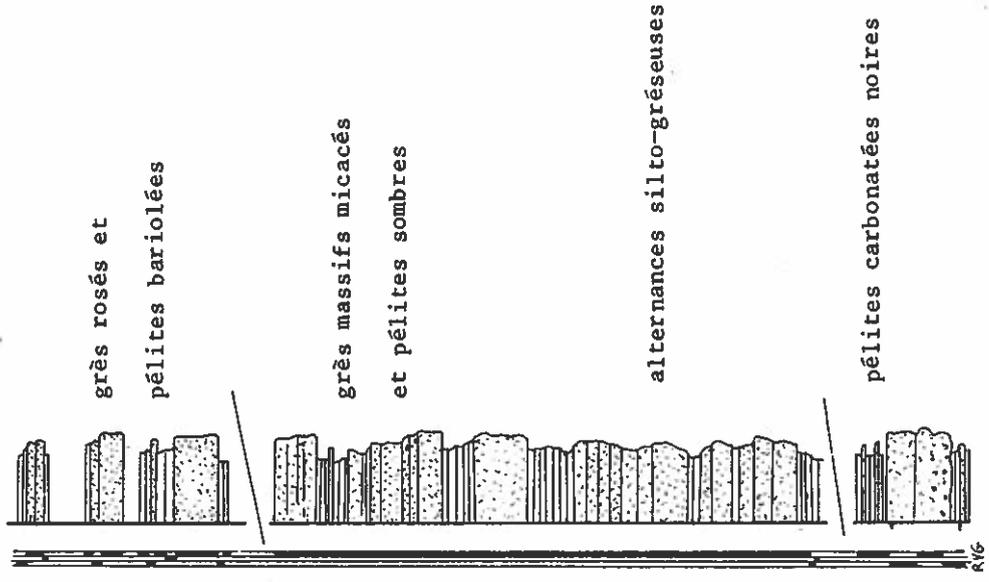
J'ai prélevé un échantillon dans un des ces interlits argileux, ce qui a permis à J. Doubinger de déterminer une association palynologique à affinité stéphanienne avec surtout *Florinites* sp., *Lycospora pusilla* et petits Bisaccates du type *Vesicaspora wilsoni* ; mais l'auteur nuance cette appartenance, les formes étant mal conservées, en exprimant la possibilité d'une destruction partielle, par oxydation, d'un matériel originel plus significatif de l'Autunien ; le caractère oxydé de ces dépôts semble aller dans ce sens.

Fig. 54 .- Succession de l'Autunien gris de Najac.

S

C N

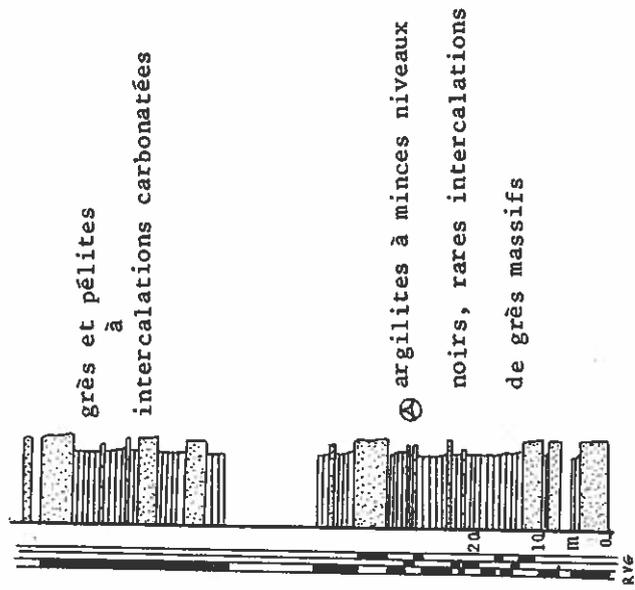
RUISSEAU DE LA BOULP



a

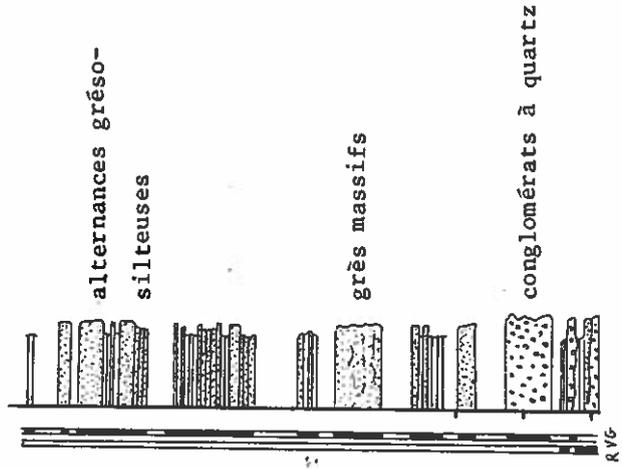
CIMETIÈRE

DE LA-SALVETAT



b

RUISSEAU DU MAZET



Il peut s'agir, ici, de la partie supérieure de l'ensemble gréso-pélimitique précédent ; la couleur en diffère du fait des conditions de dépôts en milieu plus aéré. Il faut signaler que, dans le bassin de Brive, des variations latérales dans la couleur des sédiments de l'Autunien inférieur à moyen ne sont pas rares (Roger, 1968 ; Feys, 1976).

4.2.4. Les sédiments gréso-pélimitiques gris de Najac.-

A l'Ouest de Najac, dans le versant de la Boulp, une coupe dans un ruisseau a permis de mettre en évidence un ensemble analogue (fig 59c) en série monoclinale à plongement W. La coupe, de l'Est vers l'Ouest, montre de bas en haut :

- à la base, les grès grossiers ocres, en bancs massifs (10 m), surmontent un lit pélimitique rouge lie-de-vin à intercalations centimétriques de grès conglomératiques, et rappellent le faciès observé dans l'ensemble gréso-conglomératique ;
- une unité à sédiments fins, grès carbonaté noir et pélites argileuses noires, en alternances régulières, à litage plan, recouvre normalement la première formation (épaisseur : 10 m au moins) ;
- Au-dessus, mais sans continuité (fracture probable), la série grise est beaucoup plus gréseuse : alternances, sur 90 m au moins, de grès et de siltites à rares interlits argileux gris devenant plus fissiles vers le sommet. Ces séquences gréseuses sont recouvertes par des shales gréseux noirs très micacés à débris de végétaux flottés et empreintes de tiges ;
- au-dessus, au-delà d'une fracture à rejet au moins décamétrique, qui élimine une partie de cette succession à l'affleurement, les sédiments silto-gréseux, où la proportion d'argile augmente, prennent des colorations rosées (liées peut-être à la proximité de la fracture).

Cette série gréso-pélimitique n'a pas pu être datée, mais les caractères lithologiques sont conformes à ceux de l'Autunien gris qui atteint, ici, une épaisseur supérieure à 200 m.

4.3. L'ensemble gris et rouge.-

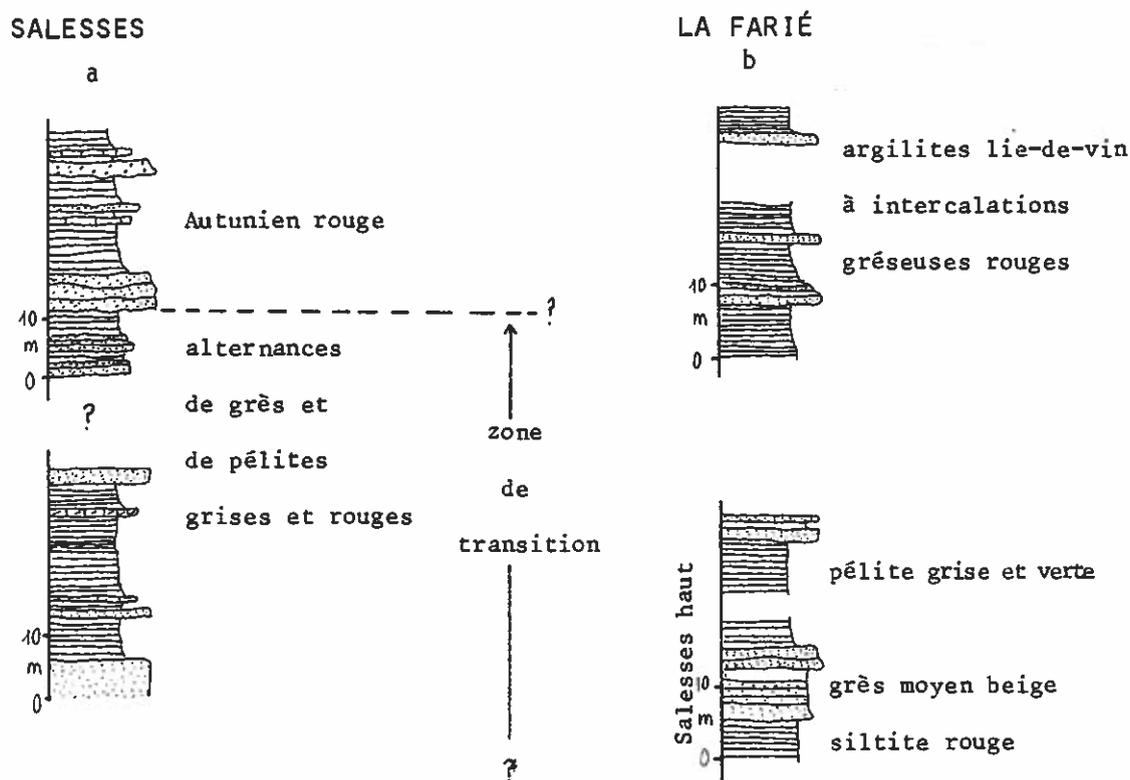
Cet ensemble a été observé seulement au NW de Najac, plus au Sud, l'érosion anté-triasique l'a probablement décapé.

Sur une coupe des environs de Salesses (1 km au NW de Najac) effectué dans le talus d'une route (fig. 55), les caractères suivants ont été relevés :

- il s'agit toujours d'une succession de grès et de pélites ;
- les pélites occupent une place plus grande que les grès, réduits, ici, à des bancs plus minces (au plus 1 à 2 m) ;
- la proportion de bancs calcaires gris et ocres est plus importante ;
- les alternances de couleur grise, verte et rouge sont fréquentes.

Il est très difficile d'estimer l'étendue de cet ensemble si bien que sur la carte géologique, il n'a pas été possible d'en donner les limites cartographiques et par commodité, il a été inclu dans l'Autunien inférieur. Cependant quelques affleurements

Fig.55 .- Succession lithologique au Nord-Ouest de Najac.



rappellent le faciès décrit ci-dessus :

- à l'Ouest de la Martinié (partie sommitale du ruisseau de la Boulp),
- à l'Est de la Cruzille, dans le secteur de Fustié,
- près de Monteils (extrémité nord du secteur cartographié).

4.4. L'ensemble gréso-argileux rouge.-

Cet ensemble affleure dans la partie nord du secteur de Najac, dans un triangle dont les sommets sont Monteils, Najac et Mazerolles.

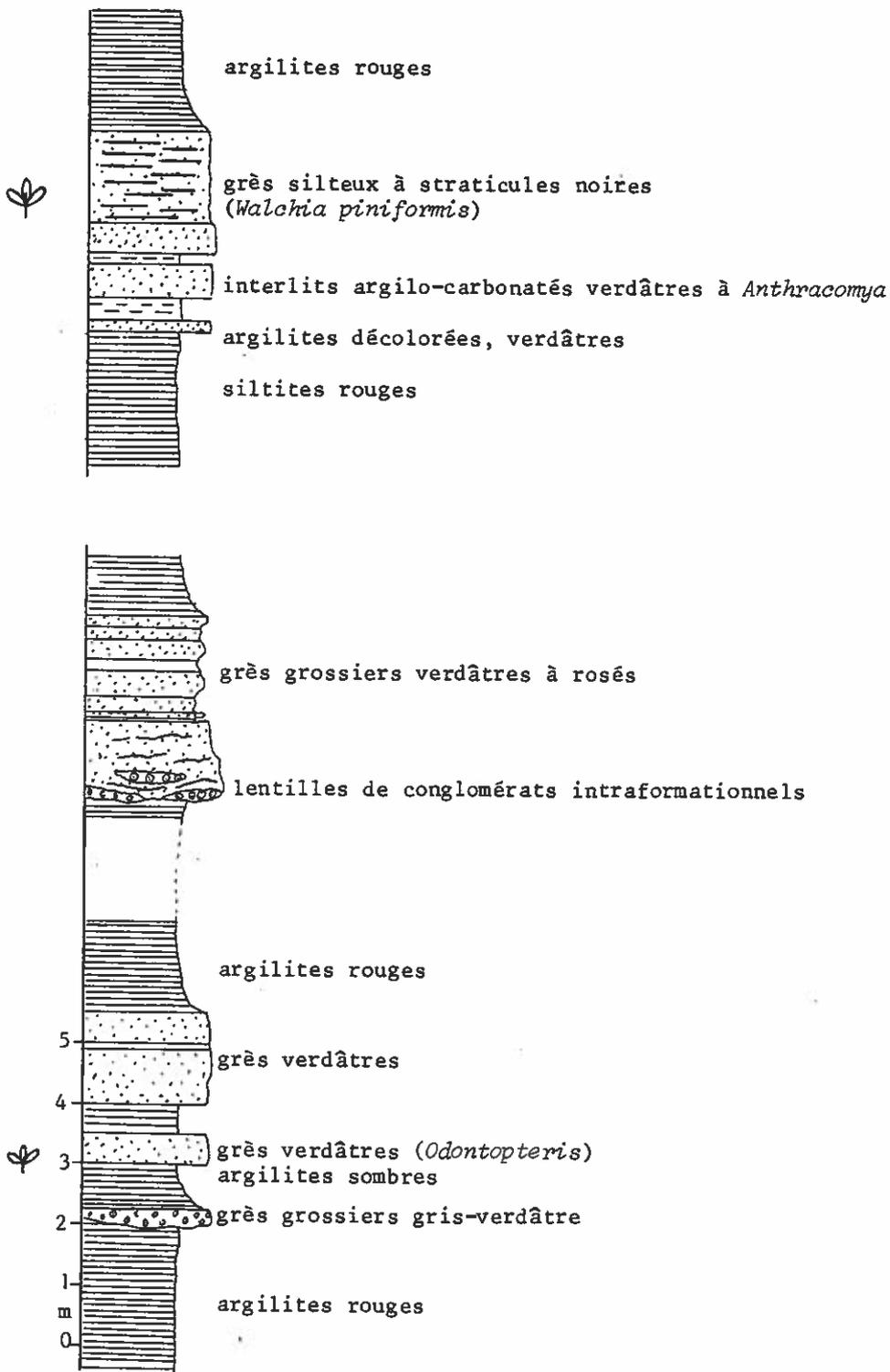
Il s'agit d'un ensemble gréseux à la base et argilo-silteux vers le sommet, où la pélite est uniformément rouge.

Cet ensemble coiffe la série grise et rouge au SE de Mazerolles. Il est vers l'Est en contact par faille avec l'Autunien gris, à l'approche de la faille de Villefranche. Globalement il plonge vers l'Ouest pour s'envoyer sous le Trias de la bordure quercynoise. Plusieurs fractures N160 affectent cette série rouge et sont responsables de basculements locaux vers le Sud de certains des panneaux ainsi découpés.

La base de cet ensemble et son contact avec l'ensemble sous-jacent gris et rouge ont été observés dans le secteur de Salesse-Bas (voir carte géologique h.-t. et sommet de la coupe fig. 56) : il s'agit d'un banc de grès grossier ocre à rouge de 4 à 5 m d'épaisseur, massif, qui contraste avec les alternances monotones de bancs décimétriques à métriques de grès, de siltites et d'argilites grises et rouges. Cette discontinuité lithologique suggère un changement dans le mode de dépôt et témoignerait de l'existence, entre ces deux ensembles, d'une surface de ravinement difficile à voir sur le terrain.

Fig. 56.- Succession lithologique de l'Autunien rouge de Najac.

LA POURTIÉ



Plus haut dans cette série, une portion de coupe a pu être relevée sur plus de 20 m dans le secteur de Pourtié (coupe fig.56) ; il s'agit probablement de sédiments à localiser à la partie moyenne de la succession lithologique générale de cet ensemble : on y trouve, en alternances, des grès moyens à grossiers et des pélites rouges (en couches de plusieurs mètres) où s'intercalent des interlits décimétriques verdâtres, carbonatés et fossilifères, et des bancs gréseux métriques, à lamines d'argilites charbonneuses. A la base des grès grossiers, les lentilles de conglomérat intraformationnel ne sont pas rares.

L'observation détaillée de ces termes particuliers m'a permis d'y recenser une flore et une faune :

1) La flore, déterminée par J. Broutin, comprend *Lebachia piniformis* FLORIN, *Samaropsis* sp., *Ulmannia frumentaria* (SCHLOTH.) GOEPPERT (abondants), *Odontopteris dufrenoyi* BRONGNIART, *Odontopteris subcrenulata* ROST.

Ces espèces, représentées sur la planche-photogr.IV, donnent un cachet nettement autunien.

2) La faune est représentée par des mollusques bivalves, de taille inférieure à 2 cm de longueur, et aplatis ; il s'agit sans doute de l'espèce *Anthracomya carbonaria* (BRONN.) GOLD. (détermination d'après les caractères donnés par G. Waterlot).

Cette espèce, abondante dans deux niveaux (fig. 56) est une forme d'eau douce, connue en Sarre dans l'assise de Kusel (Waterlot, 1934).

Les indications paléontologiques ci-dessus montrent que la série gréso-pélitique rouge est autunienne et non saxonienne, contrairement à ce que pensaient les anciens auteurs (Thévenin, 1903 ; Gèze et Cavaillé, 1948). La position terminale de cet ensemble lithologique dans la série autunienne suggère un niveau élevé dans cet étage et, très probablement, il s'agit d'Autunien rouge (cette subdivision autunienne existe à Brive, dans le "Déroit" de Rodez, à St-Affrique et à Lodève).

L'épaisseur de cet ensemble est au moins de 100 m.

Etendue. - Une série rouge analogue est visible au Sud de Najac :

- à l'Est de la Crouzille et à proximité de la ferme du Mélou,
- aux environs de la métairie de Milhars, au Sud de Loubezac.

4.5. Récapitulation.-

Dans le secteur de Laguépie-Najac, divers ensembles lithologiques ont été mis en évidence (fig.57).

De la base vers le sommet, sur un ensemble gréseux stéphanien repose une série autunienne décomposable en quatre ensembles :

- un ensemble gréso-conglomératique (Autunien I), épais à Laguépie (200 m au moins) et beaucoup plus réduit à Najac (50 m environ),
- un ensemble gréso-pélitique gris (Autunien II) d'épaisseur sensiblement uniforme, supérieure à 200 m,
- un ensemble gréso-pélitique gris et rouge (Autunien III) bien développé au Nord-

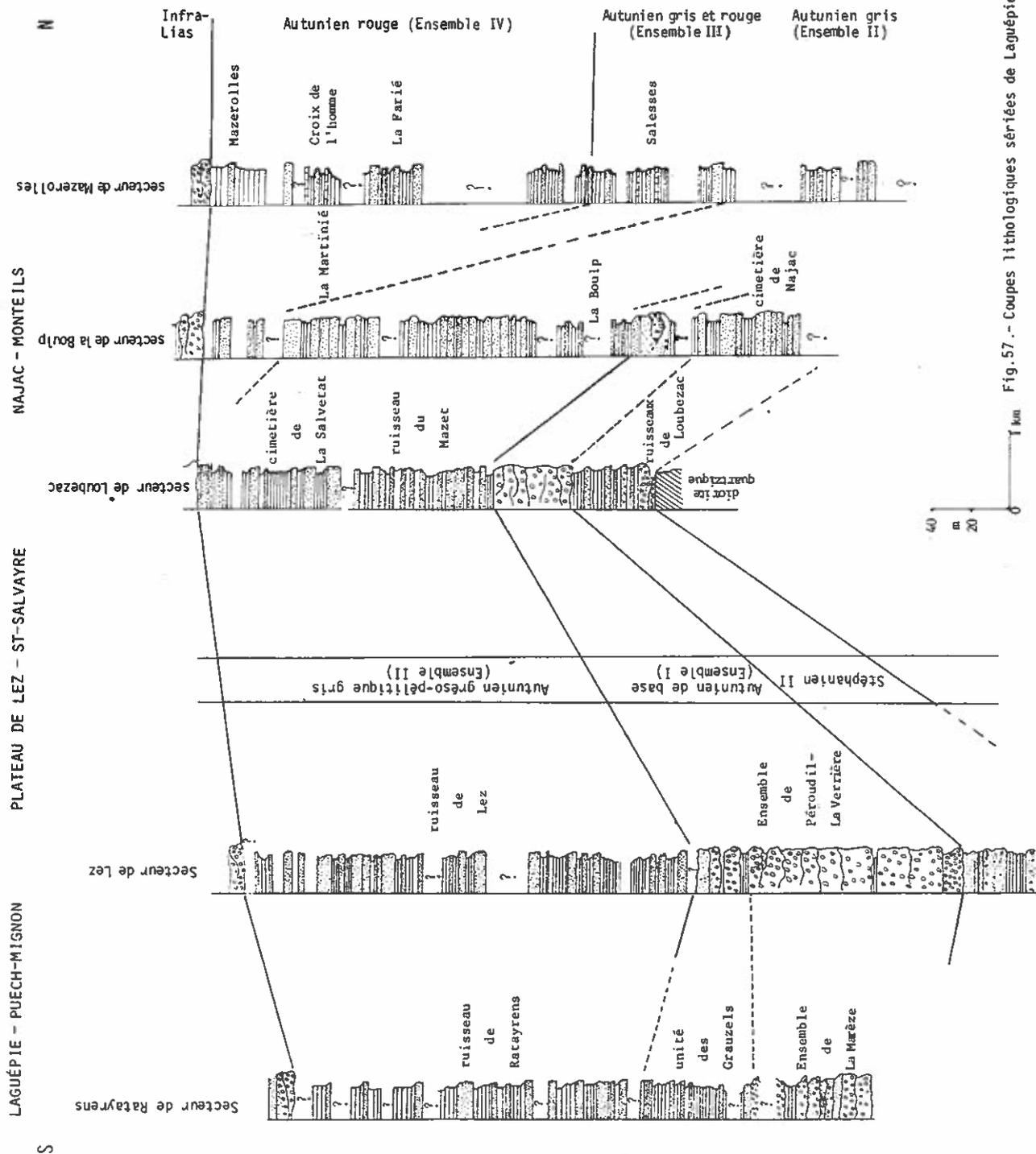


Fig. 57.- Coupes lithologiques séries de Laguépie - Najac.

Ouest de Najac, mais seulement là, et dont l'épaisseur est estimée au moins à 150 m,

- un ensemble gréso-pélitique rouge (Autunien IV ou Autunien rouge) pour la première fois caractérisé dans cette région ; il n'apparaît que dans l'extrémité nord du secteur de Najac et atteint au moins 100 m.

Cette série est recouverte en discordance par les sédiments gréso-conglomératiques du Trias dont la succession est visible à l'Ouest de Mazerolles dans le secteur de Villeveyre.

L'épaisseur totale de cette série stéphano-permienne (non visible en totalité sur une même verticale) avoisine 600 m et les ensembles permien décrits sont les mêmes que ceux de la vallée du Cérou.

5- LES SEDIMENTS PERMIENS DE REALMONT.-

Les sédiments permien affleurent, à Réalmont, essentiellement dans la vallée du Dadou (voir carte géologique h.-t.). Ils reposent en discordance sur le socle cristallophyllien varisque à l'Escoudarié, au Sud de Réalmont, et à Rieucan, à l'Ouest. Entre l'Escoudarié et Rieucan, ils recouvrent la série attribuée à la partie supérieure du Stéphien (voir sondage de St-Genest, fig.58b).

L'étude lithologique des affleurements et du sondage de St-Genest (fig.58) permet de distinguer, au moins, deux formations d'après leur position et la couleur des sédiments :

- une formation inférieure à dominante grise,
- une formation supérieure rouge.

A cette étude viennent s'ajouter quelques données paléontologiques.

5.1. La formation à dominante grise.-

Elle affleure exclusivement dans la vallée du Dadou et peut être subdivisée en trois ensembles superposés.

5.1.1. L'ensemble de l'Escoudarié (Ensemble I).-

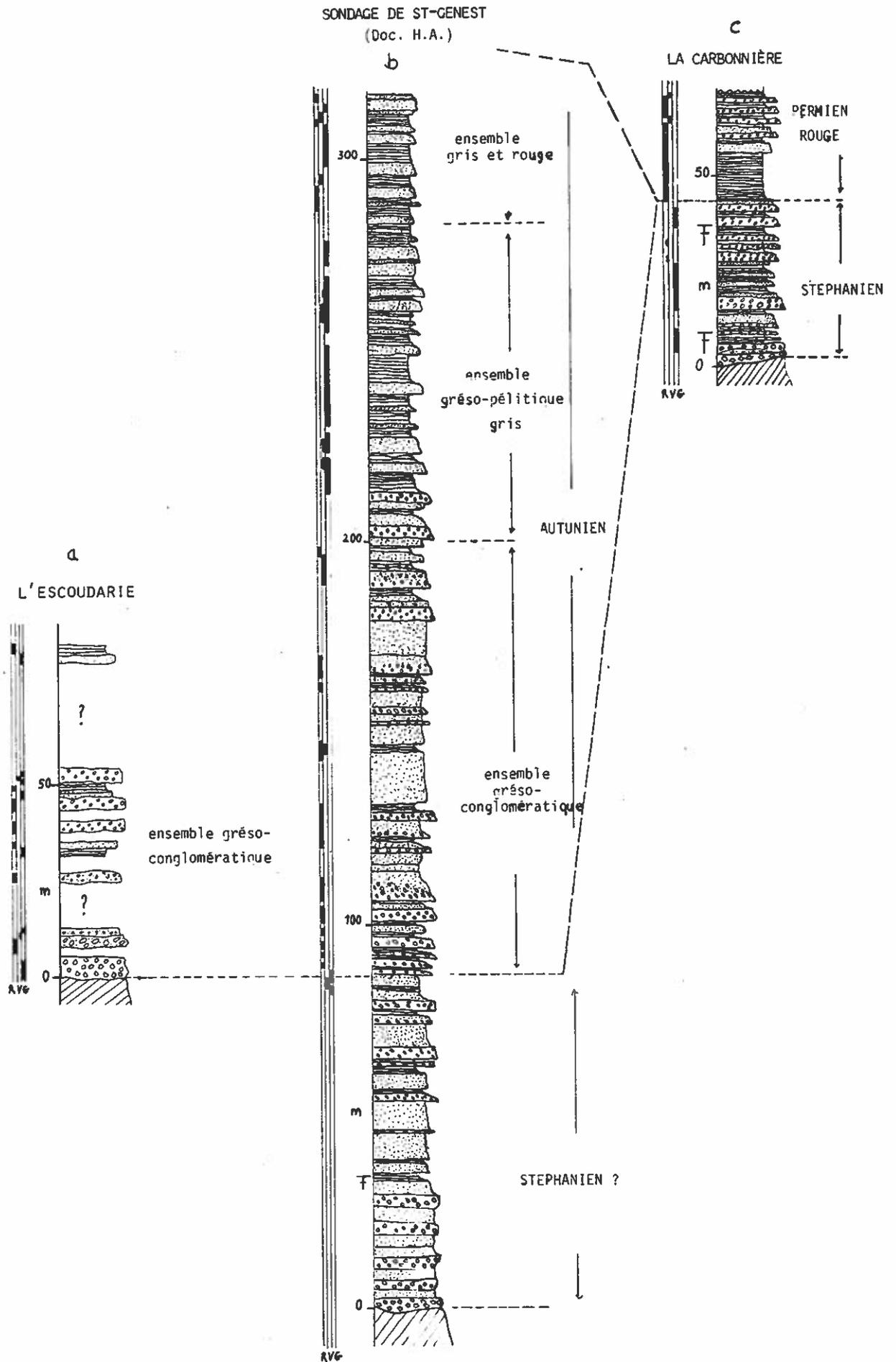
Il s'agit d'une succession de plusieurs séquences plurimétriques, plus ou moins complètes, à base conglomératique et sommet gréseux, parfois pélitique.

A l'Escoudarié (fig.58 a), le socle est recouvert par une brèche, d'environ 3 m d'épaisseur, à ciment gréseux beige prépondérant et à fragments non classés de quartz et de roches cristallophylliennes ne dépassant pas 6 à 8 cm.

Un banc de 2 à 3 m de grès clair à lamines sombres, chargées en matière organique, succède à cette brèche.

Au-dessus, viennent s'organiser des séquences détritiques, d'abord incomplètes avec essentiellement des galets de quartz et de micaschistes ne dépassant pas 5 à 6 cm et à liant gréso-argileux d'un rouge intense. Ce n'est que vers le sommet de cet ensemble qu'apparaissent des grès arkosiques ocres et de rares passées silteuses et ar-

FIG. 58.- COUPES DANS LES SEDIMENTS PERMIENS DE REALMONT



gileuses grises et parfois roses ; la partie supérieure de cet ensemble est visible dans le ruisseau qui longe la RN118 à l'Ouest de l'Escoudarié.

Etendue. - Ces conglomérats affleurent, plus à l'Ouest, dans le lit du Dadou, près du moulin du Cayla, à Rieucan, à Cantemerle et à Ramières.

Le sondage de St-Ginest (fig.58 b) a traversé la totalité de cet ensemble sur environ 120 m entre l'Escoudarié et Rieucan.

Datation. - Aucun argument paléontologique ne permet de préciser l'âge de cet ensemble mais sa position structurale, ensermé entre le Stéphanien présumé et un ensemble à affinité autunienne (Cantemerle), suggère un âge intermédiaire entre le Stéphanien supérieur et l'Autunien inférieur à moyen. Cartographiquement, son étendue semble coïncider avec celle de l'actuel bassin autunien, ce qui tend à prouver qu'il s'agit là de l'assise détritique de base de cet étage.

5.1.2. L'ensemble de Cantemerle (Ensemble II).-

A l'Ouest de Réalmont, l'ensemble précédent est recouvert à Cantemerle et à Ramières par un ensemble organisé en séquences métriques de couleur noire, constituées de grès moyens à fins, très micacés, souvent massifs, avec cependant quelques niveaux à stratification plane et à trace de rides, surmontés par des shales gris à noirâtres renfermant quelques traces de végétaux fossiles.

Cet ensemble affleure très mal mais il est bien individualisé dans la coupe du sondage de St-Genest (fig.58b) où il atteint 60 m d'épaisseur.

Datation. - Les éléments paléontologiques sont peu nombreux et ne permettent pas une attribution stratigraphique certaine ; cependant quelques exemplaires de plantes : un *Callipteris conferta* STERN., des pinnules d'*Odontopteris* et des écailles de poisson (Mazeaud et Vetter, 1976) donnent plutôt un cachet autunien.

5.1.3. L'ensemble du Cayla (Ensemble III).-

Dans la coupe du sondage de St-Genest (fig.58b), une troisième succession avec une lithologie et une organisation sédimentaire sensiblement identiques recouvre l'ensemble précédent. Ici les shales argilo-silteux, exclusivement gris à Cantemerle, présentent, suivant certains lits, des colorations vertes à lie-de-vin. Les bancs de grès ont une épaisseur plus grande que dans la série de Cantemerle. Cet ensemble affleure sur la rive gauche du Dadou, entre le château du Cayla et la RN118 ; plongeant faiblement vers le Sud, son épaisseur est d'au moins 100 m.

Il apparaît en parfaite continuité avec l'ensemble précédent ; rien ne s'oppose, selon nous, à ce qu'il appartienne au même étage, à savoir l'Autunien ; il s'agit probablement de l'ensemble grésopélimitique gris et rouge rencontré entre Carmaux et Najac.

5.2. La formation rouge.-

Cette formation affleure largement dans la vallée du Blima le long de la RN118, à Réalmont entre Ramières et Rieucan et au Sud de Réalmont à environ 1,5 km.

Elle recouvre aussi bien le Stéphanien (cart.h.-t.) et les conglomérats permien à Rieucan que les grès et pélites grises à Cantemerle, ce qui suggère une discordance entre cette assise et les dépôts sous-jacents, stéphano-autuniens.

A la Carbonnière (fig.58c), cette série, discordante sur le Stéphanien, débute par des pélites rouges (10 à 15 m), où s'intercalent quelques bancs gréseux, des interlits argileux verdâtres et des bancs carbonatés n'excédant pas 10 à 20 cm d'épaisseur ; ensuite sur plus de 10 m viennent s'intercaler des bancs métriques de conglomérats et d'arkoses rouges où les éléments de quartz et de roches cristallophylliennes sont empâtés dans une abondante matrice phylliteuse de couleur rouge.

Dans notre région, ces passées conglomératiques rouges ne sont connues que dans la partie terminale du Permien de la Grésigne et de Lavaur (voir chapitre suivant). Mais dans le bassin de St-Affrique et du Déroit de Rodez, elles ne sont pas rares à la base du Saxonien.

A Réalmont, il existe une discontinuité entre cette série et les affleurements sous-jacents, ce qui peut suggérer la trace d'une phase tectonique (phase saalienne ou phase palatine ancienne ?). Il s'agirait alors de Saxonien ou de sédiments saxo-thuringiens (s'ils sont assimilés à l'ensemble conglomératique de la partie terminale de la série rouge de la Grésigne).

6- ETUDE LITHOLOGIQUE DU SONDAGE DE LAVAU.-

A 36 km à l'Ouest de Réalmont, un sondage effectué par la Régie autonome des Pétroles en 1957 (sondage Lv101) a traversé 700 m d'une formation attribuée au "Permo-Carbonifère" avant d'atteindre le socle paléozoïque.

Cette formation repose sur des schistes argileux métamorphiques, sériciteux et chloriteux, verdâtres à passages gréseux (ensemble lithologique comparable à celui des "schistes de l'Albigeois").

Une révision du sondage (réexamen des carottes de sondage entreposées à Boussens), avec l'aide de J.P. Donnadiu, nous a permis de découper cette formation en plusieurs ensembles lithologiques distincts (fig.59).

6.1. Ensemble grés-conglomératique de la base.-

Dans cet ensemble recoupé sur 144 m, plusieurs unités peuvent être définies (de bas en haut) :

- une unité à conglomérat rougeâtre, verdâtre reposant sur le socle (brèche) avec des éléments de schistes gréseux et de graviers de quartz blanc (20 m) ;
- une unité où alternent les grès grossiers conglomératiques kaoliniques gris-blanc, les dolomies argileuses grises, les shales noirs bitumineux à débris de végétaux et les grès fins micacés (75 m) ;
- une unité de siltite gris-foncé avec de rares lits bitumineux où s'intercalent des grès fins et grossiers micacés gris et des bancs importants de grès grossiers à graviers de quartz et de conglomérats, gris clair à blanchâtres, essen-

SONDAGE DE
LAVAU

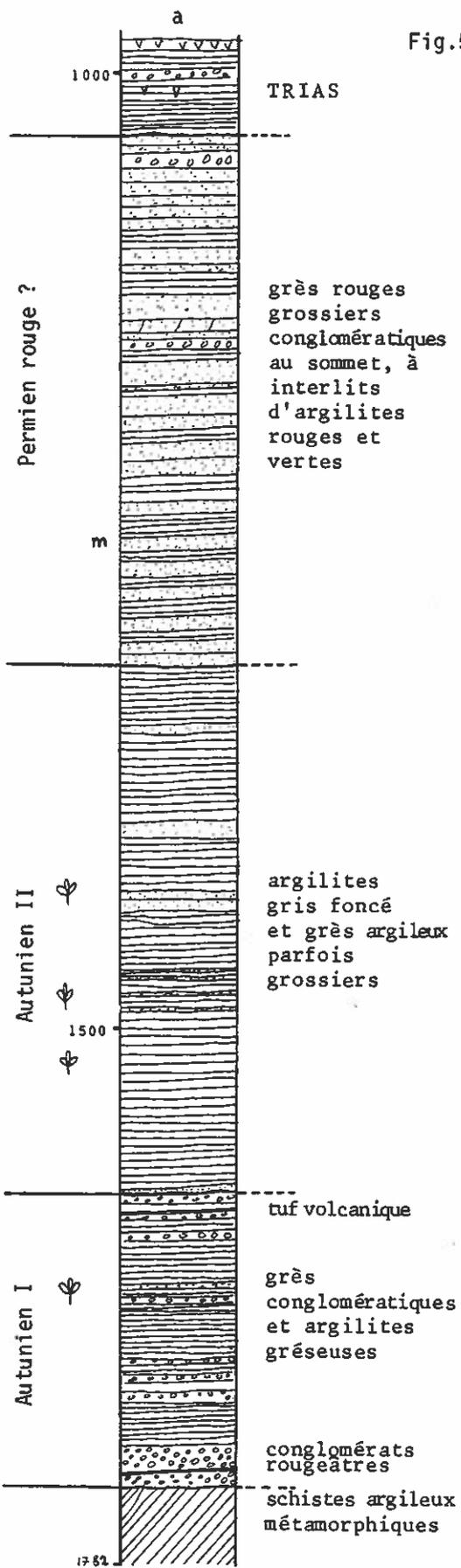
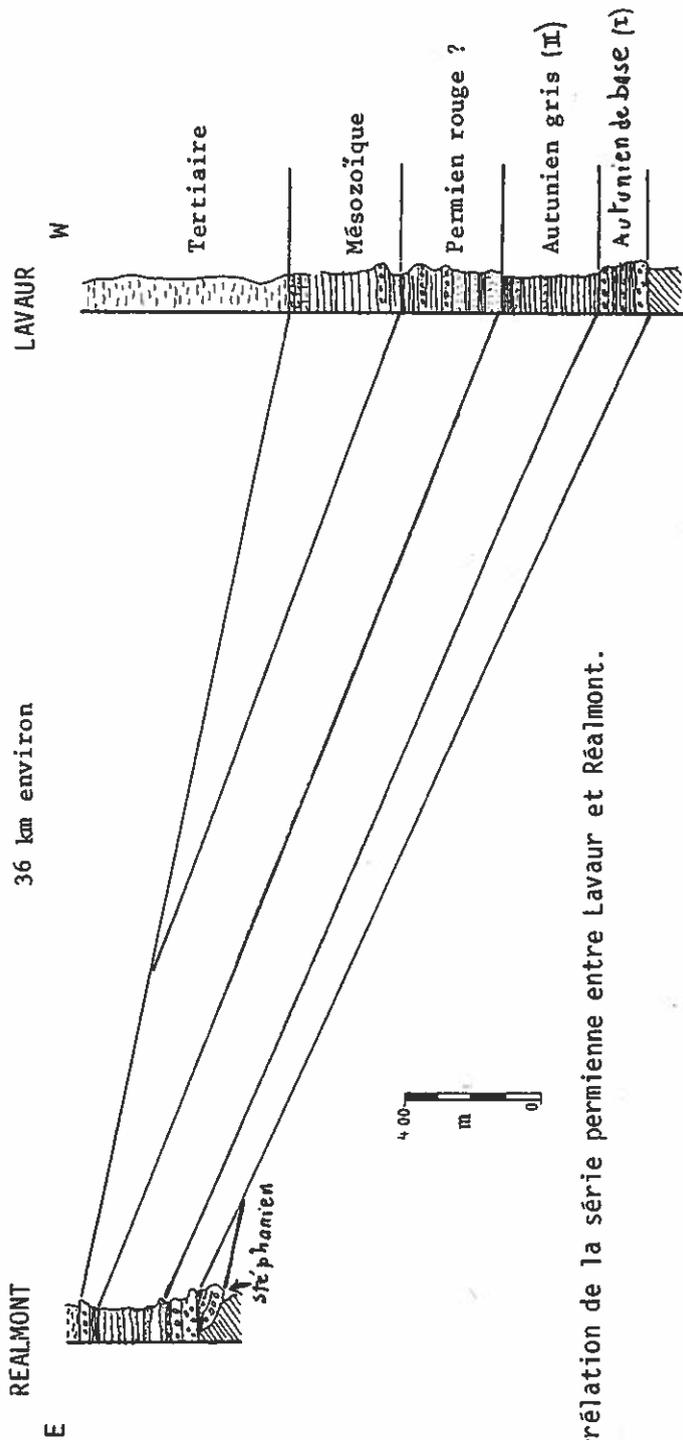


Fig.59 .- Série permienne de Lavaur.



b- Corrélation de la série permienne entre Lavaur et Réalmont.

tiellement à quartz (20 m) ;

- une unité de "schiste" bitumineux coiffé par un tuf volcanique et un tuf porphyrique beige clair (2 m) ; peut-être, s'agit-il, ici, d'un gore (?) ;

- une unité de siltites grises à intercalations de conglomérats polygéniques (39m).

La flore récoltée dans les carottes ne comporte pratiquement que des débris et n'a pu être déterminée avec la précision suffisante pour donner un âge ; cependant, il y a de grandes chances que cet ensemble soit Autunien ou Stéphanien terminal (Doubingier, Vetter, 1958 ; Annexe I).

La lithologie des premières unités présente des analogies avec celle de l'ensemble conglomératique de l'Escoudarié assimilé aux "conglomérats de base de l'Autunien". Il peut ainsi s'agir, ici, de la base de l'Autunien (Autunien I).

6.2. Ensemble grés-argileux gris foncé.-

Il s'agit d'un ensemble homogène, de couleur grise, traversé sur 280 m, où alternent les shales bitumineux, les grès grossiers à fins souvent micacés, à nodules dolomitiques et de sidérose.

Cet ensemble présente des ressemblances avec la série grise de Cantemerle (Réalmont) et, bien que les déterminations paléontologiques ne donnent pas plus de précisions que celles de l'ensemble précédent, il semble possible de la considérer comme Autunien inférieur à moyen (Autunien grés-pélimitique gris).

6.3. Ensemble grés-argileux rouge à sommet conglomératique.-

A 1317 m de profondeur, la coupe du sondage montre une coupure lithologique importante : brutalement à l'ensemble gris viennent se superposer 270 m de sédiments rouges.

Cet ensemble débute par des argilites gréseuses rouges, des grès rouges plus ou moins grossiers à interlits verdâtres et violacés, souvent micacés, à rares intercalations d'argilites gréseuses rouges et vertes, plus ou moins dolomitiques, et de rares veinules d'anhydrite rose. Vers le sommet, viennent s'intercaler des bancs métriques de conglomérats rouges.

Cette succession est très comparable à la formation rouge de Réalmont, si bien que, par analogie, il est possible de l'attribuer au Permien moyen à supérieur ("Saxonien" ou Saxono-Thuringien).

LÉGENDE PL. IV. - Flore fossile de l'Autunien.

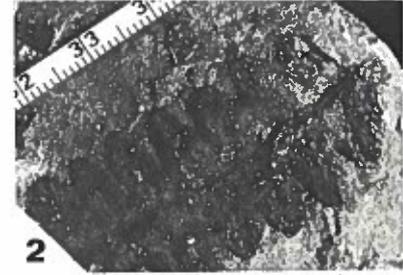
1, 2, 3. *Callipteris conferta* STERN. - 4. *Pecopteris* sp. - 5, 6. *Pecopteris paleacea* ZEILL. - 7, 8. *Odontopteris subcrenulata* ROST - 9. *Pecopteris* cf. *monyi* ZEILL. - 10. *Odontopteris dufrenoyi* BRONG. - 11. cf. *Ullmannia frumentaria* (SCHLOT.) GOEPP.

1, 2, 3, 4, 5, 6 et 9 : vallée du Cérrou. 7, 8, 10 et 11 : Monteils.

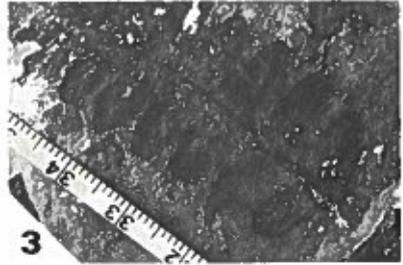
PLANCHE IV



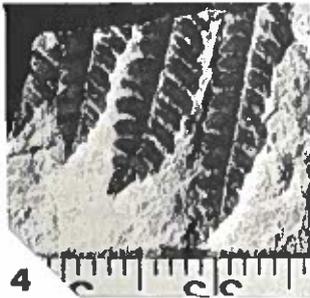
1



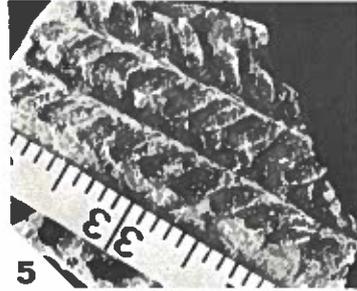
2



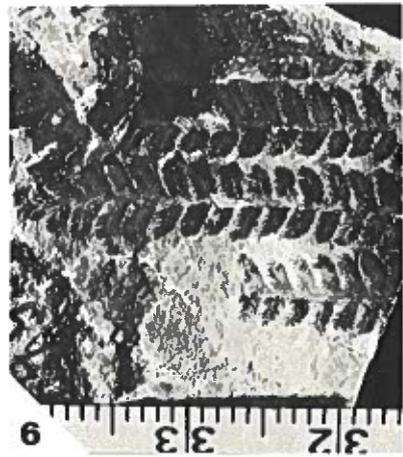
3



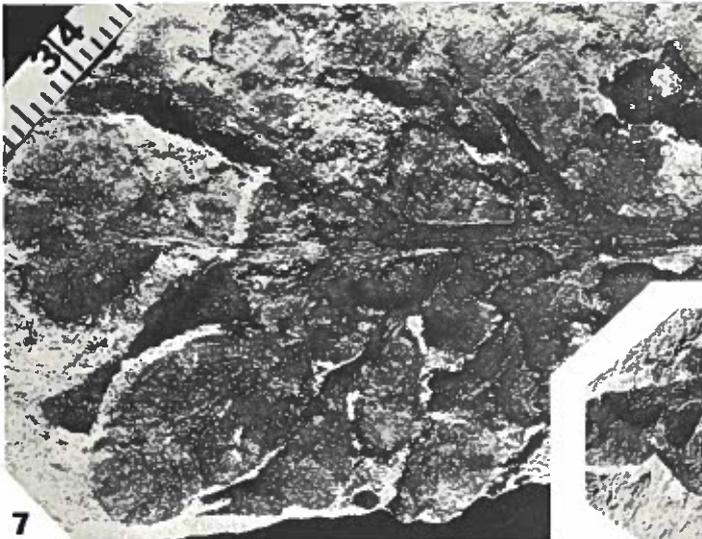
4



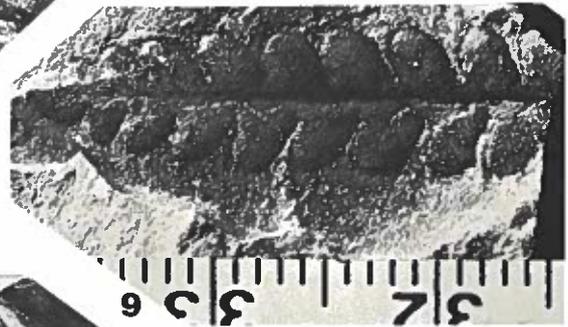
5



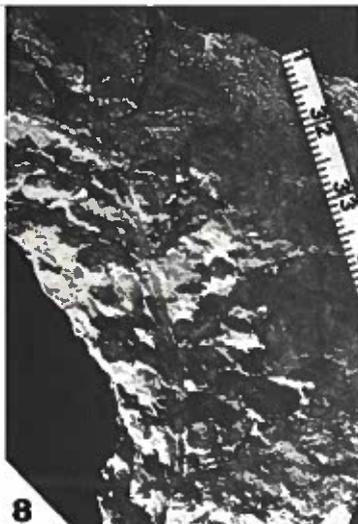
6



7



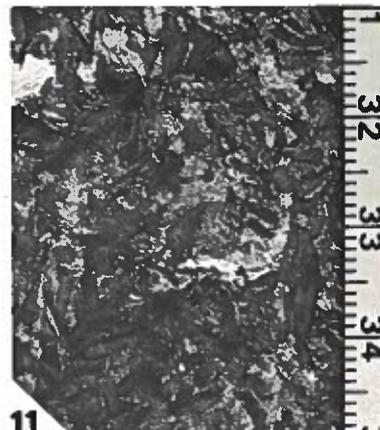
9



8



10



11

6.4. Comparaison avec les sédiments de Réalmont.-

Il nous a été possible d'effectuer les mêmes découpages lithologiques dans ces deux formations permienes, seulement distantes de 36 km (fig.59 b).

Mise à part la formation conglomératique de base, les autres ensembles permien ont une épaisseur plus grande à Lavaur où la subsidence a dû être plus importante. Lavaur devait occuper une position beaucoup plus centrale que Réalmont si l'on considère, à l'origine, un bassin unique permien englobant Réalmont et Lavaur.

Seul manque, à Lavaur, l'ensemble gréso-pélimitique à alternances grises et rouges et nous pouvons émettre deux hypothèses pour expliquer ce phénomène :

- a) la discordance de base de la série rouge, suggérée à Réalmont, supprime l'unité précédente à Lavaur ;
- b) cette unité est incluse dans l'ensemble gréso-pélimitique gris de Lavaur, et ne peut pas être distinguée ; pour cela, il faut supposer que le milieu de dépôt n'a pas eu les mêmes caractéristiques vers le centre du bassin permien que sur ses bordures. Il aurait été beaucoup plus réducteur à Lavaur et les niveaux rouges de Réalmont, sédiments de bordure de bassin déposés en milieu plus oxygéné, correspondraient à Lavaur à des sédiments gris, soumis à des conditions plus réductrices.

Tabl. IV.- Corrélations lithostratigraphiques du Stéphano-Permien.

Etages stratigraphiques	Ensembles cartographiés (cart. géol. h.-t.)	Ensembles lithologiques	Réalmont	Lavaur (sondage)	Carmaux	Vallée du Cérrou	Lacapelle Ségalar	La Grésigne	Laguépie	Najac
Saxono-Thuringien		argiles à gypse conglomérats rouges série de la Grésigne	Ensemble rouge de Réalmont à conglomérats vers la partie sommitale 60 m et plus	Ensemble rouge passées conglomérats vers le sommet 270 m	néant	Ensemble rouge de Magot, Salles et Monesties	Ensemble rouge de la partie aval du ruisseau d'Aymer	argilines rouges et gypse 80 m conglomérats rouges 100 m partie moyenne et supérieure du sondage 3000 m		grès et argiles rouges de La Pourtié ? 150 m
Saxonien	Ensemble argilo-grésieux rouge	Unité III Unité II Unité I	néant	néant	néant		?	néant		série de Salesses ? 200 m
Autunien supérieur	Ensemble grésio-pélicite rouge	Sondage de la Grésigne Périlien rouge indifférencié	Ensemble du Cayla 100 m	série grise argilo-grésive de la partie moyenne 280 m	néant	grès des carrières à l'W de Salles 200 m	partie moyenne du ruisseau d'Aymer	partie basale du sondage 400 m ?	ruisseaux de Ratayrens et de Lez 200 m	ruisseaux de Mazet et de la Roulp 250 m
Autunien moyen et inférieur	Ensemble grésio-pélicite gris à interlits rouges vers le haut	série grise et rouge (Ensemble III) série grise (Ensemble II)	Ensemble de Cantemerle 60 m	conglomérats de la base du sondage 165 m	néant	série de du Bosc de Soulié du ruisseau d'Arnabal et de la Bastienne 150 m	partie moyenne des ruisseaux d'Aymer et de Vaour 250 m			
Autuno-Stéphannien	conglomérats de la base de la série grésio-pélicite grise	Unité III Unité II Unité I	Ensemble de l'Escohard 120 m	Sondage de St Genest	conglomérats de Lentin	série de Bars, Valarens, La Bastienne, Puyet, Magot, Le Lizert 200 m	série de La Ma- frézié et des ruisseaux de Lour, et Lappa- rougnal 150 m		congl pérouchil La Verrère La Maréze	conglomérats de La Salvetat de Biau 80 m
Stéphannien II	série stérile de Réalmont Najac, Laguépie	série stérile	série du Blima 80 m		néant				conglomérats de l'actuel de Ruech Magnon 80 m	cimetière de Najac série de Loubezac 60 m
Stéphannien I	série à charbon de Carmaux	faisceaux sup. faisceau moyen faisceau inf. série à charbon de la Guimerie			série houillère de Carmaux 550 m					

CHAPITRE IV
SYNTHÈSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU STEPHANO-PERMIEN
DE CARMAUX ET DE SES ENVIRONS

1- RESULTATS DE L'ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.-

1.1. Les sédiments stéphaniens.-

Il s'agit des premiers dépôts recouvrant le socle varisque dans notre région. En fonction de leur âge et de leurs caractères lithologiques, deux types de série stéphaniennne sont à distinguer :

- 1) la série gréseuse à charbon de Carmaux ;
- 2) les séries gréso-conglomératiques sans charbon de Réalmont, Laguépie et Najac, plus récentes que celle de Carmaux, avec une lithologie qui tend à se rapprocher de celle du Permien inférieur.

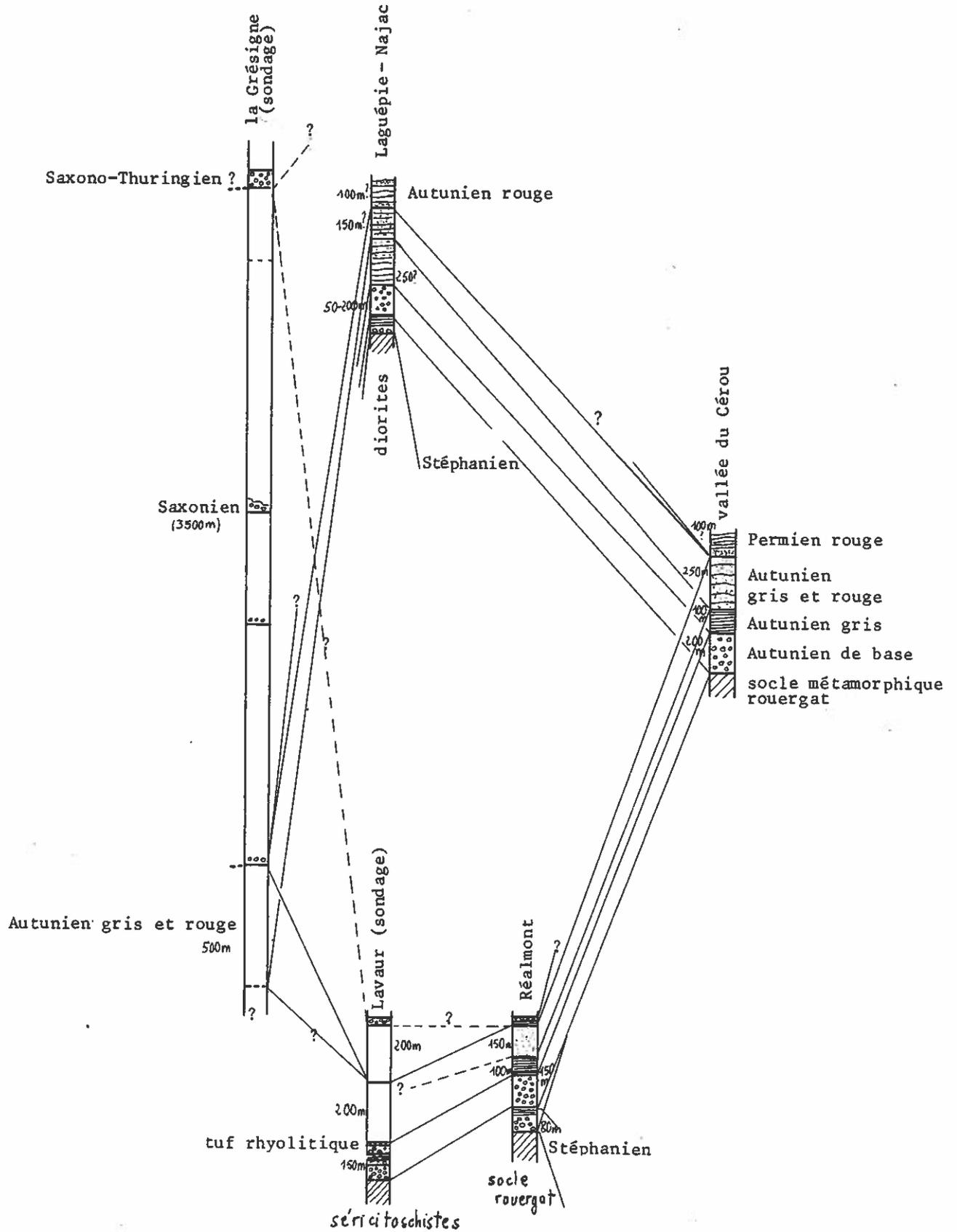
Il est probable que les sédiments stéphaniens de Laguépie et de Najac, distants seulement de quelques kilomètres, appartiennent à un même bassin dont les limites sont actuellement inconnues. Par contre, aucun critère lithologique ou stratigraphique ne permet de relier les terrains de Carmaux, de Réalmont et de Laguépie-Najac ; nous pouvons, alors, émettre l'idée de l'existence, dans la région étudiée, de trois bassins indépendants les uns des autres et dont le remplissage n'a pas été simultané.

Ces terrains sont recouverts par des conglomérats attribués à la base du Permien :

- en discordance dans la partie ouest du gisement houiller de Carmaux ;
- sans discontinuité structurale apparente à Réalmont et à Laguépie-Najac.

Les séries de St-Martin-Laguépie et du cimetière de Najac ont des faciès très comparables à ceux observés dans la partie inférieure des sédiments permien et leur contenu paléobotanique à tendance stéphaniennne pose un problème stratigraphique délicat : dans la présente étude, ces séries ont été attribuées, avec réserve, au Stéphanien.

Fig.60.- Corrélatons lithologiques des différents secteurs de Réalmont à Najac.



1.2. Les sédiments permiers à dominante grise.-

Ces dépôts ont été reconnus dans tous les secteurs étudiés. Leur épaisseur est sensiblement identique de Réalmont à Najac (fig.60). Cette série a été découpée en plusieurs ensembles lithologiques différents et la succession, ainsi établie, peut être retrouvée dans chaque secteur avec de bas en haut :

- un ensemble grésos-conglomératique rosé (Autunien I),
- un ensemble grésos-pélimitique gris (Autunien II),
- un ensemble grésos-pélimitique gris et rouge (Autunien III).

Il n'existe pas de différence lithologique fondamentale entre les conglomérats stéphaniens et ceux dont nous avons fait la base de l'Autunien. Toutefois ceux-ci, à la différence des premiers, débordent largement les aires de dépôt du Stéphaniens et s'observent systématiquement sous la série grésos-pélimitique grise de l'Autunien.

1.3. Les sédiments permiers rouges.-

Ils sont observables dans tous les secteurs étudiés et ils recouvrent le sédiment gris, généralement sans discontinuité apparente sauf à Réalmont où une unité grésos-pélimitique rouge à interlits conglomératiques recouvre, en discordance, aussi bien les sédiments autuniens que stéphaniens.

Les résultats de l'étude lithostratigraphique sont les suivants :

- 1) Mise en évidence d'une série grésos-pélimitique rouge à la Pourtié (NW de Najac) dont l'organisation lithologique est identique à celle de l'Autunien gris et qui a pu être datée, par macroflore, de l'Autunien (Autunien rouge = Autunien IV).
- 2) Existence dans la Grésigne d'une série monotone argilo-gréseuse rouge, d'une puissance considérable (2500 à 3000 m) qui peut être subdivisée en trois unités et dont le faciès est typiquement saxonien. En sondage, cette série repose sur l'Autunien gris et rouge et elle est recouverte par une formation rouge à base conglomératique et sommet argileux à lentilles de gypse (Fabre, 1971) dont le dépôt pourrait être contemporain des dépôts thuringiens du centre de l'Europe (Durand-Delga, 1979).
- 3) Mise en évidence à Réalmont et à Lavaur d'une série rouge à sommet conglomératique d'âge indéterminé mais dont la lithologie rappelle la partie supérieure des sédiments de la Grésigne. A Réalmont, cette série est discordante sur l'Autunien et le Stéphaniens.

Des corrélations entre ces différentes séries sont difficiles à établir (tabl.IV et fig.60), d'autant plus que, dans plusieurs secteurs (vallée du Cérou et ruisseau d'Aymer), les sédiments rouges recouvrant la série grise ont une appartenance indéterminée : soit Autunien rouge, soit Saxonien (Autuno-Saxonien).

Liste des espèces	STÉPHANIEN								AUTUNIEN		
	Carmaux		Réalmont	Laguépie	Najac	Cimetière de Najac	Lavaur Sge	Vallée du Cérou	La Pourtié		
	Lentin	Tronquié									
<i>Stigmaria ficoides</i> BRONG.	+	+									
<i>Asolanus</i> sp.	+										
<i>Sigillaria candollei</i> BRONG.	+										
<i>S. ichtyolepis</i> PRESL	+										
<i>Anularia sphenophylloides</i> ZENK.	+		+	(2)							
<i>A. stellata</i> SCHLOT.	+		+	(2)	+		+				
<i>Asterophyllites equisetiformis</i> SCHLOT.	+		+	(1)			+				
<i>Calamites cisti</i> BRONG.	+						+				
<i>C. cruciatus</i> STERNB.	+						+				
<i>C. suckowi</i> BRONG.	+										
<i>Macrostachya carinata</i> GERM.	+			+							
<i>Sphenophyllum costae</i> STERZ.	+										
<i>S. emarginatum</i> BRONG.	+										
<i>S. oblongifolium</i> GERM. et KAULF.	+		+	(2)							
<i>S. thoni</i> MAHR			+	(2)	+						
<i>Sphenophyllostachys</i> sp.							cf.				
<i>Pecopteris affinis</i> BRONG.	+	+					cf.				
<i>P. bredovi</i> GERM.	+										
<i>P. bucklandi</i> BRONG.											
<i>P. clintoni</i> (LESQ.) WHITE	cf.										
<i>P. cyathea</i> SCHLOT.	+	+									
<i>P. amaromi</i> STOCKM. et WILL.			+		cf.				cf. (1)		
<i>P. candollei</i> BRONG.	+	+							+	(2)	
<i>P. daubrei</i> ZEILL.		+							+	(1)	
<i>P. densifolia</i> GOEPP.											
<i>P. feminaeformis</i> SCHLOT.	+	+									
<i>P. hemitelioides</i> BRONG.	+		+	(1)							
<i>P. lamurensis</i> HEER	+										
<i>P. longiphylla</i> CORS.		+									
<i>P. integra</i> AND.											
<i>P. oreopteridia</i> BRONG.	+	+									
<i>P. arborescens</i> SCHLOT.	+	+									
<i>P. polymorpha</i> BRONG.	+	+									
<i>P. pseudooreopteridia</i> (POT.) VETTER				+							
<i>P. plumosa dentata</i> (ART.) BRONG.	+	+							cf. (2)		
<i>P. paleacea</i> ZEILL.											
<i>P. pinnatifida</i> GUTB.											
<i>P. subelegans</i>							cf.				
<i>P. saraepontana</i> STUR.	+										
<i>P. pectinata</i> BERT.	+				cf.						
<i>P. varinervosa</i> CORS.	+								(1) cf. (2)		
<i>P. waltoni</i> CORS.	+	+									
<i>P. monyi</i> ZEILL.											
<i>P. unita</i> BRONG.	+	+							(1) cf. (2)		
<i>Alethopteris zeilleri</i> WAGN.	+	+									
<i>A. ambigua</i> LESQ.	+	+									
<i>A. bohemica</i> FRANKE	+	+									
<i>Callipteridium gigas</i> GUTB.		+		(1) + (2)							
<i>C. pteridium</i> SCHLOT.	+	+		+	(2)						
<i>C. zeilleri</i> WAGN.		+									
<i>C. ovatum</i> BRONG.				+	(1)						
<i>Sphenopteris chaerophylloides</i> BRONG.	+	+									
<i>S. rutaeifolia</i> GUTB.	+	+									
<i>S. rotundiloba</i> NEMEJC	+	+									
<i>Rhacopteris busseana</i> STUR.	+	+									
<i>Dicksonites sterszeli</i> ZEILL.	+	+		+	(2)						
<i>Pseudomariopteris ribeyroni</i> ZEILL.	+	+		+	(2)						
<i>Odontopteris dufrenoyi</i> BRONG.											
<i>O. alpina</i> (STERNB.) GEINITZ											
<i>O. brardi</i> BRONG.		+									
<i>O. genuina</i> GRAND'EURY				+	(2)						
<i>O. obtusa</i> BRONG.											
<i>O. minor zeilleri</i> POT.	+	+		+	(1)						
<i>O. subcrenulata</i> ROST											
<i>Linopteris neuropteroides</i> GUTB.	+										
<i>L. brongniarti</i> GUTB.				+	(2)						
<i>Reticulopteris germari</i> GIEB.				+	(2)						
<i>Neuropteris cordata</i> BRONG.		+									
<i>N. heterophylla</i> BRONG.				+	(1)						
<i>Cordaites lingulatus</i> GRAND'EURY	+	+									
<i>C. foliatus</i> GRAND'EURY		+									
<i>C. sp.</i>							+				
<i>Poacordaites microstachys</i> GOLD.		+									
<i>Zygopteris pinnata</i> GRAND'EURY				+	(2)						
<i>Callipteris conferta</i> STERNB.											
<i>Callipteris</i> sp.							cf.		+	(2)	
<i>Lebachia piniiformis</i> (SCHLOT.) FLORIN									+		
<i>Ullmannia frumentaria</i> (SCHLOT.) GOEPP.											+

Tabl. V. -
Répartition régionale de la flore.

J. Doubinger et P. Vetter
1969

Bergeron, 1889 (1)
P. Vetter, 1976 (2)

Zeiller in Thévenin, 1903

J. Broutin, 1960

J. Doubinger et P. Vetter
1968 b

P. Vetter, 1976 (1)
J. Broutin, 1980 (2)

J. Broutin, 1980

1.4. Organisation lithologique d'ensemble du Permien.-

Le tabl.IV et la fig.60 résumant schématiquement les principaux découpages lithologiques tentés dans chaque secteur, avec un essai de corrélation entre les différents ensembles définis dans ces secteurs. Le modèle général de la succession permienne est donné sur le tabl.VI. Nous devons remarquer la régularité dans l'organisation de la série permienne de Réalmont à Najac. Ce phénomène nous permet d'envisager l'existence d'un grand bassin permien, actuellement masqué en grande partie par l'Eo-Oligocène du Nord-Albigeois et probablement se prolongeant au NW sous le Quercy. Ces sédiments permien débordent largement les sédiments stéphaniens et reposent aussi bien sur le socle varisque que sur ces derniers.

2- RECENSEMENT DE LA FLORE.-

Le tabl.V donne un inventaire de la flore recueillie dans cette région jusqu'à ce jour en fonction des ensembles lithologiques dans lesquels telle ou telle espèce a été récoltée.

Nous remarquerons d'une part que le plus grand nombre d'espèces proviennent de la série à charbon de Carmaux, d'autre part que les espèces récoltées en dehors de ce bassin houiller sont suffisamment nombreuses pour permettre d'apporter des précisions sur la stratigraphie du Stéphano-Permien dans cette région :

- peu d'espèces rencontrées à Carmaux se retrouvent en dehors de cette cuvette ;
- la coupure Stéphaniens-Permien, difficile à apprécier, semble coïncider avec l'ensemble conglomératique rosé visible à la base des successions autuniennes ;
- dans le Stéphaniens, une coupure importante apparaît entre la série houillère de Carmaux (Stéphaniens A moyen à supérieur et Stéphaniens B inférieur à moyen) et le Stéphaniens de Réalmont et Laguëpie-Najac (Stéphaniens B supérieur et C).

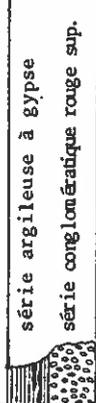
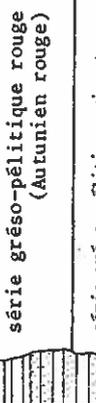
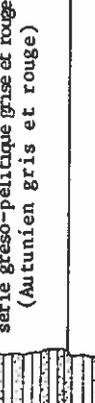
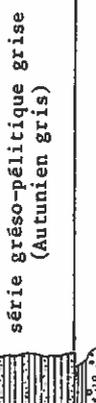
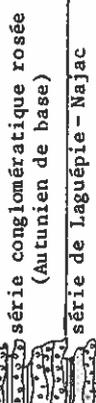
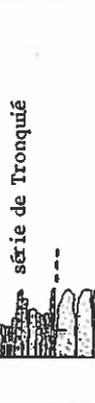
Cette dernière observation m'amène à retenir une échelle stratigraphique à valeur locale (tabl.VI) où ne sont distingués qu'un Stéphaniens I (moitié inférieure du Stéphaniens) ou Stéphaniens de Carmaux d'un Stéphaniens II (moitié supérieure du Stéphaniens) ou Stéphaniens de Réalmont et Laguëpie-Najac. Dans cette seconde subdivision apparaît, représenté par un petit nombre d'échantillons, le genre *Callipteris* qui deviendra prépondérant à l'Autunien inférieur.

Les subdivisions données par la flore correspondent grossièrement aux coupures lithologiques, ce qui semble confirmer que les associations floristiques n'ont souvent qu'un caractère régional et sont étroitement liées à l'environnement du dépôt. Elles s'organiseraient en séquences se superposant aux séquences lithologiques et évolueraient dans le même sens comme le suggère I. Cojan (1980).

3- SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONALE.-

Les arguments lithologiques, macro- et micro-paléontologiques nous ont permis d'établir une succession lithostratigraphique générale du Stéphano-Permien dans cette

Tabl. VI.- Synthèse stratigraphique régionale.

Echelles stratigraphiques		Log.	Flore	Microflore	Faune	Discordance
SAXONNIEN	3		néant	néant	terriers de vers abondants	Discordance phase palatine 1ère manifestation de la phase palatine (?)
	2		un rameau de Comiferales			
AUTUNIEN	4		plusieurs <i>Odontopteris</i> <i>Lebachia</i> très abondant		<i>Anthracomya carbonaria</i>	Discordance ? phase saaliennne
			<i>Lebachia pini-formis</i>			
	3		abondant plusieurs <i>Pecopteris</i>	associations comparables à celles trouvées dans les schistes de Muses (Autun)	<i>Anthracomya</i> sp. <i>Estheria tenella</i>	
			espèces rares <i>Pecopteris</i> abondant <i>Odontopteris</i> , <i>Linopteris</i>	zone de transition (A1) à associations ambiguës	<i>Carbonita</i> cf. <i>tenella</i> <i>Candona</i> cf. <i>planidorsata</i> C. sp. ailes d'insectes	débordement de l'Autunien discordance sur le Stéphanien de Carmaux
	2					
						
STÉPHANIEN	supérieur		espèces nombreuses et variées : <i>Pecopteris</i> <i>Sphenopteris</i> Sigillariacées	zone c zone b zone a	néant	changement d'aire de sédimentation du Stéphanien
	inférieur					

1 ancienne échelle stratigraphique
2 échelle d'après J. Doubling (1956)
3 échelle d'après M. Boersma (1979)

région (tabl.VI).

- Le Stéphanien I est caractérisé par une flore et une microflore abondantes et variées. Aucune trace de faune d'eau douce n'a été rencontrée.
- Le Stéphanien II est moins riche en végétaux fossiles et la proportion relative des *Pecopteris* s'accroît, alors que la plupart des espèces rencontrées à Carmaux n'ont pas été retrouvées dans cet ensemble. La microflore est, elle aussi, différente de celle de Carmaux.
- L'Autunien I est peu fossilifère et ne présente pas d'espèces nouvelles par rapport au Stéphanien. Il semble caractérisé par une microflore à affinité ambiguë ("zone A₁", Doubinger 1974). Cet ensemble peut être un équivalent de l'Assise du Ponsard (Grangeon et al., 1955) rencontrée au toit du Stéphanien de Blanzay et dont la flore présente des caractères intermédiaires entre le Stéphanien et l'Autunien.
- L'Autunien II est ici bien caractérisé par la flore (abondance du genre *Callipteris*) et la microflore (associations comparables à celles du bassin d'Autun).
- L'Autunien III est peu fossilifère : seuls quelques fragments de *Walchia piniiformis* ont été observés.
- L'Autunien IV ou Autunien rouge est caractérisé par l'apparition de nouvelles espèces d'*Odontopteris* et d'un grand nombre de *Walchia piniiformis*.
- Le Saxonien est dépourvu de flore déterminable ; seul un rameau de Coniférale a été récolté¹ dans la partie supérieure du Saxonien.

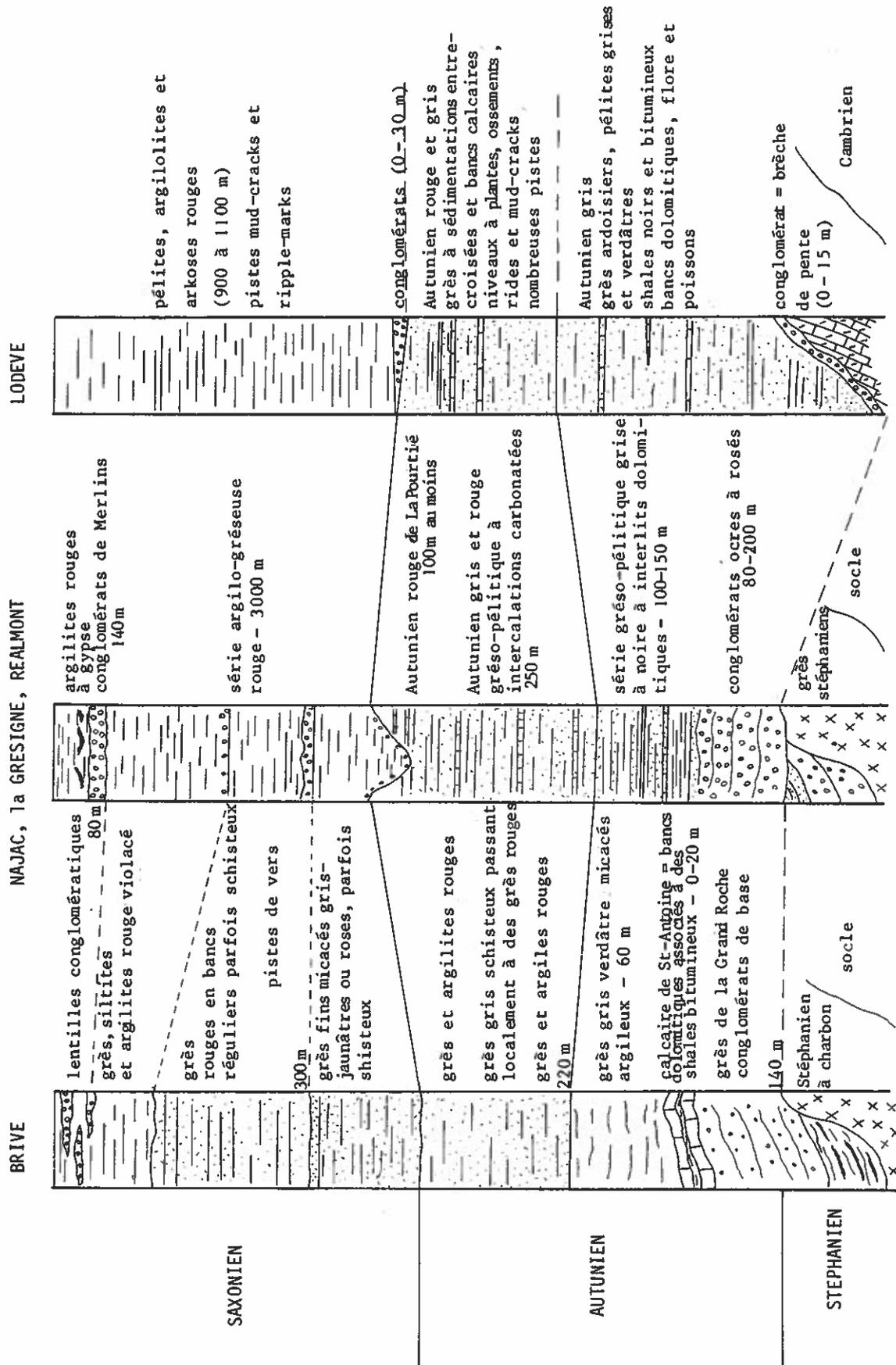
4- COMPARAISON DES DIFFERENTS BASSINS STEPHANO-PERMIENS DU SUD-OUEST DU MASSIF CENTRAL.-

L'essai de corrélation proposé sur la fig.61 tend à démontrer un mode d'organisation identique pour les sédiments permien du SW du Massif Central, et par là, un environnement sédimentaire sensiblement constant de Brive à Lodève.

- L'Autunien de la région étudiée déborde largement les cuvettes stéphaniennes et comble l'ensemble du grand bassin Nord-Aquitain de Brive-Grésigne reconnu par sondages et par données géophysiques. Les bassins de St-Affrique, du détroit de Rodez et de Lodève ont une lithologie analogue mais il est difficile de les rattacher au bassin Nord-Aquitain dans le cadre d'un bassin autunien unique. Il est, en plus, curieux de retrouver les mêmes subdivisions dans l'Autunien de la chaîne Ibérique -Espagne- (Ramos et al., 1976 ; Sopena et al., 1974 ; Doubinger et al., 1978).
- Le Saxonien recouvre, par endroits, l'Autunien ; son épaisseur est considérable et il ne semble localisé que dans certaines zones. Il s'agit probablement de remplissages de bassins résiduels à l'intérieur de bassins autuniens plus vastes (comm.orale de J.J. Chateauneuf). Un taux de subsidence important aurait déterminé la localisation de ces zones.

¹M. Duchêne (Montauban) a trouvé l'échantillon 500 m environ au Sud-Est de Perilhac (x = 398,5 ; y = 4877 ; z = 320 m : feuille Négrepelisse à 1/50.000).

Fig.61.- Essai de corrélation entre les différents bassins permien du Sud-Ouest du Massif Central.



CHAPITRE V

REMARQUES SEDIMENTOLOGIQUES

I. ÉLÉMENTS DE PÉTROGRAPHIE

Dans les chapitres précédents, nous avons mis en évidence, pour les sédiments permo-stéphaniens, un ensemble de lits d'épaisseur uniforme (à l'échelle hectométrique au moins) à alternances cycliques qui s'organisent en séquences dans lesquelles plusieurs types pétrographiques ont été mentionnés. Dans ce chapitre, seulement quelques remarques sur le caractère pétrographique sont signalées.

1- LES CONGLOMERATS.—

Ce type de roche est bien individualisé dans le Stéphanien et à la base de l'Autunien (Autunien.I). Il s'agit de conglomérats polymodaux, à galets plus ou moins jointifs, mal triés, dans lesquels le volume des éléments est bien supérieur à celui du liant ("clast supported" de Walker, 1975b). Leur taille moyenne varie de 3 à 5 cm; rares sont les bancs où les galets atteignent 10 cm. Ces éléments sont arrondis, seuls les grains inférieurs à 0,5 cm sont anguleux et significatifs d'une usure mécanique peu avancée. Cette roche est mal stratifiée ; l'imbrication des galets et le granoclasement à l'intérieur d'un même banc sont rarement observés.

Ces données sont insuffisantes pour définir le milieu de dépôt et faire la part entre les dépôts de décharge de piémont (cône alluvial) et de rivière (chenal).

2- LES GRES.—

Suivant leur géométrie, il faut distinguer au moins deux types : les grès feuilletés et les grès massifs.

2.1. Les grès feuilletés.-

Il s'agit de grès fins et de siltites en couches dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à 1 ou 2 m.

Les structures sédimentaires primaires y sont fréquentes : stratifications planes, rides, microlamines ; elles sont souvent soulignées par des minéraux ferromagnésiens ou argileux. Ce type peut représenter, dans le contexte régional, d'anciens dépôts lacustres (Klein, 1962) ou de plaine d'inondation (Way, 1968).

2.2. Les grès massifs.-

Ce sont les "grès des carrières" de la vallée du Cérou. Le grain est plus grossier et ces grès sont souvent rouillés par l'altération de la pyrite (grès ocre mouchetés). Leur épaisseur varie de 0,5 à 6 m et leur fissilité augmente vers le haut en même temps que décroît la taille des grains.

Les traces de stratification plane avec parfois de grandes stratifications en auge, la présence de figures d'affouillements décimétriques à métriques, avec des lentilles de conglomérats intraformationnels à la base des bancs de l'Autunien rouge de Najac, de ravinements des lits sous-jacents, sont autant de caractères de grès de chenaux (Way, 1968) ou de grès d'inondation lors des crues du lit majeur ("overbank deposit" de Stanley, 1968).

3- LES CARBONATES.-

Ils sont représentés par des dolomies, des bancs calcaires et des nodules de sidérite. Sous ces différentes formes, ils constituent une partie non négligeable des sédiments permien.

3.1. La dolomie.-

Il s'agit du carbonate le plus répandu. Elle constitue le ciment des interlits centimétriques à décimétriques de grès ou d'argilites carbonatés.

Le critère de reconnaissance est la réaction lente à l'acide chlorhydrique concentré.

Dans les grès dolomitiques, il peut être envisagé pour la dolomie :

- 1) une origine détritique ; la dolomie est contemporaine de la fraction gréseuse et dérive d'une roche source, déposée en d'autres points dans le bassin (carbonate lacustre ou palustre) ;
- 2) une précipitation de carbonate lors du dépôt des grès dans un lac ou une plaine d'inondation ;
- 3) une origine diagénétique avec transformation du ciment des grès (dolomitisation) par circulation d'eau chargée en sels. Cette dolomitisation peut aussi s'effectuer sur un ciment calcaire, si originellement on avait affaire à un grès calcaireux.

Cette dernière hypothèse semble convenable pour une bonne partie des interlits dolomitiques.

3.2. Les calcaires.-

On les trouve sous forme de lits décimétriques massifs dans l'ensemble grésopélique autunien.

Deux types au moins ont été distingués ici :

- 1) les calcaires gris à roux (Autunien inférieur à moyen) ; ils forment des bancs de 10 à 20 cm et sont visibles à l'Ouest et au Nord de Najac ; une étude pétrographique poussée permettrait de connaître leur origine ;
- 2) les calcaires noirs microrubanés ; un lit (10 cm) intercalé dans les argiles charbonneuses a été mentionné p. , dans la coupe du ruisseau de Ratayrens (Autunien inférieur) ; leur origine peut être palustre : l'établissement d'un couvert végétal aurait permis la filtration des détritiques et le dépôt d'une boue calcaire dans une zone abritée.

La calcite existe sous d'autre forme :

- 1) en remplissage de fractures ou de fentes,
- 2) au coeur de concrétions comparables à des *septaria* ; dans ce cas il faut envisager une origine pédogénétique (Laversanne, 1976).

3.3. La sidérite.-

Elle est peu abondante dans l'Autunien mais fréquente dans le Stéphanien de Réalmont et de Najac où elle se présente en nodules intercalés dans des lits argileux. Son origine est difficile à préciser et au moins deux hypothèses peuvent être émises ; il s'agit :

- 1) de concrétions formées dans un milieu faiblement réducteur (Garrels, 1960) ;
- 2) de concrétions pédogénétiques formées dans la zone marginale d'un bassin où la forêt serait périodiquement inondée sous climat tantôt humide, tantôt aride (Erhart, 1962).

Ces nodules correspondent à des néoformations dans un matériel argileux riche en qui, selon J.J. Yerle (1978, p. 97), pourraient être liées à l'abondance du fer disponible dans les chlorites.

4- LES SULFATES.-

4.1. La barytine.-

Elle est reconnue dans les fractures limitant le socle et l'Autunien : faille du Cérou et de St-Marcel.

A Lodève, la teneur en baryum est relativement élevée dans l'Autunien gris où se rencontrent plusieurs filons de barytine (Laversanne, 1976) ; par analogie, dans notre région, nous pouvons alors considérer, avec cependant beaucoup de réserves, comme

permienne la mise en place de filons de barytine observés dans les failles de St-Marcel et du Cérou.

4.2. Le gypse.-

Son importance est réduite et il n'apparaît que dans la partie supérieure de la série permienne :

- Au sommet du Permien de la Grésigne (p. 131) où J. Fabre (1971) a reconnu : (1) un gypse fibreux à saccharoïde, soit en masses verdâtres rosées, en imprégnation diffuse dans les pélites, soit en nodules de la grosseur du poing, soit en filonnets entrelacés ; (2) un gypse en lentilles soit fibreux de couleur rose, soit saccharoïde blanc ;

- Dans la partie supérieure du sondage de Lavaur (Permien rouge) où sont mentionnées des veinules d'anhydrite (rapport de sondage : B.R.G.M.).

Sa formation, en quantité notable, est généralement liée à une lagune expirante ; mais il peut aussi précipiter en milieu franchement continental, en régime aride à semi-aride (Biro, 1969).

Cette deuxième hypothèse s'accorde bien avec l'environnement continental saxonien et la présence de quartz éolisés et rubéfiés notée par J. Fabre (1971) traduit un paysage de dépôt désertique fortement oxydant. Sous ces conditions, les sels les plus solubles peuvent précipiter et former du gypse si les nappes d'eau aériennes, tantôt temporaires, tantôt permanentes (lacs désertiques) ou souterraines sont suffisamment chargées en sulfate et en calcium. Les sulfates proviendraient de l'oxydation des sulfures du bassin versant. Rappelons que les grès continentaux stéphano-permiens sont chargés en pyrite (grès rouillés). Une origine en partie hydrothermale n'est pas, non plus, à exclure.

5- LES MINÉRAUX DES SEDIMENTS DETRITIQUES.-

5.1. Le quartz.-

Ce minéral apparaît en grains de forme irrégulière, soit arrondi, soit anguleux et peut être d'origine filonienne : on le trouve en agglomérats de grains peu engrenés et aux contacts non suturés. Parfois ces grains sont recouverts par une patine ferrugineuse.

Il existe aussi du quartz recristallisé qui peut être attribué à des conditions élevées de confinement (Cariou, Fuchs et Scemama, 1967) aussi bien dans les grès que dans les conglomérats (silicification des grès).

5.2. Les feldspaths.-

Aucune étude n'a été entreprise sur ces minéraux ; signalons seulement qu'ils constituent une part non négligeable des grès rouges de la base des unités saxonien-nes du sondage de la Grésigne et de Lavaur et des arkoses des séries de base de l'Au-

tunien (sondage de Bars). Ils sont généralement altérés (séricite, illite).

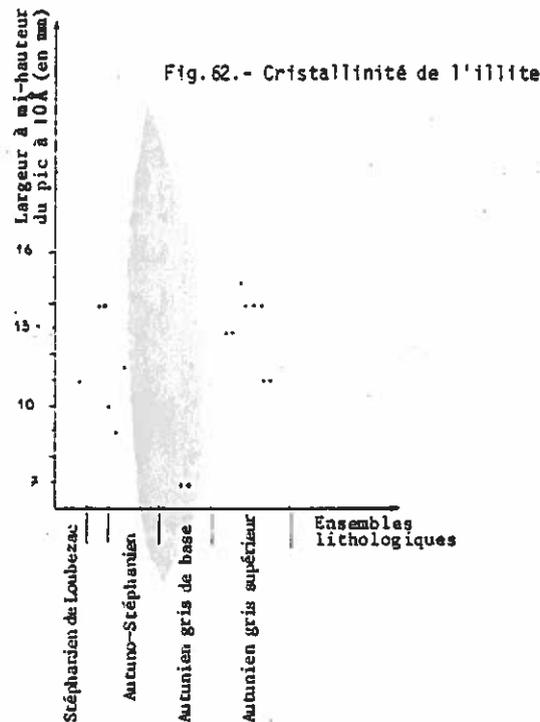
5.3. Les argiles.-

Les principaux minéraux argileux mis en évidence dans la série stéphano-permienne de Laguépie-Najac sont illite, chlorite et kaolinite.

L'illite est présente dans toute la série et peut représenter un héritage de matériel micacé.

Nous en avons, avec Cl. Lucas (Toulouse), déterminé la cristallinité selon la méthode d'Esquevin.

Les résultats obtenus suggèrent que les argiles sont issues de sédiments ayant subi une diagenèse peu poussée ; l'indice de cristallinité semble avoir des relations avec la position stratigraphique des argiles (fig.62) ; ce phénomène est connu à Lodève (Laversanne, 1976, p. 161) :



L'illite est dégradée dans l'ensemble grés-conglomératique stéphanien et autunien (base) ; par contre, elle est relativement bien cristallisée à la base de l'ensemble grés-pélitique gris de l'Autunien inférieur, mais devient très dégradée au sommet de cet ensemble. Cette dernière dégradation peut être due à des circulations de solutions provenant des surfaces triasiques, tertiaires ou actuelles.

Il faut noter, ici, que cette étude n'a pas une valeur très démonstrative du fait du petit nombre des prélèvements (16) et de la grande influence du degré d'altération de ces échantillons.

La chlorite est présente dans certains niveaux argileux et peut être considérée en partie comme le résultat de la dégradation des biotites (?).

La kaolinite constitue une part non négligeable du matériel argileux de la base du niveau à Ostracodes de Biau (Najac) et apparaît donc de manière très localisée. Sa formation en quantité importante est liée généralement à un climat chaud et humide (Biro, 1969).

5.4. Les micas.-

Ils sont abondants dans les sédiments permien et proviennent probablement des micaschistes de la série cristallophyllienne voisine.

La chlorite intervient fréquemment dans le ciment, souvent comme minéral d'altération.

La muscovite, minéral qui résiste bien aux agents d'altération, se retrouve intacte dans les sédiments fins permien. Dans les sédiments grossiers stéphaniens de Najac, elle constitue de grandes paillettes millimétriques poinçonnées par les grains adjacents.

Ces micas s'alignent suivant le plan de stratification et sont souvent responsables de la fissilité des grès et des siltites.

La biotite est rare et a sans doute été détruite lors du transport.

5.5. Les minerais.-

Deux types principaux sont à considérer :

- 1) le fer : il est abondant dans les sédiments rouges où la variété principale est l'hématite ;
- 2) la pyrite : elle est présente dans la série permienne ; il peut s'agir d'un minéral néoformé sous des conditions fortement réductrices (Yerle, 1978). Sa présence dans les grès, après oxydation, donne un aspect moucheté.

5.6. Les minéraux lourds.-

Ils sont abondants dans toute la série permienne : le zircon, le rutile, les tourmalines anguleuses et de rares tourmalines arrondies ont été identifiés en lame mince.

II. LES RUBÉFACTIONS

Dans le Stéphano-Permien, la couleur est utilisée comme critère "stratigraphique". La coloration rouge ne semble pas liée en tous points aux mêmes phénomènes et nous essayerons de distinguer les différents types. Cette coloration est due principalement à la présence d'hématite comme P. Maurel, M. Romero et G. Sabatier (1961) ont pu le montrer dans les sédiments permien de Lodève et de St-Affrique.

1- EXISTENCE DE PROFILS D'ALTERATION.-

A Najac, les diorites quartziques du horst de Loubezac montrent un profil d'altération complexe (fig.63) :

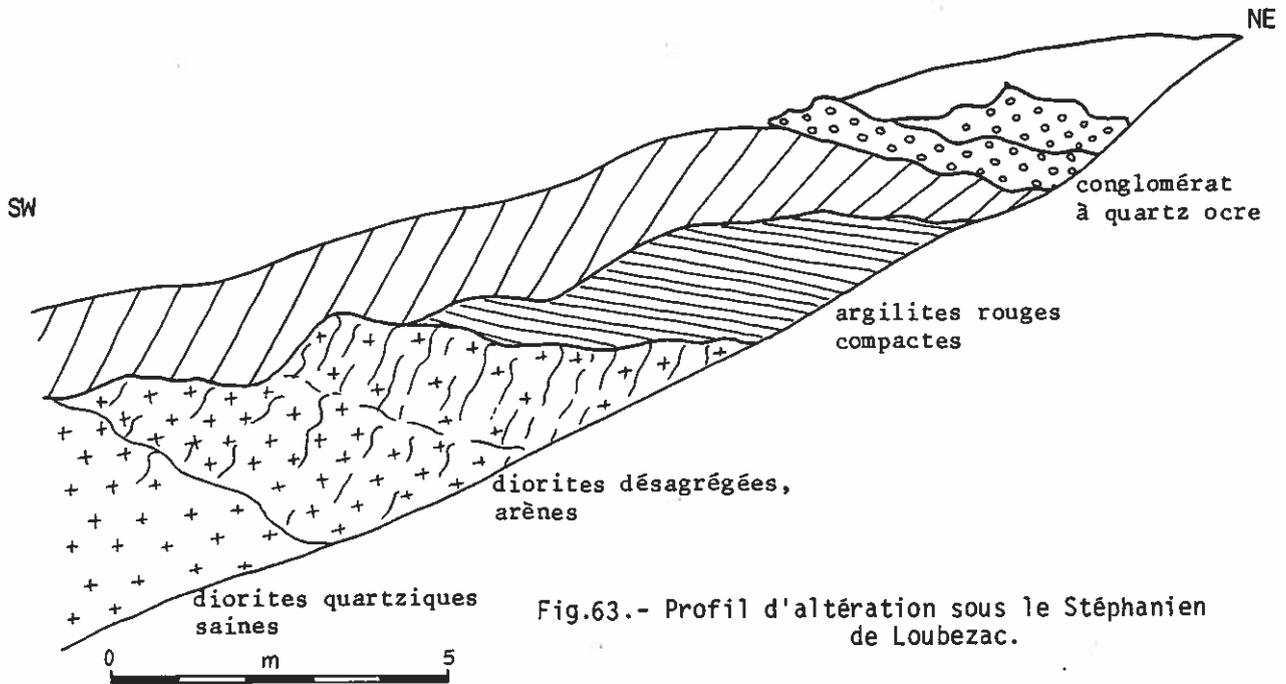


Fig.63.- Profil d'altération sous le Stéphanien de Loubezac.

- base du profil (1), dans un premier temps, il y a altération des feldspaths, destruction de la biotite ce qui libère le fer ; en quelques mètres, la diorite est transformée en arène, où les amandes de quartz sont emballées dans une matrice argileuse rouge.

- partie moyenne du profil (2) ensuite, la roche est transformée en une argile rouge compacte (2 m d'épaisseur). On y trouve de l'illite plutôt dégradée (largeur à mi-hauteur du pic à 10A : 9 mm), un interstratifié (illite-smectite ?) et de la kaolinite (15%) bien cristallisée, en particules assez volumineuses.

Cette argile est recouverte par des conglomérats polygéniques ocres du Stéphanien supérieur.

Cette coupe suggère l'existence d'un profil d'altération comparable à ceux qui ont été décrits dans le détroit de Rodez par Y. Fuchs (1969 b, p.171) mais sur un substrat différent.

A Salles-sur-Cérou, dans la partie amont du ruisseau du Lizert (fig.42 a), entre les micaschistes intacts et la brèche de base de la série conglomératique autunienne, il existe des micaschistes rougis recouverts par des argiles rouges qui peuvent avoir la même signification que précédemment, mais dont l'étude minéralogique n'a pas été faite.

Il s'agit là vraisemblablement de paléaltérations anté-autuniennes, lors d'une période de stabilité des zones émergées du domaine épicontinental (Even et Fuchs 1971). Certains paléosols sont connus sous le Stéphanien (Vetter, 1968 ; Fuchs, 1969a), sous l'Autunien (Fuchs, 1969a), sous le Saxonien (Fuchs, 1969a ; Fuchs et Pinaud, 1969) et sous le Trias (Samama, 1969).

Ces altérations se sont produites pendant des périodes rubéfiantes". C. Goloubinoff (1979) suggère, dans le bassin de Brousse-Broquiès (Aveyron) l'existence d'une période rubéfiante discontinue débutant au Stéphanien supérieur et se prolongeant jusqu'à la base de l'Autunien sous un climat tropical ou équatorial ; dans le Déroit de Rodez, les effets de la période rubéfiante anté-autunienne sont comparables à ceux observés actuellement à la limite des zones tropicales et des zones sèches (Even et Fuchs, 1971).

2- ORIGINE DE LA COLORATION ROUGE (UTILISEE COMME CRITERE STRATIGRAPHIQUE).-

L'origine de cette coloration est mal définie et plusieurs hypothèses sont émises.

2.1. Le matériel rouge hérité.-

Pendant des périodes de stabilité, un climat subtropical sévit et permet l'installation d'un sol végétal de type latéritique (?) qui sera par la suite démantelé et servira d'alimentation au bassin permien. C. Goloubinoff (1979) et Ph. Roger (1968) mentionnent cette éventualité respectivement pour les bassins de Brousse-Broquiès et de Brive.

Cette hypothèse peut s'appliquer, ici, pour la série de base, grés-conglomératique, de l'Autunien où l'on note : (1) l'existence de profils d'altérations conservés en certains points à la base de cette série ; (2) un enduit ferrugineux recouvrant certains grains de quartz, dans les grès. Le caractère local de cette coloration est aussi un bon argument pour l'héritage.

2.2. Origine syngénétique ou diagénétique de la couleur rouge du Permien.-

Il devient difficile de concevoir la grande masse de sédiments rouges permien comme dérivée de matériel préalablement rougi. Il faut donc envisager le phénomène de rubéfaction comme contemporain ou légèrement postérieur au dépôt des sédiments. Une période rubéfiante au moment du dépôt peut permettre la rubéfaction soit par oxydation pendant la mise en place des sédiments, soit après enfouissement du fait de leur perméabilité. Un climat avec une saison particulièrement sèche peut y contribuer (Laversanne, 1976, p. 135).

2.3. Les colorations rouges locales.-

Dans le ruisseau d'Arnabal, vallée du Cérou (fig.46) les sédiments de l'Autunien grés-pélique gris sont rubéfiés sur 40 à 50 m environ, et passent latéralement, du moins vers l'Ouest, à des dépôts gris. Les conditions oxydantes ont pu se manifester

si, à la fin du dépôt, cette série s'est trouvée émergée, donc en position haute par rapport au marécage environnant.

3- LES RUBEFACIONS LIEES A DES DISCONTINUITES.—

A Réalmont, coupe de la Carbonnière (fig.32), le Stéphanien est rubéfié sur une dizaine de mètres sous le Permien rouge (Saxonien ?).

A Najac, coupe de Biau (fig.52), les sédiments gris de l'Autunien deviennent rouges à l'approche du Trias sur 10 m d'épaisseur environ.

Dans les deux cas l'intensité de la coloration est très voisine de celle du Permien rouge. Il n'est pas possible d'en préciser l'origine dans l'état actuel de nos connaissances.

4- CONCLUSION.—

Plusieurs types de rubéfactions ont dû se manifester pendant la période stéphanio-autunienne. L'étude de la rubéfaction reste à faire dans cette région : seules quelques remarques ont été mentionnées, ici, et le tableau VII suivant, inspiré de celui de J. Laversanne (1976, p. 192), résume les principales.

Age	Coloration héritée	Syngénèse	Diagenèse précoce	Epigénèse
Causes	Climat rubéfiant sur le continent stable	Climat rubéfiant dans la plaine d'inondation	Zone haute émergée par rapport aux marécages	Période rubéfiante (?) contemporaine de la surface de discontinuité
Morphologie	Stratiforme ou en plage à caractère local	Stratiforme sur grande épaisseur	en plage	sous la paléosurface
Mode	Partie ou totalité des sédiments détritiques (le ciment n'est pas toujours rubéfié)	Sédiment entièrement rouge (grains + matrice)		
Sédiments concernés	Conglomérats de base de l'Autunien (pour partie)	Sédiments du Permien rouge	Sédiments de l'Autunien grésopélitique gris	Indifférent

Tabl. VII.- Différents modes de rubéfactions.

La signification paléoclimatique de ces rubéfactions, vu leurs complexités, est mal établie et plusieurs climats sont probablement à leur origine mais généralement une zone intertropicale semble plus favorable (Biro, 1969).

III. LES STRUCTURES SÉDIMENTAIRES

Plusieurs types de structures sédimentaires sont visibles dans les sédiments grésopélitiques autuniens.

1- LES TYPES DE STRATIFICATIONS.-

1.1. Les stratifications obliques et entrecroisées.-

Leur échelle est variable :

1) Dans l'Autunien gris (Pl.5, phot.5), elles apparaissent à petite échelle (décimétrique) et apparemment isolées, ce qui semble caractéristique d'un dépôt fluviatile ; les cours d'eau étaient probablement peu profonds, ou bien il s'agit de dépôts d'inondation.

2) Dans l'Autunien conglomératique de base et dans le Permien rouge, leur dimension est de plusieurs mètres : stratifications en auge ; il peut s'agir de stratification de base de chenal.

1.2. Les stratifications horizontales.-

Elles apparaissent dans les grès fins et les silts du Permien gris et rouge. Le régime de courant responsable de ce type de stratification est variable, soit lent, soit rapide, et dépend de la taille des grains transportés (Southard, 1975).

1.3. Les laminations rythmiques : "rhythmic laminae".-

Elles caractérisent certains niveaux argilo-silteux de l'ensemble autunien gris ; la lamination y est irrégulière, oblique, lenticulaire et correspond généralement à des alternances plus ou moins continues de siltites et d'argilites noires chargées en matière organique formant des veinules ("flaser" en allemand). Ce type de lamination ("flaser-bedding") est décrit par Reineck et Wunderlich (1968).

Ces structures sont généralement ondulées : il y a superposition de rides, "wavy flaser-bedding".

L'origine de ces types de laminations est à relier à l'alternance de périodes à action de courants ou de vagues et de périodes d'eau calme (Reineck, 1960) : les lames gréseuses seraient déposées sous l'action de courants ou de l'oscillation des vagues alors que les dépôts d'argilites correspondraient à la période d'eau calme.

Ce phénomène peut se produire dans des lacs peu profonds et dans des mares (Reineck et Wunderlich, 1968).

Hubert et al. (1976) mentionnent ce type de structures sédimentaires, dans les sédiments continentaux du Trias supérieur - Jurassique inférieur du bassin de la Vallée Connecticut (NE des U.S.A.) ; il s'agit de sédiments d'origine lacustre. Pour ces auteurs, ces alternances de siltite et d'argilite doivent être commandées par des variations climatiques et en particulier par des alternances de périodes plus ou moins longues à pluviosité différente.

2- LES RIDES ET LES STRATIFICATIONS RIDEES.-

Elles sont présentes à tous les niveaux de l'ensemble permien et sont surtout associées aux grès fins et aux alternances silto-argileuses. D'un point de vue géométrique il en existe au moins deux types :

- Les rides régulières sensiblement symétriques produites par des oscillations d'eau : "oscillation ripple mark" (Bucher *in* Way, 1968) ; ces rides sont aplaties et souvent détruites ; un exemple en est les rides de vagues à longueur d'onde de 3 à 5 cm (Pl.5, phot 2,4) : "wave ripples" et "wavy flasers-bedding" (Reineck et Wunderlich, 1968). De telles structures peuvent être formées à l'intérieur de mares peu profondes (Harms, 1975).
- Les rides dissymétriques avec un flanc abrupt qui indique une direction de courant "current ripple mark".

Ces deux types ont des crêtes généralement rectilignes et ont été observés, par exemple, dans des grès fins fluviatiles de Nouvelle Ecosse, Canada, (Way, 1968).

Dans les niveaux à stratification ondulée, les traces d'érosion de ride sont fréquentes, ce qui suggère un environnement aquatique peu profond, sujet à l'érosion sub-aérienne (Hamblin, 1961). Les surfaces d'érosion sont aussi quelquefois ridées. Beaucoup plus rares sont les figures de migration de rides ("ripple drift") : une cause possible serait l'existence de courant de traction avec peu de sédiments en suspension (Walker, 1963).

L'évolution des sédiments ridés est complexe et sur une faible épaisseur de sédiments, les formes de rides changent, ce qui suppose de fréquentes variations d'énergie : un dépôt sous faible hauteur d'eau peut expliquer ces variations (Sutton et Watson, 1963).

Ces structures pourraient être utilisées, ici, dans une analyse systématique du sens des paléocourants et des paléovents ; mais cette étude était très difficile à réaliser du fait de la rareté des bons affleurements et n'a donc pas été entreprise.

3- LES GLISSEMENTS SYNSEDIMENTAIRES ("SLUMP-BEDDING").-

Ces figures traduisent un mouvement de glissement le long de paléopentes, de sédiments gréseux ou argileux, fins, non consolidés et probablement chargés en eau. Le sens de déversement des plis formés indique le sens du glissement. Une explication de leur formation peut être celle que suggère J. Laversanne (1976, p. 105) : lors du tassement, les lits gréseux, saturés en eau, servent de niveau de décollement et permettent des réajustements le long des paléopentes ou lors de mouvements tectoniques précoces.

La photo n°1 (Pl.5) représente un glissement souple centimétrique avec un niveau d'érosion postérieur au glissement.

Cette figure n'a qu'une valeur locale. Il n'est cependant pas sans intérêt de rappeler, ici, que certains glissements synsédimentaires ont une valeur régionale et sont considérés comme niveau-repère dans le Permien de Lodève (Laversanne, 1976).

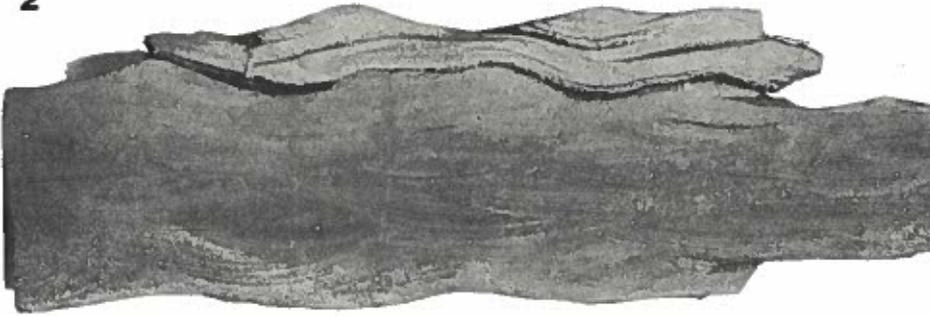
LÉGENDE PL. V.- Figures sédimentaires de l'Autunien gris.

1. Figure de glissement synsédimentaire - Noter la surface d'érosion (1) postérieure au glissement (x4).
2. Figures de rides : - symétriques à la base ;
- légèrement dissymétriques au sommet.
3. Pseudonodule de l'Autunien (x4).
4. Agencement de rides à l'intérieur d'un banc gréseux (x0,5).
 1. rides légèrement dissymétriques avec des traces de migration,
 2. rides symétriques (wavy-ripple),
 3. surface d'érosion,
 4. lamines ondulées d'argilites noires,
 5. stratification entrecroisée (wavy-ripple),
 6. stratification ridée parallèle.
5. Banc gréseux de base de séquence.
 1. perturbation de la stratification due à une tige transportée par le courant,
 2. lamines obliques,
 3. lamines ondulées,
 4. trace de la stratification du banc.

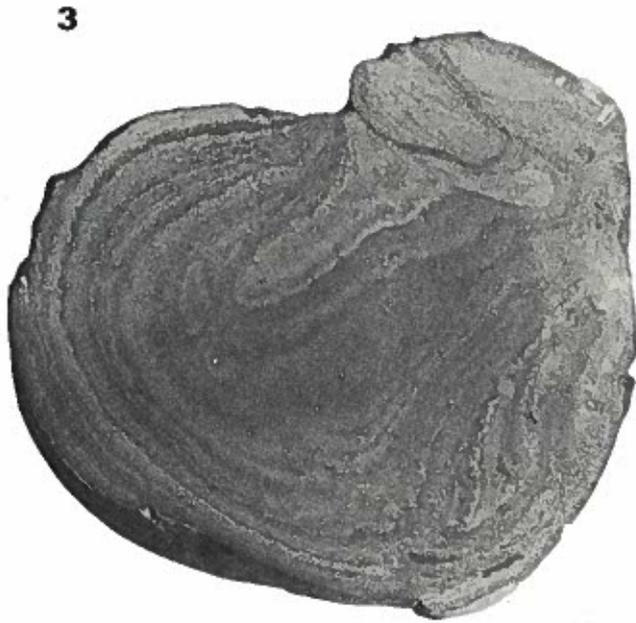
(Ces figures ont été observées dans l'Autunien de la vallée du Cérou).



1



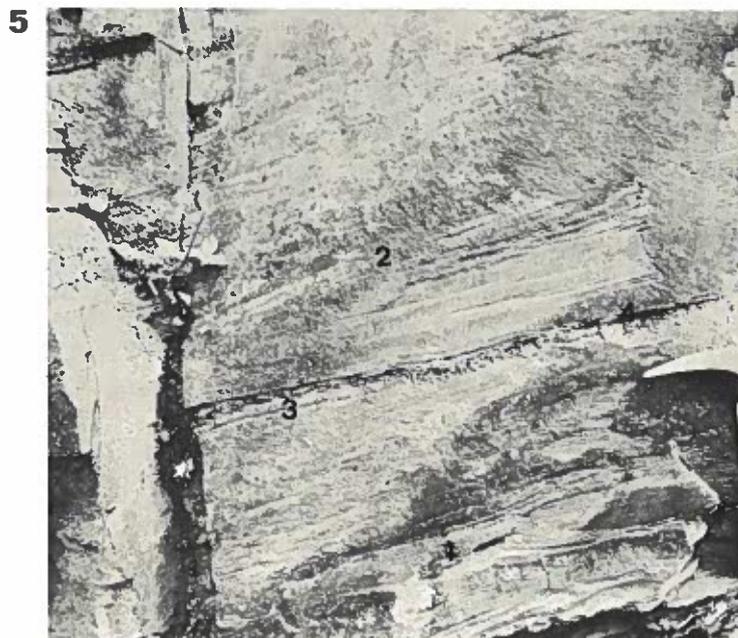
2



3



4



5

4- AUTRES STRUCTURES SEDIMENTAIRES.-

4.1. Les pseudonodules (Macar, 1948).-

Il s'agit de grès ayant une structure en boule ou coussin ("balls and pillows" : Pettijohn et Potter, 1964) à l'intérieur d'un lit argileux (Pl.5, phot.). Cette structure peut être considérée comme une figure de charge et une dislocation d'un banc gréseux recouvrant un lit argileux non consolidé à la suite d'un choc ; par exemple un choc sismique peut en être l'origine (Kuenen, 1958).

Leur taille est de 10 à 20 cm et les niveaux à pseudonodules ne sont pas rares dans la coupe du Bosc de Soulié (vallée du Cérrou, fig.).

Macar et Antun (1949) remarquent que ces structures ont été concernées, en partie, par un glissement synsédimentaire : dans cette hypothèse, il est possible de leur attribuer une valeur directionnelle, mais cela ne semble pas le cas ici.

4.2. Les figures d'affouillements.-

Les empreintes de sillon d'érosion ou de moulages d'échancrures.- Il s'agit de figures de base de bancs décimétriques observées dans la carrière de Salles (vallée du Cérrou) dans les grès de l'Autunien moyen. Elles sont rares et dispersées mais toujours associées à des grès moyens à grossiers. Elles peuvent être caractéristiques de la base de chenaux (Way, 1968).

Les figures de type "scour and fill".- Elles sont observables dans l'Autunien rouge de Najac. Elles résultent d'un creusement du fond du lit d'une rivière, de chenaux, ou d'une bordure de chenal, par une eau chargée en éléments détritiques et à régime d'écoulement élevé ; ces saignées sont ultérieurement comblées (Pettijohn et Potter, 1964) par des sédiments arrachés au substrat dans lequel elles ont été creusées.

Ces structures ont une petite dimension (quelques décimètres à quelques mètres) et correspondent à des lentilles de conglomérat intraformationnel à la base du banc de grès. De telles structures peuvent caractériser des dépôts d'inondation du lit majeur (Stanley, 1968 : "overbank deposit").

4.3. Les concrétions de l'Autunien.-

Elles sont visibles au sommet de la coupe de Ratayrens (fig.53). Il s'agit de concrétions limonitiques de forme irrégulière qui entourent une masse calcareuse parcourue de veinules calcitiques. Ce type de concrétion serait à rapprocher des *Septaria* (David, 1967, p. 41).

Leur origine est probablement pédogénétique.

4.4. Les fissures de retrait ou "mud crack".-

Il s'agit de fentes de dessiccation visibles dans toute la série permienne qui sont le témoin de périodes multiples d'assèchement.

IV. ESSAI DE RECONSTITUTION DES MILIEUX DE DÉPÔTS AU PERMIEN

L'association des structures sédimentaires comme aussi l'organisation séquentielle diffèrent sensiblement suivant l'ensemble lithologique considéré.

1- LES CONGLOMERATS DE BASE AUTUNIENS.-

Les caractères pétrographiques (p.165), les traces de stratifications en auge, obliques, les surfaces de bancs érodées, les conglomérats intraformationnels, l'organisation en séquences grossièrement granodécroissante sont autant d'indices d'un remplissage rapide. Ces sédiments, résultant de crues majeures à pouvoir érosif élevé, représentent (1) soit un épandage de rivières à gros débit (Goloubinoff, 1979), (2) soit un dépôt de cône alluvial au pied de reliefs escarpés (Klein, 1962).

Des lits pélitiques, parfois intercalés dans ces conglomérats, suggèrent des périodes de dépôt plus calmes, de type plaine d'inondation ou palustro-lacustre (pélites à ostracodes dans la série conglomératique de Biau, p.135). Il s'agit là de l'occupation de zones épargnées temporairement par les dépôts de cônes conglomératiques ou de chenaux.

Compte-tenu des affleurements médiocres, ce milieu de dépôt à caractère fluvio-torrentiel ne peut être mieux défini, ici.

2- LA SERIE GRESO-PELITIQUE AUTUNNIENNE.-

Plusieurs modèles de séquences peuvent être suggérés.

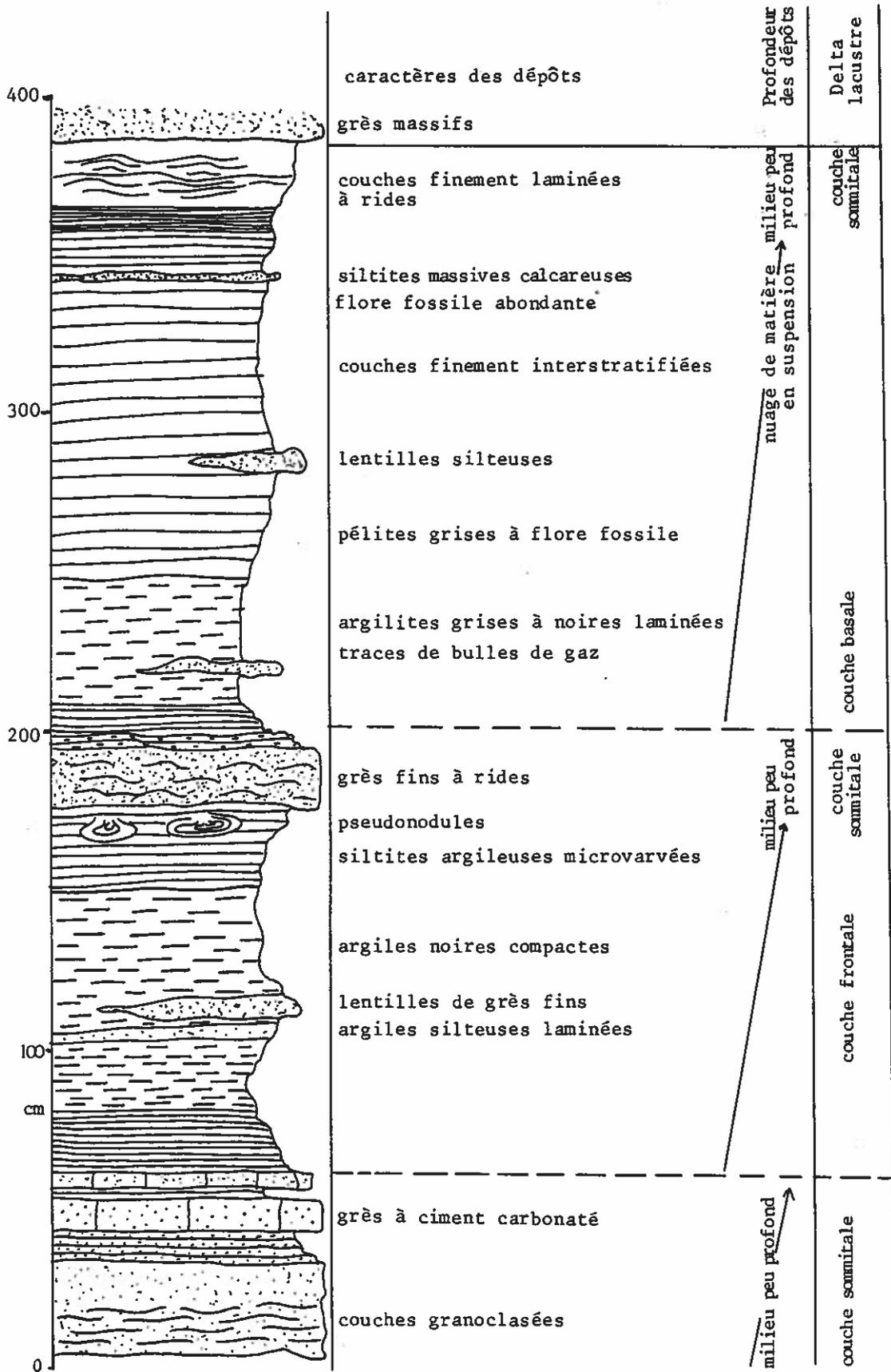
2.1. Organisation séquentielle de la série grésopélitique grise du Bosc de Soulié (vallée du Cêrou).-

La série observée est composée de sédiments fins en bancs uniformément épais où le litage fin, les laminations rythmiques (varves), les lamines horizontales, les stratifications ondulées, les lits contournés (slumping, pseudonodules, etc...), les rides symétriques sont des caractères d'environnements lacustres (Bradley, 1931 ; Klein, 1962 ; Picard et High, 1968 et 1972).

Il s'agit essentiellement de dépôts clastiques organisés en séquences transgressives (fig.64) de l'ordre du mètre où l'on observe de la base au sommet la succession suivante :

- argile grise à noire en couche diffuse (litage fruste), laminée par endroit (shale noir argileux) à plantes fossiles rares (50 cm) ;
- couche (70 cm) à fines laminations rythmiques de silt clair et d'argiles noires à plantes fossiles (séquence supérieure) ; il s'agit d'un dépôt où l'argile serait déposée continuellement et lentement par opposition aux silts et aux sables fins dont le dépôt serait bref et rythmique (Reineck et Singh, 1973) ;
- couche finement stratifiée silto-gréseuse à rides symétriques et asymétriques à traces d'érosion de ride.

Fig.64.- Organisation séquentielle de la série du Bosc de Soulié.



Cette succession traduit une diminution de la profondeur des dépôts (accrétion verticale) de la base vers le sommet de la séquence. Les analogies avec le remplissage actuel du lac de Constance (Förstner et al., 1968 *in* Reineck et Singh, 1973 p.320-322) suggèrent, pour cette succession transgressive, un remplissage de lac par delta sous-aquatique. Des séquences lacustres identiques ont été décrites avec les mêmes figures sédimentaires ("rhythmic laminae" et "balls and pillows", etc...) par J.F. Hubert et al. (1976) dans le Connecticut (NE des U.S.A.).

2.2. Organisation séquentielle de la série grésopélitique grise du ruisseau de Ratayrens (p. 138).-

Les séquences ont un caractère nettement plus fluviatile (fig.65) et sont comparables à celles décrites par Y. Paquette (1980) dans l'Autunien de l'Aumance :

- à la base, les grès moyens granodécroissants à passées de grès straticulés micacés et de siltites grises, ravinant les shales noirs sous-jacents, peuvent correspondre à des dépôts de chenal ;
- au-dessus, les pélites micacées argileuses grises, silteuses par endroit, mal litées, suggèrent un dépôt de plaine d'inondation ;
- au sommet, les pélites charbonneuses (20% M.V.) où s'intercalent des niveaux calcaires microlités suggèrent un environnement palustre.

Ce type de séquence est significatif d'un environnement fluviatile. Les relations avec le type précédent ne sont pas définies mais nous pouvons supposer une imbrication de ces deux types et, suivant la proximité ou l'éloignement par rapport aux bordures du bassin ou aux axes de remplissage, l'un ou l'autre de ceux-ci prédomine.

2.3. Organisation séquentielle de la partie supérieure de l'Autunien grésopélitique.-

Les bancs gréseux, toujours répartis de manière aussi uniforme, deviennent plus épais. En plus des structures sédimentaires déjà citées, il existe des figures d'affouillement à la base des bancs (carrière de Salles sur Cérou), des tiges transportées et fossilisées dans les grès plus grossiers (Pl.V, phot.5) à la base des grès. Il s'agit là de structures à caractère fluviatile qui peuvent traduire l'invasion par un système fluviatile de bassins lacustres peu profonds qui auraient même été périodiquement exondés comme en témoignent les niveaux à Mud-cracks.

3- L'ENSEMBLE GRESO-PELITIQUE ROUGE DE NAJAC.-

Une partie des caractères précédents subsiste. Cependant quelques différences sont à signaler (fig.66).

3.1. Les grès.-

Ils sont plus grossiers et friables avec des lentilles de conglomérat intraformationnel à la base : structures "cut and fill" (Way, 1968). Les rides de courants y dominent par rapport aux rides d'oscillation ; des stratifications obliques à grande

Fig.65 .-Organisation séquentielle de l'Autunien gris (coupe de Ratayrens)

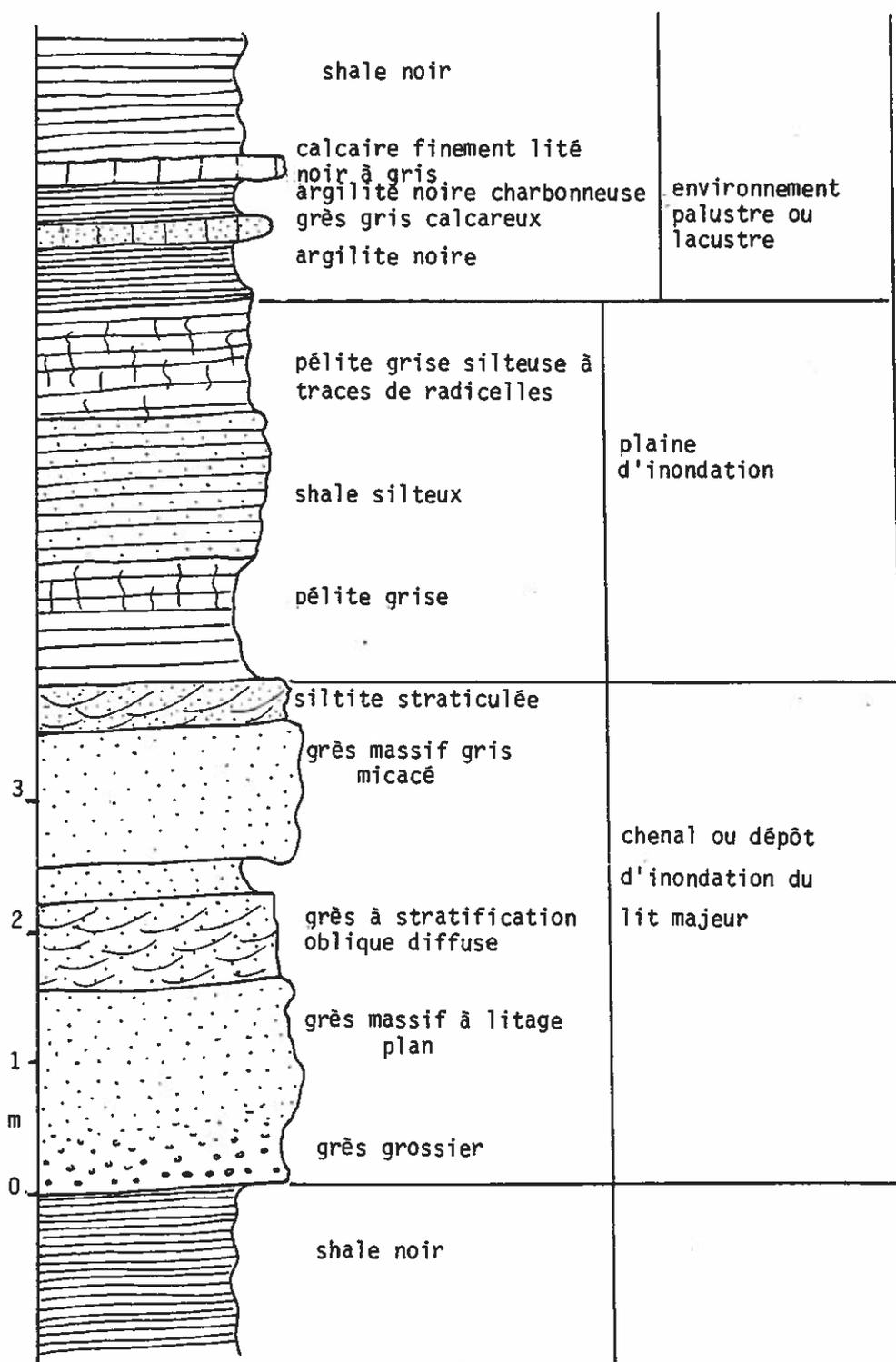


Fig. 66. - Organisation séquentielle de l'Autunien rouge (coupe de La Pourtié)

	caractéristiques	interprétation	
10	pélites rouges		dépôts à accrétion verticale
9	grès moyens gris à verdâtres à laminations planes interlit à <i>Walchia</i> argilites carbonatées vertes à <i>Anthracomya</i> argilites rouges décolorées en vert	dépôt lacustre	
8			
7			
6	pélites rouges		accrétion verticale
5		dépôt de plaine d'inondation	
4			
3	grès fins gris, rosés et rouges	dépôts dans un chenal ou par inondation du lit majeur	accrétion latérale?
2	grès grossiers à lentilles de conglomérat intraformationnel à la base		
1			
m			
0	pélites rouges		

échelle (stratification en auge) sont visibles alors que les lamines entrecroisées sont à peine perceptibles du fait de l'homométrie du grain.

Nous retrouvons ici des modèles de séquences analogues à ceux décrits par J.R.L. Allen (1964 et 1970) dans des milieux fluviatiles :

- à la base des grès, les galets mous considérés comme des débris de décapage de jeunes sédiments argileux ou gréseux remaniés par des courants érosifs (Bersier, 1958) identifient une base de chenal ("channel floor") ;
- dans la partie médiane, le litage massif ou oblique suggère une barre de méandre par accrétion latérale ("point bar") ;
- dans la partie supérieure, les grès fins à moyens à litage plan fruste suggèrent des dépôts de sommet de barre de méandre ("point bar top").

3.2. Les pélites.-

Plusieurs mètres de pélites rouges s'intercalent entre les bancs gréseux. Il s'agit de dépôts de crue (plaine d'inondation) de levée ou de marécages par accrétion verticale (Léopold et Wolman, 1957, p. 91).

L'ensemble des caractères géométriques des sédiments de ce type de séquence peut s'expliquer en termes de courant (Way, 1968) : les sédiments fins (remplissage latéral de chenal et dépôts de plaine d'inondation) sont déposés dans un système de rivières à régime de courants bas alors que la base des chenaux correspond à un régime plus fort.

Ce type de séquence fluviatile peut être recouvert par des sédiments plutôt lacustres (niveau à *Anthracomya* de la Pourtié (Najaç). Il s'agit de silts gréseux verdâtres, très friables, straticulés à débris de *Malchia* (1,50 m) renfermant à la base des niveaux décimétriques de silt carbonatés à mollusques. Ce banc silto-gréseux diffère des bancs gréseux interprétés comme des chenaux et résulte probablement d'un étalement des détritiques dans une nappe d'eau, où les courants transporteurs et étaleurs n'avaient plus l'allure de courants fluviatiles.

En résumé, cet ensemble a été déposé en grande partie par un système de rivières méandriformes, comparable à celui envisagé par J.H. Way (1968) et périodiquement inondé sous une eau claire (milieu oxygéné imposé par la coloration des sédiments) : une grande plaine, quasi-horizontale, est soumise à des vagabondages périodiques de rivières (divagation fluviatile : Bersier, 1958).

4- LES DÉPÔTS DU SAXONIEN.--

Aucune analyse séquentielle n'a été tentée. Il s'agit de dépôts monotones, rouges, d'argilites et de grès à passées calcareuses ou dolomitiques et à rares niveaux verdâtres.

Ces dépôts sont interprétés en termes de déserts actuels : sédimentation fluviatile par des oueds ("wadi channels"), éolienne, dans des sebkhas et des lacs désertiques

pour le Permien rouge du NW de l'Europe (Glennie, 1972).

Dans le Sud de l'Europe (Falke, 1972) l'environnement ne serait pas désertique mais à alternance de longues saisons sèches et de périodes courtes à pluviosité abondante. Cet environnement semi-aride deviendrait plus sec et probablement désertique pour les sédiments du sommet du Permien rouge (équivalent latéral et continental de la transgression thuringienne pour certains auteurs) et pourrait expliquer la présence de gypse dans les argilites rouges de la partie sommitale du Permien de la Grésigne.

V. LES CAUSES DE LA RYTHMICITÉ DES SÉDIMENTS

Une étude détaillée de la rythmicité des sédiments permien a été effectuée par J. Laversanne (1976) à propos du Lodévois. Ici, nous nous contenterons de quelques remarques à propos des causes possibles.

1- LE RÔLE DE LA TECTONIQUE.—

Cette série sédimentaire permienne qui atteint plus de 3.000 m d'épaisseur dans la Grésigne correspond à un dépôt de sillon subsident guidé par la tectonique tardi-varisque. La subsidence peut être considérée comme un facteur indispensable pour créer un apport sédimentaire compensant en gros l'enfoncement.

Au Stéphano-Autunien (à la fin du Stéphaniens et au début de l'Autunien), un taux de subsidence important crée un déséquilibre qui provoque un remplissage rapide du bassin (sédimentation fluviatile à gros débit).

L'érosion des reliefs bordiers conduit à la régularisation des profils de cours d'eau et au comblement de la zone en fossé. La déclivité du profil est importante au début et s'atténue progressivement d'où une diminution de l'énergie des courants et de la rapidité du comblement : plaine à divagation fluviatile et marécages ou lacs suggérant une mise en eau généralisée de la plaine alluviale (Autunien moyen). Cette phase de comblement est beaucoup plus lente que la phase d'effondrement tectonique et, au moment de la mise en eau généralisée du bassin, la subsidence devient égale au taux de sédimentation.

La rythmicité des dépôts à l'échelle de l'ensemble lithologique ou de l'unité lithologique peut s'expliquer dans le cadre d'une subsidence continue en terme de variations des vitesses de comblement et de subsidence l'une par rapport à l'autre (Bouroz, 1960). A l'échelle de la séquence métrique, il est gênant de l'interpréter en terme de subsidence du fait de la ressemblance frappante entre les différents bassins du Sud du Massif Central ; il faudrait une subsidence régionale uniforme et un comblement uniforme, ce qui ne cadre pas avec la diversité des paysages géologiques (J. Laversanne, 1976).

2- LE RÔLE DU CLIMAT.-

Les variations périodiques du climat (pluviosité, température) ont pu influencer sur la nature de la sédimentation :

- à l'échelle d'une saison, une période de forte pluviosité correspond à des creusements de chenaux, à des transports de détritiques plus grossiers, à des débordements de chenaux et à des alluvionnements de plaines ;
- à l'échelle d'une époque, une période globalement humide correspond à la mise en place d'une végétation luxuriante, ou à une mise en eau généralisée d'une plaine basse ; à une période globalement plus aride correspondent les traces d'assèchement temporaire et les dépôts de pélites stériles grises ou rouges.

Des changements climatiques doivent se marquer à l'échelle de la séquence ou microséquence ou de l'ensemble lithologique.

3- LE RÔLE DE LA VARIATION DU NIVEAU DES MERS.-

Ce facteur a été envisagé par J. Laversanne (1976) pour le Permien de Lodève, et il serait responsable de la rythmicité au niveau des séquences métriques et plurimétriques du Permien inférieur.

4- CONCLUSION.-

Nous donnerons ici quelques suggestions sur l'ambiance climatique dans cette région au Stéphanien terminal et au Permien.

Tout d'abord, nous avons vu qu'il pouvait exister une époque rubéfiante à la fin du Stéphanien sous un climat équatorial ou subtropical, à laquelle succède un climat globalement plus humide (probablement à alternance de périodes sèches et humides durant tout le Permien inférieur et moyen.

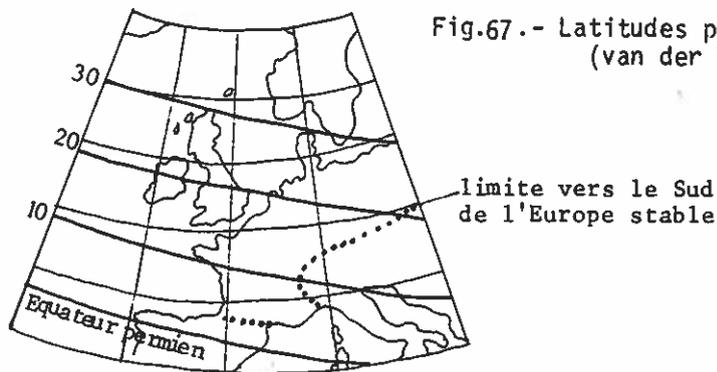


Fig.67.- Latitudes permiennes du NW de l'Europe (van der Voo et Zijdeveld, 1969)

Progressivement les conditions climatiques deviennent plus sèches à l'Autunien terminal et au Saxonien : la période sèche est plus importante que la période humide. Ces conditions ont des caractères arides à la fin du Saxonien (dépôt de gypse).

Un climat à tendance subtropicale est bien illustré (fig.67) par la reconstitution des latitudes permienes en Europe occidentale de Van der Voo et Zigderveld (1969).

CHAPITRE VI

ETUDE STRUCTURALE

L'architecture des sédiments stéphano-permiens est conditionnée, en grande partie, par la tectonique cassante tardi-varisque. Trois directions structurales principales doivent être considérées d'après l'orientation des accidents majeurs qui ont affecté ces sédiments :

- une direction subméridienne (de N340 à N20),
- une direction E-W (de N80 à N110),
- une direction NW-SE (N130 - N150).

Les accidents N40 à N60 n'ont été individualisés qu'à l'échelle microtectonique. Certaines fractures de premier ordre dans le bâti hercynien ont joué à plusieurs reprises :

- avant le dépôt du Stéphano-Permien (mise en place des grandes directions structurales post-métamorphiques dans le socle varisque),
- pendant le dépôt du Stéphano-Permien (gauchissement synsédimentaire),
- après le dépôt (fracturation la mieux marquée et responsable en grande partie de la localisation des affleurements et de la structure des sédiments tels que nous les observons actuellement).

1- LES PRINCIPALES DIRECTIONS STRUCTURALES.-

1.1. Les directions proches de E-W (de N80 à N110).-

Ces grandes failles limitent le Stéphano-Permien au Nord de la vallée du Cérou et du ruisseau d'Aymer.

Au Nord de la vallée du Cérou, un accident, au moins post-autunien, met en contact le socle varisque et le Permien : il s'agit de la faille du Cérou (N110) ou de

Monestiés (Thévenin, 1903), qui tourne vers l'Ouest ou qui se conjugue avec la *faille de St-Marcel* (N80). Cette fracture repérée sur plus de 15 km peut se prolonger à l'Est de Carmaux dans la vallée du Cérou (prolongement suggéré par l'étude photo-géologique) et peut être interprétée comme la continuation vers l'Ouest de la *dislocation de Brousse-Broquiès* observée quelques dizaines de kilomètres plus à l'Est. Si nous considérons cet accident comme un trait majeur à l'époque tardi-hercynienne, son origine est probablement anté-permienne et peut-être même anté-stéphanienne (épisode cassant postérieur au métamorphisme rouergat).

Cette faille, au Nord de la vallée du Cérou, montre des miroirs plongeant de 80° à 45° vers le Sud et son jeu principal est marqué par un affaissement du compartiment sud d'au moins 100 m par endroits. Elle est fossilisée par les argiles rouges à graviers attribuées à l'Eocène, ce qui lui confère un jeu antérieur à situer entre la fin de l'Autunien et le début du Tertiaire. Par endroits, il s'agit d'une faille "ouverte" (filons de quartz et de barytine) observés à St-Marcel et à La Bastidette. Le long de cet accident, les conglomérats autuniens sont parfois bréchifiés au contact de celui-ci.

Au Sud de St-Marcel, nous trouvons la *faille de Magot*, parallèle à la *faille de St-Marcel*, probablement à regard nord avec un jeu en faille normale. Le jeu de cette fracture permet d'expliquer la réapparition à Magot des conglomérats de base de l'Autunien ; son rejet est estimé à plusieurs centaines de mètres. Une coupe N-S passant par Magot (fig.68) met en évidence une structure en fossé limitée par ces deux fractures : il s'agit du fossé de St-Marcel orienté N80.

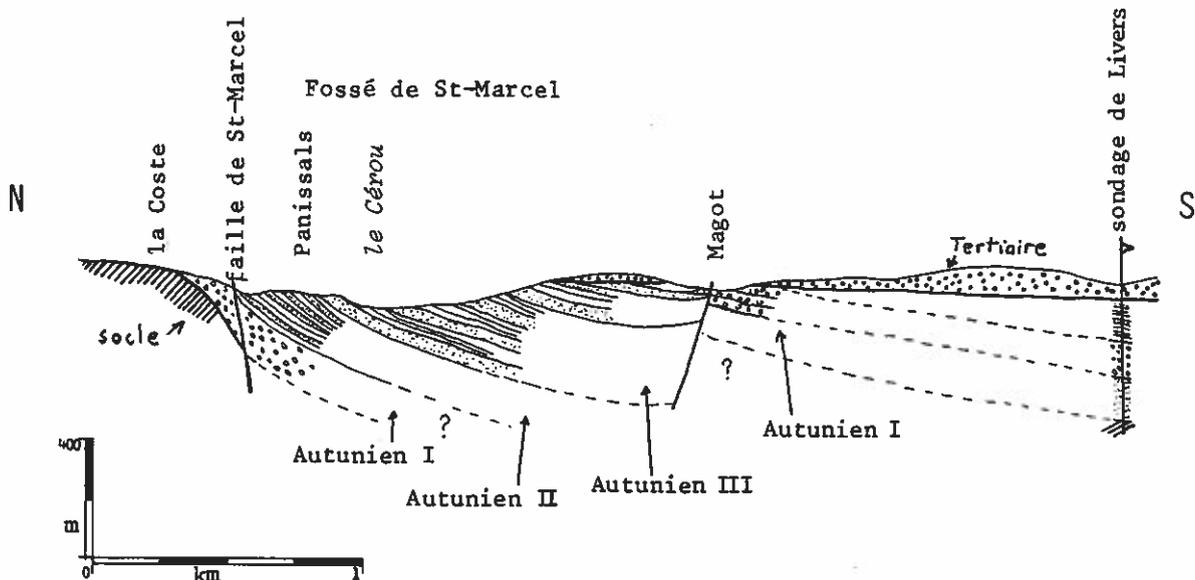


Fig.68 .- Coupe structurale de la Vallée du Cérou.

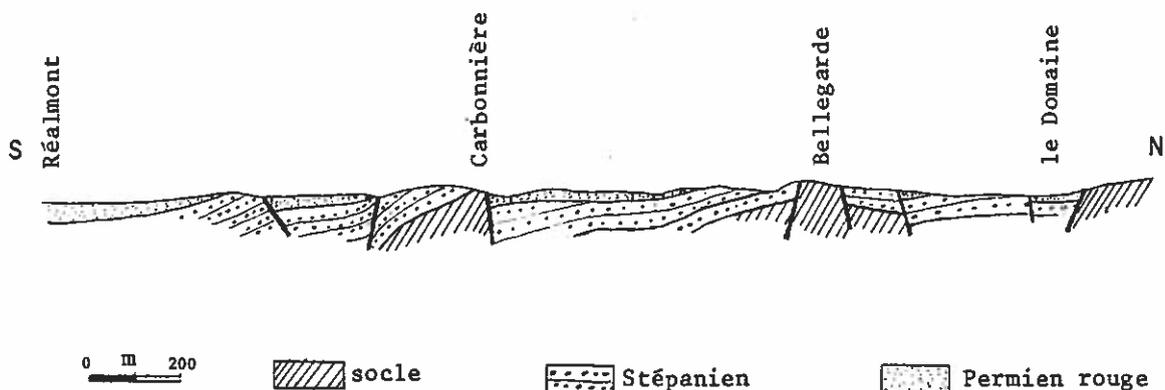
La faille de St-Martin-Laguépie. - Sa direction est N110 ; elle est reconnue de la Mafrésié (partie amont du ruisseau d'Aymer) jusqu'à Belvert (Ouest de Laguépie) où elle est interrompue (?) par la faille de Villefranche. Elle met en contact les sédiments stéphano-permiens au Sud et le Socle au Nord. Son rejet a une valeur analogue à celui de la faille du Cérou et son jeu majeur est toujours à situer entre la fin du Permien et le début du Paléogène.

Une telle direction peut se manifester plus à l'Ouest et être à l'origine du système E-W de fracturation probablement mineure qui affecte le Mésozoïque sur la bordure orientale du Quercy.

La fracturation E-W de Laguépie-Najac. - Un certain nombre de fractures N80 à N110 affectent le Permien de Laguépie à Najac. Ces fractures sont généralement recoupées par les failles N20 et donc antérieures au dernier jeu de celles-ci.

Le réseau E-W affectant le Stéphanien de Réalmont. - Un réseau N70 à N110 tronçonne, perpendiculairement à la vallée du Blima, le Stéphanien de Réalmont. Il est responsable de la réapparition du socle (fig.69) en horsts, au sein des conglomérats stéphaniens.

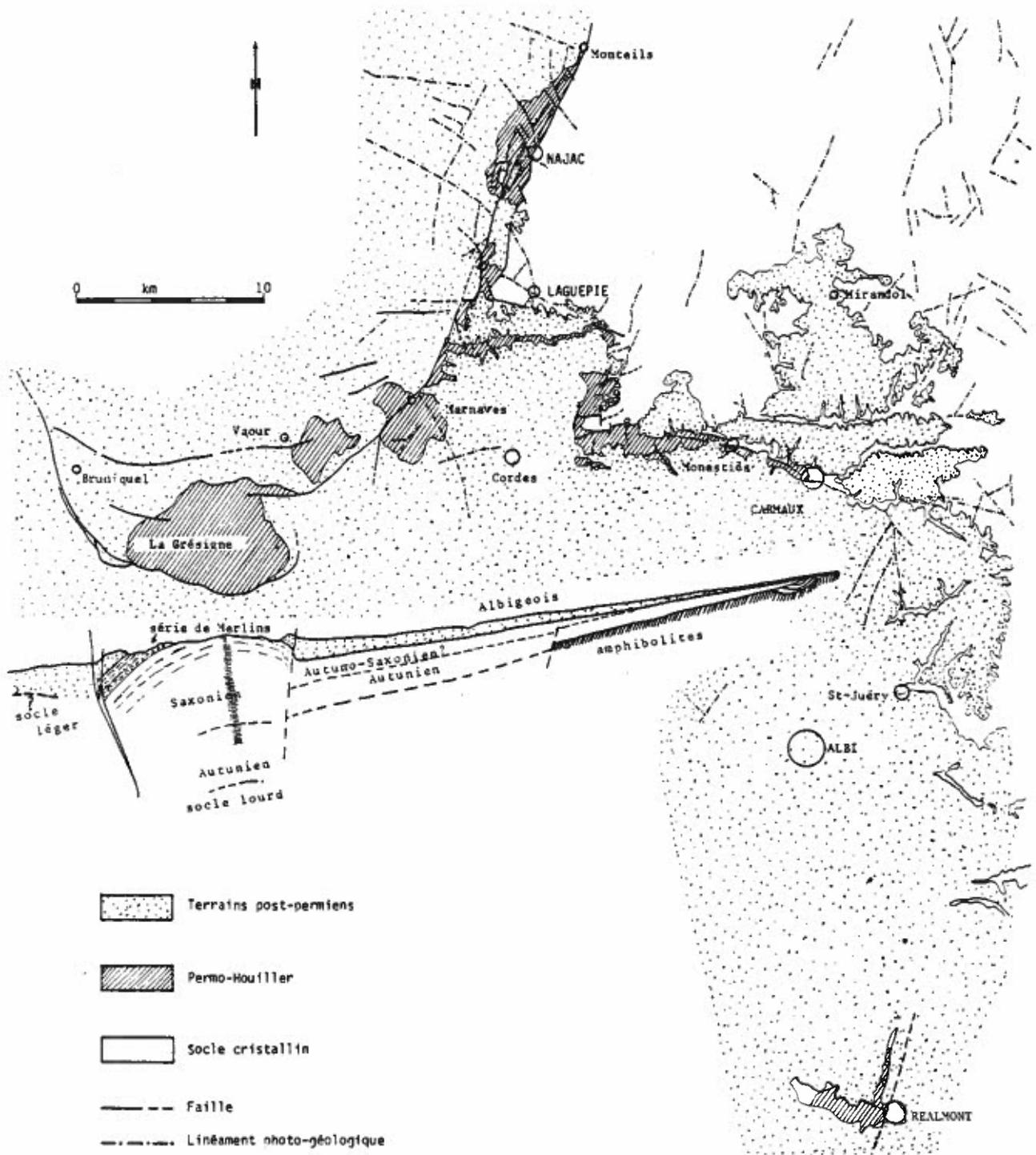
Fig. 69.- Coupe structurale de la vallée du Blima (secteur de Réalmont)



Ces accidents, moins bien perçus dans le Permien, affectent plus intensément le Stéphanien que celui-ci. Il s'agit là, probablement, de la trace d'une manifestation importante de ce réseau entre le Stéphanien et le Permien.

Cette famille d'accidents, bien marquée, dans la région étudiée, affecte l'ensemble du bassin d'Aquitaine (Delfaud, 1973) et selon cet auteur, ces directions se seraient manifestées à cinq ou six reprises entre l'époque tardihercynienne et l'époque comprise entre Crétacé et Eocène.

Fig.70.- Schéma structural



1.2. Les directions subméridiennes.-

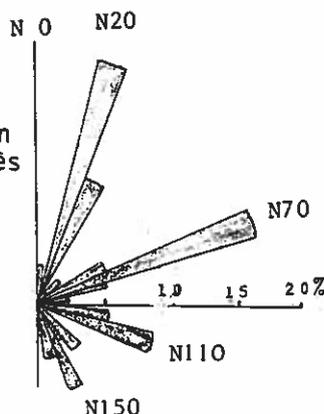
D'Est en Ouest, plusieurs fractures de longueur plurikilométrique, ayant cette direction, sont repérables.

1.2.1. La dislocation de la Salvetat-Peyralès.-

Au Nord de Carmaux, l'étude photogéologique permet de repérer un nombre relativement important de linéaments (fig.70) d'orientation N-S, N160, N20 à N40.

La mesure systématique de miroirs de faille, dans le socle paléozoïque, au Nord de la vallée du Cérou, entre Carmaux et Monestiés (fig.71) permet de retrouver cette direction.

Fig. 71.- Histogramme en rosette: fracturation du socle entre Carmaux et Monestiés (n=43)



La seule fracture observée sur le terrain, dans le socle, est la *faille de Trévien* (N160) cartographiée par P. Collomb (1964) et dont la terminaison sud atteint l'extrémité NW du gisement houiller de Carmaux.

Au Sud de Carmaux, aucune direction structurale n'a été observée jusqu'à ce jour dans la molasse éo-oligocène au Sud immédiat de Carmaux. Par contre, plus au Sud, à l'Est de Réalmont, C. Servelle (1979) a mis en évidence une faille normale à rejet plurimétrique (*faille de Gédoul*) qui affecte sur quelques kilomètres la molasse. Il s'agirait, selon cet auteur, d'un rejeu d'un accident plus ancien.

Ces quelques indices nous permettent d'envisager l'existence d'une zone d'accidents N-S, probablement le prolongement vers le Sud, sous la molasse éo-oligocène de la dislocation de la Salvetat-Peyralès. A l'Est de Réalmont, cet accident correspondrait à la limite entre le socle de type Rouergue (à l'Ouest) et le socle du type Albigeois (à l'Est). Cette zone de fractures peut être à l'origine de la localisation des dépôts stéphaniens de Carmaux et de Réalmont (voir partie I).

1.2.2. La faille de Vergnière.-

A l'Ouest de la vallée du Cérou, dans la région de Cordes, une fracture N20 affecte les sédiments permien dans le ruisseau de Vergnière (Ouest de Laparrouquial). Elle est responsable des forts pendages observés dans l'Autunien grésopélimitique (50 à 70° vers l'Ouest). Cet accident a été fossilisé par les argiles rouges à graviers.

Un jeu en faille normale (effondrement du compartiment ouest) de cet accident combiné avec un jeu en distension de la *faille N110 de St-Martin-Laguépie* serait responsable de l'allure en synclinal ouvert vers le SW des sédiments permien.

1.2.3. La faille de Villefranche (N20).-

Il s'agit ici de la terminaison méridionale de ce grand accident. Elle se marque, dans le secteur de Laguépie-Najac, par un dispositif complexe de failles en relais. Ces fractures découpent le socle et la couverture en lanières subméridiennes et leurs jeux sont responsables des pendages subverticaux observés dans les sédiments stéphanopermiens.

Ce système de fractures, sur lequel s'alignent les dépôts stéphaniens, est probablement à l'origine du dépôt de ces derniers. Dans cette hypothèse, nous pouvons admettre que la faille de Villefranche est le prolongement vers le Sud du *Grand Sillon Houillier* (accident majeur tardi-varisque du Massif Central).

Au Permien moyen, cette direction limite probablement, à l'Est, dans la Grésigne, les dépôts épais du Saxonien et nous devons considérer un jeu important du système N20 durant l'époque permienne. Cette direction N20 doit être considérée comme un trait majeur dans la paléogéographie au Saxonien.

De tels réajustements suivant cette direction, antérieurs aux dépôts du Trias supérieur, sont confirmés par la discordance angulaire de 15 à 35°, observée entre les dépôts permien et triasiques, au Sud de Mazerolles.

La formation de horsts et de fossés, orientés N20, est à relier au jeu majeur alpin (s.l.) de cet accident.

1.3. Les directions NW-SE.-

A l'Ouest de Carmaux, peu d'indices d'une telle direction sont repérables. Seule, une fracture probablement importante a été mise en évidence à l'Est de Salles et serait soulignée par la vallée de la Zère.

Dans le secteur de Lavour-Réalmon, les données géophysiques suggèrent l'existence d'une zone haute entre Lavour et Réalmon (horst de Briatexte) et d'un sous-bassin permien orienté sensiblement NW-SE.

L'accident ouest-quercynois, envisagé par M. Durand-Delga (1979b) à partir des données géophysiques, a une direction N150 et limite vers l'Ouest le bassin permien Quercy-Grésigne.

Une direction analogue est aussi suggérée par les données gravimétriques entre Najac et Figeac et pourrait se manifester, en affleurement, au NW de Najac par des fractures N130 à N150 perçues dans l'Autunien. Ces dernières, marquées dans l'Autunien, ne semblent pas affecter les dépôts triasiques (cela reste cependant à prouver).

Une fracture de ce type peut être envisagée plus au Sud entre Belvert et Puechmignon (direction actuelle de l'Aveyron), d'autant plus qu'au Sud de la rivière les dépôts stéphaniens n'affleurent plus et doivent être probablement reportés à plus grande profondeur sous les conglomérats autuniens.

Ces différentes observations nous conduisent à penser que la mise en place du bassin permien Quercy-Grésigne-Albigeois est liée en partie à cette direction structurale. Il s'agit d'une direction majeure au Permien qui, par la suite, aurait induit certains traits de la paléogéographie des dépôts mésozoïques et tertiaires du bassin d'Aquitaine (directions armoricaines de Delfaud, 1975, et Curnelle, Dubois et Seguin, 1980).

1.4. Conclusions partielles.-

Au Stépharien, les directions principales déterminantes pour la mise en place des bassins permo-houillers oscillent :

- entre N340 et N30 : Decazeville, Carmaux, Laguépie-Najac (?),
- entre N70 et N110 : Détroit de Rodez, Réquista, Graissessac.

Il s'agit des grandes discontinuités tardi-hercyniennes de F. Arthaud et P. Matte (1975) dont ces auteurs ont envisagé un jeu en décrochement.

Au Permien inférieur, la direction principale devient N130 - N150 dans la région s'étendant entre Brive et Lavar. Celle-ci aurait déterminé la mise en place d'un grand bassin autunien entre ces deux localités. A cette direction se superposent les directions E-W et les directions subméridiennes.

Au Saxonien, la faille de Villefranche limite à l'Est le "Saxonien épais" de la Grésigne. Nous pouvons penser aussi que le système N110 (direction paléogéographique principale au Saxonien dans le Détroit de Rodez) affecte les dépôts : effondrement du Permien rouge au Nord du ruisseau d'Aymer, et peut-être, sous le Quercy, dans le prolongement occidental du ruisseau d'Aymer ; limite nord du Saxonien épais Quercy-Grésigne marquée par la faille N110 de Meyssac près de Brive. La direction N150 peut aussi jouer un rôle dans la paléogéographie au Saxonien (bassin d'allure générale N150?).

2- TECTONIQUE ALPINE (s.l.) DANS LE SECTEUR DE LAGUEPIE - NAJAC.-

Si les traces de la tectonique fini-hercynienne sont difficiles à percevoir du fait de l'affleurement très discontinu des sédiments permien dans la région étudiée, la tectonique alpine est beaucoup mieux marquée surtout dans le secteur Grésigne-Laguépie-Najac, affecté par la faille de Villefranche.

Plusieurs faits tectoniques sont observables de Laguépie à Najac et il ne m'était pas possible de les ignorer pour réaliser la carte géologique. Cependant leur chronologie n'a pas été tentée.

2.1. Le Trias de la vallée d'Aymer.-

Au Nord d'Aymer, entre le Permien rouge et le Tertiaire, des grès triasiques affleurent sur quelques centaines de mètres seulement. L'épaisseur de ces grès est de 25 à 30 m et le pendage subhorizontal de leurs couches contraste avec celui des couches sous-jacentes. Il est possible que ce lambeau triasique ait été conservé à la faveur d'un effondrement suivant des fractures N150 antérieur aux dépôts tertiaires.

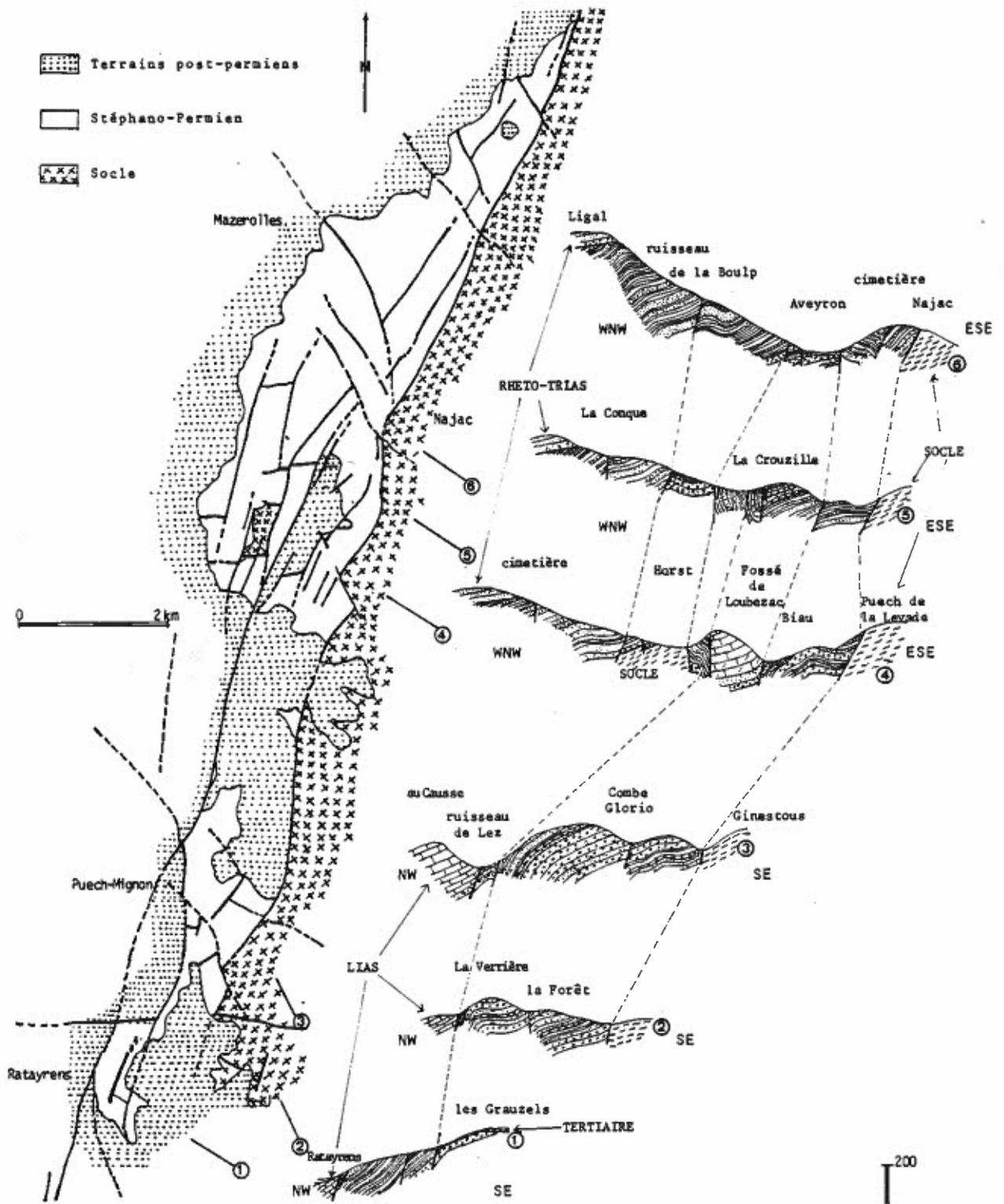


Fig. 72.- Coupes structurales sèriées de Laguèpie-Najac.

2.2. Les conglomérats tertiaires de Ratayrens.-

Entre le Lias et l'Autunien gris, au Nord de Ratayrens, une formation bréchique à éléments liasiques, dont la lithologie rappelle les conglomérats de Grésigne, affleurant sur 100 m au plus, est limitée par faille (probablement fractures subméridiennes N20 ou N150).

2.3. Le rebroussement des sédiments post-permiens.-

La branche la plus occidentale du système de fractures N20 de Villefranche qui relie la Colombarié (au Sud) à Puech-Mignon (au Nord) doit avoir joué à un moment en faille inverse :

- à la Colombarie, le Lias, à l'Ouest de la faille, est placé en position haute par rapport au sidérolitique (à l'Est) ; la faille plonge de 80° environ vers l'Ouest (Gèze et Cavaillé, 1977) ;
- au Bouscal (Nord de Puech-Mignon), les dépôts triasiques, à l'Est de la faille, sont rebroussés au contact de celle-ci.

2.4. Le horst et le fossé de Loubezac.-

Le réseau de fractures N20 est responsable, au SW de Najac, de l'effondrement d'un lambeau de Lias (lambeau de Loubezac) ; de part et d'autre de celui-ci, affleure le socle cristallin (fig.72) ; cet effondrement s'est produit après le dépôt du Sidérolitique (poches à remplissage sidérolitique dans le Lias).

2.5. La terminaison nord du lambeau liasique à la Crouzille.-

Un coupe E-W, passant par la Crouzille (fig.72s) montre que les terrains sont affectés par un réseau dense de fractures pour la plupart N20 et l'inclinaison de ces failles (vers l'Ouest) suggère un jeu en compression E-W.

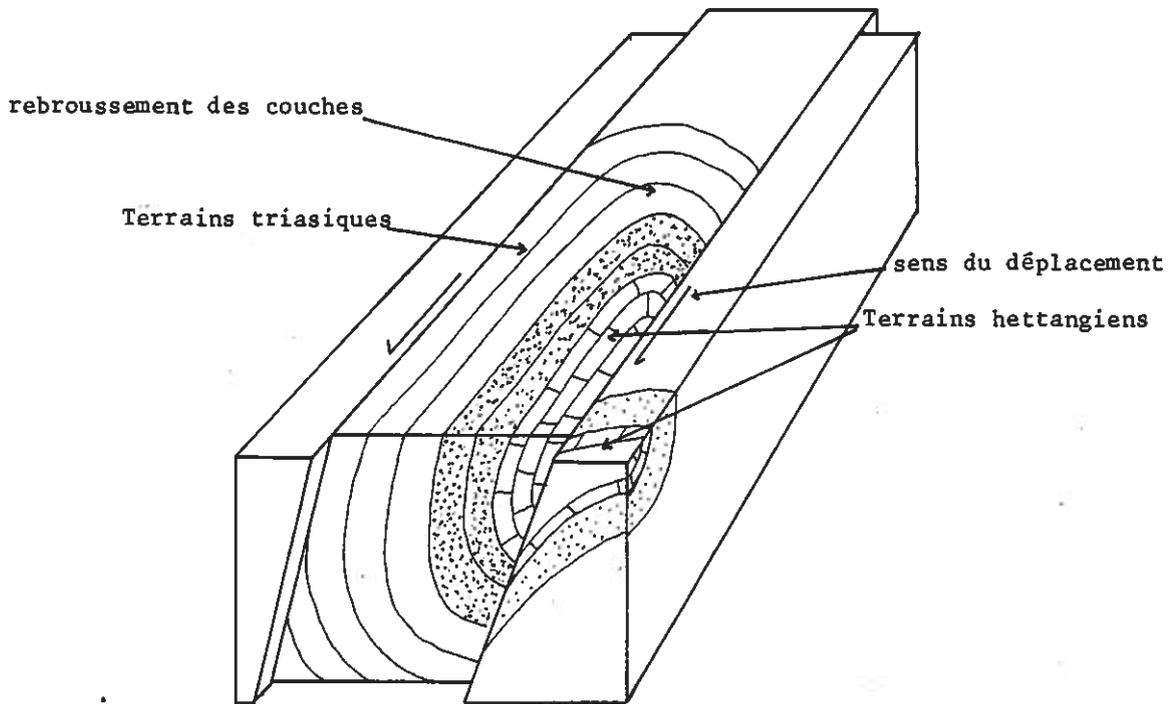
A l'Ouest de la Crouzille, nous pouvons observer un rebroussement affectant le Trias et le Lias enserrés entre deux fractures N20.

Un tel phénomène (fig.73) ne peut s'expliquer que si le système de fractures N20 a joué en décrochement : coulissement relatif vers le Sud des panneaux encadrant le lambeau de Trias et de Lias de la Crouzille.

2.6. Les plis métriques à charnière subverticale.-

Au Nord et à l'Ouest de la Crouzille, l'Autunien est intensément tectonisé aux abords des fractures N20 et la tectonique se traduit par des plis métriques à axe subvertical à plongement Nord ou Sud. Il s'agit probablement du résultat d'un jeu en décrochement des fractures N20.

Fig. 73.- Schéma interprétatif de la terminaison Nord du fossé de Loubezac.



Lambeau hettangien de la Crouzille

2.7. Conclusion.-

Les différents jeux de ce système de fractures N20 postérieurs aux dépôts stéphano-permiens, ont tronçonné ces derniers en lanières de même orientation avec (1) globalement, un effondrement du bloc occidental et (2), par la suite, un jeu en faille inverse (compression) probablement lié à un décrochement (coulissement sénestre de la faille de Villefranche). Cette deuxième phase peut être responsable de la montée en dôme du Permo-Trias à l'Ouest de Najac (demi-dôme de Villeveyre) et des données récentes tendent à localiser ces mouvements entre la fin de l'Eocène et le début de l'Oligocène (renseignement oral de B. Muratet, Toulouse). Les résultats de ces différents jeux sont donnés sur les coupes structurales, E-W, de Laguépie à Najac (fig.72).

CHAPITRE VII
CONCLUSIONS
ÉLÉMENTS DE PALÉOGÉOGRAPHIE

Après avoir examiné les différentes déformations affectant cette région, nous pouvons tenter de dégager la paléogéographie des dépôts stéphano-permiens.

1- ALTERATIONS DU CONTINENT STABLE ANTERIEUREMENT AU DEPÔT DES SEDIMENTS.—

Plusieurs témoins de paléoaltérations ont été mentionnés :

- à Carmaux : amphibolite altérée et "roche chocolat" à la base du Stéphanien I ;
- à Najac : les diorites quartziques de Loubezac montrent un profil d'altération complexe (niveau argileux rouge et diorites altérées) sous le Stéphanien II ;
- dans la vallée du Cérou, les conglomérats du Lizert et de Peyret (Autunien I) reposent sur un socle altéré et rubéfié sur quelques mètres d'épaisseur.

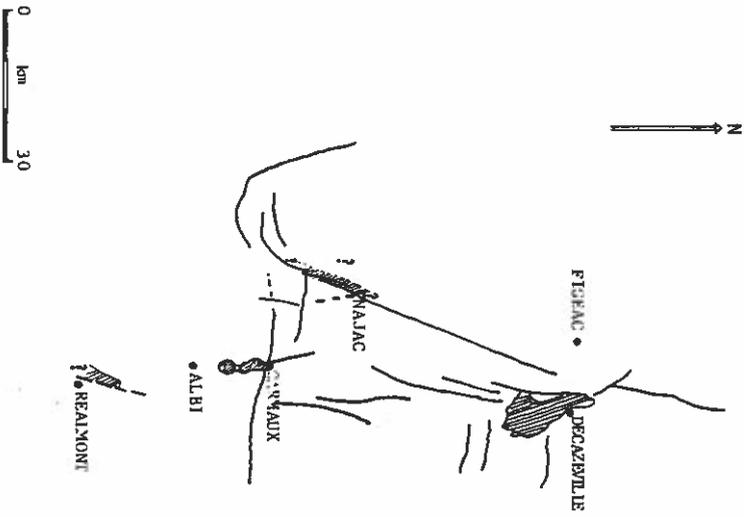
Toutes ces observations sont autant d'indices pour envisager pendant la période stéphanienne l'existence d'un climat rubéfiant qui sévit sur le continent émergé ; un climat équatorial à subtropical pourrait convenir pour cette période.

2- REPARTITION DES SEDIMENTS STEPHANIENS.—

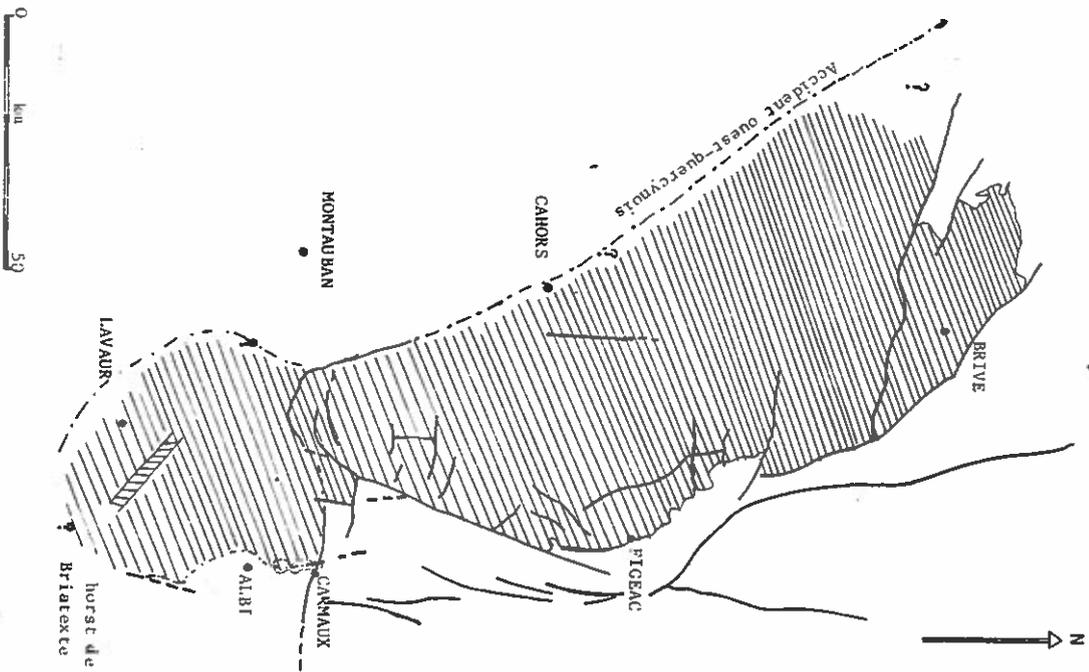
Dans la région étudiée, nous pouvons considérer trois aires de dépôt du Stéphanien, sans relation entre elles (fig.74). Il s'agit en effet de dépôts qui s'organisent en bassins d'étendue limitée, au moins pour ceux de Carmaux et de Réalmont ; par contre, l'étendue du Stéphanien de Laguëpie - Najac reste inconnue. Ces dépôts sont situés le long d'accidents subméridiens ; ces derniers, actifs au Stéphanien, ont induit des aires de subsidence, comblées par des sédiments généralement fins à moyens, ce qui suppose des reliefs bordiers peu accentués.

Fig. 74.- Esquisse paléogéographique du Stéphano-Permien.

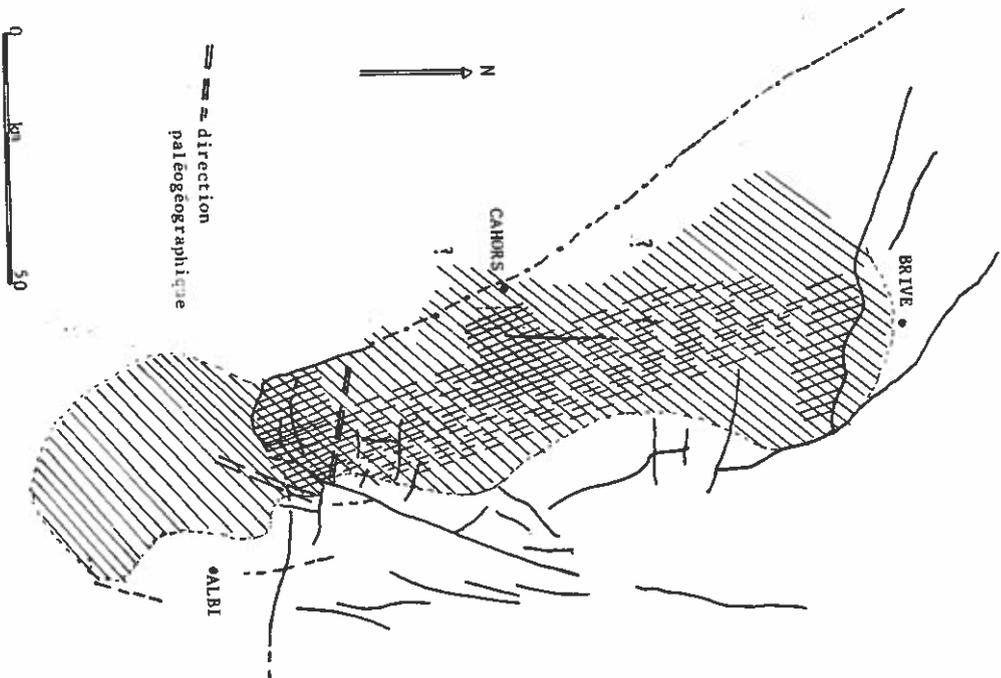
a. Aire de répartition des sédiments stéphaniens



b. Aire de répartition probable des sédiments autuniens



c. Aire de dépôt probable au Permien moyen et supérieur (le quadrillage correspond au Saxonien épais)



Dans ces aires réduites, l'apport détritique peut être remplacé par une accumulation de matière végétale, accumulation intense (voir partie I) ou bien réduite ; c'est probablement le cas à Réalmont et à Laguépie-Najac où aucune couche de houille n'a été mentionnée : d'après les anciens travaux de recherche, nous pouvons supposer seulement l'existence de veinules ou de couches très minces (filets).

3- LE BASSIN AUTUNIEN.—

La configuration générale des dépôts autuniens contraste avec la précédente. La régularité dans l'organisation lithologique de l'Autunien, dans les différents secteurs étudiés, nous permet de penser que nous avons affaire à un seul grand bassin autunien, à rattacher probablement au bassin de Brive (*bassin de Quercy-Grésigne-Albigeois*, fig.74 b).

L'aire de ce bassin déborde largement les zones de remplissage stéphanien ("inondation autunienne") et nous observons une discordance par rapport aux sédiments du Stéphanien inférieur ; néanmoins, l'Autunien semble en continuité avec le Stéphanien supérieur.

Dans ce bassin, la sédimentation débute par une décharge conglomératique (100 à 200 m) évoluant par saccades vers des dépôts fins (grès et pélites) caractéristiques d'une plaine inondée (lacs temporaires ou permanents) et soumise, par moments, à un régime fluviatile. Progressivement l'environnement s'assèche (Autunien de transition gris et rouge) et la tendance fluviatile devient prépondérante par rapport aux dépôts lacustres (Autunien rouge).

Dans ce type de sédimentation (sédimentation sur de grandes étendues), les accumulations végétales sont inexistantes. Tout au plus, pouvons-nous observer des shales noirs riches en matière organique.

Les directions marquées dans ce bassin sont d'une part celles qui existaient au Stéphanien (N160, N20 et N80-110) et d'autre part la direction N130 à N150 qui limite au NE et au SW l'aire de dépôt du bassin Quercy-Grésigne et qui est marquée par l'orientation du sous-bassin de Lavour.

4- LES DÉPÔTS SAXONIENS.—

Nous pouvons suggérer une discordance du Saxonien sur l'Autunien si nous admettons que les dépôts autuniens rouges, mis en évidence à Najac, sont absents dans la coupe du sondage de la Grésigne, secteur où ils auraient été décapés avant le dépôt du Saxonien.

Dans le SW du Massif Central, ces dépôts ne dépassent jamais les sédiments stéphano-autuniens. Ce fait est corroboré par l'existence à la base des formations saxonien-nes de conglomérats intraformationnels à éléments de Stéphanio-Autunien qui nous laissent penser que les bassins versants étaient recouverts par des dépôts de cet âge. Il s'agit là, probablement de bassins résiduels, très subsidents, comme le montre l'impor-

tante accumulation argilo-gréseuse de la Grésigne (3000 m environ).

Les données gravimétriques suggèrent l'existence d'une grande épaisseur de dépôts anté-triasiques (2000 à 4000m) sous le Quercy. Si nous admettons que l'Autunien a sensiblement la même épaisseur dans les différents secteurs du SW du Massif Central (au plus 1000 m), il reste 1000 à 3000 m de sédiments qui ne peuvent guère qu'être attribués au Saxonien (Durand-Delga, 1979b).

L'aire de ces épais dépôts (fig. 74c) occupe une bonne partie du bassin Quercy-Grésigne. Elle est limitée à l'Est par la faille N20 de Villefranche, au Nord-Est par la faille de Meyssac (N110) et, à l'Ouest, probablement par la direction du grand "accident ouest-quercynois" (N150). Ces trois directions doivent être considérées comme vivantes au Saxonien et il s'agit probablement là des traits paléogéographiques majeurs qui ont déterminé la localisation des dépôts de cet âge.

5- LE PROBLEME DES CONGLOMERATS SUPERIEURS DE LA GRESIGNE.-

Une série rouge (150 m environ) à base conglomératique et sommet argileux à gypse (Fabre, 1971) est visible sur la bordure SW du dôme de la Grésigne, intercalée entre l'importante masse saxonnienne et le Trias supérieur (Boutet, 1980). Une formation conglomératique rouge est également visible au sommet du Saxonien de Brive (Feys, 1976) et pourrait être comparée à la précédente.

L'attribution stratigraphique de la série terminale de la Grésigne n'est pas assurée mais nous pouvons suggérer un âge saxono-thuringien.

Dans le cas où la série rouge conglomératique reconnue à Lavour et à Réalmont serait à rattacher à la même formation, nous pouvons émettre l'idée d'une série indépendante du Saxonien, avec une aire de répartition différente : ces dépôts pourraient déborder à l'Ouest du bassin Quercy-Grésigne : une série peu épaisse a été reconnue par sondage à la Française (Ouest de Montauban) enserrée entre le socle et le Trias supérieur (B.R.G.M. : cf. annexe III).

6- LA PENEPLANATION ANTE-TRIASIQUE.-

Après les dépôts permien, il y a eu arasement de l'ensemble sédimentaire existant et, au Trias supérieur, épandage sur une surface à peu près plane, de détritiques grossiers arrachés au socle varisque. Cet épisode détritique continental a précédé la transgression marine du Lias inférieur.

CONCLUSIONS GENERALES

RESULTATS LITHOSTRATIGRAPHIQUES.—

Les principaux résultats de l'étude lithostratigraphique sont énoncés dans le chapitre IV de la 2^e partie. L'inventaire des principales formations repérées dans le Stéphano-Permien de Réalmont à Najac est donné ci-après.

Deux types de séries stéphaniennes ont été mises en évidence avec, d'une part, une série à charbon (Stéphanien I) limitée à la cuvette de Carmaux, et d'autre part une série stérile, gréso-pélimitique (Stéphanien II) visible à Réalmont et à Laguépie-Najac. Les caractères lithologiques de cette dernière se rapprochent sensiblement de ceux de la base de l'Autunien mais les nouvelles données paléobotaniques confirment un âge stéphanien pour cette série.

Une formation autunienne, discordante sur le Stéphanien I mais probablement en continuité avec le Stéphanien II (ce fait reste à établir avec certitude), déborde largement les aires stéphaniennes. Les sédiments autuniens ont été décomposés en quatre ensembles lithologiques distincts que nous avons retrouvés dans chaque secteur étudié. De la base au sommet se succèdent : (1) l'ensemble conglomératique (Autunien I), (2) l'ensemble gréso-pélimitique gris (Autunien II), (3) l'ensemble gréso-pélimitique gris et rouge (Autunien III), (4) l'ensemble gréso-pélimitique rouge (Autunien rouge). Ce dernier ensemble était considéré comme Saxonien par les auteurs précédents. A ce découpage lithologique viennent s'ajouter des données paléobotaniques et palynologiques qui confirment ces subdivisions.

Une formation saxoniennne, très épaisse par endroits (3000 m dans la Grésigne), décomposée en trois unités ou mégaséquences avec, à la base de chacune, des grès grossiers à éléments intraformationnels, est probablement discordante sur la série autunienne.

Une formation d'âge indéterminé (Saxono-Thuringien) à conglomérats monogéniques rouges et argilites rouges à veinules de gypse recouvre normalement (?) l'épaisse série saxoniennne de la Grésigne.

Quelques problèmes stratigraphiques subsistent :

- l'attribution au Stéphanien des séries gréso-pélimitiques du cimetière de Najac et de St-Martin-Laguépie est mal établie ;
- les sédiments rouges de la vallée du Cêrou et du ruisseau d'Aymer ont des affinités incertaines (Autuno-Saxonien) ;

- l'attribution stratigraphique des séries rouges reconnues à Lavaur et à Réalmont est indéterminée ; il s'agit soit de la base du Saxonien (du fait de la discordance observée, entre ces derniers et les terrains autuno-stéphaniens à Réalmont) soit d'une formation contemporaine du dépôt des conglomérats supérieurs de la Grésigne (Saxono-Thuringien ?).

RESULTATS SEDIMENTOLOGIQUES.—

Ces dépôts continentaux s'organisent en séquences métriques à plurimétriques plus ou moins complètes :

- *les séquences à charbon* (2 à 40 m) où le terme charbon n'apparaît pas au toit de la séquence mais dans sa partie supérieure ; l'agencement lithologique des détritiques du mur et du toit est différent ; cette organisation séquentielle, visible dans le bassin houiller de Carmaux, suggère une périodicité que nous pourrions relier aux pulsations tectoniques ;
- *les séquences de l'Autunien* (2 à 20 m) avec d'une part des séquences à granoclasement "inverse" à base silto-argileuse et sommet gréso-carbonaté (remplissage de lac par un delta sous-lacustre ?) et d'autre part séquences à granoclasement "normal" à base gréseuse et sommet pélitique (dépôts fluviatiles) ; la périodicité dans l'organisation de ces dépôts est moins à relier à un phénomène tectonique qu'à un phénomène climatique.

Les principaux résultats sédimentologiques sur le bassin houiller de Carmaux sont exposés dans le chapitre VI de la 1^e partie.

EFFETS DE LA TECTONIQUE SUR LA SEDIMENTATION.—

Cet aspect de l'étude géologique des bassins sédimentaires n'a été perçu et étudié que dans le bassin houiller de Carmaux (partie I). Nous avons établi :

- que le bassin se comblait au fur et à mesure de sa formation (dissymétrie dans le remplissage et déplacement vers le Nord de l'aire de sédimentation au cours de l'approfondissement du bassin) ;
- que les directions des zones de subsidence sont bien marquées dans la sédimentation (N140 et N70) et découpent l'aire de dépôt en panneaux losangiques ;
- que la rythmicité des dépôts est probablement liée à des pulsations tectoniques.

Tous ces indices nous ont amené à concevoir des modèles expérimentaux de mise en place de gisement houiller intramontagneux étroit et profond. Les modèles exposés font intervenir de grandes fractures tardi-varisques ayant joué en décrochement ; deux systèmes de fractures ont été considérés :

- décrochement suivant la direction N-S (fossé de la Salvetat),
- décrochement suivant la direction E-W (faille du Cérou) qui aurait permis l'ouverture d'une fracture préexistante N-S.

De nombreux faits tectono-sédimentaires suggèrent que le bassin houiller de Carmaux a été produit sous l'effet d'un cisaillement simple.

RESULTATS TECTONIQUES.—

Les principaux résultats sont la mise en évidence :

- d'une direction N-S sur laquelle s'alignent les terrains houillers de Carmaux et de Réalmont ; il s'agit du prolongement vers le Sud de la dislocation de la Salvetat-Peyralès ;
- d'une direction E-W (N110-N80), prolongement probable vers l'Ouest de la dislocation de Broquiès-Réquista, et représentée dans notre région par la faille du Cérou.

Ces deux systèmes de fractures tardi-hercyniennes ont joué un rôle dans la mise en place des sédiments stéphaniens dans le Sud du Massif Central et se sont probablement manifestés pendant et après les dépôts permien.

A ce réseau de fractures orthogonales, s'ajoute une direction N130 à N150 marquée aussi bien dans le Stéphaniens que dans le Permien, et probablement à l'origine de la localisation actuelle des sédiments stéphano-permiens (Bassin Quercy-Grésigne-Albigois).

PRINCIPAUX EVENEMENTS SEDIMENTAIRES EN RELATION AVEC LES EVENEMENTS TECTONIQUES.—

Le tabl.VIII reconstitue schématiquement les principales phases tectono-sédimentaires :

Evénements tectoniques	Différents jeux tectoniques	Sédimentation	Epoque
Mouvements alpins (s.l.)	Faille de Villefranche : - rejeu en faille inverse, montée du dôme de Villavayre, décrochement-	Dépôts des argiles à graviers	Oligocène
	— Pénéplanation anté-tertiaire —		Eocène
phase palatine	Effondrement du Jurassique (fracturation N 20 et E-W)	Dépôts marins	Jurassique
		Dépôts grésos-carbonatés	Trias sup.
	— Pénéplanation anté-triasique —		
	rejeu des fractures N 20, E-W et N 130-N 150	Série rouge terminale, conglomératique à la base érosion?	Saxono-Thuringien?
Mouvements tardi-hercyniens		Grès et argilites rouges érosion	Saxonien
		Grès et pélites Conglomérats de base	Autunien
	— Débordement du bassin autunien —		
phase asturienne	Jeu en cisaillement des fractures subméridiennes et E-W.	Conglomérats, shales et grès Changement d'aire de sédimentation— grès et charbon	Stéphaniens II
	Episode de fracturation post-métamorphique		Stéphaniens I
Mouvements hercyniens	Métamorphisme du Bas-Rouergue	néant	Westphalien

Tabl. VIII.- Différentes phases de sédimentation et tectonique.

APPLICATION DE L'ETUDE A LA RECHERCHE DE COUCHES DE CHARBON.--

Les sédiments susceptibles de contenir des veines de houille dans le Massif Central sont d'âge soit stéphanien, soit autunien. Un milieu réducteur étant nécessaire pour la conservation de la matière végétale, nous devons écarter les sédiments rouges permien. Nous constatons aussi que la plupart des gisements du Massif Central et tous ceux du SW de ce massif, sont de faible étendue, comblés par des dépôts détritiques grossiers à moyens d'épaisseur considérable et liés à de grandes fractures du socle varisque (bassins intramontagneux fortement subsidents). Ces dernières remarques nous permettent d'écarter les dépôts autuniens considérés, dans notre région, comme occupant un bassin très vaste, comblé par des détritiques essentiellement fins, et affecté par une subsidence limitée comparativement à la taille du bassin.

De ce fait, les recherches doivent être orientées d'une part dans les aires où nous connaissons l'existence de sédiments stéphanien et d'autre part, au voisinage des grands accidents tardi-hercynien (directions proches de N-S et E-W) le long desquels, peuvent exister des bassins houillers actuellement recouverts par les sédiments permien, mésozoïques ou cénozoïques. Plusieurs zones, dans notre région, répondent à ces critères.

Les environs immédiats du gisement houiller de Carmaux. - Deux directions de recherche sont à envisager, la direction N-S et E-W. A l'Est, le socle affleure et, à l'Ouest, il est recouvert par des sédiments permien ; suivant la direction subméri-dienne, au Sud du gisement, le Tertiaire recouvre directement le socle dans le secteur d'Albi ; au Nord immédiat du bassin il en est de même, mais dans la région de Mirandol, plus au Nord (située sur l'axe du fossé de la Salvetat), un épandage d'argiles à graviers d'étendue plurikilométrique pourrait recouvrir un lambeau de Houiller.

Le secteur de Réalmont. - Dans ce secteur, les terrains stéphanien en affleurement ne contiennent pas de charbon, mais il est fréquent que l'accumulation végétale, dans un bassin limnique, n'occupe qu'une partie de l'aire totale (Vetter, 1968 ; Hacquebard et Donaldson, 1969), si bien que les prolongements masqués des terrains de Réalmont sont susceptibles de renfermer des veines de houille. Les terrains étant limités au Nord, à l'Est et à l'Ouest par le socle, le seul prolongement possible est à rechercher au Sud de la vallée du Dadou, suivant la direction N-S.

Le secteur de Laguëpie - Najac. - A Puech-Mignon, la base du Stéphanien n'est pas connue ; nous sommes assurés seulement que les 80 m supérieurs ne contiennent pas de houille. Si nous considérons que la présence de Stéphanien dans ce secteur est à relier à la faille de Villefranche, les prospections doivent être effectuées le long de cet accident suivant l'axe Somnard - Lez - Biau. Une autre possibilité est de considérer que cette zone représente la bordure est d'un gisement houiller dont l'axe central serait à rechercher plus à l'Ouest, sous la série mésozoïque du Quercy, axe Le Riols - Puech-Mignon - La Salvetat des Cartes ; dans ce cas les dépôts seraient à grande profondeur. Suivant l'alignement N20, nous pouvons en plus supposer un prolongement possible

vers le Sud (dans la Grésigne) et vers le Nord (secteur de Monteils) ; dans ces deux secteurs, le Stéphanien serait encore recouvert par une grande épaisseur de dépôts postérieurs.

Le secteur entre Najac et Carmaux. - Aucun indice sérieux de terrains houillers n'a pu être reconnu et les seuls repères pour une prospection éventuelle restent les accidents importants ayant affecté la série permienne (accidents N110 et N20) :

- la faille N20 de la Vergnière (Est de Cordes) peut être associée à des sédiments stéphanien dans son prolongement sud,
- les failles N110, faille de St-Martin-Laguépie et prolongement vers l'Ouest (entre Cordes et la Grésigne) de la faille du Céro peuvent déterminer des secteurs susceptibles d'avoir été comblés par des sédiments stéphanien.

Ces différentes zones de prospection ont été mentionnées sur la fig.75.

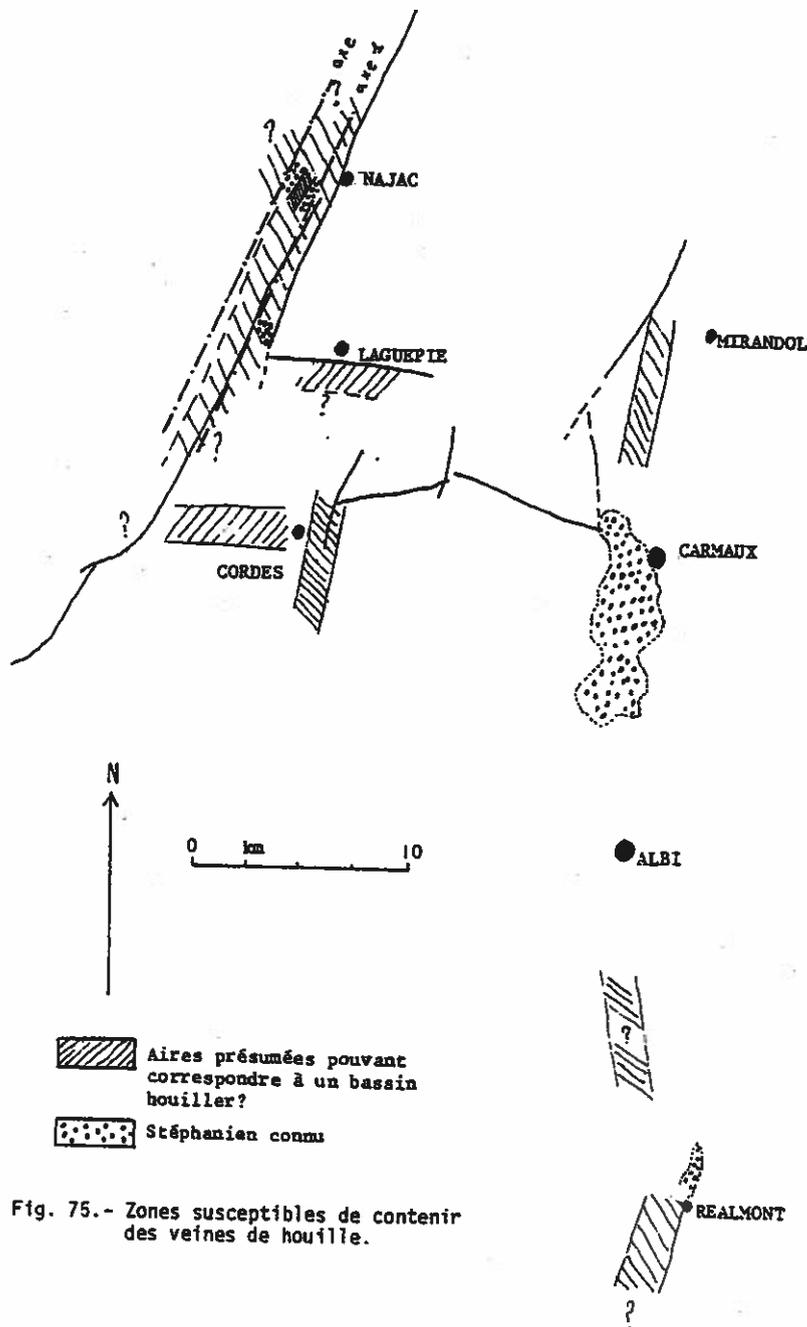


Fig. 75.- Zones susceptibles de contenir des veines de houille.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN J.R.L. (1964).- Studies in fluvial sedimentation : six cyclothems from the lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, 3, 163-198.
- ALLEN J.R.L. (1965).- A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, 89-191.
- ALLEN J.R.L. (1970).- Studies in fluvial sedimentation : a comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. *J.Sed.Petrol.*, 40, 298-323.
- ALLEN J.R.L. & BANKS N.L. (1972).- An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, 19, 257-283.
- ALPERN B., BOUROZ A., DELATRE CH., DOLLE P., MERIAUX E., NOËL R. & QUINOT E. (1970).- Pétrologie des charbons. *Ann.Soc.géol.Nord*, XC, 4, 203-222.
- ANDERSON J.A.R. (1964).- The structure and development of the peat swamps of Sarawak and Brunei. *J. Trop.Geog.*, 18, 7-16.
- ARTHAUD F. & MATTE Ph. (1975).- Les décrochements tardihercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- ARTHAUD F., MEGARD F. & SEGURET M. (1977).- Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. *Bull. Centre Rech.Explor.-Prod.Elfr-Aquitaine*, 1, 1, 147-188.
- AUTRAN A. & COGNE J. (1980).- La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In "Colloque sur la géologie de l'Europe", 26^e Congr.géol.int., Paris, 91-111.
- BARRABE L. & FEYS R. (1965).- Géologie du charbon et des bassins houillers. Masson & Cie, 260 p.
- BECQ-GIRAUDON J.F. (1973).- Etude géologique du bassin houiller de Graissessac (Hérault). *Bull.B.R.G.M.* (2^e sér.), sect.1, 3, 151-163.
- BECQ J.F. & LATOUCHE L. (1971).- Sur les conséquences paléogéographiques d'un bloc de dolomie géorgienne inclus dans les conglomérats rouges du bassin houiller de Graissessac (Hérault). *C.R.somm S.G.F.*, 5, 22-23.
- BELL W.A. (1940).- The Pictou Coalfield, Nova Scotia. *Canada Geol.Survey Mem.*, 225, 160 p.
- BERGERON J. (1887).- Etude géologique du bassin houiller de Carmaux. Rap.inéd.Houil.d'Aquit., 4 p.
- BERGERON J. (1889).- Etude géologique du massif ancien situé au Sud du Plateau Central. Ed.Masson, Paris, 361 p.
- BERGERON J. (1900).- Etude sur le bassin houiller de Carmaux. Rap.inéd.Houil.d'Aquit., 4 p.
- BERGERON J. (1905 a).- Etude géologique du bassin de Carmaux. Rép.inéd.Houil.d'Aquit., 13 p.
- BERGERON J. (1905 b).- Etude pour la détermination d'un point où pourrait être placé un sondage d'exploration dans la région occidentale du bassin de Carmaux. Rap.inéd.Houil.d'Aquit., 6 p.
- BERSIER A. (1953).- Sédimentation cyclique des faciès détritiques molasse et houiller, signification et causes. *Rev.I.F.P.*, 8, 51-57.
- BERSIER A. (1958).- Séquences détritiques et divagations fluviales. *Eclogae geol.Helv.*, 51, 3, 854-893.

- BOERSMA M. (1979).- The plant megafossils of the "Heusweiler schichten" (Saarbasin) with special reference to the division of the Stephanian. In "Paleontological characteristics of the main subdivisions of the Carboniferous", *C.R. 8^e Congr. int. Strat. Geol. Carbon.*, Moscou 1975, 3, 161-169.
- BIROT P. (1969).- Influence du climat sur la sédimentation continentale. "Les cours de la Sorbonne", *Cent. Doc. Univ.*, 219 p.
- BOISSE A. (1870).- Esquisse géologique et géographique du département de l'Aveyron. Imp. Nation., Paris.
- BOISSE DE BLACK Y. (1933).- Le Déroit de Rodez et ses bordures cristallines. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 35, n° 188.
- BOUGNERES L. & BROUSSE A. (1966).- Présence d'oolites volcaniques dans l'horizon inférieur des "schistes cubiques" du bassin houiller de Messeix (Auvergne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 262, 1403-1405.
- BOUROZ A. (1960).- La sédimentation des séries houillères dans leur contexte paléogéographique. *IV^e Congr. int. Strat. Geol. Carbon.*, Heerlen, 1958, 1, 65-78.
- BOUROZ A. (1966).- Fréquence des manifestations volcaniques au Carbonifère supérieur en France. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 263, 1025-1028.
- BOUROZ A. (1968).- Corrélations entre quelques bassins stéphanien du Massif Central par le moyen des niveaux cinéritiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 264, 2729-2732.
- BOUROZ A. (1970).- Synthèses des corrélations par les cinérites des bassins stéphanien français (Massif Central, Alpes externes, Jura). *C.R. Acad. Sc., Paris*, 271, 1171-1174.
- BOUROZ A. & DOUBINGER J. (1977).- Report on the Stephanian-Autunian boundary and on the contents of Upper Stephanian and Autunian in their stratotypes. In *Symposium of Carboniferous stratigraphy, 1973* (Ed. by V.M. Holub et R.H. Wagner), *Ustr. Ustav Geolog.*, Prague, 145-169.
- BOUTET C. (1980).- Découverte de microflores du Carnien à la base de l'épandage détritique formant la base du Mésozoïque de la Grésigne (Tarn, Haut-Languedoc). *C.R. Acad. Sc., Paris*, 280, 439-442.
- BRADLEY W.H. (1931).- Origin and microfossils of the oil shale of the Green River formation of Colorado and Utah. *U.S. Geol. survey, prof. paper*, 168, 58 p.
- B.R.G.M., Elf-R.E., Esso-R.E.P. et S.N.P.A. (1974).- Géologie du bassin d'Aquitain. *B.R.G.M.*, 28 pl.
- CARAVEN-CACHIN (1898).- Système carboniférien. In "Description du département du Tarn et du Tarn & Garonne" (Ed. Privat, Toulouse ; Masson & Cie, Paris, 684 p.), 103-134.
- CARAVEN-CACHIN A. (1902).- Paléobotanique : flore fossile des terrains houillers du Tarn. Masson éd., Paris, 34 p.
- CARIOU L., FUCHS Y. & SCEMAMA C. (1967).- Introduction à l'étude des terrains permo-houillers du Déroit de Rodez. *Bull. S.G.F.*, (7), 9, 184-197.
- COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (1940).- Etude sismique effectuée à Carmaux. *Rap. inéd. Houil. d'Aquit.*, 39 p.
- CLOOS E. (1955).- Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. America Bull.*, 66, 3, 241-256.
- COJAN I. (1980).- Approche paléocéologique de bassins carbonifères français. *Thèse*, Paris.
- COLLOMB P. (1964).- Etude géologique du Rouergue cristallin. *Mém. Carte géol. France*, 419 p.
- COQUAND H. (1849).- Mémoire sur les minerais de fer des départements du Lot et de l'Aveyron. *Bull. S.G.F.*, 6, 328-370.
- CROWELL J.C. (1974).- Origin of late Cenozoic basins in Southern California. In "Tectonics and Sedimentation" (Ed. by W.R. Dickinson). *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, Tulsa, 22, 190-204.
- CURNELLE R., DUBOIS P. & SEGUIN J.C. (1980).- Le bassin d'Aquitaine : substratum anté-tertiaire et bordures mésozoïques. In "La chaîne des Pyrénées et son avant pays aquitain-languedocien", *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 3, 47-58.
- DAIGNIERES M. (1980).- Introduction géophysique. In "La chaîne des Pyrénées et son avant-pays aquitain-languedocien", *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 3, 11-14.
- DAVID A. (1967).- Etude géologique du bassin permien de Belmont sur Rance (Aveyron). *Thèse*, Clermont-Ferrand, 86 p.
- DAVIDSON J.K. (1980).- Rotational displacements in southeastern Australia and their influence on hydrocarbon occurrence. *Tectonophysics*, 63, 139-153.
- DEBRAND-PASSARD S. & GREBER Ch. (1975).- Bassin houiller de Carmaux (Tarn), possibilité d'extension. *Rap. B.R.G.M. 75.S.G.N.396GEO*.
- DELFAUD J. (1973).- Observations sur les directions subparallèles en Aquitaine. *Bull. Soc. linn., Bordeaux*, III, 5, 115-120.
- DELFAUD J. (1975).- Considérations sur les directions armoricaines et varisques en Aquitaine. *Bull. Soc. linn., Bordeaux*, V, 4-6, 27-32.

- DION S., LIEWIG N. & DOUBINGER J. (1979).- Nouvelles observations palynologiques sur le bassin houiller stéphanien de Carmaux-Albi (Tarn, France). *C.R.104^e Congr.nat.Soc.Sav.*, Bordeaux, I, 141-154.
- DOLLE P. & VETTER P. (1971).- Sédimentation gréseuse en talus au toit d'une couche de houille dans le bassin de St-Etienne. *C.R.Acad.Sc., Paris*, 272, 1485-1487.
- DOEGLAS D.J. (1962).- The structure of sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology*, 1, 167-190.
- DOUBINGER J. (1956).- Contribution à l'étude des flores autuno-stéphaniennes. *Mém.S.G.F.*, 35, n° 75, 180 p.
- DOUBINGER J. (1963).- Note palynologique sur le Permien de Lodève (Hérault). *C.R.somm.S.G.F.*, 6, 201-202.
- DOUBINGER J. (1974).- Etudes palynologiques dans l'Autunien. *Rev.Paléobot.Palynol.*, 17, 21-38.
- DOUBINGER J. (1976).- Etudes palynologiques des secteurs de la vallée du Cérou et de Réalmont. Rap. inéd.Houil.d'Aquit.
- DOUBINGER J., ADLOFF M.C., RAMOS A., SOPENA A. & HERNANDO S. (1978).- Primeros estudios palinológicos en el Permico y Triasico de la Cordillera Ibérica y Bordes del Sistema Central. *Palinologia*, num.extraord. 1, 27-33.
- DOUBINGER J., BRANCHET M. & LANGIAUX J. (1979).- Présence de *Callipteris flabellifera* WEIS dans le Stéphanien de Blanzay-Montceau (Massif Central, France). *Rev.pér. "La physiophile", Soc.ét.Sci. Nat.et Hist., Montceau-les-Mines*, 91, 69-74.
- DOUBINGER J., JACOB A. & VETTER P. (1976).- Paléobotanique stratigraphique : sur la présence de végétaux fossiles du genre *Callipteris* ERONG. dans le Houiller de la Loire. *C.R.Acad.Sci, Paris*, 282, 2151-2153.
- DOUBINGER J. & ELSASS Ph. (1979).- Le bassin permo-carbonifère d'Autun (Nouvelles données stratigraphiques et palynologiques). *Bull.Soc.Hist.nat.Autun*, 91, 9-25.
- DOUBINGER J., PI M., RAUSCHER R. & VETTER P. (1965).- Les divisions stratigraphiques du terrain houiller de Carmaux. *C.R.Acad.Sc., Paris*, 261, 3425-3438.
- DOUBINGER J. & VETTER P. (1958).- Sur la flore fossilée du bassin houiller de Carmaux. *C.R.Acad.Sc., Paris*, 246, 1884-1886.
- DOUBINGER J. & VETTER P. (1958).- Détermination des fossiles végétaux du sondage Lv.101. Inéd.communiqué à la R.A.P.
- DOUBINGER J. & VETTER P. (1969).- Observations et réflexions sur les zones paléobotaniques des bassins de Carmaux et Decazeville. *C.R.8^e Congr.int. Strat.Geol.Carbon.*, Sheffield 1967, I, 171-182.
- DURAND J. (1939).- Carte géologique à 1/80.000, 2^e éd., feuille d'Albi, 219.
- DURAND-DELGA M. (1979 a).- Document sur la Géologie de la Grésigne. *Publ.Ass.Prof.Biol.Geol.* (Congr. Toulouse), 32 p.
- DURAND-DELGA M. (1979 b).- L'anticlinal de la Grésigne (Tarn, Haut-Languedoc), résultat du coulissement d'un bloc crustal quercynois. *C.R.Acad.Sc., Paris*, 289, 9-12.
- ELLENBERGER F. (1943).- Sur la tectonique de la bordure orientale de l'Aquitaine. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 196.
- ERHART H. (1962).- Les témoins pédogénétiques de l'époque permo-carbonifère : Réflexions sur les stériles intercalaires, les sols à *Stigmaria* et sur la genèse des "clayats". *C.R.somm.Séances Soc.Biogeographie*, n° 335, 336 et 337 et Travaux B.R.G.M., 21-23.
- EVEN G. & FUCHS Y. (1971).- Sur l'intérêt de l'étude des paléoaaltérations pour la caractérisation climatique du Permo-Houiller. Exemple du Détroit de Rodez. *7^e Congr.int.Strat.Geol.Carbon.*, Krefeld.
- FABRE J. (1971).- Contribution à l'étude du Massif de la Grésigne. *Thèse*, Paris, 138 p.
- FAHNESTOCK R.K. & HAUSCHILD W.L. (1962).- Flume studies of the transport of pebbles and cobbles on a sand bed. *Geol.Soc.America Bull.*, 73, 1431-1436.
- FALKE H. (1972).- The paleogeography of the continental Permian in Central-, West-, and in part of South Europe. In "Rotliegend : essays on european lower Permian" (ed. by H. Falke), 281-299.
- FAYOL H. (1888).- Résumé de la théorie des deltas et histoire de la formation du bassin de Commeny. *Bull.S.G.F.*, 3, 16, 968-979.
- FEYS R. (1976).- Le Permien et la phase saalienne dans le bassin de Brive. In "The Continental Permian in Central, West and South Europe" (éd. by H. Falke), 80-90.
- FEYS R. & GREBER Ch. (1970).- Pour une synthèse du Permien en France. Rap.B.R.G.M. 70 SGN 038 GEO.
- FEYS A. & GREBER Ch. (1972).- L'Autunien et le Saxonien en France. In "Rotliegend : essays on european lower Permian" (ed. by H. Falke), 114-136.

- FEYS R., GREBER Ch., CHEVROT P. & VETTER P. (1970).- Sur la présence d'énormes galets de gneiss dans le Houiller de Blanzly. *Bull.Soc.Hist.nat.Autun*, 54, 4-11.
- FISK H.N. (1960).- Recent Mississippi River sedimentation and peat accumulation. *C.R.4^e Congr.int. Strat.Géol.Carbon.*, Heerlen 1958, 1, 187-199.
- FUCHS Y. (1969 a).- Contribution à l'étude géologique, géochimique et métallogénique du Déroit de Rodez. *Thèse*, Nancy, 257 p.
- FUCHS Y. (1969 b).- Quelques exemples de remobilisations dans le domaine épicontinental (Sud du Massif Central). *Meeting on remobilisation of ores and minerals*, Cagliari, 164-183.
- FUCHS Y. & PINAUD C. (1969).- Sur l'existence d'un ravinement entre l'Autunien et le Saxonien dans le Déroit de Rodez et sur ses conséquences sur le comportement géochimique de certains éléments en traces (Cu, U). *Bull.S.G.F.*, 11, 459-463.
- GEZE B. (1954).- Sur la tectonique des causses du Quercy. *Bull.S.G.F.*, 5^e sér., 8, 123-146.
- GEZE B. & CAVAILLE A. (1977).- Aquitaine orientale. In "Guide géol.rég.", éd. Masson, Paris, 184 p.
- GEZE B., CAVAILLE A. & COLLOMB P. (1969).- Carte géologique à 1/80.000, 3^e éd., feuille de Rodez.
- GEZE B., DURAND-DELGA M. & CAVAILLE A. (1948).- Carte géologique à 1/80.000, 2^e éd., feuille de Montauban.
- GEZE B., DURAND-DELGA M. & CAVAILLE A. (1951).- Carte géologique à 1/80.000, 2^e éd., feuille de Cahors.
- GLENNIE K.W. (1972).- Permian Rotliegendes of Northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. *A.A.P.G.Bull.*, 56, 1048-1071.
- GOLOUBINOF C. (1979).- Le Permo-Houiller du Nord de St-Affrique (Aveyron). *Thèse*, Orsay, 135 p.
- GRAND'EURY C. (1887).- Formation des couches de houille et du terrain houiller. *Mém.S.G.F.*, 3^e sér., IV, 196 p.
- GRANGEON M. (1960).- Observation sur la sédimentation houillère. *Bull.S.G.F.*, 7^e sér., II, 630-650.
- GRANGEON M., FEYS R. & GREBER C. (1955).- Définition d'une assise intermédiaire entre Stéphaniens et Autunien dans les sondages du Crié et du Ponsard (bassin houiller et Permien de Blanzly et du Creusot, Saône-et-Loire). *C.R.Acad.Sc., Paris*, 240, 325-327.
- GARRELS R.M. (1960).- Mineral equilibria. Harper and Brothers éd., New-York, 254 p.
- GARRIC J., HERY B. & VETTER P. (1964).- Bassin de Decazeville et bassin de Lodève. *C.R.5^e Congr.int. Strat.Géol.Carbon.*, Paris 1963, voyage d'étude n° 4, 77-91.
- GRAS H. (1973).- Eléments relatifs à la tectonique du bassin houiller de Carmaux (Tarn). *C.R.Acad.Sc., Paris*, 276, n° 25, 3269-3272.
- GRAS H. (1974).- Etude sommaire des limites géologiques du bassin houiller de Carmaux. Rap.inéd. Houil.d'Aquit., 76 p.
- GRAS H. (1974).- Etude des sondages de Bars et de la Guimerie. Rap.inéd.Houil.d'Aquit., 8 p.
- GRAS H. (1978).- Contribution à l'étude de l'extension et de l'histoire géologique du bassin houiller de Carmaux. *C.R.Acad.Sc., Paris*, 287, 1179-1182.
- HACQUEBARD P.A. & DONALDSON J.R. (1969).- Carboniferous Coal deposition associated with flood-plain and limnic environments in Nova Scotia. In "Environments of Coal Deposition" (éd. by E.C. Dapples and M.E. Hopkins), *Spec.pap.geol.Soc.America*, 114, 143-191.
- HAMBLIN W.K. (1961).- Micro-cross-lamination in upper Keweenaw sediments of northern Michigan. *J. Sed.Petrol.*, 31, 380-401.
- HARDING J.P. (1974).- Petroleum traps associated with wrench faults. *A.A.P.G.Bull.*, 58, 7, 1290-1304.
- HARMS J.C. (1975).- Stratification produced by migrating bed forms. In "Depositional environments as interpreted from primary structures and stratification sequences" (éd. by J.C. Harms et al.), *Soc.Econ.Paleont.Minér., Tulsa*, 2, 45-61.
- HEWARD A.P. (1978).- Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (la Magdalena, Ciñera-Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain. *Sedimentology*, 25, 451-488.
- HEWARD A.P. & READING H.G. (1980).- Deposits associated with a Hercynian to late Hercynian continental Strike-slip system, Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Spec.Publ.int.Ass.Sed.*, 4, 105-125.
- HEYL A.V., BROK M.R., JOLLY J.L. & WELS C.E. (1966).- Regional structure of the southeast Missouri and Illinois-Kentucky mineral district. *U.S.Geol.Survey.Bull.*, 1202-B, 1-20.
- HUBERT J.F., REED A.A. & CAREY P.J. (1976).- Paleogeography of the East Berlin Formation Newark Group, Connecticut Valley. *Am.Journ.of Sci.*, 276, 1185-1207.
- INMAN D.L. (1963).- Sediments : physical properties and mechanics of sedimentation. In "Submarine geology" (éd. by F.P. Shepard), 2^e éd., Harper and Row éd., New-York, 101-151.

- INTERNATIONAL COMMITTEE FOR COAL PETROGRAPHY COMP. (1963).- International Handbook of Coal. Petrography, Paris, C.N.R.S., 2^e éd., 165 p.
- KLEIN G. de V. (1962).- Triassic sedimentation, Maritime Province, Canada. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 73, 1127-1146.
- KUENEN Ph.H. (1958).- Experiments in geology. *Trans.Geol.Soc.Glasgow*, 23, 1-28.
- LAROMIGUIERE J. (1890).- Bassin houiller de Carmaux-Albi. *Bull.Soc.Hist.nat.Toulouse*, 24, 69-83.
- LAVERSANNE J. (1976).- Sédimentation et Minéralisation du Permien de Lodève (Hérault). *Thèse*, Orsay.
- LETOURNEUR J. (1953).- Le grand sillon houiller du plateau central français. *Bull.Serv.Carte géol. France*, LI, 238, 236 p.
- LIABEUF J.J. & ALPERN B. (1969).- Etude palynologique du bassin houiller de St-Etienne, stratotype du Stéphanien. *11^e Congr.int.Strat.Géol.Carbon.*, Sheffield 1967, I, 155-169.
- LIABEUF J.J., DOUBINGER J. & ALPERN B. (1967).- Caractères palynologiques des charbons de quelques gisements français. *Rev.micropal.*, 10, 3-14.
- LOWE R.D. (1975).- Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22, 157-204.
- MACAR P. (1948).- Les pseudonodules du Famennien et leur origine. *Ann.Soc.géol.Belgique*, 72, 47-74.
- MACAR P. & AUTUN P. (1949).- Pseudonodules et glissement sous-aquatique dans l'Emsien inférieur de l'Oesling. *Ann.Soc.géol.Belgique*, 73-B, 121-150.
- MAGNAN H. (1869).- Etude des formations secondaires des bords sud-ouest du plateau central de la France, entre les vallées de la Vère et du Lot. *Bull.Soc.Hist.nat.Toulouse*, 3, 5-83.
- MANES M. (1836).- Mémoire géologique et statistique sur les terrains de grès avec houille qui, dans les départements du Tarn et de l'Aveyron, couvrent la pente occidentale du massif primitif de la France. *Ann.Mines*, 3^e sér., X, 147-191.
- MAUREL P., ROMERO A. & SABATIER G. (1961).- Sur l'origine de la coloration rouge de certains sédiments permo-triasiques. *C.R.Acad.Sc., Paris*, 253, 3000-3002.
- MAZEAUD N. (1976).- Etude géologique de la vallée du Cérou et de Réalmont. Rap.inéd.Houil.d'Aquit., 30 p.
- MIDDLETON G.V. (1965).- Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. *Soc. Econ.Paleont.Mineral.spec.publ.*, 12, 265 p.
- MOULINE M.P. (1974).- Environnement géologique et paléogéographique des complexes fluviolacustres développés entre le dôme de la Grésigne et la Montagne Noire. *C.R.Acad.Sc., Paris*, 278, 1329-1332.
- MOURET G. (1891).- Bassin houiller et permien de Brive. *Et.Gîtes Minéraux Fr.*, I, Stratigraphie, 460 p.
- NAVALE G.K.B. (1962).- Etude palynologique de quelques charbons français en relation avec leur structure pétrographique. *C.R.rech.Sci.CERCHAR Fr.*, 60 p.
- NICOLLET C. (1978).- Pétrologie et Tectonique des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du dôme du Lévézou (Rouergue, Massif Central). *Bull.B.R.G.M.*, 2^e sect., I, n° 3, 225-263.
- NICOT E., AUTRAN A., GUILLOT P.L. et al. (1980).- Présentation de l'ensemble des objectifs de l'excursion. Evolution préhercynienne et hercynienne du domaine varisque et de sa bordure nord. *Bull.S.G.F.*, 22, 151-177.
- PAQUETTE Y. (1980).- Le bassin autunien de l'Aumance (Allier) - Sédimentologie (charbon, cinérites,.) - Tectonique syndiagénétique. *Thèse*, Dijon, 227 p.
- PETERLONGO J.M. (1978).- Le Massif Central. *In Guide géol.rég.*, éd. Masson, Paris, 224 p.
- PETTILJOHN F.J. & POTTER P.E. (1964).- Atlas and Glossary of primary sedimentary structures. Springer-Verlag éd., New-York, 370 p.
- PIBOULE M. & POUTIER J. (1977).- Géochimie comparée des amphibolites en bancs et des métagabbros associés : application des méthodes statistiques multivariées à l'étude des metabasites rutènes et conséquences sédimentologiques. *5^e R.A.S.T.*, Rennes, p. 379.
- PICARD M.D. & HIGH L.R. (1968).- Sedimentary cycles in the Green River formation (Eocene), Uinta basin, Utah. *J.Sed.Petrol.*, 38, 378-383.
- PICARD M.D. & HIGH L.R. (1972).- Criteria for recognizing lacustrine rocks. *In "Recognition of ancient sedimentary environments"* (éd. by S.K. Rigby and W.K. Hamblin), *Soc.Econ.Paleont.Mineral.spec.publ.* 16, 108-145.
- PI-RADONDY M. (1968).- Etude palynologique du bassin de Carmaux. *Thèse*, Strasbourg, 180 p.
- PI-RADONDY M. (1971).- Remarques au sujet de l'étude palynologique statistique des séries houillères de Carmaux (Tarn). *7^e Congr.int.Strat.Géol.Carbon.*, Krefeld, 4, 111-119.

- PRUVOST P. (1941).- Etude sur le gisement houiller de Carmaux. Rap.inéd.Houil.d'Aquit., 14 p.
- PRUVOST P. (1957).- Lexique stratigraphique international. Vol.I - Europe: France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg ; fasc.4 : Paléozoïque inférieur.
- RAMOS A. & DOUBINGER J. (1979).- Découverte d'une microflore thuringienne dans le Buntsandstein de la Cordillère Ibérique (Espagne). *C.R.Acad.Sc., Paris*, 289, 525-528.
- RAMOS A., DOUBINGER J. & VIRGILI C. (1976).- El Pérmico inferior de Rillo de Gallo (Guadalajara). *Act.Géol.Hisp.*, 11, 3, 65-70.
- READING H.G. (1975).- Strike-slip fault systems ; an ancient example from the Cantabrians. *9^e Congr. int.Sédim.*, Nice, 4, 287-292.
- READING H.G. (1980).- Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. *Spec.Publ.int. Ass.Sédim.*, 4, 7-26.
- REINECK H.E. (1960).- Über Zeitlücken in rezenten Flachsee-Sedimenten. *Geol.Rundschau*, 49, 149-161.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1973).- Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag éd., New-York.
- REINECK H.E. & WUNDERLICH F. (1968).- Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11, 99-104.
- ROGER Ph. (1968).- Etude géologique du bassin de Brive. *Act.Soc.Linn.Bordeaux*, 105, 1-27.
- ROQUES M. (1941).- Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français. *Mém. Serv.Carte géol. France*, 120-122.
- SAMAMA J.C. (1969).- Contribution à l'étude des gisements de type red-beds. Etude et interprétation de la géochimie et de la métallogénie du plomb en milieu continental. Cas du Trias Ardéchois et du gisement de l'Argentière. *Thèse*, Nancy, 276 p.
- SEED H.B. (1978).- Landslides during earthquakes due to liquefaction. *J.Soil Mech.Fdn Div.Am.Soc. civ.Engrs.*, 94, SM5, 1053-1122.
- SERVELLE C. (1979).- Le rôle géomorphologique de la faille de Gédoul (près de Réalmont, Tarn). *Bull. Soc.Hist.nat.Toulouse*, 115, fasc. 1 et 2, 197-208.
- SHARP R.V. (1967).- San Jacinto fault zone in the Peninsular Ranges of Southern California. *Bull. Geol.Soc.Am.*, 78, 705-730.
- SIMONS D.B., RICHARDSON E.V. & NORDIN C.F. (1965).- Sedimentary structures formed by flow in alluvial channels. In "Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation" (éd. by G.V. Middleton), *Soc.Econ.Paleont.Miner., Tulsa, spec.publ.*, 12, 34-52.
- SMITH A.H.V. (1962).- The paleoecology of Carboniferous peats based on the miospores and petrography of bituminous coal. *Yorkshire Geol.Soc.Proc.*, 33, pt.4, n° 19, 423-474.
- SOPEÑA A., DOUBINGER J. & VIRGILI C. (1974).- El Pérmico inferior de Tamajon, Retiendas, Valdesotosy Tortuero (Borde del Systema Central). *Tecniterrae*, 1, 8-16.
- SOULA J.C., LUCAS C. & BESSIERE G. (1979).- Genesis and evolution of Permian and Triassic basins in the Pyrenees by regional simple shear acting on older Variscan structures : field evidence and experimental models. *Tectonophysics*, 58, 1-9.
- SOUTHARD J.B. (1975).- Bed configurations. In "Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequence" (éd. by J.C. Harms et al.), *Soc.Econ.Paleont. Miner., Tulsa, short course*, 2, 5-45.
- STANLEY D.J. (1969).- Graded Bedding - scale Marking - Graywacke Assemblage and related sedimentary structures in some Carboniferous Flood Deposits, Eastern Massachusetts. *Geol.Soc.Am.inc.spec.pap.* 106, 211-239.
- STASSEN P. (1949).- Quelques wash-outs et dédoublements de couches dans le terrain houiller de Campine. *Bull.Soc.géol.Belgique*, 72.
- STEEL R.J. (1976).- Devonian Basins of western Norway - Sedimentary response to tectonism and to varying tectonic context. *Tectonophysics*, 36, 207-224.
- STEEL R.J. & GLOPPEN T.G. (1980).- Late Caledonian (Devonian) basin formation, western Norway : signs of strike-slip tectonics during infilling. *Spec.Publ.int.Ass.Sédiment.*, 4, 79-103.
- STEEL R.J., MAEHLE S., NILSEN H., RØE S.L. & SPINNANGR Å (1977).- Coarsening upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian) Norway : sedimentary response to tectonic events. *Geol. Soc.America Bull.*, 88, 1124-1134.
- SUTTON J. & WATSON J. (1963).- Structures in shallow-water precambrian sediments from Northwest Scotland. *Sedimentology*, 2, 207-214.
- TCHALENKO J.S. (1970).- Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol.Soc.America Bull.*, 81, n° 6, 1625-1640.

- THEVENIN A. (1903).- Etude géologique de la bordure SW du Massif Central. *Bull.Serv.Carte géol.France*, 14, n° 95, 353-535.
- THIEBAUT J. & CROUZEL F. (1949).- Sur un affleurement de diorite quartzique au Sud-Ouest de Najac. *Bull.Soc.Hist.nat.Toulouse*, 84, 42-44.
- THIEBAUT J. & VETTER P. (1960).- Les amphibolites du bassin houiller de Carmaux. *Bull.Soc.Hist.nat.Toulouse*, 95, 181-191.
- TURNER P. & TARLING D.H. (1975).- Implications of new paleomagnetic results from the Carboniferous system of Britain. *J.geol.Soc.London*, 131, 469-488.
- VETTER P. (1962).- Les niveaux repères dans le bassin de Carmaux : Gores et tonsteins. *Ann.Soc.géol.Nord*, LXXXII, 161-171.
- VETTER P. (1963).- Résultats palynologiques du bassin houiller de Carmaux. Rap.inéd.Houil.d'Aquit.
- VETTER P. (1964).- Bassin de Decazeville. *C.R.5^e Congr.int.Strat.Géol.Carbon.*, Paris 1963, voyage d'étude n° 4, 63-77.
- VETTER P. (1968).- Géologie du bassin houiller de Decazeville, du Déroit de Rodez et du bassin de Figeac. Ed. par Houil.d'Aquit., Albi, 2 tomes.
- VETTER P. (1971).- Le Carbonifère supérieur et le Permien du Massif Central. *In Symposium J.JUNG, Clermont-Ferrand*, 169-213.
- VETTER P. (1978).- Les affleurements de la vallée du Cérou et leur position stratigraphique par rapport au terrain houiller de Carmaux. Incidences sur d'éventuelles recherches. Inéd., Paris, 7 p.
- VETTER P. (1980).- Les bassins limniques du Massif Central. *In "Géologie des gisements de combustibles solides en Grande Bretagne et en France"*, Livret-guide, Exc.091C, 26^e Congr.géol.int., Paris.
- VETTER P., HERY B. & LAVERSANNE J. (1975).- Sédimentation continentale dans les bassins houillers et permien du Sud du Massif Central. 9^e Congr.int.Sédim., Nice, livret-guide exc.22, 37 p.
- VISHER G.S. (1965).- Use of vertical profile in environmental reconstruction. *A.A.P.G.Bull.*, 49, 41-61.
- VOO R. van & ZIJDERVELD J.D.A. (1969).- Paleomagnetism in the western Mediterranean area. *Koninkl. Nederl.Geol., Mijnb.Gen.Verh., Geol.Ser.*, 26, 121-138.
- WAGNER R.H. (1971).- The stratigraphy and structure of the Ciñera-Matallana coalfield (prov.Léon, NW Spain). *Trab.Geol.Fac.Ci.Univ.Oviedo*, 4, 385-429.
- WALKER R.G. (1963).- Distinctive types of ripple drift cross-lamination. *Sedimentology*, 2, 173-188.
- WALKER R.G. (1975 a).- From sedimentary structure to facies models : example from fluvial environment. *In "Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences"* (éd. by J.C. Harms et al.), *Soc.Econ.Paleont.Miner., Tulsa, short course*, 2, 63-79.
- WALKER R.G. (1975 b).- Conglomerate : Sedimentary structures and facies models. *In "Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences"* (éd. by H.C. Harms et al.), *Soc.Econ.Paleont.Miner, Tulsa, short course*, 2, 133-161.
- WATERLOT G. (1934).- Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine, II, faune fossile. *Gîtes minéraux, Fr.*
- WAY J.H. (1968).- Bed thickness analysis of some carboniferous fluvial sedimentary rocks near Joggins, Nova Scotia. *J.Sed.Petrol.*, 38, 424-433.
- WILCOX R.E., HARDING T.P. & SEELY D.R. (1973).- Basic Wrench Tectonics. *A.A.P.G.Bull.*, 57, n°1, 74-96.
- WOLMAN M.G. & LEOPOLD L.B. (1957).- River floodplains - Some observations on their formation. *U.S. Geol.Survey prof.pap.*, 282-C, 87-109.
- YANATCHKOV K. (1972).- Contribution à la connaissance des séries infra-hettangiennes (Trias et Rhétien) de la bordure occidentale du Massif Central. *Thèse*, Bordeaux, 136 p.
- YERLE J.J. (1978).- Albitisations et minéralisations uranifères dans le socle et les sédiments permohouillers du bassin de Brousse-Broquiès. *Thèse*, Paris, 150 p.

ANNEXE I
MACROFLORE

1- Flore de Carmaux (Doubinger et Vetter, 1969).-

Fond commun

Stigmaria ficoides BRONG.
Annularia sphenophylloides ZENK.
A. stellata SCHLOTH.
Asterophyllites equisetiformis SCHLOTH.
Calamites cisti BRONG.
C. cruciatus STERNB.
C. sukowi BRONG.
Macrostachya carinata GERM.
Sphenophyllum oblongifolium GERM. et KAULF.
Pecopteris affinis BRONG.
P. candollei BRONG.
P. cyathea SCHLOTH.
P. feminaeformis SCHLOTH.
P. plumosa-dentata (ARTIS) BRONG.
P. polymorpha BRONG.
P. unita BRONG.
P. waltoni CORS.
Alethopteris zeilleri RAG.
Callipteridium pteridium SCHLOTH.
Dicksonites stenzeli ZEILL.
Pseudomariopteris ribeyroni ZEILL.
Odontopteris minor POT.
Cordaites lingulatus GRAND'EURY

Zone de Lentin

Asolanus sp.
Sigillaria candollei BRONG.
S. ichthyolepis PRESL
Sphenophyllum cf. *costae* STERZ.
S. sp.
Pecopteris arborescens SCHLOTH.
P. bredovi GERM.
P. cf. *clintoni* LESQ.
P. hemitelioides BRONG.
P. lamurensis HEER
P. oreopteridia BRONG.
P. pectinata BERT.
P. polymorpha f. *minor* CORS.
P. rarinervosa CORS.
P. saraepontana STUR.
Sphenopteris chaerophylloides BRONG.
S. rotundiloba NEMEJC.
S. rutaefolia GUTB.
Rhacopteris busseana STUR.
Alethopteris bohémica FRANKE
Linopteris neuropteroides GUTB.

Zone de Tronquié

Equisetites sp.
Pecopteris daubrei ZEILL.
P. cf. *longiphylla* CORS.
Alethopteris ambigua LESQ.
Callipteridium gigas GUTB.
C. zeilleri WAGN.
Neuropteris cordata BRONG.
Odontopteris brardi BRONG.
Cordaites foliatus GRAND'EURY
Poacordaites microstachys GORD.

2- Flore de Réalmont.-

(Bergeron, 1889)

Callipteridium ovatum BRONG.
C. gigas GUTB.
Pecopteris hemitelioides BRONG.
Odontopteris minor BRONG.
Neuropteris heterophylla BRONG.
Asterophyllites equisetiformis LIND. et HUT.
Samaropsis sp.

(Vetter, 1976)

Annularia stellata SCHLOTH.
Callipteridium pteridium SCHLOTH.
Cyclopteris sp.
Callipteridium gigas GUTB.
Linopteris bronngiarti GUTB.
Sphenophyllum oblongifolium GERM. et KAULF.
Zigopteris pinnata GRAND'EURY
Neuropteris cf. *cordata* BRONG.
Pseudomariopteris ribeyroni ZEILL.
Dicksonites stenzeli ZEILL.
Odontopteris genuina GRAND'EURY
Reticulopteris germari GIEB.

3- Flore de Lavaur (Doubinger et Vetter, 1958).-

Pecopteris waltoni CORS.
Calamites cisti BRONG.
Asterophyllites sp.
cf. *Callipteris conferta* STERNB.
Annularia stellata SCHLOTH.
cf. *Pecopteris pinnatifida* GUTB.
Sphenophyllum cf. *thonii*
cf. *Sphenophyllostochys* sp.

4- Flore de Laguëpie (Zeiller in Thevenin, 1903).- 6- Flore de la Grésigne (Doc.BRGM, sondage 931-4-1).-

Pecopteris cyathea SCHLOTH.
P. polymorpha BRONG.
P. plumosa ARTIS
P. dentata BRONG.
P. oreopteridia SCHLOTH.
Annularia stellata SCHLOTH.
Calamites suckowi BRONG.
Sigillaria brardi BRONG.
Diplotnema ribeyroni ZEILL.
Sphenophyllum thonii MAHR.

Pecopteris polymorpha BRONG.
Procordaites linearis GRAND'EURY
Pecopteris densifolia GOEPP.
P. cf. bioti BRONG.
Sphaenophyllum oblongifolium GERM. et KAULF.

5- Flore de la vallée du Cérrou (Vetter, 1976).-

Calamites suckowi BRONG.
Pecopteris candollei BRONG.
P. cf. cyathea SCHLOTH.
P. cf. monyi ZEILL.
P. cf. pectinata BERT.
Callipteris conferta STERNB.

ANNEXE II
MICROFLORE

1- Etude palynologique de la coupe de la Carbonnière (Réalmont) : J. Doubinger, 1976.-

Calamospora sp.
Punctatisporites minutus KOS.
P. obesus (LOOSE) POT. et KR.
Granulatisporites minutus POT. et KR.
Lophotriletes mosaicus POT. et KR.
Gr. Parvus (IBR.) POT. et KR.
Cyclogranisporites aureus (LOOSE) POT. et KR.
Leiotriletes sp.
Microreticulatisporites nobilis (WICH.) KNOX.
Microreticulatisporites sp.
Lycospora pusilla (IBR.) SOM.
Laevigatosporites vulgaris (IBR.) ALP. et DOUB.

Laevigatosporites perminutus ALP.
Punctatosporites rotundus (BHARD.) ALP. et DOUB.
Thymospora thiesseni (KOS.) WILS. et VENK.
Spinoporites spinosus ALP.
Columinisporites heyleri DOUB.
Pityosporites communis ISCH. et KOS.
Alisporites sp.
Florinites antiquus SCH., W. et BENT.
Pericutosporites potonieii IMGR.
Cheileidomites sp.
Potonieisporites sp.

2- Composition de la microflore de la coupe du Bosc de Soulié (vallée du Cérrou) : J. Doubinger, 1976.-

Calamospora pedata KOS.
Punctatisporites minutus KOS.
Punctatisporites sp.
Leiotriletes convexus KOS.
Apiculatisporis sp.
Granulatisporites minutus POT. et KR.
Microreticulatisporites nobilis (WICH.) KNOX
Verrucosisporites elegans INOS.
Lophotriletes mosaicus POT. et KR.
Lycospora pusilla (IBR.) SOM.
Lundbladispora gigantea (ALP.) DOUB.
Firmysporites irregularis PI et DOUB.

Angulisporites splendidus BHARD.
Triquitrites spinosus KOS.
Latipulvinites sp.
Thymospora thiesseni (KOS.) WILS. et VENK.
Spinoporites spinosus ALP.
S. exiguus UPS. et HEDL.
Punctatosporites rotundus (BHARD.) ALP. et DOUB.
Laevigatosporites vulgaris (IBR.) ALP. et DOUB.
L. perminutus ALP.
Pityosporites communis ISCH. et KOS.
Vitalina costabilis WILS.

3- Etude palynologique du sondage de Bars (W de Cagnac) : J.J. Chateauneuf, 1975.-

a. 280 m

Florinites pumicosus, antiquus
Illinites elegans
Spinoporites spinosus
Reticulatisporites irregularis

Lundbladispora sp.
Apiculatisporis concavus
Leiotriletes adriatoides

b. 231,95 m

Spores

Calamospora sp.
Thymospora thiesseni (rare)

Savitrissporites sp.
Leiotriletes adriatoides

	Pollens
<i>Spinoporites spinosus</i>	<i>Illinites elegans</i>
<i>Cyclogranisporites</i> sp.	<i>Florinites disaccoides, antiquus</i>
<i>Microreticulatisporites nobilis</i>	<i>Wilsonites ephemerus, delicata</i>
<i>Angulisporites splendidus</i>	<i>Protohaploxypinus</i> sp.
<i>Lundbladispota gigantea, simoni</i>	<i>Potonietsporites bhardwaji</i>
<i>Cadiospora</i> cf. <i>magna</i>	<i>Vesicaspora</i> sp.
<i>Lophotriletes ibrahimi</i>	<i>Schopfpollenites tenuis</i>
<i>Laevigatosporites vulgaris</i>	<i>Moncalites ovalis</i>
	<i>Vittatina</i> sp. (1 exemplaire)

c. 219,50 m

<i>Apiculatisporites saetulosus</i>	<i>Punctatisporites punctatus</i>
<i>A. aculeatus</i>	<i>Triquitrites sculptilis</i>
<i>A. concavus</i>	<i>Alisporites</i> sp.
<i>Lophotriletes</i> cf. <i>ibrahimi</i>	

d. 202,10 m

Même association que la précédente avec en plus : *Verrucosisorites kaipingiensis*

4- Etude palynologique de la base du sondage de la Grésigne : J.J. Chateauneuf, 1981.-

Echantillons prélevés à 2985 m

Spores	Pollens
<i>Spinoporites spinosus</i>	<i>Potonietsporites novicus</i>
<i>Leiotriletes</i> sp.	<i>P. bhardwaji</i>
<i>L. adnatus</i>	<i>Vittatina</i> sp.
<i>Laevigatosporites hardti</i>	<i>Vitreisporites signatus</i>
<i>Raistrickia</i> sp.	<i>Protohaploxypinus</i> sp.
<i>Lycospora</i> sp.	<i>Protodiploxypinus</i> sp.
<i>L. pusilla</i>	<i>Cordaitina</i> sp.
<i>Triquitrites</i> sp.	pourcentage élevé de Disaccates
<i>Punctatosporites</i>	

ANNEXE III

REFERENCES DE SONDAGES

	x	y	z	
1- La Grésigne (G.R.1) - Réf.B.R.G.M., 931-4-1	553,75	190,78	298	feuille de Négrepelisse
C.O.P.E.F.A., 1960-1961 - Prof., 3061 m				
2- Lavour (L.V. 101) - Réf.B.R.G.M., 957-8-1	551,95	161,92	123	feuille de Lavour
C.O.P.E.F.A., 1957 - Prof., 1782 m				
3- Montastruc (la Française 1) - Réf.B.R.G.M. 930-3-3	516,20	200,12	81	feuille de Moissac
C.P.Guyenne, 1958 - Prof., 547 m				
38 m de Permien sup. entre socle et Trias sup.				
4- St-Martin-Labouval (S.M.L.1) - Réf.B.R.G.M. 857-8-1	550,52	243,00	290	feuille de St-Géry
C.O.P.E.F.A., 1961 - Prof., 2402 m				

LISTE DES FIGURES

Fig. 1.- Carte schématique du Massif Central (situation des bassins stéphanien et permien).	8
Fig. 2.- Carte structurale du bassin houiller de Carmaux	14
Fig. 3.- Topographie schématique du socle	16
Fig. 4.- Log. lithostratigraphique du bassin houiller de Carmaux	23
Fig. 5.- Répartition des différents faisceaux	24
Fig. 6.- Coupe du sondage de la Guimerie	28
Fig. 7.- Coupes lithologiques du Stéphanien au Nord de la vallée du Cérou	30
Fig. 8.- Description d'une séquence typique observée dans les sédiments du mur de la veine A (travers-banc de Tronquié à Blaye)	37
Fig. 9.- Représentation sur bloc-diagramme des différents types de dépôts fluviatiles	39
Fig. 10.- Augmentation de l'étendue des couches de houilles inférieures	40
Fig. 11.- Coupes sériées de la veine I	42
Fig. 12.- Résultats d'analyses de laboratoire	44
Fig. 13.- Variation relative des spores et des pollens dans une couche de houille	46
Fig. 14.- Coupe du Stéphanien dans le secteur de Ste-Marie	49
Fig. 15.- Mégaséquence ou cyclothème synthétique observé dans le bassin de Carmaux	51
Fig. 16.- Histogrammes de fréquences des directions d'anisotropie dans le socle et le houiller	52
Fig. 17.- Coupes structurales E-W du bassin houiller	54
Fig. 18.- Coupes structurales du bassin de Carmaux	56
Fig. 19.- Carte d'isopaques de la veine E	58
Fig. 20.- Représentation de l'épaisseur des sédiments stériles entre les veines E et F (cuvette de Carmaux)	59
Fig. 21.- Cadre tectonique du bassin houiller de Carmaux	61
Fig. 22.- Dispositif expérimental	62
Fig. 23.- Effet d'un décrochement subméridien sur une zone initialement fracturée (fractures N140)	64
Fig. 24.- Cas d'un bassin créé par un cisaillement simple sénestre suivant la direction submé- ridienne	66
Fig. 25.- Modèle d'ouverture suivant un décrochement subméridien le long d'un accident à double courbure	68
Fig. 26.- Couverture d'un bassin sous l'effet d'un décrochement proche de E-W agissant sur une zone initialement fracturée suivant la direction N-S	70
Fig. 27.- Dissymétrie de l'approfondissement due au décrochement de l'accident N110	71
Fig. 28.- Organisation symétrique des dépôts imposée par les modèles mécaniques	71
Fig. 29.- Carte de situation	84
Fig. 30.- Coupes lithologiques du Rhéto-Trias de la Grésigne à Najac	88
Fig. 31.- Coupe du Stéphanien de la Carbonnière	93
Fig. 32.- Coupes lithologiques sériées du secteur de Réalmont	96
Fig. 33.- Stéphanien de Puech-Mignon	97
Fig. 34.- Stéphanien possible de St-Martin-Laguépie	99
Fig. 35.- Coupes lithologiques du Stéphanien de Loubezac	100
Fig. 36.- Coupe du Stéphanien de Cantegrel	103
Fig. 37.- Essai de corrélation stratigraphique du Stéphanien de Najac à Réalmont	105
Fig. 38.- Coupe du cimetière de Najac	109
Fig. 39.- Localisation et nomenclature des sondages réalisés par les Houillères d'Aquitaine ..	110
Fig. 40.- Coupe du sondage de Bars	113
Fig. 41.- Coupes d'anciens sondages	114
Fig. 42.- Coupes de l'ensemble conglomératique de la partie ouest de la vallée du Cérou	116
Fig. 43.- Coupe du Bosc de Soulié	119

Fig. 44.- Coupe de la carrière d'Agnès	121
Fig. 45.- Permien rouge de Salles	123
Fig. 46.- Coupes lithologiques s�eries de la vallée du Cérou	124
Fig. 47.- Ensemble conglomératique du secteur de Lacapelle Ségalar	126
Fig. 48.- Coupe dans la partie moyenne du ruisseau d'Aymer	128
Fig. 49.- Coupe du sondage de la Gr�saigne	130
Fig. 50.- Coupe du Permien gr�signol	132
Fig. 51.- Ensemble conglomératique de Lagu�pie	134
Fig. 52.- Log. lithostratigraphique des environs de la ferme de Biau	136
Fig. 53.- Succession de l'Autunien gris de Lagu�pie	139
Fig. 54.- Succession de l'Autunien gris de Najac	141
Fig. 55.- Succession lithologique au Nord-Ouest de Najac	143
Fig. 56.- Succession lithologique de l'Autunien rouge de Najac	144
Fig. 57.- Coupes lithologiques s�eries de Lagu�pie-Najac	146
Fig. 58.- Coupes dans les sédiments permien de Réalmont	148
Fig. 59.- Série permienne de Lavaur	151
Fig. 60.- Corrélations lithologiques des différents secteurs de Réalmont � Najac	158
Fig. 61.- Essai de corrélation entre les différents bassins permien du SW du Massif Central	164
Fig. 62.- Cristallinité de l'illite	169
Fig. 63.- Profil d'altération sous le Stéphanien de Loubezac	171
Fig. 64.- Organisation séquentielle de la série du Bosc de Soulié	181
Fig. 65.- Organisation séquentielle de l'Autunien gris (coupe de Ratayrens)	183
Fig. 66.- Organisation séquentielle de l'Autunien rouge (coupe de La Pourtié)	184
Fig. 67.- Latitudes permien du NW de l'Europe	187
Fig. 68.- Coupe structurale de la vallée du Cérou	190
Fig. 69.- Coupe structurale de la vallée du Blima (secteur de Réalmont)	191
Fig. 70.- Schéma structural	192
Fig. 71.- Histogramme en rosette : fracturation du socle entre Carmaux et Monesti�s	193
Fig. 72.- Coupes structurales s�eries de Lagu�pie-Najac	196
Fig. 73.- Schéma interprétatif de la terminaison nord du fossé de Loubezac	198
Fig. 74.- Esquisse paléogéographique du Stéphano-Permien	200
Fig. 75.- Zones susceptibles de contenir des veines de houille	209

LISTE DES PLANCHES ET DES TABLEAUX

Pl. I.- Figures d'échappement d'eau dans les grès straticulés stéphanien du bassin houiller de Carmaux	33
Pl. II.- Flore fossile du Stéphanien de Loubezac	107
Pl. III.- Flore fossile de la série du cimetière de Najac	108
Pl. IV.- Flore fossile de l'Autunien	153
Pl. V.- Figures sédimentaires de l'Autunien gris	177
Tabl. I.- Stratigraphie du bassin houiller de Carmaux	25
Tabl. II.- Récapitulation des caractères du bassin houiller intramontagneux de Carmaux	76
Tabl. III.- Echelles lithostratigraphiques du Permien	82
Tabl. IV.- Corrélations lithostratigraphiques du Stéphanien-Permien	156
Tabl. V.- Répartition régionale de la flore	160
Tabl. VI.- Synthèse stratigraphique régionale	162
Tabl. VII.- Différents modes de rubéfaction	173
Tabl. VIII.- Différentes phases de sédimentation et tectonique	207

TABLE DES MATIERES

Résumés (français, anglais, allemand et espagnol)	f
Sommaire	5
PREMIERE PARTIE	
ETUDE GÉOLOGIQUE DU BASSIN LIMNIQUE STÉPHANIEN DE CARMAUX (TARN)	
CHAP. I. - INTRODUCTION	9
I- Généralités sur la formation de bassins houillers "limniques"	9
II- Localisation et cadre géologique du bassin houiller de Carmaux	12
III- Travaux antérieurs : Stratigraphie et Structure	13
IV- But et méthodes d'étude	15
CHAP. II. - LE SUBSTRAT	17
1- Description lithologique	17
2- Géométrie de ce complexe leptyno-amphibolitique	18
3- Caractéristiques générales de ces amphibolites	18
4- Autres massifs amphibolitiques du Rouergue	19
CHAP. III. - EXAMEN LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE HOUILLERE	21
1- Les formations de base de la série houillère	21
2- La formation à charbon	22
CHAP. IV. - OBSERVATIONS SEDIMENTOLOGIQUES RELATIVES AUX DIFFERENTS TYPES LITHOLOGIQUES .	27
1- Le remplissage de vallées	27
2- Les associations sédimentaires rencontrées au mur des couches	28
2.1. Description générale des dépôts	28
2.2. Les stratifications	29
2.2.1. Le litage	29
2.2.2. Les laminations	29
2.3. Le granoclassement	31
2.4. Les structures sédimentaires associées	31
2.4.1. Les structures directionnelles	31
2.4.2. Les structures d'échappement d'eau	32
2.4.3. Les structures organiques	36
2.5. Interprétation des conditions d'écoulement d'après les caractéristiques sédimentaires observées	36

2.5.1. Le granoclassement et les séquences plus fines vers le haut.	36
2.5.2. Sédimentation cyclique et séquences stratifiées	38
2.6. Environnement de dépôt	38
3- Les couches de houille	39
3.1. La géométrie des veines de houille	40
3.2. Les caractéristiques du charbon	43
3.2.1. Aspect macroscopique	43
3.2.2. Caractéristiques technologiques	43
3.2.3. Les caractères palynologiques	45
3.2.4. Conclusions partielles	47
4- Les associations sédimentaires observées au toit des couches	48
5- Sédimentation cyclique dans un bassin houiller intramontagneux	50
CHAP. V. - ETUDE TECTONO-SEDIMENTAIRE	53
1- Les données structurales	53
1.1. La structure du substrat	53
1.2. La fracturation du remplissage stéphanien	55
1.2.1. La fracturation N 140	55
1.2.2. La fracturation N 65 - N 110	55
1.2.3. La fracturation N-S	57
1.2.4. Les zones de fracturation subhorizontale	57
1.2.5. Conclusions	57
2- Les effets de la tectonique sur la sédimentation	57
2.1. Arguments en faveur d'une ouverture contemporaine de la mise en place des sédiments	57
2.2. Trace d'une tectonique vivante au Stéphanien	58
3- Cadre tectonique du bassin houiller de Carmaux	60
4- Modèles de mise en place du bassin houiller de Carmaux	62
4.1. Décrochement sénestre subméridien agissant sur une zone affectée par des fractures N 140.	63
- Description du modèle mécanique	63
- Discussion: application au bassin de Carmaux	63
4.2. Cisaillement simple sénestre subméridien (sans fractures préexistantes). - Les données structurales	65
- Modèle expérimental	65
- Discussion: validité de ce modèle	67
4.3. Ouverture du type "Ridge basin" californien	67
4.4. Effet d'un cisaillement simple s'opérant sur une direction proche de Est- Ouest	68
- Effet d'un cisaillement dextre sur un segment de fracture antérieu- re N 160 ou NS	69
- Effet d'un décrochement sénestre proche de E-W sur un segment de fracture préexistante N 20	69
4.5. Discussion et conclusion	72
CHAP. VI. - CONCLUSION	75

DEUXIEME PARTIE

LE STÉPHANIEN ET LE PERMIEN EN DEHORS DE LA CUVETTE DE CARMAUX
(VALLÉE DU CÉROU, LACAPELLE SÉGALAR, LA GRÉSIGNE, LAGUÉPIE, NAJAC, RÉALMONT, LAVAUUR)

CHAP. I. - INTRODUCTION	81
I- Généralités	81
- Généralités stratigraphiques	81
- Généralités paléogéographiques	83
II- But de l'étude	83

III- Situation et étendue du Stéphano-Permien	85
IV- Cadre géologique	85
A- Les différents terrains	85
1- Le socle	85
1.1. La partie des secteurs de la vallée du Cérou et de Lacapelle Ségalar	85
1.2. Le secteur de Laguépie - Najac	86
1.2.1. La zone broyée de Laguépie	86
1.2.2. Les orthogneiss de Najac	86
1.2.3. Le horst de Loubezac	86
1.3. Le socle à Réalmont	87
2- Le Stéphaniens et le Permien	87
3- La série mésozoïque	89
3.1. Le Trias	89
3.2. Le Jurassique	89
4- La série cénozoïque	90
4.1. L'Eo-Oligocène de l'Albigeois	90
4.2. Le Sidérolitique	90
B- Tectonique	90
1- Tectonique souple et métamorphisme	90
2- Les épisodes cassants post-métamorphiques	91
V- Méthode de travail	92
 CHAP. II. - ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES TERRAINS STEPHANIENS	 93
1- Le Stéphaniens de Réalmont	93
1.1. Lithologie	93
1.2. La flore	94
1.3. Etendue de cet ensemble	95
2- Le Stéphaniens de Laguépie	97
2.1. Lithologie	97
2.2. La flore	98
2.3. Remarques	98
2.4. Le Stéphaniens possible de St-Martin-Laguépie	98
3- Le Stéphaniens de Najac	99
3.1. Le Stéphaniens de Loubezac	99
3.1.1. Coupe du ruisseau nord	101
3.1.2. Coupe du ruisseau de Loubezac	101
3.1.3. Coupe du ruisseau de Milhars	101
3.1.4. La flore	102
3.1.5. Remarques et étendue de cet ensemble	103
3.2. Le Stéphaniens de Cantagrel	103
3.3. Récapitulation	104
4- Essai de corrélation de ces différents ensembles	104
5- Le problème de la série détritique fine du cimetière de Najac	106
 CHAP. III. - LITHOSTRATIGRAPHIE DES TERRAINS PERMIENS	 111
1- Les sédiments permien de la vallée du Cérou	111
1.1. L'ensemble détritique grossier	111
1.1.1. Les conglomérats de Bars	112
1.1.2. Les conglomérats du Lizert	115
1.1.3. Les conglomérats de Peyret	117
1.1.4. Les conglomérats de Magot	117
1.1.5. Récapitulation	118
1.2. La série grés-pélimitique grise	118
1.2.1. L'ensemble grés-pélimitique gris inférieur	118
1.2.2. L'ensemble grés-pélimitique gris supérieur à alternances silto- argileuses rouges	120
1.3. La série argilo-gréseuse rouge	122
1.4. Récapitulation	125
2- Les sédiments de Lacapelle Ségalar - Laparrouquia	125

2.1. L'ensemble détritique grossier	125
2.1.1. Les conglomérats de Laparrouquial	125
2.1.2. Les conglomérats de la Mafrésié	127
2.1.3. Les conglomérats de St-Martin-Laguépie	127
2.2. L'ensemble gréso-pélimitique gris	127
2.3. L'ensemble argilo-gréseux rouge	128
3- Les sédiments de la Grésigne	129
4- Les sédiments de Laguépie - Najac	133
4.1. L'ensemble conglomératique	133
4.1.1. Description des conglomérats de Puech-Mignon	133
4.1.2. Les conglomérats de la Marèze	133
4.1.3. La série rouge des Grauzels	135
4.1.4. Les conglomérats de Biau	135
4.1.5. Les conglomérats de la Salvetat	137
4.1.6. Récapitulation	137
4.2. L'ensemble gréso-pélimitique gris	137
4.2.1. Les sédiments du ruisseau de Ratayrens	138
4.2.2. Les sédiments du ruisseau de Lez	140
4.2.3. Les sédiments gréso-pélimitiques gris des environs de Loubezac	140
4.2.4. Les sédiments gréso-pélimitiques gris de Najac	142
4.3. L'ensemble gris et rouge	142
4.4. L'ensemble gréso-argileux rouge	143
4.5. Récapitulation	145
5- Les sédiments permien de Réalmont	147
5.1. La formation à dominante grise	147
5.1.1. L'ensemble de l'Escoudarié	147
5.1.2. L'ensemble de Cantemerle	149
5.1.3. L'ensemble du Cayla	149
5.2. La formation rouge	149
6- Etude lithologique du sondage de Lavour	150
6.1. Ensemble conglomératique de la base	150
6.2. Ensemble gréso-argileux gris foncé	152
6.3. Ensemble gréso-argileux rouge à sommet conglomératique	152
6.4. Comparaison avec les sédiments de Réalmont	155
CHAP. IV. - SYNTHESE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU STEPHANO-PERMIEN DE CARMAUX ET DE SES ENVIRONS	157
1- Résultats de l'étude lithostratigraphique	157
1.1. Les sédiments stéphaniens	157
1.2. Les sédiments permien à dominante grise	159
1.3. Les sédiments permien rouges	159
1.4. Organisation lithologique d'ensemble du Permien	161
2- Recensement de la flore	161
3- Synthèse stratigraphique régionale	161
4- Comparaison des différents bassins stéphano-permien du Sud-Ouest du Massif Central	163
CHAP. V. - REMARQUES SEDIMENTOLOGIQUES	165
I- Eléments de pétrographie	165
1- Les conglomérats	165
2- Les grès	165
2.1. Les grès feuilletés	166
2.2. Les grès massifs	166
3- Les carbonates	166
3.1. La dolomie	166
3.2. Les calcaires	167
3.3. La sidérite	167
4- Les sulfates	167
4.1. La barytine	167
4.2. Le gypse	168
5- Les minéraux des sédiments détritiques	168
5.1. Le quartz	168
5.2. Les feldspaths	168
5.3. Les argiles	169

5.4. Les micas	170
5.5. Les minerais	170
5.6. Les minéraux lourds	170
II- Les rubéfections	170
1- Existence de profils d'altération	171
2- Origine de la coloration rouge	172
2.1. Le matériel rouge hérité	172
2.2. Origine syngénétique ou diagénétique de la couleur rouge du Permien	172
2.3. Les colorations rouges locales	172
3- Les rubéfections liées à des discontinuités	173
4- Conclusion	173
III- Les structures sédimentaires	174
1- Les types de stratifications	174
1.1. Les stratifications obliques et entrecroisées	174
1.2. Les stratifications horizontales	174
1.3. Les laminations rythmiques	174
2- Les rides et les stratifications ridées	175
3- Les glissements synsédimentaires	175
4- Autres structures sédimentaires	179
4.1. Les pseudonodules	179
4.2. Les figures d'affouillements	179
4.3. Les concrétions de l'Autunien	179
4.4. Les figures de retrait ou "mud crack"	179
IV- Essai de reconstitution des milieux de dépôts au Permien	180
1- Les conglomérats de base autuniens	180
2- La série gréso-pélimitique autunienne	180
2.1. Organisation séquentielle de la série gréso-pélimitique grise du Bosc de Soulié (vallée du Cérou)	180
2.2. Organisation séquentielle de la série gréso-pélimitique grise du ruisseau de Ratayrens	182
2.3. Organisation séquentielle de la partie supérieure de l'Autunien gréso-pélimitique	182
3- L'ensemble gréso-pélimitique rouge de Najac	182
3.1. Les grès	182
3.2. Les pélites	185
4- Les dépôts du Saxonien	185
V- Les causes de la rythmicité des sédiments	186
1- Le rôle de la tectonique	186
2- Le rôle du climat	187
3- Le rôle de la variation du niveau des mers	187
4- Conclusion	187
CHAP. VI. - ETUDE STRUCTURALE	189
1- Les principales directions structurales	189
1.1. Les directions proches de E-W (de N 80 à N110)	189
1.2. Les directions subméridiennes	193
1.2.1. La dislocation de la Salvetat-Peyralès	193
1.2.2. La faille de Vergnière	193
1.2.3. La faille de Villefranche	194
1.3. Les directions NW-SE	194
1.4. Conclusions partielles	195
2- Tectonique alpine (s.l.) dans le secteur de Laguèpie - Najac	195
2.1. Le Trias de la vallée d'Aymer	195
2.2. Les conglomérats tertiaires de Ratayrens	197
2.3. Le rebroussement des sédiments post-permiens	197
2.4. Le horst et le fossé de Loubezac	197
2.5. La terminaison nord du lambeau liasique à la Crouzille	197
2.6. Les plis métriques à charnière subverticale	197
2.7. Conclusion.	198

CHAP. VII. - CONCLUSIONS - ELEMENTS DE PALEOGEOGRAPHIE	199
1- Altérations du continent stable antérieurement au dépôt des sédiments	199
2- Répartition des sédiments stéphanien	199
3- Le bassin autunien	201
4- Les dépôts saxoniens	201
5- Le problème des conglomérats supérieurs de la Grésigne	202
6- La pénéplation anté-triasique	202
 CONCLUSIONS GÉNÉRALES	 203
Résultats lithostratigraphiques	205
Résultats sédimentologiques	206
Effets de la tectonique sur la sédimentation	206
Résultats tectoniques	207
Principaux événements sédimentaires en relation avec les événements tectoniques ...	207
Application de l'étude à la recherche de couches de charbon	208
 BIBLIOGRAPHIE	 211
ANNEXE I (MACROFLORE)	219
ANNEXE II (MICROFLORE)	220
ANNEXE III (REFERENCES SONDAGES)	221
LISTE DES FIGURES	223
LISTE DES PLANCHES ET DES TABLEAUX	225
TABLE DES MATIERES	227
CARTE GEOLOGIQUE A 1/50.000 (EN COULEUR)	h.-t.

LEGENDE

Terrains sédimentaires

- alluvions
- éboulis de pente
- argiles rouges à graviers - conglomérats à éléments calcaires - sidérolitique-
- calcaires et dolomies
- conglomérats, grès et dolomies
- ensemble argilo-gréseux rouge
- ensemble grésopélitique rouge
- ensemble grésopélitique gris à interlits rouges vers le sommet
- ensemble grésopélitique gris, rose et rouge
- série conglomératique sans charbon
- série gréseuse à charbon

Terrains métamorphiques

- série cristallophyllienne du Rouergue
- série amphibolitique

Filons

- filon de quartz et de barytine

Signes conventionnels

- limite stratigraphique, faille certaine, faille probable.
- pendages: / vertical, \ fort à moyen, < faible, x horizontal.
- macroflore et macrofaune
- microflore et microfaune
- sondages, anciens puits de mine

QUATERNAIRE

EO-OLIGOCENE

LIAS

TRIAS SUPERIEUR

PERMIEN ROUGE

AUTUNNIEN IV

AUTUNNIEN II, XII

AUTUNNIEN I

STEPHANNIEN II

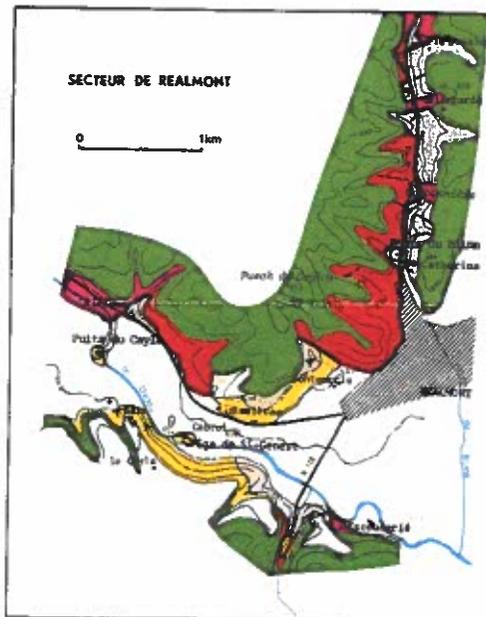
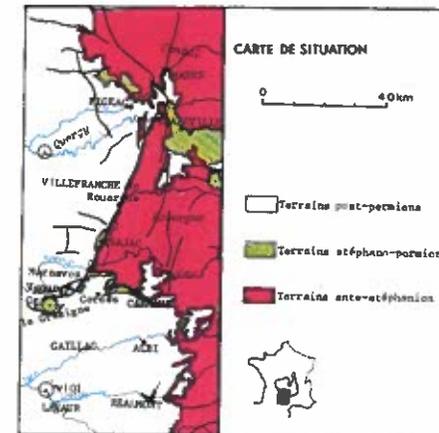
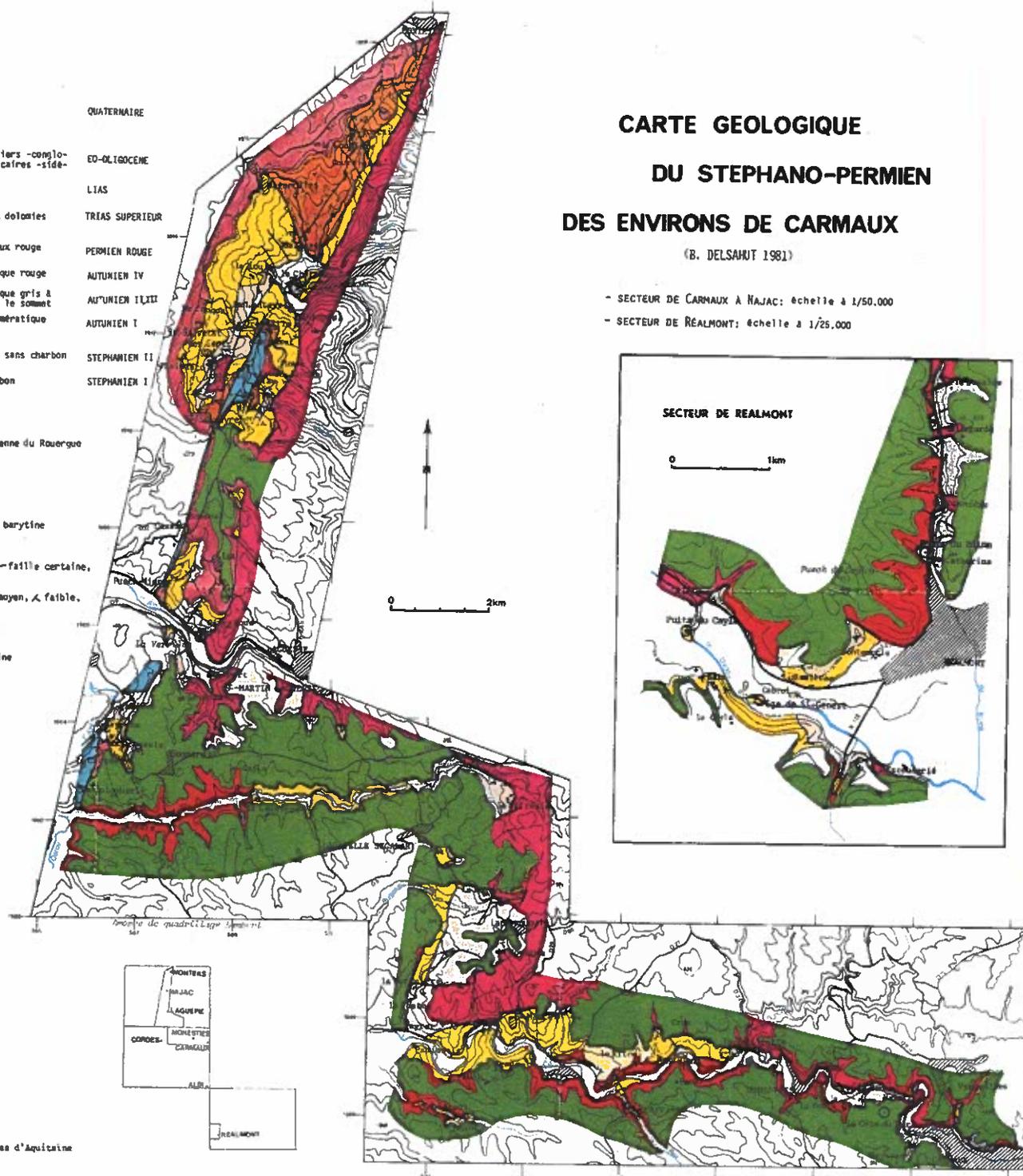
STEPHANNIEN I

CARTE GEOLOGIQUE DU STEPHANO-PERMIEN DES ENVIRONS DE CARMAUX

(B. DELSAHUT 1981)

- SECTEUR DE CARNAUX À NAJAC: échelle à 1/50.000

- SECTEUR DE REALMONT: échelle à 1/25.000



TERRAINS STEPHANIENS ET PERMIENS

PERMIEN ROUGE argilites rouges à intercalations de bancs gréseux et d'interlits verdâtres argilo-carbonatés, surfaces à fentes de dessiccation

INDIFFERENCIE (au moins 300 m)

AUTUNNIEN IV (rouge) (200 m ?) série grésopélitique rouge de Najac; intercalations de lits verdâtres carbonatés et de grès grossiers à lamines d'argilites noires; fossiles: *Lebachia niformis*

AUTUNNIEN III (gris et rouge) (au moins 200 m) série grésopélitique grise à interlits de pélites rouges et et vertes et bancs décimétriques carbonatés; les bancs gréseux ont une épaisseur de plusieurs mètres

AUTUNNIEN II (gris) (80 à 250 m) série pélitique grise à minces bancs gréseux, à rares lits argilo-charbonneux; nombreux *Callipteris conferta*

AUTUNNIEN I (conglomératique) (100 à 250m) série conglomératique à éléments de quartz et de phénite de couleur grise, rose et rouge

STEPHANNIEN II (100-200 m) série conglomératique et grésopélitique vers le haut à éléments de quartz et de roches cristallines indifférenciées; nombreux *Pecopteris*

STEPHANNIEN I (550 m) série gréseuse à charbon; 23 couches de houille dont l'épaisseur varie de 1 à 20 mètres, flore fossile abondante et variée conglomérats à éléments pluri-décimétriques à la base de cette série