

Déformation juvénile du bassin houiller d'Alès (signification géologique)*

Antonin GENNA ⁽¹⁾
Pierre Jean DEBRIETTE ⁽²⁾

*Juvenile deformation of the Alès coalfield
(geological significance)*

Géologie de la France, n°1, 1999, pp.13-41, 29 fig., 3 tabl., 2 pl. photo

Mots-clés : Bassin houiller, Stéphaniens, Déformation juvénile, Déformation hydroplastique, Sismite, Bassin houiller Alès, Gard.

Key words: Coal basin, Stephanian, Juvenile deformation, Hydroplastic deformation, Sismite, Alès coalfield, Gard, France.

Résumé

L'étude de la déformation juvénile des sédiments stéphaniens du bassin houiller d'Alès est une nouvelle approche des processus génétiques du bassin. Une description des différents types de déformation précoce est présentée ainsi que les événements structuraux qu'ils représentent. L'étude des modalités rhéologiques de ces déformations permet de discuter leurs effets sur la diagénèse et les circulations de fluides. Une chronologie des événements tectono-sédimentaires est ainsi déterminée pour l'ensemble des formations sédimentaires. Les modalités de la déformation interne du bassin permettent de discuter les effets de plissements et de fracturation du substratum varisque. Un modèle génétique général est ensuite proposé pour l'ensemble socle-bassin.

Abstract

This study of juvenile deformation in the Stephanian sediments of the Alès coalfield represents a new approach to the genetic process of the basin. A description of the different types of early deformation is provided, together with the corresponding structural events. Study of the rheological modes of the deformation allows an examination of its

effects on diagenesis and fluid circulation. A chronology of tectono-sedimentary events is thus determined for all the sedimentary formations. The modes of internal basin deformation are a means of examining the effects of the folding and fracturing of the Variscan substratum. A general genetic model of the basement-basin complex is proposed.

Abridged English Version

The genetic processes of sedimentary basins are recorded in the sediments by various types of deformation, such as wedges, prelithification deformation and sismites (Allen, 1982; Jones and Preston, 1987). In this article, this set of deformation is referred to as "juvenile deformation of sediments". A definition of this term was proposed in 1996 (Genna and Debriette, 1996) to restrict its domain of application; i.e. "a juvenile deformation of sediments is considered to be any exceptional geometry arising from a process of deformation occurring immediately after deposition, during burial and diagenesis, and until the conclusion of deposition for the sequence considered. Such deformation can affect loose or lithified sediments, whose behaviour may be fluid, thixotropic, hydroplastic or brittle".

In this domain, the Alès coalfield (Fig. 1) is a particularly well document-

ed example. The structural approach presented here, based on juvenile deformation structures, is completed by a new stratigraphic review of the coal-bearing and barren formations (Fig. 2). The work takes into account all data currently available, sedimentological bibliographic data (Delenin et al., 1988; Delenin, 1990; Wang, 1991) and new field data. At another scale, structural and geodynamic data (Blès et al., 1989; Bonijoly and Castaing, 1983; Van den Driessche and Brun, 1989; Arthaud and Matte, 1975) were used to develop the proposed geological model of the formation of the Alès coalfield.

The development of the geological understanding of this basin has occurred mainly through mining activities. These first took place on a craft industry scale in the Middle Ages and continued in this manner to the mid 19th century. From this point until 1985, which saw the closure of the Oules Shaft, mining was on an industrial scale. Drift mining was practised in the tabular and little-deformed zones of the basin; these zones constitute subbasins (Figs. 3 and 4).

New data obtained from open cast operations since 1967 at the Mercoiroul and Antoinette Pits (Genna and Debriette, 1994) (Fig. 5c) are not gener-

* Manuscrit déposé le 26 octobre 1998, accepté le 22 février 1999.

(1) BRGM DR/LGM, 3, Avenue Claude Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2.

(2) HBCM UE Blanzay, BP 175, 71307 Montceau-les-Mines cedex.

ally taken into account in the geological models put forward in recent publications (Djarar et al., 1996; Allemand et al., 1997) (Fig. 5b).

The juvenile deformation structures encountered in the basin (Fig. 6) are sedimentary wedges (Fig. 7), strike-slip and reverse faults (Figs. 8, 9 and 10), normal faults disposed in a horsetail pattern (Fig. 11), after Granier (1985). The lateral development of the horsetail fault clusters is complex (Fig. 12) and induced the formation of pop-up structures (Fig. 13) where condensed coal-bearing sequences are located. Gravity sliding toward the NE (Figs. 14 and 15) is characterized by shear planes in the sediments, which were in varying stages of lithification (Figs. 16, 17, 18, 19, 20 and 21). Folds perpendicular or parallel to the direction of movement (Fig. 22), grooves on stepped fractures (Fig. 23), liquefaction structures (Fig. 16) and water escape structures (Fig. 24) highlight these faults. Varying degrees of sedimentary sealing are observed in the basin (Figs. 25 and 26).

An analysis of constriction phenomena near the basement (Fig. 27) and of the intrados and extrados phenomena associated with the large folds of the basin (Fig. 10) provides a better understanding of the kinematics of the major structures. *Sismites* indicate the penecontemporaneous nature of the fault throws (Fig. 28).

Through tilting and upturning of conglomerate-sealed sequences, it appears that the Rouvergue uplift, guided by compressive-type faults (strike-slip, ramps and reverse faults), was generally contemporaneous with the formation of the subbasins, governed by normal faults. We note, however, that on a regional scale, the roles of the extensional and compressive structures are not equal. The curvature of the normal faults in the subbasins indicates that these faults flatten toward the centre of the basin with depth and do not extend beyond its base. By contrast, the compressive boundary faults produced positive topographic relief, tend toward verticality and affect the basin substratum. They also constitute the limits of the various anticlinal structures comprising the Rouvergue Massif.

There is no known décollement at the base of the Champclausson Basin. It can

be considered that the Stephanian sequences are continuous with the Variscan substratum in this part of the Alès Basin. It is possible to determine the successive (or continuous) movements of the substratum as a function of the tilting recorded in the continental sedimentation. Thus, it is observed that the first movement in the basin is a tilt to the NW (Fig. 7a). The next movement (Fig. 14) is a tilt to the NE. It is possible that these two movements are part of a continuous deformation, as suggested by the Luminières wedge, which underwent clockwise rotation with respect to the adjacent Grand-Baume wedge. At present, the dip of the strata on the Serre des Andats is in the order of 10° ENE. The direction of tilting has therefore again rotated since the occurrence of the gravity slides. These variably directed tilts reflect the effects of folding in the substratum and suggest a "turntable effect" with a clockwise rotation, highlighting the development of folds in the metamorphic substratum.

Figure 29 summarises the tectono-sedimentary development of the Grand'Combe Basin in three stages. In the first stage, the basin is formed by folding and fracturing of the Hercynian substratum. Conglomerates are deposited in the west, indicating the proximity of significant topographic relief. By contrast, in the east, condensed sequences attest to the progressive Rouvergue uplift, albeit without mica schists being exposed. Horsetail structures control the deposition of the coal-bearing sequence. In the second stage, the intensified deformation of the substratum induces a north-eastward tilting of the eastern part of the basin, which provokes bed on bed gravity slides. At this stage, part of the earlier coal-bearing sequence is eroded and the Rouvergue mica schists are exposed. The last stage of basin development is marked by the nonconformable deposition of the La Serre and Mont Chatenet conglomerates, the sediment source being the Rouvergue Massif.

To better constrain the deformation contemporary with the basin formation, we carried out a literature survey of post-Stephanian regional deformation accompanied by field checks in the immediate vicinity of the coal basin. (Fig. 30).

The detailed analysis of juvenile deformation in the Alès coalfield, carried out at

several scales, has made possible a precise dating of the tectono-sedimentary events with respect to one other, and a definition of the role of each type of structure in the genesis of the basin. These new constraints, added to the general geometry of the basin determined through numerous sedimento-structural studies conducted in the past, have enabled us to propose a developmental model of the basin in its geodynamic context. This model implies a deformation of the Variscan substratum with the formation of folds and faults organized in positive flower structures. These first-order structures are composed of a basic anticlinal and synclinal fold. The basin occupies the synclinal zone. The second-order structures of the substratum determine the complexity of the Stephanian formations and their arrangement in subbasins. It is thus possible to define the elementary kinematics of the substratum folds during the deposition of the Stephanian sequences. It appears necessary at this point to fully understand the three-dimensional geometry of the late folds of the substratum in order to integrate the basin into its regional context and examine the kinematic effects of the Late Hercynian phase.

Introduction

Les processus génétiques des bassins sédimentaires sont enregistrés dans les sédiments par divers types de déformation tels que les géométries des séquences de dépôt et les déformations anté-lithification (Allen, 1982 ; Jones et Preston, 1987). Dans cette note, l'ensemble de ces déformations est appelé « déformation juvénile des sédiments ». Une définition de ce terme a été proposée en 1996 (Genna et Debriette, 1996) pour en limiter le domaine d'application. Nous la rappelons ici : « est considérée comme déformation juvénile des sédiments toute géométrie particulière issue d'un processus de déformation qui intervient immédiatement après le dépôt, pendant l'enfouissement et la diagenèse, jusqu'à la fin du dépôt de la série considérée. Cette déformation peut donc affecter des sédiments meubles ou lithifiés, à comportement fluide, thixotrope, hydroplastique ou cassant. »

Ces structures sont des marqueurs fondamentaux de l'évolution synsédimentaire des bassins. Leur analyse est

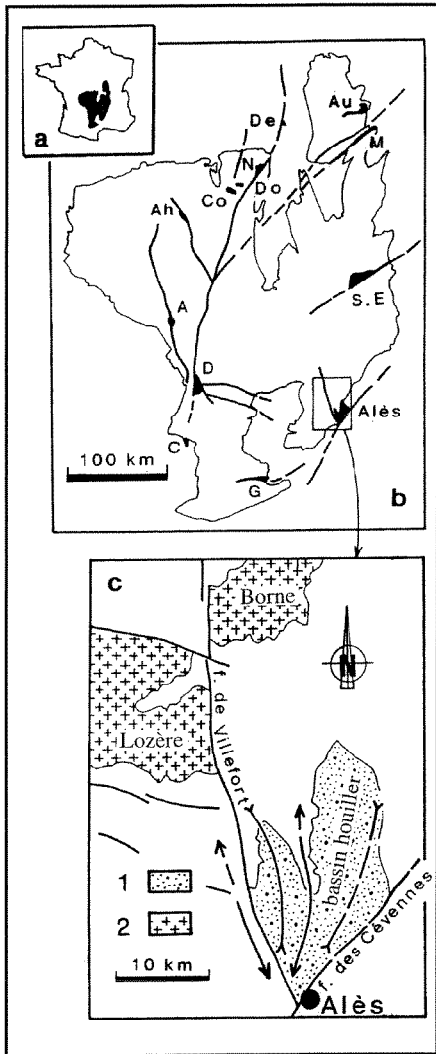


Fig. 1.- Localisation générale du bassin houiller d'Alès.

a - localisation du Massif central français, **b** : localisation des principaux bassins houillers, sur le réseau de failles tardi-hercyniennes, A : Argentat, Ah : Ahun, D : Decazeville, De : Decize, C : Carmaux, Co : Commentry, Do : Doyet, G : Graissessac, N : Noyant, Au : Autun, M : Montceau, S.E : Saint-Etienne, **c** : localisation du bassin houiller d'Alès en fonction du train de plis et des failles tardi-hercyniennes de la région des Cévennes, 1 : bassin houiller d'Alès, 2 : granite.

Fig. 1.- Location of the Alès coalfield.

a - location of the French Massif Central. **b** : location of the main coalfields along the Late Hercynian fault network, A : Argentat, Ah : Ahun, D : Decazeville, De : Decize, C : Carmaux, Co : Commentry, Do : Doyet, G : Graissessac, N : Noyant, Au : Autun, M : Montceau, S.E : Saint-Etienne. **c** : location of the Alès coalfield relative to the set of Late Hercynian folds and faults in the Cévennes region, 1 : Alès coalfield, 2 : granite.

désormais une étape indissociable des études structurales des formations syntectoniques continentales. Elles constituent une base de l'interprétation géologique et permettent de différencier la chronologie

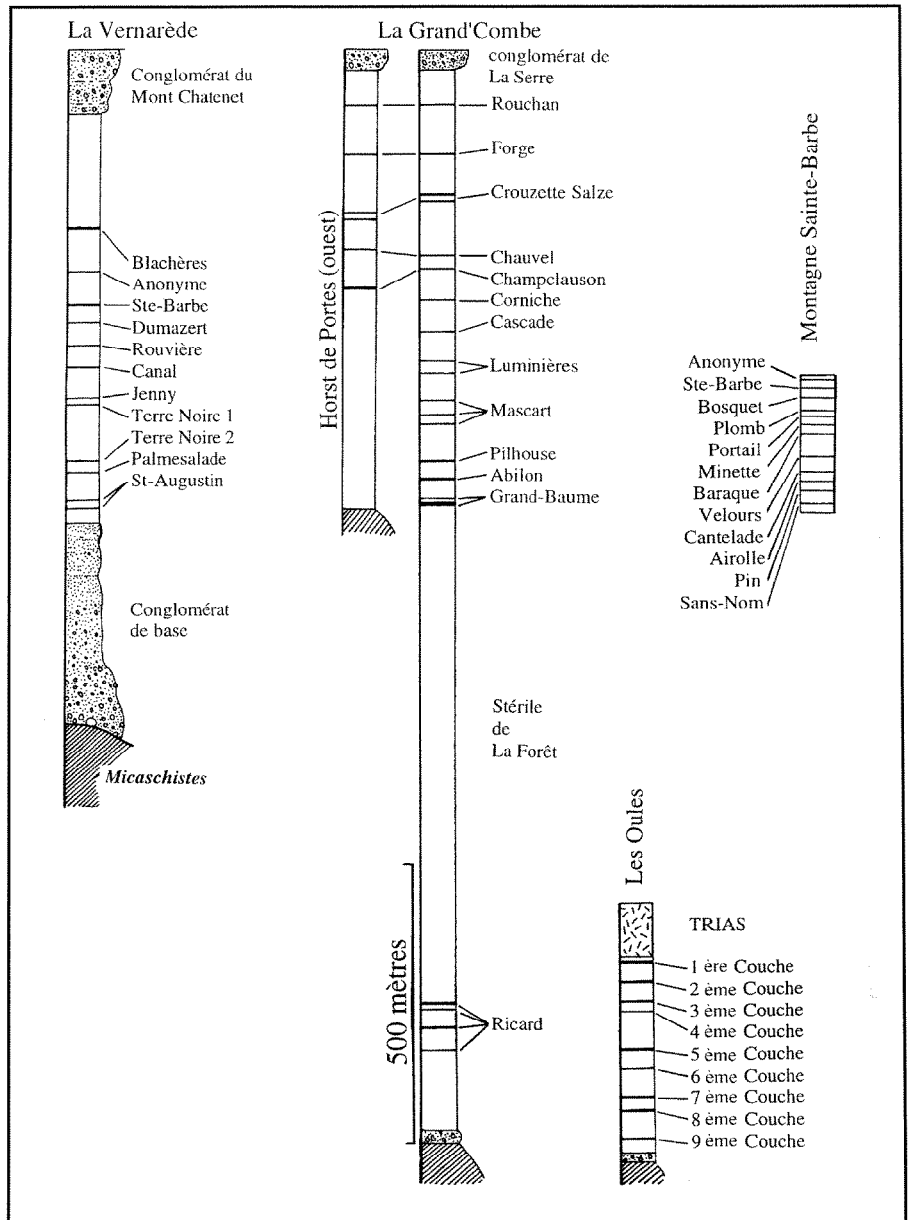


Fig. 2.- Logs stratigraphiques synthétiques du bassin de Champclauson (partie est du bassin houiller d'Alès).

Fig. 2.- Synthetic stratigraphic logs of the Champclauson basin (east part of the Alès coalfield).

des événements locaux par rapport aux phénomènes régionaux.

Dans ce domaine, le bassin houiller d'Alès (fig. 1) est un exemple particulièrement bien documenté. Il présente de nombreux types de déformation juvénile caractérisant les divers événements structuraux de la formation du bassin et d'excellentes conditions d'affleurement. Il bénéficie également d'une abondante documentation minière.

Les structures répertoriées dans le bassin d'Alès sont de types très divers et ont été préalablement classées en fonction de leur géométrie et leur répartition.

Les modalités de leur formation sont discutées ainsi que la rhéologie du milieu considéré et la profondeur de leur genèse. Leur rôle dans la cinématique de formation du bassin est ensuite proposé en fonction de leur localisation dans l'architecture générale des formations sédimentaires déformées. Les relations entre déformation juvénile et paléo-circulations de fluides sont également discutées.

Cette approche structurale réalisée à partir des figures de déformation juvénile est complétée par une nouvelle synthèse stratigraphique des formations houillères productives et stériles (fig. 2), réalisée à partir de l'ensemble des données actuel-

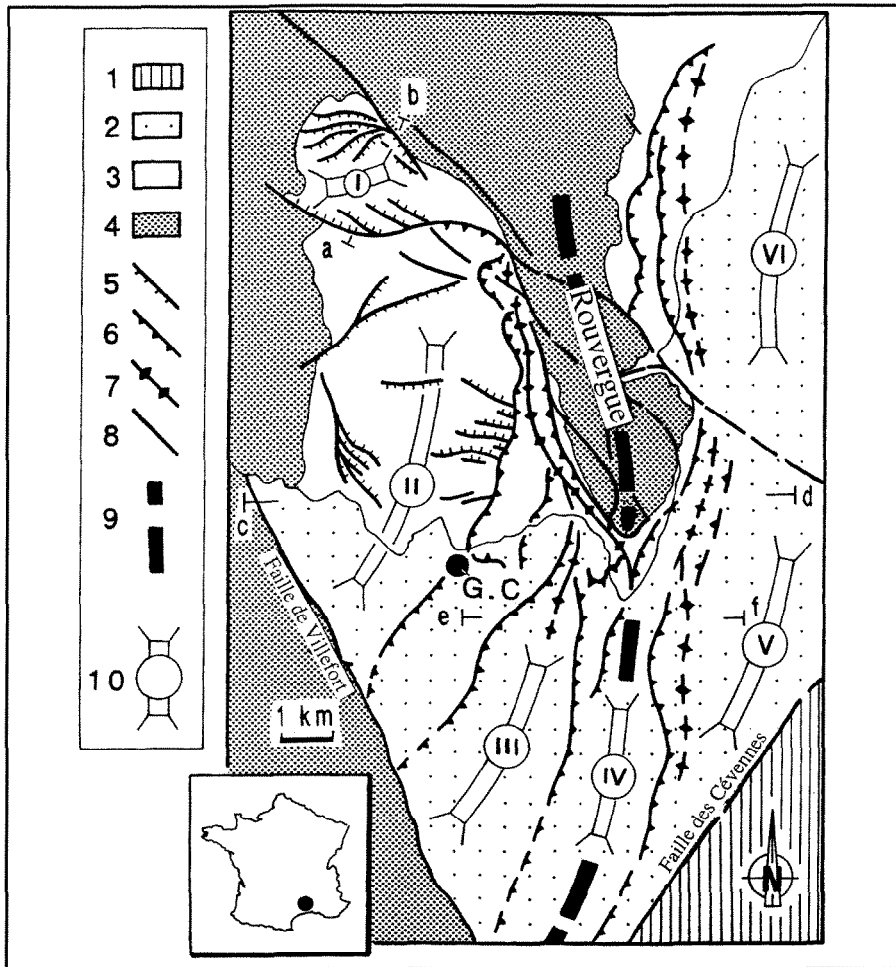


Fig. 3.- Schéma structural du bassin houiller d'Alès, localisation des coupes de la figure 4.
 1 : Mésozoïque, 2 : Stéphanien sous couverture mésozoïque, 3 : Stéphanien, 4 : substratum hercynien, 5 : faille normale (affleurante ou sous couverture), 6 : faille inverse, 7 : axe de structure en fleur d'ordre 2, 8 : faille, 9 : axe de la structure en fleur principale (Rouvergue), 10 : sous-bassin, I : La Vernarède, II : Champclauson, III : Les Oules, IV : Laval, V : Bessèges Sud, VI : Bessèges Nord, G.C : Grand'Combe.

Fig. 3.- Simplified structural sketch map of the Alès coalfield showing the location of the cross sections of Fig. 4. 1: Mesozoic, 2: Stephanian below the Mesozoic cover, 3: Stephanian, 4: Hercynian substratum, 5: normal fault (outcropping or masked), 6: reverse fault, 7: axis of second-order flower structure, 8: fault, 9: axis of the principal flower structure (Rouvergue), 10: Subbasin, I: La Vernarède, II: Champclauson, III: Les Oules, IV: Laval, V: Bessèges Sud, VI: Bessèges Nord, G.C: Grand'Combe.

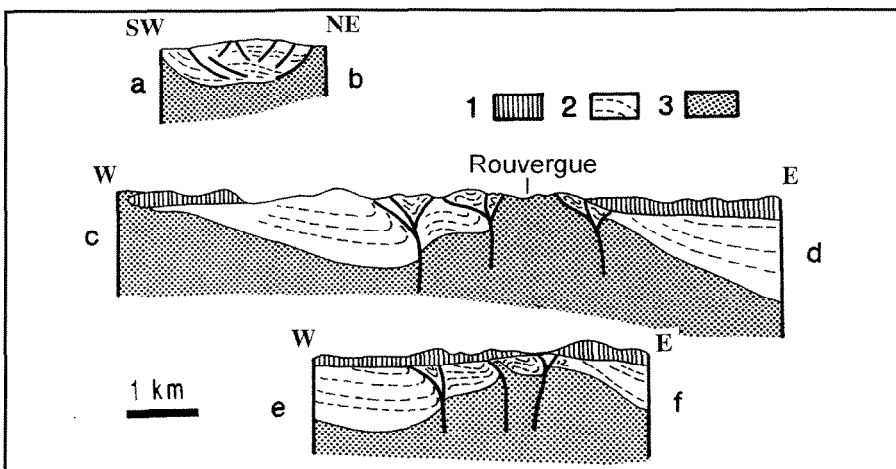


Fig. 4.- Coupes du bassin houiller d'Alès (voir Fig. 3 pour localisation).
 1 : couverture mésozoïque, 2 : Stéphanien, 3 : substratum hercynien.

Fig. 4.- Cross sections of the Alès coalfield (see Fig. 3 for locations).
 1: Mesozoic cover, 2: Stephanian, 3: Hercynian substratum.

lement disponibles, données bibliographiques de nature sédimentologique (Delenin *et al.*, 1988 ; Delenin, 1990 ; Wang, 1991), et nouvelles données de terrain. A une autre échelle, les informations structurales et géodynamiques (Arthaud et Matte, 1975 ; Bonijoly et Castaing, 1983 ; Gélard *et al.*, 1986 ; Courel, 1988 ; Blès *et al.*, 1989 ; Van den Driessche et Brun, 1989) ont été utilisées pour discuter le modèle géologique proposé pour la formation du bassin houiller d'Alès.

Présentation régionale et historique des connaissances

L'évolution des connaissances géologiques sur le bassin houiller d'Alès s'est principalement réalisée en fonction de l'avancement des travaux miniers. Ces derniers se sont tout d'abord effectués par le fond, du Moyen Âge jusqu'au milieu du XIX^e Siècle, artisanalement, puis intensément jusqu'en 1985, date de fermeture du puits des Oules. L'exploitation s'est réalisée dans les zones tabulaires ou peu tectonisées du bassin. Ces zones peu déformées constituent des sous-bassins (fig. 3 et 4). Elles sont séparées par des couloirs à structuration complexe dont la géométrie était plus ou moins connue. Les interprétations des observations structurales et paléontologiques de surface alors réalisées dans ces zones, montraient des plis déversés et des failles parfois peu pentées, difficiles à corrélérer avec les géométries plus simples connues au fond du bassin. Cette organisation structurale évoquait ainsi une tectonique tangentielle de nappe dont les modèles étaient en cours d'élaboration (Bertrand, 1900). Ce concept a ultérieurement été proposé pour différents bassins houillers : Nord Pas-de-Calais, Lorraine, Saint-Etienne, Decize et Cévennes (Monomakhoff, 1958 ; De Maistre, 1963). Il ne tenait pas compte de la géométrie des grands couloirs de déformation qui ont été exploités à ciel ouvert, tardivement, à partir de 1967, date du début de l'exploitation de la grande fosse de Mercoirol (fig. 5). Il existait pourtant avant cette date des travaux miniers importants dans la mine de Palmesalade (voir fig. 10) où le carbonate de fer d'un couloir très déformé était exploité, en limite de bassin ainsi que dans le quartier du Broussous, au sud immédiat de la mine précédente. Ces données n'ont pas

été utilisées par Bertrand en 1900 car les mines de fer étaient fermées et la flore quasi absente dans ces horizons. Elles n'ont pas été non plus utilisées par Gras (1970) car, rattachant stratigraphiquement ces horizons au faisceau de Ricard (fig. 2), il considérait que la faille de l'Affenadou ne pouvait avoir qu'un jeu normal. Toutefois, la géométrie simple de la «zone failleuse de l'Affenadou», à pendage régulier de 60 degrés vers l'ouest, proposée par Gras (Gras, 1970) est très différente de la géométrie des failles en éventail (Malperthus, Trois Seigneurs et Broussous des figures 9 et 10) dessinées dans cette même zone par les géologues de la Compagnie des mines de Tréllys, propriétaires de la mine de Broussous (Archives HBCM).

Pendant ses travaux de thèse, Delenin (1990) a remis en cause les nappes du bassin (Delenin *et al.*, 1988) sur des arguments sédimentologiques. Il propose ainsi implicitement une origine gravitaire pour les plis et failles inverses superficiels présents dans le bassin, en conservant les failles normales du fond et des bordures du bassin. Ce modèle est développé par divers auteurs (Djarar *et al.*, 1996; Allemand *et al.*, 1997) qui proposent une cartographie interprétative de failles normales de détachement, conformément aux modèles de détachement proposés par d'autres auteurs, pour l'ensemble du Massif central français, pour cette même période (Van den Driessche et Brun, 1989; Burg *et al.*, 1990). Ces derniers travaux ne tiennent toujours pas compte des données des exploitations souterraines du charbon qui montrent des géométries complexes, bien différentes de l'aspect monoclinale proposé par ces auteurs.

La figure 5 est un exemple d'évolution des connaissances sur les parties les plus déformées du bassin, aux alentours de la fosse de Mercoirol. Les deux coupes présentées (fig. 5b et 5c) ont été réalisées sur un même profil E-W (fig. 5a). La figure 5b a été réalisée avec des données acquises avant le creusement de la fosse de Mercoirol et réutilisées par Djarar *et al.*, en 1996, à partir de divers sondages de reconnaissance. La coupe de la figure 5c a été réalisée pendant l'exploitation des fosses de Mercoirol (partie est de la coupe) et de l'Antoinette (structure

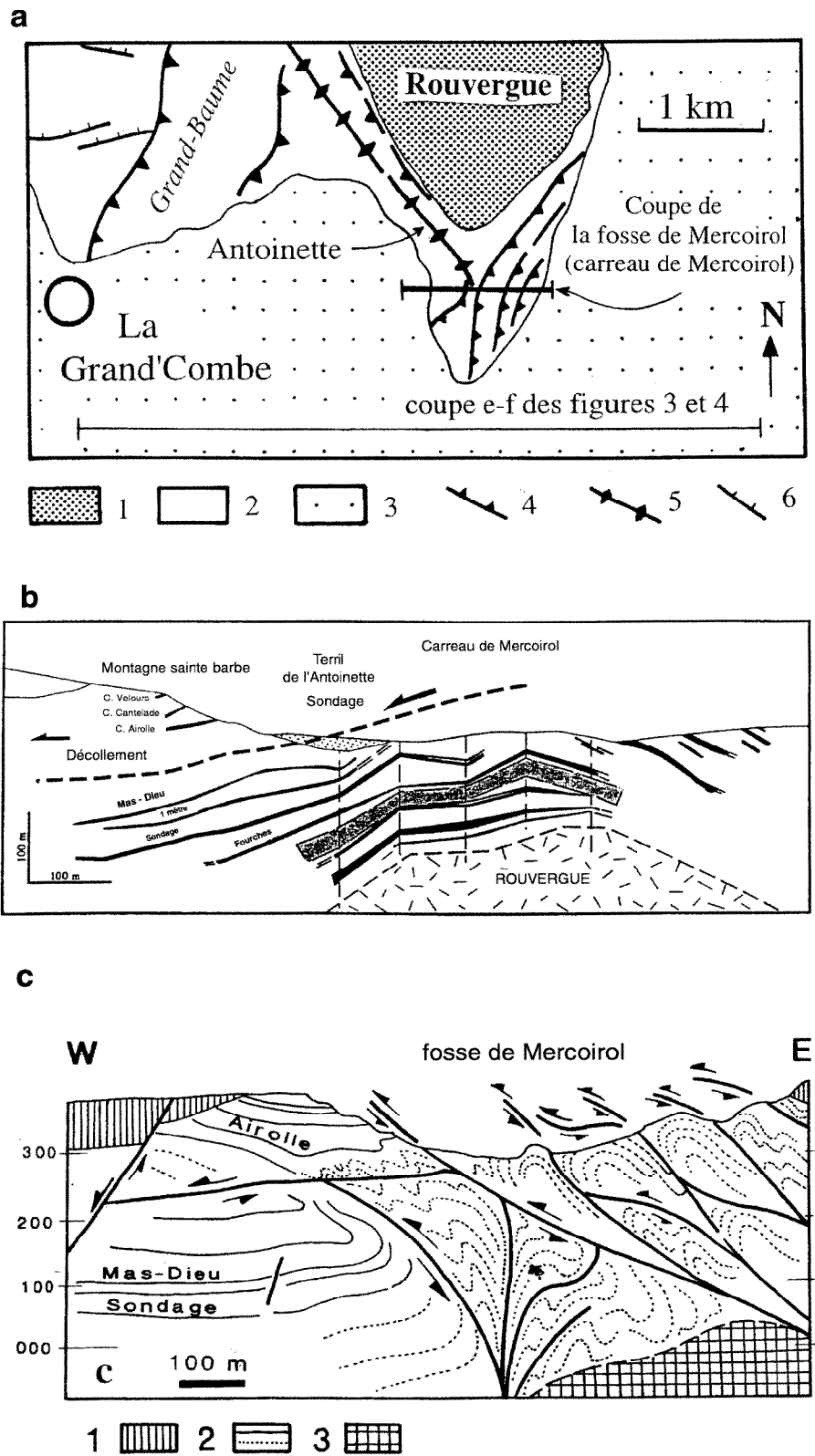


Fig. 5.- Coupe E-W passant par la fosse de Mercoirol. a : localisation générale, 1 : substratum hercynien, 2 : Stéphaniens, 3 : Trias, 4 : faille chevauchante, 5 : axe de structure en fleur, 6 : faille normale ; b : Djarar *et al.*, 1996 ; c : état actuel des connaissances, 1 : couverture mésozoïque, 2 : Stéphaniens, 3 : substratum hercynien.

Fig. 5.- E-W cross section through the Mercoirol Pit. a : general location, 1 : Hercynian substratum, 2 : Stephanian, 3 : Triassic, 4 : reverse fault, 5 : axis of flower structure, 6 : normal fault, b : Djarar *et al.*, 1996 ; c : current understanding, 1 : Mesozoic cover, 2 : Stephanian, 3 : Hercynian substratum.

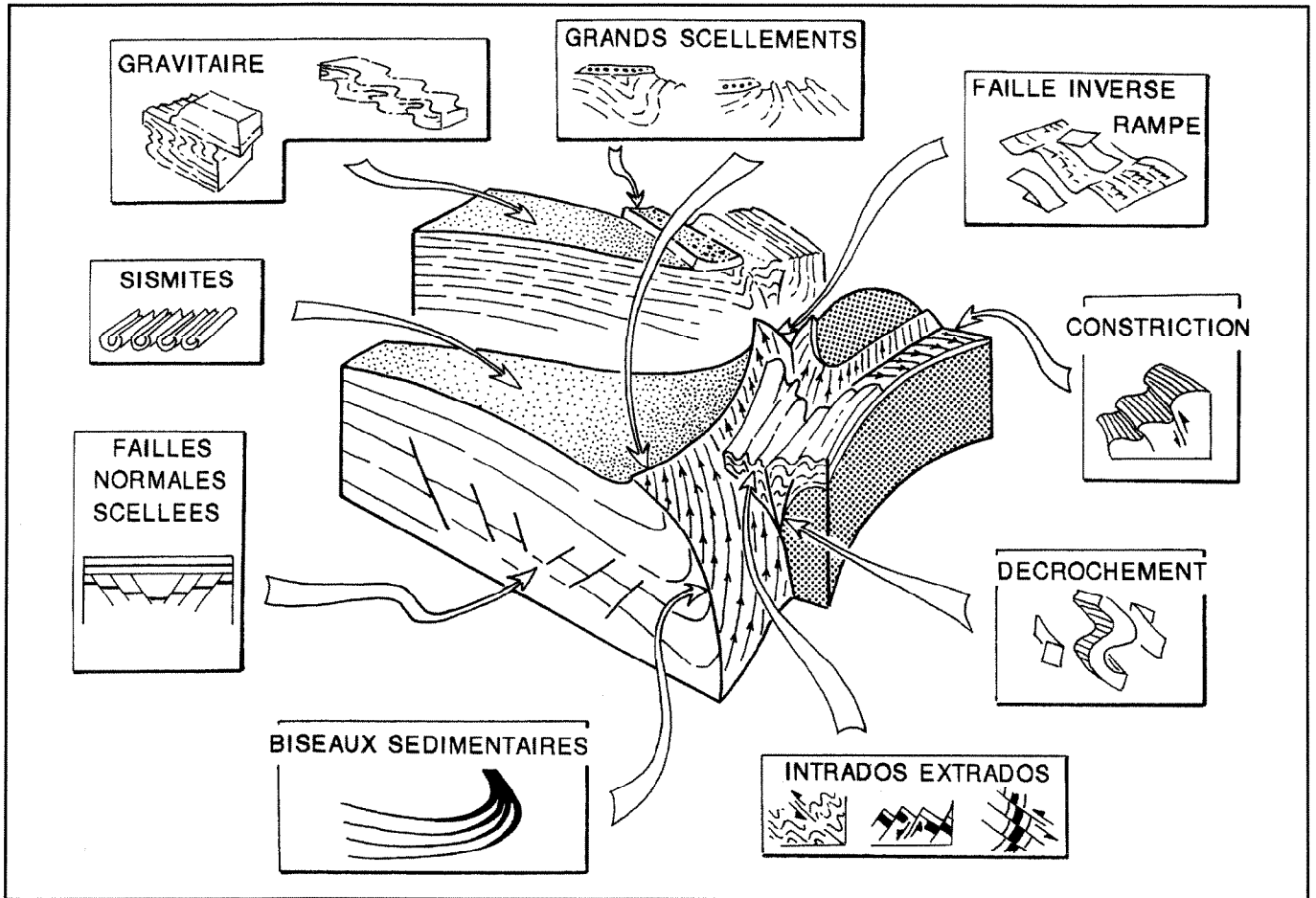


Fig. 6.- Les déformations juvéniles du bassin houiller d'Alès : localisation générale des différents types de structures dans un bloc-diagramme théorique.

Fig. 6.- Juvenile deformation of the Alès coalfield: general location of the various types of structure in a theoretical block diagram.

en fleur de la partie centrale et inférieure de la coupe) (Genna et Debriette, 1994).

Nos travaux sont basés sur la prospection minière et le suivi de l'exploitation du charbon. Ils ont bénéficié d'une abondante documentation qui est constituée de plusieurs centaines de plans de travaux de fond et près de 1 000 sondages réalisés anciennement ou au cours de nouvelles campagnes de sondage. Ces travaux ont déjà fait l'objet de communications partielles (Genna et Debriette, 1994 ; Genna et Debriette, 1996) à la suite d'une campagne de prospection débutée en 1990. Cette campagne a abouti en 1991 à l'établissement de 32 profils détaillés qui décrivent le cheminement tridimensionnel des couches de charbon dans la branche ouest du bassin et à la lumière des données alors disponibles, travaux de fond et de surface confondus. Une analyse complémentaire et détaillée de la déformation juvénile argumente cette hypothèse et fait l'objet de la présente note.

Description des structures élémentaires rencontrées

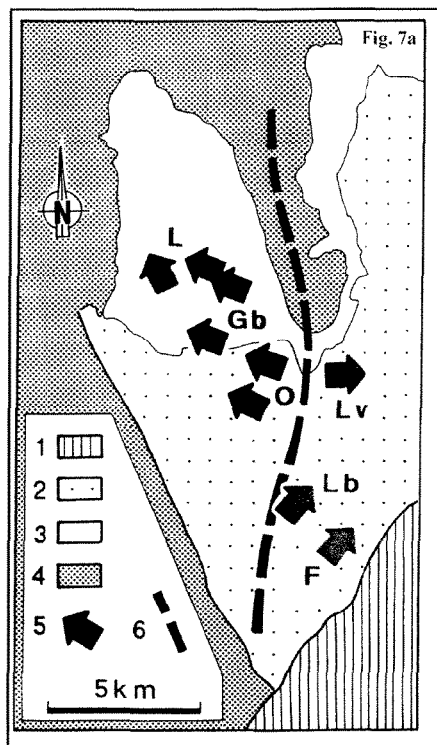
Les structures de déformations juvéniles du bassin houiller d'Alès sont de nature et de dimension très diverses. Elles ont été observées dans les parties affleurantes ou déduites de la géométrie des terrains exploités. La figure 6 présente sommairement la localisation et la nature de ces déformations, à partir d'un bloc diagramme théorique.

Biseaux sédimentaires

Les biseaux sédimentaires considérés sont de dimension kilométrique. Ils s'expriment par des variations latérales de l'épaisseur des séries quantifiées par l'écartement variable des couches de charbon et des différents niveaux repère. Les principaux biseaux (fig. 7a) ont été analysés à partir de nombreuses couches organisées en faisceaux dont les principaux sont les suivants : Les Lumières,

Grand-Baume (fig. 7b), Les Oules (fig. 7c), Laval, Lavabreille et Fontanes-Saint Martin de Valgagnes. Ils marquent l'évolution relativement indépendante des sous-bassins (fig. 2 et 3). Ceci explique l'impossibilité de corrélérer de manière évidente les formations concernées dans les différents sous-bassins. Les formations gréseuses basales expriment également ce phénomène. Ces biseaux sont ouverts vers l'ouest mais il en existe d'autres, moins nombreux, ouverts à l'est.

A une autre échelle d'observation, on constate une symétrie de divergence de part et d'autre du dôme du Rouvergue. Les biseaux sédimentaires attestent ainsi de la surrection progressive du massif du Rouvergue, dès le dépôt des premières couches stéphanienues. Dans la branche ouest du bassin, on observe une progradation des dépôts vers le nord, à partir du faisceau de Ricard. On ne connaît pas le sens de progradation des dépôts dans la partie sud du bassin.



Les failles de la bordure ouest du Rouvergue

La bordure ouest du Rouvergue (fig. 4) est affectée par un faisceau de failles qui s'organisent en faisceau divergeant vers le haut, interprété en structure en fleur positive (Genna et Debriette, 1994). Sa description est réalisée à partir de deux secteurs principaux où affleurent les deux types de failles qui le caractérise, décrochements et failles inverses.

Décrochements

Les décrochements caractérisent la partie centrale de la fosse de l'Antoinette (fig. 8). Cette fosse a fait l'objet d'un suivi géologique et structural du début à la fin de son exploitation. La série houillère, constituée de conglomérats, grès et faisceaux silto-charbonneux est verticalisée et affectée par des couloirs de cataclases et gouges à stries horizontales. Certains niveaux de grès présentent des plis sub-horizontaux de nature hydroplastique qui attestent de la précocité de ces déformations. Des plis anté-houillification dans des amas charbonneux soulignent des effets de constriction sur la bordure est de la fosse. Ces dernières structures caractérisent la proximité des micaschistes du Rouvergue qui ont subi le même type de déformation.

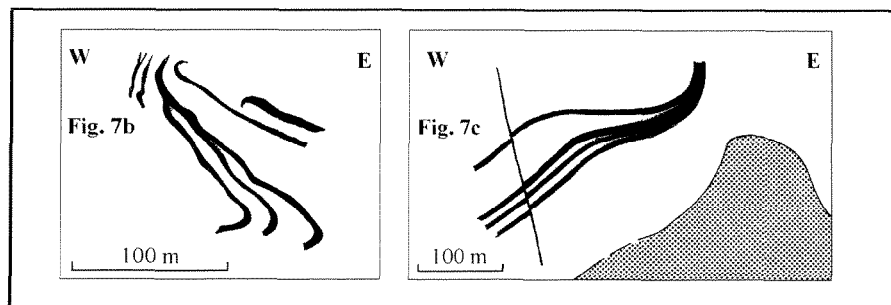


Fig. 7.- Biseaux sédimentaires de la série houillère du bassin d'Alès. a : carte de localisation des principaux biseaux, L : couches Lumières, Gb : couches Grand-Baume, O : Grande couche des Oules, Lv : Laval (couches Mas Dieu, couche 1 m), Lb : Lavabreilles (couches Nicole-Noelle), F : Fontanes, couche 10M et 246. 1 : Mésozoïque, 2 : Stéphanien sous couverture, 3 : Stéphanien, 4 : substratum hercynien, 5 : orientation de biseau sédimentaire, 6 : axe du dôme du Rouvergue ; b : exemple du faisceau de Grand-Baume d'après Delenin, 1990, c : exemple du faisceau des Oules d'après Gras, 1970.

Fig. 7.- Sedimentary wedges in the coal-bearing sequence of the Alès Basin. a : location map of the principal wedges, L: Lumières beds, Gb.- Grand-Baume beds, O: Grande couche des Oules, Lv: Laval (Mas Dieu beds, bed 1 m), Lb: Lavabreilles (Nicole-Noelle beds), F: Fontanes, bed 10M and 246. 1: Mesozoic, 2: masked Stephanian, 3: Stephanian, 4: Hercynian substratum, 5: orientation of sedimentary wedge, 6: axis of the Rouvergue dome; b: example of the Grand-Baume cluster after Delenin, 1990; c: example of the Oules cluster after Gras, 1970.

Nous constatons que, dans leur ensemble, les déformations induites par le jeu décrochant de la zone de faille de l'Antoinette sont globalement post-houillification mais antérieures à la lithification complète des grès et conglomérats.

Failles inverses

La bordure ouest du Rouvergue est marquée par un faisceau de failles courbes divergeantes vers le haut (fig. 9a et 10) dont les principales sont les failles de Malperthus, Trois Seigneurs et Broussous. La faille de Malperthus à Palmesalade et l'Affenadou est bien connue par l'intermédiaire des travaux de la mine de fer de Palmesalade mais également à l'affleurement puisqu'elle se présente au nord-ouest de l'Affenadou, en surface structurale, sur de grands affleurements (fig. 9b, c). Elle est marquée par divers plans de glissements affectés par des cannelures et des fractures en gradins (fig. 9d) qui attestent de l'état de lithification incomplet des grès qu'elle déforme. Au-dessous du plan de chevauchement s'est développé un train de plis à flancs parfois inverses avec d'intenses déformations d'intrados et d'extrados, qui attestent de la précocité des plis et de la faille de Malperthus.

La complexité de ce secteur est illustrée par la figure 10. Elle met en évidence les relations géométriques et cinématiques entre les décrochements subverticaux et les failles à forte composante inverse (fig. 10i).

La coupe 1 (fig. 10a et b) est parallèle à la direction du mouvement observé au nord-ouest de l'Affenadou. La coupe 2 (fig. 10a et c) est perpendiculaire aux structures majeures. La coupe 3 (fig. 10a et d) est perpendiculaire au mouvement de la faille de Malperthus observé au nord-ouest de l'Affenadou. Cette configuration atteste du mécanisme transpressif de fonctionnement des failles et du mouvement en rampe latérale de la faille de Malperthus à l'Affenadou.

Les failles normales synsédimentaires et leur organisation en queue de cheval

Les failles normales synsédimentaires, scellées dans la série houillère sont nombreuses dans le bassin d'Alès. Leurs rejets sont métriques à plurihectométriques. Elles s'organisent généralement en queue de cheval au sens de Granier (Granier, 1985 et 1986) (fig. 11). Elles ne sont actuellement pas accessibles à l'affleurement car elles sont scellées par des dépôts postérieurs à leur fonctionnement. Sept unités principales ont été identifiées dans les sous-bassins de Champclauson et La Vernarède (Grands Rejets de Grand-Baume, Cascade, La Levade, Chamarit, Nord Vernarède 1, Nord Vernarède 2, Horst de Portes). On distingue les failles bordières des autres failles de la structure. Les failles bordières ont généralement un rejet plus important et une histoire plus complexe au cours de

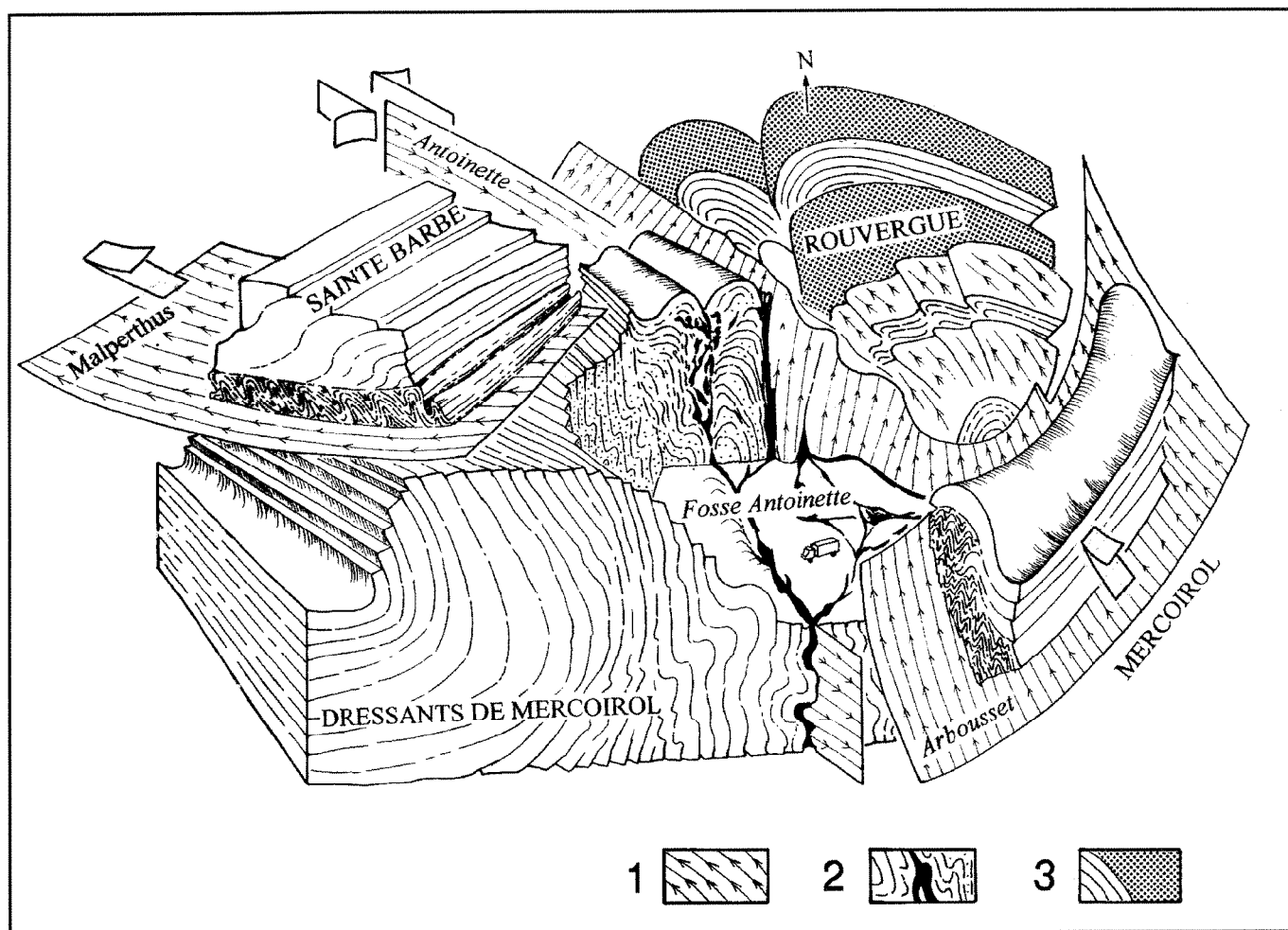


Fig. 8.- Bloc-diagramme synthétique des structures de la fosse Antoinette et ses alentours.

1 : faille avec cinématique du mouvement, 2 : faisceau charbonneux de l'Antoinette, 3 : substratum micaschisteux du Rouvergue.

Fig. 8.- Compiled block diagram of the structures in the Antoinette Pit and surrounding area.

1: fault showing kinematic movement, 2: Antoinette coal bed cluster, 3: mica schist substratum of the Rouvergue.

laquelle elles peuvent devenir des failles inverses (fig. 12).

La faille de Chamarit est un exemple pris dans le bassin de la Vernarède. Elle est à rejet normal dans sa partie ouest puis elle est doublée côté sud par un anticlinal, dans sa partie centrale. Elle est chevauchante vers le nord dans sa partie est (Wang, 1991), sous le synclinal de Rouchan, avant de s'intégrer dans les structures complexes de la bordure ouest du Rouvergue. La faille de Cascade est également une faille bordière de queue de cheval qui se prolonge au nord-ouest sur le horst de Portes (fig. 13). Cette faille synsédimentaire sépare la série condensée des Escoubes (Horst de Portes est) du reste du synclinal de La Serre (fig. 13c). Au sud, elle est brusquement retournée en faille inverse pour former la limite ouest du pop-up des Escoubes

(fig. 13b). Les Grands Rejets de Grand-Baume constituent un faisceau de failles normales N120, à pendage nord et de rejets pluridécamétriques. Elles sont scellées dans la série à un niveau proche de la base du faisceau des Lumières. Leurs terminaisons E sont mal connues car elles sont affectées par les retournements de Grand-Baume mais s'organisaient probablement en queue de cheval, avec une faille bordière (faille de Peyraube ?) qui s'intégrait aux structures complexes du bord du Rouvergue, à l'image de la faille de Chamarit.

Les glissements gravitaires

Géométrie générale

Les glissements gravitaires de la série houillère sont exprimés par divers types de déformation juvénile visibles dans la

partie affleurante du bassin (fig. 14). Ils ont plus particulièrement été observés dans deux sous-bassins, La Vernarède et Champclauson.

Dans le bassin de Champclauson, les glissements gravitaires s'expriment sous diverses formes. Une synthèse de ces différents types de structures permet de reconstituer la cinématique de ces glissements, grâce à une remarquable régularité d'orientation des axes principaux de la déformation. La figure 15 synthétise l'ensemble des éléments géométriques et cinématiques rencontrés dans ce sous-bassin. Cinq affleurements ont été plus particulièrement détaillés pour illustrer ce phénomène (fig. 16, 17, 18, 19 et 20). Ils résument les principaux types de déformation provoqués par les glissements gravitaires. Les barres de grès qui forment des reliefs au sud-ouest du village de Champclauson et

qui se prolongent à l'est vers la fosse de Grand-Baume sont affectées par divers types de plis (planche 1, photo 2) et plans cannelés. Ces structures sont associées, généralement en base de banc, et témoignent d'un déplacement vers le nord-est (fig. 16, 17 et 18) de l'ensemble sus-jacent. Il existe dans le bassin houiller de Graissessac des structures équivalentes (Saint Martin *et al.*, 1992) également interprétées en glissements gravitaires au cours du basculement du bassin. A Alès, la direction de transport est parallèle à la direction du basculement tardif de la zone Champclauson-Serre des Andats qui est contemporaine de la formation du synclinal de La Serre et d'un train de plis d'axe NW-SE qui affecte l'ensemble du sous-bassin (Documents HBCM). Ces structures sont pour cela interprétées en glissement gravitaire.

Sur le Serre des Andats, des structures plus complexes, sans cannelures, constituées de plis « b » et de plis en fourreaux (plis « a ») indiquent la même cinématique (fig. 19). Plus à l'est, le ruisseau de l'Auzonnet présente des affleurements plus proches du massif du Rouvergue. Les grands cisaillements à cannelures sont moins nombreux. En revanche, on y observe de nombreux plis antélithification d'axe moyen N35, en position de pli « a » par rapport aux cannelures qui leur sont associées (fig. 20). On y observe également, divers types de déformations précoces comme des figures d'échappement d'eau qui évoquent les structures observées dans les grands plis des retournements (Grand-Baume et Les Escoubes), des linéations de liquéfaction et des petits filons clastiques. Dans l'exploitation actuelle du Serre des Andats, on observe sur de grandes surfaces structurales mises à jour par l'exploitation, des petites failles normales associées à des fentes de tension. Elles indiquent un glissement banc sur banc qui s'est effectué vers le nord-est (fig. 21).

Il est intéressant de noter que les travaux miniers dans les couches Grand-Baume mettent en évidence un train de plis de faible amplitude, de grande longueur d'onde et de direction N120. Ces plis prolongent vers le sud-ouest le train de plis initié au nord-est par le pli de la Serre dans la série sus-jacente mais ils ne semblent pas affecter les niveaux qui vont des Lumières à la couche Forge. Il

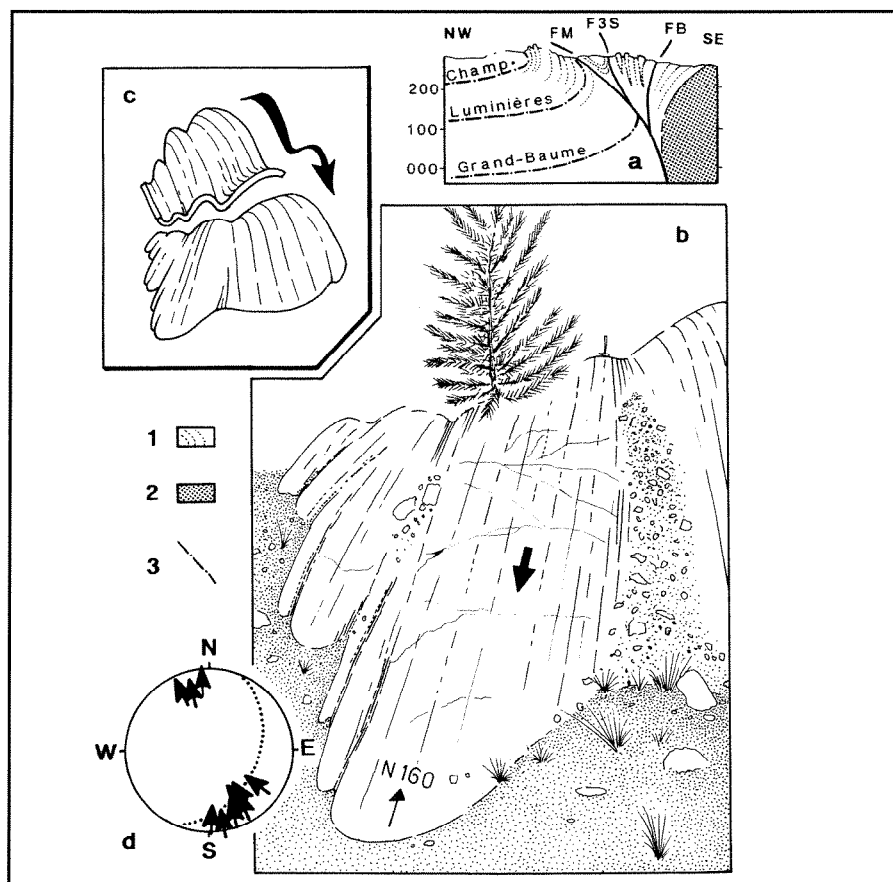


Fig. 9.- Faille de Malperthus à l'Affenadou.

a : coupe NW-SE passant par la mine de fer de Palmesalade (localisation : coupe 4 de la fig. 10a), b : vue d'une partie de l'affleurement, c : style général de la géométrie de la faille, d : stéréogramme des stries et cannelures à fractures en gradins (Schmidt hémisphère inférieure) avec plan moyen de la faille en pointillés. 1 : stéphanien, 2 : substratum hercynien, 3 : couche de charbon.

Fig. 9.- Malperthus Fault at Affenadou.

a: NW-SE cross section passing through the Palmesalade iron ore mine (location - cross section 4 in Fig. 10a), b: view of part of the outcrop, c: general style of fault geometry, d: stereogram of striae and stepped fracture grooves (Schmidt, lower hemisphere) with average fault plane (dotted). 1: Stephanian, 2: Hercynian substratum, 3: coal bed.

semble donc que le basculement tardif de ce secteur ait eu des conséquences différentes dans la partie inférieure et supérieure du bassin. Les glissements de Champclauson sont probablement l'expression locale de ce découplage.

Un phénomène équivalent, constitué de plis, micro-kinks, cannelures et fractures en gradins est visible dans le sous-bassin de La Vernarède sans que des glissements d'échelle cartographique aient pu être reconnus. Le basculement (N20) s'effectue sur la même direction que dans le sous-bassin de Champclauson.

Les plis associés aux glissements gravitaires

Les glissements gravitaires de Champclauson et du Serre des Andats sont soulignés par des plis et des cannelures. Les plis sont souvent complexes et dyshar-

moniques (fig. 22). Ils ont été classés en deux catégories, plis « a » et plis « b », en fonction de leur orientation par rapport au cisaillement indiqué par les plans cannelés et à leur sens de déversement. Les plis « b », perpendiculaires au sens de cisaillement, ont des amplitudes très variables, décimétriques à métriques, pour une longueur d'onde plus régulière, généralement métrique. Leur longueur est souvent difficile à estimer à l'affleurement. Elle est probablement décimétrique à pluridécimétrique. Ces plis sont d'autant plus déversés et cisailés qu'ils sont proches des plans élémentaires de cisaillement marqués par les cannelures. Ils peuvent être très dysharmoniques et avoir une structure complexe, en fonction de la géométrie initiale des figures sédimentaires qu'ils affectent. On constate ainsi que les tronçures érosionnelles à l'intérieur des bancs sont souvent réuti-

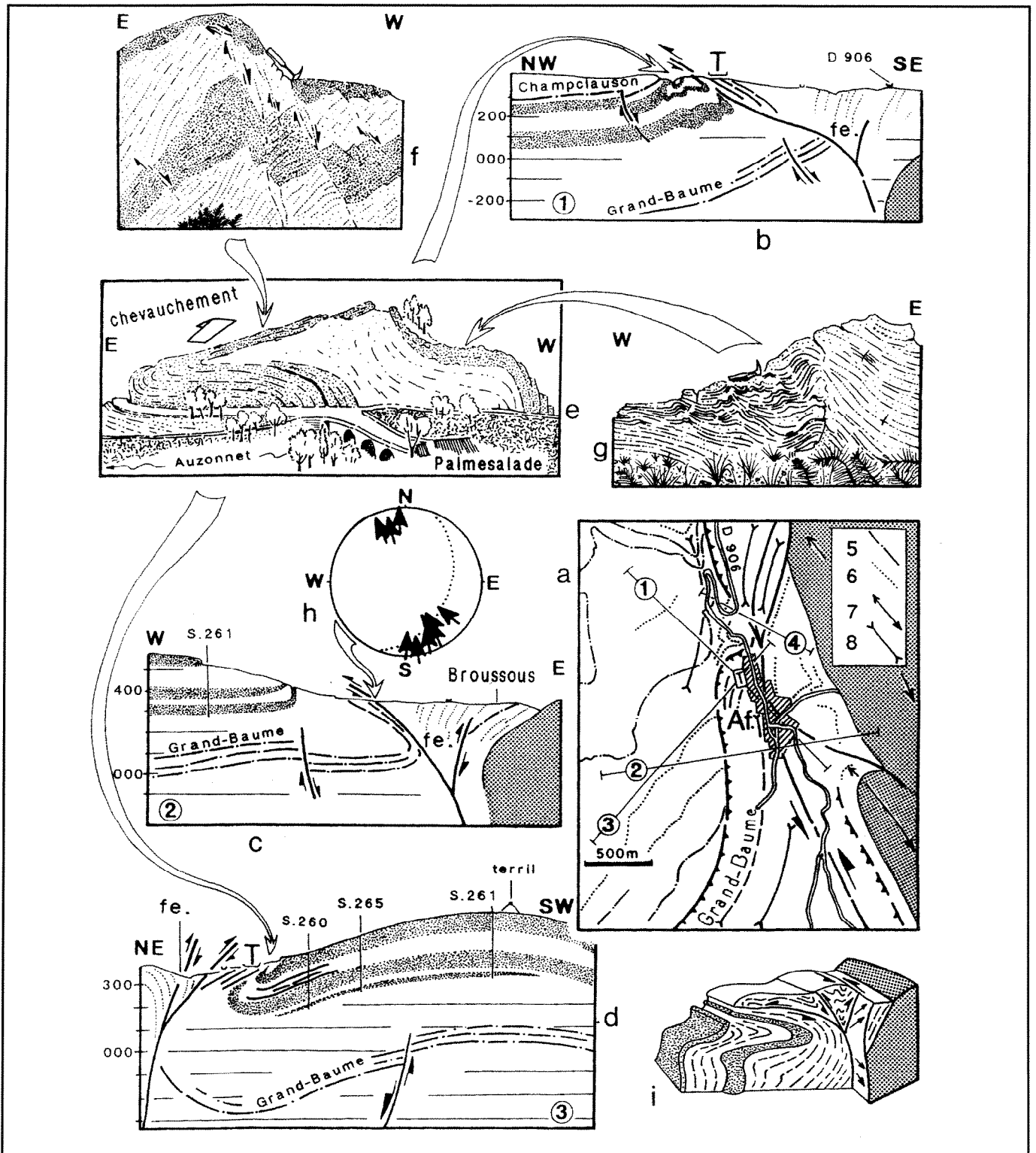


Fig. 10.- Chevauchements de bordure dans le secteur de l'Affenadou. a : schéma structural simplifié (coupe 4, Fig. 9a), 5 : couche de charbon, 6 : banc de grès, 7 : axe anticlinal, 8 : axe synclinal, b : coupe NW-SE passant par le terrain de sport (T) de l'Affenadou, c : coupe E-W passant par les mines de charbon du Broussous, d : coupe NE-SW passant par le terrain de sport de l'Affenadou, e : dessin d'affleurement, mise en évidence en surface des flancs inverses des plis de bordure, f : failles normales dans le substratum des chevauchements, g : plis hydroplastiques d'intrados (planche 2, photo 3), h : stéréogramme des cannelures précoces à fractures en gradins sur la faille de Malperthus à l'Affenadou (Schmidt hémisphère inférieur) avec trace du plan moyen de la faille, i : bloc-diagramme interprétatif des structures affectant la bordure ouest du Rouvergue et cinématique, fe : mine de fer de Palmesalade.

Fig. 10.- Boundary thrust faults in the Affenadou region. a : simplified structural sketch map (cross section 4: Fig. 9a), b : NW-SE cross section through the Affenadou playing field (T), c : E-W cross section through the Broussous coal mines, d : NE-SW cross section through the Affenadou playing field, e : outcrop sketch showing the reverse limbs of the boundary folds, f : normal faults in the substratum of the thrust faults, g : intrados hydroplastic folds (plate 2, photo 3), h : stereogram of early stepped fracture grooves on the Malperthus Fault at Affenadou (Schmidt, lower hemisphere) with average fault plane, i : interpretative block diagram of structures affecting the western border of Rouvergue and kinematics.

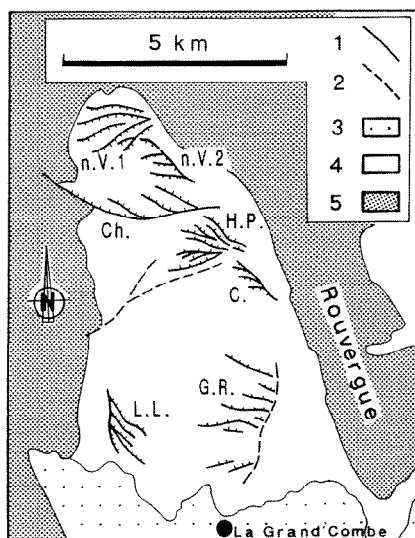


Fig. 11.- Principales queues de cheval reconnues dans le bassin houiller d'Alès.

L.L.: La Levade, G.R.: Grands Rejets, C.: Cascade, H.P.: horst de Portes, Ch.: Chamarit, n.V.1: nord Vernarède 1, n.V.2: nord Vernarède 2. 1: faille scellée ou affleurante, 2: faille tardive, 3: Stéphaniens sous couverture mésozoïque, 4: Stéphaniens, 5: substratum hercynien.

Fig. 11.- Principal known horsetails in the Alès coalfield.

L.L.: La Levade, G.R.: Grands Rejets, C.: Cascade, H.P.: horst de Portes, Ch.: Chamarit, n.V.1: nord Vernarède 1, n.V.2: nord Vernarède 2. 1: fault (masked or outcropping), 2: late fault, 3: Stephanian below the Mesozoic cover, 4: Stephanian, 5: Hercynian substratum.

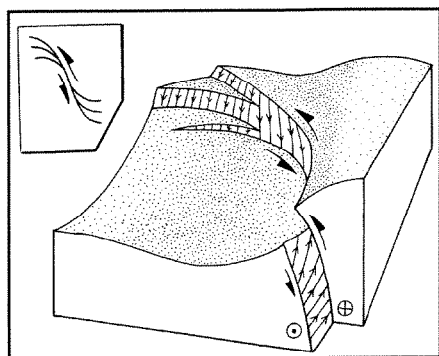


Fig. 12.- Bloc-diagramme synthétique de l'évolution latérale des queues de cheval dans le bassin houiller d'Alès.

Fig. 12.- Compiled block diagram of the lateral development of horsetails in the Alès coalfield.

lisées en plans de cisaillement, au sommet d'un train de plis qui exagère la courbure initiale des stratifications obliques. Les problèmes d'accommodation de la déformation au coeur des plis peuvent provoquer des liquéfactions, marquées par la perte de la lamination du sédiment et initiées des figures d'échappement d'eau. Ces sédiments liquéfiés peuvent

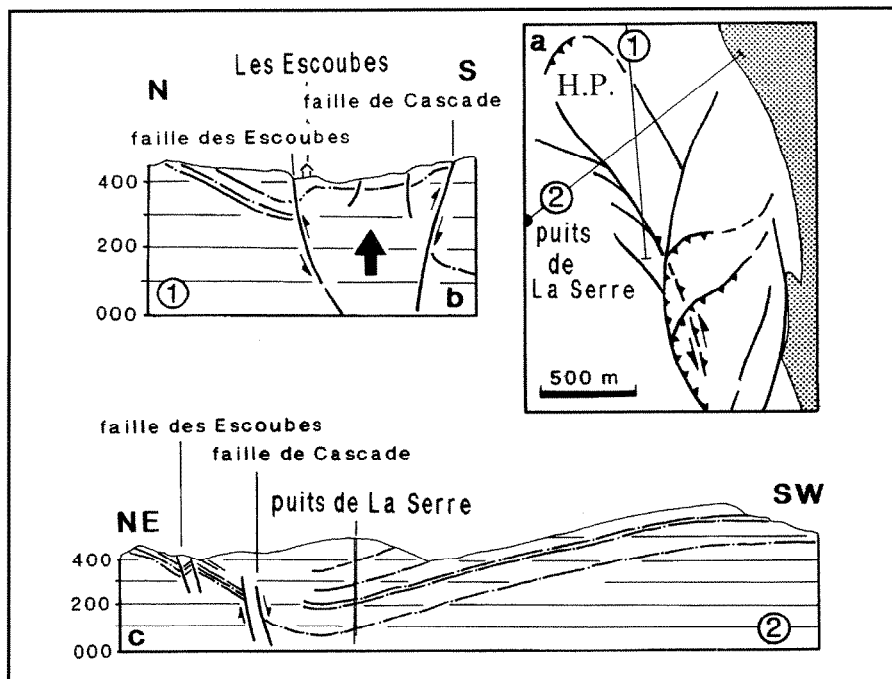


Fig. 13.- Evolution latérale de la faille de Cascade. a: schéma structural et localisation des coupes, H.P.: horst de Portes est, b: coupe N-S passant par Les Escoubes (flèche noire: pop-up des Escoubes), c: coupe NE-SW passant par le puits de La Serre (mise en évidence du jeu synsédimentaire de la faille de Cascade et de la série condensée des Escoubes).

Fig. 13.- Lateral development of the Cascade Fault. a: simplified structural sketch map and location of cross sections, H.P.: Portes horst (east), b: N-S cross section through Les Escoubes (black arrow: Les Escoubes pop-up), c: NE-SW cross section through the La Serre Shaft (showing the synsedimentary movement of the Cascade Fault and the condensed Les Escoubes sequence).

envahir le plan de glissement sus-jacent et se réorganiser en filons clastiques (sills) affectés par une redistribution de la taille des grains que nous avons appelé « linéation de liquéfaction » (planche 1, photo 1).

Les plis « a » sont de deux types, les plis en fourreaux et les plis d'étiement. Les plis d'étiement sont souvent difficiles à différencier des grandes cannelures ou des sills sédimentaires. La disparition fréquente de la lamination dans ces structures témoigne, ici aussi, de l'intensité des phénomènes de liquéfaction et de l'initiation de figures d'échappement d'eau.

Les plis en fourreaux sont plus rares et n'ont été clairement observés que sur un grand affleurement qui se situe sur le Serre des Andats. On n'observe pas de plans de cisaillement individualisés ni de véritables cannelures sur cet affleurement. La déformation est très pénétrative et n'a donc pas développé de discontinuité majeure au cours de la déformation. Ce phénomène est attribué au fait que le degré de lithification du sédiment était très faible ou nul. Il est aussi possible qu'il ait été réhydraté par des fluides mis

en mouvement au cours de l'inversion du bassin. Ceci peut également être corrélé avec le fait que cet affleurement se trouve très haut dans la série sédimentaire par rapport aux autres affleurements décrits et était donc, au moment de la déformation, affecté par une lithification et une pression lithostatique moindres.

Les plis en fourreaux de cet affleurement ont une section décimétrique, de géométrie très variable, ils sont associés à des plis « b » d'amplitude pluridécimétrique et de longueur d'onde de 1 m en moyenne.

De nombreuses cannelures marquent les plans de cisaillements des accidents gravitaires. Elles sont d'amplitude centimétrique à métrique. Il existe un continuum de formes entre plis « a » et cannelures. Leurs plans sont affectés par divers types de tectoglyphes qui traduisent le degré de lithification variable des matériaux affectés. Il s'agit principalement de fractures secondaires, arrachements, fractures en gradins et réorganisations des matériaux liquéfiés. Le degré de lithification des matériaux peut également être exprimé par la présence de cataclase sur

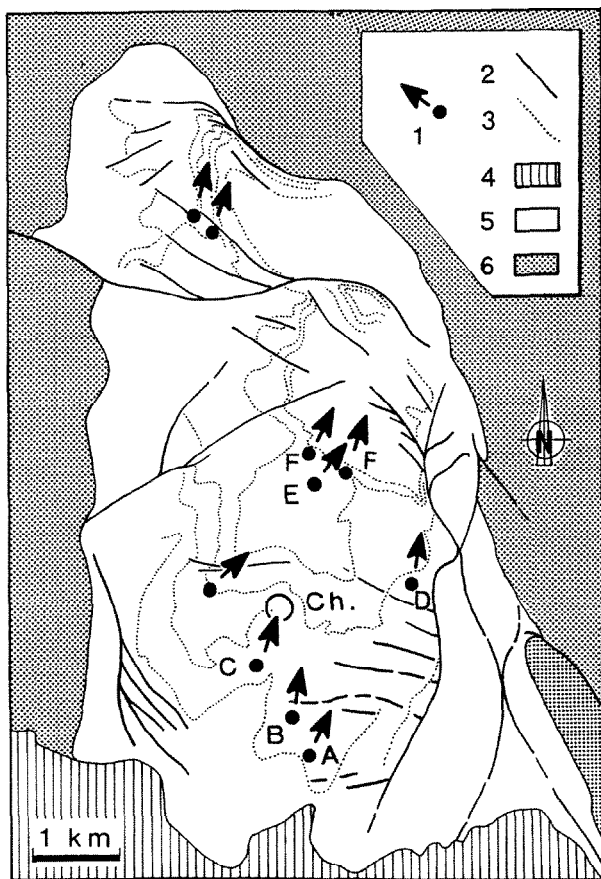


Fig. 14.- Glissements gravitaires dans le bassin de La Grand'Combe.
 1 : affleurement étudié avec indication du sens de glissement, 2 : faille, 3 : trace des couches de charbon à l'affleurement, 4 : Mésozoïque, 5 : Stéphaniens, 6 : substratum hercynien. A, B, C, D, E et F affleurements des figures 16, 17, 18, 19, 20 et 21.

Fig. 14.- Gravity slides in the La Grand'Combe Basin.
 1: studied outcrop, with indications of direction of displacement, 2: fault, 3: trace of outcropping coal beds, 4: Mesozoic, 5: Stephanian, 6: Hercynian substratum. A, B, C, D, E and F outcrops of figures 16, 17, 18, 19, 20 and 21.

les plans de glissement. On constate ainsi que les galets de quartz de dimension centimétrique, visibles sur les plans de rupture sont parfois intacts, parfois usés ou sectionnés par le plan de cisaillement. D'une manière générale, les plans de glissement élémentaires que nous venons de décrire ont un pendage plus fort que le pendage général de la stratification du banc qu'elles affectent. Pour cela, nous considérons qu'elles ont un effet global soustractif sur la série sédimentaire locale.

Fractures en gradins

Les cannelures et plans striés des failles synsédimentaires et des glissements gravitaires du bassin sont parfois affectés par des réseaux de fractures à rejets millimétriques à centimétriques, parallèles entre elles ou en réseaux multiples (planche 1, photos 4 et 5). Ces structures, appelées fractures en gradins (fig. 23a), sont dues à la réaction d'un sédiment incomplètement lithifié au passage d'un objet striateur (fig. 23b). Elles ne sont donc pas le résultat du déplacement relatif de deux compartiments de nature rhéologique équivalente, comme les tectoglyphes classiquement utilisés en microtectonique pour l'étude des miroirs de failles. Elles ont fait l'objet d'une étude particulière (Genna *et al.*, à paraître) où elles ont été comparées à des structures de géométrie semblable (Biju-Duval *et al.*, 1974) dans des formations glaciaires. Elles sont utilisées dans l'analyse présente comme critères de polarité des cisaillements.

Echappement d'eau, « dish and pillars structures »

Les figures de déformations juvéniles de dimensions métriques ou plurimétriques sont souvent associées à des structures secondaires d'échappement d'eau de dimensions diverses. Elles sont caractérisées par la perte de la lamination sédimentaire du sédiment, associée à des rebroussements vers le haut (plus rarement vers le bas) des lamines à la périphérie de la structure. L'exemple de la figure 24a, pris sur un des cisaillements de Champclauson, met en évidence une

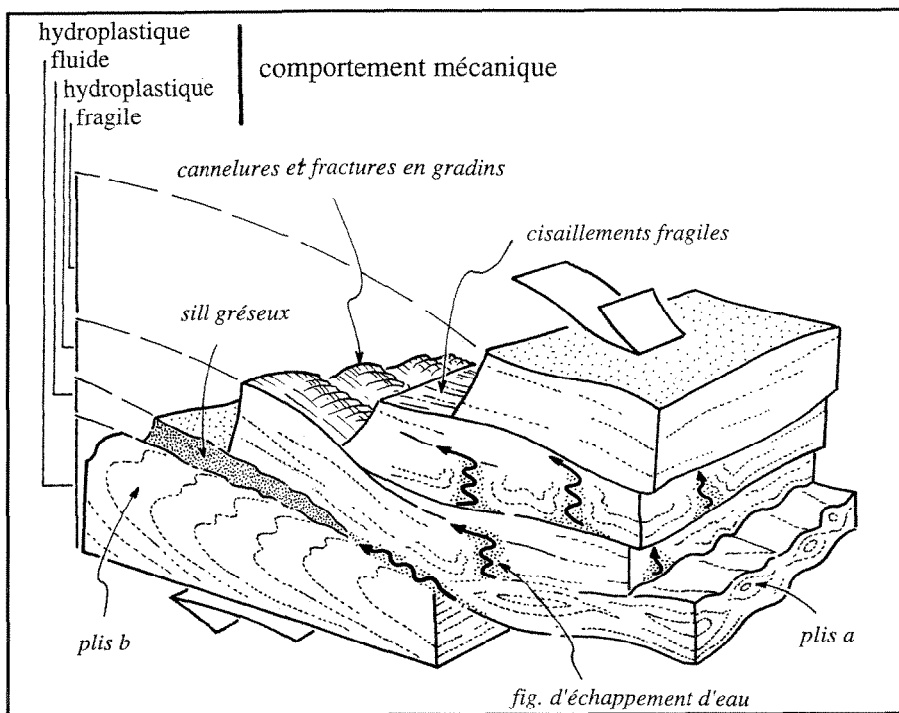


Fig. 15.- Glissements gravitaires, bloc-diagramme synthétique.

Fig. 15.- Compiled block diagram of gravity slides.

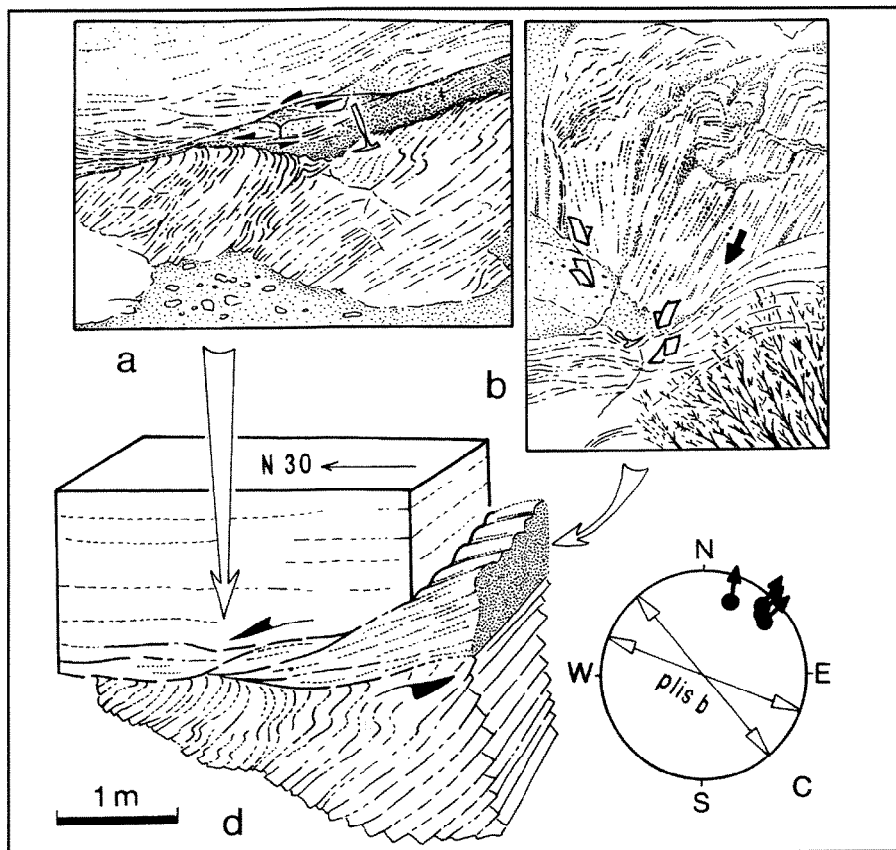


Fig. 16.- Affleurement de Champclauson (A, fig. 14), a : dessin d'une partie de l'affleurement, b : dessin d'affleurement (linéation de liquéfaction, planche 1, photo 1), c : stéréogramme de la linéation de liquéfaction et des stries hydroplastiques (flèches noires) et de la direction moyenne des plis b (Schmidt hémisphère inférieur), d : bloc-diagramme synthétique des relations entre cannelures, linéation de liquéfaction et plis b.

Fig. 16.- Champclauson outcrop (A, Fig. 14), a: sketch of part of the outcrop, b: outcrop sketch (liquefaction lineation, plate 1, photo 1), c: stereogram of the liquefaction lineation and hydroplastic striae (black arrows) with the average direction of the 'b' folds (Schmidt, lower hemisphere), d: compiled block diagram of the relationships between grooves, liquefaction lineation and 'b' folds.

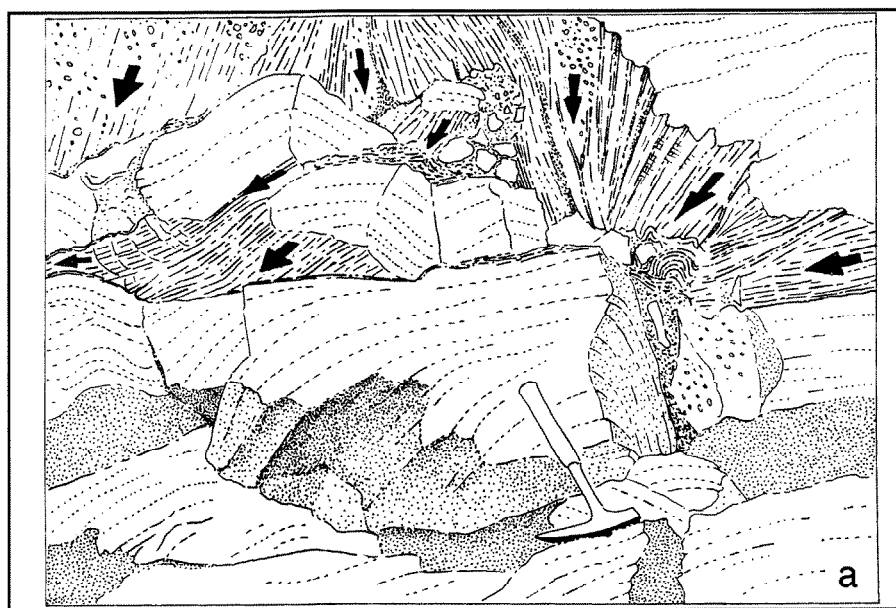


Fig. 17.- Affleurement de Champclauson (B, fig. 14), a : dessin d'une partie de l'affleurement, les flèches noires indiquent le mouvement sur les cannelures à fractures en gradins ; b : bloc-diagramme synthétique ; c : stéréogramme des cannelures à fractures en gradins (flèches noires) et des plis a (étoiles) (Schmidt hémisphère inférieur).

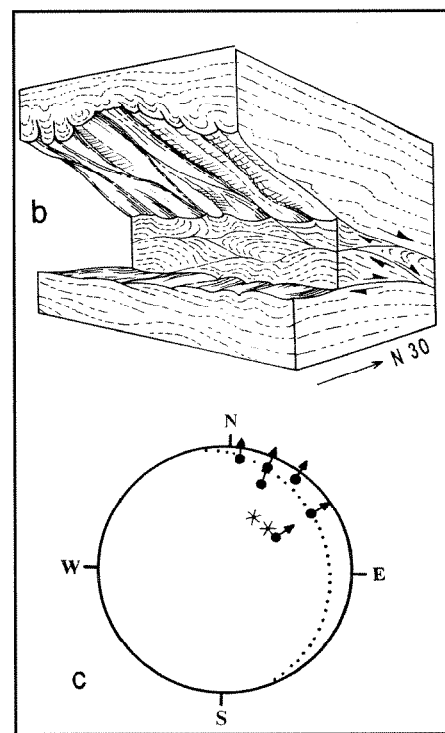
Fig. 17.- Champclauson outcrop (B, Fig. 14), a: sketch of part of the outcrop; the black arrows show the direction of movement along the grooves with stepped fractures; b: compiled block diagram; c: stereogram of the grooves with stepped fractures (black arrows) and the 'a' folds (asterisks) (Schmidt, lower hemisphere).

liquéfaction partielle du sédiment, soulignée par des copeaux de grès non liquéfiés.

Les figures d'échappement d'eau sont de tailles décimétriques, à la périphérie ou au coeur des plis, ou de dimension plus petite et de type « dish and pillars » (Lowe and Lo Piccolo, 1974). Ces structures sont initiées par les problèmes d'accommodation de la déformation au coeur des plis, les microcisaillements et les phénomènes de liquéfaction (Lowe, 1975). Comme dans les formations marines (Beaudoin *et al.*, 1983), elles sont également associées aux sills injectés dans les cisaillements gravitaires. Ce type de structure est souvent associé aux formes corticales (planche 2, photo 1) des grands synclinaux déversés et des plis tardifs.

Linéations de liquéfaction

Il existe en divers points du bassin, des sédiments généralement grossiers, à grains de quartz parfois centimétriques qui présentent un réarrangement linéaire de la répartition des grains qui leur donne un aspect particulier, évoquant la déformation en milieu ductile (fig. 16). Cette organisation du sédiment est longtemps restée énigmatique. On constate toutefois



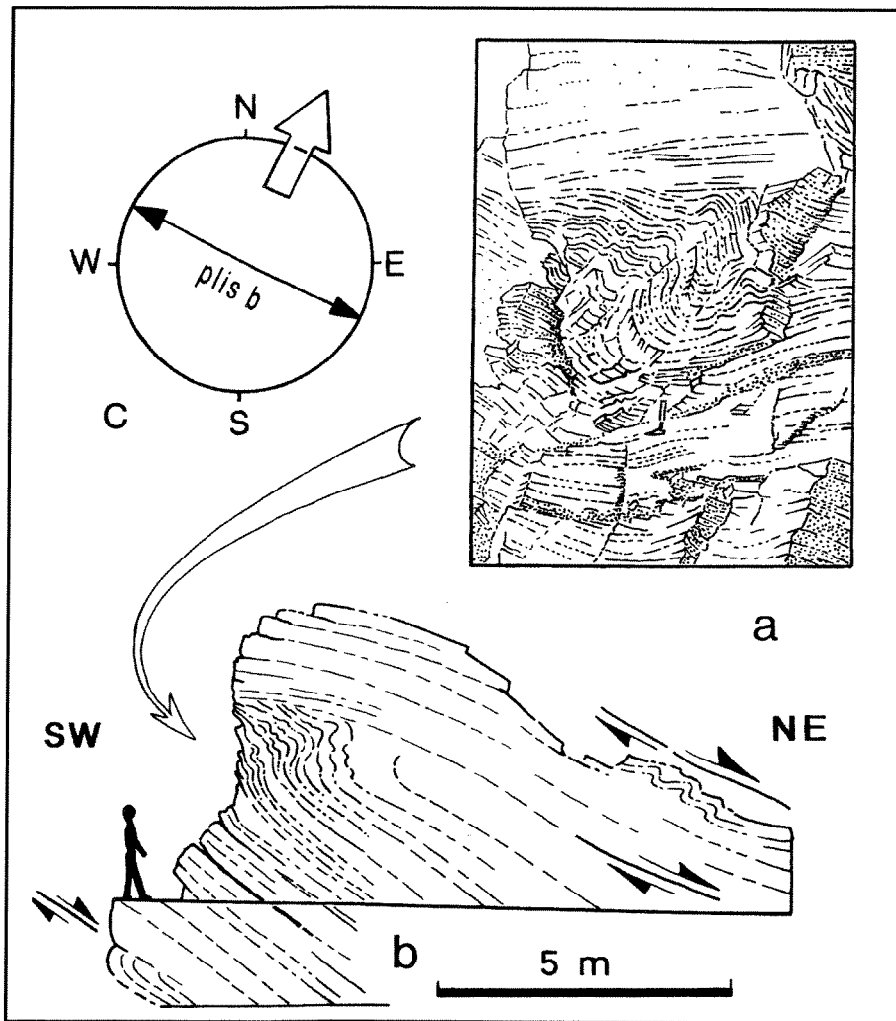


Fig. 18.- Affleurement de Champclauson (C, Fig. 14), a : dessin d'affleurement (planche 1, photo 2), b : coupe SW-NE, c : stéréogramme, la flèche blanche montre le sens de cisaillement, la flèche noire montre la direction moyenne des plis b.

Fig. 18.- Champclauson outcrop (C, Fig. 14), a: outcrop sketch (plate 1, photo 2), b: SW-NE cross section, c: stereogram, the empty arrow shows the direction of shear, the filled arrow gives the average direction of the 'b' folds.

que ce phénomène affecte généralement une masse de grès non cataclasée qui occupe le plan de cisaillement et qui n'est pas en continuité sédimentaire avec les compartiments séparés par la faille qui sont généralement plissés. Ce type d'observation laisse à penser qu'il s'agit d'un sill sédimentaire injecté dans le plan de glissement et réorganisé en fabrique linéaire au cours du cisaillement. Cette réorganisation peut aussi s'exprimer par un boudinage où les boudins sont constitués par les grains de quartz les plus gros (fig. 20 ; planche 1, photo 3). La linéation ainsi obtenue que nous appelons linéation de liquéfaction, indique la direction du cisaillement.

Il existe également, pour des sédiments en cours de lithification, des réorganisations du sédiment où la dimension

des grains les plus gros détermine la fréquence des fractures dans des sédiments incomplètement lithifiés. Elle contrôle également la dimension des cannelures qui affectent les plans de glissement.

Les synclinaux déversés et les discordances avec la série sus-jacente

Le bassin houiller d'Alès est majoritairement structuré par des synclinaux de diverses directions. Par contre, son substratum micaschisteux est principalement constitué de structures anticlinales dans le massif du Rouvergue. Ainsi, il existe dans la branche Champclauson du bassin d'Alès plus de structures synclinales que de structures anticlinales. Les principaux synclinaux sont : Les Oules, Grand-

Baume, Rouchan et Les Escoubes. Certains sont coffrés ou déversés. Ils sont généralement associés aux biseaux sédimentaires décrits plus haut (Grand-Baume et Les Oules). Une de ces structures est fortement érodée (Les Escoubes) et a ainsi permis l'étude détaillée des modalités de déformation. On y observe principalement des structures qui évoquent une déformation antélithification constrictive en charnière. Il s'agit de géométries « corticales » (qui évoquent la section d'un cortex cérébral), affectant des matériaux hydroplastiques et non liquéfiés (planche 2, photo 1). L'absence de déformation fragile dans ces plis atteste également de leur précocité.

Les phénomènes de scellements et de déformation progressive se rencontrent à divers niveaux dans la série houillère. Les plus importants sont le scellement du pli de La Serre par un conglomérat stéphanien (fig. 25) et celui des plis de la Vernarède par le poudingue du Mont Chatenet (Gras, 1970) qui est également considéré d'âge stéphanien.

Les plis déversés sont la conséquence de failles inverses importantes. Ainsi, la faille de Malperthus est à l'origine du pli de Grand-Baume, et celle de Lavabreille à l'origine du pli des Oules. Le fait qu'une faille soit à l'origine de ces plis explique l'absence d'anticlinaux entre les structures synclinales générées. L'analyse détaillée de l'exemple de Grand-Baume nous montre que la structure anticlinale, visible au sud de la fosse de Grand-Baume a été érodée dans la partie nord, au fur et à mesure de sa formation. De plus, le synclinal pincé de Grand-Baume, mis en évidence par les travaux de fond (fig. 7 b) ne se retrouve pas à l'affleurement (fig. 26). Il existe ainsi une discordance angulaire progressive entre les couches de Grand-Baume et des Lumières.

Les phénomènes de constriction au-dessus du Rouvergue

Les couches gréseuses déposées sur le massif du Rouvergue et partiellement érodées sont rarement observables sur la bordure ouest du massif. Par contre, la mine à ciel ouvert de l'Antoinette (Genna et Debriette, 1994), ouverte sur le contact socle-houiller a permis de faire des observations particulières de cette zone et a mis en évidence un type de structures que l'on ne rencontre pas dans le reste du bassin. Il

s'agit d'un réseau de microfailles à rejets décimétriques à pluridécimétriques (fig. 27 ; planche 2, photo 2) et à pendage est. Elles présentent deux directions de stries indiquant un fonctionnement décrochant ou inverse, sans pouvoir déterminer une chronologie évidente de ces mouvements. Ces failles sont généralement plissotées et ont un plan moyen globalement courbe, qui tend à se verticaliser vers l'intérieur du banc qu'elle affecte. Au sommet du banc gréseux, des bourrages de charbon occasionnés par ces failles soulignent la dysharmonie de la déformation. Un mécanisme de formation de ce type de structure est proposé (fig. 27d).

Les phénomènes d'intrados et d'extrados dans les plis

Les failles synsédimentaires décrochantes et inverses du réseau principal de fractures développent latéralement des plis déversés. L'accommodation de la déformation dans le plan axial engendre des phénomènes d'intrados et d'extrados variés. Ils ont plus particulièrement été observés sur les plis de l'Affenadou, les dressants de Sainte-Barbe, Grand-Baume et Les Escoubes.

Les phénomènes d'intrados sont principalement exprimés par des plis dysharmoniques et des failles inverses. La géométrie des plis est contrôlée par le degré de lithification et d'hydratation du sédiment. On distingue ainsi, dans les faciès les plus lithifiés, des plis hydroplastiques associés à des microfailles (fig. 10g ; planche 2, photo 3) et des plis plus dysharmoniques et non faillés. Ces plis ont des axes de même direction que le pli principal dont ils sont la conséquence et le même sens de déversement. Ainsi, ils n'expriment pas la composante cisailante de la faille principale qui est à l'origine du pli. Il existe toutefois des plis plus évolués qui présentent un enroulement important. Cette déformation supplémentaire donne au pli un aspect de « cigare » ou de rouleau à linéation parallèle à son axe. Ces structures sont interprétées comme des plis d'intrados, tardivement affectés par une composante cisailante parallèle à l'axe du pli. Dans cette hypothèse, un pli « b » d'intrados devient progressivement un pli « a » lorsque le cisaillement de la faille principale envahit progressivement son encaissant qui était jusque là affecté uniquement par un plissement.

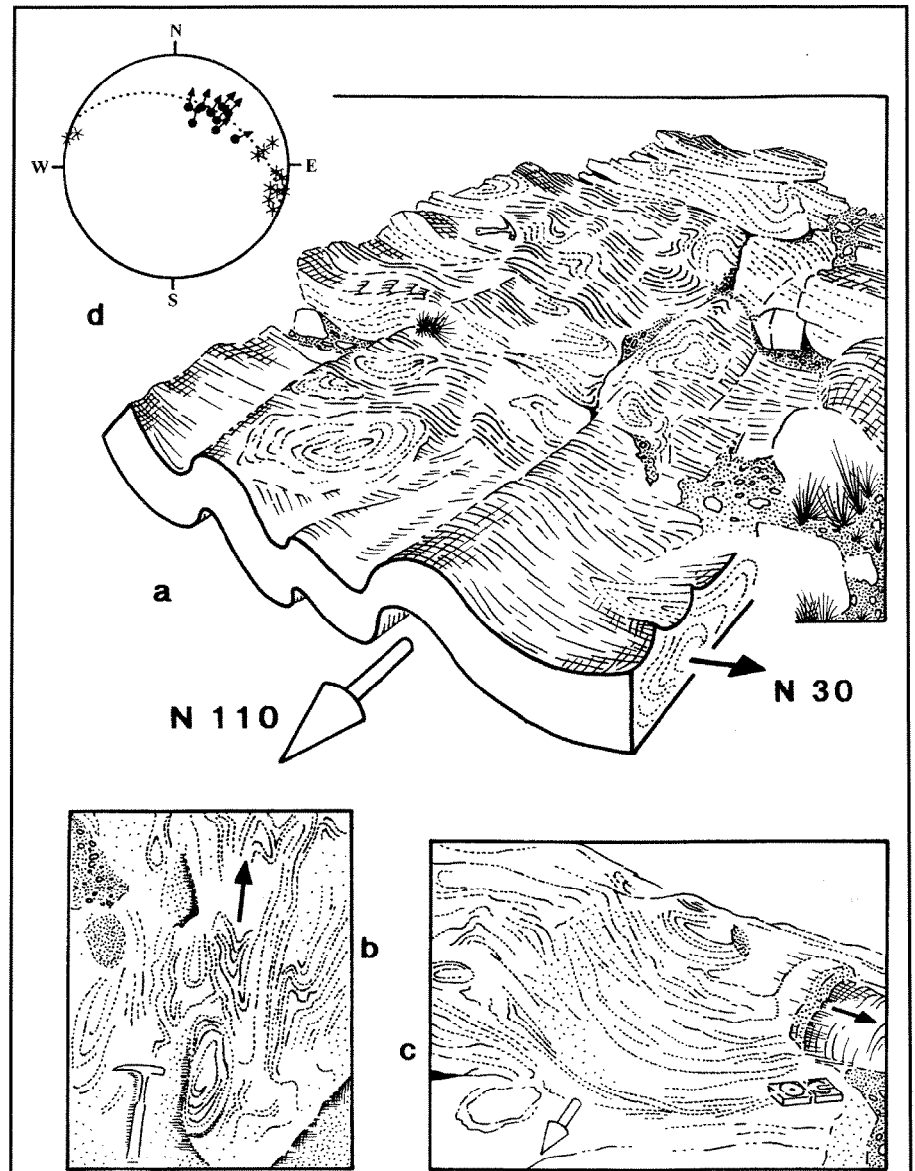


Fig. 19.- Affleurement du Serre des Andats (D, fig. 14) : a : dessin d'une partie de l'affleurement avec plis a (flèche noire) et plis b (flèche blanche), b : plis en fourreaux (« a »), c : pli « a » et pli « b », d : stéréogramme des axes de plis (plis « a » : flèches noires, plis « b » : étoiles) (Schmidt, hémisphère inf.).

Fig. 19.- The Serre des Andats outcrop (D, Fig. 14). a: sketch of part of the outcrop with 'a' folds (filled arrow) and 'b' folds (empty arrow), b: sheath folds ('a'), c: 'a' and 'b' folds, d: stereogram of fold axes ('a' folds: filled arrows, 'b' folds: asterisks) (Schmidt, lower hemisphere).

Les phénomènes d'extrados ont été rarement observés. Deux sites sont plus particulièrement intéressants pour leur observation : Palmesalade et Les dressants de Sainte-Barbe. L'affleurement de Palmesalade expose clairement ces phénomènes sur de larges affleurements. On y observe un faisceau de failles normales antélithification de direction NW-SE (fig. 10f). Elles ont des rejets centimétriques à métriques et affectent la charnière et une partie du flanc inverse du pli, proche de la charnière. Ces structures se situent immédiatement sous la faille de

Malperthus. Il est fort probable que leur genèse ait été aidée par des phénomènes de surcharge occasionnés par le chevauchement. Quelques plans de cisaillement envahissent le substratum de la faille et montrent des stries et cannelures à fractures qui sont parallèles à la direction des failles normales. Ces petites failles normales ne sont donc pas perpendiculaires à la direction de transport du compartiment chevauchant. Pour cette raison, nous pensons que l'effet d'extrados est prépondérant sur l'effet de surcharge dans la formation de ces structures.

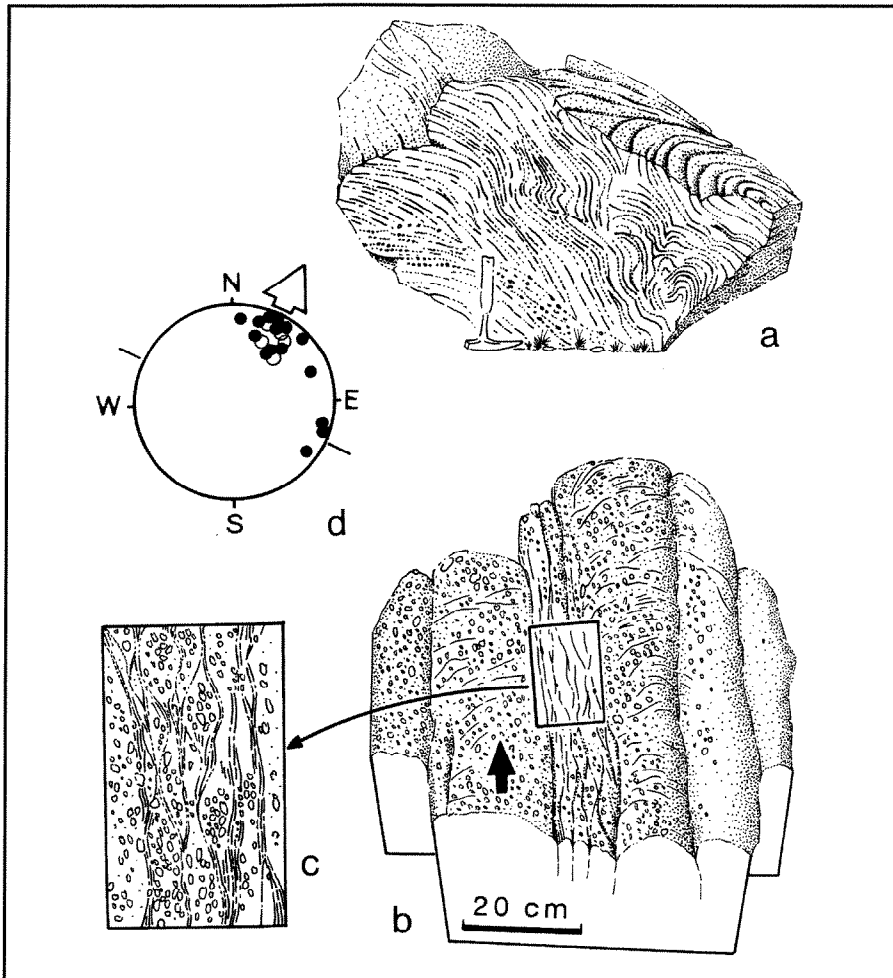


Fig. 20.- Affleurements de l'Auzonnet (F, fig. 14). a : plis à axes perpendiculaires, b : cannelures hydroplastiques à effet de boudinage, c : détail de b (voir planche 1, photo 3), d : stéréogramme des cannelures à fractures en gradin (ronds blancs) et des plis (a et b) (ronds noirs).

Fig. 20.- Auzonnet outcrops (F, Fig. 14). a: folds with perpendicular axes, b: hydroplastic grooves with boudinage effect, c: detail of b (see plate 1, photo 3), d: stereogram of the grooves with stepped fractures (empty dots) and folds ('a' and 'b') (filled dots).

Les dressants de Sainte-Barbe présentent également des plis serrés dont les strates sont affectées par des réseaux de microfailles inverses à rejets centimétriques (planche 2, photo 4), de direction parallèle à l'axe du pli. La formation de ces fractures est assistée par des fluides riches en matière organique dont le vitrain est aujourd'hui le marqueur. Elles se rapprochent par leur style et leur fréquence des fractures en gradins qui affectent parfois les stries et cannelures des failles mais expriment ici les phénomènes d'extrados d'un pli. L'orientation et la cinématique inverse de ces microfailles sont de même nature que la faille des Trois Seigneurs qui se trouvait au-dessus et à l'ouest immédiat de cet affleurement.

Les sismites

Il existe dans le bassin d'Alès des structures de déformations précoces caractéristiques des figures produites au cours de séismes à l'interface eau-sédiment (Montenat, 1980 ; Plaziat et Poisson, 1992 ; Guiraud et Plaziat, 1993). Elles affleurent particulièrement bien sur deux affleurements, à des niveaux stratigraphiques différents. Le premier se trouve à quelques mètres au-dessus de la couche Champclauson (fig. 28), le second se situe à quelques mètres au-dessus de la couche Crouzette (planche 2, photo 5). Ces figures de sommet de bancs sont constituées de plis en blague à tabac de 50 à 80 cm de hauteur. Elles ont un allongement

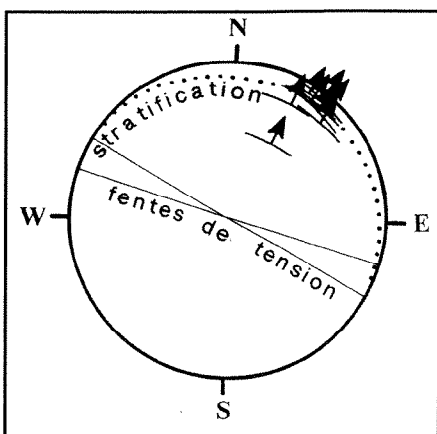


Fig. 21.- Affleurement du Serre des Andats (E, fig. 14), exploitation à ciel ouvert, stéréogramme des stries banc sur banc et des fentes de tension (Schmidt hémisphère inférieure).

Fig. 21.- The Serre des Andats outcrop (E, Fig. 14), open pit mine, stereogram of bed on bed striae and tension cracks (Schmidt, lower hemisphere).

PHÉNOMÈNE GÉOLOGIQUE	COMPORTEMENT MÉCANIQUE (niveau structural)		
	FRAGILE	HYDROPLAST.	FLUIDE
CISAILLEMENT	rupture fragile	plissement dysharmon. rupture liquéfaction	fluidisation
CIRCULATION DE FLUIDE	altération fracturation hydraulique	échappement d'eau liquéfaction déform. hydroplast.	fluidisation
SURCHARGE	rupture	échap. d'eau liquéfaction	échap. d'eau
PLISSEMENT	rupture	plis dysharmoniques déform. corticale liquéfaction	
BASCULEMENT (gravité)	rupture	plissement déform. corticale cisaillement	échap. d'eau
SÉISME	rupture	liquéfaction	échap. d'eau sismites

Tabl. 1.- Structures engendrées au cours de divers phénomènes géologiques, pour des milieux à comportements mécaniques différents.

Table 1.- Structures created by various geological phenomena for media of differing mechanical behaviour.

important de direction constante N10 à N20 et présentent localement des figures de liquéfaction. Ces structures, sont les témoins de l'intense activité sismique contemporaine entre autre du fonctionnement de la faille de Cascade dont le jeu à cette époque est daté par d'autres types d'observations synsédimentaires.

Modalités rhéologiques

Les différentes formes de déformation juvénile rencontrées dans le bassin peuvent être classées en fonction du degré de lithification et de la rhéologie des matériaux affectés.

Le tableau 1 est une classification synthétique des structures élémentaires rencontrées, en fonction du comportement mécanique du milieu considéré et du phénomène géologique local qui est à leur origine. Il convient tout d'abord d'individualiser les structures formées à l'interface eau-sédiment, dans des dépôts sédimentaires encore gorgés d'eau. Il s'agit essentiellement des sismites (au sens strict), les slumps étant rarement observés. Ces structures se forment de manière violente (Garcin, 1987) sous l'effet d'une vibration sismique et sont le résultat de phénomènes de thixotropie et de liquéfaction. En dessous de la surface, les plissements dysharmoniques, associés à des liquéfactions locales se développent en milieu hydroplastique et sont la conséquence de plissements et glissements de dimensions plus importantes à l'échelle du bassin, comme les grands accidents ou les décollements gravitaires. La fluidification et les figures d'échappement d'eau se forment également dans des accidents majeurs, dans des conditions rhéologiques de moindre lithification. La déformation fragile peut être causée par des cisaillements et des plissements mais également par des pressions de fluides élevées. Il s'agit alors de fracturation hydraulique produite par des fluides riches en matière organique dont le témoin actuel est le vitrain qui occupe ces fractures ouvertes. La fracturation hydraulique caractérise souvent les ruptures d'extrados et d'intrados. On l'observe ainsi dans les plis associés aux grandes failles mais également de part et d'autre de plans de stratification où ils expriment des phénomènes d'échappement d'eau sous forte pression, au cours de basculements importants.

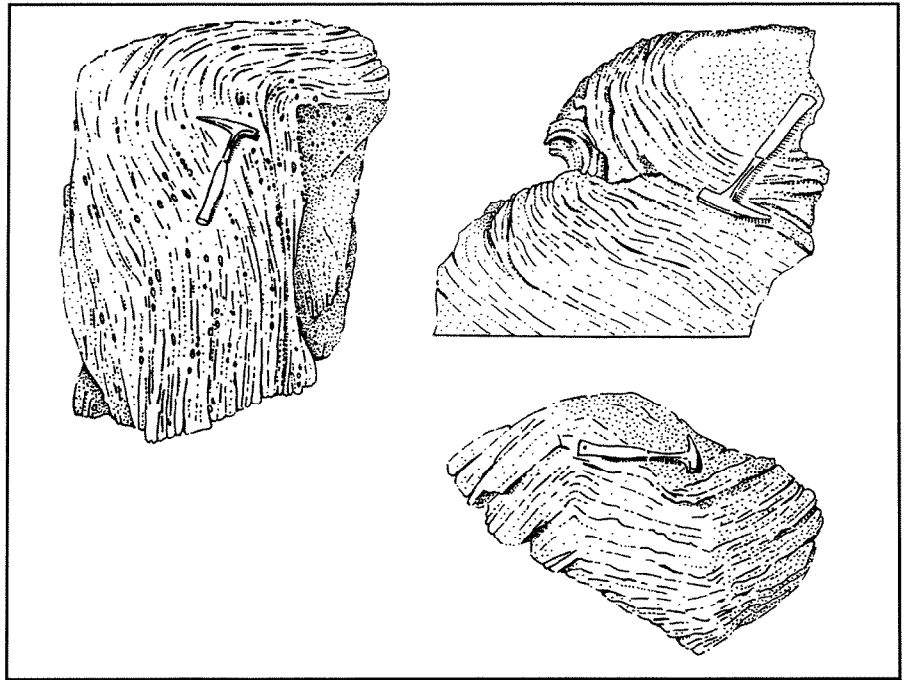


Fig. 22.- Exemples de plis dysharmoniques associés aux glissements gravitaires.

Fig. 22.- Examples of disharmonic folds associated with gravity slides.

Discussion

Les figures de déformation juvénile ne sont pas aléatoirement réparties dans le bassin. L'analyse géométrique de leur répartition et de leurs orientations nous renseignent sur le rôle qu'elles ont joué au cours des déformations synsédimentaires. Nous constatons ainsi que les grands décrochements qui bordent le massif du Rouvergue à l'ouest sont soulignés par de grandes cannelures, d'amplitudes parfois plurimétriques et de rares fractures en gradins. Les plis qui leur sont latéralement associés sont affectés par des phénomènes d'intrados et d'extrados, exprimés par des plis, des failles normales et inverses.

La classification des plis en plis « a » et plis « b » est quelque peu rigide. Elle doit être nuancée et adaptée aux chronologies des déformations obtenues par d'autres méthodes. En effet, il est intéressant de noter que les plis d'intrados qui affectent le pli de Palmesalade sont des plis « b » qui ont évolué en plis « a » au cours de la pénétration de l'effet de cisaillement dans le coeur du pli au cours du temps. Dans le même ordre d'idée, il est probable que les plis qui affectent le flanc ouest du synclinal de la Serre et observés dans le ruisseau de l'Auzonnet soient nés sous forme de plis « a » du glissement gravitaire et aient évolué tardive-

ment en plis « b » au cours du serrage induit par les chevauchements de bordure. En effet, ces chevauchements induits par un décrochement senestre induisent la formation de plis NE-SW, bien visibles de l'Affenadou jusqu'au nord de La Rouvière et de direction parallèle aux plis précédemment décrits.

Les glissements gravitaires de Champclauson sont marqués par des plis d'entraînement, des cannelures et fractures en gradins et diverses formes de liquéfaction et échappement d'eau.

Il faut noter que les plis et cannelures qui affectent les barres de Champclauson sont à différencier des traditionnels slumps comme décrits par Greb et Weisenfluh (1996) dans des formations équivalentes car ce sont généralement des figures de base ou de milieu de banc et non des figures formées à l'interface eau-sédiment, scellées par les dépôts postérieurs. Cette observation confirme le fait que le basculement de la série n'est pas progressif et syn-dépôt, mais postérieur au dépôt de l'ensemble de la série considérée, comme déjà démontré par le fait que les couches de charbon restent parallèles entre elles, sur toute la partie ouest du bassin.

Il est à noter qu'il existe peu de plis antélithification dans le charbon d'Alès. Ils n'ont été observés que dans les phé-

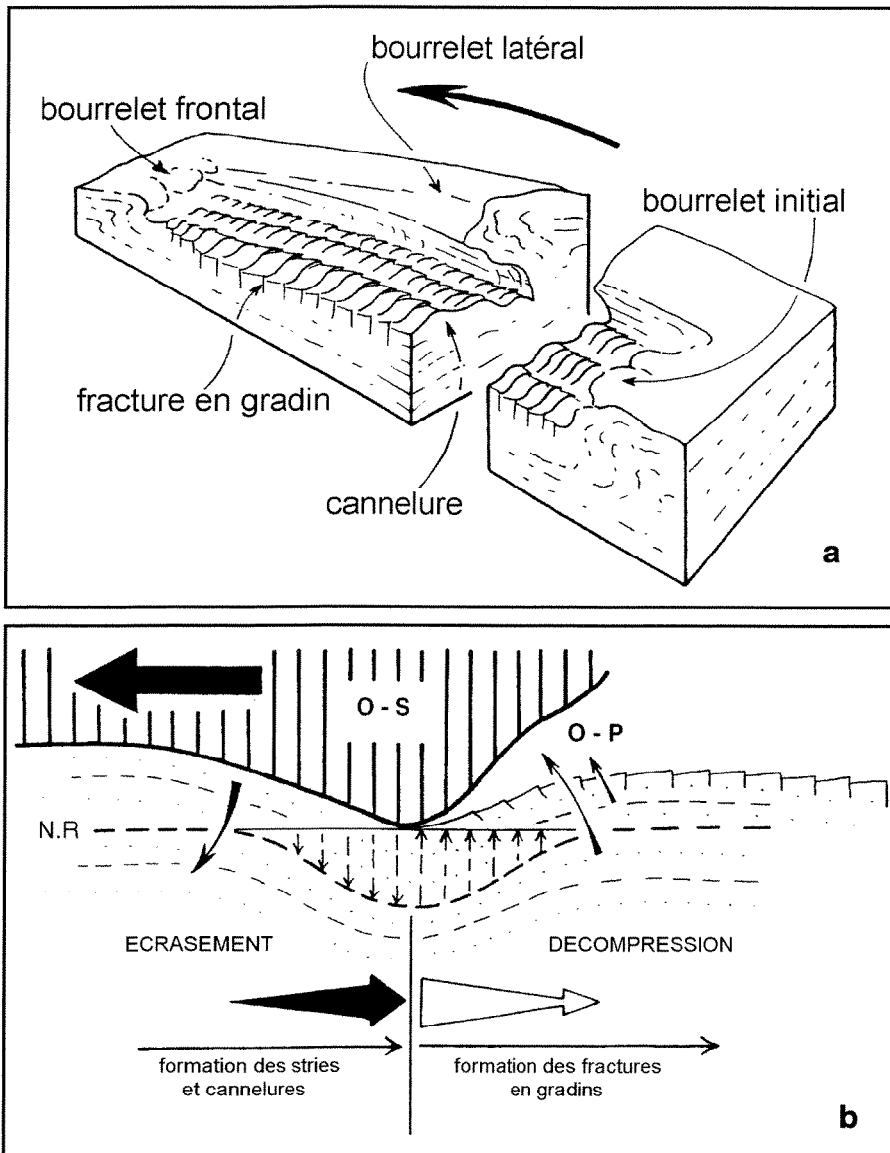


Fig. 23.- Fractures en gradins (Genna *et al.*, à paraître). **a** : reconstitution schématique de l'organisation d'un plan cannelé affecté par des fractures en gradins, la flèche indique le sens de mouvement de l'objet striateur ; **b** : mécanismes élémentaires de formation de fractures en gradins, induits par le passage d'un objet striateur sur un sédiment incomplètement lithifié, O.S : objet striateur ; O.P : ombre de pression ; N.R : niveau repère.

Fig. 23.- Stepped fractures (Genna *et al.*, in progress). **a** : schematic representation of a grooved plane with stepped fractures, the arrow shows the direction of movement of the striating object ; **b** : elementary mechanism of stepped fracture formation, induced by the passage of a striating object over incompletely lithified sediment, O.S: striating object; O.P: pressure shadow; N.R: reference horizon.

nomènes de constriction du Rouvergue dans la fosse Antoinette. Ceci signifie que sur la majeure partie du bassin, le charbon était probablement déshydraté (houillification précoce) alors que les eaux résiduelles de compaction se trouvaient concentrées dans les bancs de sable. Par contre, lorsqu'il s'agit de plis très précoces (Greb et Weisenfluh, 1996), les plis hydroplastiques existent aussi dans le charbon.

Il est possible, en comparant ces phénomènes à diverses échelles (localisation

et caractéristiques locales), d'établir des relations cinématiques et chronologiques des événements qui sont à l'origine des déformations juvéniles, du début du dépôt du bassin, jusqu'à la formation des dernières assises conglomératiques qui scellent les dernières déformations. Les grands événements tectono-sédimentaires sont calés à partir des chronologies obtenues par l'étude des basculements et des grands scelllements. Les failles majeures du bassin, qui affectent également le socle sont soulignées par la diagenèse différentielle du charbon. Elles sont

exprimées par une géométrie en gerbe de la maturation des charbons (Wang, 1991).

Il est également intéressant de discuter l'évolution structurale du bassin en terme d'inversion tectonique (Cooper et Williams, 1989) et d'inversion de bassin (Buchanan et Buchanan, 1995). On constate ainsi que diverses parties du bassin houiller d'Alès sont affectées par des phénomènes d'inversions positives au cours de leur évolution. Le secteur des Escoubes et du synclinal de La Serre nous montre particulièrement bien ce phénomène. On constate dans cette zone trois événements structuraux successifs. Pendant le dépôt des couches Champclauson à Forge, un événement distensif génère la faille normale de Cascade qui individualise à l'est la série condensée des Escoubes (fig. 13c). Puis un événement compressif provoque la formation de la faille inverse des Escoubes et renverse la faille de Cascade vers l'ouest pour donner le pop-up des Escoubes, contemporain du basculement de l'ouest du bassin et de la formation du pli de La Serre. Enfin, les dépôts des conglomérats de La Serre produisent un scellement de l'ensemble des événements tectono-sédimentaires que nous venons de décrire, au cours d'une période de calme tectonique relatif.

Les lames de micaschistes observables dans la mine de Laval (Gras, 1970) sur la faille des Oules, sont également imputables à ce phénomène. L'inversion locale du bassin a eu diverses conséquences sur les circulations de fluides (Sibson, 1995) et la déformation finie du bassin. Ainsi, comme le démontrent Faure et Sassi (Faure et Sassi, 1996), il se produit d'importantes variations spatiales des régimes locaux de contraintes au cours du dépôt et de la déformation des séries sédimentaires. Ce phénomène semble d'autant plus prononcé dans des séries continentales intensément déformées. Ces variations ont pu guider les migrations de fluides (Sibson, 1995). Il est probable qu'au cours des basculements tardifs et de la mise sous contrainte compressive de la bordure est du bassin de La Grand' Combe, près du Rouvergue, des fluides issus de cette bordure aient migré vers l'ouest, guidés par les plans de stratification. Ainsi, le basculement a probablement favorisé la migration du fluide, lequel a favorisé le glissement gravitaire en provoquant des liquéfactions des grès peu lithifiés et par

injection de matériel fluidifié dans les décollements. Il existe une différence de style de déformation entre la partie inférieure du sous-bassin de Champclauson (déformation continue avec plis à grand rayon de courbure, faible amplitude, de direction N120), jusqu'à la base de la couche Lumières et la partie supérieure (déformation discontinue avec décollements gravitaires). Ce phénomène est peut-être une conséquence des circulations de fluides provoquées dans cette partie du bassin par son inversion. On constate, en effet, que ce découplage correspond approximativement au niveau stratigraphique de scellement du pli de Grand-Baume qui est précoce et progressif. Ce scellement important des biseaux sédimentaires a pu localement jouer le rôle de barrière de perméabilité au cours de ces phénomènes, pour une partie du bassin. Il peut avoir provoqué des concentrations de fluides à la base de la série supérieure, favorisant ainsi son déplacement gravitaire. Les glissements gravitaires que nous venons de décrire se présentent donc en partie comme une conséquence de l'inversion tectonique du bassin.

Cinématique des failles et effets topographiques des plissements

Les relations entre plis de socle cristallin et bassins houillers sont connues depuis la fin du siècle dernier (Mouret, 1891). On constate ainsi que les bassins occupent généralement les cuvettes synclinales de leur substratum métamorphique (Genna *et al.*, 1998). Leur remplissage par des sédiments silico-clastiques est contemporain de la formation du train de plis développés dans leur substratum. Cette observation est particulièrement bien illustrée pour le bassin d'Alès (Berger *et al.*, 1978).

Par l'intermédiaire des basculements et des rebroussements de série scellés par les conglomérats, il apparaît que la surrection du Rouvergue, guidée par des

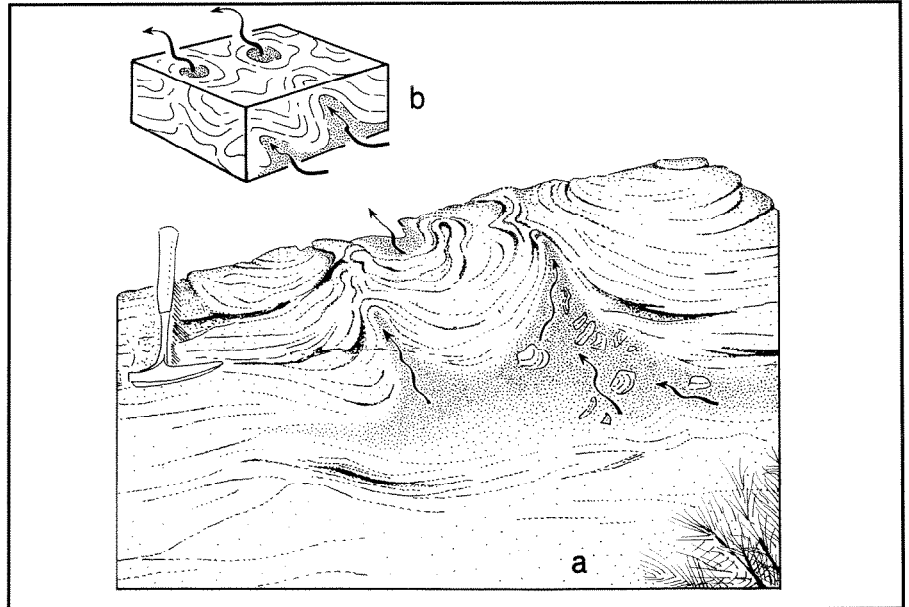


Fig. 24.- Exemple de figures d'échappement d'eau associées aux glissements gravitaires, mise en évidence de phénomènes de liquéfaction. a : dessin d'affleurement, b : bloc-diagramme synthétique.

Fig. 24.- Example of water escape structures associated with gravity slides, highlighting liquefaction phenomena. a: outcrop sketch, b: compiled block diagram.

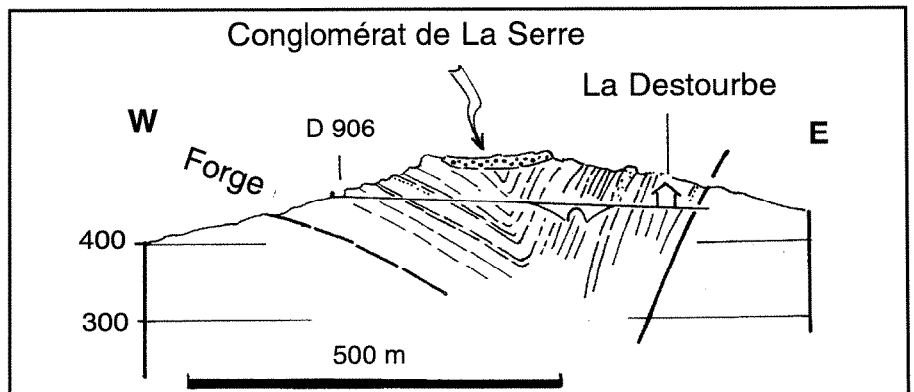


Fig. 25.- Scellement du synclinal de La Serre par les conglomérats de La Serre.

Fig. 25.- Sealing of the La Serre syncline by the La Serre conglomerates.

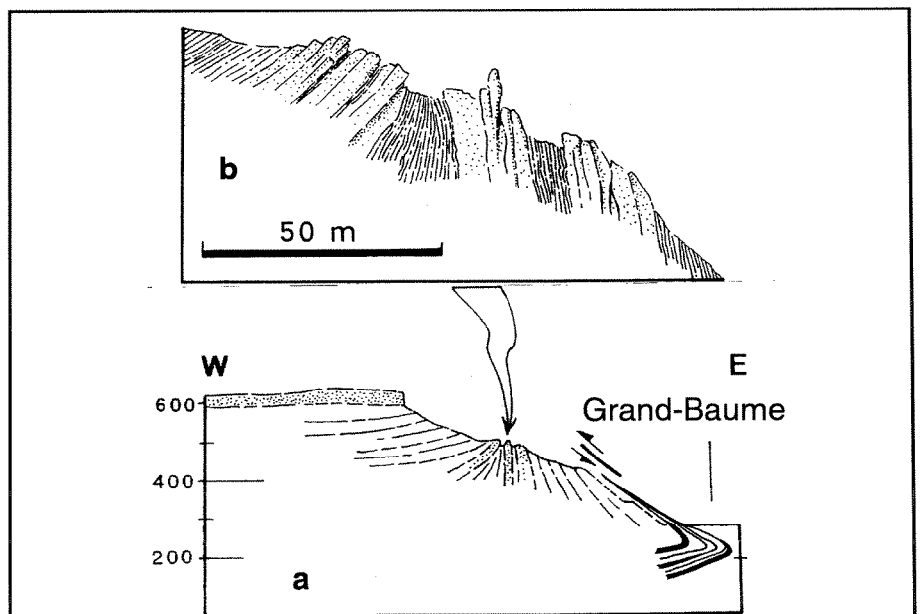


Fig. 26.- Discordance progressive et scellement du synclinal déversé de Grand-Baume, b : détail de a.

Fig. 26.- Progressive discordance and sealing of the Grand-Baume overturned syncline, b: detail of a.

failles de nature compressive (décrochements, rampes et failles inverses) est globalement contemporaine de la formation des sous-bassins qui sont contrôlés par des failles normales. Nous constatons toutefois qu'à l'échelle régionale, le rôle des structures distensives et compressives ne sont pas équivalents. En effet, la courbure des failles normales qui affectent les sous-bassins nous permet de constater que ces failles s'aplatissent en profondeur, vers le milieu du bassin et ne dépassent pas le fond de celui-ci (Genna et Debriette, 1996). Par contre, les failles bordières, de nature compressive sont à l'origine des reliefs positifs. Elles se verticalisent et affectent le substratum du bassin. Elles constituent les limites des différentes structures anticlinales qui constituent le massif du Rouvergue.

Il n'y a pas de décollement connu à la base du bassin de Champclauson. On peut considérer les séries stéphaniennes solidaires du substratum varisque dans cette partie du bassin d'Alès. Il est donc possible de déterminer les mouvements successifs (ou continus) du substratum en fonction des basculements enregistrés par la sédimentation continentale. On constate ainsi que le premier mouvement décelé dans le bassin est un basculement orienté au nord-ouest (fig. 7a). Le mouvement suivant (fig. 14) est un basculement orienté au nord-est. Il est possible que ces deux mouvements s'inscrivent dans un continuum de déformation, comme le suggère le biseau des Lumières qui a subi une rotation horaire par rapport au biseau de Grand-Baume sous-jacent. Le pendage actuel des couches sur le Serre des Andats est d'une dizaine de degrés vers l'est-nord-est. La direction du basculement a donc encore tourné depuis la mise en place des glissements gravitaires.

Ces basculements de direction variable traduisent l'effet de plissement du substratum et suggèrent un « effet de plateau » à rotation horaire qui souligne l'évolution des plis dans le substratum métamorphique.

Chronologie des événements

La chronologie des événements tecto-sédimentaires a été établie en fonction de tous les critères chronologiques obtenus

SOUS-BASSIN DE CHAMPCLAUSON					
Basculements	failles	plis	conglomérats	charbon	scellements
			La Serre		La Serre
Andats au nord-est	Malperthus, Trois Seigneurs Broussous	La Serre			
	Cascade Cascade Cascade Cascade			La Serre Forge Crouzette Salze Chauvel Champcl. Lumières	
Rouvergue à l'ouest					Grand-Baume
Rouvergue à l'ouest	Malperthus	Grand-Baume			
Rouvergue à l'ouest	Grands Rejets		bordure ouest		
Rouvergue à l'ouest			bordure ouest	faisceau de Grand-Baume	
Rouvergue à l'ouest			bordure W	faisceau de Ricard faisceau des Oules	

Tabl. 2.- Corrélations entre événements structuraux et dépôts sédimentaires dans le sous-bassin de Champclauson.

Table 2.- Correlations between structural events and sedimentary deposits in the Champclauson Subbasin.

SOUS-BASSIN DE LA VERNARÈDE					
Basculements	failles	plis	conglomérats	charbon	scellements
			Mt. Chatenet		Mt. Chatenet
au NE		synclinal			
				Blachère	
				Ste. Barbe	
	failles normales			Dumazert	
	failles normales			Rouvière	
	failles normales		stériles de l'ouest	Canal sup.	
	failles normales		stériles de l'ouest	Canal inf.	
	failles normales		stériles de l'ouest	Jenny	
	failles normales		stériles de l'ouest	Terre Noire sup.	
	failles normales		stériles de l'ouest	Terre Noire inf.	
	failles normales		stériles de l'ouest	Palmesalade	
	failles normales		stériles de l'ouest	St. Augustin sup.	
	failles normales		stériles de l'ouest	St. Augustin inf.	

Tabl. 3.- Corrélations entre événements structuraux et dépôts sédimentaires dans le sous-bassin de La Vernarède.

Table 3.- Correlations between structural events and sedimentary deposits in the La Vernarède Subbasin.

au cours de cette étude. Elle est résumée par les tableaux 2 et 3 qui concernent les sous-bassins affleurants de La Vernarède et Champclauson, plus particulièrement bien documentés.

Les principaux marqueurs de cette chronologie sont les dépôts des séries schisto-charbonneuses ou conglomératiques, les failles synsédimentaires, les basculements et les structures de déformation précoces scellés dans le bassin par les conglomérats tardifs.

Les dépôts continentaux du bassin d'Alès débutent, dans sa branche ouest par les formations de Lavabreille, Laval, Les Oules puis de Ricard (corrélations par les cinérites : Bouroz *et al.*, 1972 ; Frères, 1984). Les conglomérats de La Vernarède sont assimilés à ceux de Ricard (Gras, 1970). Les faciès les plus grossiers et les plus épais se déposent sur la bordure ouest. Sur cette même bordure, ils sont caractérisés par des cônes alluviaux dont la progradation s'effectue d'ouest en est (Wang, 1991). Le même processus de sédimentation s'effectue sur la bordure est du Rouvergue, dans le sous-bassin de Bessèges (Delenin, 1990).

A la verticale et au-dessus des couches du faisceau de Ricard exploité, des biseaux sédimentaires sont connus au niveau des couches de Grand-Baume (fig. 7a). A l'est de cette zone, dans d'autres sous-bassins, des biseaux sédimentaires sont connus sur le faisceau des Oules et des couches de Laval. L'impossibilité de corréler avec exactitude de la chronologie des événements. Nous constatons toutefois que les couches schisto-charbonneuses des Oules sont plus proches du substratum mica-schisteux que les couches de Ricard. Il est probable que le phénomène de basculement à l'ouest de la bordure ouest du Rouvergue ait débuté avec les premiers dépôts du bassin. Les couches inférieures des Oules se stérilisent en direction de Ricard. L'absence des conglomérats de Ricard (Gras, 1970) dans le secteur des Oules et de Laval s'explique par le jeu synsédimentaire des failles de Peyraube et Malperthus qui maintiennent le compartiment sud en surrection permanente par rapport au compartiment nord. Dans le sous-bassin de Champclauson, les

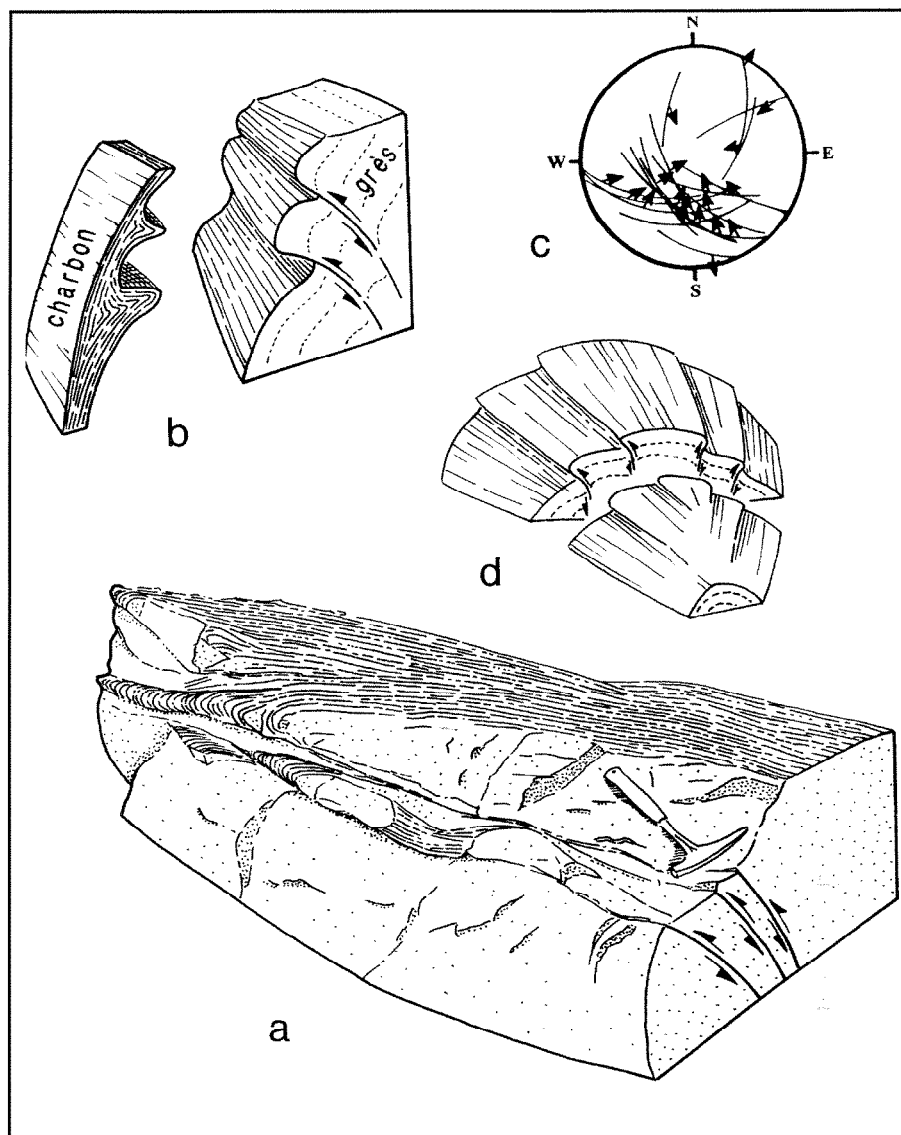


Fig. 27.- Phénomènes de constriction observables autour du massif du Rouvergue, fosse de Mercoirol. a : détail de l'affleurement (planche 2, photo 2), b : relations géométriques et cinématiques entre charbon et grès, c : stéréogramme des plans striés associés aux déformations constrictives (Schmidt, hémisphère inférieur) d : mécanisme de formation à l'échelle du dôme du Rouvergue.

Fig. 27.- Observable constriction phenomena in the vicinity of the Rouvergue Massif, Mercoirol Pit. a: outcrop detail (plate 2, photo 2), b: geometric and kinematic relationships between coal and sandstone, c: stereogram of striated planes associated with constrictive deformation (Schmidt, lower hemisphere) d: mechanism of formation at the scale of the Rouvergue dome.

couches biseautéés de Grand-Baume sont violemment retournées, à l'W de la faille de Malperthus, formant ainsi un synclinal déversé à l'ouest (fig. 26b). Ce synclinal est scellé par un banc de grès qui se situe quelques mètres en dessous de la couche Champclauson. Cette dernière est affectée par un pli déversé à l'ouest dans le secteur de Palmesalade. Il semble ainsi qu'il n'ait jamais existé de véritable anticlinal entre les synclinaux de Grand-Baume et de la Montagne Sainte-Barbe. Cette zone est occupée par la Faille de Malperthus, active pendant les dépôts. Il est probable que les reliefs occasionnés

par les mouvements verticaux aient été continuellement érodés. D'après les plans de mine de la zone de Grand-Baume, l'amplitude de ces mouvements sur la faille de Malperthus augmente du sud vers le nord, en direction du complexe faillé de l'Affenadou (Documents HBCM, coupes sériées de la découverte de Grand-Baume).

Il semble que malgré la remontée progressive du massif du Rouvergue pendant le dépôt de la base de la série houillère, les mica-schistes n'aient jamais été à l'affleurement et n'aient pas alimenté le bassin

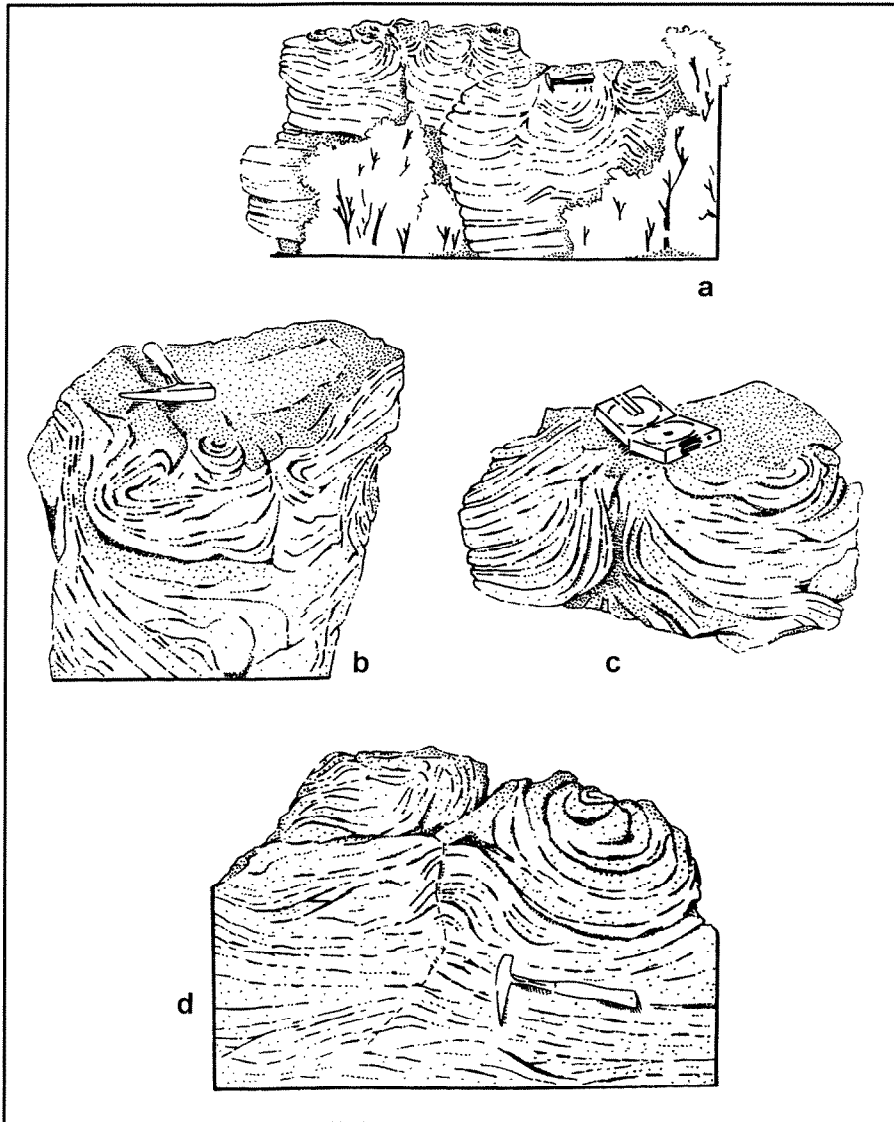


Fig. 28.- Sismites de Champclauson. a : dessin d'une partie de l'affleurement, b, c et d : figures élémentaires de réorganisation du sédiment.

Fig. 28.- Sismites at Champclauson. a: sketch of part of the outcrop, b, c and d: elementary structures of sediment reorganization.

par des matériaux grossiers. L'absence de conglomérats de pied de falaise plaide en faveur de cette hypothèse. Au contraire, cette zone qui constitue un haut-fond a connu une sédimentation plus fine, avec des séries condensées et des niveaux charbonneux plus épais, souvent constitués par la fusion de diverses couches qui sont séparées plus à l'ouest par des formations stériles plus importantes. La série condensée des Escoubes (ou série du Horst de Portes est) (fig. 13) témoigne de ce phénomène.

Le banc gréseux qui scelle le pli de Grand-Baume scelle également les failles normales des Grands Rejets, qui est lui-même remplissée par le pli de Grand-Baume.

Le dépôt du faisceau de Grand-Baume est donc sub-contemporain du fonctionnement de failles normales des Grands Rejets.

Après le dépôt du faisceau de Grand-Baume, la sédimentation de la série stéphano-nienne se poursuit par les niveaux des Lumières, de Champclauson et du Serre des Andats, jusqu'à la couche de La Serre. On constate une réactivation de la dynamique sédimentaire au toit des couches Lumières (barre de grès des Lumières) et au mur immédiat de Champclauson (barre de Champclauson : 50 m de grès et conglomérats). Vers l'ouest, les faciès latéraux de ces formations sont érodés. Il est possible que la sédimentation grossière sur la bordure ouest du bassin se soit pour-

suivie pendant le dépôt de ces formations. Sur la bordure ouest du Rouvergue, une série condensée qui va, au minimum de la couche Champclauson à la couche Crouzette, témoigne de l'activité synsédimentaire de la faille de Cascade (fig. 13) et de la structure en queue de cheval qui prolonge cette faille à l'ouest de Portes (fig. 11).

Nous constatons ici qu'il n'y a pas de basculement progressif des blocs de part et d'autre de la faille comme dans la partie sud du bassin. Il s'agit d'une variation brusque de l'épaisseur des séries de part et d'autre de l'accident. Les sismites de Champclauson et du Serre des Andats sont contemporaines de ces événements.

Dans le sous-bassin de la Vernarède, deux grandes structures en queue de cheval (Nord Vernarède et Chamarit, figure 11) contrôlent le dépôt des séries, jusqu'à la couche Sainte Barbe.

Dans le sous-bassin de Champclauson, le synclinal de la Serre (fig. 13) se forme tardivement, après le dépôt de la couche de La Serre. Ce pli dissymétrique induit un basculement vers le nord-est de toute la partie ouest du sous-bassin. Un phénomène équivalent de basculement tardif, post-dépôt de la couche Blachère, s'observe dans le sous-bassin de la Vernarède, sans pouvoir démontrer qu'ils sont contemporains. Ces basculements sont considérés tardifs par rapport au dépôt des couches qu'ils affectent car les épaisseurs de sédiments qui séparent les couches sont constantes sur l'ensemble de la zone considérée et ne montrent pas de biseaux progressifs.

Dans le sous-bassin de Champclauson, le synclinal dissymétrique de La Serre est scellé par le conglomérat de La Serre qui témoigne de la fin d'un grand cycle tectono-sédimentaire. Le conglomérat du Mont Chatenet est l'équivalent, dans le bassin de la Vernarède du conglomérat de la Serre (fig. 2, en accord avec Gras, 1970). Nous constatons ainsi que le massif du Rouvergue dont la surrection était relativement lente pendant le dépôt de la série houillère devient plus brutale en fin de cycle, avec mise à l'affleurement des formations cristallines du substratum hercynien qui viennent alimenter le remplissage du bassin. Ce massif a actuellement une géométrie de structure en fleur positive au sens de Harding *et al.*, (1983) et Harding (1985).

La figure 29 résume très sommairement l'évolution tectono-sédimentaire du bassin de La Grand'Combe en trois étapes principales. En un premier stade, le bassin se forme par plissement et fracturation du substratum hercynien. Des conglomérats se déposent à l'ouest et témoignent de la proximité de reliefs importants. Par contre, à l'est, des séries condensées attestent de la surrection progressive du Rouvergue sans toutefois que les micaschistes arrivent à l'affleurement. Des structures en queue de cheval contrôlent le dépôt de la série houillère. En un deuxième stade, la déformation intensifiée du substratum induit le basculement vers le nord-est de la partie est du bassin, ce qui provoque des glissements gravitaires couche à couche. A ce stade, une partie de la série houillère précédemment déposée s'érode et les micaschistes du Rouvergue arrivent à l'affleurement. Le dernier stade d'évolution du bassin est marqué par le dépôt du conglomérat discordant de la Serre et du Mont Chatenet qui sont alimentés par le massif du Rouvergue.

Déformations post-stéphanien

Pour une meilleure contrainte des déformations contemporaines de la formation du bassin, une synthèse bibliographique des déformations régionales post-stéphanien a été réalisée, assortie de contrôles de terrain aux alentours immédiats du bassin houiller.

Postérieurement au bassin houiller, l'ensemble de la bordure cévenole a été le théâtre d'événements structuraux importants que l'on peut regrouper en quatre grandes phases tectoniques. La première est la distension permienne de direction NW-SE à N-S (Blès *et al.*, 1989, Bonijoly, 1996). La seconde est l'extension liée à l'ouverture du bassin du Sud-Est (Bonijoly, 1996) au cours de laquelle la bordure cévenole s'est comportée en marge passive. Diverses phases d'ouvertures caractérisent cette période sur des directions NE-SW et NW-SE au Trias (Martin et Bergerat, 1996), une direction NW-SE au Jurassique (Blès *et al.*, 1989, Martin et Bergerat, 1996) et une direction NNE-SSW au Crétacé (Martin et Bergerat, 1996). La troisième est la compression pyrénéenne, de direction NW-SE à NE-SW (Blès *et al.*, 1989) qui a fait

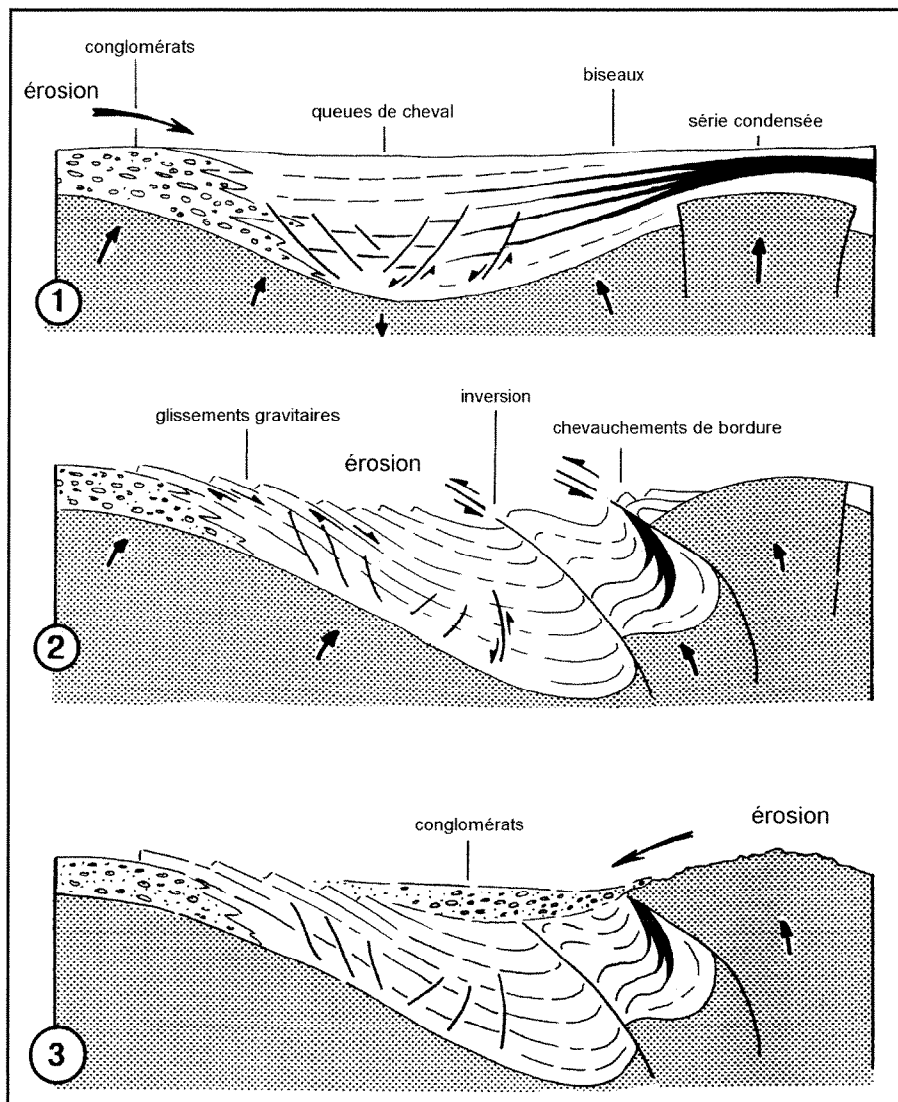


Fig. 29.- Modèle évolutif proposé pour le bassin de La Grand'Combe (branche ouest du bassin houiller d'Alès). 1 : premier stade de dépôt de la série houillère, 2 : phase de basculement et d'érosion, 3 : dépôt du conglomérat du Mont Chatenet et de La Serre.

Fig. 29.- Proposed developmental model for the La Grand'Combe Basin (western branch of the Alès coalfield). 1: first phase of deposition of the coal-bearing sequence, 2: phase of tilting and erosion, 3: deposition of the Mont Chatenet and La Serre conglomerates.

fonctionner la faille de Villefort en faille inverse (Gras, 1970) et la faille des Cévennes en décrochement senestre (Arthaud et Séguret, 1981). La quatrième est l'extension oligo-miocène qui est à l'origine du fossé d'Alès (Triat et Turc, 1983).

La figure 30 met en évidence l'implication du bassin houiller dans les événements post-stéphanien et les différentes directions de failles. Deux directions de fractures, NE-SW et NW-SE, sont plus particulièrement exprimées. La direction NE-SW, dite direction cévenole, a fonctionné au cours de nombreux événements. Elle est héritée du réseau de décrochements tardi-hercyniens (Arthaud et Matte, 1975)

et a joué au cours des événements distensifs mésozoïques et cénozoïques pour la formation du bassin du Sud-Est et du fossé oligocène d'Alès. Elle a joué en décrochement senestre au cours de la compression pyrénéenne.

La direction NW-SE commence à s'exprimer au Mésozoïque (Berger *et al.*, 1978; Berger *et al.*, 1988, Martin et Bergerat, 1996) où elle contrôle une direction d'extension au Trias. Notons à ce sujet que les failles traditionnellement attribuées à la grande queue de cheval du bassin houiller d'Alès (Arthaud et Matte, 1975; Granier, 1986) ne contrôlent pas, selon nos résultats, la formation du bassin houiller. Elles guident en particulier le bas-

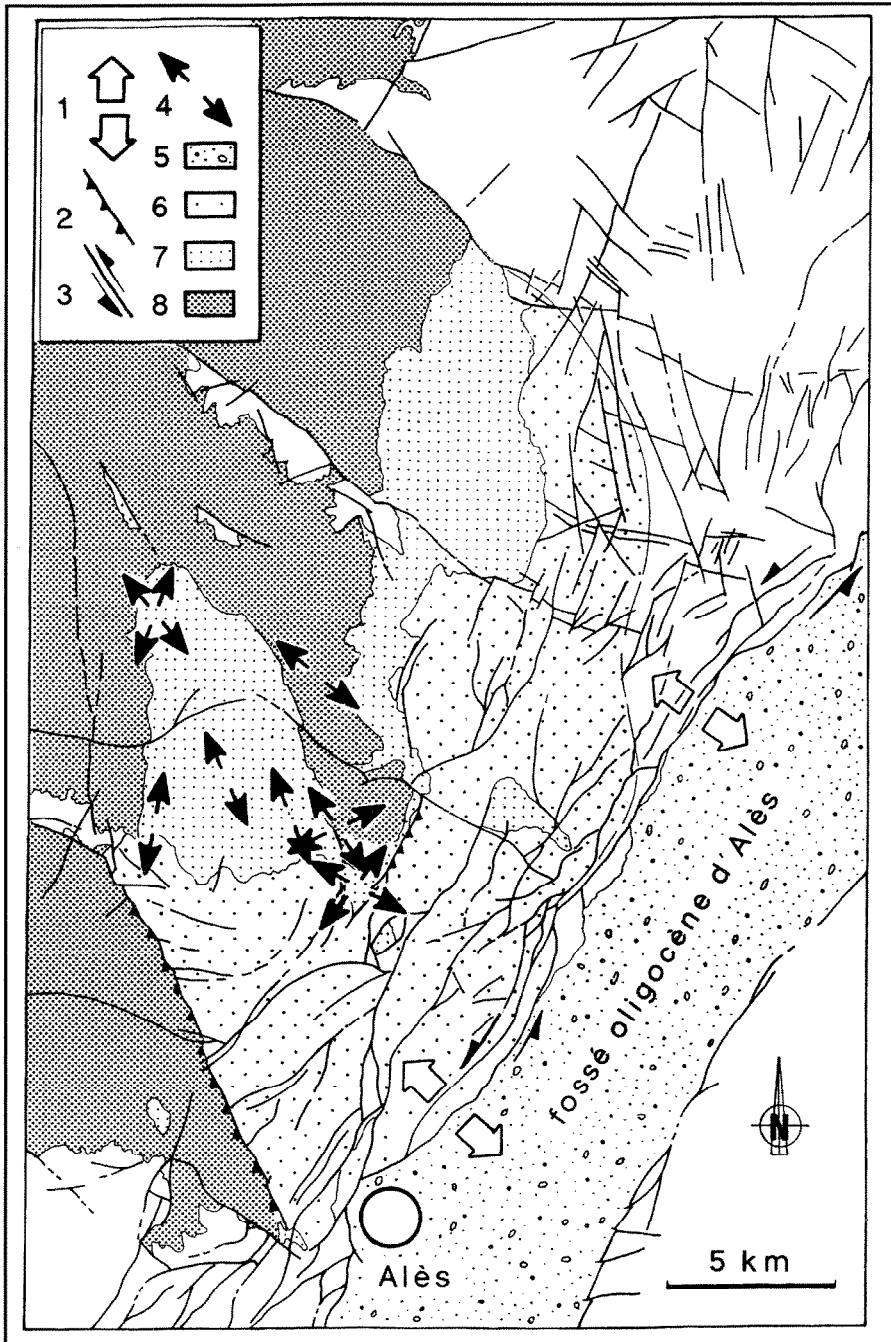


Fig. 30.- Événements tectoniques postérieurs au bassin houiller d'après Arthaud et Séguret, 1981 ; Triat et Truc 1983 ; Blès *et al.*, 1989 ; Roure *et al.*, 1992 ; Bonijoly, 1996 ; Djarar *et al.*, 1996 modifié. 1 : distension oligocène, 2 : faille inverse pyrénéenne, 3 : décrochement pyrénéen, 4 : extensions mésozoïques, 5 : Oligocène, 6 : Stéphanien sous couverture mésozoïque, 7 : Stéphanien affleurant, 8 : substratum du bassin houiller.

Fig. 30.- Tectonic events subsequent to the formation of the coal basin, after Arthaud and Séguret, 1981 ; Triat and Truc, 1983 ; Blès *et al.*, 1989 ; Roure *et al.*, 1992 ; Bonijoly, 1996 ; Djarar *et al.*, 1996 modified. 1 : Oligocene extension, 2 : Pyrenean reverse fault, 3 : Pyrenean strike-slip fault, 4 : Mesozoic extensions, 5 : Oligocene, 6 : Stephanian below Mesozoic cover, 7 : exposed Stephanian, 8 : coalfield substratum.

culement de divers blocs postérieurement au Trias (Berger *et al.*, 1978 ; Berger *et al.*, 1988). Notons également que Djarar *et al.* (Djarar *et al.*, 1996) proposent pour le bassin houiller d'Alès et ses alentours immédiats divers états de contraintes

extensifs qu'ils considèrent comme représentatifs du contexte structural de formation du bassin. Selon notre étude basée sur l'analyse de la déformation juvénile, ces états de contrainte ne sont pas compatibles avec les mécanismes de déformation

observés dans le bassin. Nous considérons donc ces états de contraintes postérieurs au Stéphanien, sachant qu'ils sont identiques aux tenseurs calculés à partir des stries observées sur les sondages GPF (Martin et Bergerat, 1996) et attribués au Mésozoïque par ces derniers auteurs.

Conclusion

L'analyse détaillée de la déformation juvénile des sédiments, réalisée à diverses échelles, permet de contraindre les événements géologiques contemporains de la formation du bassin houiller d'Alès. Une datation relative des événements tectono-sédimentaires définit le rôle de chaque type de structure dans la genèse du bassin. Ces nouvelles contraintes, complétées par la géométrie générale du bassin connue à travers les nombreuses études sédimento-structurales réalisées antérieurement nous permettent de proposer un modèle évolutif de la formation du bassin dans son contexte géodynamique. Ce modèle implique une déformation du substratum varisque qui combine la formation de plis et de failles organisés en structures en fleurs positives. Les plis d'ordre 1 sont représentés par un anticlinal et un synclinal élémentaire. Le bassin occupe la zone synclinale. Les failles d'ordre un, issues du substratum hercynien, sont des décrochements compressifs généralement senestres. Les structures d'ordre 2 du substratum déterminent la complexité des formations stéphanien et leur structuration en sous-bassins. Il est ainsi possible de déterminer la cinématique élémentaire des plis du substratum au cours du dépôt des séries stéphanien. Il apparaît ici nécessaire de bien contraindre la géométrie tridimensionnelle des plis tardifs du substratum pour intégrer le bassin dans son contexte régional et discuter les effets cinématiques de la phase tardi-hercynienne.

Remerciements

Contribution BRGM n° 98023, publication GéoFrance 3D n° 42.

Ce travail résulte, en partie, d'observations faites au cours d'études réalisées par le BRGM à la demande des HBCM. Nous remercions D. Bonijoly, C. Castaing, M. Séguret pour leurs conseils sur le terrain et leurs remarques constructives ainsi que A. Mascle et D. Mercier pour la critique du manuscrit.

Références

- Allemand P., Lardeaux J.M., Dromart G., Ader M. (1997) - Extension tardi-orogénique et formation des bassins intracontinentaux : le bassin stéphanien des Cévennes. *Geodinamica Acta* (Paris), 10, 2, 70-80.
- Allen J.R.L. (1982) - Sedimentary Structures: their character and physical basis. Developments in Sedimentology 30A-30B, Elsevier, Amsterdam, 593 + 663 p.
- Arthaud F., Matte Ph. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- Arthaud F., Séguret M. (1981) - Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (sud de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 23, n°1, 51-63.
- Beaudoin B., Fries G., Joseph P., Paternoster B. (1983) - Sills gréseux sédimentaires injectés dans l'Aptien supérieur de Rosans (Drôme). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, (2), 387-392.
- Berger G., Lefebvre A., Turc R., Gras H., Poidevin J.L., Arène J. (1978) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Alès (912). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Arène *et al.* (1978), 58 p.
- Berger G., Elmi S., Brouder P., Gras H., Arène J., Bigot M., Frère I., Spy-Anderson F.L., Alabouvette B., Brière M., Debrand-Passard S., Boltenhagen C., Ternet Y., Ménéillet F. (1988) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Bessèges (888). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Elmi S., Brouder P., Berger G., Gras H., Busnardo R., Bérard P., Vautrelle C. (1989), 115 p.
- Bertrand M. (1900) - Le bassin houiller du Gard et les phénomènes de charriage. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 8 p., 1 fig.
- Biju-Duval B., Deynoux M., Rognon P. (1974) - Essai d'interprétation des « fractures en gradins » observées dans les formations glaciaires précambriennes et ordoviciennes du Sahara. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, Fr. (2), 16, n° 5, 503-512.
- Blès J.L., Bonijoly D., Castaing C., Gros Y. (1989) - Successive post-variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169, 79-111.
- Bonijoly D. (1996) - Mesozoique evolution of the Western margin of the french south-east basin (GPF programme). *Marine and Petroleum Geology*, 13, n° 6.
- Bonijoly D., Castaing C. (1983) - Fracturation et genèse des bassins stéphanien du Massif Central français en régime compressif. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 103, 187-199.
- Bouroz A., Roques M., Vialette Y. (1972) - Etude de la cinérite au sommet de la zone 2 du bassin des Cévennes. *Mém. BRGM, Fr.*, n° 77, 503-507.
- Buchanan J.G., Buchanan P.G. (1995) - Basin Inversion. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, n° 88, 596 p.
- Burg J.P., Brun J.P., Van den Driessche J. (1990) - Le sillon houiller du Massif Central français : faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque ? *C.R. Acad. Sci. Paris*, 311, (2), 147-152.
- Cooper M.A., Williams G.D. (1989) - Inversion tectonism. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, n° 44, 375 p.
- Courel L. (1988) - Intramontane Stephanian and Permian coal basins of the French Massif Central: new sedimentological data. In: B.M. Besly and G. Kelling (eds). Sedimentation in a synorogenic basin complex. The Upper Carboniferous of Northwest Europe; Chapman and Hall, New-York, 255-263.
- Delenin P. (1990) - Dynamique du remplissage du Bassin stéphanien des Cévennes. Structuration et mise en cause des charriages. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, 217 p.
- Delenin P., Clermonté J., Courel L., Dumain M., Laversanne J. (1988) - Remise en cause des charriages dans le bassin houiller stéphanien des Cévennes (Gard, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, (2), 1237-1243.
- Djarar L., Wang H., Guiraud M., Clermonté J., Courel L., Dumain M., Laversanne J. (1996) - Le bassin stéphanien des Cévennes (Massif Central) : un exemple de relation entre sédimentation et tectonique extensive tardi-orogénique dans la chaîne varisque. *Geodinamica Acta* (Paris), 9, 5, 193-222.
- Faure J.L., Sassi W. (1996) - Rôle des failles et de la lithologie sur les variations spatiales des régimes de contraintes. 16^e Réunion des Sciences de la Terre. Orléans 10-12 avril, Soc. Géol. Fr. édit. Paris, p. 24.
- Frère I. (1984) - Le Bassin stéphanien des Cévennes (Gard). Dynamique du remplissage, place du charbon, cinérites. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Dijon. 172 p.
- Garcin M. (1987) - Le bassin de San Miguel de Salinas (Alicante, Espagne). Relation entre contexte structuro-sédimentaire et dépôts évaporitiques et carbonates au Messinien. Thèse d'université, Orsay-Paris Sud, 295 p.
- Gélard J.P., Castaing C., Bonijoly D., Grolier J. (1986) - Structure et dynamique de quelques bassins houillers limniques du Massif Central. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, N.S., 1986, n° 149, 57-72.
- Genna A., Debriette P.J. (1994) - Structures en fleur dans le bassin houiller d'Alès. Implications structurales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318, (2), 977-984.
- Genna A., Debriette P.J. (1996) - Evolution structurale du bassin houiller d'Alès (données nouvelles et interprétation). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 167, n° 1, 83-91.
- Genna A., Roig J.Y., Debriette P.J., Bouchot V. (1998) - Le bassin houiller d'Argentat (Massif Central français) ; conséquence topographique d'un plissement de son substratum varisque. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 327, (2), 279-284.
- Genna A., Debriette P. J., Robelin C. (à paraître) - Les fractures en gradins : critère cinématique de la déformation précoce des sédiments.
- Granier Th. (1985) - Origin, Damping and pattern of development of faults in granite. *Tectonics*, 4, n° 7, 721-737.
- Granier Th. (1986) - Initiation, évolution et amortissement des failles en domaine fragile. Thèse de Doctorat, USTL Montpellier, 206 p.
- Gras H. (1970) - Etude géologique détaillée du bassin des Cévennes. Massif Central français. Thèse d'Université, Clermont-Ferrand, 305 p.
- Greb S. F., Weisenfluh G.A. (1996) - Paleoslumps in coal-bearing strata of the Breathitt Group (Pennsylvanian). Eastern Kentucky Coal Field, U.S.A. *Coal Geology*, 31, n° 1-4, 115-134.

- Guiraud M., Plaziat J.C. (1993) - Seismites in the fluvial Bima sandstones: identification of paleoseism and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, **225**, 493-522.
- Harding T.P., Gregory R.F., Stephens L.H. (1983) - Convergent wrench fault and positive flower structure, Ardmore basin, Oklahoma, in Seismic expression of Structural Styles - a picture and work atlas: A.A.P.G. *Studies in Geology*, **15**, 3, 4.2-13 to 4.2-17.
- Harding T.P. (1985) - Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. *A.A.P.G. Bull.*, **69**, n° 4, 582-600.
- Jones M.E., Preston R.M.F. (1987) - Deformation of sediments and sedimentary rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, n° 29, 350 p.
- Lowe D.R. (1975) - Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**, 157-204.
- Lowe D.R., Lo Piccolo R.D. (1974) - The characteristics and origins of dish and pillars structures. *J. Sediment. Petrol.*, **44**, n° 2, 484-501.
- Maistre (De) J. (1963) - Description géologique du bassin houiller de la Loire. *Bull. Soc. Ind. Minérale*, juillet-août 1963, **45**, n° 7 et 8, 1-59.
- Martin P., Bergerat F. (1996) - Palaeo-stresses inferred from macro- and microfractures in the Balazuc-1 borehole (GPF programme). Contribution to the tectonic evolution of the Cévennes border of the SE Basin of France. *Marine and Petroleum Geology*, **13**, n° 6, 671-684.
- Monomakhoff C. (1958) - La tectonique tangentielle dans les bassins houillers de la France et sa répercussion sur la continuité et le comportement de ces gisements. IV^e congrès International de stratigraphie et de géologie du Carbonifère.
- Montenat C. (1980) - Relation entre déformations synsédimentaires et paléoséismicité dans le Messinien de San-Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, **22**, n° 3, 501-509.
- Mouret M.G. (1891) - Etudes des gîtes minéraux de la France, Bassin houiller et permien de Brive. Fascicules 1 et 2. Paris Imprimerie Nationale, 444 p.
- Plaziat J.C., Poisson A.M. (1992) - Mise en évidence de plusieurs séismes majeurs dans le Stampien supérieur continental au Sud de Paris : enregistrements sédimentaires de la tectonique oligocène. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **163**, n° 5, 541-551.
- Roure F., Brun J.P., Colletta B., Van Den Driessche J. (1992) - Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France. *J. Structur. Geol.*, **14**, n° 5, 503-519.
- Saint-Martin M., Malavieille J., Mattauer M. (1992) - Gravity induced folding in a late orogenic extensional basin (Graissessac stephanian basin, Southern French Massif Central). Documents BRGM n° 219, 170-171.
- Sibson R.H. (1995) - Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action. *In: Basin Inversion, Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, n° 88, 3-19.
- Triat J.M., Truc G. (1983) - Le rôle des failles N 50 dans la sédimentation des temps méso- et cénozoïques et dans l'évolution tectonique du bassin du Sud-Est. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. ELF-Aquitaine*, **7**, 1, 425-432.
- Van den Driessche J., Brun J.P. (1989) - Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le Sud du Massif Central. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **309**, (2), 1607-1613.
- Wang Hua (1991) - Dynamique sédimentaire. Structuration et houillification dans le Bassin houiller des Cévennes. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, 262 p.

Planche 1/ Plate 1

Photo 1.- Vue vers le nord-est d'une partie de l'affleurement A de la figure 14, linéation de liquéfaction.

Photo 1.- View to the NE of part of outcrop A in Figure 14, lineation and liquefaction.

Photo 2.- Vue vers le nord-ouest d'une partie de l'affleurement C de la figure 14, pli d'entraînement dans un glissement gravitaire.

Photo 2.- View to the NW of part of outcrop C in Figure 14; drag fold in a gravity slide.

Photo 3.- Boudinage dans un glissement gravitaire de l'Auzonnet, affleurements F de la figure 14.

Photo 3.- Boudinage in a gravity slide at Auzonnet, outcrop F in Figure 14.

Photo 4.- Fractures en gradins affectant un plan cannelé, faille de Malperthus à Grand-Baume.

Photo 4.- Stepped fractures affecting a grooved plane, Malperthus Fault at Grande-Baume.

Photo 5.- Fractures en gradins verticales sur un plan à cannelures horizontales, secteur de Palmesalade.

Photo 5.- Vertical stepped fractures on a horizontal grooved plane, Palmesalade area.

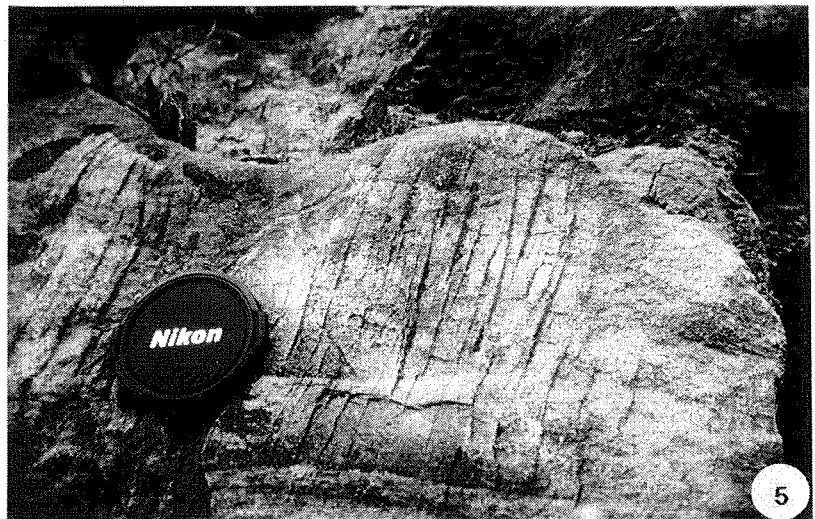
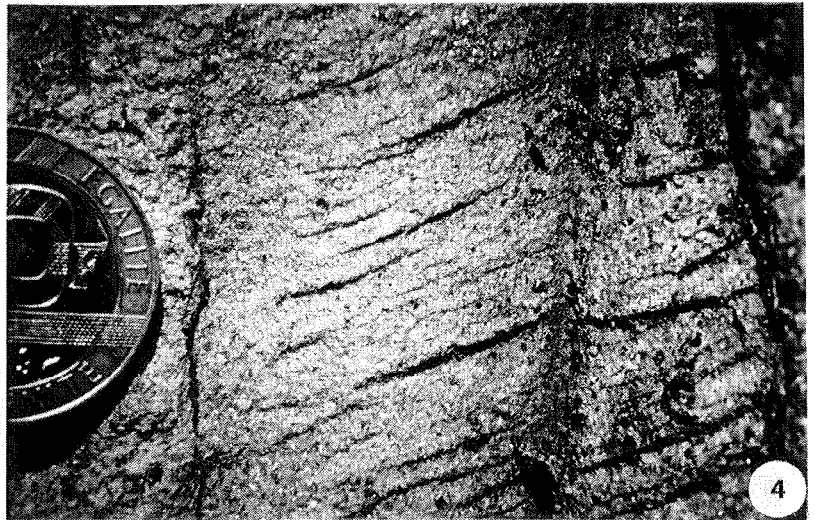
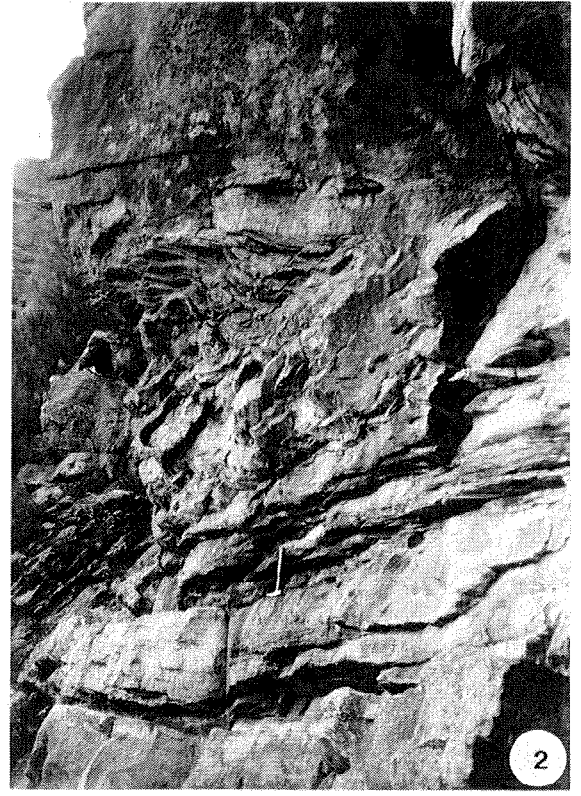


Planche 2/ Plate 2

Photo 1.- Déformation de type "cortical", dressant des Escoubes.

Photo 1.- 'Cortical' type deformation of the Les Escoubes edge seam.

Photo 2.- Plis hydroplastiques et bourrages de charbon (fig. 27a), fosse Mercoirol.

Photo 2.- Hydroplastic folds and tectonic thickening of coal (fig. 27a), Mercoirol Pit.

Photo 3.- Plis hydroplastiques d'intrados affectant le substratum de la faille de Malperthus à l'Affenadou (fig. 10g).

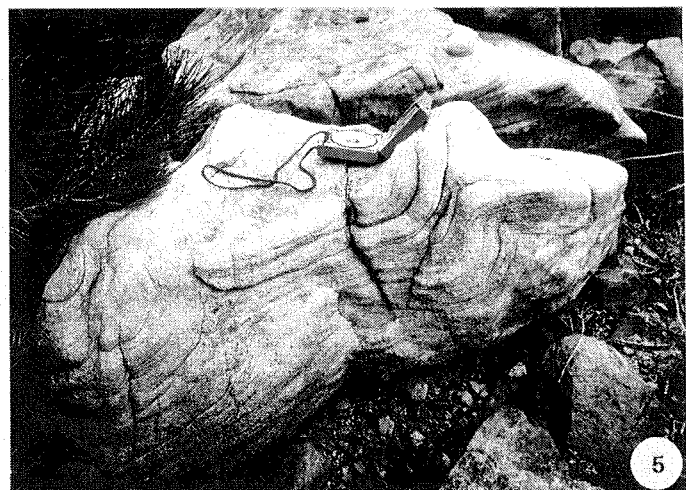
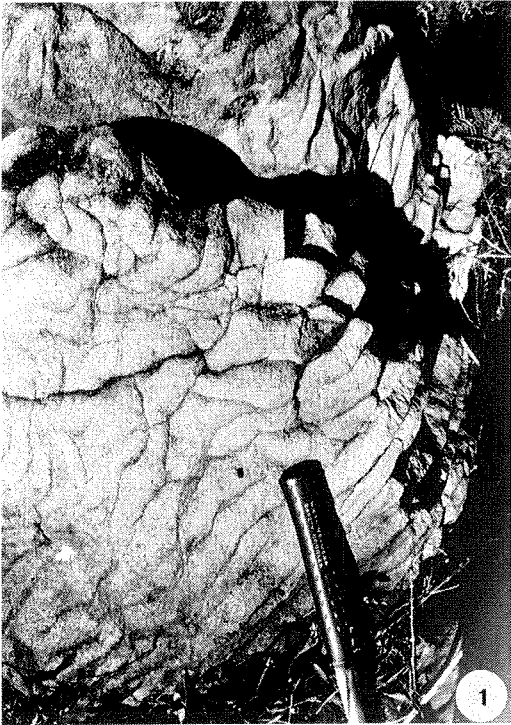
Photo 3.- Intrados hydroplastic folds affecting the substratum of the Malperthus Fault at Affenadou (fig. 10g).

Photo 4.- Vue vers l'ouest de la partie sommitale des dressants de Sainte-Barbe. La stratification est verticale et parallèle au plan de l'image, des micro-failles inverses découpent la stratification et constituent le débit subhorizontal visible sur la photo.

Photo 4.- View to the west of the upper part of the Sainte-Barbe edge seams. The stratification is vertical and parallel to the plane of the photo. Reverse micro-faults cross-cut the stratification giving the subhorizontal chopped effect visible on the photo.

Photo 5.- Vue vers l'ouest d'une partie de l'affleurement des sismites du Serre des Andats.

Photo 5.- View to the west of part of the sismites outcrop at Serre des Andats.



VIENT DE PARAÎTRE AUX ÉDITIONS BRGM

DÉCOUVERTE GÉOLOGIQUE DU LUBERON

GUIDE ET CARTE GÉOLOGIQUE

À 1/100 000

Créé en 1977, le Parc naturel régional du Luberon se situe en région Provence-Alpes-Côte d'Azur à mi-chemin entre Alpes et Méditerranée, sur les départements du Vaucluse et des Alpes de Haute-Provence. Il englobe le territoire de 67 communes soit une superficie de 165 000 hectares et une population de 155 000 habitants.

Depuis 1987, il est gestionnaire de la Réserve naturelle géologique du Luberon qui protège 28 sites paléontologiques de l'ère tertiaire englobés dans un périmètre de protection qui concerne 27 communes, soit 70 000 hectares.

La géologie est une composante essentielle, évidente des paysages du Luberon. Partout la roche affleure, calcaires blancs, sables rouges, argiles grises. Elle a modelé les paysages les plus pittoresques, conditionné des ressources naturelles et, par la diversité des roches, des minéraux et des fossiles, nous enseigne l'histoire de notre région, de toutes les espèces animales et végétales et par la même, de nos propres racines.

Cet ouvrage est le résultat du travail collectif d'une équipe de géologues d'horizons divers (Universités, CNRS, Muséum, Ingénieurs...) regroupée autour du service Géologie du Parc naturel régional du Luberon. Il s'adresse au grand public, sur des bases scientifiques rigoureuses et a pour objectif d'initier à la « vision » géologique des paysages afin qu'ils nous livrent une partie de cette histoire qui constitue la mémoire de la Terre.

Le BRGM, éditeur de ce guide, produit des informations géologiques, cartes, notices, guides, atlas, ouvrages scientifiques et de vulgarisation... à l'usage de tous ceux qui s'intéressent aux milieux naturels, pour le plaisir de les contempler, de s'y ressourcer ou de comprendre leur origine et leur évolution.

Prix de vente : 175 F + 50 F de frais de port et d'emballage pour la France et **60 F** pour l'Étranger.

En vente chez votre libraire habituel ou aux Éditions BRGM - BP 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France - Tél. : 02 38 64 30 28.
Fax : 02 38 64 36 82 accompagné de votre titre de paiement.