Traits morphologiques originaux du plateau de Montredon- Labessonnié (Sud-Ouest du Massif Central)

Georges Bertrand

► To cite this version:

Georges Bertrand. Traits morphologiques originaux du plateau de Montredon- Labessonnié (Sud-Ouest du Massif Central). *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 1960, 31 (3), pp.277-293. 10.3406/rgpso.1960.4730 . hal-02570345

HAL Id: hal-02570345

<https://hal.science/hal-02570345>

Submitted on 12 May 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Traits morphologiques originaux du plateau de Montredon-Labessonnié (Sud-Ouest du Massif Central)

Georges Bertrand

Résumé

Le plateau correspond à la surface éogène qui s'est conservée en position déprimée jusqu'à la fin du Tertiaire. Ensuite, la modification du climat, accompagnée d'un soulèvement tectonique, a entraîné le creusement de gorges (Agout, Dadou) à l'aspect « inachevé ». Les affleurements massifs de quartz se hérissent de buttes tout en constituant une zone de convergence hydrographique. Les rivières, respectant la roche massive ; se sont facilement glissées dans les réseaux de diaclases sans cependant parvenir à aménager les versants qui sont calqués sur la structure.

Citer ce document / Cite this document :

Bertrand Georges. Traits morphologiques originaux du plateau de Montredon-Labessonnié (Sud-Ouest du Massif Central). In: Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, tome 31, fascicule 3, 1960. pp. 277-293;

doi : <https://doi.org/10.3406/rgpso.1960.4730>

https://www.persee.fr/doc/rgpso_0035-3221_1960_num_31_3_4730

Fichier pdf généré le 05/04/2018

TRAITS MORPHOLOGIQUES ORIGINAUX DU PLATEAU DE MONTREDON-LABESSONNIÉ (SUD-OUEST DU MASSIF CENTRAL)

par Georges BERTRAND

Le plateau de Montredon prolonge jusqu'aux Monts de Lacaux les paysages monotones des « Ségalas » du Sud-Ouest du Massif Central (1). C'est une surface onduleuse de 350 à 700 m d'altitude doucement inclinée vers le bassin de Castres où elle s'enfouit sous les molasses du Bartonien. Elle est éventrée par les vallées étroites et profondes de l'Agout et du Dadou (150 à 250 m de dénivellation) (fig. 1 et 2).

Le plateau est taillé dans un matériel rocheux assez peu différencié et de résistance moyenne. Les schistes sériciteux de la « série compréhensive siluro-cambrienne » constituent les neuf dixièmes des affleurements. Ce sont des « micaschistes supérieurs » uniformisés par un léger métamorphisme régional (2). Ils offrent des conditions favorables à l'érosion : faciès ardoisier, forte schistosité, plissements, limonite abondante. On peut y joindre quelques affleurements de schistes gréseux et de caleschistes probablement précambriens. Il y a enfin le petit massif granito-gneissique de Labessonné ($2,7 \times 4$ km). La roche, fortement diaclasée, est surtout formée par des orthoses et des plagioclases (albite) facilement altérables (3).

Tous ces terrains sont tranchés par une surface d'érosion unique qui serait parfaite si n'émergeaient quelques buttes taillées dans des roches riches en quartz.

On se trouve donc en présence d'un paysage classique de massif ancien de type Limousin ou Morvan. Dans ces conditions une étude d'ensemble ne présenterait guère d'intérêt. Par contre, on doit souligner les traits morphologiques particuliers au Montredonnais : en

(1) Cette région n'a jamais fait l'objet d'une étude morphologique d'ensemble. Les numéros dans le texte des notes infra-paginales renvoient à la Bibliographie, *in fine*.

(2) ROQUES (5), DERRUAU (3), BERGERON (4).

(3) BERGERON (4).

premier lieu, le problème du rapport entre le plateau et les vallées, commun à tous les massifs anciens, se pose ici dans des conditions morphoclimatiques et tectoniques remarquables: en second lieu, les nombreux filons de quartz donnent naissance à un relief inattendu qui est la principale originalité du plateau.

I. LES PROBLÈMES D'ÉVOLUTION : L'OPPOSITION PLATEAU-VALLÉES

Entre la vallée et le plateau qui la domine, il y a toujours une pente brusque. Cette coupure topographique ne peut s'expliquer que par une rupture dans l'évolution morphologique. Elle peut être soit climatique (changement de système d'érosion), soit tectonique (oscillation du niveau de base, variation de pente), soit les deux à la fois. L'étude des dépôts et des déformations est donc capitale.

1. **Signification morphologique des argiles rouges à graviers.** —

Les argiles rouges jalonnent la surface d'érosion qui intéresse le Montredonnais et les régions voisines (plateau de Villefranche-d'Albigeois, Sidobre etc.). Elles se localisent dans le Bas Montredonnais au contact des terrains sédimentaires (fig. 3 et 4). Vers 450 m d'altitude elles se terminent en biseau par une limite d'érosion. Le dépôt s'épaissit progressivement sur la bordure (2 à 5 m). Dans les dépressions de Roquecourbe et de Réalmont, les argiles s'accumulent sur 50 à 80 m d'épaisseur.

a. Une formation détritique de pédiplaine (4). — C'est un dépôt détritique à faciès résiduel assez banal. Remanié et trituré il ne lui reste que les éléments les plus résistants : argile et quartz.

La taille des éléments non colloïdaux va du sablon au bloc de 1 m de grand axe. Cependant les dimensions moyennes vont de 2 à 12 cm. C'est un matériel autochtone arraché au Montredonnais. On y rencontre des quartz calcédonieux dont les seuls affleurements connus se situent au N de Montredon-Labessomnié, des quartz à tourmaline que l'on retrouve en place dans les cornéennes du massif granitique de Labessomnié, enfin des brèches de faille et des fragments d'hématite qui abondent sur tout le plateau.

Tous les quartz sont corrodés (surface taraudée, auréole de pourriture, cannelures et cavités bourrées de limonite). La silice a donc été partiellement mobilisée. Cela implique une décomposition chimique très agressive du type de celle qui s'exerce de nos jours dans la zone tropicale humide (5).

(4) MENGAUD (10), RAMIÈRE de FORTANIER (11).

(5) TRICART et CAILLEUX, *Introduction à la morphologie climatique*. Paris, C. D. U.

FIG. 1
Le plateau de Montredon-Labessonnié.

Tous ces cailloux portent la marque d'un transport. L'indice d'aplatissement (2,9 à 3,8) est relativement plus élevé que l'indice d'émoussé (500 à 300). Le dépôt débute en général par un conglomérat de base ravinant les schistes.

La stratification d'ensemble est nette et fine (banes de 2 cm à 1,5 m d'épaisseur avec ébauches de stratification entrecroisée).

Les argiles rouges à graviers sont donc la formation corrélatrice

FIG. 2

Tectonique et réseau hydrographique du plateau montredonnais.

1. Muraille de quartz. - 2. Grands filons. - 3. Mylonitisation. - 4. Faille. - 5. Faille probable. - 6. Bassin d'effondrement. - 7. Flexure marginale. - 8. Massif granito-gneissique. - 9. Altitude en mètres. - 10. Tracé de la coupe de la fig. 3. - Dans le carton, croquis de situation.

de la surface d'érosion. Bien qu'elles ne soient pas en place, leur origine est indissociable de celle du plateau. Elles tiennent à la fois du cône de déjections (coupe du Ruisseau Rouge entre Castres et les Salvages), du glaciais alluvial (région de Saint-Lieux-le-Travet ou de Montredon-Labessonnié), alors que l'aspect général est celui d'un piémont embryonnaire. Cette accumulation correspond au terme d'évolution de la surface (finesse de la stratification et des débris),

les dépôts antérieurs ayant été évacués dans les zones basses du Bassin d'Aquitaine (6).

Par ces argiles rouges à graviers, on peut se faire une idée approximative de l'origine de la surface d'érosion. Celle-ci n'a pu se réaliser que dans des conditions climatiques très particulières. La violence de l'attaque physico-chimique (mobilisation des silicates, forte proportion des colloïdes) et la formation de nappes alluviales de type sheet-flood font penser à un système d'érosion de type tropical avec des récurrences sèches ou humides (7). Le Plateau de Montredon correspondrait à une pédiplaine presque parfaite surmontée d'inselbergs (pitons de quartz) (fig. 2). Il reste à en préciser l'âge.

b. Les problèmes de conservation de la surface. — Les argiles rouges n'ont livré aucun fossile. On ne possède aucun moyen de datation direct. La surface peut être soit éogène comme l'a indiqué M. Baulig, soit plio-villafranchienne comme l'a montré M. Enjalbert (8) à propos des plateaux du Vaur. Le seul moyen de datation consiste à déterminer le rapport des argiles avec les couches fossilifères du bassin de Castres.

Les argiles rouges sont une formation détritique de piémont remblayant une zone subsidente et s'interstratifiant à des sédiments concomitants, mais d'origine différente (calcaires lacustres du Lutétien, molasses pyrénéennes du Bartonien (9)). Plusieurs sondages (10) ont montré que la masse des argiles est infralutétienne. L'épandage est poursuivi jusqu'au sommet du Bartonien. Au Sannoisien et au Stampien, on ne trouve plus que des éléments pyrénéens (11). La surface d'érosion cesse donc d'être fonctionnelle au Sannoisien inférieur. On pense à une plaine d'érosion au relief très faible (dépôts fins et stratifiés) qui s'enfouit sous ses propres débris. La surface d'érosion montredonnaise est donc un élément de la grande surface éogène (12).

(6) MENGAUD (9).

(7) Ces faits sont corroborés par les fossiles découverts dans le Tertiaire du bassin de Castres : faune et flore tropicales, ainsi que par la nature des terrains : bancs de gypse dans la molasse du Bartonien, dalles calcaires silicifiées du Lutétien.

(8) BAULIG (1), ENJALBERT (2).

(9) Les argiles rouges sont mal cartographiées et leur interprétation est erronée. A. VASSEUR (8) et ses successeurs les considèrent comme un « faciès littoral » de la molasse et du calcaire (carte géologique de Castres). Ce qui conduit à distinguer au sein des argiles rouges deux formations différentes aux limites arbitraires.

(10) MENGAUD (9), A. PORRY, *Le Bassin de Castres au Nord de l'Agout*. Mémoire D. E. S., Toulouse. Institut de Géographie, 1940 (dactylographié).

(11) VATAN (12 et 13) et G. ASTRE, *Terrains stampiens du Lauragais et du Tolo-*san. Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, t. 94, 1959, 160 p., 41 fig.

(12) BAULIG (1).

Cette origine très ancienne pose un problème d'évolution fondamental. Comment un relief acquis dès le milieu du Tertiaire dans un matériel de résistance moyenne a-t-il pu être conservé dans un remarquable état de fraîcheur? Le fait est d'autant plus extraordinaire que le revêtement argileux fragile (il n'est consolidé par aucun ciment) n'a été que très partiellement décapé et reste perché à plus de 200 m au-dessus des vallées. Seul un mouvement tectonique très récent peut dissiper ce paradoxe : conservation d'une vieille surface et enfoncement brutal des vallées.

2. Possibilité d'un mouvement tectonique récent. — *a. Tectonique et enfoncement des cours d'eau.* — Le creusement des vallées n'a pu s'effectuer qu'à la faveur d'un changement du système d'érosion au Quaternaire. La concentration et l'abondance des eaux courantes, l'action du gel et la cryoturbation peuvent rendre compte de l'élaboration des vallées. Mais elles ne suffisent pas. Il faut aussi que les conditions de pente soient favorables.

La surface a été déformée postérieurement au dépôt des argiles rouges. Plusieurs observations concordantes laissent penser qu'il s'agit d'une déformation très récente. D'une part, il s'est écoulé entre le Bartonien et le Quaternaire un long espace de temps sans que la surface éogène ait été sensiblement modifiée. On ne peut pas invoquer une fossilisation sous le calcaire ou la molasse. La surface n'a donc pu se conserver qu'en position déprimée sous une mince couverture d'argiles rouges. D'autre part, comme nous le verrons plus loin, les vallées présentent des formes « récentes » (versants raides et peu évolués, ruptures de pente du profil en long). Enfin, il faut encore insister sur la position culminante des argiles rouges. Elles sont tranchées à vif par les vallées et conservées en inversion de relief même sur les extrémités des interfluves. Souvent la formation n'a pas été dérangée et conserve, au sommet d'un versant, la stratification acquise au Tertiaire.

N'a-t-on pas là un relief récent directement lié à un soulèvement? L'hypothèse d'un mobilisme quaternaire n'est peut-être pas à exclure. C'est le seul moyen logique d'expliquer le contraste brutal entre le plateau et les vallées, bien que rien ne laisse supposer que les vallées soient synorogéniques.

b. Tectonique et installation des cours d'eau. — La surface des argiles rouges a subi un gauchissement d'ensemble qui l'a portée aux altitudes actuelles, c'est-à-dire à plusieurs centaines de mètres au-dessus du niveau qu'elle devait occuper au Tertiaire. Le gondollement s'est effectué à partir d'une flexure marginale allant de

Réalmont à Roquecourbe. Elle a joué le rôle de charnière entre le Bassin de Castres subsident et le Montredonnais en voie de soulèvement. Les schistes primaires, masqués par les argiles rouges, émergent des molasses en dessinant un gigantesque dos d'âne. L'intensité du plongement varie de Réalmont où il est faible, à Roquecourbe où il passe à la faille flexurée.

La bordure est compliquée par deux bassins tectoniques. A Réalmont se creuse un petit bassin carbonifère et permien qui a rejoué au Tertiaire et qui a été partiellement comblé d'argiles rouges. La cuvette de Roquecourbe est aussi d'origine tectonique (filons, venues hydro-minérales). Elle a été totalement remblayée par un énorme cône de déjection d'argiles rouges qui s'étale jusqu'à Castres. Bordure mise à part, il n'y a pas eu, depuis l'établissement de la surface éogène, de grands accidents avec dénivellation de blocs. L'élasticité relative des schistes sérieiteux a permis la réalisation d'un gonflement à moyen rayon de courbure. Ce mouvement s'est accompagné d'ajustement de détail : craquelures, fêlures etc. C'est ce qui ressort de l'examen des filons de quartz dans les galeries de mines. Les miroirs de faille sont rares et les décrochements de faible amplitude (13).

Le réseau hydrographique est adapté à ce style tectonique (fig. 2^v). Les artères maîtresses sont conséquentes à la pente générale de la surface. L'Agout et le Dadou sont axés sur les bassins marginaux de Roquecourbe et Réalmont qui ont servi de niveaux de base à l'enfoncement. Dans le détail, le réseau hydrographique est calqué sur le plan de fracturation du plateau. Les filons indiquent les orientations préférentielles. L'orientation NE-SW est la plus nette avec les vallées de faille du Blima, du Siez, du Lézert et du Dadou moyen. Vient ensuite la direction E-W (basse vallée du Dadou en amont de Réalmont, vallée de l'Agout (?), Rieu de Laz et Dadou supérieur dans la région de Rayssac. Il faut enfin signaler quelques orientations secondaires N-S : Dadou à l'W de Rayssac, NW-SE pour le Dadou en amont de Saint-Jean-de-Janes.

Les rivières utilisent des lignes de broyage (Oulas, Dadou dans la région de Peyrebrune) et les zones mylonitisées (bassin de confluence de Saint-Jean-de-Janes, méandre de Grandval). Cela explique l'allure géométrique du réseau (vallées parallèles, confluences en angle droit) et accentue encore l'impression générale d'inachèvement.

c. Des vallées inachévées. — Malgré leur profondeur et leurs ramifications, les vallées présentent un relief assez peu évolué. L'aspect

(13) LAGRAYS (7) et observations personnelles.

de gorge domine. Les versants conservent des pentes raides même dans les schistes tendres de Roquecourbe. Les sols de versant sont minces et discontinus. Dans les grandes vallées tout indique un retard du modelé des versants sur le creusement linéaire. Le contact entre le plateau et le haut du versant s'effectue par une brusque rupture de pente qui accentue encore l'opposition plateau-vallée (fig. 4). Seuls les cours d'eau très bien alimentés comme l'Agout et le Dadou ont pu creuser de profondes vallées. Les rivières affluen-

FIG. 3

La muraille de quartz.

En haut, coupe à travers un secteur de la muraille de quartz (galerie de mine de Montroc). *En bas*, coupe selon AB sur la fig. 2 : 1. Calcaire sannoisien. — 2. Molasse bartonienne. — 3. Argiles rouges à graviers. — 4. Schistes siluro-cambriens. — 5. Zone silicifiée. — 6. Quartz.

tes sont restées comme suspendues au-dessus des grandes artères. Leurs vallées n'ont pas encore été touchées par la vague d'érosion régressive. Ce sont des vallées « infantiles », à fond marécageux, où le modelé des versants a été plus actif que l'enfoncement vertical.

Le tracé des vallées est très peu aménagé. Les méandres sont rares. On ne trouve que deux trains de méandres, l'un en amont de Roquecourbe, l'autre entre Rayssac et Saint-Jean-de-Janes. L'absence de calibrage paraît due moins à la dureté des roches qu'à la rapidité

de l'enfoncement. La prépondérance de l'enfoncement apparaît très nettement dans le cas des deux méandres abandonnés de Travanel qui sont perchés à différents niveaux au-dessus de la gorge actuelle (fig. 5). On peut expliquer de la même manière la capture, en fonction d'une zone de mylonites, de la basse vallée de l'Ambias par le Dadou mieux alimenté (fig. 4).

Rien n'indique que le creusement se soit effectué par étapes. Les replats sont rares et il n'est pas possible de les raccorder. Le profil en long présente de nombreuses irrégularités d'origine structurale (barres de quartz), ce qui interdit toute reconstitution cyclique. Les vallées paraissent s'être enfoncées d'un bloc dans le plateau en fonction de la pente créée par la tectonique.

3. **Le modelé périglaciaire.** — L'inégale répartition des phénomènes périglaciaires contribue encore à opposer les vallées et le plateau. Des études récentes ont fortement insisté sur l'ubiquité des formes éryonivales dans le Sud-Ouest du Massif Central (14). Les processus périglaciaires seraient directement responsables du modelé actuel. Le Montredonnais est profondément marqué par l'action du gel et de la solifluction. Cependant il faut souligner les limites de ces manifestations.

a. Localisation des coulées boueuses. — La masse des argiles rouges à graviers est demeurée en place. Elle conserve presque intact son faciès de dépôt semi-aride. L'hypothèse de grandes nappes de solifluction remaniant les argiles à graviers et les entraînant dans les zones basses est à rejeter. Pourtant, les argiles constituent un matériel facilement mobilisable. La partie fine est abondante et la pente de la surface forte. Cette immunité pose un problème. Ou bien les processus périglaciaires ont été très peu efficaces ou bien la pente du plateau est une acquisition très récente. La deuxième hypothèse est plus séduisante, car elle corrobore des faits déjà observés (15).

La solifluction joue, cependant, un rôle important; mais il s'agit toujours de modifications de détail limitées à des points singuliers. Très peu actifs sur le plateau, les écoulements boueux s'intensifient dans les vallées. Les meilleures conditions sont réunies dans les petites vallées et dans les « combes ». On y trouve les trois éléments indispensables : un matériel argileux abondant, l'eau qui sourd des nappes phréatiques et enfin une pente assez forte. On y rencontre de larges coulées de 2 à 6 m d'épaisseur reconnaissables, en coupe.

(14) BAECEROOT (14, 15, 16).

(15) Voir plus haut § 2, A.

à leurs guirlandes et rosaces de pierre. Les glissements sont si importants que le fond des vallons est engorgé et l'enfoncement linéaire étouffé par cette surabondance de matière que les eaux courantes sont incapables d'évacuer. Les versants du Haut Montredonnais présentent un profil convexe accidenté de boursouflures et de loupes caractéristiques d'un glissement en masse.

b. Importance de la gélifraction. — C'est aussi dans les vallées que se manifeste le gel. Les schistes du plateau sont protégés par les sols et par les placages d'argiles rouges. Par contre, la roche apparaît à nu sur les versants. L'eau s'insinue dans la schistosité et le coin de gel semble avoir été un agent très efficace. De nombreux éboulis de gravité, assez bien ordonnés, zèbrent les pentes de la vallée moyenne du Dadou. En se combinant avec la solifluxion, la gélifraction donne des grèzes de plaquettes de schistes à structure open-work.

Les formes périglaciaires sont superficielles et localisées. D'ailleurs, il est toujours difficile de distinguer ce qui est proprement périglaciaire de ce qui est actuel. Beaucoup de formes mineures de versant sont encore actives (niches d'arrachement, bourrelets et loupes de glissement).

Le modelé cryonival doit être considéré comme un épiphénomène comparé aux grandes étapes morphologiques qui sont responsables de l'opposition plateau-vallées. A ces deux paysages classiques d'un massif ancien, s'en ajoute un troisième tout à fait original : la muraille de quartz.

II. LA MURAILLE DE QUARTZ

Les buttes chaotiques, les versants raides et nus taillés dans le quartz introduisent des traits montagnards dans une région au relief calme (fig. 1 et 2). Le quartz affleure entre Labessonnié et Paulin sur 2 à 3 km de large. Il constitue un ensemble homogène et original qui isole le Bas Montredonnais du Haut Montredonnais et que nous appellerons la « muraille de quartz ». C'est le seul relief structural du plateau. Il paraît reposer sur une contradiction morphologique.

Le quartz joue par rapport aux schistes le rôle d'une roche très dure comme le montrent les gorges en trait de scie et les pitons (château de Montredon, 564 m; surface du plateau, 505 m; Signal de Mouffe, 576 m; plateau, 520 m).

Paradoxalement, le Dadou est adapté aux affleurements quartzeux. Il suit toutes les inflexions des barres de quartz (E-W entre Saint-Jean-de-Janes et Rayssac, N-S de Rayssac à la confluence du Rieu de Laz).

La muraille de quartz est aussi une zone de convergence hydrographique. Les affluents de rive gauche du Dadou viennent y confluer : Dadoumet, Bardes, Rieu de Laz, Bernabrol (fig. 2). Elle apparaît donc à la fois comme un môle de résistance et comme une zone de faiblesse.

FIG. 4

Les types de vallées.

1. Capture de la basse vallée de l'Ambias. — 2. Méandres recoupés de Travauet. — 3. Barrage artificiel de Rassisse. — 4. Gorge du Gourp nègre. — a. Tors. — b. Versants-diaclases des gorges de la muraille de quartz. — c. Versants réglés à rupture de pente sommitale. — d. Versants convexes, *combes* soliflués. — e. Argile rouge à graviers. — f. Cuesta des bancs de macigno bartoniens. — g. Cuesta du calcaire sannoisien. — h. Flexure marginale.

1. **Le matériel quartzeux.** — Le comportement morphologique de cette roche exceptionnelle n'a pu être établi qu'en comparant le quartz en affleurement et le quartz en profondeur grâce aux nombreuses galeries de mine et au tunnel d'amenée d'eau du barrage de Rassisse.

a. La complexité des affleurements. — Le vocable quartz cache une grande variété de roches n'ayant entre elles qu'un trait commun : la richesse en silice.

Dans les multiples fractures du socle siluro-cambrien se sont injectées des solutions minéralisantes en général siliceuses. Elles ont donné naissance à des filons de quelques millimètres à 50 cm et plus de large. Presque tous recoupent la schistosité; les petits filons inférieurs à 10 cm n'ont pas de directions préférentielles. Ils constituent un réseau complexe aux mailles serrées (on ne voit guère de coupe sans un ou plusieurs filons). Les grands filons, supérieurs à 10 cm, s'orientent de préférence NNE-SSW, N-S, NNW-SSE.

L'origine filonienne n'est pas applicable aux grands affleurements de la muraille de quartz proprement dite. On trouve de grandes nappes d'une centaine de mètres d'épaisseur (château de Montredon) et des intumescences en forme de dôme ou de champignon (Montroie). Le rapport avec les schistes n'est pas très net car la stratigraphie est brouillée par la schistosité. L'origine reste obscure. L'hypothèse la plus plausible est celle de coulées volcaniques de type rhyolite interstratifiées dans les schistes du Potsdamien (16). Ces laves siliceuses et vitreuses ont été plissées et fracturées par la tectonique hercynienne et les mouvements postérieurs. Ainsi s'expliquent les décrochements entre les différents affleurements et la variabilité des pendages qui, cependant, demeurent toujours forts (de l'ordre de 70 à 90° N ou W) (17). Il s'agit de véritables barres pratiquement indestructibles.

b. Fissuration et réseau de diaclases. — Les grandes masses de quartz sont immunisées contre la dissolution chimique. La mobilisation des silicates, quoique apparente, demeure secondaire. Les eaux courantes ne peuvent pas attaquer un bloc homogène (aucune trace d'attaque profonde mais simplement de l'usure superficielle, pas de marmîtes torrentielles par exemple). L'érosion mécanique est impuissante si la roche n'est pas fracturée.

La diaclase est l'élément majeur de la morphologie du quartz. On en distingue deux types. Les grandes nappes de rhyolites sont recoupées par un réseau orthogonal de macro-diaclases de 5 mm à 40 cm de large qui sont espacées de 80 cm à 2 m. Elles déterminent de gros blocs parallélépipédiques qui constituent l'élément de base du relief. Les macro-diaclases sont préformées dans la masse des rhyolites et

(16) P. TERMIER, *Sur un gisement d'alunite au contact de rhyolites anciens près de Réalmont*. Bull. Soc. géol. de France, t. VIII, 1908, p. 269.

(17) GANGLOFF (19).

LE PLATEAU DE MONTREDON-LABESSONNIÉ

A. Le plateau et la surface des argiles rouges. Lac de barrage de Rassisse sur le Dadou.

B. (Ci-contre). Grands versants à rupture de pente sommitale (schistes sériciteux) dans la vallée de l'Agout en amont de Roquecourbe.

(Clichés G. Bertrand.)

C. « Tor » des Pauquets (579 m).

seraient dues au refroidissement différentiel des laves (fentes de retrait). Dans les filons, on rencontre surtout des micro-diaclases à l'échelle du millimètre qui se recoupent en angle aigu d'une façon désordonnée. Elles résultent visiblement d'efforts tectoniques récents (cassures fraîches). Les diaclases ne sont pas les seules lignes de faiblesse du complexe quartzeux. Les filons de quartz collent rarement au toit et au mur. Entre les filons et les épontes, il y a presque toujours un vide de quelques millimètres à 10 cm de large. C'est la *salbande* des mineurs. On trouve aussi des fentes et des cavités dans la roche saine à plus de 50 m sous la surface du sol. Elles ne sont pas

FIG. 5

Les méandres recoupés du Dadou à Travanet.

dues à l'érosion, mais peut être à des accidents dans le métamorphisme (migrations de minéraux) (18).

L'érosion est guidée par ces zones de faiblesse. La micro-fissuration facilite la gélivation; l'eau y circule librement et travaille à desceller les blocs. L'importance morphologique de ces lignes d'altérabilité varie suivant les types de quartz et leur mode de gisement.

2. Le filon de quartz isolé dans les schistes. — Le problème est de savoir si le quartz renforce ou affaiblit la roche encaissante. La silice injectée lit par lit (schistes siliceux) fait corps avec la roche et accroît la résistance à l'érosion chimique et mécanique (soudure

(18) LLOPIS LLADO (21).

des feuilletts de schistes). Au contraire, les nodules d'exsudation font éclater la schistosité et facilitent la pénétration de l'eau. Cela entraîne un pourrissement accéléré des schistes voisins.

Le rôle des filons proprement dit est plus complexe. On rencontre surtout des filons de 1 à 20 cm de large. Les filons sont de frêles colonnes rigides noyées dans des schistes plastiques que brise le moindre effort tectonique. Presque tous sont diaclasés et beaucoup sont mylonitisés (brèches de faille à structure saccharoïde). En général, les filons sont donc des zones d'altérabilité par où s'effectue l'attaque des roches encaissantes. La plupart des filons s'entourent d'une auréole de pourriture. Les schistes donnent une bouillie limoniteuse qui est évacuée en entraînant avec elle des fragments de quartz intact. Les filons de quartz contribuent à l'affaiblissement des schistes, ce qui explique la localisation de beaucoup de petits cours d'eau en fonction des filons de quartz. D'autres filons ont été resoudés par un ciment d'hématite très résistant qui noie les diaclases et lie le quartz aux épontes (19). Peu à peu, les schistes sont érodés et le filon demeure en saillie (dyke de Roquemaure, Moulin du Roi).

3. La muraille de quartz proprement dite. — C'est un ensemble hétéroclite de roches siliceuses. On y rencontre tous les types de filons, des quartz calcédonieux, des brèches de faille, des couches de rhyolite redressées à la verticale, ainsi que des schistes siliceux. La masse présente de très nombreuses faiblesses. Les diaclases de toutes tailles s'y recoupent et les filons sont entourés de salbandes. Parfois, les épontes sont vidées de leur remplissage filonien. Enfin, il y a des schistes tendres pincés entre les coulées de rhyolite. Une coupe horizontale relevée le long d'une galerie de mine près de Montree ne donne qu'une faible idée de cette imbrication (fig. 3), que confirme le parcours de la galerie d'amenée d'eau de Rassisse.

a. La muraille de quartz, zone d'altérabilité. — L'eau s'infiltré librement entre les roches. Malgré les apparences, la muraille de quartz doit être considérée comme une zone d'intense altérabilité. Elle est minée en profondeur par des eaux d'infiltration qui descendent à plus de 50 m sous la surface du sol et qui préparent activement le travail des eaux superficielles. L'adaptation des cours d'eau au rôle de quartz s'explique facilement. Roche en soi inaltérable, le quartz est haché de lignes de faiblesse que les rivières ont utilisées au cours de leur enfoncement. Il s'est surtout agi d'un travail de déblaiement : épontes débarrassées de leur remplissage quartzeux,

(19) ASTRE (17).

nettoyage des débris gélivés et des brèches de faille. Une fois fixées dans les fissures, les eaux courantes n'ont pu ni changer de place ni beaucoup élargir leur lit surtout si l'on tient compte de la rapidité de l'enfoncement. La muraille de quartz a joué le rôle de piège à eau. Les « percées héroïques » des petits cours d'eau ne s'expliquent pas autrement. Ils traversent en eluse d'énormes masses de quartz. C'est le cas de l'Oulas à Paulin, du Bardes à Arifat, du ruisseau du Moulin du Roi etc. Les rivières n'ont pas mordu dans la roche vive comme elles en donnent l'impression, mais elles sont étroitement adaptées à des lignes de faiblesse entre deux masses de quartz. Le Dadou au tracé géométrique suit une série de lignes de faiblesse (20) : diaclases élargies, zones de broyage, bandes de schistes. Les confluences s'établissent à l'intersection de deux zones d'altérabilité (mylonite de Saint-Jean-de-Janes). Le Dadounet rejoint le Dadou à la faveur d'un décrochement dans une assise de rhyolite. Les eluses de Paulin et d'Arifat paraissent déterminées par des diaclases.

b. Les gorges de la muraille de quartz. — Les rivières sont prisonnières de la trame filonienne et les vallées restent calquées sur la structure. Les cours d'eau n'ont pas pu aménager leur lit selon les lois de la dynamique fluviale. Si l'on met à part le méandre de Grandval développé dans une zone mylonitisée, aucune sinuosité libre ne se dessine. Le Dadou et ses affluents coulent au fond de gorges de 100 m à 200 m de profondeur. Le canyon du Gourp Nègre, en aval du barrage de Rassisse, mesure à peine 10 à 20 m de large.

La diaclase au sens large du terme constitue l'élément fondamental du relief. Les versants sont exactement déterminés par les plans de diaclases. Il y a des porte-à-faux et des encorbellements dus au hasard du recoupement des fissures. Dans le canyon du Bardes, le versant conserve l'inclinaison des diaclases et ne paraît évoluer que par décollement de blocs. On peut parler de « versant-diaclase » et dans une certaine mesure de « canyon-diaclase ».

Lorsque la diaclase disparaît, le quartz est immunisé. Telle est l'origine des importantes ruptures de pente du profil longitudinal des rivières. La muraille de quartz est la zone des rapides et des cascades. Près d'Arifat, le Bardes franchit en cascade une dénivellation de plus de 50 m. Chaque banc de quartz détermine un gradin. Le fond des vallées est occupé par des amas de blocs en général en place, analogues aux *compagorés* ou rivières de rochers du Sidobre voisin (21).

(20) RIVALS (18).

(21) E. de MARTONNE, *Traité de géographie physique*, t. II, p. 632 et M^{lle} M.-C. DURAND, *Le Sidobre. Etude morphologique*. Mém. D. E. S., Toulouse, Institut de Géographie, 1960 (dactyl.).

Le quartz n'occupe parfois qu'un côté de la vallée qui devient dissymétrique. Le pendage est soit contraire, soit conforme au talweg, ce qui donne beaucoup de variété à ces sortes de vallées monoclinales. Le versant schisteux est parfois dominé par une crête de quartz (vallée du Dadounet, La Roque d'Arifat). Le gel détache de gros blocs, certains de plusieurs tonnes, qui, grâce à la matrice argileuse fournie par les schistes solifluent sur de petites distances. Ils forment dans le bas des pentes des chaos de solifluction (22) qui rappellent par leur forme les amas de blocs qui couronnent les croupes.

c. *Les « tors »*. — Les points culminants du plateau se situent le long de la muraille de quartz. Ce sont, du N au S : la butte du château de Montredon (564 m), la Calmetié (513 m), Mouffe (576 m), Roqegardie (561 m), les Pauquets (579 m), Blaumont (573 m). Les pitons sont analogues aux *tors* des landes du Dartmoor (23). Ils correspondent aux affleurements les plus massifs de filons et de rhyolites. Les assises siliceuses subverticales ont été mises en saillie par érosion différentielle. Elles émergent de 20 à 60 mètres de la surface des argiles rouges à graviers. Au point de vue structural, ce sont des hog-backs, au point de vue morpho-climatique, des reliefs résiduels de la pédiplaine éogène de type inselberg. Ils ont été démantelés et empâtés par les processus périglaciaires. Ils s'entourent d'une auréole de blocaille (éboulis de gravité) et de coulées de solifluction. Au sommet des buttes, il ne reste plus qu'un chaos de blocs descellés et décharnés, en équilibre instable, où la végétation n'arrive pas à se fixer.

La muraille de quartz exerce une action inhibitrice sur l'évolution du relief. Elle a donné les reliefs résiduels de la surface éogène. Surtout, elle freine l'érosion régressive des rivières du Haut Montredonnais qui se présente un peu à la manière d'un « plateau barré » (vallées infantiles, combes suspendues). La muraille de quartz renforce le caractère récent et inachevé du relief montredonnais.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

1. BAULIG (H.), 1928. *Le Plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne*, Paris, Colin.
2. ENJALBERT (H.), 1952. *Les plateaux et les gorges du Vignoble*. Rev. géogr. Pyrénées, t. XXIII.
3. DERRUAU (M.), 1952. *Les caractères différentiels des roches du Sud-Ouest du Massif central*. Publ. Inst. Géogr. Clermont-Ferrand, fasc. 6.

(22) BAECEROOT (16).

(23) LINTON (20).

Etudes géologiques d'ensemble.

4. BERGERON (J.), 1889. *Etude géologique du Massif ancien situé au Sud du Plateau Central*. Thèse sciences, Paris.
5. ROQUES (M.), 1911. *Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central*. Thèse Sciences, Clermont-Ferrand.
6. GÈZE (B.), 1949. *Etude morphologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales*. Thèse sciences, Paris.
7. LEGRAYE et GOTTINET, 1955. *Etudes géologiques du gisement de wolfram de Montredon-Labessonnié*. Ann. Soc. géol. Belgique, Liège, t. 78.

Les argiles rouges à graviers.

8. VASSEUR (G.), 1891. *Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Sud-Ouest de la France*. Bull. Serv. Carte géol. France, n° 19, t. II.
9. MENGAUD (L.), 1926. *Résultats de sondages dans le bassin de Castres*. Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, t. 54, p. 122. *Id.*, *Ibid.*, 1927, p. 411 et 1945, p. 16.
10. *Id.*, 1930. *Révision de la feuille géologique de Castres*. Bull. Carte géol. France, t. 34, n° 177.
11. RAMIÈRE de FORTANIER, 1932. *Observations sur les argiles éocènes du Castrais*. Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, t. 64, p. 445.
12. VATAS (A.), 1945. *Etude minéralogique des provinces distributrices du matériel sédimentaire d'Aquitaine*. Bull. Soc. géol. France, t. XV, p. 658.
13. *Id.*, 1948. *La sédimentation détritique en Aquitaine aux temps tertiaires*. Bull. Soc. géol. France, t. XVIII, p. 48.

Modelé périglaciaire.

14. BAECKEROOT (G.), 1951. *Formes de cryergie quaternaire en Montagne Noire occidentale*. Rev. géogr. Pyrénées, t. XXII, fasc. 2 et 3.
15. *Id.*, 1952. *Le rôle des actions cryonivales quaternaires dans la formation des paysages du Sidobre de Castres*. Bull. Assoc. Géogr. Fr., n° 226, p. 121-125.
16. *Id.*, 1957. *Le système niche-coulée et son rôle dans la formation du modelé*. Bull. Assoc. Géogr. Fr., n° 265, p. 41.

Muraille de quartz.

17. ASTRE (G.), 1930. *Structure des brèches quartzenses filoniennes des environs du Sidobre*. Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, t. 59, fasc. 1, p. 167.
 18. RIVALS, 1939. *Roches et filons de Peyrebrune*. Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, t. 73, p. 127.
 19. GANGLOFF, 1948. *Etude minéralogique et métallogénique de l'Albigeois cristallin*. *Ibid.*, t. 83.
 20. LINTON (D.-L.), 1955. *The problem of tors*. Geogr. Journal, vol. CXXI, part 4.
 21. LLOPIS LLADÓ (N.-Y.), FONTBOTÉ (J.-M.), 1957-1958. *Estudio geológico de la Cabrera Alta (Leon)*. Geographica, Instituto Elcano, años VI y V, p. 858.
- Cartes*. Cartes topographiques au 50 000^e en hachures Castres et Réalmont. Cartes géologiques au 80 000^e Castres et Albi (2^e édition).
- Photographies aériennes* I. G. N., Missions Lavaur-Castres, Réalmont, Gaillac-Réalmont, et Lacau-Bédarieux, 1948.