



VALENCE

La carte géologique à 1/50 000
VALENCE est recouverte par la coupure
VALENCE (N° 187)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

S'-AGREVE	TOURNON	ROMANS- SUR-ISERE
LAMASTRE	VALENCE	CHARPEY
PRIVAS	CREST	DIE

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

VALENCE

XXX-36

Corniche du Rhône

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE, DU COMMERCE ET DE L'ARTISANAT
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45018, Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	2
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>	2
<i>GRANDES UNITÉS MORPHOLOGIQUES ET GÉOLOGIQUES</i>	2
<i>GRANDES LIGNES MORPHO-STRUCTURALES</i>	3
HISTOIRE GÉOLOGIQUE	3
DESCRIPTION DES TERRAINS	8
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	8
<i>ROCHES ÉRUPTIVES</i>	15
<i>FILONS</i>	18
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	18
REMARQUES PÉTROLOGIQUES ET STRUCTURALES – FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET ÉRUPTIVES	36
TECTONIQUE. SECONDAIRE – TERTIAIRE	39
ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE	40
OCCUPATION DU SOL	42
<i>VALEUR AGRICOLE DES DIFFÉRENTS SOLS</i>	42
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	43
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	44
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	44
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	45
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	46
<i>DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES</i>	46
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	46
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	49
AUTEURS DE LA NOTICE	49

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le territoire couvert par la feuille Valence, qui fait partie du couloir rhodanien et se situe immédiatement au Sud du confluent de l'Isère et du Rhône, concerne deux régions géographiquement et géologiquement distinctes :

— à l'Ouest, les monts du Vivarais, bordure orientale du Massif Central, hauts plateaux de roches cristallines et cristallophylliennes d'altitude généralement supérieure à 500 m (point culminant à la cote 847 au Sud de Boffres). Le versant rhodanien est extrêmement disséqué par de nombreux et profonds ravins aux versants abrupts qui rendent les communications difficiles ; au Sud, la basse vallée de l'Eyrieux est un trait morphologique important et ancien ;

— à l'Est, la plaine de Valence, dépendance sud-ouest du bassin tertiaire bas-dauphinois, où dominent les larges surfaces régulières de faible altitude (100 à 200 m), horizontales ou faiblement inclinées vers le Sud-Ouest. En émergent une série de collines d'ampleur modeste (Chabeuil—Montmeyran) à soubassement miocène, deux grands plateaux isolés (Fouillouse et la Léore, respectivement au Nord et au Sud de Valence) et un plateau plus élevé et réduit, Étoile (au Sud de la feuille).

Le Rhône, d'orientation générale méridienne, trace grossièrement la limite de ces deux domaines.

GRANDES UNITÉS MORPHOLOGIQUES ET GÉOLOGIQUES

Les monts du Vivarais peuvent se subdiviser ainsi :

— la zone principale des terrains cristallins et cristallophylliens à l'Ouest ;
— les lambeaux de terrains secondaires, principalement calcaires, de Châteaubourg et de Crussol sur la bordure est, fortement dénivelés par failles ;

— le trait morphologique majeur de la dépression méridienne de Touloud, entre Saint-Péray et Charmes, isolant le massif de Crussol du reste des monts vivarois. D'origine ancienne, elle fait partie de la ria néogène du Rhône. Elle est comblée par des argiles pliocènes puis par un ensemble très complexe de dépôts quaternaires divers, s'échelonnant du Villafranchien au Würm et se terminant par une couverture quasi continue de limons et d'arènes superficiels.

Le bassin valentinois est constitué pour la plus grande partie par une vaste plaine alluviale très régulière, la terrasse de Saint-Marcel-lès-Valence (ex-séminaire de Valence) se prolongeant, à l'Est, par les épandages de piedmont du Vercors (plaine d'Alixan—Chabeuil). De cette unité principale émergent :

— au Sud, les collines molassiques de Montmeyran, couronnées par un faîte caillouteux (cailloutis des Serres) ;

— à l'Est, les plateaux molassiques sablo-gréseux de Montvendre, localement tronqués et recouverts par de hauts épandages caillouteux de piedmont de même origine que la plaine d'Alixan, dont il ne reste que des lambeaux réduits ;

— à proximité du Rhône, les hautes terrasses rhodaniennes à soubassement molassique de Fouillouse et de la Léore et celle, plus petite, d'Étoile.

La vallée du Rhône proprement dite montre un ensemble de basses terrasses alluviales dont les ramifications remontent les grandes et petites vallées affluentes tant de rive gauche que de rive droite. Les travaux d'aménagement du Rhône en particulier (centrales hydroélectriques, canal navigable, irrigation) ont provoqué un bouleversement profond de la basse plaine d'inondation du fleuve, comme par exemple la disparition d'unités morphologiques de taille appréciable (terrasses de Ferme-Gravenne et Ferme-Délande au Nord, rive gauche).

GRANDES LIGNES MORPHO-STRUCTURALES

Une discontinuité majeure, de direction méridienne, sépare le Massif Central surélevé du bassin d'effondrement valentinois très fortement abaissé (différence de niveau du socle probablement supérieure à 4500 m). Il s'agit très probablement d'un système de grandes cassures subverticales situé sensiblement sous le cours du Rhône. D'autres fractures de moindre importance se manifestent cependant en surface (par exemple : failles limites des massifs calcaires de Châteaubourg et de Crussol, également N-S), dont la principale est certainement la faille de l'Embroye, de direction SW-NE (varisque), provenant du col de l'Escrinet et séparant les petits massifs dénivelés et basculés de Crussol et de Soyons avant de disparaître sous le Bas-Dauphiné.

A l'Est, les sédiments miocènes du Valentinois se montrent partout subhorizontaux, donc sans déformations différentielles. Ils ne se relèvent, et fortement, qu'à proximité immédiate de la chaîne de la Raye (Vercors, feuille Charpey).

Une seconde discontinuité majeure, non apparente, intervient au niveau du Pliocène. Les sédiments pliocènes (en particulier argiles marines bleues) remplissent une ria profondément creusée au sein des formations antérieures, principalement miocènes, mais aussi du socle (dépression de Touloud, basse vallée de l'Eyrieux). Elle ne semble pas, localement, directement en rapport avec la tectonique, et ne se manifeste en surface que par le couloir épigénique de Saint-Péray que le Rhône a abandonné au cours du creusement de sa vallée quaternaire.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Socle

Les formations cristallophylliennes reconnues sur le territoire de la feuille font partie de la série métamorphique du Vivarais oriental, que ses caractères permettent de rapporter au type dit « à disthène-sillimanite », de pression intermédiaire. Cette série, largement développée à l'Ouest (feuille Privas) et surtout au Nord (feuilles Valence et Tournon), provient de la transformation d'un ensemble surtout flyschöide, d'âge stratigraphique peut-être briovérien inférieur, par un métamorphisme de pression intermédiaire qui pourrait être anté-hercynien, cadomien.

Les terrains primaires post-hercyniens ne sont pas connus en surface ni en sondage.

Sédimentation mésozoïque

Au Trias, une timide transgression marine a recouvert la région : un chenal situé sur l'emplacement de l'actuel sillon rhodanien reliait le bassin germanique et le bassin provençal. Les dépôts sont essentiellement gréseux.

Pendant le Jurassique inférieur et moyen, la mer semble avoir recouvert la bordure du Massif Central avec des faciès marins bien que littoraux (arrêt de sédimentation au Bajocien inférieur et moyen).

La sédimentation se poursuit ensuite durant le Crétacé inférieur de façon plus ou moins régulière et importante jusqu'au Barrémien où se dépose une formation calcaire organogène épaisse, l'Urgonien.

L'Aptien ne serait pas présent dans le cadre de cette feuille.

Sédimentation oligo-miocène

L'Éocène n'affleure nulle part sur le territoire de la feuille. A l'Oligocène, une détente tectonique est-ouest provoque une fracturation méridienne dans la vallée du Rhône (Cl. Sittler, 1965) et l'individualisation puis l'affaissement du fossé subsidant de Valence. Bien délimité latéralement, il a une quinzaine de kilomètres de large et une soixantaine de long dans le sens N-S. Il s'arrêterait au Nord vers

Beaurepaire (géophysique) et se relève fortement vers le Sud où il arrive en surface (feuille Crest). Il se subdivise en deux cuvettes : l'une au Nord, centrée sur Bathernay, l'autre immédiatement au Nord-Est de Valence, séparées par un ensellement faillé est-ouest entre Tournon et Romans (sismique, Cl. Germain et G. Demaison, 1958). Il n'apparaît pas en surface mais ses bords abrupts, correspondant à des failles normales, ont été mis en évidence par la géophysique (J. Goguel, 1948). A l'Ouest, la limite du bassin suit exactement le Massif Central, sous les alluvions actuelles du Rhône, tandis qu'à l'Est elle se situe à quelque distance du front subalpin du Vercors. Le fond cristallin de la dépression se trouverait au minimum à 4500 m de profondeur (Cl. Germain et G. Demaison, 1958), le Tertiaire ayant à lui seul plus de 2000 m d'épaisseur. Dessous, le Secondaire serait probablement complet.

Le jeu synsédimentaire des failles limites entraîne, à l'Oligocène inférieur, un basculement d'ensemble vers le Sud et la transgression de la mer à partir des régions méridionales, en relation avec le sillon périalpin consécutif à la surrection des Alpes. La transgression gagne vers le Nord jusqu'en Alsace, par le Bas-Dauphiné et la Bresse (Cl. Sittler, 1965), et provoque une sédimentation saline assez générale. Les relations avec le bassin oligocène suisse ne sont pas éclaircies.

La transgression oligocène s'effectue sur un paléorelief fortement accidenté, en concordance apparente avec l'Éocène mais avec lacune constante du Sannoisien. Il est probable que l'Oligocène saumâtre ne s'est jamais déposé sur les crêtes et même les flancs des paléo-chaînes (Cl. Germain et G. Demaison, 1958). Il présente en effet de très grandes variations d'épaisseur et de faciès. Sa puissance est estimée entre 1000 et 2000 m (J. Goguel, 1948). Sur les bordures de la fosse subsidente il s'agit de brèches, parfois à éléments énormes (Châteaubourg, Soyons, Vercors) résultant d'éboulements ou d'écroulements de falaises, remaniées parfois en conglomérats à gros éléments (Étoile). Au centre, la sédimentation serait principalement sous forme de marnes salées de faciès saumâtre (géophysique), comportant d'épais niveaux de gypse ou de sel gemme.

Le Miocène marin repose en concordance apparente sur l'Oligocène, ou en légère discordance, mais en fait le ravine souvent (Étoile). Largement transgressif (discordant sur le Jurassique moyen de Crussol, G. Demarcq, 1960), il ennoie totalement le fossé d'effondrement oligocène de Valence et ses bordures faillées. Il est représenté par des sables plus ou moins grossiers et marneux, irrégulièrement grésifiés. Son épaisseur varie de 200 à 600 m (J. Goguel, 1948), sous un faciès continu et monotone, sans traces de mouvements orogéniques et avec tendance générale à l'émerision. Une fracturation post-miocène n'est pas évidente (Crussol). Les termes supérieurs de la série (Vallésien—Pikermien = Tortonien fluviolacustre) ne semblent pas apparaître dans le périmètre de la feuille, où ils ont été déblayés par l'érosion plio-quaternaire. Ils existent à proximité au Sud, à la limite de la feuille Crest (mont Miéry—mont Lagat).

Creusement pré-pliocène

A la fin du Miocène, les alluvions continentales fluviales du Vallésien—Pikermien (Tortonien supérieur) en provenance de l'Est (bassin de l'Isère) ont repoussé les eaux rhodaniennes contre le versant oriental du Massif Central. Par places, le Rhône s'est même installé sur la bordure du socle, en particulier entre Saint-Péray et Saint-Georges-les-Bains.

Un mouvement épirogénique de soulèvement général, à la limite Miocène—Pliocène (phase rhodanienne), a provoqué l'enfoncement sur place du réseau hydrographique, et le Rhône a creusé une profonde vallée de caractère épigénique entre Saint-Péray et Saint-Georges-les-Bains, taillée dans le granite de Tournon et sa couverture sédimentaire. Ce creusement atteint plusieurs centaines de mètres de profondeur. Les dépôts miocènes se trouvent en effet le long du Rhône, au Nord de Tournon, jusque vers l'altitude de 350 m environ alors que le sondage BV108 de Bourg-lès-Valence est encore dans le Pliocène à - 22,50 m NGF. Plus au Nord même, à Roussillon, un sondage est resté dans le Pliocène jusqu'à - 110 m NGF, sans atteindre le substratum (R. Ballesio, 1972, P. Mandier, 1969).

Le Pliocène se rencontre donc sous l'actuelle vallée du Rhône, sauf dans la section entre Valence et Charmes (épigénie de Touloud) et forme deux diverticules sous la plaine de Valence, l'un en direction de Montéliér, l'autre au Sud de Malissard.

La phase d'érosion mio-pliocène (ou pré-plaisancienne) est un hiatus important dans l'histoire géologique de la vallée du Rhône. On a évalué à 2-3 MA la durée qui sépare les dernières couches miocènes des premières couches pliocènes (G. Truc, 1971). Cette lacune de sédimentation et le profond creusement fluvial sont la cause de la discordance de ravinement qui sépare les formations pliocènes de celles du Miocène dans la vallée du Rhône.

Sédimentation pliocène

Au début du Pliocène, un mouvement de subsidence généralisé a provoqué la transgression de la mer qui, remontant progressivement du Sud, envahit en rias le réseau hydrographique précédemment formé. C'est ainsi que se sont accumulées d'épaisses séries d'argiles alternant parfois avec des silts et des sables. Au sondage de Bourg-lès-Valence, la lithologie est assez uniforme sur 118 mètres. Il s'agit d'une argile grise, calcaire (21 à 30 % de CaCO_3), avec passées micacées ou finement sableuses, et quelques bancs sableux non carotables. A la base, les argiles sont continentales, équivalentes des argiles d'eau douce de la combe Claray (Hauterives). La plus grande partie du sondage traverse des argiles franchement marines, qui deviennent littorales tout à fait au sommet (R. Ballesio, 1972).

On retrouve des affleurements de ces argiles et sables dans toute la dépression de Saint-Péray—Saint-Georges-les-Bains, sous les alluvions rhodaniennes du Günz qui les ravinent. Le comblement s'est poursuivi par une phase lacustre [argiles du serre Peloux à l'Est de Chabeuil, feuille Charpey, équivalentes des marnes de Hauterives (R. Ballesio, 1972)] et achevé par une phase fluviale. Le Pliocène supérieur fluvial est représenté par des sables passant progressivement vers le haut à des cailloutis qui finissent par envahir totalement le sommet de la série. On le rencontre en particulier rive gauche du Rhône où il forme les sommets des serres de Montmeyran, au milieu de la molasse miocène. Il se termine par un épandage caillouteux à galets de quartzites, prolongement de la formation du plateau de Chambaran, aux Chaveiroux et au serre de Saint-Christol, rive droite, qui a achevé le comblement de la dépression de Saint-Péray. La rareté des quartzites épars au sommet de la montagne de Crussol ne justifie pas une représentation cartographique.

Creusement quaternaire et alluvionnement des terrasses

La fin du Pliocène se marque par un épandage alluvial généralisé sur tout le piedmont bas-dauphinois (plateaux de Chambaran—Bonnevaux), dans les vallées du Rhône, de l'Isère et de leurs affluents. A cette époque, l'ensemble de la région située à l'Est de la bordure du Massif Central était une vaste plaine alluviale d'un niveau élevé (300 m environ *actuellement*) d'où n'émergeait peut-être, comme une île, que le sommet de la montagne de Crussol isolé du reste des monts du Vivarais. Le Rhône, l'Isère et leurs affluents alpins (Drôme comprise) balayaient le vaste glacis ainsi constitué. Cependant, il est vraisemblable que le Rhône coulait déjà en bordure du Massif Central (pente hydraulique des alluvions de piedmont alpines) et que la plaine de Valence était plutôt alluvionnée par l'Isère.

Au Quaternaire, les cours d'eau creusèrent progressivement leurs lits actuels, avec des phases d'alluvionnement intermédiaires correspondant aux avancées, en amont, des glaciers alpins (Rhône et Isère). Du Villafranchien au Günz compris, le Rhône passait par le couloir de Touloud, suivant le tracé de la rias pliocène. De ces périodes ne restent que des lambeaux de terrasses peu étendus, surtout au serre de Saint-Christol (Villafranchien probable) au-dessus de Soyons, aux Ménafauries au-dessus de Charmes et surtout sur le plateau d'Étoile (Günz).

Après un fort creusement, un épisode important se place vers le Mindel. C'est l'alluvionnement dont les principaux témoins restants sont les hautes terrasses de

Fouillouse et de la Léore. Mais surtout le principal changement du cours du Rhône, au Sud de Saint-Péray, intervient probablement dès la fin du Günz et pendant l'Interglaciaire Günz—Mindel par suite de la résistance à l'enfoncement au niveau du seuil rocheux (granite) de Charmes. Le Rhône prend alors sensiblement son cours actuel, décalé vers l'Est par rapport à son tracé plus ancien et à la ria pliocène. Le cours fossile de Saint-Péray n'a plus été par la suite qu'un piège à sédiments, rapidement encombré au Mindel par des cônes de déjection où des épandages périglaciaires (glacis), puis empâté par d'abondants et successifs dépôts de lœss.

L'étape morphologiquement la plus importante est ensuite celle du Riss récent.

Après un intense creusement durant l'Interglaciaire Mindel—Riss et l'alluvionnement du Riss ancien dont il ne reste que des lambeaux réduits (terrasse de Marquet surtout, P. Mandier, 1973), le Rhône, mais surtout l'Isère et les petits torrents du Vercors (Véore, Écoutay, etc.), déblaient au Riss récent presque complètement les alluvions du stade antérieur puis édifient la grande plaine alluviale de Saint-Marcel-lès-Valence—Alixan, principale terrasse de la région de Valence. Cet alluvionnement est à la fois rhodanien à l'Ouest, isérois au Nord et au Nord-Est, et local à l'Est (cailloutis de piedmont du Vercors, Alixan). Dès cette époque, la région de Valence est parvenue à une configuration presque identique à l'actuelle. Le Würm ne la modifiera que très peu.

C'est au Würm en effet (plus précisément à l'Interglaciaire Riss—Würm) que se fixent les tracés des rivières sur leurs cours actuels. L'Isère contourne par le Nord le massif de Châteauneuf et le Rhône s'enfonce sur place entre la montagne de Crussol et les terrasses de Fouillouse—la Léore, sur son cours rissien. Pendant le Würm, les phases de creusement et d'alluvionnement alternent de sorte que s'édifient cinq terrasses, qui représentent probablement toute l'époque wurmienne ou peu s'en faut.

Au Post-Würm, se produisent essentiellement des remaniements des alluvions antérieures par sapement latéral des berges dans les vallées principales seulement. Il y a dégagement d'une très basse terrasse (plaine d'inondation), peu au-dessus du lit majeur actuel. Au contraire les torrents du Vercors, et principalement la Véore, manifestent une tendance à l'alluvionnement. C'est pour cela qu'ils sont endigués car, coulant presque à fleur de terrasse, leurs crues importantes provoquaient des épandages superficiels périodiques de matériaux essentiellement fins, causant des dégâts. Cela se produit encore, mais à une échelle beaucoup plus réduite, lorsque survient une rupture de digue.

Une couverture de limons et colluvions est assez répandue sur tous les niveaux mindéliens et plus récents, à l'exclusion du lit majeur. Les dépôts anté-mindéliens sont actuellement trop peu étendus pour que l'on puisse savoir s'il y eut des accumulations limoneuses sur ces derniers, mais c'est probable puisqu'on en trouve sur les niveaux équivalents des feuilles Vienne et Romans par exemple.

Sur les terrasses du Mindel et du Riss, il s'agit vraisemblablement de lœss, ultérieurement transformés en limons (lehm) non calcaires par altération superficielle. Du lœss rissien est caractérisé au Nord de Beauvallon, reposant directement sur les alluvions non altérées de la terrasse riss récent des Quérats. Il est recouvert par un lœss et par un lehm probablement wurmiens (F. Bourdier, 1961). Aux Paillassiers (Ouest de la Léore), du lœss wurmien fossilifère affleure aussi sous une forte épaisseur, recouvrant des limons plus anciens plus ou moins soliflués. Sur les terrasses de Fouillouse et de la Léore, il s'agit probablement d'une couverture complexe de limons dont le dépôt peut s'échelonner du Mindel au Würm, et du Riss au Würm sur les terrasses rissiennes (Saint-Marcel-lès-Valence en particulier).

Sur les terrasses et chenaux wurmiens, des limons superficiels parfois épais, surtout dans les fonds de vallées, sont probablement remaniés par ruissellement des lœss et des limons plus anciens et issus aussi de l'éluviation des éléments fins de la molasse et même des alluvions antérieures. Sur la plus basse terrasse du Rhône (Fy_e, Champfort), une couverture continue et peu épaisse de limons fins recouvre les alluvions rhodaniennes non altérées. Le sol, d'ailleurs peu évolué, affecte les limons seulement.

Évolution pédologique quaternaire

Les événements quaternaires ont laissé leurs empreintes non seulement dans les paysages, dans les flores et dans les faunes, mais aussi dans les altérations qu'on peut observer à la surface des formations géologiques (altérations pédologiques), en particulier des terrasses.

Compte tenu de l'extension et de la bonne conservation des paléosols dans le bassin rhodanien, les arguments pédologiques fournissent des corrélations présentant un grand intérêt pour préciser la chronologie quaternaire.

Par la démarche cartographique, le pédologue est à même de généraliser les données découlant de l'étude des coupes ponctuelles, et par suite d'en définir l'extension spatiale et la représentativité, mais aussi de synthétiser ces observations pour déboucher sur la définition d'unités homogènes, au regard de certaines caractéristiques morphologiques et physico-chimiques. Cette définition s'appuie en effet largement sur des critères quantitatifs, par exemple indices d'entraînement de l'argile et du fer, taux de libération du fer, formes du fer, « indices d'altérations », etc.

Pour la moyenne vallée du Rhône et pour la région de Valence en particulier, à la suite des travaux accomplis au cours des dix dernières années (M. Bornand et al., 1964 à 1969), les données recueillies dans les domaines de la cartographie et de la caractérisation des vieux sols développés sur les principaux dépôts quaternaires sont assez nombreuses et étayées pour permettre d'esquisser les traits essentiels des phases d'altération et de pédogénèse qui ont marqué cette période. L'évolution pédologique est dominée par les phénomènes de lessivage et d'altération rubéfiante. Le tableau qui suit donne les caractéristiques essentielles des différents processus pédologiques qui se sont succédés et surimposés à la surface des formations quaternaires, en indiquant simplement le stade ultime d'évolution qui peut être atteint par un dépôt donné. Mais il est important de savoir que l'évolution pédologique complète d'un dépôt englobe aussi les phases évolutives qui sont mentionnées pour toutes les formations postérieures.

Holocène (Post-Würm). Évolution pédologique faible à nulle : simple début de décalcarisation et amorce des phénomènes de « brunification » (*).

Quaternaire supérieur (Würm). Déclenchement des processus d'évolution rubéfiante :

- processus rubéfiants peu marqués au Würm récent, nets au Würm ancien,
- phénomènes de lessivage réduits,
- décalcarisation plus ou moins complète suivant la composition originelle des matériaux,
- altération ménagée (profondeur de disparition des cristallins < 1 m).

Quaternaire moyen

a) - Développement des processus d'altération rubéfiante (peu intenses au Riss, très intenses au Mindel) accompagnés d'importants phénomènes de lessivage.

- Décalcarisation complète sans acidification très marquée.
- Altération profonde des cristallins (profondeur > 2-4 m) avec processus corrélatifs d'argilisation et début de phénomènes de colmatage au niveau des horizons B (peu nets au Riss, bien marqués au Mindel).

b) - Au Günz, apparition de phénomènes de lessivage acide et de dégradation qui viennent relayer les processus rubéfiants.

Quaternaire inférieur (Villafranchien). Accentuation des processus de dégradation (acidification poussée, taux de saturation du complexe absorbant très bas). Phénomènes de déruberéfaction atteignant le sommet des horizons B, avec importants phénomènes d'hydromorphie (oxydo-réduction).

(*) Parmi les grands processus d'évolution pédologique, la brunification ne traduit pas seulement un changement de couleur, mais fait aussi intervenir un type de liaison particulière entre le fer, l'argile et la matière organique. Les processus d'altération rubéfiante, quant à eux, sont liés à l'individualisation de formes particulières d'oxydes de fer plus ou moins cristallisées ou amorphes, qui se traduisent par l'apparition de teinte rouge très vive.

Les paléosols observés enregistrent donc l'effet cumulé des différents processus bioclimatiques qui ont pu se succéder dans le temps. Or la susceptibilité à l'évolution d'un matériau dépend aussi de sa composition pétrographique. Par suite, il est important de pouvoir reconstituer et comparer entre elles les séquences évolutives caractéristiques des principaux types de matériaux rencontrés. On définit ainsi, pour une région donnée, les bases de référence d'une chronologie relative, utilisable chaque fois que l'on veut situer un stade évolutif déterminé.

Ainsi, pour le bassin rhodanien, on a pu mettre en évidence quatre chronoséquences (M. Bornand, 1969 et 1972). Trois d'entre elles se développent sur les cailloutis alluviaux étagés en niveaux de terrasses bien individualisées. Elles se différencient par la composition des cailloutis qui peuvent être à dominante calcaire (apports subalpins), à dominante schisteuse et siliceuse (apports « massifs centraliens ») ou à caractères lithologiques plus complexes (mélange en proportions à peu près égales de calcaires, de cristallins et de siliceux : apports rhodaniens et isérois). La quatrième se développe sur lœss ou formations lœssoides.

Pour chaque chronoséquence, un stade caractéristique d'évolution du matériau peut-être associé à une période du Quaternaire. Quelques-uns des principaux maillons de ces séquences se retrouvent dans le cadre de la feuille Valence : ils sont brièvement présentés dans la description détaillée associée à chaque formation géologique.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Elles participent à deux ensembles différents par la nature, et peut-être l'âge, dont les caractères généraux et la signification possible sont présentés dans les Remarques pétrologiques et structurales.

Ensemble I : migmatites, gneiss et micaschistes d'origine pélitique, et leurs intercalations acides et basiques

Formations métapélitiques

S¹⁻². **Schistes à chlorite et muscovite, avec ou sans albite.** Roches très fissiles, finement cristallisées, de teinte verte, à clivage satiné luisant. Composition minéralogique banale : quartz concentré souvent en grosses amygdales, muscovite et chlorite (30 à 80 %), grenat brun clair sporadique, ilménite en bâtonnets, amas de leucoxène, albite limpide ; localement, biotite associée à la chlorite ou dispersée sans orientation. Éléments structuraux à l'échelle de l'échantillon : linéation minérale (muscovite) discrète et linéation de microplis ; *kinks* nombreux, ordonnés en deux systèmes suborthogonaux ; microplis de type semblable déversés. En lame mince, structure confuse, microplissée à lenticulaire, avec phyllites déformées dans les charnières de plis et définissant une schistosité cristallophyllienne. Composition chimique de schiste argileux banal.

Des *chloritoschistes à albite* se mêlent au type précédent ; ils en diffèrent seulement par une grande richesse en albite pure qui se présente en cristaux de quelques dixièmes à 2 mm, subautomorphes et à macles rares, limpides, riches parfois en inclusions d'où leur teinte rosée (oxydes de fer, rutile,...) et même noire (graphite). Généralement, l'albite se dissémine dans le schiste, bosselant ses surfaces de foliation ; à quelques niveaux, elle se développe massivement et on passe à de vraies *albitites* en gisements lenticulaires concordants.

Les chloritoschistes fins contiennent de multiples niveaux plus siliceux, peu épais, tendant vers le quartzite (χ) ou la leptynite. Ils constituent le cœur de la synforme de Bruzac, au Sud du grand faisceau de fractures transverses de Ponsoye.

ξ^{1-2} . **Micaschistes à biotite et muscovite.** Micaschistes à texture feuilletée, largement cristalline, dont la trame micacée épaisse enrobe de fréquentes amandes quartzites d'exsudation, et parfois des phénocristaux de minéraux hyperalumineux. Composition minéralogique : muscovite dominante, biotite lamellaire, parfois pennine en amas étoilés, oligoclase acide et quartz ; la phase phénoblastique comporte habituellement grenat almandin en cristaux de 1 à 5 mm, staurotide à inclusions hélicitiques, en baguettes parfois centimétriques, disthène assez rare et chemisé de muscovite, exceptionnellement chloritoïde en cristaux trapus, le cas échéant oligoclase. Éléments structuraux à l'échelle de l'échantillon : linéation minérale et linéation de microplis ; *kinks* assez nombreux, ordonnés en deux systèmes suborthogonaux dont l'un reprend la linéation minérale ; microplis postschisteux de type semblable, déversés ; très rares microplis isoclinaux synchisteux.

Deux sous-faciès pétrographiques peuvent être distingués : l'un, très lamelleux (ξ^{1-2}), à grenat, staurotide ou disthène suivant la zone de métamorphisme, se développe largement au flanc occidental de la synforme de Bruzac, à l'Ouest des schistes à chlorite et muscovite ; l'autre, plus terne d'aspect et de grain moins grossier, riche en grenat mais à staurotide exceptionnelle, prédomine au flanc oriental ; c'est ce dernier qui contient le chloritoïde, dans un très mince niveau proche des schistes à chlorite et muscovite (Est de Fialaix). Composition chimique de schiste argileux pour l'ensemble, avec une plus grande richesse en fer et magnésium du sous-type à staurotide.

Des intercalations leptyniques, voire quartziteuses (χ), de grain assez grossier, se différencient en divers points de ces micaschistes.

ξ^{1-2} . **Micaschistes à biotite et muscovite, et amygdales de feldspath potassique.** Type pétrographique particulier constituant un unique et mince (quelques mètres) *niveau-repère* dans la formation des micaschistes lamelleux à minéraux au flanc occidental de la synforme de Bruzac. Trame de micaschistes lamelleux riche en muscovite, dans laquelle se disséminent des amygdales de forme elliptique, de forte taille (1 à 4 cm), et qui apparaissent, à l'œil nu, souvent maclées Carlsbad ; ces amygdales sont un assemblage de microcline pur de fort triclinisme, prédominant (un ou quelques grands cristaux maclés Carlsbad), albite, quartz et muscovite très subordonnée : la composition chimique est celle d'un feldspath alcalin ; il pourrait s'agir, soit de mégacristaux primitivement présents dans le sédiment originel, et pour partie recristallisés, soit de phénoblastes purement métamorphiques [et non d'anciens galets de matériaux sédimentaires, quartzites, arkoses, ou éruptifs (rhyolites) comme cela a été envisagé].

ξ^{1-2} . **Micaschistes graphiteux à andalousite, andalousitite.** L'*andalousitite* est un type pétrographiquement rare, constituant un unique et mince (quelques mètres) *niveau-repère* dans la formation des micaschistes à biotite et muscovite, sous-faciès terne à grenat, au flanc oriental de la synforme de Bruzac. Elle se présente comme une roche gris bleuté à noirâtre, faite essentiellement (50-60 %) de petits prismes d'andalousite non orientés et cimentés par la biotite (20-30 %) et très accessoirement le quartz et la muscovite (5-10 %) ; hématite abondante (2-8 %), cordiérite et grenat accessoires ; une foliation « fantôme » dessinée par la muscovite et la biotite *pro parte*, et des inclusions opaques, transparentes au travers de la paragénèse non orientée. Composition chimique de pélite argileuse riche en fer ($Fe_2O_3 = 8$ à 10 %) et en alumine (22 à 24 %). L'andalousite est localement relayée, et surtout encadrée, par des *micaschistes à andalousitite* : roches massives, ternes, à grain fin, dont la paragénèse essentielle comporte : quartz, oligoclase acide, biotite abondante syn-schisteuse, muscovite subordonnée, grenat rare, graphite ; minéraux non orientés : biotite II en grandes lames, andalousite en phénocristaux automorphes dispersés, tourmaline ; composition chimique de pélite argilo-gréseuse.

Les micaschistes à andalousite ne diffèrent des micaschistes à biotite et muscovite banaux que par leur paragénèse seconde, qui est à mettre au compte du méta-

morphisme de contact développé par le granite de Tournon—Sainte-Cierge, particulièrement dans les formations du flanc oriental de la synforme de Bruzac. L'andalousite a pour cause ce même métamorphisme de contact, appliqué à un niveau lithologique particulier de la série métasédimentaire.

ξ_{λ}^{2-5} . **Micaschistes et gneiss fins à biotite et muscovite, leptyniques à quartzitiques.** Ensemble compréhensif de roches à grain fin, souvent striées de lits et amandes de quartz laiteux, à débit parallépipédique ou en plaquettes, qui vont d'un pôle relativement riche en micas à un pôle quartzo-leptynique ; leur texture est schisteuse, litée, rubanée ou massive. Composition minéralogique : quartz en partie concentré en niveaux purement siliceux, en partie associé à l'oligoclase acide granoblastique, biotite et muscovite lamellaires en proportions variables, grenat sporadique. Composition chimique de pélites plus ou moins argileuses ou gréseuses.

Les termes micacés d'une part, quartzo-feldspathiques d'autre part, peuvent s'associer en bancs alternant d'épaisseur décimétrique à plurimétrique ; toutefois, les premiers prédominent au flanc occidental de la synforme de Bruzac, les seconds au flanc oriental, au plancher, respectivement, des micaschistes lamelleux à staurotide-disthène et des micaschistes ternes à deux micas. Par ailleurs, une paragégnèse seconde à éléments non orientés, plus ou moins importants suivant les lieux, est visible dans les termes micacés ; elle comporte biotite, muscovite, andalousite et/ou cordiérite pinitisée, tourmaline et a pour origine le métamorphisme de contact développé par le granite de Tournon—Saint-Cierge à l'Est, et un granite de même type en feuilletés à l'Ouest.

$\gamma_{\xi\lambda}$. **Micaschistes et gneiss fins, leptyniques à quartzitiques, avec filons granitiques discordants.** Ensemble compréhensif de roches massives et de grain fin, ou schisteuses, litées ou rubanées, claires ou sombres, mais toujours verdâtres, striées de lits et amandes de quartz laiteux. Cette formation constitue, à l'intérieur du granite de Tournon—Saint-Cierge et dans le prolongement septentrional de la synforme de Bruzac, des septums de puissance et extension hectométriques à kilométriques ; elle y est injectée de filons de granite concordants ou discordants et souvent écrasée en bordure des fractures de direction nord, nord—nord-est et nord-est particulièrement fréquentes dans ce secteur. Composition minéralogique variable : quartz concentré souvent en grosses amygdales, oligoclase ou albite associés au quartz ou en ocelles ou poeciloblastes, muscovite avec biotite chloritisée et/ou chlorite, grenat sporadique, biotite tardive et parfois cordiérite ou andalousite dans les termes schisteux. Les caractères minéralogiques et structuraux de ces roches permettent de les rapprocher, suivant les cas, des schistes à chlorite et muscovite et des divers types de micaschistes et gneiss fins à biotite et muscovite, leptyniques à quartzitiques, qui participent au Sud à la synforme de Bruzac ; toutefois, les déformations très accusées d'une part, l'importance prise par la paragégnèse de contact d'autre part, interdisent toute certitude.

ζ_m^{1-2} . **Gneiss plagioclasiques à biotite et muscovite.** Sous leur aspect le plus banal, gneiss bien réglés, relativement phylliteux, à texture feuilletée et largement cristalline, litée ou amygdalaire. Composition minéralogique moyenne : oligoclase acide (30 %) granoblastique associé au quartz (40 %), biotite et muscovite lamellaires (25 %), souvent grenat almandin, parfois sillimanite séricitisée, rarement disthène, exceptionnellement microcline. Éléments structuraux principaux : micro- et mésoplis syn- à post-schisteux de type semblable, déversés à couchés. Composition chimique de pélite silico-alumineuse. Des bancs à grain assez fin, à tendance leptynique ou quartziteuse, s'intercalent dans les gneiss phylliteux, en alternances rythmiques irrégulières.

La formation des gneiss plagioclasiques à deux micas constitue, au Nord de la grande zone fracturée de Ponsoye, le cœur de la synforme subméridienne d'Alboussière ; au Sud, elle se dispose au toit géométrique des micaschistes à biotite et muscovite de la synforme de Bruzac.

$\gamma_{\text{ort}}^{1-2}$. **Gneiss à biotite et sillimanite, avec feldspath potassique.** Gneiss bien réglés, à texture feuilletée ou régulièrement litée, de grain encore fin et alors massifs mais associés à des passées schisteuses, ou de cristallisation grenue (2 mm et plus) ; les divers types : schisteux, massif à grain fin, et grenu, alternent rythmiquement d'une manière irrégulière. Composition minéralogique moyenne : quartz (30 %), oligoclase basique (32 %), orthose (17 %) de faible triclinisme, à perthite en fuseaux, avec myrmékite sporadique, biotite (17 %) et sillimanite (2 %) fibreuse, tous minéraux associés en une structure granoblastique normale ; grenat almandin rare, muscovite poeciloblastique accessoire et tardive. Éléments structuraux principaux : microplis syn- à post-schisteux de type semblable, déversés à isoclinaux couchés ; localement, linéation minérale (biotite, sillimanite) accusée. Composition chimique globale de pélite argilo-greéseuse.

Les gneiss à biotite-sillimanite forment, au mur des gneiss à deux micas de la synforme d'Alboussière, sur ses deux flancs, un horizon de puissance kilométrique ; un puissant complexe leptyno-amphibolique s'intercale à leur partie supérieure à l'Ouest, à un niveau médian à l'Est.

$\gamma_{\text{ort}}^{1-2}$. **Gneiss à biotite, sillimanite et cordiérite, avec feldspath potassique et filons-couches granitiques.** Cette formation lithologique, dont le développement est important dans la partie nord du territoire de la feuille, a pour particularité de présenter en alternance des bancs de gneiss à biotite, sillimanite et cordiérite, et des bancs d'un granite clair, à nodules de cordiérite sporadiques, d'à peu près même composition minéralogique qualitative. La puissance des bancs gneissiques va du décimètre à la dizaine de mètres, celle des bancs granitiques du décimètre au mètre.

Les *gneiss* sont de texture schisteuse à grenue, le faciès grenu et bien lité prédominant ; leur foliation, plane au sommet de la formation, devient irrégulière vers la base, discontinue et plissée ; les lits micacés y sont interrompus par la matière quartzo-feldspathique et l'on passe ainsi progressivement aux anatexites à cordiérite sous-jacentes. Composition minéralogique moyenne : quartz (24 %) et oligoclase basique (28 %) granoblastique, orthose de faible triclinisme et à perthite en films (27 %), en cristaux subautomorphes auréolés de myrmékite, biotite (16 %), sillimanite fibreuse et cordiérite prismatique ou globuleuse associées dans les lits phylliteux, grenat almandin accessoire, muscovite secondaire ; structure granolépido-blastique à porphyroblastique par développement de l'orthose en yeux centimétriques. Éléments structuraux principaux : microplis serrés de type semblable, syn- à post-schisteux, déversés à couchés ; plis ptygmatisques locaux ; linéation d'étirement sur les plans de foliation. Composition chimique de schiste argileux.

Le *granite* clair, à grain moyen, est de texture subéquante et structure grenue. Il ne se distingue des gneiss que par sa pauvreté en minéraux femiques, et l'agglomération locale en nodules centimétriques de la cordiérite. Certains de ses bancs se terminent en biseau et il peut aussi se présenter en filons discordants associés en *stockwerks*.

La formation des gneiss à filons-couches de granite se développe très largement au plancher des gneiss à biotite-sillimanite sur le flanc oriental de la synforme d'Alboussière ; elle y assure la transition entre ces gneiss et les anatexites sombres à cordiérite de la base de la série métamorphique. Sur le flanc occidental, par contre, elle ne s'observe pas et les gneiss passent aux anatexites sombres par simple désorganisation, ménagée mais rapide, des lits micacés.

γ_{c}^{1-2} . **Anatexites sombres à cordiérite et/ou sillimanite.** Roches hétérogènes mais cependant très typées, où des zones schisteuses à foliation plane ou plissotée se mêlent étroitement à des parties finement grenues, de texture nébulitique, à petits feldspaths carrés et flammèches micacées ; leur grande richesse en biotite, et souvent en cordiérite dont les petits prismes sont dispersés ou concentrés en globules centimétriques, leur confère une teinte sombre, bleutée à la cassure fraîche, virant au brun jaunâtre par altération. Composition minéralogique : quartz, orthose faiblement triclinique à perthite en films et bourgeons myrmékistiques, oligoclase basique, sillimanite, cordiérite, grenat sporadique ; la sillimanite est abondante dans le faciès schisteux, en

amas fibreux, rare et en inclusions des divers minéraux dans le faciès grenu ; la cordiérite domine dans le faciès grenu, parfois associée poeciliteusement au quartz et au grenat qu'elle paraît blinder ; le grenat est également en globules millimétriques très dispersés. Composition chimique globale de pélites argilo-gréseuses.

Les anatexites sombres à cordiérite se différencient progressivement à la base des gneiss à biotite et sillimanite au flanc occidental de la synforme d'Alboussière et des gneiss à biotite, sillimanite et cordiérite à son flanc oriental ; elles s'intègrent par là normalement à la série métamorphique à staurotide-disthène, dont elles constituent le terme inférieur, et elles s'identifient ainsi, par leur position comme par leurs caractères généraux, aux Gneiss d'Aubusson du Nord-Ouest du Massif Central. Par ailleurs, elles forment à l'Ouest le substratum des formations claires, anatectiques et granitiques, à cordiérite ou grenat, termes avec lesquels elles sont en contact progressif, mais toujours rapide. En dehors de multiples septums, de toutes tailles, de gneiss schisteux à sillimanite-cordiérite, elles contiennent en enclaves, sous forme de corps arrondis ou lenticulaires de dimensions décimétriques, des gneiss plagioclasiques à biotite de grain fin.

Intercalations acides

$\chi\lambda$. **Quartzo-leptynites à biotite et muscovite.** Roches massives et de grain fin, à débit parallépipédique, discrètement foliées, parfois litées ou rubanées. Composition minéralogique : quartz souvent très abondant (jusqu'à 60 %) engrené avec l'oligoclase acide, biotite et surtout muscovite lamellaire éparses ou concentrées en lits discontinus, minéraux accessoires (apatite, zircon, etc.) nombreux. Composition chimique de grès feldspathiques ou argileux.

Les quartzo-leptynites à deux micas, plus ou moins micacées, feldspathiques ou quartzueuses, forment de très nombreux bancs décimétriques à plurimétriques dans les micaschistes et gneiss, et surtout un épais ensemble, à niveaux micaschisteux subordonnés, au flanc oriental de la synforme de Bruzac, en plancher de la formation des micaschistes à deux micas (ξ^{1-2}).

$\lambda\xi^5$. **Leptynites plagioclasiques à biotite et feldspath potassique.** Roches massives de grain fin à moyen, de teinte habituellement rose violacé, à foliation fruste mais régulière et litage discret. Composition minéralogique moyenne : quartz en fuseaux étirés (35 %), oligoclase (31 %), orthose (26 %) peu perthitique, biotite (< 5 %), grenat almandin sporadique ; minéraux associés en une structure granoblastique. Composition chimique de rhyolite sodi-potassique (1.4.1.3).

Ces leptynites se présentent en bancs de puissance décimétrique à métrique, associés en alternances irrégulières avec les amphibolites, dans le complexe leptyno-amphibolique qui s'intercale dans la série schisteuse de la synforme d'Alboussière au sommet, à l'Ouest, et au sein, à l'Est, des gneiss à biotite et sillimanite. Des couches de gneiss plagioclasiques sombres, à biotite et orthose mais sans sillimanite, peuvent les accompagner.

$b\lambda$. **Leptynites blastomylonitiques à muscovite, associées à des phyllonites de gneiss et d'amphibolites.** On a représenté ensemble sur la carte diverses roches blanches ou sombres, de grain très fin, à débit schisteux ou en crayons accusés, que l'on peut qualifier de *phyllonites* et qui ont pour origine le laminage extrême de formations de nature variable (gneiss à biotite et sillimanite ou à biotite et muscovite, leptynites, amphibolites) du flanc occidental de la synforme d'Alboussière ; s'y mêle une roche claire à grain fin, brunâtre, de linéation également très accusée, à grandes lames de muscovite dans une matrice porphyroblastique à orthose, oligoclase et biotite, de structure blastomylonitique ; il pourrait s'agir d'un granite à muscovite, dont elle possède le chimisme. Leptynites blastomylonitiques et phyllonites, qui matérialisent essentiellement dans la moitié nord de la feuille une zone linéaire de laminage redressée à la verticale, subméridienne, à la jointure de l'ensemble granito-anatectique occidental et de sa couverture ectinique, ont une puissance dépassant en certains

points 500 m ; des lentilles subordonnées du même matériel s'observent çà et là dans le gneiss à deux micas ; enfin les granites à biotite schisteux, qui sont proches, à l'Ouest, de la zone laminée, présentent localement un faciès phyllonitique.

Les phyllonites et leptynites blastomylonitiques ont été reprises en divers endroits dans des broyages ultérieurs qui ont d'ailleurs donné, à partir de la plupart des roches qui affleurent sur le territoire de la feuille, des mylonites bréchiques ou à nodules.

δ³. **Gneiss rubano-œillés à leptyniques, à biotite et muscovite.** Roches claires de texture litée, rubanée ou foliée fruste, possédant en quantité variable des yeux fusiformes centimétriques, mono- ou polycristallins, de feldspath alcalin. Composition minéralogique : quartz ségrégué en lits ou amandes, ou engrené avec l'oligoclase acide ; biotite et muscovite lamellaires, disposées en amas dans le faciès folié grossier ; microcline de moyen triclinisme, parfois quadrillé, à perthite en fuseaux et en échiquier, dont les cristaux à inclusions plagioclasiques disposées en zones sont fissurés ou fragmentés ; grenat sporadique. Composition chimique de granite hololeucocrate alcalin potassique (I.3.1.3.) ou d'arkose peu évoluée.

Les gneiss rubano-œillés s'inscrivent en deux petits massifs de dimensions pluri-hectométriques dans les micaschistes et gneiss fins, leptyniques à quartziques, de la partie sud de la feuille ; le faciès œillé à foliation fruste domine au centre des massifs, les faciès lités et rubanés en constituant l'écorce. Il pourrait s'agir, pour le terme œillé homogène, d'un métagranite et, pour les termes lités et rubanés, des produits de transformation métamorphique d'une couverture d'arène du massif éruptif originel, ou de la partie corticale blastomylonitique de ce même massif.

Intercalations basiques

δ¹¹. **Amphibolites schisteuses, litées ou massives, avec pyroxénites accessoires.** Des amphibolites de deux types forment des couches plus ou moins continues ou de petits massifs à un niveau privilégié de la série métamorphique :

— *amphibolites noires*, schisteuses à finement litées ou massives, de grain fin ou moyen, associées localement à des gneiss à amphibole et grenat, exceptionnellement à des pyroxénites à amphibole et grenat en petits lits. Composition minéralogique : hornblende verte (48 à 62 %), oligoclase basique à labrador (28 à 45 %), quartz (2 à 8 %), avec sphène, calcite, épidote, apatite, ilménite, pyrite et pyrrhotine, biotite sporadique, ou au contraire clinopyroxène qui prédomine dans certains lits ou lentilles ; localement, grenat almandin, abondant dans certains lits riches en quartz. Schistosité cristallophyllienne fruste, linéation minérale accusée (hornblende) et microplis syn- à post-schisteux de type semblable, déversés à couchés et d'axe parallèle à la linéation minérale. Composition chimique de basalte ou d'andésite ;

— *amphibolites compactes* à grain moyen ou grossier, parfois hétérogènes à parties régulièrement gneissiques et d'autres de texture grenue d'affinité gabbroïque ; s'y mêlent localement des amphibolites grenatifères à nodules feldspathiques qui pourraient être d'anciennes éclogites. Mêmes compositions minéralogiques et chimiques que les amphibolites noires.

Pour l'essentiel, les amphibolites noires schisteuses ou litées se disposent en bancs d'épaisseur décimétrique à décamétrique, associés en alternance avec des bancs de leptynites et de gneiss à biotite, dans la partie supérieure de la formation des gneiss à biotite et sillimanite au flanc occidental de la synforme d'Alboussière, dans sa partie médiane au flanc oriental. Les amphibolites compactes forment de petits corps lenticulaires épais dans le *complexe leptyno-amphibolique* ainsi défini, dont la puissance et l'importance relative des divers termes varient largement d'un point à un autre ; son épaisseur va ainsi de 500 m à quelques dizaines de mètres et les termes gabbroïques ou éclogitiques, absents au Nord, paraissent tout spécialement abondants dans la région sud-est. En principe, la succession lithostratigraphique dans ce complexe leptyno-amphibolique s'établit de haut en bas de la manière suivante : un niveau essentiellement amphibolique supérieur, une alternance d'amphibolites, leptynites et

gneiss en position intermédiaire, un horizon gneissique et un niveau essentiellement amphibolique inférieur ; il affleure largement au flanc oriental de la synforme d'Albousière, plus irrégulièrement à son flanc occidental où il est puissamment laminé, sauf au Sud où son épaisseur est au contraire exagérée par plissement.

Ensemble II : migmatites et gneiss essentiellement quartzo-feldspathiques

λ_{ort}^3 . **Gneiss leptyniques rubano-œillés, à biotite et sillimanite.** Matériel hétérogène, associant plusieurs faciès qui, toutefois, possèdent en commun quelques caractères : pauvreté en biotite d'où un caractère leptynique d'ailleurs plus ou moins marqué, foliation régulière habituellement nette et qui porte généralement une linéation minérale (sillimanite), teinte habituellement rosée ; le rubanement est parfois très marqué par une alternance de lits quartzo-feldspathiques centimétriques et de feuilletts millimétriques de biotite et sillimanite (gneiss leptyniques rubanés s.s.) ; ces derniers peuvent, localement, prendre de l'importance et se transformer en *passées schisteuses* ; des phénocristaux feldspathiques sont abondants à certains niveaux (gneiss leptyniques œillés), parfois gros (jusqu'à 5 cm) ; enfin la foliation peut être déformée par des plis de divers types (gneiss leptyniques plissotés) ou bien disparaît (leptynites). L'association étroite de ces faciès, et l'existence d'intermédiaires, interdit toute cartographie séparée.

Composition minéralogique moyenne : quartz (35-44 %), albite-oligoclase (An 5-15, 23-30 %), orthose (25-33 %) de faible triclinisme et perthitique (films, veines et taches), myrmékite, biotite (2-8 %), sillimanite, muscovite secondaire. Composition chimique de granite alcalin sodi-potassique, avec peu de variation d'un faciès à l'autre.

Les gneiss leptyniques rubano-œillés, sous leurs divers faciès, forment un horizon stratifié épais de quelques centaines de mètres, qui affleure en bande méridienne d'extension limitée à l'Ouest du complexe leptyno-amphibolique, dans la partie sud-occidentale du territoire de la feuille ; ils passent progressivement vers l'Ouest, à leur toit géométrique, aux anatexites claires à cordiérite.

$\sigma_3 M^3$. **Gneiss granitoïdes œillés, à biotite, sillimanite et parfois cordiérite.** Roches de grain moyen à grossier, à foliation fruste marquée par des lits discontinus et amas de biotite qui alternent avec des bandes quartzo-feldspathiques, d'épaisseur millimétrique à pluricentimétrique, parsemées d'yeux feldspathiques monocristallins. Composition minéralogique : quartz, parfois en gros cristaux ovoïdes déformés ; orthose monoclinique, partie en mégacristaux (2-6 cm) automorphes, ou fusiformes et parfois sygmoïdes, maclés Carlsbad, perthitiques (albite en films, veines, taches), riches en inclusions (plagioclase automorphe, biotite, quartz), et partie en blastes peu perthitiques ; oligoclase basique peu zoné (An 23-27) ; biotite en petits cristaux disséminés ou en grandes lames agglomérées ; sillimanite et magnétite accessoires ; cordiérite sporadique dans des *bouffées* anatectiques à lits micacés, plissotés ou désorganisés.

Les gneiss granitoïdes œillés forment à la limite ouest de la feuille deux massifs de moins de 1 km² aux limites invisibles, enserrés par les anatexites sombres à cordiérite et les granites hétérogènes. Des roches semblables affleurent à quelques kilomètres à l'Ouest, sur le territoire de la feuille Lamastre, dans un environnement identique ; certains de leurs caractères : chimisme global, composition de la biotite, disposition en zones des inclusions dans les mégacristaux feldspathiques qui n'englobent jamais les feuilletts micacés, etc. permettent de les interpréter comme un ancien granite calco-alcalin monzonitique, recristallisé dans la zone de stabilité de la sillimanite et partiellement affecté par l'anatexie.

$n M_c^3$. **Anatexites claires à cordiérite et/ou grenat, nébulitiques à grenues.** Matériel toujours très clair, blanc à rosé, mais hétérogène sur les plans du grain et de la composition minéralogique : association intime de parties hétérogranulaires (0,5 à

5 mm), les unes subéquantes, grenues à pegmatitiques, à très fines biotites dispersées et nodules centimétriques de cordiérite et/ou de grenat, les autres plus ou moins vaguement litées, à cloisons de biotite et sillimanite plissotées à nébulitiques, et parfois porphyroïdes à mégacristaux feldspathiques dispersés ; des *bouffées* hololeucocrates, ou des *diaclasses* à cordiérite et/ou grenat, ou encore des alignements de petits nodules de ces minéraux, ajoutent à leur complexité.

Composition minéralogique : quartz (jusqu'à 45 %), albite-oligoclase (jusqu'à 18 %), orthose de faible triclinisme, peu perthitique (films et veines) et frangée de myrmékite (jusqu'à 37 %), biotite (0,5-7 %) en petites lamelles isodiamétriques, sillimanite (0-3 %) fibreuse, cordiérite (0-6 %), muscovite secondaire. Chimisme de granite alcalin sodi-potassique, hololeucocrate à leucocrate.

Les anatexites claires à cordiérite et grenat, qui sont peu développées sur le territoire de la feuille, constituent la base normale des gneiss leptyniques rubano-céillés dont elles ont la composition chimique moyenne et paraissent représenter le stade d'évolution anatectique comme le suggère le passage ménagé d'une formation à l'autre ; elles forment également des panneaux totalement cernés par les formations granito-anatexiques sombres, sur lesquelles elles semblent *flotter*.

ROCHES ÉRUPTIVES

Les granites de divers types participent à deux ensembles géographiquement distincts : un complexe granitique occidental, fondamentalement hétérogène et de nature anatectique, un complexe granitique oriental relativement homogène et en gisement intrusif.

Complexe granitique occidental

ηγδ. **Granite calco-alcalin à biotite, avec ou sans cordiérite, hétérogène.** Ce granite, toujours assez sombre, est remarquable par son hétérogénéité liée, à la fois, à des variations considérables et souvent rapides dans sa texture et sa composition minéralogique quantitative et à l'existence d'enclaves schisteuses diverses, localement nombreuses et parfois fort importantes. Les variations de texture tiennent, tantôt au changement rapide de la taille moyenne des cristaux, tantôt à l'existence ou non, et aux dimensions et répartition des phénocristaux automorphes d'orthose, tantôt enfin à la présence locale d'une orientation de toute la matière granitique et particulièrement des micas ou des seuls phénocristaux. Les modifications de teneur des minéraux intéressent spécialement la biotite, toujours abondante cependant, et la cordiérite, qui peut être au contraire absente et se présente tantôt avec un habitus prismatique, tantôt sous forme de nodules centimétriques concentrés dans les zones claires. Composition minéralogique : quartz (25-30 %), oligoclase basique automorphe et zoné (20-35 %), orthose de faible triclinisme et peu perthitique (films, fuseaux) (15-30 %) avec myrmékite, biotite (10-20 %), cordiérite (0-8 %), sillimanite fibreuse et grenat almandin sporadiques. Chimisme calco-alcalin monzonitique, proche de celui des anatexites sombres. Les enclaves les plus nombreuses et importantes (100 m de long et plus) et de limites floues sont des anatexites sombres ; les autres sont des gneiss fins plagioclasiques, voire des micacites, beaucoup plus petites (quelques centimètres à quelques décimètres), de forme sphérique à ellipsoïdale et à limites nettes.

Le granite hétérogène sombre couvre de vastes surfaces sur le plateau à l'Ouest du Rhône ; il se différencie en masses de dimensions et formes très variables, à limites incisées, au sein des anatexites à cordiérite sombres dont il se distingue sans ambiguïté par son grain de taille toujours supérieure et l'automorphisme accusé de ses feldspaths. Il vient parfois au contact des anatexites et granites clairs à cordiérite, en bordure desquels il prend dans une zone étroite une couleur plus claire ; le passage est en fait ménagé, bien que rapide, entre les deux sortes de roches.

γ_c^3 . **Granite calco-alcalin à biotite, avec ou sans cordiérite, schisteux.** Sous son aspect le plus banal, granite assez sombre et homogène, de grain moyen et localement porphyroïde, à texture schisteuse, se débitant en plaques à surfaces striées de cannelures d'étirement et d'alignements parallèles de biotite fraîche ; structure cataclastique à cloisons de micas et sillimanite et feldspaths automorphes à globuleux. Composition minéralogique : quartz (25-30 %), oligoclase basique à andésine zoné (25-35 %), orthose peu perthitique (films) de faible triclinisme (15-30 %), myrmékite, biotite (10-20 %) associée en cloisons avec la cordiérite (0-5 %) prismatique ou globuleuse, sillimanite fibreuse sporadique. Chimisme calco-alcalin monzonitique analogue à celui du granite hétérogène sombre.

Le granite schisteux, ou parfois simplement liné, forme dans la partie nord-ouest du territoire de la feuille un massif lenticulaire d'épaisseur pluri-hectométrique à la jointure des anatexites à cordiérites sombres et des gneiss à biotite et sillimanite de leur couverture ; il passe très progressivement aux premières, mais est intrusif concordant dans les seconds dont il possède de nombreuses enclaves. Il constitue par ailleurs dans le granite hétérogène sombre des masses de dimensions décamétriques à hectométriques, à limites floues ou parfois tranchées, qui n'ont pas été distinguées.

$ht\gamma_c^2$. **Leucogranite calco-alcalin à biotite et cordiérite, hétérogène.** Matériel toujours clair à très clair, grisâtre à blanc-gris, dont l'hétérogénéité tient essentiellement à la forme, la taille, l'abondance et le mode de dispersion des nodules de cordiérite dans une matrice grenue de grain moyen (2 mm), à plagioclases subautomorphes et fines biotites dispersées ; en particulier, les nodules pluricentimétriques de cordiérite peuvent être arrondis ou arborescents, dispersés régulièrement ou alignés, entourés ou non d'une auréole blanche ; des *schlieren* micacés, et la présence locale d'yeux feldspathiques, peuvent ajouter à cette hétérogénéité qui rend alors délicate la distinction de ce granite hétérogène et des anatexites claires.

Composition minéralogique : quartz (29 %), oligoclase acide (20-30 %), orthose de faible triclinisme, peu perthitique (films et veines), automorphe et frangée de myrmékite (30-40 %), biotite (< 5 %) en lamelles isodiamétriques, cordiérite en nodules polycristallins parfois quartzeux (2-10 %), grenat sporadique, sillimanite en inclusions et muscovite secondaire. Chimisme de granite alcalin sodi-potassique, hololeucocrate à leucocrate (I.4.1(2).3).

Le granite hétérogène clair à cordiérite, soit s'associe étroitement aux anatexites claires auxquelles il passe très progressivement et dont il forme le plancher ou des passées internes, soit constitue des panneaux de dimensions variables (décamétriques à pluri-kilométriques) cernés par les formations granito-anatexiques sombres qui semblent sous-jacentes, ou des *bouffées* métriques dans le granite hétérogène sombre. Il paraît représenter l'aboutissement de l'ultramétamorphisme anatectique d'un matériel semblable à celui représenté, dans la série supérieure, par les formations leptyniques stratifiées, rubano-œillées, et les anatexites claires.

γ_a^{1k} . **Leucogranite alcalin à biotite, muscovite et andalousite, de grain fin.** Granite hololeucocrate homogène, à grain fin ou moyen, de texture équante et structure grenue à feldspaths automorphes. Composition minéralogique : quartz en grains isodiamétriques (33 %), orthose perthitique (veines et taches) de faible triclinisme (32 %), albite (26 %), muscovite (8 %), biotite rare (< 2 %), andalousite automorphe chemisée de mica blanc, cordiérite et sillimanite en reliques sporadiques, micropegmatites graphiques locales. Chimisme de granite alcalin sodi-potassique, très pauvre en calcium (I.4.1.3).

Le leucogranite alcalin à andalousite forme de petits massifs à limites nettes, de dimensions maximales kilométriques, ou de gros filons de direction est-nord-est à nord-est dans l'ensemble granito-anatexique de l'Ouest de la feuille, à l'intérieur ou au voisinage des anatexites claires à cordiérite. Il est en tous points analogue aux granites à muscovite et andalousite du massif du Pilat, au Nord (feuille Saint-Étienne), génétiquement liés aux leptynites anatexiques.

Complexe granitique de Tournon—Saint-Cierge

$\rho\gamma^3$. **Granite calco-alkalin à biotite, de grain moyen, porphyroïde.** Ce granite, faciès principal du grand massif de Tournon—Saint-Cierge qui traverse en écharpe, du Nord-Est au Sud-Ouest, le territoire de la moitié orientale de la feuille, est généralement de grain moyen (2-4 mm), parfois équant mais plus souvent orienté, largement porphyroïde en certains secteurs, à biotite. Les mégacristaux pluricentimétriques de feldspath alcalin s'y multiplient localement au point que la roche acquiert une texture pegmatitique ou au contraire se raréfient pour disparaître dans un faciès à quartz granuleux subordonné ; ils peuvent également s'orienter, comme le cas échéant les micas qui dessinent alors des cloisons, en des zones à texture fluidale de répartition souvent anarchique ; zones à texture rubanée ou gneissique près des limites du massif ou le long d'accidents tectoniques. Composition minéralogique : quartz interstitiel (29 %) ; orthose (34 %) de triclinisme faible ou nul et peu perthitique (albite en films ou veinules), en mégacristaux automorphes qui constituent en moyenne 20 % de la roche et microcristaux xénomorphes ; oligoclase basique à andésine (23 %) automorphe ; biotite (12 %) parfois chloritisée ; muscovite et myrmékite sporadiques. Chimisme de granite calco-alkalin, potassique (1(11).4.'2.'3).

Dans le cadre de la feuille, le granite calco-alkalin à biotite forme, d'une part à l'Est les massifs de Saint-Romain-de-Lerps et de Saint-Georges-les-Bains, éléments individualisés par failles du vaste complexe granitique de Tournon—Saint-Cierge, d'autre part au Nord-Ouest de multiples gisements d'allongement subméridien. Les premiers s'inscrivent pour l'essentiel en discordance dans les formations micaschisteuses de la synforme de Bruzac, où ils ont développé un métamorphisme de contact important dont les paragéneses à andalousite et cordiérite oblitèrent parfois les associations à grenat et staurotide du métamorphisme général : les andalousites, en particulier, paraissent s'être formées par leur action sur un niveau spécialement riche en staurotide ; les seconds se présentent comme des feuilletés intrusifs concordants dans les assises gneissiques de la synforme d'Alboussière.

$\rho\gamma^2$. **Leucogranite calco-alkalin à biotite et muscovite, de grain moyen à grossier, porphyroïde.** Sous son faciès-type, le leucogranite calco-alkalin est de grain assez gros (3-5 mm), peu porphyroïde, riche en quartz qui s'exprime en granules plurimillimétriques, voire centimétriques, et à muscovite en proportion variable ; il est habituellement équant, ne s'orientant localement qu'en bordure d'accidents tectoniques. Composition minéralogique : quartz (32 %) aggloméré en globules polycristallins ; orthose (29 %) de triclinisme faible ou nul et peu perthitique, en cristaux xénomorphes et imbriqués ; oligoclase moyen (28 %) ; biotite (4 %) et muscovite (5 %). Chimisme de granite subalcalin sodi-potassique (1.3'.1.2(3)).

Le leucogranite calco-alkalin à deux micas se différencie progressivement mais rapidement, dans le massif granitique de Saint-Georges-les-Bains, du faciès principal à biotite seule, par raréfaction des mégacristaux et développement conjoint de la muscovite et du quartz granuleux ; comme le faciès principal, il touche à l'encaissant qu'il recristallise par contact.

γ_m^2 . **Leucogranite calco-alkalin à biotite et muscovite, de grain fin.** Granite hololeucocrate à grain millimétrique, de texture équante et structure grenue à feldspaths automorphes. Composition minéralogique : quartz en grains isodiamétriques (33 %), orthose perthitique (veines et taches d'albite) de faible triclinisme (26 %), oligoclase acide (32 %), muscovite en grandes lames trapues (7 %), biotite (2 %), grenat sporadique. Chimisme de granite alcalin sodi-potassique.

Le leucogranite à deux micas, de grain fin, est en petites masses ou filons d'extension hectométrique à kilométrique, de direction principalement subméridienne, dans le granite calco-alkalin à biotite des massifs de Saint-Romain-de-Lerps et de Saint-Georges-les-Bains.

$\alpha\gamma^1$. **Leucogranite alcalin, aplitique.** Cette roche très claire, de grain inframillimétrique, forme de petites masses allongées ou des filons d'épaisseur décimétrique à métrique, de direction variable, dans le leucogranite calco-alcalin à deux micas dont elle a la composition minéralogique qualitative ; elle s'en distingue, sur le plan pétrographique, par sa structure subdoléritique à baguettes d'oligoclase et la quasi-absence de la biotite.

FILONS

Q. Quartz filonien. Des quartz filoniens affleurent en divers points de la partie cristalline de la feuille. Il s'agit, soit de filons purement siliceux (Saint-Romain-de-Lerps) ou à pyrite, blende et baryte accessoires (Pierre Gourde), de direction générale nord-ouest ou est-nord-est, soit de filons essentiellement barytiques (Courniaud, Cornas, Ponsoye) et d'orientation nord-nord-ouest ou est-ouest.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Trias

t. Muschelkalk supérieur et Keuper. Grès et dolomies. La coupe la plus complète est fournie le long de la N 86, au Nord de Soyons ($x = 798,6$; $y = 292,250$), où M. Aubague (1966) a relevé :

1 - grès de base moyens à assez grossiers parfois arkosiques (11 à 15 m) devenant argileux vers le sommet ;

2 - argiles noires, psammitiques avec passées de grès fins carbonatés (10 m environ) ;

3 - alternance d'argiles noires psammitiques, de dolomies légèrement gréseuses et de grès moyens à fins (27 m). Des formations pyriteuses ont été exploitées dans ce niveau ;

4 - grès supérieurs moyens à grossiers parfois quartziteux ou carbonatés avec quelques passées d'argiles et de dolomies (22 m).

J. Ricour (1960) a relevé la coupe de la rive gauche du Riolet dans le ravin d'Enfer au Sud de Guilherand ($x = 798,75$; $y = 293,80$) et signale dans le niveau 1 (d'après A. Riche et F. Roman, 1921) : *Myophoria goldfussi* V. Alb., *M. loevigata* V. Alb., *M. ovata* Gold. sp., *M. pes-anseris* V. Schloth. sp., *Trigonodus* sp., *Area* sp., *Coenothyris vulgaris* V. Schloth.

L. Courel (1970) signale, d'après G. et G. Demathieu, l'existence, dans les grès inférieurs, d'empreintes : *Chirotherium barthi* Kaup, *Ch. parvum* Hitchcock, *Ch. coureli* Demathieu, *Sphingopus ferox* Demathieu et, dans les calcaires gris dolomitiques, au-dessus de ces grès, des débris de Poissons et des Foraminifères mal conservés (étude en lame mince) dont *Nodosaria ordinata* Trifonova. Ce niveau pourrait représenter le Muschelkalk supérieur.

Des pseudomorphoses de sel, des débris végétaux et de Poissons existent dans le niveau 2 qui est attribué à la Lettenkohle alors que le niveau 3 représenterait le Keuper.

A l'Ouest de Châteaubourg ($x = 797,2$; $y = 302,8$) la partie inférieure du Trias, gréseuse et dolomitique, apparaît en affleurements très limités.

On la retrouve aussi au sommet des serres de Planèze ($x = 794$; $y = 288$), de Saunas ($x = 794,5$; $y = 299,4$) et de Blod ($x = 796,2$; $y = 286,8$).

Rhétien. Signalé par J. Fiasson (1936) près du hameau de Boudet ($x = 797$; $y = 301,3$), il se présente sous forme de plaquettes de calcaires très gréseux gris clair couvertes d'*Avicula contorta* Port. Nous n'avons pas retrouvé ces affleurements.

Dans la coupe de la rive gauche de Riolet, dans le ravin d'Enfer, J. Ricour (1960) a attribué au Rhétien (et à l'Hettangien) des grès dolomitiques en gros bancs limités parfois par des lisérés d'argiles vertes (15 m).

Jurassique

11-j2. Jurassique inférieur et moyen. Calcaires argileux

Hettangien. Signalé par J. Fiasson (1936), l'Hettangien de Châteaubourg comprend :

— à la base : une série de calcaires gréseux compacts très durs gris clair. Les bancs de calcaire et de calcaire gréseux alternent avec quelques intercalations de calcaires dolomitiques. Ce niveau est caractérisé par la présence d'une lumachelle à *Ostrea sublamellosa* Dünker, particulièrement abondante sur certaines plaquettes et par une lumachelle de moules internes de Gastéropodes.

— série de calcaires gris jaunâtre plus marneux que ceux de la base surtout dans leur partie supérieure, un peu moins épais mais renfermant une faune plus riche et plus variée : *Aegoceras johnstoni* Sow., *Lima valoniensis* DeFr., *Ostrea sublamellosa* Dünk., *Pholadomya prima* Quenstedt, *Pecten thiollieri* Martin, *Pecten pollux* d'Orb.

— au sommet, calcaires gris ou marron et calcaires à oolithes irrégulières visibles au-dessus des Machons (x = 797,1 ; y = 302,2), *Ostrea sublamellosa* Dünk., *Cardinia hennocquei* Terquem.

L'Hettangien aurait 40 m de puissance environ d'après Torcapel (1884).

Les affleurements connus se situent au Nord-Ouest des Royes (x = 797,4 ; y = 301,4), au Nord de la ferme le Coulet (x = 797,2 ; y = 300,7), sur le chemin des Machons (x = 797,2 ; y = 302,2) et dans le ruisseau descendant des Machons vers Châteaubourg.

Le Domérien d'après la notice de la feuille Valence à 1/80 000, 1ère édition, et F. Roman (1960) existerait à l'Ouest de Châteaubourg sous forme de calcaires gris-bleu à *Aegoceras capricornu* Sehl., *Gryphaea cymbium* Lamk. et *Rhynchonella tetraedra* Sow.

Dans la coupe du ravin d'Enfer de la montagne de Crussol (x = 798,6 ; y = 294,1), il serait représenté par une assise gréseuse de quelques centimètres à 1 m sous forme de grains de quartz de toutes grosseurs dont les plus gros sont arrondis, associés parfois à des débris de calcaire dolomitique, d'argile verte ou noire. Cette couche décrite par A. Riche (1921) sous le nom d'Assise intermédiaire renferme des débris de Bélemnites et a été rapportée au Domérien comme les grès des environs de Privas.

Le Toarcien ne semble pas exister dans le secteur de Châteaubourg où le Callovien repose directement sur la surface ravinée du Domérien.

Dans le secteur de la montagne de Crussol, au Nord du ravin d'Enfer le Toarcien repose soit sur le Trias gréseux soit sur le Domérien grésocalcaireux. Il est très incomplet et très peu épais. S. Elmi (1967) a distingué :

Toarcien inférieur. Calcaire gris ou blanchâtre très gréseux parfois bréchi que (« assise de charriage » de A. Riche, 1921) à nodules calcaires et petites oolithes avec des stratifications entrecroisées et une surface supérieure irrégulière traduisant un arrêt de sédimentation. *Harpoceras falcifer*, *Harp. falcula*, *Orthildaites orthus*, *Hildoceras sublevisoni*, *Dactylioceras annulatum* (Sow in S. Buckm.), *D. annulatum*, *D. commune*, *D. cf. reynesi*, *D. cf. crassoïdes*, *Coeloceras crassum*, *Catacoeloceras ? cf. crassescens*, *Coel. subarmatum*. Cette formation est très réduite (0,33 à 0,85 m) et correspond à la sous-zone à *Falcifer* du Toarcien inférieur, la zone à *Semicelatum* et la sous-zone à *Strangwaysi* manquant totalement.

Toarcien moyen. Banc (0,03 à 0,42 m) de calcaire gréseux gris parfois argileux avec des passées d'oolithes phosphatées ou ferrugineuses. Le détail du faciès change suivant l'importance des apports détritiques, la quantité d'oolithes et la présence de plages spathiques. *Harpoceras subplanatum*, *Hildoceras bifrons*, *Catacoeloceras sp.*, *Dactylioceras gr. commune*. Seule la partie supérieure de la zone à *Bifrons* est

représentée. Il manque la base de la zone (horizon à Lusitanicum). Au-dessus, il y a lacune de la zone à Variabilis.

Toarcién supérieur. Calcaires gréseux à entroques se chargeant localement en oolithes et même en nodules calcaires et ovoïdes le long de la falaise de Crussol. Nombreuses lacunes ailleurs et manque total dans le lit du Rioulet.

L'épaisseur est faible (0,45 m au plus) et les horizons-repères représentés sont les sous-zones à Thouarsense et Fallaciosum et la zone à Aalensis. Les lacunes semblent dues à des phénomènes d'ablation et d'érosion sous-marines.

Les fossiles sont rares : *Grammoceras doerntense*, *Pseudogrammoceras* gr. *pedicum*, *Hammatoceras speciosum*, *Pleydellia mactra*, quelques *Pectinidae*.

L'*Aalénien* est représenté essentiellement par un niveau rouge à ovoïdes, calcaire gris détritique (0,25 à 0,40 m) à grains de quartz pouvant atteindre 1 cm, teinté en rouge brique par des oxydes de fer et à passées phosphatées.

Les ovoïdes à enveloppes ferrugineuses peuvent avoir 10 cm de long et 4 cm d'épaisseur. Il existe aussi des galets calcaires et, à la partie inférieure du banc, des traces de boue desséchée (*mud cracks*).

Au-dessus viennent parfois des calcaires à passées oolithiques ferrugineuses (0,22 m au plus) où on signale : *Graphoceras concavum*, *Euaptetoceras klimakomphalum rinzi*, *Eudmetoceras (Rhodaniceras) prospheus*, *Euaptetoceras infernense*, *Ludwigia hangii*, *Ludwigella impolita* S. Buckm., *L. cf. carinata* S. Buckm., *Graphoceras robustum*, *Ludwigella arcitenens*, *L. subrudis*, *L. cf. casta*, *Graphoceras debile*, *Rhaeboceras toltarium* S. Buckm. (non Dum). Abondante faune de Lamellibranches et de Gastéropodes.

L'*Aalénien* de Crussol est donc représenté par des faciès lenticulaires, le plus constant semblant être le niveau rouge à ovoïdes. Presque toutes les subdivisions de l'étage ont pu être reconnues sauf le véritable niveau à Murchisonae. L'horizon à Discites, terme de passage au Bajocien, paraît être présent mais non prouvé.

Le *Bajocien inférieur et moyen* ne semble pas représenté. D'après S. Elmi il y aurait un arrêt presque total de la sédimentation déjà annoncé par l'irrégularité des dépôts de l'*Aalénien*.

Le *Bajocien supérieur* est marqué par un niveau de calcaire à entroques (0,50 à 1,15 m) légèrement glauconieux à la base et attribué à la zone à Subfurcatum avec de nombreux Brachiopodes et de rares Ammonites : *Cadomites* sp., *Garantiana baculata*, *Rhynchonella (Flabellirhynchia) lotharingica*, *R. aff. formosa*, *Terebratula (Lobothyris) buckmani*, *Zeilleria subbuclenta* (Ch. et Dew.), *Z. cf. cuneata*, *Z. waltoni*.

La zone à *Garantiana* est une mince couche délitée noirâtre souvent richement fossilifère avec des Ammonites parfois phosphatées : *P. (Parkinsonia) rarecosta*, *G. (Garantiana) garantiana*, *G. (Odontokites) subgaranti...*

La partie inférieure fossilifère avec nombreux galets de quartz peut avoir le faciès des calcaires à *Cancellophycus* sur lesquels elle repose par une surface rubéfiée et perforée.

La partie supérieure plus argileuse, noire ou ocre, n'existe pas toujours. Ces fossiles sont souvent brisés, encroûtés et corrodés. S. Elmi (1967) a signalé : *Strigoceras* aff. *dorsocavatum* (= *Ammonites biscalpus* A. Opper, 1865), *Oxycerites subdiscus*, *Ox. cf. fuscoïdes* (nombreux petits exemplaires usés), *Oecotraustes* sp., *Hecticoceras (Prohecticoceras) crassum*, *H. (P.) ochraceum ochraceum*, *Paroecotraustes (Nodiferites) munieri*, *P. (N.) thermalis*, *Sphaeroptychus marginatus*, *Treptoceras laurenti*, *T. sp.*, *T. (Tulites) cadus*, *T. (T.) sp.*, *T. (Rugiferites) cf. polypleurus*, *T. (R.) angulicostatus*, *Morrisiceras* ou *Lycetticeras* sp. juv., *Bullatimorphites cf. suevicus*, *C. (Choffatia) verciacensis*, *C. (C.) urinacensis*, *C. (C.) sp.*, *C. (Homeoplanulites) acuticosta*, *Siemiradzka matisconensis*, *S. berthae*, *S. sp.*, *Procerites cf. fullonicus*, *W. (Wagnericeras) gr. bathonicum*, *W. (Suspensites) cf. suspensum*, *Cadomites daubenyi* (= *C. linguiferus* R. Roman, 1921, pl. VIII, fig. 1, non d'Orb.) ; nombreux rostrés brisés

de Bélemnites ; *Pleurotomaria* spp. ; *Camptonectes* sp. ; *Eugeniocrinus* sp. ; *Zeilleria* sp. (aff. *Z. oliva* du Callovien) ; *Z.* sp. (aff. *Z. zonata* du Callovien), *Antiptychina bivallata*, *A.* aff. *bivallata*, *Wattonithyris midfordensis*, *W. fullonica*, *Rhynchonella mazetieri*.

Les *Phylloceras* surtout, les *Oppeliidae* et *Cadomites* sont les éléments dominants.

Cette zone à *Subcontractus* est fortement condensée et seuls les horizons supérieurs sont représentés.

La zone à *Retrocostatum* du Bathonien supérieur au Nord du ravin d'Enfer dans la partie supérieure du ruisseau du Rioulet constitue la base de la série marneuse (marnes ou assise à *Posidonomyes*) d'épaisseur variable (6,35 m à plus de 15 m).

Il s'agit d'une alternance de petits bancs de calcaire généralement argileux, parfois finement gréseux et micacés, et de marnes micacées gris bleuté ou rousses en surface et noires en profondeur.

La faune signalée par S. Elmi comprend : *P. (Paroec.) gr. waageni*, *Hect. (Proh.) cf. ochraceum blanazense*, *C. (Choffatia) sp.*, *C. (Homeoplanulites) sp.*, *Siemiradzka ? sp.*, *Parapatoceras tenule*, *Ptych. hommairci*, *Posidomya alpina* nombreuses.

La zone à *Parkinsoni* du Bajocien supérieur est à la base d'un niveau phosphaté qui se poursuit dans le Bathonien. *P. (Parkinsonia) cf. parkinsoni*, *Leptosphinctes (Prorsisphinctes) cf. verretus*, *Bigotites nicolescoi*, *Holcophylloceras sp.*

Bathonien

La zone à *Zigzag* du Bathonien inférieur représentée par la partie supérieure du niveau phosphaté (0,25 à 0,40 m) décrit ci-dessus au Sud de la falaise de Crussol passe latéralement, au Nord de la falaise, à des calcaires à entroques.

Les fossiles sont phosphatés ou calcaires ; dans ce dernier cas ils sont recouverts d'une patine verte (il faut signaler l'abondance du phosphate qui imprègne les fossiles et peut aussi se présenter sous forme de nodules parfois roulés et enveloppés d'une pellicule ferrugineuse).

Morphoceras cf. multiforme, *Zigzagoceras gr. zigzag*,
Ebrayiceras pseudoanceps, *Oxycerites aspidoides*,
Nannolytoceras tripartitum, *Morphoceras cf. macrescens*,
Morphoceras egrediens, *Oecotraustes bomfordi*,
Lissoceras psilodiscus, *P. (Parkinsonia) pachypleura*,
P. (Gonolkites) cf. densecosta.

La zone à *Progracilis* du Bathonien moyen est représentée par des calcaires à *Cancellophycus* et à chailles (épaisseur de 2 à 3 m) à rares fossiles : *Procerites (Gracilisphinctes) nov. sp.*, aff. *progracilis*. Nombreux *Cancellophycus*.

La zone à *Subcontractus* du Bathonien moyen est un niveau repère constant à la base de la série marneuse de Crussol : c'est la *couche ocreuse* (0,05 à 0,15 m) formée d'une matrice argileuse enveloppant des rognons calcaires (galets roulés et perforés atteignant 0,10 m couverts d'une pellicule noirâtre ou rousse et fossiles généralement usés sur une face). La limonite imprègne irrégulièrement l'argile.

3-6. **Callovien, Oxfordien, « Lusitanien ».** Marnes et argiles calcaires. Le Callovien et l'Oxfordien ont fait l'objet d'une étude détaillée de S. Elmi (1967).

Le Callovien de Crussol débute par une série marneuse épaisse de 3 à 4 m à rares Ammonites pyriteuses : *Phylloceras sp.*, *Parap. tuberculatum* surmontée de petits bancs de calcaires argileux et de calcaire compact puis d'une deuxième couche marneuse compacte (2 m) à *Pseudo-perisphinctinae* et *Posidomya alpina* Gras, d'un banc calcaire argileux (0,10 m) et d'une troisième couche marneuse compacte (6,5 m) dont la partie supérieure représente le Callovien moyen d'après S. Elmi.

Un niveau repère (0,10 m) constitué d'un calcaire roux à rares fragments perforés de Bélemnites (*Hibolites*) marque le sommet du Callovien moyen (zone à *Coronatum*). L'épaisseur totale du Callovien inférieur et moyen est de l'ordre de 13 à 15 mètres. Le Callovien supérieur manque probablement.

A Châteaubourg, près de la ferme des Machons (x = 797,1 ; y = 302,5), les termes visibles appartiennent au Callovien inférieur et moyen. Le Callovien supérieur manque également.

L'Oxfordien de Crussol est marqué à la base par une couche marneuse épaisse de 3,50 m à petits fossiles pyriteux (*Phylloceras* sp., *Sowerbyceras* sp., *Campylites* sp. juv.) surmontée d'un banc mince de calcaire argileux (0,05 m) puis d'une nouvelle série marneuse (2 à 5 m) avec quelques niveaux calcaires. Riche faune de *Campylites* avec, entre autres, *C. demontanus* (Oxfordien inférieur). Il y a probablement lacune de l'Oxfordien supérieur.

Au-dessus la série devient plus calcaire, marquée par une alternance de petits bancs marneux et de petits bancs calcaires : *Cardioceras cordatum* Sow. sp., *Card. alternans* Buch. sp., *Peltoceras bicristatum* Rasp. sp. (= *bimammatum* Quenst.).

A Châteaubourg, près de la ferme des Machons, l'Oxfordien inférieur manque. L'Oxfordien moyen est constitué de calcaires beiges ou roses avec *P. (Perisphinctes)* s.st. et rares Spongiaires.

L'Argovien marneux, à Crussol, est difficile à distinguer de l'Oxfordien également marneux. Il a donné d'après Riche : *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb., *Ochetoceras arolicum* Opp., *Creniceras crenatum* Brug., divers *Perisphinctes* et *Taramelliceras*, *Lissoceras microdomus* Qu.

A Châteaubourg, l'Argovien est représenté par des calcaires grumeleux généralement blancs, très fossilifères : *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb., *Ochetoceras canaliculatum* Munst., *Och. arolicum* Opp., *Perisphinctes plicatilis* Sow. et formes voisines prédominantes. Spongiaires assez nombreux.

Le Rauracien de la montagne de Crussol sous forme de calcaires marneux tendres a donné une faune restreinte : *Peltoceras bicristatum* Rasp., *Taramelliceras holbeini* Opp., *Tar. otreropleurum* Font., *Tar. anar* Opp., *Ochetoceras semifalcatum* Opp. Quelques Spongiaires.

A Châteaubourg, le Rauracien en calcaires fins lithographiques n'est pas fossilifère.

Le Séquanien est constitué par une série de calcaires fins compacts en bancs bien lités, peu épais, devenant plus massifs vers le sommet.

Dans la montagne de Crussol les calcaires bleuâtres compacts à grain fin sub-lithographiques (50 m de puissance environ) ont livré sur le flanc est : *Ataxioceras lothari* Opp., *Atax ? aff. effrenatus* Font., *Atax ? unicomptum* Font., *Taramelliceras oculatum* Neum., *Phylloceras loryi* Mun.-Ch.

j7-8. Kimméridgien. Calcaires argileux. L'étude détaillée de cet étage a été réalisée par Fontannes (1876-1979) et Riche (1921) à partir des échantillons recueillis par Huguenin (1874) dans la grande carrière Mallet au S.SW du château de Crussol. Plus récemment Holder et Ziegler (1959) ont effectué une étude très détaillée du Kimméridgien de Crussol.

Il s'agit d'une série de bancs calcaires gris-beige à pâte fine, puissants de 33 m environ, constituant la partie inférieure des Calcaires du château de Crussol. Entre les bancs calcaires qui ont livré une faune de Céphalopodes s'intercalent des bancs marneux et des bancs bréchoïdes grumeleux à nombreux Spongiaires et Échinides.

A la base, **le Kimméridgien inférieur** (zone à *Streblites tenuilobatus*) comprend de bas en haut :

— calcaire gris à *Taramelliceras holbeini* Opp., *Tar. pseudoflexuosum* Favre, *Ataxioceras unicomptum* Font. ;

— banc marneux ;

— calcaire bleuâtre ou grisâtre à *Streblites tenuilobatus* Opp. ;

— marnes grumeleuses à nombreux Échinides : *Plagiocidaris elegans* Munst., *Plag. laeviuscula* Ag., *Rhabdocidaris caprimontana* Desor. ;

— calcaire jaunâtre dur (calcaire fer des carriers) avec passées de calcaires compacts bréchoïdes (sommet de la carrière) ;

— assise marneuse ;

— calcaire jaune clair très fossilifère : *Streblites tenuilobatus* Opp., *Taramelliceras holbeini* Opp., *Ataxioceras discobolus* Font., *A. subdolus* Font., etc.

Le Kimméridgien supérieur, en bancs épais, au sommet de la montagne au-dessus de la carrière Mallet, est constitué de calcaires ruiniformes massifs à nombreux rognons de silex. *Phylloceras praeposterium* Font., *P. loryi* Mun.-Ch. (= *silenum* Font.), *P. gorgoneum* Font., *Lytoceras orsinii* Gemm., *Glochiceras fialar* Opp., *Taramelliceras compsum* Opp., *T. trachynotum* Opp., etc.

j_{9a}. **Tithonique inférieur. Calcaires sublithographiques.** Sous les ruines du château de Crussol les calcaires massifs blanc rosé sont formés de bancs de l'ordre du mètre sur une puissance de 40 m environ et représentent le Tithonique inférieur. Ces calcaires sub-lithographiques et ruiniformes désignés par Fontannes (1876-1879) sous le nom de partie supérieure des Calcaires du château de Crussol ont livré *Sowerbyceras loryi* Mun.-Ch., *Waagenia beckeri* Neum., *Lissoceras staszycii* Zeuschn., *Pygope janitor* Pictet. Les bancs les plus élevés contiennent *Phylloceras semisulcatum* d'Orb. (= *ptychoicum* Qu.) et *Haploceras carachtheis* Zeusch.

Crétacé

n₄. **Barrémien (Urgonien ?). Calcaires.** La colline qui domine Soyons à l'Ouest (x = 798,2 ; y = 290,5) est constituée sur plus de 100 m de hauteur par des calcaires blanchâtres horizontaux. De faible surface, elle est isolée par des failles des autres unités.

L'étude microscopique d'un échantillon prélevé à la base de cette formation monotone, dans la carrière qui l'a exploitée au Sud du bourg, a montré qu'il s'agissait d'une « biointrasparite à ciment abondant en gros cristaux. Les extraclastes (bio- et litho-) sont roulés. Il s'agit de : microsparites fossilifères à Arénacés et Échinodermes, Bryozoaires, Crinoïdes, Foraminifères dont : Trocholines, Valvulinidés, 1 *Dictyoconus* probable. L'échantillon recèle une microfauve crétacé inférieur, vraisemblablement antérieure à l'Aptien » (détermination C. Monciardini).

Sous toute réserve, l'ensemble a donc été attribué au Barrémien (Urgonien ?).

Oligocène (non subdivisé)

Les sédiments oligocènes affleurent essentiellement sur le versant ouest du plateau d'Étoile. On en rencontre aussi des lambeaux à Châteaubourg et Charmes. Ils ne sont pas stratigraphiquement caractérisés.

Région d'Étoile

gA. **Oligocène argileux.** Marnes versicolores (blanc, rouge, gris-vert), grumeleuses (nombreuses concrétions calcaires blanchâtres, centimétriques), à lits finement sableux, apparemment azoïques, contenant une épaisse couche de conglomérats à matrice limoneuse.

gC. **Oligocène conglomératique.** Conglomérat à galets calcaires blancs uniquement, bien arrondis, de taille 1 à 50 cm, formant de gros bancs irréguliers ou des lentilles à stratification confuse noyées dans des limons jaunes durs, compacts, et des sables fins à moyens irrégulièrement grésifiés, d'apparence molassique, le tout se ravinant mutuellement. Les limons présentent des niveaux rubéfiés rouges à rouge violacé, de 10 à 30 cm d'épaisseur. L'ensemble de l'Oligocène d'Étoile est visible sur une épaisseur d'une cinquantaine de mètres et il est affecté d'un léger pendage vers l'W.NW.

A Châteaubourg : brèche à éléments de calcaire kimméridgien et quelques éléments plus anciens (Trias, granite), pâte calcaire fine, peu abondante, grossièrement stratifiée. Puissance 20 m, pendage 25°E (Carfentan).

En sondage, alternance de niveaux argileux et marneux blancs, verdâtres ou rouges et de calcaires lacustres assez fins, blancs ou brun clair.

A Charmes et à Soyons : on distingue une brèche inférieure à gros blocs peu roulés de Crétacé (jusqu'à 30-40 cm de grand axe), très dure, à ciment calcaire fin peu abondant, puissante (30 m), discordante sur le Jurassique ou le Crétacé sous-jacent. Cette brèche est surmontée par des calcaires très fins, blancs, un peu argileux, à débit en plaquettes, renfermant *Potamides lamarcki*, *Cyrena semistriata*, *Striatella valentinensis*, *Helix ramondi*, *Hydrobia dubuissoni*, très mince (un mètre au plus).

Miocène

Le Miocène n'affleure avec certitude que dans la partie est de la feuille (rive gauche du Rhône), essentiellement sous la forme de sable molassique irrégulièrement grésifiés.

m_{2a1}G. Helvétique inférieur. Grès de Grane. On a rapporté à l'Helvétique inférieur (faciès des grès de Grane) des grès assez grossiers, stratifiés, en plaquettes, durs, de teinte gris roussâtre, quelque peu zoogènes et localement lumachelliques, avec intercalations locales de sables fins et de calcaires marneux gris à coquilles et Huîtres qui affleurent dans la région d'Étoile. On y aurait récolté *Cardida michaudi* (Carfentan). Épais de 15 à 20 m, ils reposent à Étoile directement sur l'Oligocène, en ravinement (ferme Lambruchet) et légère discordance (Étoile).

m₂S. Helvétique (et Tortonien p.p.). Sables molassiques grisâtres ou jaunâtres, plus ou moins fins et irrégulièrement consolidés en bancs, strates ou petites lentilles, à stratification souvent oblique et entrecroisée. Au-dessus de Chabeuil (Pézoir), on rencontre des niveaux sableux gris à coquilles et des niveaux argileux noirâtres ou blanchâtres, minces, à nombreux tests brisés de Gastéropodes, peut-être assimilables aux formations du mont Lagat (feuille Crest). Des passées grumeleuses se rencontrent localement, ainsi que des bancs sporadiques de poudingues très durs à petits galets calcaires très bien roulés, ou même de petits galets siliceux disséminés. L'ensemble est cependant azoïque. L'épaisseur sur le territoire de la feuille Valence n'atteint pas la centaine de mètres.

Au seuil des Pierres de Charmes, se trouve sous les alluvions une molasse argileuse ocre jaunâtre, souvent rouge ou même violacée en profondeur. Les zones grésifiées sont nombreuses, et il existe des veines marneuses et de grosses lentilles conglomératiques, à élément de calcaire crétacé de Soyons. Elle a été datée du Miocène par la micropaléontologie.

Pliocène

Le Pliocène est représenté par deux formations complètement différentes. Une formation marine, argileuse, qui se rencontre principalement dans la dépression de Saint-Péray à Saint-Georges-les-Bains, et une formation continentale, sableuse et caillouteuse, bien représentée dans la région de Montmeyran.

p₁. Pliocène inférieur. Argiles marines bleues ou grises, plus ou moins sableuses, affleurant essentiellement dans la dépression de Saint-Péray à Saint-Georges-les-Bains et la basse vallée de l'Eyrieux. Les gisements sont peu fossilifères et le faciès est marin ou estuarien selon les points (R. Ballesio, 1972).

Dans la vallée de l'Eyrieux, les argiles grises de Saint-Laurent-du-Pape ont fourni *Turritella subangulata*, *Corbula gibba* et *Dentalium delphinense*. Elles sont surmontées par des sables fins micacés, jaunes, à intercalations argileuses contenant des débris végétaux et des empreintes de feuilles (R. Ballesio, 1972). A Taphanel, il s'agit d'argiles dures, gris brunâtre, d'aspect schistoïde, ligniteuses, dépourvues de calcaire, qui ont livré jadis *Arca diluvii*.

Bien qu'elles ne soient plus visibles, on a noté sur la carte les argiles de Montéliér et du château de Murat (Sud de Valence), d'après les contours des cartes Valence à 1/80 000.

p2. Pliocène supérieur. Cailloutis des serres de Montmeyran. Cailloutis monogéniques à galets calcaires impressionnés bien roulés, de taille variable (5-15 cm), épais (maximum 40 m au-dessus de Montmeyran, peut-être plus localement), emballés dans un sable grossier d'apparence molassique, localement consolidés. Ils s'enrichissent vers la base en sables gris-jaune à rougeâtres bien lités horizontalement, à bandes colorées rougeâtres et cordons de concrétions blanchâtres calcaires.

Cet ensemble sablo-caillouteux ravine profondément les sables molassiques et passe au Sud (feuille Crest) à des cailloutis plus grossiers contenant des blocs émoussés pouvant dépasser 1 m de diamètre et remaniant des blocs de grès molassiques. A Eurre, il se relie intimement par la base aux assises marines pliocènes sous-jacentes par un niveau littoral à galets perforés (G. Demarcq, 1961).

Ces cailloutis couronnent toutes les collines allongées (serres) de la région de Montmeyran. Bien que monogéniques et calcaires, ils se différencient très bien par leur faciès et leur puissance des épandages quaternaires de piedmont.

Villafranchien ancien probable (ou Pliocène terminal)

Ft. Alluvions rhodaniennes à quartzites des niveaux les plus élevés, ne subsistant qu'aux Chaveiroux au-dessus de Châteaubourg et au serre de Saint-Christol, à l'Ouest de Soyons. Peu épaisses (maximum 5 m), elles sont consolidées en poudingue à Saint-Christol et ne présentent plus leur surface d'alluvionnement.

Les sols sont fortement tronqués par l'érosion et ont pu être recalcarisés par des apports lœssiques (Saint-Christol) qui ont induré la base du profil, profondément altérée, en une masse poudingoïde.

Anté-Günz — Alluvions des très hautes terrasses

Fu. Alluvions rhodaniennes à galets de quartzites bien arrondis ne subsistant plus qu'à l'état de lambeaux restreints et peu épais, de très haut niveau, à Méret-le-Grand-Bois, sur les hauteurs calcaires au Sud de Soyons et sur le flanc sud-est du serre de Blod.

Fu1. Très haut replat rocheux ou terrasse d'érosion relativement régulière, au-dessus de Châteaubourg (Muzot), parsemé de galets de quartzites épars et partiellement recouvert de lœss anciens.

Günz — Alluvions des très hautes terrasses

Fv. Alluvions fluviales rhodaniennes et de la terrasse d'Étoile.— Pv. Alluvions de piedmont. Dans la région d'Étoile et la dépression de Saint-Péray existe une très haute terrasse alluviale dominant largement les plateaux de Fouillouse-la Léore et dont il ne reste que des témoins peu étendus.

Rive gauche, il s'agit des éléments de terrasse perchés au sommet des collines d'Étoile, formés de cailloutis polygéniques à galets bien roulés, grossiers, contenant de très nombreux quartzites. L'épaisseur de l'alluvion est assez faible, une dizaine de mètres sur le plateau du Télégraphe au Nord d'Étoile, alors qu'il ne reste qu'une mince pellicule superficielle de galets siliceux au Sud.

Rive droite, ce sont des alluvions rhodaniennes, polygéniques, à galets bien roulés hétérométriques (4 à 30 cm) et matrice sableuse, emballant des blocs et boules de granite (rarement de grès triasique) pouvant atteindre une longueur de 2,5 mètres. L'épaisseur est variable et atteint au maximum 40 mètres. Cette formation est consolidée au sommet en poudingue épais (3 à 6 m), très dur, principalement sur le versant occidental de Crussol. Elle ne forme de véritable terrasse qu'au Sud, aux Ménafauries (Nord-Ouest de Charmes). Partout ailleurs, il ne reste que des lambeaux réduits en surface et en puissance par l'encaissement fini- et post-Günz du Rhône et par le ravinement des cônes locaux du Mindel.

Le niveau nord d'Étoile, assez épargné par l'érosion, conserve un paléosol qu'on peut considérer comme typique et bien représentatif des pédogénèses qui ont affecté les très hautes terrasses. Il s'agit d'un sol fersiallitique lessivé, partiellement désaturé, à horizon B très épais (4 à 5 m) souvent affecté à la partie supérieure par des phénomènes de dégradation (dérubéfaction) sans qu'apparaissent jamais de véritables phénomènes de colmatage.

Fv₁. Alluvions à galets de quartzites du haut niveau de Fouillouse. On a noté sous cette rubrique un petit affleurement de galets de quartzites semés sur une butte molassique au Nord de la terrasse de Fouillouse et qui est probablement le résidu érodé de la très haute terrasse de Méanne (Sud de la colline de Châteauneuf-d'Isère) ou un colluvionnement ancien en provenance de celle-ci.

F. Alluvions locales des très hauts niveaux de la vallée de l'Eyrieux (Günz ou antérieur). Cailloutis à galets siliceux (granite, micaschiste, grès triasiques) bien roulés, très hétérométriques (2 à 40 cm), fréquents sur les versants de la vallée de l'Eyrieux où ils affleurent en lambeaux isolés. Leur niveau les rattache au moins au Günz, peut-être à une phase plus ancienne.

Mindel — Alluvions des hautes terrasses

Au-dessus de la terrasse de Saint-Marcel-lès-Valence (F_{x_b}) et des lambeaux de terrasse de Marquet (F_{x_a}) (voir plus loin) se détachent deux plateaux alluviaux à soubassement molassique, Fouillouse au Nord de Valence et la Léore au Sud. Ces plateaux sont les restes d'une haute terrasse rhodanienne dont les alluvions, profondément altérées en surface, sont à rapporter au Mindel.

Dans la dépression de Saint-Péray—Saint-Georges-les-Bains, le Mindel ne comporte qu'une série de cônes de déjection locaux à structure complexe, qui forment le principal alluvionnement de la région.

Au Sud-Est de la feuille, de hauts épandages de piedmont, de surface réduite, correspondent au niveau mindélien de la plaine de Valence.

ÆwC. Brèche calcaire à ciment lœssique. Sur le versant occidental de Crussol, on rencontre fréquemment une formation à matériel de géli fracta calcaires (cailloutis et éclats anguleux), peu usés, homométriques (3-7 cm), à très rares blocs, disposés en masses et alternant avec des lentilles ou des bancs interstratifiés de lœss calcaire jaune, d'apparence banale, et à faune froide (*Pupilla muscorum*, etc). L'ensemble est consolidé dans sa partie supérieure en brèche à ciment lœssique ou en croûte lœssique pure. Épaisseur variable, généralement 2 à 3 m, jusqu'à 10 m localement.

Æw. Lœss durcis, probablement mindéliens, n'affleurant que rarement dans la dépression de Saint-Péray—Toulaud. Lœss d'apparence banale, calcaire, mais souvent consolidé et présentant des bancs très durs, très homogènes, pouvant atteindre 0,70 m d'épaisseur (ex. : la Baume des Bois).

Ces lœss ont été rapportés au Mindel, car ils sont toujours postérieurs aux cailloutis rhodaniens du Günz qu'ils ravinent, tout en étant fréquemment associés aux géli fracta du Mindel. De plus, ils n'apparaissent jamais aussi consolidés ni sur les cônes du Mindel, ni sur les terrasses du Riss ancien. Puissance très variable, jusqu'à 4-5 mètres.

Fw. Alluvions fluviales de la terrasse de Fouillouse—la Léore. Cailloutis polygéniques, à dominante calcaire, à galets bien arrondis et matrice sableuse abondante, de faciès voisin des cailloutis plus récents. On note cependant une hétérométrie plus grande des éléments, notamment à Fouillouse où les blocs de grande taille, arrondis ou bien émoussés, ne sont pas rares. Certains dépassent le diamètre de 1 mètre. Au Sud du plateau de la Léore, la carrière des Grands Mernes montre une alluvion très hétérométrique, à dominante sableuse, emballant des galets et des blocs de grande taille (jusqu'à 1 m), notamment de limon et de molasse gréseuse, disséminés surtout à la base de la formation.

Le litage est généralement bon, horizontal ou entrecroisé. Vers le sommet une consolidation en poudingue est fréquente, surtout dans les alluvions de la Léore où elle atteint une puissance de 4 m (Lotagne).

L'épaisseur est variable, de 15 à 25 mètres. Partout, les alluvions sont isolées de la terrasse de Saint-Marcel par le soubassement molassique sableux. La base présente des ravinelements importants, à Surel (près de Saint-Marcel) et surtout aux Grands Mernes (la Léore). A Pérouiller (Fouillouse), le socle molassique de la colline de Châteauneuf-d'Isère dessine un éperon en direction du Sud-Est à une faible profondeur sous la couverture alluviale. La molasse a ainsi été atteinte par la pédogénèse post-mindélienne et a été altérée et rubéfiée comme l'alluvion de la terrasse. Vers Beauvallon, ce niveau mindélien est représenté par la petite terrasse des Puits et des cailloutis couronnant les buttes molassiques des Granges.

Tous ces éléments de terrasse sont partiellement recouverts de limons et lœss (voir OE_3).

Dans les limites de la feuille Valence, on ne reconnaît qu'un niveau attribuable au Mindel, contrairement à ce qui existe plus au Nord, en Valloire, où il y en aurait trois (terrasses de Tourdan, d'Agnin et d'Anneyron, F. Bourdier, 1961). D'après les sols, il correspondrait au plus récent (Anneyron). Mais il n'est pas certain que les niveaux mindéliens de la Valloire continuent à se différencier en aval jusqu'à la plaine de Valence (cf. les terrasses wurmiennes).

Sur les matériaux polygéniques de Fouillouse et de la Léore, les paléosols qui se développent correspondent aux termes les plus uniformément rubéfiés de la feuille Valence (ancien *ferretto* des auteurs). Il s'agit de sols fersiallitiques lessivés, faiblement désaturés, à horizons Bt argiliques nets, épais, peu ou pas colmatés. Les couleurs de cet horizon se situent autour de 2,5 YR 4/5 à 10 R 4/6. Les taux de libération du fer y dépassent 80 %. Ces sols sont en outre caractérisés par l'existence d'un horizon graveleux intermédiaire entre l'horizon B et l'horizon cultural.

Les caractéristiques pédologiques des terrasses de Fouillouse et de la Léore sont cependant différentes.

Fouillouse

- très grande intensité de rubéfaction,
- argilisation très forte,
- épaisseur des horizons rubéfiés assez faible par rapport à la Valloire, 2 à 2,5 m au centre de la terrasse avec diminution sensible sur les bordures (moins de 1,5 m) (troncature possible qui aurait affecté un sol d'un niveau plus ancien).

La Léore

- argilisation et rubéfaction paraissant moins intenses,
- épaisseur des horizons B apparemment plus importante (plus de 3 m).

Cependant les arguments pédologiques ne justifient pas une distinction chronologique de ces terrasses. Du point de vue des sols, ces niveaux seraient équivalents de ceux d'Anneyron dans la Valloire. Pour la région de Valence, il faudrait donc penser que les niveaux mindéliens les plus anciens sont absents ou bien qu'ils ont été érodés (tronqués) ou recouverts par ce même niveau mindélien plus récent.

Remarque. Les processus rubéfiants qui ont donné naissance aux paléosols des terrasses de Fouillouse et de la Léore ont également affecté les sables molassiques de Pérouiller et des Chapouillers (Fouillouse). Protégés de l'érosion, ces paléosols ont été conservés et, sur ce type de matériau pourtant peu favorable à une évolution rubéfiante (faibles teneurs en éléments altérables, calcaires ou micacés), existe ainsi un terme évolutif qui traduit une pédogénèse assez intense : c'est un paléosol fersiallitique lessivé, à faible réserve calcique, à horizon B fortement rubéfié et moyennement épais.

Jw. Alluvions torrentielles des cônes de déjection de la dépression de Saint-Péray. Sur tout le versant granitique (ouest) de la dépression de Saint-Péray, les cours d'eau (Saveyre, Navarou, Mialan, Embroye, Fez, Turzon, Seisson, etc.) ont répandu un

ensemble de cônes de déjection jointifs très étendu. Ils sont constitués de dépôts très hétérométriques allant du galet au bloc, noyés dans une matrice sablo-graveleuse rubéfiée rouge orangé, alternant avec des lits ou des lentilles de limons également rubéfiés. Le matériel est entièrement siliceux, à éléments de granite, quartz et micaschistes ; il se charge vers le Sud de galets et blocs de Trias (grès) à partir de Touloud. Épaisseur variable mais forte, jusqu'à une quarantaine de mètres.

Les variations de composition dans les apports locaux (dominance possible d'éléments schisteux ou d'éléments quartzo-siliceux) entraînent des variations dans la résultante des processus pédologiques. C'est ainsi qu'on peut observer des sols du type brun lessivé ou des sols lessivés acides à caractères peu rubéfiés sur les surfaces de Saint-Georges-les-Bains, alors qu'on note des paléolsols fersiallitiques lessivés sur les mêmes cônes aux environs nord de Touloud.

Pw. Épandages de piedmont de Chabeuil supérieur—Maisonnat. Au-dessus de Chabeuil et dans le coin sud-est du territoire de la feuille, des témoins de hauts cailloutis calcaires de piedmont, de même nature et faciès que la formation d'Alixan, sont perchés au sommet des collines molassiques. Ils appartiennent à un vaste épandage plus ancien que Px_a (cf. ci-dessous). Ces cailloutis couronnent aussi des buttes-témoins dans la région de Montvendre. Épaisseur irrégulière, mais faible.

Les paléolsols présentent un développement très réduit des profils que l'on ne peut pas considérer comme vraiment représentatifs des pédogénèses anciennes qui ont affecté ces formations. Il s'agit de sols tronqués et rajeunis par l'érosion, qui se situent entre les rendzines rouges et les sols rouges fersiallitiques faiblement lessivés.

Riss — Alluvions des moyennes terrasses (alpines et locales)

Deux niveaux attribuables au Riss peuvent être distingués sur la feuille Valence : un niveau inférieur (terrasse de Saint-Marcel-lès-Valence, Fx_b), Riss récent, en continuité avec les niveaux équivalents de la feuille Romans et qui occupe la plus grande partie de l'espace à l'Est du Rhône ; un niveau supérieur, Riss ancien, dont il ne reste que des témoins peu étendus (terrasse de Marquet, Fx_a).

Ils sont constitués par des alluvions alpines à proximité du Rhône et de l'Isère (Fx), de même faciès et pétrographie que les alluvions wurmiennes. Toutefois, on note une plus grande proportion de calcaires, le reste étant surtout formé de quartzites et d'amphibolites. Les galets de granite et de gneiss sont souvent en voie de décomposition. La consolidation en poudingue est assez fréquente (*griffe*) vers le sommet de la formation, sur une épaisseur de 2 à 3 m environ. A l'Est, ces cailloutis polygéniques passent latéralement, en continuité, à des alluvions locales de piedmont (Px). Il s'agit de cailloutis exclusivement calcaires, de provenance Vercors (surtout Urgonien), de taille centimétrique à décimétrique, aplatis, irréguliers, anguleux mais aux arêtes usées et émoussées (gélifracfs roulés). Ils sont emballés dans une matrice sableuse généralement peu abondante, parfois absente en surface mais importante en profondeur. Le litage et la stratification sont nets. L'épaisseur est toujours irrégulière mais faible, de l'ordre de quelques mètres.

Rive droite, les alluvions fluviales et torrentielles du Mialan sont de même faciès que leurs homologues wurmiennes, avec quelques blocs mal arrondis.

Riss ancien

$\mathcal{O}E_3$. Limons superficiels des hautes terrasses mindeliennes. Une couverture limoneuse discontinue, d'origine lœssique probable pour la plus grande part, s'étend localement sur les hautes terrasses de Fouillouse, la Léore et les Puits (Sud de Beauvallon). C'est généralement une pellicule mince, d'épaisseur inférieure à 1 m, parfois mêlée de cailloux, localement remaniée des affleurements molassiques (Fouillouse) et en ce cas notée $\frac{\mathcal{O}E_3}{FW}$. La partie nord de la terrasse de la Léore fait exception, où la couverture limoneuse s'épaissit considérablement de Lotagne à

Paillassier notamment, pouvant atteindre une épaisseur d'au moins 10 m surtout sur le rebord ouest.

Ces dépôts ne sont pas tous contemporains puisqu'il existe des limons calcaires probablement wurmiens qui surmontent des limons rubéfiés dans le secteur de Bellevue (Nord de la Léore). Cependant, les paléosols qui s'y développent généralement représentent les termes les plus évolués et les plus intensément rubéfiés qu'on peut rencontrer sur les formations limoneuses superficielles dans la région de Valence. Ce sont des sols fersiallitiques lessivés à horizon B rubéfié, peu épais.

Fx. Alluvions fluviales et torrentielles rissiennes non subdivisées. Dans les vallées du Mialan, de l'Embroye et de l'Eyrieux apparaissent localement au-dessus des formations wurmiennes de petits lambeaux alluviaux de moyen niveau, à matériel local (quartz, granite, micaschistes), recouverts ou non de limons et non rattachables à un épisode précis du Riss par leur isolement et leurs dimensions réduites.

Fx_a. Terrasse de Marquet. Au Riss ancien on peut rapporter une petite terrasse résiduelle au Sud-Ouest du plateau de Fouillouse (terrasse de Marquet) dominant celle de Saint-Marcel-lès-Valence d'une dizaine de mètres, ainsi qu'une série de buttes-témoins caillouteuses isolées dans les environs d'Alixan et de Malissard. Il s'agit des mêmes alluvions que celles de Saint-Marcel-lès-Valence. Du fait de leur extension réduite, les paléosols sont beaucoup moins bien typés, souvent tronqués (Puits de Lignet, Alixan) ou plus ou moins colluvionnés (Marquet). Ils sont de simples éléments indicateurs d'une pédogénèse de type post-riss. Dans la vallée du Mialan lui correspond une terrasse locale à couverture lœssique.

Jx_a. Cône de déjection de ruisseau de Hongrie. Au-dessus de Saint-Péray, alluvions torrentielles épaisses à matériel hétérométrique de galets siliceux. Cône de déjection et terrasses locales du Mialan portent des sols le plus souvent incomplets ou rajeunis, où seuls subsistent les horizons B. Ce seraient des sols fersiallitiques lessivés, tronqués.

Px_a. Épandages de piedmont de Blagnat-Montélier. A l'Est de la feuille, des buttes témoins et des lanières alluviales à matériel calcaire semblables aux alluvions d'Alixan émergent du cône de piedmont riss récent, près de Montélier et au Sud de Chabeuil (Montvendre, Blagnat, le Rozet). Ce sont des cônes de déjection locaux, à pente plus forte que ceux d'Alixan, érodés vers l'aval par ces derniers. La puissance de la formation est légèrement plus forte, surtout à Blagnat. Ils sont quasi dépourvus de limons superficiels et les paléosols présentent des caractéristiques très voisines de celles d'Alixan (Px_b). Seuls, les horizons B sont affectés de caractères argiliques plus nets et de nuances rougeâtres plus prononcées.

Riss récent

Fx_b. Terrasse de Saint-Marcel-lès-Valence (ex-terrasse du séminaire de Valence). Elle forme la principale plaine alluviale de rive gauche du Rhône, dominant la terrasse wurmienne Fy_a d'une vingtaine de mètres. L'épaisseur, relativement uniforme, atteint une trentaine de mètres. Un chenal fossile de direction NE-SW se dessine dans le substratum miocène immédiatement à l'Est de la terrasse de Fouillouse et parallèlement à elle. Irrégulièrement recouverte de limons dans les environs de Valence (Œ₂), elle se poursuit vers le Sud par les terrasses des Quérats et des Pécolets, au pied des plateaux de la Léore et d'Étoile, entièrement recouvertes de lœss. Ce niveau n'apparaît pas rive droite du Rhône, sauf dans la vallée locale du Mialan.

Les paléosols qui se développent sur ces alluvions caillouteuses de composante « rhodanienne » constituent un terme évolutif bien caractéristique de la séquence existant sur ce type de matériau : il s'agit d'un sol fersiallitique lessivé à réserve calcique qui comporte un horizon Bt argilique net, épais (environ 2 m), à structure massive de type poudingue, compacté à la base mais jamais colmaté. L'intensité de la rubéfaction dans cet horizon se traduit par des couleurs rouges prononcées (2,5 YR 4/6 à 4/8) et par un taux de libération du fer situé autour de 70 à 75 %. L'altération

est déjà importante puisque les cristallins sont altérés profondément jusqu'à des épaisseurs supérieures à 2 mètres.

Px_b. Alluvions de piedmont d'Alixan. Les alluvions polygéniques de la terrasse de Saint-Marcel-lès-Valence passent latéralement à l'Est aux cailloutis calcaires d'Alixan. Ces derniers colmatent une topographie assez irrégulière façonnée dans la molasse sableuse et sont beaucoup moins épais (quelques mètres, 10 au maximum). Ils forment une grande surface apparemment très plane qui se relève régulièrement et de plus en plus à l'approche du Vercors. Ils sont issus de ravins locaux qui entaillent profondément le rebord montagneux (feuille Charpey) et se sont répandus au débouché de chaque cluse en larges éventails coalescents. La morphologie et le faciès du dépôt indiquent qu'il s'agit de cônes de déjection torrentiels de grande ampleur.

Souvent la partie supérieure du cailloutis est dissoute par les agents météoriques et il reste un limon brun rougeâtre, genre *terra rossa*, pouvant atteindre une épaisseur de 0,50 m et plus. Ainsi, on ne voit en surface aucun élément grossier, mais seulement un limon fin qui n'est pas généralement un apport différent mais le sol d'altération.

Ces cailloutis ne forment pas en réalité une surface plane mais une série de cônes très faiblement bombés, jointifs ; on les observe fréquemment affleurant en surface sur les parties hautes, et les limons sur les parties basses. Cela résulte probablement d'un phénomène de ruissellement entraînant les éléments fins vers les dépressions et provoquant ainsi une régularisation de la topographie.

Cependant, des limons superficiels recouvrent aussi partiellement ce niveau. Là où les limons sont absents, on observe un paléosol que l'on peut considérer comme caractéristique de l'évolution pédogénétique sur ce type de matériau à cailloutis calcaires dominants. C'est un sol fersiallitique à réserves calcaires (cailloutis calcaires encore présents dans les horizons supérieurs du profil), à horizon B rubéfié et peu épais.

Q_{EX}C. Löss à gélifracts. Formation lœssique calcaire, renfermant de nombreux éclats anguleux de calcaires locaux de petite taille (centimétriques), reposant sur la terrasse riss ancien de rive droite du Mialan, des Champs à la Crozette.

Q_{EX}B. Löss de Beauvallon. Fossilisé sous les lœss wurmiens et reposant sur les alluvions non altérées de la terrasse des Quérats (F_{X_b}) on observe, au Nord de Beauvallon, un lœss calcaire très riche en concrétions irrégulières plus ou moins dures. Beaucoup plus sableux que le lœss wurmien supérieur, c'est en fait un limon sableux calcaire. Il est localement séparé des alluvions sous-jacentes par un sable jaune d'apparence molassique, probablement remanié des affleurements miocènes très proches, peu épais et sporadique. Ce lœss rissien est surmonté d'une puissante couche d'altération, rubéfiée vers le haut, probablement interglaciaire Riss-Würm (F. Bourdier, 1961) et séparé du lœss supérieur par un cordon décimétrique de petits galets siliceux (cm). Épaisseur variable de 2 à 3 mètres.

Q_{EX}-y. Complexe lœssique de Saint-Péray. Formation lœssique complexe recouvrant essentiellement le versant ouest de la dépression de Saint-Péray, en face de Touloud. Elle comprend un lœss rissien à poupees fossilisé par un lœss calcaire wurmien, avec parfois un paléosol intercalé, inséparables sur la carte. Localement, ces lœss contiennent des galets de quartzite épars. Épaisseur variable, de l'ordre de quelques mètres.

Würm — Alluvions des basses terrasses

Les alluvions wurmiennes se répartissent en cinq niveaux ou terrasses distincts le long de la vallée du Rhône (notées *a* à *e* à partir de la plus ancienne, la plus élevée). Ce système de terrasses ne se retrouve pas intégralement dans les vallées affluentes, notamment de l'Eyrieux où seuls les niveaux les plus bas sont bien représentés, et dans les chenaux wurmiens de la rive gauche où ce sont plutôt les plus anciens qui sont seuls présents.

Elles sont constituées de cailloutis à galets bien arrondis assez homométriques, de taille moyenne, à matrice sableuse abondante pouvant former des lentilles ou lits, polygéniques le long de la vallée du Rhône (matériel alpin à éléments siliceux, cristallins et cristallophylliens, avec une grande proportion de calcaires divers), locaux (monogéniques) le long des affluents [cristallins et cristallophylliens uniquement rive droite, localement calcaires mal arrondis uniquement rive gauche (J)].

Les terrasses wurmiennes sont irrégulièrement recouvertes de limons (épaisseur de 1 à 2 m) alors que les chenaux le sont généralement. Une altération superficielle affecte les alluvions polygéniques, d'épaisseur croissante avec l'âge (et le niveau), de 0,2 à 0,6 m environ, mais non les alluvions locales (en raison de leur nature).

Complète au Nord de la feuille avant que les travaux de la Compagnie nationale du Rhône ne fassent disparaître les deux plus basses, la série des terrasses wurmiennes s'amoindrit vers le Sud, probablement en raison de pentes d'alluvionnement différentes les unes des autres et des actions de méandrisation qui ont fait disparaître par sapement latéral certains niveaux intermédiaires peu étendus. Le phénomène de convergence des niveaux vers l'aval intervient aussi dans cette réduction, comme cela peut se voir par l'exemple de la terrasse polychronologique de Guilherand (Fy_{b-c}). Cela deviendra de règle en aval. Ainsi, seuls les deux niveaux les plus élevés (Fy_a et Fy_b) continuent à bien s'individualiser au Sud de Valence (région d'Étoile).

Du point de vue chronologie, la terrasse de l'Armailler (Valence) correspondrait à celle de Tain (feuille Tournon) qui appartient vraisemblablement au maximum de Würm (elle est située 13 m seulement sous le niveau rissien de Saint-Marcel) tandis que la terrasse inférieure Fy_b (les Combeaux) continuerait sensiblement la terrasse de Romans et représenterait un épisode de retrait important et complexe (P. Mandier, 1973). Quant aux autres niveaux (Fy_{c, d, e}) ils finissent plus ou moins par se confondre vers l'aval et ne correspondraient qu'aux saccades du creusement wurmien et post-wurmien jusqu'au niveau actuel.

OE. **Læss.** A Paillassier, Beauvallon et la Prat, sur les bordures de la terrasse de la Léore, affleurent de véritables læss superficiels, probablement wurmiens. Il s'agit du dépôt habituel très fin, limoneux ou poudreux, compact, cohérent, isotrope, calcaire, de teinte gris-ocre ou gris-jaune clair, à grandes fissures verticales, sans éléments grossiers. C'est à Paillassier qu'il est le mieux caractérisé et le plus puissant (au moins 4 m). Partout ces læss sont fossilifères et montrent la faune de Mollusques habituelle, mais appauvrie en espèces et en nombre (G. Mazenot). A la Prat, le gisement est minuscule, peu épais (2 m au plus) et plaqué contre le versant molassique du petit ravin local. A Paillassier et Beauvallon, le dépôt est bien plus important et repose sur des sédiments limoneux plus anciens, notamment un læss rissien à Beauvallon (F. Bourdier, 1961). Dans ce dernier site, il semble que le læss wurmien superficiel, épais de 3,5 à 4 m, un peu sableux, se subdivise en deux niveaux d'épaisseur sensiblement égale séparés par une ligne blanchâtre.

Rive droite, du læss wurmien calcaire recouvre la terrasse riss récent du Mialan.

OE2. **Limons superficiels des moyennes terrasses rissiennes.** Les terrasses riss récent de Saint-Marcel-lès-Valence, des Quérats et de Marquet supportent localement une couverture limoneuse plus ou moins épaisse dérivant probablement d'un læss wurmien. Le faciès est très semblable à celui du læss, sinon identique, la teinte étant cependant un peu plus soutenue. Ces limons sont non calcaires ou décalcifiés. A l'Est de Valence, sur l'extrémité de la terrasse de Saint-Marcel, le placage est relativement étendu mais peu épais (0,50 à 1 m). Il s'agit d'un limon rouge, rubéfié, décalcifié, argileux, recouvrant les cailloutis très altérés et de même teinte que celle du paléosol de la terrasse (chantier de la Z.U.P. de Cité Bernard). Ces limons, décalcifiés mais non rubéfiés, existent encore plus à l'Est sur le même niveau, à proximité d'Alixan où leur épaisseur est de l'ordre de 1 m, recouvrant indifféremment les cailloutis alpins et calcaires.

Sur la terrasse de Marquet, Riss ancien, les limons sont très minces et peuvent être

remaniés directement de ceux de la haute terrasse de Fouillouse ou des versants molassiques surplombants. Sur les buttes émergeant de la plaine d'Alixan par contre, il ne peut s'agir que d'un dépôt d'origine éolienne, d'ailleurs très mince.

OE₂
Fx. **Limons sur terrasses rissiennes.** On a noté ainsi les limons recouvrant les alluvions rissiennes sous une faible épaisseur (de l'ordre de 1 m ou moins).

Sur les limons de la région est de Valence se développent des sols qui apparaissent bien comme les termes caractéristiques d'une évolution wurmienne sur ce genre de matériau. Il s'agit de sols mal typés du point de vue pédogénétique ; ils sont intermédiaires entre les sols bruns eutrophes et les sols faiblement fersiallitiques. Le profil est peu différencié et présente un horizon B peu rubéfié et faiblement argillifié (B à structure prismatique).

Fy, Jy. **Alluvions fluviales et torrentielles wurmiennes non subdivisées.** Rive droite, de nombreux dépôts d'alluvions des vallées de l'Eyrieux, du Mialan, du Turzon et de l'Embroye en particulier forment de petites terrasses basses dont la corrélation avec celles de la vallée du Rhône est impossible. Ce sont des alluvions à galets hétérométriques (1 à 10 cm en moyenne) contenant quelques blocs en particulier de quartz, de granite et de micaschiste, à matrice sablo-graveleuse abondante. Ces cailloutis exclusivement siliceux portent, notamment à Saint-Laurent-du-Pape (Eyrieux), des sols bruns faiblement lessivés acides.

Fya. **Terrasse de l'Armailler.** C'est la plus développée, surtout rive gauche où elle porte la ville de Valence. On la suit de façon quasi continue depuis le confluent de l'Isère au Nord jusqu'à la limite sud de la feuille. Rive droite ne restent que quelques lambeaux à Cornas et entre Charmes et Beauchastel. Elle ne remonte qu'un ravin actuellement sec entaillant les terrasses rissiennes de Saint-Marcel et mindéliennes de Fouillouse au Nord, où elle est recouverte par des limons provenant au moins pour une grande part des affleurements molassiques encaissants.

L'épaisseur des alluvions n'est pas exactement connue, les sondages ne dépassant pas la profondeur de 12 mètres. Mais elle est sans doute considérable, en tous cas supérieure à 30 m comme on peut le voir dans les grandes carrières au Sud de l'Armailler dont la base atteint le niveau du Rhône. L'alluvion y apparaît homogène, verticalement et horizontalement, tant du point de vue faciès que composition, malgré la présence de quelques lentilles sableuses étendues mais de faible épaisseur. Les consolidations en poudingue sont locales, mais peuvent être importantes, notamment à la partie supérieure près d'Aiguille (épaisseur > 1 m).

Des recouvrements locaux (chenaux) affectent cette terrasse principalement à l'Armailler et à Portes-lès-Valence, en ce dernier point recouverts par une mince pellicule limoneuse probablement remaniée des limons *in situ* de la terrasse rissienne des Quérats.

Au Pont des Anglais (Sud de Valence), la terrasse est localement tapissée d'une couche de limon d'apparence lœssique s'appuyant sur le rebord de la terrasse mindélienne de la Léore. Ce limon vient probablement du remaniement des épais limons superficiels et des lœss qui recouvrent le sommet et le rebord de cette haute terrasse.

C'est à partir de ce niveau qu'apparaissent les sols présentant un caractère fersiallitique vraiment net : il s'agit de sols fersiallitiques à réserve calcique, peu ou pas lessivés. L'horizon Bt est peu épais (0,50 à 0,60 m), peu rubéfié (nuances rougeâtres situées dans la gamme des 5 YR 4/6 à 4/8 au code Munsel). Il présente une structure polyédrique et des taux de libération du fer situés autour de 60 % pour les sols développés sur cailloutis d'origine rhodanienne.

Remarques. 1. Compte tenu de ces caractéristiques, ces sols sont comparables à ceux développés sur la terrasse des Sept-Chemins ou des Chassis (feuille Tournon). On peut considérer que ces niveaux sont homologues. 2. Ce niveau n'est peut-être pas le plus ancien du Würm comme en témoignerait l'existence de sols plus évolués (sols rouges à B argilique beaucoup plus net) dans les zones de bordure de piedmont de cette même terrasse des Chassis.

Fy_b. Terrasse des Combeaux. Seconde terrasse wurmienne de la feuille, la terrasse des Combeaux est beaucoup plus continue que les terrasses plus récentes. Elle se développe particulièrement au Nord (les Combeaux, rive gauche, entre Cornas et Saint-Péray rive droite) et au Sud de Valence (Portes-lès-Valence, rive gauche). Elle remonte très loin en amont les chenaux du Guimand, de la Véore, de l'Écoutay et du Pétochin, ainsi que la vallée du Mialan rive droite. L'épaisseur exacte des alluvions n'est pas connue, faute de sondages. Elle est probablement très variable, d'une dizaine à une trentaine de mètres. Sans couverture au Nord, elle supporte des limons superficiels au Sud de Portes-lès-Valence, provenant des chenaux locaux dans lesquels la couverture est continue et épaisse de 1 à 2 mètres. Les alluvions de ces chenaux sont des cailloutis calcaires à éléments centimétriques à décimétriques maximum, mal émoussés, sans matrice sableuse importante et pratiquement sans paléosol. Les alluvions fluviales et torrentielles locales du Mialan, du ruisseau de Saveyre et des ruisseaux de Cornas sont à galets de quartz, de granite et de micaschistes.

Ce niveau correspond à une première coupure importante sur le plan de l'évolution des sols. Bien qu'encore peu marquée, cette évolution se manifeste par l'apparition des premiers caractères rubéfiants au sein des horizons B des paléosols. Les sols observés sont qualifiés de « faiblement fersiallitiques » pour indiquer une amorce évolutive encore faiblement exprimée : les profils sont entièrement décalcariés jusqu'à la base de l'horizon B ; les horizons B sont peu rubéfiés et peu enrichis en argile ; le degré d'altération des matériaux est encore très faible.

Remarque. Le terme « fersiallitique » utilisé par la nouvelle classification française des sols (CPCS, 1967) pour désigner des sols appelés autrefois sols rouges méditerranéens évoque la mise en œuvre d'un processus d'altération ménagée où Fe, Si et Al restent encore liés.

Fy_{b-c}. Terrasse polychronologique de Guilherand. En face de Valence, rive droite, les deux terrasses wurmiennes Fy_c (Moneron) et Fy_b (Saint-Péray), séparées par une très faible dénivellation seulement au Nord de Mialan, fusionnent au Sud en un seul niveau, par conséquent, polychronologique. L'épaisseur des alluvions varie très rapidement, de 11,50 à 23,50 m, à l'Ouest de Granges-lès-Valence, sur une distance de 200 mètres. Il y a donc de profonds ravinements quaternaires dans le substratum, dessinant probablement des chenaux qui sont le siège préférentiel de l'écoulement des eaux souterraines.

L'exemple de la terrasse mixte de Guilherand explique en partie pourquoi n'existerait plus, au Sud de la feuille Valence, que le niveau de la terrasse Fy_b, par fusion avec le niveau Fy_c.

Fy_c, Jy_c. Terrasse de Marcerolle. Bien développée seulement au Nord de Valence (Marcerolle), elle remonte profondément les chenaux de la Barberolle jusqu'en amont de Saint-Marcel-lès-Valence. Au Sud, ne lui correspond que le petit lambeau de Valensole, à la sortie de Valence et, rive droite, celui de Moneron au Nord de Granges-lès-Valence. L'épaisseur des alluvions n'est pas connue, mais doit excéder les 25 m de la terrasse de Délande, près des Combeaux ; rive gauche, elle est de l'ordre de 12 à 14 m seulement (Moneron, la Mouline).

Sur les niveaux de Charmes et de Marcerolle, l'évolution des sols est relativement nette ; la décarbonatation des horizons de surface s'affirme, mais il n'existe encore qu'un simple horizon B à caractère structural. Il s'agit de sols bruns calcaires (Fy_d) évoluant vers des sols de type brun saturé ou brun eutrophe (Fy_c).

Fy_d, Jy_d. Terrasse de Charmes-sur-Rhône (ex-ferme Délande). La terrasse wurmienne immédiatement antérieure à celle de Champfort n'est représentée que par quelques lambeaux discontinus principalement à Charmes (rive droite, où elle reçoit le cône torrentiel de l'Embroye à matériel siliceux), la Motte (rive gauche) et Blanchelaine (rive gauche de l'Isère). Son niveau relatif s'abaisse du Nord (une dizaine de mètres) au Sud (5-6 m environ au-dessus du Rhône). La puissance des alluvions diminue du Nord (23 à 24,5 m près des Combeaux) au Sud (17 m à la Motte, 14 m à Charmes). Des limons superficiels ne recouvrent ces niveaux que très localement et n'ont pas été reportés. Dans la vallée de l'Eyrieux, on lui rapporte le gros cône de déjection à matériel local de Saint-Laurent-du-Pape. Les sols superficiels sont de même type que sur la terrasse de Marcerolle (Fy_c). Sur les alluvions de Saint-Laurent-du-Pape, originellement plus acides (cristallins), se développent des sols bruns faiblement lessivés acides. Leur corrélation est très difficile car les autres maillons de cette séquence ne sont pas représentés dans la région rhodanienne.

Fy_e, Jy_e. Terrasse de Champfort (ex-ferme Gravenne). Le long du Rhône, alluvions polygéniques à couverture limoneuse, cailloutis à galets bien roulés, centimétriques à décimétriques, matrice sableuse, bien lités horizontalement, de couleur générale grise. L'épaisseur est variable, de 6,50 m (ferme Gravenne) à 14 m (Champfort—les-Josserands). Au Sud de la feuille, sous les Roberts, il y aurait un « surcreusement » d'une trentaine de mètres de profondeur (géophysique). D'allure méandrique, cette basse terrasse se développe surtout au Sud (Champfort, Beauchastel) et n'est que faiblement représentée au centre (Mauboule) et au Nord (la Tuillère, les Pêches), le Rhône étant plus encaissé. La terrasse de Champfort, la plus étendue, est recouverte par une couche de 1 à 4-5 m de limons gris jaunâtre surmontant les alluvions non altérées, sur lesquels se trouve le sol d'altération.

Au débouché de l'Eyrieux, les alluvions de la basse terrasse de Beauchastel et des cônes de déjection associés sont à galets de quartz, de granite et de micaschistes, avec matrice sablo-graveleuse abondante exclusivement siliceuse.

Sur ces niveaux qui sont essentiellement caractérisés par une impossibilité de submersions fréquentes par les fortes crues, apparaît une tendance évolutive qui se traduit par un début de décalcification des sols et par l'apparition d'une couleur brune, avec faible différenciation structurale des horizons. Les sols qui se forment sont des sols bruns calcaires alluviaux (Fy_e polygénique) ou des sols bruns alluviaux (Jy_e, Fy_e siliceux).

Post-Würm (ou Holocène)

$\frac{OE_1}{Fy}$. Limons superficiels des basses terrasses wurmiennes. Sur les basses terrasses wurmiennes du Rhône et leurs prolongements à l'intérieur des formations plus anciennes (chenaux de Beaumont et Montmeyran par exemple) repose une couverture limoneuse quasi continue, surtout à l'Est, d'épaisseur variant de 1 à 4 mètres. Il s'agit de limons fins ou très fins, gris jaunâtre, plus ou moins sableux selon les endroits, recouvrant directement les alluvions des terrasses avec ou sans interposition de paléosols (terrasse de Champfort) et supportant eux-mêmes un sol brun rougeâtre peu épais (Champfort).

$\frac{OE_1}{Fy_e}$. Ces limons, issus du remaniement des formations limoneuses existant sur les niveaux plus anciens, correspondent à des recouvrements assez récents. Les sols qui s'y développent ont un profil à caractère faiblement différencié : sol alluvial calcaire ou non, faiblement brunifié. Le caractère brunifié est d'ailleurs souvent hérité d'une évolution pédologique antérieure au remaniement.

$\frac{OE_1}{Fy_b}$. Du point de vue des sols, la différence majeure entre ces limons et les

précédents $\frac{Q_{E1}}{F_{Ye}}$ réside dans l'existence d'une nappe peu profonde, fréquente surtout dans les chenaux. La granulométrie des sols est aussi plus grossière (charge sableuse indéniable, voire surcharge fréquente en éléments caillouteux ou en éclats).

Fz, Jz. Alluvions fluviales et torrentielles des lits majeurs. On peut distinguer deux ensembles dans les alluvions récentes du Rhône, de l'Isère et de l'Eyrieux : le lit majeur (Fz) et la plaine d'inondation (Fz1), formant deux niveaux séparés par une dénivellation faible (3 à 5 m), creusés dans les basses terrasses wurmiennes. Ces niveaux ne se prolongent pas à l'Est, mais sont présents à l'Ouest, le long de la vallée de l'Eyrieux où ils n'ont pas été séparés. Le long du Rhône, le lit majeur est très étroit. Localement, les méandres du fleuve ont élargi le lit par sapement latéral des basses terrasses et laissé à sec une petite plaine alluviale ne dominant que de peu l'étiage. Il s'agit d'alluvions polygéniques à galets bien roulés et matrice sableuse abondante, directement remaniées des alluvions wurmiennes, sans dépôt fin supérieur. Épaisseur variable du Nord (9 m au Nord d'Aiguille, 16 m aux Combeaux) au centre du territoire de la feuille (11 à 16 m à Bourg-lès-Valence). On note des consolidations locales en poudingues (*griffe*).

Elles sont peu développées dans les rivières locales de rive droite. Toutefois, des crues de type méditerranéen remanient et déposent des alluvions grossières et hétérométriques allant du petit galet au bloc de 0,50 m de grand axe, principalement dans le Mialan mais aussi dans l'Eyrieux.

Fz1, Jz1. Alluvions fluviales et torrentielles des plaines d'inondation. 3 à 5 m au-dessus du lit majeur, une très basse terrasse (ferme Morgan, les Iles du Chiez) se trouve généralement au-dessus des crues ordinaires, sauf des plus fortes. Elle est constituée par les mêmes alluvions que le lit majeur et les terrasses encadrantes, et recouverte d'une épaisseur de 1 à 2 m de sables fins gris, bien lités, plus ou moins limoneux ou argileux selon les endroits (limons d'inondation). Ils reposent directement sur les cailloutis non altérés et ne paraissent eux-mêmes avoir subi aucune altération superficielle (terres noires sablo-limoneuses). Cette très basse terrasse se développe particulièrement rive droite du Rhône au Sud de Bourg-lès-Valence et rive gauche (les Iles du Chiez), peu au Nord (Châteaubourg) et au confluent de l'Isère (Maison-Girard, au Nord d'Aiguille). L'épaisseur des alluvions est plus forte au Nord (14,50 m au Sud de Buchillon) et au centre (16 m à Bourg-lès-Valence) qu'au Sud (12 m aux Iles du Chiez). Rive droite, elles n'apparaissent que dans la vallée de l'Eyrieux et sont constituées de sables ou de limons siliceux.

Pédologie. Sur les bords du Rhône et de l'Isère, tous les sols post-wurmiens présentent une réaction nettement calcaire. Sur les bords de l'Eyrieux, les sols sont à réaction acide nette, car ils se développent sur des matériaux d'origine cristalline (sables et graviers aréniques).

Il s'agit de sols non évolués (Fz, Jz) ou peu évolués (Fz1, Jz1) d'apport alluvial. Le caractère polygène des sols est lié à l'hétérogénéité texturale des apports. Les sols de texture grossière à moyenne dominant. Ils possèdent une nappe profonde circulant dans les niveaux sableux ou caillouteux sous-jacents. Ces sols occupent souvent d'anciennes zones submersibles et ils sont caractérisés par une couleur grisâtre. Les sols alluviaux hydromorphes (ou sols dont l'évolution est dominée par la présence d'une nappe permanente ou temporaire qui affecte la totalité du profil) n'ont qu'une extension limitée sur le territoire de la feuille Valence : bordures de l'Isère, dépressions latérales de bordure du Rhône correspondant à d'anciens bras morts.

C. Colluvions polygéniques. Mélange de diverses formations plaquées sur les pentes. On en distingue deux ensembles de faciès bien différenciés :

– *les colluvions polygéniques de rive droite*, remaniant des arènes granitiques, des éboulis calcaires, des lœss et limons et même des argiles et sables pliocènes et des alluvions quaternaires en proportions variables selon les points. Elles drapent localement les versants de la dépression de Toulaud, sous une faible épaisseur ;

— *les colluvions polygéniques de rive gauche*. Essentiellement constituées de sables plus ou moins fins et plus ou moins argileux directement remaniés du substrat molassique auxquels se mêlent des éléments repris soit des cailloutis pliocènes (galets calcaires), soit des alluvions des terrasses et des épandages de piedmont (galets polygéniques, dont de nombreux siliceux, cailloutis calcaires plus ou moins anguleux). Très répandus, ils tapissent presque uniformément les pentes sableuses des collines molassiques, avec une épaisseur variable atteignant couramment plusieurs mètres. En général, le dépôt est très sableux et ne contient qu'une proportion très faible d'éléments grossiers, sauf exceptions locales.

Les colluvions possèdent des sols bruns à bruns faiblement lessivés, de texture grossière (sables et graviers aréniques). Horizon B à simple caractère structural.

Cm2. Colluvions sableuses. Colluvions monogéniques remaniant les sables molassiques au pied des collines de Montvendre. Épaisseur variable, forte surtout au fond des dépressions (1-2 m, parfois plus). On n'a représenté que les principales.

Cγ. Colluvions monogéniques d'arènes granitiques (ou cristallines). Tous les terrains cristallins et cristallophylliens sont arénisés en surface sur une plus ou moins grande épaisseur. Sur les pentes relativement fortes du rebord rhodanien et de la vallée de l'Eyrieux, ces arènes ont été mobilisées par solifluxion et se sont étalées à la base des versants. Elles sont formées d'éléments graveleux (feldspath en dent de cheval, 1-4 cm), sableux (quartz, feldspath) et micacés, noyés dans une matrice plus ou moins argileuse, rubéfiée ou non, avec ou sans blocs. Épaisseur très variable, de 0,30 à 3-4 mètres. Elles recouvrent, sous une faible épaisseur, les cônes de déjection locaux de la région de Touloud.

Glissements de terrain superficiels. Très rares. On en observe sur le flanc sud-est de la montagne de Crussol dans les marnes du Jurassique inférieur, où ils viennent parfois recouvrir la route qui descend de Méret à Guilhaerand et sur les Terres Noires au Sud-Ouest de Soyons.

E. Éboulis stabilisés de pied de falaise. Très peu développés, ils se limitent à quelques étroites franges à la base des corniches jurassiques de Châteaubourg et de Crussol. Cailloutis calcaires anguleux, de taille centimétrique, à blocs rares et matrice peu importante, colonisés par une végétation de broussailles. Parfois trop réduits pour être représentés sur la carte.

X. Dépôts artificiels. Essentiellement remblais caillouteux très importants du canal du Rhône et des installations hydroélectriques de la CNR, accessoirement de l'autoroute A 7.

REMARQUES PÉTROLOGIQUES ET STRUCTURALES

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET ÉRUPTIVES

Les données concernant *la nature originelle, l'âge stratigraphique et celui de l'édification des métamorphites* peuvent se résumer ainsi :

La grande majorité des formations cristallophylliennes stratifiées reconnues sur le territoire de la feuille font partie de la *Série métamorphique du Vivarais oriental* que ses caractères permettent de rapporter au type dit à *disthène-sillimanite* (ou *disthène-staurotide*), de pression intermédiaire : les espèces et associations minérales reconnues dans les micaschistes à deux micas et faciès associés (chloritoïde, almandin, staurotide, disthène), les gneiss (disthène et sillimanite avec muscovite, sillimanite avec orthose, cordiérite), les leptynites et les amphibolites, expriment un gradient de température de valeur moyenne et la suite des isogrades reconnus est typiquement celle de Barrow.

La *succession lithostratigraphique* de la série du Vivarais oriental apparaît aux deux flancs des synformes subméridiennes d'Alboussière et de Bruzac ; elle comporte schématiquement de haut en bas : des schistes à muscovite et chlorite, des micaschistes lamelleux à grenat et staurotide, des gneiss à deux micas et grenat, avec sillimanite ou disthène, puis à sillimanite et orthose, enfin des gneiss à sillimanite et cordiérite avec filons-couches granitiques. Des quartzites et leptynites s'intercalent en horizons minces et discontinus, dans les micaschistes et chloritoschistes surtout ; ils soulignent la stratification et sa conformité approximative à la foliation, comme aussi les deux excellents niveaux-repères que sont les micaschistes à amygdales de feldspath potassique et les andalousites, et le puissant complexe leptyno-amphibolique qui s'incrit dans la formation des gneiss à sillimanite et orthose. On a là, en résumé, un ensemble d'épaisseur apparente considérable (5000 à 7000 m), qui était à l'origine une succession de sédiments flyschoides très puissants, de pélites et de shales coupés de volcanites basiques et acides ; cet ensemble, totalement recristallisé, est tronqué à son sommet et aucune discordance stratigraphique n'y a été reconnue. Ces caractères sont ceux de la série lithostratigraphique-type du Noyau arverne et, par comparaison avec les formations analogues de ce Noyau, un âge stratigraphique *briovérien inférieur* peut être proposé ; un âge plus ancien n'est pas cependant à exclure dans le cadre du schéma historique proposé ci-dessous, non plus qu'un âge plus récent si ce schéma est erroné.

Le *métamorphisme* de pression intermédiaire qui a transformé cette série pélitique pourrait être *antéhercynien*, peut-être cadomien (phase domnonéenne) ; cela est suggéré par les grandes ressemblances entre la Série du Vivarais oriental et la Série métamorphique lyonnaise, au Nord, dont on sait le métamorphisme principal antérieur au Dévonien supérieur ; et, d'ailleurs, divers jalons paraissent les relier. C'est à ce même métamorphisme « barrovien » que l'on doit également rapporter les formations anatexiques sombres très progressivement différenciées à la base des gneiss à sillimanite et orthose : aucune variation chimique n'accompagne l'anatexie, et l'isograde de ce phénomène est à peu près parallèle à ceux des minéraux-index du métamorphisme ectinique.

Seules, quelques formations leptyniques et migmatitiques, qui affleurent dans l'extrême Ouest du territoire de la feuille, n'appartiennent pas à la Série du Vivarais oriental, mais à la *Série métamorphique du Vivarais occidental*, dont les associations minérales reconnues à l'Ouest (feuille Lamastre) et surtout au Nord (feuilles Tournon, Serrières, Vienne et Saint-Étienne) expriment un fort gradient de température et une pression lithostatique demeurée faible qui caractérisent un métamorphisme de basse pression.

La *nature originelle* de ces formations : leptynites et gneiss œillés granitoïdes, gneiss schisteux à sillimanite et cordiérite en intercalations, anatexites claires à cordiérite ou grenat en substratum, paraît volcano-sédimentaire ; il s'agit probablement d'anciens sédiments détritiques plus ou moins grossiers, entrecoupés d'épisodes éruptifs acides, dont les caractères sont ceux de matériaux de couverture. Ces caractères sont mieux perceptibles dans les régions nord (feuilles Serrières, Vienne et Saint-Étienne) et ouest (feuilles Lamastre et Saint-Agrève), où la Série du Vivarais occidental et son homologue, la Série métamorphique du Pilat, sont largement développées. L'âge stratigraphique de cet ensemble est hypothétique ; il est possible qu'il soit *briovérien supérieur*, si l'on donne valeur de socle à la Série du Vivarais oriental, dont certains termes sont sous-jacents aux formations claires de la Série du Vivarais occidental ; mais on ne peut totalement exclure que les deux séries du Vivarais soient contemporaines. L'âge du métamorphisme de basse pression n'est pas non plus connu avec certitude ; dans les régions nord cependant (feuille Saint-Étienne), diverses observations suggèrent qu'il s'agit d'un métamorphisme *hercynien*, probablement même jeune mais cependant antéstéphanien.

La *granitisation* s'est exprimée, dans le domaine de la feuille, en deux ensembles : un complexe granitique de type anatectique à l'Ouest, un complexe intrusif à l'Est.

La granitisation anatectique paraît relever, pour l'essentiel, de l'évolution hercynienne. Le *granite hétérogène sombre* est en liaison dans l'espace avec les anatexites sombres à cordiérite dont il possède des enclaves et il pourrait exprimer la palingénèse du vieux socle migmatitique à l'époque hercynienne ; le *granite à biotite schisteux* de même chimisme, qui s'est mis en place durant une phase de laminage du flanc occidental de la synforme gneissique d'Alboussière, à la jointure des gneiss et de leur substratum anatexique, est peut-être une autre expression de cette palingénèse. Le *granite hétérogène clair* est, à l'inverse, intimement associé aux anatexites claires à cordiérite et grenat, et il correspond au pôle évolué d'une « lignée claire » ayant pour point de départ les leptynites et les gneiss œillés de la Série du Vivarais occidental.

Les multiples *massifs intrusifs de granite à biotite*, habituellement *porphyroïde et orienté*, s'inscrivent en totalité dans la Série métamorphique du Vivarais oriental ; certains s'insèrent en feuillets concordants dans les assises gneissiques (« lames » de Téolier, Garnier, du col du Serre, du col de la Croix-Saint-André et de Savinas), d'autres (massifs de Saint-Romain-de-Lerps, Saint-Georges-les-Bains et Saint-Cierge-la-Serre) recourent les formations micaschisteuses qu'ils métamorphosent par contact ; tous participent du vaste complexe granitique de Tournon—Saint-Cierge, allongé sur 80 km de Saint-Vallier (feuille Tournon) à Privas et qui paraît s'être mis en place en feuillet dans une grande zone subméridienne de faiblesse de la région, probablement à une époque où elle jouait ; cette époque est encore indéterminée, mais postérieure semble-t-il à la création des synformes d'Alboussière et de Bruzac.

Au plan de l'*architecture*, l'unité principale est la vaste *synforme d'Alboussière—Bruzac*, subméridienne, qui s'appuie à l'Ouest sur le môle granito-anatectique de Gilhoc et à l'Est sur une antiforme gneissique presque totalement oblitérée par le granite de Tournon—Saint-Cierge ; cette synforme n'est qu'un tronçon d'une mégastucture développée linéairement de Sarras (feuille Serrières) à Privas ; elle est elle-même découpée par de grandes fractures de décrochement en deux segments principaux, la synforme d'Alboussière au Nord et celle de Bruzac au Sud, et un troisième dont ne s'observe qu'une petite partie au Sud-Est. La *synforme d'Alboussière* est un pli déjeté, d'axe rectiligne orienté au N 160° E, avec un flanc ouest très redressé ; elle n'intéresse à l'affleurement que des formations gneissiques et elle présente une dissymétrie lithologique accusée : les gneiss à filons-couches granitiques, fort épais à son flanc oriental, sont absents à l'Ouest, soit qu'ils aient été supprimés par le puissant laminage qui s'observe à ce niveau, soit qu'ils n'y aient jamais existé ; cette dernière interprétation est suggérée par le fait qu'ils ne sont pas non plus présents au Sud, là où la zone laminée s'amenuise et même disparaît. La *synforme de Bruzac*, à cœur de schiste chloriteux, est franchement déversée vers l'Est ; de plus, son axe, de direction subméridienne encore au Nord, s'infléchit au Sud vers le Sud-Ouest, en un mouvement qui s'harmonise avec le décrochement de Gilhoc qui la limite du massif granitique de Saint-Cierge-la-Serre ; enfin des plis complexes déforment son flanc occidental inverse, relayant en quelque sorte la zone laminée septentrionale. Quant à l'élément méridional, il paraît correspondre au flanc oriental micaschisteux, lui aussi plissé, de la synforme des Ollières (feuille Privas), dernier segment de la mégastucture visible au Sud. L'analyse structurale de ces unités majeures et des nombreuses structures mésostructurales qui leur sont associées ne permet pas encore de définir les caractères et la chronologie d'épisodes de déformation certainement multiples.

De grandes *fractures*, pour la plupart très redressées, affectent les schistes cristallins et les granites. Elles appartiennent pour l'essentiel à deux systèmes :

— les accidents les plus importants sont d'*orientation SW—NE* ; ce sont des *fractures de décrochement*, simples (fractures de Gilhoc et de Saint-Sylvestre) ou multiples (champ de fractures de Ponsoye), de sens habituellement dextre ; elles ont découpé la grande synforme Sarras—Privas, initialement axée au N 160° E, en segments maintenant alignés en direction du N.NE. Ces fractures, jalonnées d'importants amas mylonitiques, ont guidé une bonne part du réseau hydrographique ;

— l'autre système groupe des fractures qui sont orientées *au N.NE, au Nord ou au N.NW* ; elles sont plus délicates à reconnaître car elles ne s'accompagnent guère de mylonites ; elles paraissent antérieures aux précédentes, mais elles ont pu rejouer tardivement avec, ou après elles, en décrochement.

Deux accidents sont, au Nord de Beauchastel, dirigés à l'W.NW ; il semble s'agir de surfaces de poussée, peu inclinées vers le Sud-Ouest, qui expriment le chevauchement des micaschistes sur le granite de Saint-Georges-les-Bains ; l'une d'elles d'ailleurs sépare ces deux formations et s'accompagne d'écrasements importants.

Tous ces accidents sont au moins en partie *hercyniens*, peut-être plus anciens, en tout cas antéstéphanien : les fractures de direction nord-est en particulier s'intègrent au système de même orientation décrit au Nord, dans le massif du Pilat, dont les mylonites sont connues en galets dans le conglomérat de base du Houiller du bassin de Saint-Étienne. Ils ont certainement rejoué à des époques plus récentes, après le Trias en particulier : c'est à la faveur d'un graben né de ces rejeux, contemporains sans doute de l'orogénèse alpine, qu'ont été conservés les sédiments de cet âge de la région d'Alboussière. Enfin, c'est dans les fissures de distension ouvertes obliquement à eux que se sont mises en place les quelques minéralisations plombo-zincifères ou barytiques et les venues siliceuses de la région de Saint-Romain-de-Lerps.

TECTONIQUE

SECONDAIRE — TERTIAIRE

Du point de vue tectonique, le territoire de la feuille Valence se divise en deux domaines principaux ; le Massif Central hercynien à l'Ouest, la dépression molassique bas-dauphinoise à l'Est, séparés par une ligne de fractures méridiennes (faulle-limite au Massif Central) située sous les alluvions du Rhône, au Sud de Tournon. Cette faille est très importante, puisque le socle se situerait à environ 4500 m de profondeur dans la fosse oligocène de Valence (d'après la géophysique).

Les brèches oligocènes de Châteauneuf, Charmes et Soyons sont discordantes sur le Jurassique ou le Crétacé sous-jacent et présentent un pendage d'environ 25° E. L'absence de dépôts crétacé supérieur et éocènes indique probablement une phase tectonique cassante fini-crétacé inférieur. D'autre part, les dépôts oligocènes indéterminés d'Étoile sont apparemment affectés d'un faible pendage vers le Nord et vers l'Est. Ils témoignent sans doute de mouvements également cassants, post-oligocènes.

A Étoile encore, l'Helvétien inférieur (grès de Grane) est directement transgressif sur l'Oligocène, sans Burdigalien, indice de mouvements anté-helvétiques alors que la sédimentation oligocène et miocène est continue un peu plus au Sud (feuille Crest). D'autre part, l'Helvétien d'Étoile semble aussi affecté d'un léger pendage vers le Nord et vers l'Est, ce qui ferait du bassin de Valence, à l'Est du Rhône, un synclinal très ouvert de direction méridienne, les pendages dans les assises miocènes étant indécélables sur le terrain autrement que par la cartographie. Le plissement post-miocène (phase rhodanienne), très intense en bordure du Vercors (couches miocènes relevées à la verticale le long de la chaîne de la Raye, feuille Charpey), s'est apparemment amorti très vite dans le bassin lui-même, comme en témoigne la quasi-horizontalité des formations molassiques dans les limites de la feuille Valence.

Il n'est pas exclu que la faille qui passe à l'Est de Crussol ait joué après le Miocène, comme tendrait à le prouver l'existence d'une surface perforée par des Pholades au sommet du rocher, qui indiquerait la base du Miocène, alors que celui-ci se trouve plus de 300 m plus bas dans la plaine de Valence (J. Goguel, d'après F. Roman).

Aucun indice de tectonique post-pliocène n'existe dans la région de Valence, hormis le relèvement des argiles plaisanciennes, atteignant environ la cote 300 m aux Drilles (Est de Chabeuil, feuille Charpey). Là, les couches pliocènes, horizontales ou faiblement inclinées, butent contre les assises molassiques miocènes affectées d'un très fort pendage (60° W, R. Ballesio, 1972). La phase rhodanienne principale se situerait donc à la limite du Miocène et du Pliocène. De même la disposition des terrasses quaternaires semble normale et n'indiquerait aucun mouvement plus récent.

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Pendant le Secondaire, la région de Valence appartenait à une plate-forme épicontinentale relativement instable, zone de transition entre le domaine jurassien au Nord et le talus de la fosse vocontienne au Sud-Est. La sédimentation marine s'y poursuit jusqu'au Cénomaniens au moins, les bandes d'isofaciès et les isopaches étant orientées suivant une direction privilégiée (NE-SW). Elle est située en dehors de la limite d'extension des faciès purbeckiens, de même direction, située juste au Nord de l'Isère. Ce sont probablement les lignes structurales hercyniennes qui ont conditionné le régime de sédimentation et commandé la répartition des faciès pendant tout le Mésozoïque (direction varisque).

Une exondation généralisée se produit à la fin du Crétacé, accompagnée de mouvements tectoniques de direction oblique par rapport aux anciennes structures. Des reliefs plissés apparaissent (chaîne dauphinoise), de même direction que le Vercors actuel, plus modestes cependant mais s'étendant plus loin vers l'Ouest, à mi-chemin de la bordure du Massif Central. Cette exondation s'accompagne d'une importante érosion, qui dure pendant tout l'Éocène. A l'Ouest de cette paléochaîne, les assises secondaires restent tabulaires.

C'est l'Oligocène qui marque le début de l'individualisation de la dépression rhodanienne et du Bas-Dauphiné. L'érosion consécutive à la surrection de la chaîne dauphinoise n'a pas été telle que la région ait subi une pénéplanation. La transgression tertiaire s'est effectuée sur un véritable paléorelief, comme le montrent les profils sismiques. La sédimentation tertiaire, et en particulier oligocène, paraît avoir été entièrement régie par l'existence de paléostructures, notamment par les plis crétacé-éocène, de sorte que l'Oligocène saumâtre ne s'est probablement jamais déposé sur les crêtes ni sur les flancs des paléochaînes.

Une série d'accidents cassants de direction méridienne délimitent alors dans l'axe Saône-Rhône une succession de bassins d'effondrement séparés par des seuils plus ou moins importants, qui forment autant de dépressions lacustres dans lesquelles se fait une sédimentation très variable en faciès et puissance.

Sur les bordures qui forment falaise, des écroulements à blocs calcaires parfois énormes se transforment en brèches (Châteaubourg, Soyons, mais surtout bordure du Vercors). Vers le centre, la sédimentation devient calcaire mais surtout marneuse, avec intercalations de conglomérats résultant d'épandages deltaïques (Étoile). La subsidence devient très forte, surtout dans la fosse de Valence qui s'enfoncé de près de 2000 m, dans laquelle on soupçonne la présence de dépôts évaporitiques (gypse, sel ?) au milieu de marnes saumâtres.

A la fin de l'Oligocène (« Chattien » *auct.*), les premières influences marines apparaissent dans le Royans (feuille Romans et Charpey) mais, pendant tout le début du Miocène, la région valentinoise est extérieure au chenal burdigalien, dont la limite ouest correspond sensiblement à la bordure actuelle du Vercors. La transgression marine miocène n'arrive jusqu'en bordure du Massif Central qu'à l'Helvétien (molasse

helvétienne inférieure transgressive et légèrement discordante sur l'Oligocène d'Étoile). Puis la subsidence se poursuit calmement pendant le reste du Miocène, la sédimentation étant continue et monotone (sables) avec une tendance progressive à l'émergence (dépôts continentaux supérieurs, sableux et marneux du Vallérien—Pikermien du Bas-Dauphiné). Le Miocène se termine par un épandage généralisé de cailloutis supérieurs, qui ne subsistent qu'au mont Lagat (feuille Crest). A la fin du Miocène donc, la région entière est redevenue continentale grâce au comblement progressif du bras de mer périalpin par les apports détritiques en provenance presque exclusivement des Alpes.

Un régime d'intense érosion fait rapidement suite à la sédimentation oligo-miocène, consécutif au soulèvement généralisé de la région en liaison avec l'édification et le dernier plissement des chaînes subalpines (phase rhodanienne). Il ne semble pas que l'onde de plissement se fasse sentir dans les limites de la feuille Valence, pourtant très proche du front du Vercors, le long duquel le Miocène est redressé jusqu'à la verticale. Le réseau hydrographique qui avait été le véhicule des sédiments molassiques s'enfoncé alors sur place très profondément, notamment le Rhône qui établit son cours sur une portion de Massif Central, entre Saint-Péray et Saint-Georges-les-Bains (épigénie mio-pliocène). Des affluents locaux existaient probablement, comme l'Eyrieux par exemple ou ceux qui ont raviné le substratum molassique à l'Est de Valence.

La Méditerranée envahit alors progressivement cette paléovallée du Rhône qui devient une étroite ria, jusqu'aux abords de Lyon, probablement par suite d'un mouvement épigénique négatif. Cet étroit et profond sillon allongé se comble d'argiles bleues marines puis lacustres, plus ou moins sableuses, et enfin de sables et cailloutis continentaux qui se terminent par l'alluvionnement généralisé des plateaux « villafranchiens » du Bas-Dauphiné. L'ensemble est ensuite ou corrélativement fortement relevé (plusieurs centaines de mètres) et légèrement basculé vers le Nord et vers l'Ouest.

Sur la plaine alluviale ainsi constituée, les cours d'eau vont divaguer librement mais le creusement quaternaire intervient probablement très vite. Le Rhône suivait quasi exactement son tracé fini-miocène à la limite du Massif Central, sans doute pour les mêmes raisons sédimentologiques et tectoniques (action répulsive vers l'Ouest des apports détritiques alpins, de loin les plus abondants, relèvement vers l'Est du domaine bas-dauphinois et subalpin, peut-être instabilité chronique de la bordure faillée du socle centralien). L'Isère dont on perd la trace pendant tout l'épisode pliocène réapparaît au Villafranchien et se fixe à la fin de cette période, sensiblement sur son tracé actuel en bordure du Vercors. Le Quaternaire est caractérisé ici essentiellement par le creusement des vallées, l'édification des terrasses, une intense sédimentation éolienne et l'évolution des sols.

Dès le début du Quaternaire, le Rhône retrouve son cours pré-pliocène entre Saint-Péray et Saint-Georges-les-Bains, et recreuse la section épigénique de Toulad dans les dépôts pliocènes. Jusqu'au Günz compris, il suit cet ancien tracé dont il sort à Charmes. Il l'abandonne au cours du creusement (seuil cristallin) au profit d'un bras oriental, ce qui fait qu'au Mindel il vient sur son cours actuel au pied est de la montagne de Crussol. A ce moment, l'Isère balayait la plaine de Valence, entre les collines miocènes de Châteauneuf-d'Isère et d'Étoile au Sud. Au Riss, elle continue de suivre ce tracé après l'intense creusement interglaciaire Mindel—Riss et alluvionne la terrasse de Saint-Marcel-lès-Valence tandis qu'à l'Est, de puissants cônes de déjection étalent leurs cailloutis calcaires sur le piedmont du Vercors (épandages de piedmont d'Alixan—Chabeuil) et qu'à l'Ouest le Mialan prend la direction du Nord, vers Saint-Péray.

Ce n'est qu'à l'Interglaciaire Riss—Würm que le réseau hydrographique se fixe dans sa configuration actuelle. L'Isère abandonne la plaine de Valence et se maintient au Nord de la colline de Châteauneuf. Pendant cette période, les thalwegs se creusent bien en-dessous de leur niveau actuel. Dans les chenaux ainsi délimités, beaucoup plus

étroits qu'aux périodes froides antérieures, les glaciers wurmiens déterminent la formation d'une série de niveaux alluviaux étagés en relation avec leurs phases de stabilité et de recul, depuis leur maximum d'extension jusqu'à leur retrait loin en amont. Ainsi s'individualisent les basses terrasses, avant que l'établissement du climat post-glaciaire aboutisse finalement au creusement actuel.

OCCUPATION DU SOL

VALEUR AGRICOLE DES DIFFÉRENTS SOLS

Pour cette présentation de la valeur agricole des sols, nous pouvons partir des grandes unités géomorphologiques régionales permettant des regroupements qui se calquent assez bien sur la réalité :

— *dans les basses plaines d'alluvions récentes* se développent des sols peu évolués (sols alluviaux calcaires ou non calcaires). Ce sont des sols de texture variable, souvent profonds, riches, faciles à travailler. Ils sont en général filtrants, à bon drainage superficiel, et présentent tous une nappe à profondeur variable. Autrefois soumis à de fréquentes submersions lors des crues, les travaux de régularisation et de canalisation du Rhône leur permettent maintenant d'échapper à ce grave inconvénient pour une mise en valeur rationnelle.

— *sur les plaines d'alluvions anciennes* (terrasses et cônes de déjection) s'observe un ensemble de « sols fossiles ou paléosols », tous caillouteux sur les apports fluviaux originels. Initialement tous calcaires (sauf pour ceux qui se développent sur des apports issus du Massif Central) et à profil peu différencié (pas de différences marquées entre les divers horizons), ces sols acquièrent à la suite des phénomènes d'altération climatique et de lessivage un caractère acide et des horizons B d'autant plus argileux et compactés qu'ils sont plus vieux. Mais de façon générale, dans la zone d'exploitation racinaire (horizons supérieurs), ces sols très caillouteux sont très secs et filtrants ; ce sont des sols pauvres, qui présentent des réserves en eau et en éléments minéraux très faibles. La généralisation et l'extension des possibilités d'irrigation (aspersion) à partir des réseaux établis depuis le Rhône et l'Isère ainsi qu'une fertilisation adaptée ont d'ores et déjà permis de valoriser et de régulariser les productions, en transformant ces « terres à vignes » en riches terroirs arboricoles (pêchers en particulier). Elles ouvrent aussi des perspectives de développement des cultures fourragères, grainières et légumières (de plein champ).

— *sur les lœss et les formations lœssiques*, les sols présentent des qualités agricoles plus homogènes qui se situent à un niveau très élevé pour la région de Valence. Sur les lœss d'apports récents et sur les formations remaniées, on observe des sols limoneux, profonds et sains, bien exploités par l'activité racinaire sur l'ensemble des profils, l'horizon B étant faiblement différencié.

— *sur les lœss anciens (rissiens et mindéliens)*, les sols ne diffèrent que par la présence d'un horizon B un peu plus argilifié et rubéfié, mais ils gardent d'excellentes qualités de drainage et de bonnes saturations de bases. (Ce n'est pas le cas des sols qui se développent sur ce type de formation dans les secteurs plus septentrionaux de la Valloire ou des plateaux du Chambaran et de Bonnevaux).

Ces sols représentent un des meilleurs terroirs agricoles de la région.

— *avec les collines sablo-gréseuses et molassiques*, on aborde les secteurs beaucoup moins favorisés du point de vue agricole. Sur les pentes fortes et falaises existent des sols d'érosion, peu épais et discontinus, domaine des bois et taillis. En position de replats et de pentes faibles se développent des sols bruns faiblement lessivés et plus ou moins rubéfiés : de texture grossière et d'épaisseur très irrégulière, ces sols présentent de très faibles réserves en eau. Ce sont d'excellents supports (terrains à asperges avec possibilité de maraîchages) qui nécessitent de fréquents apports en éléments fertilisants et en eau (irrigation d'appoint ou de complément).

— sur les formations cristallines de bordure du Massif Central les conditions topographiques locales associées au climat et à la végétation jouent le rôle fondamental pour l'évolution des sols. On peut distinguer deux secteurs bien différents :

● le secteur des plateaux du moyen Vivarais (200 à 400 mètres d'altitude), où l'on a, en fait, une succession de pentes faibles séparées par des gorges profondes. Compte tenu de ce modelé, à côté des pentes fortes où la roche affleure, on observe :

- sur le sommet des buttes des sols peu évolués du type ranker, caillouteux, superficiels et craignant la sécheresse,
- dans les dépressions, des sols bruns faiblement lessivés à pseudogley limoneux, profonds, présentant une nappe en hiver,
- sur les pentes moyennes, des sols bruns modaux, graveleux, moyennement profonds.

● les zones du haut Vivarais (au-delà de 400 à 500 mètres d'altitude) assez peu représentées sur la feuille Valence. Les séquences de sols varient dans le détail avec la couverture végétale (terrassettes de cultures, végétation arborescente ou pelouse). Partant du ranker d'érosion (sol superficiel peu humifère, sablo-caillouteux) on arrive ainsi aux sols d'altitude (sols podzoliques ou crypto-podzoliques humifères) en passant par les sols bruns acides et bruns faiblement lessivés (sols peu épais, graveleux-caillouteux, moyennement humifères) autrefois cultivés ou pâturés.

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Des observations récentes et encore inédites (J.L. Brochier) montrent l'existence sur les hauts niveaux de la terrasse de l'Isère (dite de Fouillouse—la Léore), au lieu-dit Chapouiller, commune de Châteauneuf-d'Isère, d'industries de faciès acheuléen sur quartzite, en partie éolisées (Mindel et plus récentes ?).

Le Paléolithique moyen est bien représenté dans les importants habitats de cavernes de la colline de Soyons : grotte Néron, du Renard, etc. signalées dès 1971 par H. Lepic et de Lubac, et réétudiées plus récemment (1950). Il s'agit de Moustérien de type Quina très évolué, laminaire, du Würm II, à faune froide classique. Dans l'îlot jurassique de Châteaubourg, un peu plus au Nord, la même industrie est représentée dans les grottes de la vallée de la Goule, où l'on connaît aussi un autre faciès associé celui-ci à l'Ours des cavernes (Moustérien de faciès levalloisien du type des Eugles, en Chartreuse), mal daté.

Le Paléolithique supérieur existe (Magdalénien ?) dans les mêmes cavernes de la Goule, mais surtout dans les dépôts lœssiques très récents déposés sur les replats de la rive droite du Rhône, notamment à Taillac (commune de Saint-Georges-les-Bains), où cette industrie, peut-être du Périgordien supérieur, est associée au Mammouth, au Renne et au Bison. Un autre site en cours d'étude, probablement un habitat bien circonscrit, dans la région de Crussol, appartient nettement au Périgordien final de type Font-Robert.

Sur la rive gauche du Rhône (région d'Étoile, Portes, Beauvallon), ainsi que sur bien d'autres points qui n'ont pas été repérés sur la carte, ont été signalés des habitats du Néolithique moyen (Chasséen) et final, inclus dans des limons et des formations sableuses superficielles probablement en partie d'origine anthropogène et liés aux premiers défrichements des sols de la terrasse de 60 mètres.

Nous ne citerons qu'un seul site funéraire, du début de l'âge du Métal (Chalcolithique), le tumulus de Clairfond à Soyons, butte construite à partir du lœss affleurant au voisinage.

Liste des sites

1 — Soyons (Ardèche) : grottes du Paléolithique moyen de Néron et du Trou du Renard.

2 — Châteaubourg (Ardèche) : groupe des grottes de la Goule, grotte des Ours et grotte Billon du Paléolithique moyen, grotte Georges Goury du Paléolithique supérieur.

3 — Saint-Georges-les-Bains (Ardèche) : lieu-dit Taillac, Paléolithique supérieur et faune wurmienne dans un cailloutis de loess (Mammouth, Renne, Bœuf).

4 — Portes-lès-Valence, Beauvallon, Étoile (Drôme) : groupe de stations « néolithiques » sur une terrasse à la cote + 160 environ (2 km à l'Est de Portes-lès-Valence), Chasséen et Chalcolithique.

5 — Soyons (Ardèche) : tumulus chalcolithique de Clairfond (vase caliciforme et poignard de cuivre).

6 — Châteauneuf-d'Isère (Drôme) : industries acheuléennes de divers affleurements de la terrasse la Léore—Fouillouse, à Chapouiller.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Le long du Rhône et dans les alluvions des terrasses quaternaires, notamment les plus basses, circulent d'importantes nappes aquifères. Leur substratum est généralement la molasse sableuse, relativement perméable, et les argiles pliocènes pratiquement imperméables (perméabilité autour de 10^{-8} m/s). On peut les classer ainsi :

— *nappe des alluvions post-wurmiennes*. Elle constitue l'unité hydrogéologique la plus importante, surtout au Sud. L'épaisseur moyennée de l'aquifère est généralement supérieure à 10 m, atteignant 25 m dans certains secteurs (cuvette des Josserands, au débouché de la Véore). La perméabilité moyenne des alluvions est élevée (4 à $5 \cdot 10^{-3}$ m/s), mais la qualité des eaux est médiocre, en raison de la pollution chimique par le Rhône (phénols).

— *nappe des basses terrasses wurmiennes*. Dans ces basses terrasses circule une nappe continue qui se raccorde finalement au niveau du Rhône par l'intermédiaire des alluvions récentes. Il n'y a pas de niveaux aquifères perchés, ce qui est un trait particulier à cette région. L'épaisseur de l'aquifère varie entre 5 et 10 mètres. La perméabilité moyenne se situe vers $3,7 \cdot 10^{-3}$ m/s à Valence, $2,3 \cdot 10^{-2}$ à $8 \cdot 10^{-3}$ m/s au Sud de la ville. Les conditions sanitaires sont probablement très mauvaises sous l'agglomération. Quelques sources apparaissent à la base du rebord d'érosion, au contact des alluvions récentes (parc Jouvet).

— *nappe de la moyenne terrasse rissienne*. Les alluvions de Saint-Marcel-lès-Valence et les cailloutis calcaires d'Alixan contiennent une nappe aquifère perchée très puissante et de grand débit, qui se manifeste par la présence de sources importantes à la base du versant de la terrasse, à Valence même ainsi qu'en aval de Beaumont. La perméabilité des alluvions polygéniques est généralement élevée ($2 \cdot 10^{-2}$ à $9 \cdot 10^{-3}$ m/s en moyenne), celle des cailloutis calcaires moyenne ($5 \cdot 10^{-4}$ m/s). La puissance de l'aquifère varie de 5 à 10 m au maximum. Les caractéristiques chimiques sont à peu près semblables dans les deux types de matériel (de 21 à 36° hydrotimétrique pour les cailloutis polygéniques, avec maximum de fréquence entre 27 et 30° ; de 21 à 41° pour les cailloutis calcaires, avec maximum de fréquence entre 27 et 30° également).

— *les terrasses de Fouillouse et de la Léore* ne contiennent que de petites nappes perchées de peu d'intérêt, les terrasses plus anciennes en étant pratiquement dépourvues.

— *dans les sables molassiques*, qui présentent une certaine perméabilité ($5 \cdot 10^{-6}$ à $5 \cdot 10^{-5}$ m/s, jusqu'à 10^{-4} m/s pour certains niveaux plus grossiers, mais consolidés ou fissurés, très locaux), circule une nappe fortement chargée en sels de calcium, de titre hydrotimétrique variant entre 24 et 48°, avec fréquence maximum entre 30 et 36°. Mais les débits à en attendre sont faibles.

Sources minérales

Des sources minérales froides sont connues dans le territoire de la feuille et certaines ont fait l'objet d'une exploitation :

- *Saint-Fortunat-sur-Eyrieux* (source Saint-André) : bicarbonatée sodique ;
- *Saint-Georges-les-Bains* : bicarbonatée calcique.

RESSOURCES MINÉRALES

Gîtes minéraux

Toute la partie occidentale du territoire couvert par cette feuille, correspondant partiellement aux monts du Vivarais, est riche en gîtes et indices minéraux. Nous n'en donnons, dans cette notice, qu'une liste succincte, le lecteur ayant la ressource, pour plus de détail, de s'adresser à la Banque des données du sous-sol du B.R.G.M.

Dénomination	Roche encaissante	Morphologie	Minéralisation
Pansoye	gneiss-granite	filon	baryte
Cornas 1	gneiss	filon	baryte
Pierre Gourde	granite à muscovite	filon	baryte, pyrite, noyaux de quartz
Soyons	dolomie (Muschelkalk sup.)	stratiforme	fluorite, pyrite, As, Sb, gangue argilo- siliceuse
Charmes	dolomie	imprégnation diffuse	stibine, pyrite, gangue silicatée complexe
Beauchastel	alluvions	placer	or natif
Les Avals	alluvions	placer	or natif

Matériaux divers

Sables réfractaires. On exploite sporadiquement les sables molassiques rubéfiés de Pérouiller (Fouillouse).

sab. Sables. Les sables molassiques ont été activement exploités jadis, notamment dans le Sud de la feuille, mais toutes les carrières dans le Miocène sont aujourd'hui abandonnées.

sgr. Sables, graviers, galets. On exploite activement, pour remblai et matériaux de construction (agrégats de béton), les alluvions polygéniques des terrasses wurmiennes (l'Armailler, Portes-lès-Valence) mais aussi celles des terrasses rissiennes (Saint-Marcel), mindéliennes (Fouillouse surtout, beaucoup moins la Léore) et, même guziennes (les Ménafauries). Les cailloutis calcaires des épandages de piedmont du Vercors ont aussi été exploités, mais sont maintenant abandonnés, comme les conglomérats oligocènes d'Étoile. Seuls, les cailloutis calcaires pliocènes des serres de Montmeyran font l'objet d'exploitations locales, nombreuses autrefois mais aujourd'hui sporadiques. Enfin, on exploite encore activement les éboulis calcaires du bas du versant de la montagne de Crussol au Nord de Guilherand.

arg. Argiles. Les argiles pliocènes ont été jadis exploitées pour tuiles et briques au Sud de Chausson (Saint-Georges-les-Bains), ainsi qu'au-dessus de Saint-Laurent-du-Pape (Roussel).

D'une façon générale, les exploitations sont très actives le long de la vallée du Rhône et sporadiques dans le reste de la plaine de Valence, où de nombreuses gravières sont abandonnées ou même comblées ou en voie de comblement par des remblais de matériaux divers ou d'ordures ménagères.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques et en particulier des itinéraires dans le *Guide géologique régional : Lyonnais – Vallée du Rhône* (1973), par G. Demarcq, Masson et Cie, éditeurs.

BIBLIOGRAPHIE

- BALLESIO R. (1972) — Étude stratigraphique du Pliocène rhodanien. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon* n° 53, 333 p., 4 pl., 73 fig., 43 tab.
- BENKÖ D. (1970) — Les formations cristallophylliennes et granitiques de la région située à l'Ouest de Saint-Péray (Ardèche, Massif Central). Thèse 3ème cycle, Lyon, 95 p., fig., carte.
- BLANC A. (1958) — Le tumulus de Clairfond. *Cahiers rhodaniens*, n° 5.
- BONFILS P. (1970) — Étude pédologique du bassin versant de l'Eyrieux. 93 p., carte des sols à 1/25 000. *Publ. SES, Montpellier*, n° 128.
- BONNET A. et BORNAND M. (1970) — Pédologie et Quaternaire dans la vallée du Rhône. *Bull. A.F.E.Q.*, n° 23-24, p. 105-116.
- BONNET A., BORNAND M. et MONTJUVENT G. (1971) — Livret-guide de la tournée A.F.E.Q. dans la moyenne vallée du Rhône. 60 p., *Publ. SES, Montpellier*, n° 161.
- BORNAND M. (1969) — Les sols rouges du confluent Rhône-Isère. *Sc. du sol*, n° 2, p. 3-27.
- BORNAND M. (1969) — Étude pédologique des plaines de Valence-Romans (Drôme). 190 p., carte des sols à 1/25 000, *Publ. SES, Montpellier*, n° 85.
- BORNAND M. (1972) — Étude pédologique de la moyenne vallée du Rhône. Notice explicative (250 p., 20 fig., 23 tabl., 44 photos). Livret annexe 60 p., regroupant blocs diagrammes couleur, coupes et profils de sols. Carte des sols à 1/100 000. *Publ. SES, Montpellier*, n° 152. Imprimerie Louis-Jean Gap.
- BOURDIER F. (1961) — Le bassin du Rhône au Quaternaire. 2 vol. *in 4°*, 364 + 297 p., 296 fig., éd. C.N.R.S., Paris.
- BRAVARD Y. (1963) — Le Bas-Dauphiné. Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin. 1 vol. *in 8°*, 504 p., 63 fig., XX pl. photos, impr. Allier, Grenoble.
- B.U.R.G.E.A.P. (1964) — Études hydrogéologiques préliminaires des nappes alluviales de la Drôme. Rapport 73 p., 3 cartes. Service du Génie rural de la Drôme, circonscription de Valence.
- BUSSE J.F. (1962) — Les formations quaternaires de la région de Valence. 2 vol. dact., 1 carte h.t., DES géologie, Grenoble.

- CARFENTAN J.C. (1964) — Relations entre le fossé rhodanien et la bordure orientale du Massif Central entre Tournon et la Voulte (Ardèche). Thèse 3ème cycle, géologie, 85 p., 31 pl., Grenoble.
- CARME F. (1971) — Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes alpins et les Cévennes septentrionales. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 273, p. 2038-2041.
- CHENEVOY M. (1964) — Le massif cristallin du Mont Pilat (Massif Central) : quelques problèmes et résultats. *C.R. 89e Congr. nat. Soc. sav.*, Lyon, p. 131-142.
- CHENEVOY M. (1973) — Les terrains cristallins du Vivarais : quelques problèmes et résultats. *C.R. 98e Congr. nat. Soc. savantes*, Saint-Étienne, I, p. 425-434.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1963) — Mise en évidence d'accidents cassants dans la série cristallophyllienne du mont Pilat (Massif Central). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 256, p. 446-449.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1968) — Extension des séries cristallophylliennes à andalousite-cordiérite et à disthène-staurotide dans les Cévennes septentrionales et médianes. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. X, p. 613-617.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1972) — Les grands ensembles cristallophylliens et granitiques du Massif Central français. *C.R. 24e Congr. géol. int.*, Montréal, sect. 2, p. 123-134.
- COMBIER J. (1956) — La grotte des Ours à Châteaubourg (Ardèche) et le problème du Moustérien « alpin ». *Cahiers rhodaniens*, n° 3.
- COMBIER J. (1961) — Inf. circ. Grenoble. *Gallia-Préhist.*, t. IV, 1961.
- DEMARCO G. (1970) — Étude stratigraphique du Miocène rhodanien. *Mém. B.R.G.M., Fr.*, n° 61, 257 p., 56 fig., 4 tabl., 4 pl.
- DEMAY A. (1931) — Les nappes cévenoles. *Mém. expl. Carte géol. France*, 320 p., 33 fig., 3 pl., 3 cartes.
- DEMAY A. (1942) — Microtectonique et tectonique profonde. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, 260 p., 19 pl.
- DEMAY A. (1948) — Tectonique anté-stéphanienne du Massif Central. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, 260 p., 47 fig., 6 pl., 3 cartes.
- DIDIER J. (1963) — Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand*, 23, (7), 1964.
- ELMI S. (1967) — Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. Thèse, *Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, n° 19, 3 fasc., 845 p., 206 fig., 17 pl. Bibliographie de 27 pages, donnant de nombreuses références sur la région de la Voulte et du Pouzin : notes de Dalmas, Ébray, Fournet, Haug, Hess, Ledoux, Lissajous, Munier-Chalmas, Sayn et Roman, etc.
- GERMAIN C. et DEMAISON G. (1958) — Contribution à l'histoire géologique du bassin de Valence. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. 34, p. 49-82.

- GIGOUT M. (1969) — Recherches sur le Quaternaire du Bas-Dauphiné et du Rhône moyen. *Mém. B.R.G.M., Fr.*, n° 65, 91 p., 19 fig., 1 carte h.t.
- GOGUEL J. (1947) — Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. *Bull. Serv. Carte. géol. France*, t. XLVI, n° 223, p. 1-46.
- GOGUEL J. (1948) — Essai d'interprétation de la prospection géophysique de la Bresse et du Bas-Dauphiné. *Publ. B.R.G.G.*, n° 6, 79 p., 33 fig.
- GOGUEL J. (1948) — Constitution géologique des dépressions périalpines de la Saône et du Rhône d'après la prospection géophysique. *Int. Géol. Congr.*, 8° sess., Great Britain, part V, p. 59-67.
- GROS J.-J. (1971) — Étude géologique des terrains cristallins de la région de Saint-Péray—Privas (Massif Central). Thèse 3e cycle, Lyon.
- LAPADU-HARGUES P. (1957) — Essai sur une classification génétique des massifs granitiques. *Rev. Sc. nat. Auvergne* (nlle série), t. 23, fasc. 1-2, p. 19-31.
- LATREILLE G. (1969) — La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n° 33, 254 p., 74 fig., 35 tabl.
- LETOUZÉ F. (1969) — Études géologique et hydrogéologique de la vallée du Rhône entre Vienne et Andance. Thèse 3e cycle, géologie, 133 p., 27 fig., Grenoble.
- MANDIER P. (1969) — La vallée épigénique du Rhône d'Andance à Tournon et le contact du socle avec l'avant-pays molassique. *Rev. Géogr. Lyon*, vol. XLIV, n° 2, p. 117-168.
- MANDIER P. (1973) — Quelques observations morphologiques sur les terrasses de la Basse-Isère. *Rev. Géogr. Lyon*, vol. XLVIII, n° 4, p. 343-358.
- MAZENOT G. (1956) — Recherches sur les faunes malacologiques du lœss récent wurmien et de divers limons terrestres holocènes dans le Sud-Est de la France. *Bull. mens. Soc. lin. Lyon*, n° 1-2-3, p. 9-85.
- MEON-VILAIN H. (1971) — Palynologie des formations miocènes supérieures et pliocènes du Bassin du Rhône (France). *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n° 38, 167 p., 51 fig., 17 tabl., 15 pl.
- ORGEVAL et RUMEAU J.L. (1956) — Préreconnaissance du bassin de Valence. Bureau de Recherche du Pétrole, rapport inédit.
- PAYA P. (1939) — Découverte d'un *Elephas trogontherii* ou *Elephas intermedius* entre Charmes et Saint-Georges-les-Bains (Ardèche). *Bull. Soc. préhist. fr.*, t. 36, n° 4.
- RICOUR J. (1962) — Contribution à la révision du Trias français. *Mém. Carte géol. F.*, 471 p.

- SITTLER C. (1965) — Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien. Études sédimentologiques et paléoclimatiques. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lor.*, n° 24, 392 p., 120 fig. et tabl.
- VALETTE P. et BLANC A. (1955) — Quelques stations préhistoriques de la plaine de Valence. *Cahiers rhodaniens*, n° 11.
- VEYRIER M., COMBIER J. et BEAUX E. (1951) — La grotte Néron à Soyons (Ardèche), les fouilles de 1950, leurs enseignements. *Bull. Soc. préhist. fr.*, t. 48.
- VIGOT M. (1965) — Étude des formations cristallophylliennes et des gîtes métallifères du socle et de la couverture dans la région de Privas—Saint-Cierge-la-Serre, Ardèche. Thèse 3e cycle, Paris.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Valence* :

- 1ère édition (1898), par P. Termier, Munier-Chalmas, Ch. Depéret, G. Sayn, V. Paquier, W. Kilian.
- 2ème édition (1948), par A. Demay, L. Doncieux, J. Goguel.
- 3ème édition (1970), par J.-P. Bassot, A. Pochitaloff, D. Fournié, G. Demaison, C. Germain, A. Bonnet.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000

Feuille *Avignon* (1964), coordination par F. Permingeat.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux.

Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Jura-Alpes, 43 boulevard du 11 novembre, B.P. 6083, 69604 Villeurbanne—Croix-Luizet, soit au B.R.G.M., 6-8 rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Michel BORNAND, chargé de recherche à l'I.N.R.A. (Montpellier), Pierre MANDIER, maître assistant de géographie physique à l'université de Lyon II, Guy MONJUVENT, maître de recherche au C.N.R.S. : introduction, histoire géologique et descriptions des terrains tertiaires et quaternaires, tectonique (Secondaire-Tertiaire), évolution paléogéographique, valeur agricole des différents sols, hydrogéologie, matériaux divers.

Maurice CHENEVOY, professeur à la faculté des sciences de Lyon I : description des roches métamorphiques et éruptives, remarques pétrologiques et structurales.

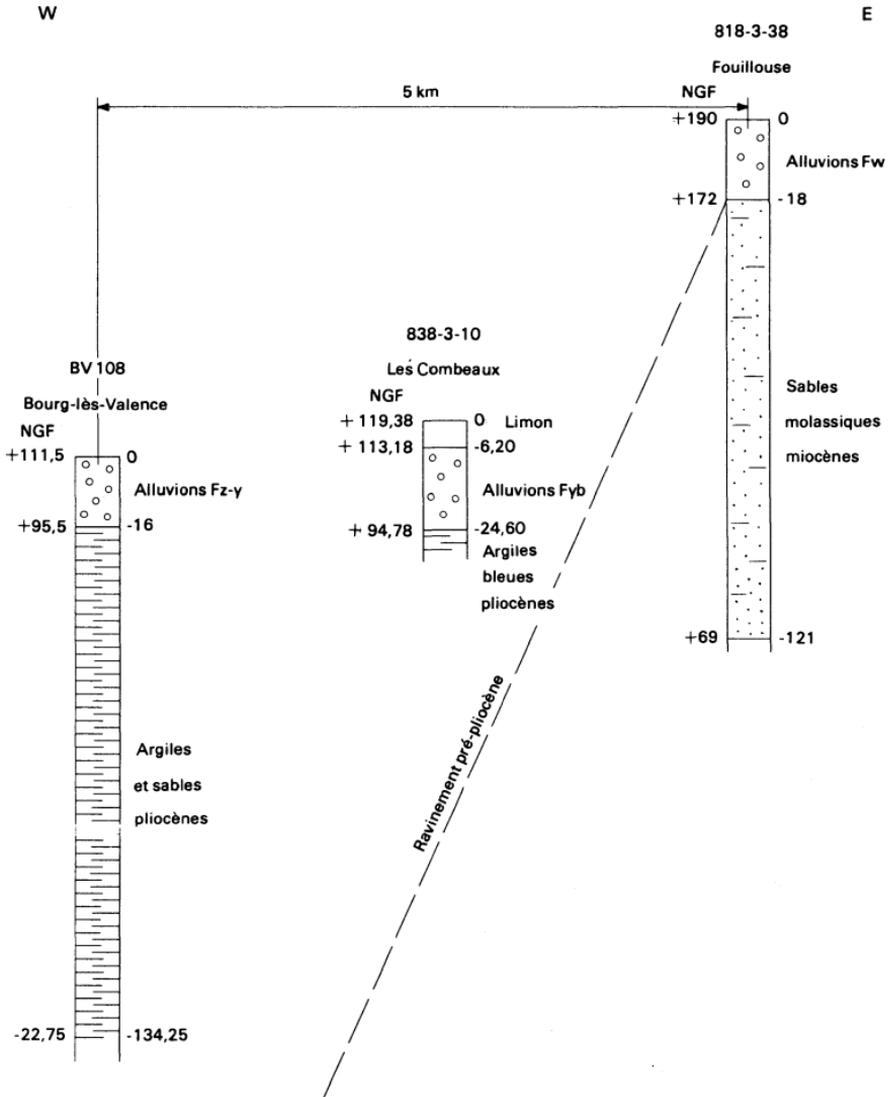
Octave HORON, ingénieur géologue au B.R.G.M. : description des formations sédimentaires secondaires.

Jean COMBIER, maître de recherche au C.N.R.S. : préhistoire et archéologie.

Gîtes minéraux : d'après les archives de la Banque des données du sous-sol du B.R.G.M.

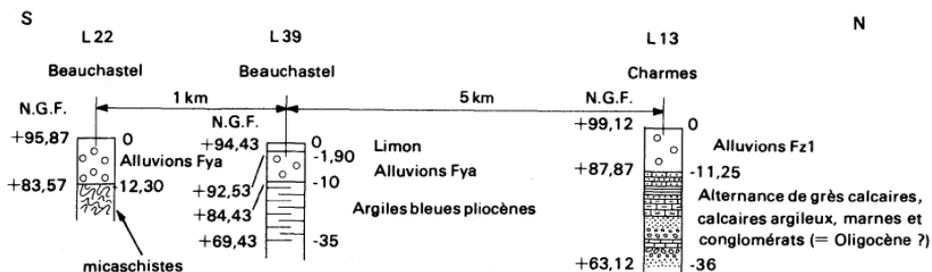
Coupe schématique

Valence- 3



Coupe schématique

Valence- 6



Coupe schématique

Valence- 7

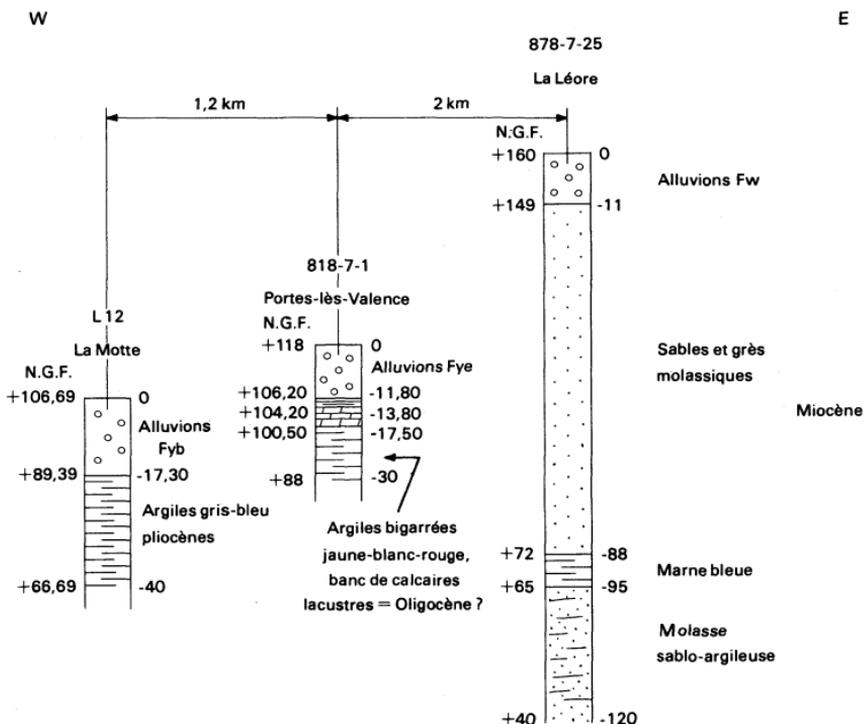


SCHÉMA STRUCTURAL ET MÉTAMORPHIQUE

Légende

- 1 – Direction et plongement de la foliation et de la stratification.
- 2 – Limites lithologiques antémétamorphiques.
- 3 – Limites lithologiques postmétamorphiques ; fractures.
- 4 – Isogrades du métamorphisme général dans l'ensemble I d'origine pélitique.
 - 1 – isograde d'apparition de la biotite.
 - 2 – " d'apparition de la staurotide.
 - 3 – " de disparition de la muscovite primaire.
 - 4 – " d'apparition de la cordiérite.
 - 5 – " de l'anatexie du matériel métapélitique.
- 5 – Isogrades du métamorphisme de contact du granite de Tournon – Saint-Cierge-la-Serre dans l'ensemble I d'origine pélitique.
 - a - isograde d'apparition de la biotite.
 - b - " d'apparition de l'andalousite.

● Ensemble I métapélitique = Série du Vivarais oriental

- I_s = formations métapélitiques.
 I_v = formations métavolcaniques.
 I_{mg} = formations migmatiques et granitiques.
 I_l = formations laminées.

● Ensemble II quartzo-feldspathique = Série du Vivarais occidental

- II_{vd} = formations métavolcanodétritiques.
 II_{mg} = formations migmatiques et granitiques.

● Granites intrusifs

- O = orthogneiss granitiques.
GT = complexe granitique de Tournon - Saint-Cierge.

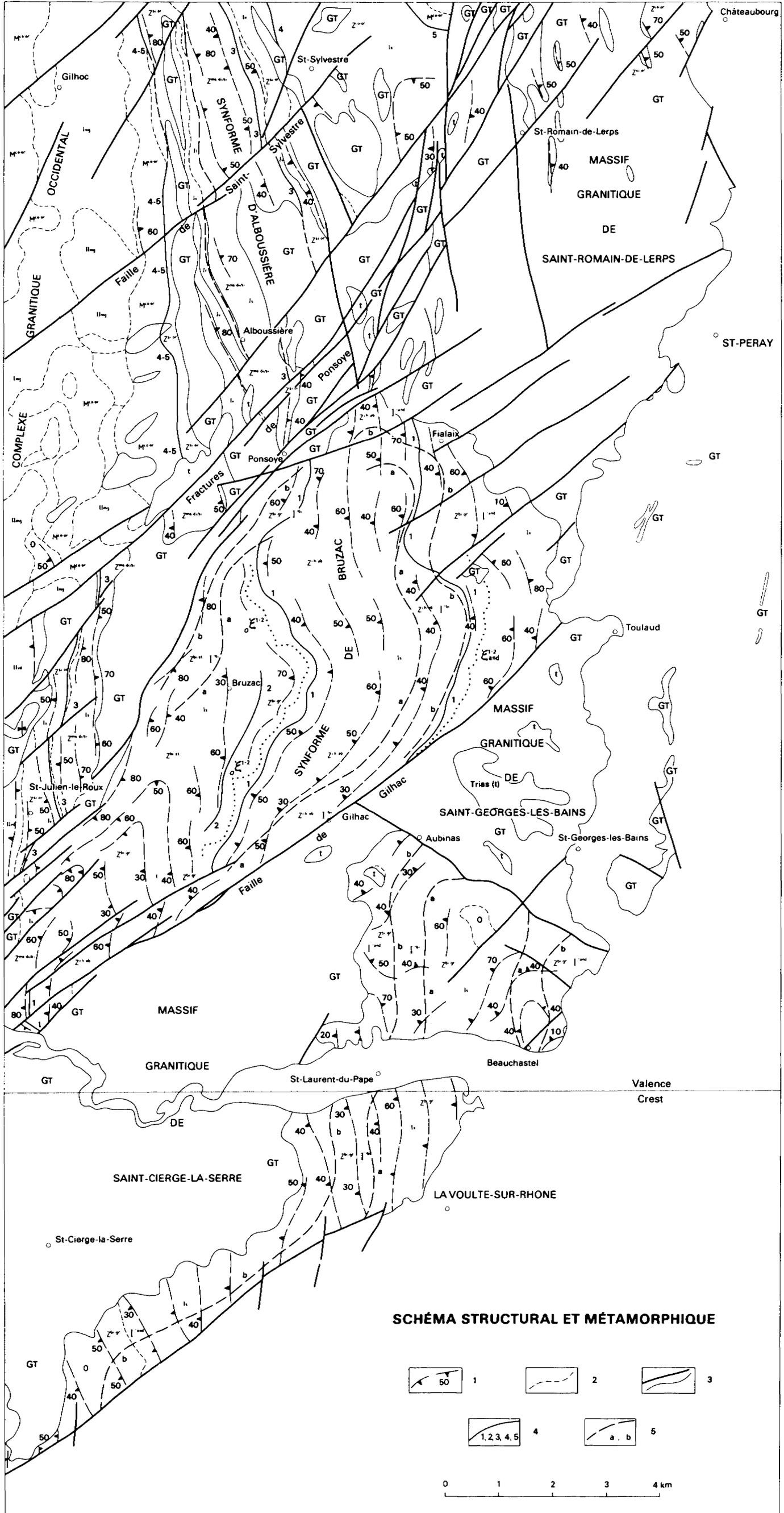
Zonéographie métamorphique

– Zones de métamorphisme régional définies dans l'ensemble I d'origine pélitique.

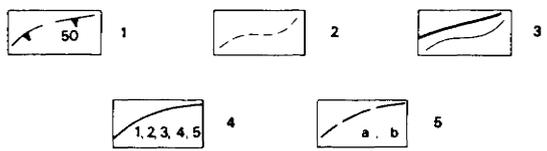
- Z^{ch-ab} : Zone à chlorite et albite
= association de chlorite + muscovite ± albite.
- Z^{bi-gr} : Zone à biotite et grenat
= association de biotite + muscovite ± almandin ± albite-oligoclase.
- Z^{bi-st} : Zone à biotite et staurotide
= association de biotite + muscovite ± almandin ± staurotide ± disthène ± oligoclase.
- $Z^{ms-di/si}$: Zone à muscovite et disthène ou sillimanite
= association de biotite + muscovite ± almandin ± disthène ou sillimanite.;
- Z^{si-or} : Zone à sillimanite et orthose
= association de biotite + sillimanite + orthose.
- Z^{co-or} : Zone à cordiérite et orthose
= association de biotite + sillimanite + orthose + cordiérite ± almandin.
- M^{co-or} : Migmatite à cordiérite et orthose, avec biotite et sillimanite.

– Zones de métamorphisme de contact du granite de Tournon – Saint-Cierge-la-Serre.

- [^{bi} : Zone à biotite.
]^{and} : Zone à andalousite.



SCHEMA STRUCTURAL ET METAMORPHIQUE



0 1 2 3 4 km