

Jan 2010 5480



UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIE DE LILLE
UFR DE GÉOGRAPHIE ET D'AMÉNAGEMENT
LABORATOIRE DE GÉOMORPHOLOGIE ET ÉTUDE DU QUATERNAIRE

Thèse de Doctorat
(nouveau régime)

**RECHERCHES GÉOMORPHOLOGIQUES ET
CARTOGRAPHIE DES ALÉAS NATURELS
DANS LA COMBE DE LA MOTTE
CHALANCON (DRÔME)
(DIOIS ET BARONNIES, PRÉALPES DU
SUD)**

Thèse de géographie physique présentée et soutenue par :
Roger M. INGOUACKA
Octobre 1995

Directeur de Recherches René LHÉNAFF
Professeur à l' Université de Savoie .

Jury d'examen

Mr. J. SOMMÉ : Professeur à l'Université de Lille I*Président*

Mr. R. LHÉNAFF : Professeur à l'Université de Savoie*Directeur*

Mr. A. MARRE : Professeur à l'Université
de Champagne-Ardenne.....*Rapporteur*

Mme EVIN : Professeur à l'Université de Picardie*Rapporteur*

Mr. C. KERGOMARD : Professeur à l'Université de Lille I.....*Examineur*

Mr. M. LAURAIN : Maître de conférences à l'université
de Picardie.....*Examineur*

AVANT - PROPOS

Je ne saurai débiter cet ouvrage sans avoir au préalable exprimé ma gratitude à tous ceux qui de loin ou de près ont contribué à l'achèvement de cet travail .

Mes remerciements iront d'emblée à monsieur le professeur René Lhénaff, mon directeur de recherche à qui je dois l'essentiel de ma formation théorique et pratique de la géomorphologie . Grâce à lui j' ai su acquérir une grande rigueur dans l'observation, l'interprétation, et l'analyse des différents phénomènes, lors des multiples sorties sur le terrain . Ces quelques lignes qui lui sont réservées sont pour moi l'expression d' une grande reconnaissance et d'un profond respect..

Je n'oublierai pas non plus l'attention toute particulière qu' a pu m'accorder monsieur Claude Kergomard lorsque j'ai sollicité son concours sur l'aspect climatique de notre région .

Mes remerciements iront également au Maire et à tous les habitants de la Motte Chalancon de l'accueil chaleureux et des informations précieuses qu'ils ont bien pu m'apporter .

Je ne saurai terminer ce passage sans avoir à témoigner de la reconnaissance et de l'attention qu'ont pu faire preuve parents et amis à qui je ne saurai comment exprimer ma gratitude .

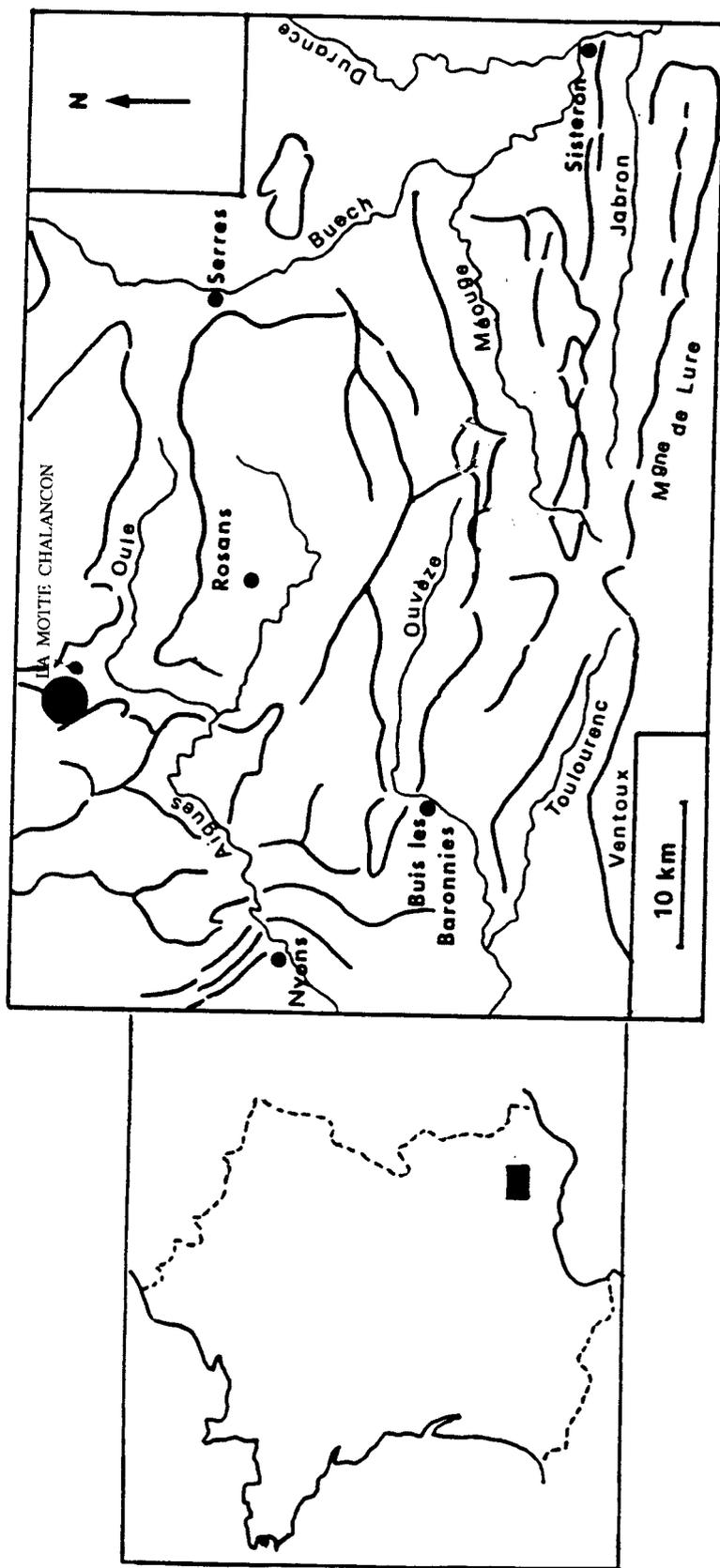


Fig. 1 : croquis de localisation
 Situation géographique de la combe de la Motte chalancon

PREMIÈRE PARTIE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

I-INTRODUCTION GÉNÉRALE

La Motte Chalancon est une petite commune du département de la Drôme, située entre le Diois et les Baronnies (dans les Préalpes du Sud) dans le domaine de la fosse vocontienne où la sédimentation est caractérisée par des faciès vaseux et pélagiques qui sont représentés par les marnes, les calcaires et alternance des marnes et des calcaires . Sur le plan structural, cet vaste espace montagnard a subi les effets de deux directions tectoniques principales . Les reliefs se raccordent à des axes structuraux d' orientation opposée, axes N-S en Vercors et axes E-W en Provence . Le relief est caractérisé par plusieurs types de paysage parmi lesquels les combes, plus nombreuses et plus peuplées, présentent des versants souvent entaillés par des ravins dans les marnes noires du Jurassique faisant suite à des horizons limités par les crêts de calcaires tithoniques . La Motte Chalancon apparaît sous forme d'une combe limitée par quatre unités structurales. Les altitudes sont relativement faibles; le point le plus culminant est à environ 1400m (montagne des Ruelles) et le point le plus bas est situé à environ 520m (rivière d'Oule). Les versants ont une pente moyenne d'environ 10 à 20%, mais celle-ci est rarement régulière. Le réseau hydrographique est assuré par la rivière de l' Oule et ses deux affluents: le ruisseau d' Aiguebelle et le ruisseau du Rif .

Située dans les Préalpes du Sud dont le trait capital est qu' elles sont une région de climat montagnard à influence méditerranéenne, la combe de la Motte Chalancon par sa situation en latitude et par rapport à la large ouverture méridionale de la vallée du Rhône, subit les influences de ce climat et donc une végétation subméditerranéenne qui va de la lande subméditerranéenne à la pelouse d'altitude, avec quelques arbres de pins sylvestres et de chênes pubescents .

La sédimentation qui a donné naissance à la constitution lithologique suivante: superposition de roches cohérentes(calcaires tithoniques) à une roche meuble (formations marneuses) , confère aux versants de la combe de la Motte Chalancon une structure qui est le siège d' importants phénomènes d' instabilité

Les études entreprises ici constituent le préalable à l'élaboration d'une carte de risques(aléas) morphodynamiques : mouvements de terrain et phénomènes d'érosion hydrique sur les versants . Ces études ont consisté d'abord en un repérage des manifestations d'instabilité actuelles et passées, basé sur la détermination des indices d'instabilité (car un certain nombre de signes permettent de constater l'instabilité ou non d'une zone et de se prononcer sur son activité) à savoir :

- Les indices d'ordre géologique : on tient compte des critères structuraux relatifs à la déformation des roches: le contre-pendage, la nature des matériaux, par exemple le matériel hétérométrique de coulée .

- Les indices d'ordre hydrologique : la présence des nappes d'eau stagnante au niveau des contre-pentes, les zones humides et aussi les sources .

- les indices d'ordre topographique : on peut détecter le mouvement de terrain à partir des formes qui se dessinent dans le relief .

- Les indices phytogéographiques : la présence d'arbres déformés indique la nature du mouvement et son activité ; la recolonisation par les plantes hygrophiles.

Ces instabilités ont été replacées dans leur environnement géomorphologique, géologique, etc. Le relevé des formes et figures d'érosion hydrique a nécessité un travail d'identification et de classification de ces phénomènes dans ce milieu montagnard très hétérogène par sa topographie, sa lithologie, et sa couverture végétale .

L'étude de ces processus a été entamée afin de mieux connaître le mode de fonctionnement des différents types d'instabilité : périodicité et relations avec diverses variables de ce milieu . Ces études ont été facilitées par un travail sur le terrain, appuyées sur des photos aériennes couvrant la combe de la Motte Chalancon, par des témoignages oraux et par une recherche bibliographique (revues , bulletin, dossier de l'équipement et notes administratives) .

L'intérêt géomorphologique de ce secteur réside dans l'extension considérable des glissements de terrain et des coulées qui leurs sont associées et dans un espace très restreint de différents types de génération de glacis . Ainsi pour pouvoir établir avec précision la description détaillée de ces formes et processus morphogéniques, nous avons utilisé le levé cartographique à l'échelle 1/ 10.000 . Cette carte des formes de terrain que nous avons établie est remarquable par les nombreux sites où les indices topographiques et géologiques de mouvements de terrain sont évidents .

Les conditions géologiques ont souvent été favorables aux processus qui entretiennent l'instabilité des pentes; mais le caractère itératif de ces mouvements suppose l'intervention d'autres facteurs pour créer un nouveau déséquilibre par l'augmentation des contraintes ou la diminution de la résistance au cisaillement .

Tous les mouvements de terrain étudiés à l'intérieur de la combe sont classés dans la catégorie des glissements rotationnels; ils s'associent toujours à des coulées dans leur partie inférieure du fait du caractère argilo-marneux dominant des couches entraînées .

Quant au glaciaire, on a pu mettre en évidence au plus trois générations de glacis associés à des versants réglés auxquels correspond au moins une génération de brèche .

Ainsi ces mouvements de terrain, versants réglés et glacis peuvent-ils se produire dans les conditions climatiques actuelles où sont-ils l'héritage des conditions climatiques particulières ? Pour donner la réponse à cette question, on a tenté d'établir la succession chronologique des mouvements de terrain et glacis; pour en déduire une chronologie relative, et replacer celle-ci dans la stratigraphie quaternaire.

Rappelons tout de même que malgré l'intérêt géomorphologique non négligeable, très peu de travaux ont été réalisés sur cette dépression; notamment les travaux de R. Blanchard (1945), de J. Masseport (1960), le mémoire de M.C. Vancostenoble (Lille I) et quelques revues locales (les Cahiers de l' Oule) .

Quelques cartes ont permis de compléter le travail sur le terrain : les cartes géologiques au 1/50 000 de Luc-en-Diois et de Dieulefit publiées par le BRGM, les photo aériennes (1956 et 1980) publiées par l' IGN .

Ce travail a donné lieu à cinq grandes parties : au premier abord nous présenterons la combe en relevant d' une part les traits du relief et d' autre part la géologie (stratigraphie, lithologie et tectonique) . Au deuxième abord nous étudierons l'évolution des versants en établissant une analyse détaillée de chaque versant de la combe de la Motte Chalancon . Au troisième abord nous définirons les facteurs rendant compte des phénomènes d' instabilité . En quatrième partie, nous nous baserons sur les étapes de la morphogenèse quaternaire; en cinquième partie nous établirons une description de la cartographie des processus morphodynamiques ; et enfin en dernière position nous donnerons la conclusion générale.

DEUXIÈME PARTIE

II- PRÉSENTATION DE LA COMBE

A-INTRODUCTION

B- GÉOLOGIE

C- CONCLUSION

II- PRÉSENTATION DE LA COMBE

II-A- INTRODUCTION

A la transition entre le Diois et les Baronnies, la dépression de la Motte Chalancon est située dans le département de la Drôme, dans les Préalpes méridionales; ainsi cette région est caractérisée par la juxtaposition d'une région peu élevée au -dessus de la vallée du Rhône: la région de Dieulefit et d'une zone montagneuse à l'Est, où des crêtes N-S et E-W ceinturent des dépressions plus ou moins amples .

Située dans le Nord du massif des Baronnies, la combe de la Motte Chalancon s'ouvre dans un dôme anticlinal engendré par deux plissements orthogonaux: le plissement pyréo-provençal, lors de la transition Crétacé-Éocène, d'orientation Ouest-Est ; le plissement alpin néogène, d'orientation Nord-Sud combiné à une série d'accidents décrochants. Elle a été excavée dans les "terres noires" du Jurassique moyen et elle est dominée sur toute sa périphérie par des crêts de calcaires tithoniques reposant, par l'intermédiaire des calcaires lités et des calcaires marneux du Kimméridgien sur les marno-calcaires et les marnes de l'Oxfordien. Tant l'aptitude au fluage des " terres noires" que la fracturation des calcaires tithoniques, qui ont subi deux phases de compression, sont propices à l'instabilité des versants. Le creusement de la dépression s'est fait en plusieurs étapes, comme en témoigne l'étagement de plusieurs niveaux de glacis se raccordant à des versants réglés.

On peut donc noter du point de vue de la topographie deux points essentiels: d'une part les corniches formées essentiellement de calcaires tithoniques dominent les villages et forment l'ossature du relief. Et d'autre part on a une topographie caractéristique des marnes noires constituées de mamelons, de cuvettes et de ravins entre lesquels s'intercalent des glacis plus ou moins démantelés. C'est donc sous cet aspect qu'apparaît la combe de la Motte Chalancon limitée par quatre versants:

- Au Nord-Ouest, la montagne de l'Eyriau qui atteint 1298m au dessus des Bayles et dépasse 1400m à son contact avec Proulabeau (son prolongement vers l'Est) près du relais de télévision.

- A l'Ouest s'étend la montagne de Longue Serre avec des altitudes plus faibles: 1152m au Nord, s'inclinant ensuite à 1072m et vers le Sud où elle atteint moins de 1000m (environ 600m).

- A l'Est, séparée de la montagne de l'Eyriau par le col de la Motte Chalancon et le ruisseau du Rif, c'est la montagne des Ruelles qui culmine à 1399m.

- Au Sud, la combe est fermée par la montagne d'Oule se présentant en forme de dôme et qui culmine à 1143m; cette montagne est entourée par la rivière d'Oule(qui coule à une altitude de 530m environ) et par la route départementale n° 61.

- Entre le sommet de la montagne des Ruelles et la vallée de l'Oule s'intercale le plateau de la Chau, à une altitude de 800m à 850m, relevé vers l'Ouest par le rocher de la Motte Vieille qui culmine à 864m.

- Entre la montagne de Longue Serre et la montagne de l'Eyriau s'intercale le rocher de Chalancon qui culmine à 1025m, dominant au Nord-Ouest la région du désert .

Le réseau hydrographique est essentiellement constitué de la rivière d'Oule et ses affluents: le ruisseau d'Aiguebelle qui sépare la montagne de l'Eyriau de la montagne de Longue Serre, et le ruisseau du Rif qui sépare la montagne de l'Eyriau de celle des Ruelles.

II-B- GÉOLOGIE

La mise en place du relief et l'évolution des différents phénomènes d'instabilité, ainsi que les différentes phases de lissage des versants dépendent essentiellement de la composition stratigraphique et de l'évolution tectonique.

II-B-1- STRATIGRAPHIE

Les versants de la combe de la Motte Chalancon sont assez uniformes dans leurs formations géologiques. Les roches sous-jacentes qu'elles présentent sont des formations marneuses, en général de couleur noirâtre ou grisâtre, d'inclinaisons diverses et dans divers sens, sous une épaisseur relativement grande. Les roches sommitales sont essentiellement constituées de formations calcaires blanchâtres d'épaisseur variable suivant les versants. Elles reposent sur les précédentes par l'intermédiaire des marno-calcaires lités.

Ces formations ont été étudiées en détails par M. Lorenchet de Montjamont et J. Flandrin (1970) , et mentionnées dans les notices explicatives des cartes géologiques à 1/50 000 de Dieulefit et de Luc-en-Diois.

Ces terrains sédimentaires (Fig. 1a) sont constitués de :

-Les " terres noires " (J2 - J3 - J4)

C'est un ensemble épais et monotone de marnes schisteuses sombres se développant depuis le Bathonien supérieur jusqu'à la base de l'Argovien . La partie inférieure (J2 - J3) n'est visible qu'aux alentours de la Motte Chalancon, la partie supérieure (J4) est visible dans le même secteur mais aussi dans les grands ravinements.

- Le Bathonien (J2) : seul le sommet de cet étage est visible sur environ 30m d'épaisseur à l'Ouest de la Motte Chalancon sur le versant de Longue Serre.

- Le Callovien inférieur et moyen (J3) : il affleure sur environ 300m d'épaisseur. Dans les marnes s'intercalent quelques lentilles de calcaires ferrugineux vacuolaires (versant Ouest de la montagne d'Oule). Ce sont des biohermes à spongiaires. Au sommet se situe un niveau de marnes à nombreuses intercalations de plaquettes calcaires plus ou moins détritiques.

- Le Callovien supérieur (J4) : il affleure sur environ 500m. C'est la partie supérieure des " terres noires " au dessus du niveau du Callovien moyen. On y trouve des ammonites pyriteuses de l'Oxfordien. Au sommet on observe des alignements de nodules aplatis calcaréo-gréseux fins, compacts, bleu-noir à patine rousse.

- Les couches de transition au calcaires tithoniques (J5- J8a-6)

- L'Argovien (et la base du Rauracien) (J5) : l' épaisseur de cette formation est d'environ 300m. Cette couche présente une alternance de bancs calcaréo-marneux bruns à patine jaune brunâtre et de marnes plus ou moins indurées, esquilleuses ou schisteuses. Les calcaires prédominent au sommet ainsi qu'à divers niveaux formant des ressauts séparés par des talus correspondant aux zones marneuses.

- Le Kimméridgien inférieur, " Séquanien " et " Rauracien " (J8a-6) : (environ 150 m). C'est une alternance régulière de calcaires marneux et de marnes, en bancs bien lités. Dans le tiers inférieur de cet ensemble, les bancs calcaires de couleur sombre prédominent.

LOG	CHRONOSTRATIGRAPHIE	AGE	
	Turonien	c3	CRÉTACÉ SUPÉRIEUR
	Cénomanién	c2	
	Albien	c1	CRÉTACÉ INFÉRIEUR
	Barrémo-Bédoulien	n5-4	
	Hautérivien	n3	
	Valanginien	n2	
	Berriasien	n1	
	Tithonique	J9-8b	JURASSIQUE SUPÉRIEUR
	Kimméridgien Séquanien, Rauracien	J8a-6	
	Argovien	J5	JURASSIQUE MOYEN
	Callovien sup. Oxfordien	J4	
	Callovien inférieur	J3	
	Bathonien	J2	

Fi g . la

Fi g .la : Coupe lithostratigraphique de la combe de la Motte Chalancon

Les intercalations marneuses sont minces : ce niveau forme un petit ressaut topographique. Au-dessus les bancs marneux sont plus développés. A la base, des phénomènes de "slumping" sont très fréquents. Cette formation souvent masquée par des éboulis issus de la corniche tithonique n'est bien visible que dans les gorges de Chalancon.

- Les assises calcaires du Tithonique-Berriasien (J9-8b - n1)

- Le Tithonique (J9-8b) (Kimméridgien supérieur et Portlandien) : (50 à 100m). Les " calcaires blancs " du Tithonique ont été cartographiés et étudiés avec le Berriasien. A la partie inférieure , les calcaires massifs sublithographiques, blancs, beiges ou café au lait, forment deux ou trois corniches séparés par des niveaux moins compacts de calcaires mieux lités rappelant le "Séquanien"- Kimméridgien inférieur. Des niveaux de conglomérats intraformationnels apparaissent ainsi que les assises bréchiformes. Le Tithonique forme la partie sommitale du Jurassique, une corniche verticale au rôle morphologique majeur.

- Le Berriasien (n1) et le Tithonique supérieur : visible sur 50 à 120m le Berriasien est cartographié avec les " calcaires blancs " porcelanés durs en petits bancs se débitant en prismes et les brèches subordonnées à ciment marneux peu induré, l'ensemble formant en général un talus incliné couvert de taillis ou d'herbages au dessus de la corniche tithonique. Ces "calcaires blancs" étaient jusqu'à présent rattachés au Berriasien. Mais d'après les recherches récentes de G. le Hégarat et J. Remane (1968), ils sont d'âge tithonique. Au-dessus, alternance régulière des bancs calcaires (0,20m) et des bancs marneux, ces derniers d'abord minces, puis augmentant d'épaisseur en montant dans la série.

- Les assises crétacées (n2 à C3)

- Le Valanginien (n2) : sur 150m , il s'agit de marnes bleues à patine claire, avec des intercalations de calcaires très marneux. Ce terrain n'affleure pas dans notre secteur , il semble avoir été recouvert par des éboulis.

- Hauterivien (n3) : (200 à 300m), c'est une alternance régulière et monotone de calcaires à patine jaune et de marnes (0,20 à 0,40m) présentant un aspect rubané caractéristique dans les secteurs dénudés et ravinés par l'érosion. Ce terrain affleure dans la Montagne d'Oule et la région de Rottier.

- Barrémo-Bédoulien (n5-4) :deux bancs de calcaires bioclastiques, l'un barrémien, l'autre bédoulien sont séparés par un niveau marneux ou marno-calcaire d'âge barrémien supérieur donnant un talus ou une "combe". La partie inférieure est représentée par une alternance de "calcaires blancs" plus ou moins marneux et de marnes noires. Le Bédoulien est surtout visible dans la partie NW de la carte de Dieulefit.

- Les marnes bleues (c1-n6) : elles atteignent jusqu'à 300m et apparaissent à la faveur d'une faille comme à l'Est de la montagne d'Oule. Il s'agit d'une épaisse formation marneuse à intercalations grésosableuses ou calcaires comprenant le Gargasien (n6) et l'Albien (c1) qu'il n'est pas toujours possible de distinguer. A la base du Gargasien ce sont les marnes qui prédominent; on peut suivre ensuite une alternance irrégulière des grès marneux et de marnes sableuses; le tout est riche en glauconie et fait apparaître le phénomène de glissement synsédimentaires.

- Le Cénomaniens (c2) : (de 150 à 200m), cette couche se compose d'une épaisse formation de grès calcaires lités glauconieux, gris roux, à silex ou zones silicifiées, assez indurés.

- Le Turonien (c3) : (200 à 250m). Cet étage qui surmonte le Cénomaniens supérieur s'observe à l'extrémité occidentale du synclinal de Pommérol et sur le versant Est de la montagne d'Oule.

II-B-1-1- Caractère de cette sédimentation

Notre zone d'étude se trouve dans le domaine de la fosse vocontienne (Fig2). reconnue par tous les auteurs qui ont travaillé dans le domaine des chaînes subalpines méridionales. Cette fosse a donné aux dépôts leurs principales caractéristiques. Dans la limite de cette fosse, entre le Vercors et le Ventoux, sur l'emplacement actuel du Diois et des Baronnies, une sédimentation marine continue s'établit du Callovien au Coniacien, excepté une petite lacune entre le Cénomaniens et le Turonien.

Toute la série allant du Jurassique supérieur à l'Hauteriviens, présente des faciès vaseux et pélagiques caractéristiques de la fosse vocontienne : marnes calcaires et alternance des marnes et des calcaires. Les calcaires du Barrémien-Bédoulien sont relativement minces et d'une résistance moyenne, contrairement au Vercors et à l'axe Ventoux-Lure où ce sont des calcaires très épais et très résistants (faciès corallien fréquent). De ce fait, la seule couche qui marque le paysage, qui en constitue l'ossature, c'est le Tithonique. Un faciès gréseux se développe ensuite dans l'Albien et le Crétacé supérieur.

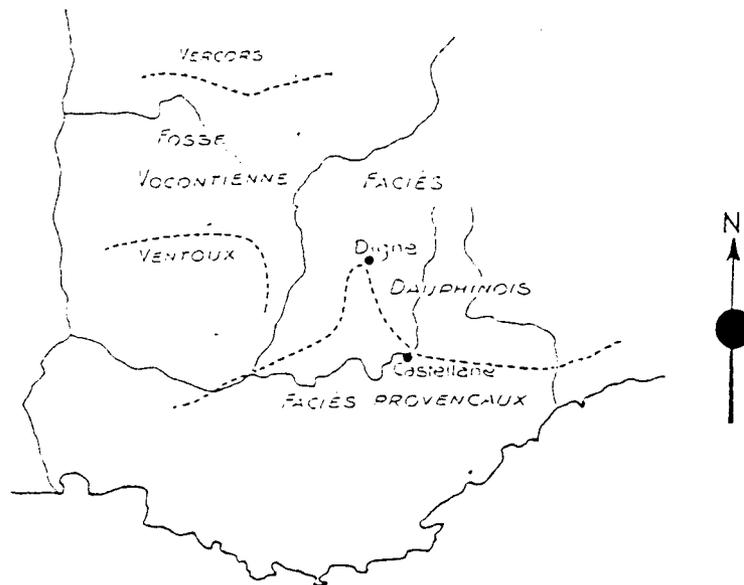


Fig . 2 : Répartition schématique des faciès géologiques dans les Préalpes du sud. Extrait de R. Blanchard(1945)

Il faut noter une certaine instabilité du fond marin responsable de la formation des glissements synsédimentaires ("slumping") dans le Séquanien et le Berriasien, des minces niveaux siliceux et détritiques dans le Valanginien et l'Hauterivien.

II-B-1-2- Conséquences géomorphologiques de cette sédimentation

La nature des dépôts montre qu'il s'agit d'une masse d'assises essentiellement plastiques comprenant les marnes et les marno-calcaires du Jurassique moyen. Ces terrains se révèlent très dociles aux contraintes tangentielles transmises par les différentes poussées tectoniques au cours de l'évolution. Les terrains résistants sont représentés par le Tithonique et la partie inférieure du Séquanien - Rauracien ainsi que le Turonien. Cependant leur faible épaisseur fait qu'ils sont aisément défoncés s'ils sont portés à l'affleurement; s'agissant d'une mince cuirasse comme le Tithonique, le travail de l'érosion en est facilité; en effet le rapport de l'épaisseur joue également en faveur des terrains malléables. C'est pourquoi agissant sur un tel matériel les innombrables accidents de toute nature qui affectent la région lui ont conféré une structure particulièrement " brouillée" dont les traits directeurs ne se dégagent pas immédiatement.

II-B-2- TECTONIQUE⁽¹⁾

La combe de la Motte Chalancon est inscrite dans le cadre très bouleversé du Diois et des Baronnies. L'ensemble des Baronnies et du Diois est constitué par une succession confuse de chaînons et de dépressions parallèles ou adjacentes. Sur le plan structural cette région se présente comme le résultat des interférences entre deux directions tectoniques principales:

- une direction E-W qui est celle des larges synclinaux souvent perchés et séparés par des anticlinaux plus ou moins aigus dont le flanc Nord est généralement étiré ou renversé, passant souvent à des chevauchements; ce sont ces plis qui déterminent les traits orographiques majeurs de la région.

- une direction méridienne ou subméridienne qui est celle, en particulier, des grands accidents cassants, recoupant les plis, rompant leur continuité et le plus souvent déterminant le relèvement dans le sens vertical, et le déplacement vers le Nord, dans le sens horizontal des panneaux occidentaux.

* (1) : d'après J. Debelmas (1970-1974) et J. Flandrin (1966)

Quatre principales phases de déformation : anté-sénonienne , anté-oligocène, anté-miocène, et post-miocène (tableau n° 1) ont contribué à l'édification des plis et chevauchements E-W. La plupart des plis résultent de l'action combinée de plusieurs de ces phases. Ainsi pour les accidents situés entre la montagne de Lure et l'anticlinal de Maraysse(ou de Serres) les phases majeures sont anté-oligocènes et anté-miocènes, bien que la phase anté-sénonienne ait pu également jouer. Par contre, au Nord de Serres, les plis sont essentiellement anté-sénoniens. En ce qui concerne les accidents Nord-Sud, trois d'entre eux jouent un rôle prédominant (Fig. 3) :

- l'accident Mérindol - Condorcet - Saillans, long de 100 km se prolonge au nord de la Drôme jusqu'au voisinage de Saint-Laurent-en-Royans il s'agit d'un accident majeur qui affecte le socle.

- l'accident Mollans- le Buis - la Motte Chalancon - Die intéresse également le socle; il paraît se prolonger au Sud-Ouest, " à travers " le massif de Suzette pour rejoindre le tracé de la faille de Nîme. Au Nord de Die, il est recoupé par la très importante faille de la Cléry que l'on suit jusque dans le massif de Belledonne.

- l'accident la Pierre- la Beaume - Bonnéval - Col de Grimone, d'âge sûrement post-aquitainien (présence de la molasse rouge dans le fossé de Bonnéval) ne paraît pas affecter le socle, mais joue un rôle paléogéographique important; il forme la limite occidentale du Dévoluy.

Sous l'effet de ces dislocations, les plis E-W sont brutalement tronqués et leurs axes subissent une torsion plus ou marquée dans le sens du coulissage. De plus ces accidents méridiens ont connu des rejeux multiples; aussi se traduisent-ils souvent par de véritables faisceaux de failles secondaires qui, dans certaines zones hachent littéralement les formations traversées.

Pour la commodité de la description, mais tout-à-fait arbitrairement, on a séparé l'ensemble des unités vocontiennes en quatre groupes (Fig. 3) :

- une zone Sud-Est, située à l'Est de l'accident de Condorcet et au Sud du synclinal de la Charce (inclus);
- un panneau occidental, situé à l'Ouest de Condorcet;
- une zone nord-Est, limitée par l'accident de Condorcet, le synclinal de la Charce et le Dévoluy s.l. ;
- le Dévoluy et ses annexes.

	Ante-Sénonienne	Ante-éocène	Ante-Oligocène	Ante-Miocène	Post-Miocène
LORY	Devoluy oriental et G&S		majeure		secondaire
HAUG			majeure		secondaire
FILLARD			secondaire		majeure
DEPELET			majeure		secondaire
PAULIK	Devoluy-Bochaine G&S		majeure		secondaire
JUNG			secondaire	majeure	mineure
GGUEL (1947)	majeure dans le Devoluy et le Bo- chaine, mineure ou nulle ailleurs		secondaire	mineure	majeure
BRASSIER	phase ante- cénonienne		majeure	mineure	secondaire

Extrait de FLANDRIN - B.S.G.F. 1966.

Tableau n°1 - L'âge des principaux traits structuraux du Diois
et des Baronnies.

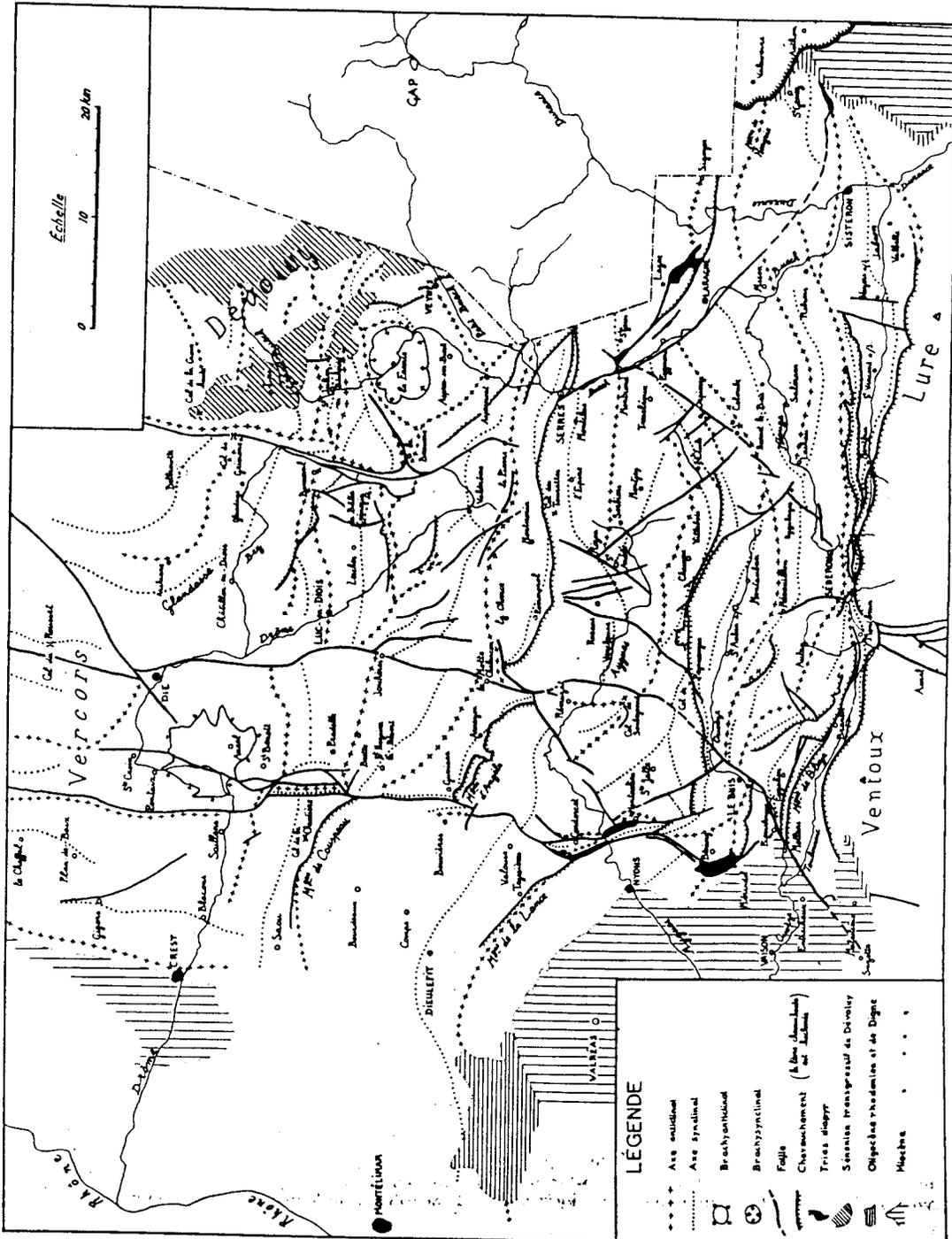


Fig. 3 : Carte structurale du Diois et des Baronnies et de leur bordure (J. Flandrin BSGE, 1966)

II-B-3- LES ÉTAPES DE LA MISE EN PLACE⁽²⁾

Les Baronnie , le Diois et le Dévoluy sont les trois principales régions des chaînes subalpines situées entre le Ventoux et le Vercors.

Un des caractères principaux tient à la grande épaisseur de la série mésozoïque(4000 à 5000m) et à la prédominance des argiles , marnes et marno-calcaires qui confèrent à ce pays une certaine plasticité d'ensemble. On constate une disharmonie entre les formations plus ou moins rigides.

Ces "chaînon vocontiens" ont deux directions principales qui se recoupent ou se superposent, d'où une apparence chaotique dans l'articulation des différentes unités structurales; le Barrémien et le Bédoulien ne sont plus à l'état de calcaires à faciès urgonien : la barre urgonienne rigide n'existe plus et son rôle morphologique est tenu par le Tithonique assez mince très caractéristique du Diois et des Baronnie.

La région de la Motte Chalancon est intégrée dans le Diois et par conséquent elle a subi des déformations qui ont affecté cette région. Les diverses orientations de plis de même que l'âge ancien des couches affleurant dans la combe témoignent d'une longue évolution.

La séries des assises représentées dans la région indique que, en dehors d'un bref retrait local et momentané durant une partie du Turonien inférieur, ce secteur de la fosse vocontienne a été recouvert par la mer depuis le Bathonien au moins jusqu'au Coniacien. La phase anté-santonienne majeure est responsable de l'émersion définitive de la région et sans doute comme dans le Dévoluy, des plissements Est-Ouest(forêt de Saou, synclinal de Dieulefit). Les terrains tertiaires n'étant représentés que par le lambeau éocène de Dieulefit, il est difficile de distinguer les effets respectifs des diverses phases tectoniques tertiaires ayant provoqué les rejeux successifs des plis et des failles. Par comparaison avec les régions voisines, on peut évoquer la phase pyrénéo-provençale(anté-oligocène) qui a dû faire rejouer les plis E-W, et probablement faire chevaucher la montagne d'Angèle sur le synclinal d'Arnayon; la première phase alpine(post-oligocène), mineure, et la deuxième phase alpine (post-miocène), responsable des accidents N-S (peut-être déjà ébauchés auparavant): accidents du versant oriental de Couspeau, et accident de la Motte Chalancon-col de la Motte .

* (2) : d'après J. Flandrin (1966)

Après l'émersion de l'ensemble, les mouvements les plus violents et les plus précoces affectent d'abord la bordure Nord. On assiste à une inversion tectonique d'ensemble: le gauchissement qui, depuis le Crétacé inférieur abaissait le Diois par rapport au Vercors s'incline maintenant vers le Nord. A l'heure actuelle le Diois reste beaucoup plus élevé structuralement que le Vercors bien que plus bas topographiquement.

L'histoire orogénique proprement dit du Diois ne débuta en effet qu'au Santonien, cet âge étant celui où se formèrent tous les grands plis E-W qui lui confèrent son caractère structural dominant. La phase orogénique santonienne, qui fut immédiatement accompagnée d'érosions intenses, est une phase majeure. Ses effets furent sans doute plus importants à l'Est qu'à l'Ouest si l'on en juge par la forme des plis. Malgré la légère discordance qui s'observe entre le Campanien et le Maestrichtien dans le synclinal de Lus, on peut dire que la phase orogénique santonienne a été suivie, durant toute la durée du Sénonien supérieur, d'une période de calme. Sur un plan général, on peut avancer avec certitude :

- 1°- que la totalité de la région fut rattachée au domaine continental après le dépôt des derniers calcaires maestrichtiens, 2°- que les plis E-W résultant de la phase orogénique santonienne ont été affectés à plusieurs reprises, depuis la fin du Crétacé, par des accidents d'orientation et de types différents. Pour ce qui est de l'âge des accidents, les faits observables sur la feuille Luc-en-Diois ou à son voisinage immédiat (synclinal de Lus) permettent seulement de dire, en schématisant un peu les choses sans entrer dans le détail : 1°- que des mouvements se sont produits durant la période comprise entre le Maestrichtien (ou même l'Eocène inférieur) et le dépôt de la "molasse rouge" réputée aquitanaise; 2°- que l'effondrement du fossé de la montagne Chauvet-Terre Rouge est postérieur au dépôt de cette même molasse et qu'il en est très vraisemblablement de même pour les grands accidents N-S; 3°- que les accidents longitudinaux(failles, laminage et chevauchements) affectant les plis E-W ont précédé les accidents SE-NW qui les décrochent et que les uns et les autres sont antérieurs aux accidents N-S qui les bloquent ou les dévient.

D'après Masseport (1960), à l'Oligocène, le cadre structural est en place. Des dislocations nombreuses, très énergiques, mais à petite échelle affectent le Diois au Sannoisien et au Stampien. A cette époque, le relief du Diois est plus élevé et plus disséqué que les Baronnies.

Il semble que le Tithonique soit déjà atteint par endroits, dès la base de l'Oligocène. On assiste à une interaction tectonique -érosion sous un climat tropical chaud et humide peut-être à saison sèche mais moins marquée.

Les anticlinaux, dont la position structurale a permis à l'érosion de décapiter les couches dures (Crétacé supérieur, Berriasien et Tithonique) vont devenir beaucoup plus vulnérables aux poussées tangentielles ultérieures. Il ne semble pas que la mer miocène ait envahie le Diois, car il n'en subsiste aucun témoin, dans la région, à l'heure actuelle. Cependant, à cette époque, l'érosion continentale se poursuit sans interruption sous climat tropical sec, à averses violentes de type semi-désertique. Il semble qu'au moment de l'érosion pré-pliocène, le Diois était aussi élevé que les Baronnies. Au " Villafranchien", un changement de climat intervient : il devient frais et humide. Une inversion tectonique se produit. Cependant celle-ci ne paraît être permise que lorsque dans un matériel sédimentaire hétérogène, l'érosion avait fait disparaître les principales couches rigides.

On rappellera les différentes hypothèses émises à propos de la datation des mouvements orogéniques.

B- 3-1- Différentes hypothèses tectoniques (3)

De nombreux auteurs se sont heurtés quant à l'âge à attribuer aux paroxysmes tectoniques qui ont affecté la région et ont déterminé les directions des plis.

-V. Paquier (1900) fait apparaître la prédominance de deux paroxysmes tectoniques : l'un d'âge pyrénéen, pré-oligocène, a déterminé la direction des plis E-W, l'autre alpin et post-oligocène, d'orientation N-S. Cette théorie paraît très générale et n'explique pas les nombreuses exceptions.

- R. Blanchard (1945) considère quatre plissements :

- avant le Nummulitique
- mouvements pyrénéens pendant l'Eocène
- première phase alpine pendant l'Oligocène
- deuxième phase alpine après le Miocène.

Pour R. Blanchard , la direction des plis est essentiellement alpine.

- Pour J. Goguel (1946-1947), ce sont " les déformations du Tithonique (qui) commandent celles de tout l'ensemble "mais" c'est la grande masse de marnes callovo-oxfordiennes qui a permis la disharmonie majeure et le plissement de la série la plus récente" .

Il ajoute que, c'est la succession des phases tectoniques s'exerçant sur des dislocations préexistantes avec des directions différentes, qui explique les particularités structurales. Des plis crétacés ou éocènes, dirigés E-W, ou E-NE, W-SW, existaient déjà au moment de la principale phase alpine, post-miocène.

* (3) : J. Masseport (1960), pp. 226,227,229.

Lors du jeu des accidents, une déviation du mouvement se serait produite. Masseport semble en accord avec cette hypothèse mais il attribue la résistance des couches aux poussées tangentielles, non au Jurassique supérieur, mais aussi aux bancs solides et épais du Crétacé moyen et inférieur.

En ce qui est des plis et chevauchements du Diois et Baronnies, J. Flandrin (1966) en déduit qu'ils résultent d'un déplacement général vers le Nord du bloc provençal et doivent être regardés plus provençaux qu'alpins. Il pense que la plupart des plis (ceux compris entre la chaîne Lure-Ventoux et le grand anticlinal chevauchant de Couspeau-Serres) résultent de l'action combinée de plusieurs phases orogéniques:

- une phase anté-oligocène qui paraît être majeure
- une phase anté-miocène mais de moindre ampleur.

Quant à Masseport, il déduit de son analyse que le schéma structural était en place avant l'Oligocène, c'est -à-dire avant les plissements alpins. Il accorde une place considérable aux mouvements pyrénéens. Le problème des dysharmonies apparaît également primordial pour expliquer la direction des déformations et leur intensité, mais ses idées ont été beaucoup contestées.

II-B-4- LES FORMES STRUCTURALES(4)

La combe de la Motte Chalancon se présente grossièrement sous la forme d'un losange mais où il manquerait un angle (Fig.4). Cette caractéristique trouve son explication dans la tectonique : le point de rencontre de l'anticlinal NS, que l'on peut suivre de Luc-en-Diois à Rémuzat (Proulabeau-Eyriau-Longue Serre) (Fig. 3), avec un anticlinal orienté W-E de Rottier jusqu' au Duffre de Montmorin, est à l'origine de la formation d'un dôme. La rencontre de ces deux directions a déterminé un plissement élevé, entraînant la formation de nombreuses failles .

L'intensité des déformations a provoqué des broyages intenses et des décrochements de grande ampleur. Dans le secteur de la Motte Chalancon, on est en présence de décrochements de cette envergure. En effet, l'axe anticlinal d'orientation W-E aboutissant à la commune de Rottier se prolonge au Sud-Ouest de la Motte Chalancon, avec un léger changement de direction, devenant NW-SE (Fig.3). Le changement d'orientation correspond à l'aboutissement de l'accident Couspeau-Angèle. Cette division de l'axe anticlinal échappe à la règle générale reconnue en fosse vocontienne et attestée par J. Goguel(1946-1947) selon laquelle les panneaux occidentaux auraient le plus souvent subi un déplacement vers le

* (4) : R. Blanchard (1945)

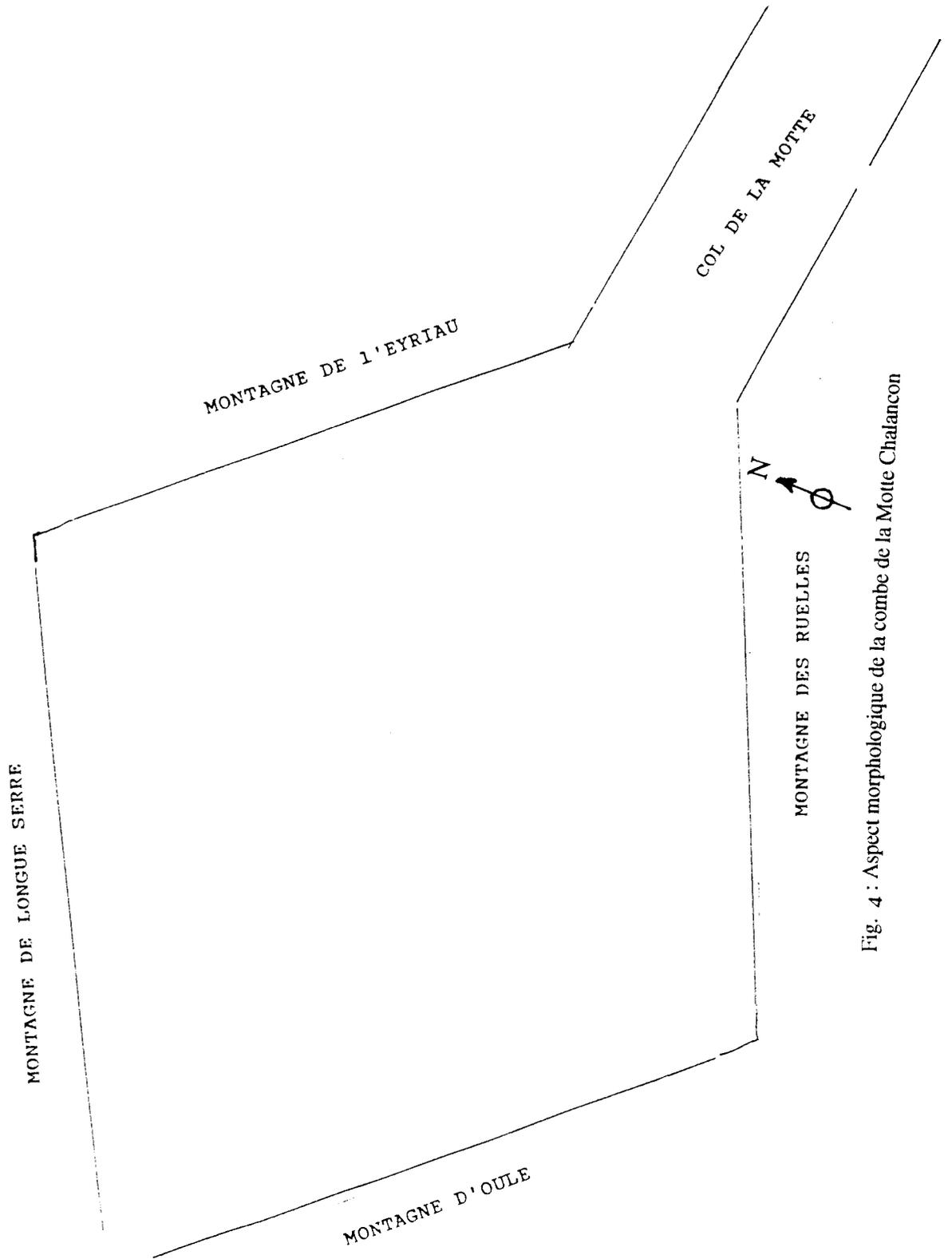


Fig. 4 : Aspect morphologique de la combe de la Motte Chalancon

Nord par rapport aux compartiments orientaux. D'autre part, le panneau occidental correspondant à la montagne d'Angèle, se trouve surélevé par rapport à la région de Rottier. La partie orientale se trouve abaissée d'environ 150m.

II-B-4-1- Les déformations

Les marnes oxfordiennes et argoviennes qui recouvrent la majeure partie de la combe confèrent au paysage un aspect de croupes assez lâches et monotones. Cependant, il faut noter l'importance du Tithonique qui encadre le village de la Motte Chalancon en crêtes plus ou moins vives et constitue l'armature du relief. Une note originale est donnée par la montagne d'Oule où les roches d'âge créacé prédominent.

L'étude des coupes et l'examen des cartes géologiques montrent que les pendages des couches se repèrent très nettement à l'Ouest et au Nord-Ouest, mais tout se complique aux environs de Rottier où la structure est très bouleversée. La plasticité des roches ainsi que l'intensité des différentes poussées tectoniques ont déterminé un important réseau de failles dont la direction principale est N-S notamment pour celles qui affectent la montagne de l'Eyriau et le centre de la combe. D'autres cassures, d'orientation NE-SW recoupent les premières, donnant naissance à des plis-failles dans la région de la montagne d'Oule ou au col du Fau. On peut estimer le jeu des failles à environ 100m car il s'agit généralement d'un contact avec une couche supérieure. A l'Est du ruisseau d'Aiguebelle, ces cassures ont entraîné la formation de fossés ou de gradins, qui n'apparaissent pas dans le relief, l'érosion les ayant complètement nivelés. En généralisant quelque peu, on peut opposer le secteur Ouest de la combe où se juxtaposent successivement les différentes couches du Jurassique et le secteur Est, haché de failles aux structures complexes.

B-4-1-1- Le plateau de la Chau

La carte géologique de Luc-en-Diois montre des éboulis de calcaires tithoniques, à l'Est de la Motte Chalancon, reposant sur les marnes du Jurassique moyen. Le Tithonique et le Berriasien apparaissent décalés verticalement de plus de 500 m par rapport à ceux de la montagne des Ruelles. Ce phénomène ainsi qu'un important glissement rocheux en masse indiquent l'existence, sous des éboulis couvrant le flanc nord du pli, d'une grande faille qui est ici cachée. Il s'agit d'un exemple de "collapse structure" due à une accentuation anticlinale et

facilitée par la plasticité des marnes sur lesquelles reposent les calcaires du plateau.

B-4-1-2- La montagne d'Oule

Elle représente la zone la plus compliquée du bassin de l'Oule et présente une structure originale qui n'est pas mise en valeur par la topographie. La carte géologique de Dieulefit à 1/ 50 000 fait apparaître le synclinal (où affleure le Crétacé) de la Charce, orienté E-W qui vient s'écraser et se bisauter contre les "terres noires" de la montagne à structure Nord -Sud. Sur le versant Ouest de cette montagne entre les "terres noires" et le Tithonique est pincé le Crétacé inférieur d'un petit synclinal nord-sud (Fig. 5). Il s'agit d'une "montagne double" ou une faille gigantesque met au même niveau des roches initialement séparées d'un kilomètre: contrairement aux autres crêts qui encadrent la combe, c'est le Turonien qui constitue la couche du sommet.

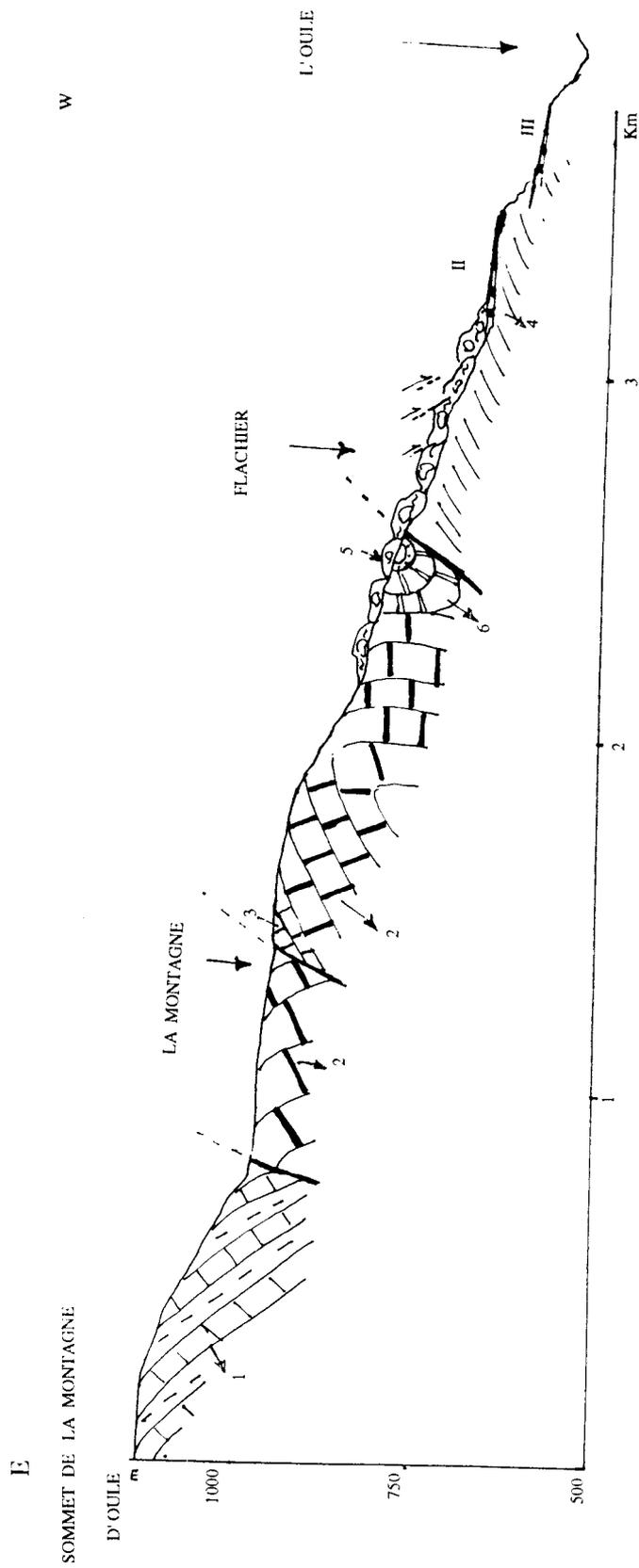
Diverses unités structurales viennent buter contre les flancs de la combe de la Motte Chalancon; elles se juxtaposent en anticlinaux plus ou moins pincés et en synclinaux assez lâches(Fig. 6).

- Au Nord de la montagne de l'Eyriau, se poursuit de façon très rectiligne l'anticlinal Nord-Sud.

- Au Nord-Ouest, l'aire anticlinale de la Motte Chalancon se prolonge par l'anticlinal de Chalancon indiqué par l'inflexion de l'affleurement du Tithonique qui domine Chalancon. Il s'agit de la région du Désert, paysage raviné par l'érosion où affleurent sur plusieurs kilomètres les calcaires du Berriasien ainsi que les marnes valanginiennes et les couches marnocalcaires de l'Hauterivien.

- Au Sud-Ouest, l'anticlinal d'Angèle et le synclinal d'Arnayon. A la latitude de Cornillon, l'aire anticlinale de Rémuzat-la Motte se rétrécit considérablement. Contre son flanc Ouest vient finir le synclinal de Cornillon-Arnayon, tandis-qu'immédiatement au Sud, c'est l'anticlinal d'Angèle qui vient se raccorder exactement en face de celui de l'Epine. Si bien que selon Paquier(1900) ces deux plis doivent être considérés comme la continuation de la même ride anticlinale déversée vers le Nord. On observe une longue ligne de chevauchements sur la bordure nord de la montagne d'Angèle dont les couches du Jurassique viennent se déverser sur les marnes du synclinal d'Arnayon.

- Au Sud-Est : l'aire synclinale de la Charce -Montmorin: il s'agit d'un pli assymétrique déversé vers le nord. Le noyau de ce pli est indiqué par le large affleurement des calcaires à silex du Crétacé supérieur qui constitue une ligne de



MONTAGNE D'OUILE

Fig 5 : COUPE DU VERSANT OCCIDENTAL

- 1- Calcaires lités et marneux kimméridgiens . 2- Calcaires tithoniques . 3- Calcaires berriasiens . 4- Marnes oxfordiennes . 5- Coulée ancienne . 6- synclinal pincé . II- glacis du versant occidental . III-Bas glacis de Serre des Aiguilles .

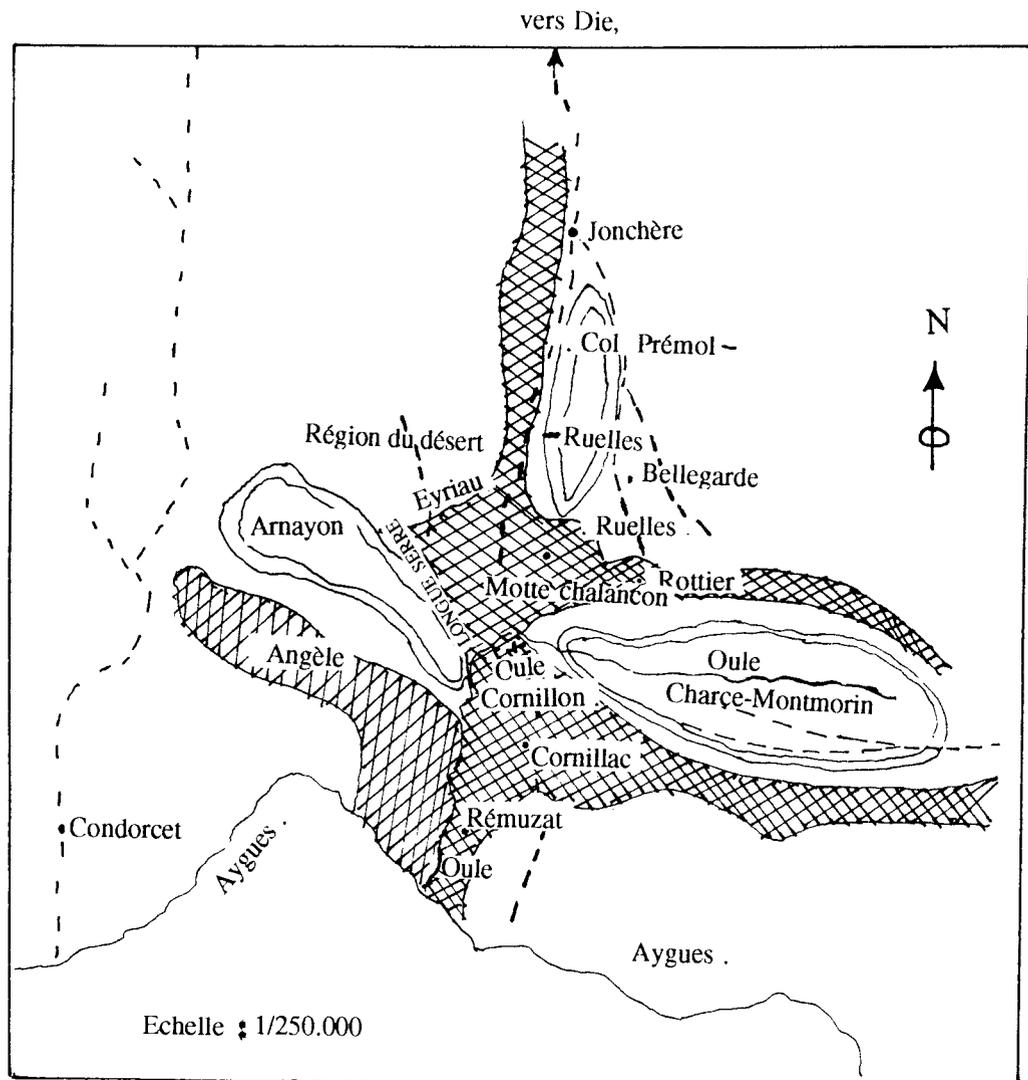


Fig. 6 : Esquisse de la structure de la combe de la Motte Chalancon et ses environs

- En grisé: les anticlinaux
- Ceinturé de deux traits : les synclinaux
- En pointillé : les failles

Extrait de R. Blanchard et de la carte géologique de Valence(1/250.000)

hauteur dont les sommets sont la Dent du Pas, Pied Gros, Saint-Romain et Pointe d'Oule. La terminaison du synclinal de la Charce est masquée par les éboulis des pentes qui dominent la Motte Chalancon.

- Au Nord-Est : synclinal des Ruelles-col de Prémol. Il est compris entre le grand accident de la Motte-Jonchères-Die et son annexe d'Establet-Bellegarde-Reyssas. Ce synclinal peu profond présente une orientation Sud-Nord conforme à celle du Berriasien supérieur qui affleurent en grande partie à l'intérieur de ce synclinal.

B-4-1-3- Evolution de l'anticlinal (5)

Etant donné les caractères lithologiques de la région et l'importance qu'a dû avoir l'érosion, on peut supposer l'enchaînement qui a entraîné l'accentuation permanente de l'anticlinal à partir du moment où son noyau souple a été découvert. C'est ainsi qu'à Rémuzat au sud de la Motte Chalancon, on observe un resserrement de l'anticlinal accompagné de failles perpendiculaires à l'axe (Fig.3). Par contre, si la résistance est différentielle, les compartiment jouant indépendamment les uns des autres s'allongent en écailles comme à Rottier. Pour la combe de la Motte Chalancon, on remarque que ce sont surtout les panneaux orientaux qui ont subi les poussées les plus violentes et ont été affectés par de nombreuses failles.

Le processus d'érosion anticlinale se traduit par l'enfoncement vertical des rivières qui en est l'agent essentiel, rivières antécédentes à la structure. L'évolution des versants l'accompagne et cette usure latérale se réalise par sapement des couches tendres à la base des couches dures et des éboulements successifs le long des diaclases. Les dislocations mineures ont également joué un rôle important : les failles ou flexures fixes les cours d'eau anaclinaux à partir desquels se réalise de flanc, l'attaque de la voûte.

Cette action s'amplifie au fur et mesure que le pli se gonfle et que les pentes s'allongent. Dans les périodes où l'érosion a le pas sur la tectonique, les goulets dont ces rivières anaclinales échancrent les crêts, s'élargissent en entonnoir et leur recouplement tend à faire reculer l'escarpement. Dans la combe de la Motte Chalancon, deux exemples nous sont donnés par l'entonnoir de l'Oule et du Rif et celui de Chalancon dirigé par deux failles.

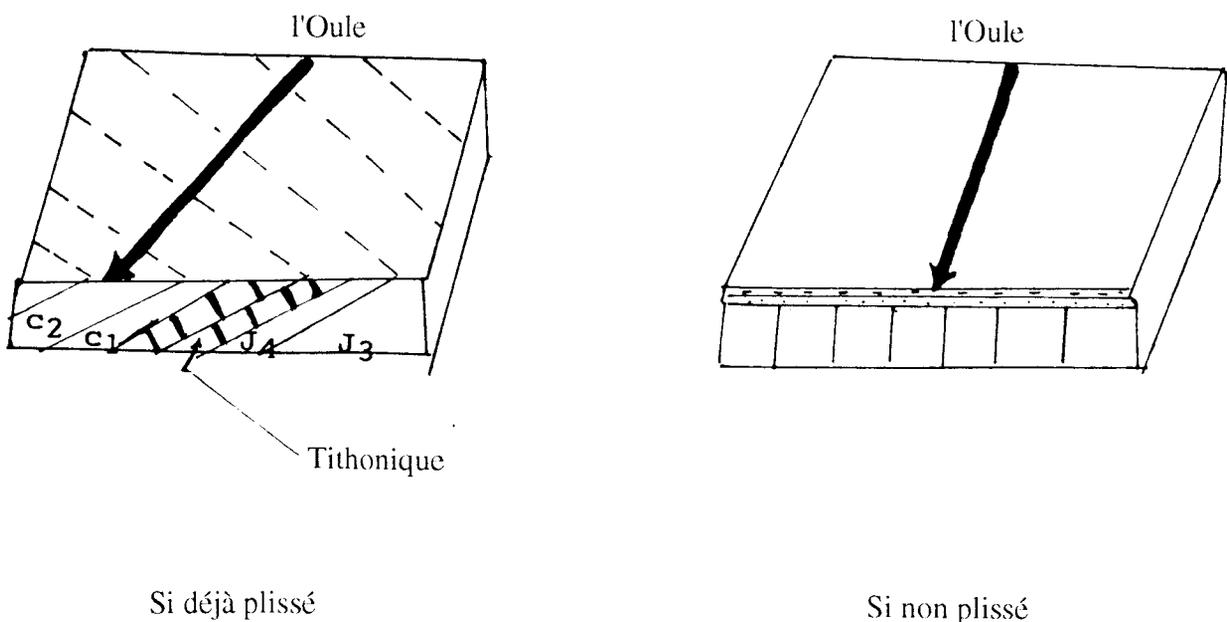
* (5) : J. Masseport (1960)

Quant au ruisseau d'Aiguebelle, il apparaît jusqu'au droit de Chalancon, à l'emplacement d'un léger abaissement d'axe. Là il est détourné en un angle droit vers la combe de la Motte Chalancon à la faveur d'une de ces failles si fréquentes sur ce crêt. Tandis que toutes les autres n'ont pas réussi à modifier la rectitude de l'escarpement, cette dernière est au contraire de ce fait, à l'origine d'un profond entonnoir anaclinal.

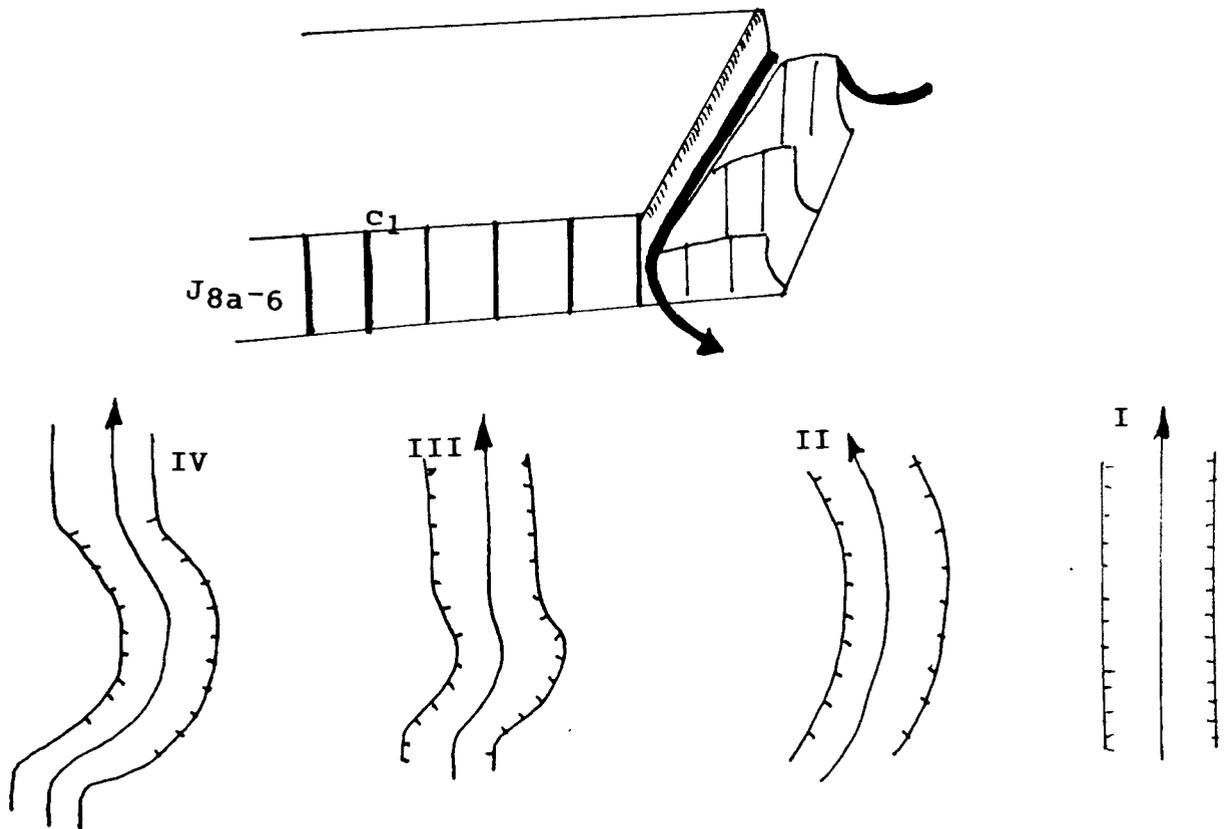
B-4-1-4- Le réseau hydrographique

La combe de la Motte Chalancon est dotée d'un réseau hydrographique aberrant, qui n'adopte aucune direction préférentielle. Les deux affluents de l'Oule, le ruisseau du Rif et celui d'Aiguebelle ont l'un une orientation NE-SW et l'autre une orientation NW-SE; quant à l'Oule elle-même, née au flanc Sud du Duffre, elle prend là une direction E-W au sein du synclinal de la Charce puis son cours change de sens immédiatement au sud du village de la Motte pour devenir nord-sud (Fig. 6). A la latitude de Cornillon, cette rivière décrit une curieuse boucle de près d'un kilomètre autour du rocher de Cornillon : le Pas des Ondes.

Il s'agit donc d'un réseau inadapté à une structure très complexe qui est recoupée avec une totale indifférence. Bien qu'aucun élément ne puisse confirmer cette hypothèse, il semble plus logique d'invoquer le phénomène d'antécédence, faute d'argument en faveur d'une surimposition. L'hypothèse d'antécédence étant en accord avec le style régional, il est possible de l'appliquer au Pas des Ondes. On peut supposer qu'au Miocène, l'Oule s'est établie sur la surface Nord-Sud sans avoir atteint le Tithonique.



Lors du paroxysme fin Miocène, le Tithonique et toutes les couches se relèvent, comme on peut l'observer dans les gorges d'Arnayon. Mais le soulèvement ne se fait pas aussi vite que le creusement de l'Oule qui s'enfonce en gorges.



- I - premier stade : l'Oule s'enfonce verticalement en droite ligne.
- II- deuxième stade: la pente du Tithonique en s'accroissant atteint environ 60° et a tendance à faire dévier le cours de l'Oule vers l'Ouest. Un début de courbure s'amorce.
- III-IV- le coude est dessiné. l'érosion va suivre son cours habituel en sapant la base du Tithonique, ce qui va provoquer l'éboulement des parois.

Dans une évolution future, il se peut que le col marneux de Cornillon, facilement affouillé, finisse par être percé et que l'Oule suive alors un tracé plus logique.

II-C- CONCLUSION

Le Diois et les Baronnies forment un ensemble complexe qui assure la transition entre le Vercors et le Ventoux, dans un espace structuralement fragile depuis fort longtemps puisque la sédimentation du Crétacé témoigne déjà de

l'existence de la fosse vocontienne où se sont accumulés marnes et marno-calcaires qui, plus plastiques permettent d'assurer sans heurt le passage vers le sud.

Ils présentent du Nord vers le Sud des différences morphologiques notoires. Les principales directions du relief sont N-S et NW-SE. En effet dans la partie méridionale les grands traits du relief sont parallèles aux directions structurales provençales et à l'orientation de la fosse vocontienne. Lors de la mise en place, les données récentes évoquent deux phases :

- Une phase pyréo-provençale (anté-oligocène) responsable des plis E-W et du chevauchement de la montagne d'Angèle sur le synclinal d'Arnayon.

- Une phase alpine (post-miocène) responsable des accidents N-S, de l'accident du versant oriental du Couspeau et de l'accident de la Motte Chalancon.

Le relief présente plusieurs types de paysage dont le plus fréquent et le plus peuplé aussi est donné par les combes complexes où l'horizon est limité par le crêt de calcaires tithoniques surmontant un versant concave à glacis entaillé par des ravines dans les marnes noires du Jurassique. La combe de la Motte Chalancon intégrée dans cet ensemble témoigne des principales caractéristiques de celui-ci.

TROISIÈME PARTIE

III-ÉVOLUTION DES VERSANTS

A-LA MONTAGNE DE L'EYRIAU

B-LE ROCHER DE CHALANCON

C-LA MONTAGNE DE LONGUE SERRE

D-LA MONTAGNE DES RUELLES

E- MONTAGNE D'OULE

F- CORRÉLATIONS ENTRE LES VERSANTS

G-QUELQUES FORMES KARSTIQUES

III- ÉVOLUTION DES VERSANTS

Introduction

La montagne est par sa nature, un milieu riche mais complexe. Un relief spectaculaire, souvent désordonné, correspond le plus souvent au résultat d'une érosion sur une structure compliquée. Les versants de la combe de la Motte n'échappent guère à cette réalité. Ainsi certains épisodes de la géomorphogénèse auraient pu passer inaperçus s'ils n'étaient récents et s'ils n'avaient laissé des traces d'une fraîcheur encore remarquable. Mais ce sont surtout les périodes froides du Quaternaire qui en sont responsables pour l'essentiel dans notre région dont les versants sont marqués par un modelé en glacis et quelques témoins de mouvements de terrain anciens.

L' évolution des versants est dans notre région caractérisée par la présence dans le relief de trois types de formes géomorphologiques : les glacis, les terrasses et les mouvements de terrain .

-Les glacis : ils apparaissent sous forme de surface plane plus ou moins inclinée dont la couverture est constituée d' une matrice renfermant des éléments pluricentrimétriques . On distingue deux types de glacis : les glacis supérieurs et les bas glacis, classés en trois générations (I, II, III). La présence dans le relief de ces glacis, nécessite d' une part une structure conforme à la constitution lithologique suivante : superposition d' une roche cohérente à une roche meuble; la roche cohérente formée essentiellement de calcaires tithoniques d'une grande épaisseur de l' ordre de plusieurs dizaines de mètres, peut se débiter en gros blocs entre les diaclases . On note cependant deux types de débris : les gros blocs de plusieurs mètres cubes de dimensions et les gravillons plus ou moins anguleux atteignent quelques centimètres cubes, qui proviennent des brèches tithoniques originelles mais aussi de la cryoclastie . La roche meuble faite surtout de formations marneuses sert de transit pour les éléments arrachés à la corniche . Et d' autre part, ces glacis dépendent des conditions climatiques particulières que nous établirons ultérieurement .

- Les terrasses: elles apparaissent aussi sous forme de surfaces plus ou moins planes et renfermant des formations fluviales de galets roulés, perchées au dessus du niveau actuel des rivières . Ces terrasses ne représentent le plus souvent qu' une pellicule alluvionnaire de très faible épaisseur et de largeur

restreinte, dispersée en témoins espacés . Sur notre terrain quelques témoins ont été observés sur le versant de Longue Serre et de la montagne d' Oule, fossilisés par les événements postérieurs . (Nous y reviendrons dans les prochains chapitres) .

- Les mouvements de terrain : la plupart des mouvements de terrain qui ont affecté les versants de la combe de la Motte Chalancon sont des glissements de terrain de type profond et rotationnel : ce sont des glissements dont la surface de rupture est courbe et concave vers le ciel; la partie glissée descend en pivotant sur elle-même en donnant des "slumps" . On peut avoir des séries de ruptures secondaires avec glissement de blocs à vitesse différente . Le compartiment glissé peut engendrer une contre-pente . Ils sont souvent associés à des coulées : il s' agit du déplacement d' une masse boueuse qui coule sur un soubassement stable . Elle concerne uniquement des matériaux argileux susceptibles de se transformer en boue par accroissement de leur teneur en eau .

La fréquence de ces glissements de terrain et coulées s' explique d' une part par l' état de fracturation (qui constitue des directions de moindre résistance) des roches cohérentes, et la sensibilité des sédiments marneux à l' action de l' eau (qui diminue leur résistance) et d' autre part, par le contexte et l' évolution géomorphologique : climat (climat proche du climat méditerranéen), régularisation et évolution des versants . On peut envisager la situation de la manière suivante : lorsque la résistance limite des roches cohérentes est dépassée une partie de leur sommet s' écroule, il s' en détache d' énormes blocs rocheux qui dévalent les pentes des versants suivant l' inclinaison de celle-ci; l' accumulation de ces blocs donne lieu parfois à d' autres éboulements . A la base des versants, souvent constituée de formations marneuses et présentant souvent une très faible inclinaison, les blocs rocheux qui tombent des sommets sont stoppés en s' y enfonçant dans le sol; ils s' accumulent en formant des dépôts d' une épaisseur et d' une étendue considérable .

Ces terrains qu' on croit stables sont utilisés par l' Homme, pour y installer des cultures, des pâturages et même des habitations; mais cette stabilité apparente est trompeuse car lorsque les averses sont abondantes, les eaux s' infiltrent à travers les blocs et parviennent aux couches marneuses imperméables et elles vont former une nappe d' eau qui diminue peu à peu leur résistance; lorsque celle-ci est dépassée les marnes vont jouer le rôle de couche "savon" et les amas de blocs vont glisser et descendre en coulée jusqu' au fond de la vallée engendrant différents types d' accidents . Le creusement des vallées qui entraîne un

raidissement des pentes et l' incision des ravins affluents y joue également un rôle primordial .

On distingue deux types de mouvements de terrain : les mouvements de terrain anciens et les mouvements de terrain historiques .

- Phénomène d' éboulement : étant donné la constitution lithologique des versants de notre région : superposition d'une roche cohérente (constituée de calcaires tithoniques) à une roche meuble (formations marneuses), le phénomène d' éboulement tient une place non négligeable , car les chutes de pierres constituent une dynamique très répandue sur les corniches rocheuses, quel que soit le milieu morphoclimatique où celles-ci se situent . En conséquence la morphogénèse des talus dépend en grande partie de ces agents qui se succèdent saisonnièrement sur les corniches :

- Libération des matériaux sous l' effet de la gélifraction qui est la phase de mobilisation .

- Leur transit vers le bas qui constitue la phase d' éboulement .

III-A- LA- LA MONTAGNE DE L'EYRIAU

INTRODUCTION : Située au nord de la combe, la montagne de l'Eyriau culmine à environ 1300m; elle se prolonge vers l'Est par la montagne de Proulabeau et est séparée vers l'Ouest de la montagne de Longue Serre par le rocher de Chalancon. Elle est limitée à l'Ouest par le ruisseau d'Aigubelle (qui la sépare de la montagne de Longue Serre et du rocher de Chalancon) et à l'Est par le ruisseau du Rif(qui la sépare de la montagne des Ruelles) . Ces ruisseaux ont incisé le versant lui donnant une forme subtriangulaire. La montagne de l'Eyriau est le seul versant de la combe qui a le mieux conservé ses formes héritées.

Du sommet à la base on y trouve : une corniche de calcaires tithoniques, avec une hauteur assez variable le long de la montagne, surtout bien marquée vers le NNW et le NNE où sous un court versant régularisé, une corniche très fracturée(certainement due à la présence de quelques failles à ce niveau) fournit de nombreux blocs rocheux; au-dessous un versant régularisé tronque les calcaires du Kimméridgien, "Séquanien" et "Rauracien", et comporte à sa base de nombreux signes d'instabilité parmi lesquels les niches d'arrachement et les replats de glissement, facilement repérables, s'organisent en topographie bosselée et confuse.

En dépit de ce paysage plus ou moins chaotique apparaissent quelques formes "lisses" que nous allons étudier en essayant d'établir les rapports entre celles-ci et les différents mouvements de terrain.

III-A-1- LES GLACIS

Le versant de la montagne de l'Eyriau relativement peu perturbé présente une morphologie de surfaces planes que nous avons classées en trois générations (I,II,III) suivant leur position et la nature du matériel de couverture; les observations sur le terrain sont traduites par deux coupes : la coupe A de la Fig. 7 et la coupe B de la Fig. 8.

- La Fig. 7 nous montre: le niveau supérieur (I), qui est conservé sur l'interfluve de Serre la Casse, est limité en aval par des ravinements qui l'isolent du reste du versant, et en amont par un col de flanc le séparant d'un versant réglé dans les calcaires du Kimméridgien, "Séquanien", "Rauracien", il se situe

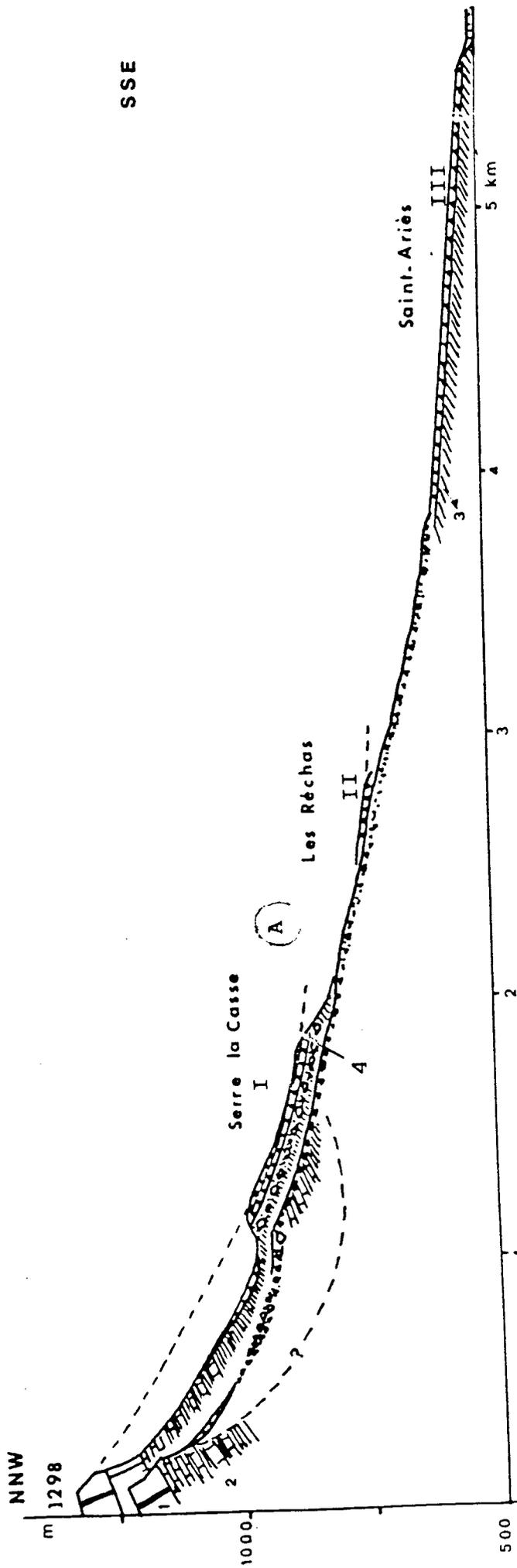


Fig. 7 : COUPE A DU VERSANT SUD DE LA MONTAGNE DE L'EYRIAU

1- Calcaires lithomiques . 2- Calcaires lités et marnes kimméridgiens . 3- Marnes oxfordiennes(" terres noires ") . 4- Couléc fossilifère . I- Glacis de Serre la Casse . II- Glacis des Réchas . III- Glacis de Saint-Ariès .

approximativement entre les courbes de niveau 1000m et 850m. Ce niveau très peu développé est plus ou moins plan; il se raccorde probablement au reste du versant réglé situé au dessus de la corniche tithonique. Par conséquent la phase de lissage qui a construit le glacis a abouti à la régularisation complète du crêt. Ce niveau supérieur recouvert d'une formation d'éboulis cryoclastiques partiellement cimentés en brèche de teinte légèrement rougeâtre est corrélatif de la glaciplanation de la première génération.

- En contrebas du niveau supérieur apparaît une autre surface plane: c'est le deuxième niveau (II), entouré de part et d'autre de nombreux ravinements qui ont fini par le démanteler de telle sorte qu'il ne subsiste que des lambeaux sur l'interfluve des Réchas (photo I). On le situe approximativement entre les courbes de niveau 800m et 730m, sa pente est estimée à environ 5°. Il représente ici la deuxième génération de glacis. Sa surface est tapissée d'éboulis cryoclastiques enrobés dans une matrice fine de couleur beige légèrement consolidés. La Fig. 8 passant par la ferme des Bayles (photo II) illustre un autre niveau de glacis qu'on associe à la deuxième génération. Ce niveau est situé à l'Ouest du précédent, en contrebas du col de flanc qui met en saillie une butte (726m).

-Le troisième niveau (III) appartient à la troisième génération de glacis. Il est situé à Saint-Ariès sous le bourrelet terminal de l'ancien glissement-coulée de "la Buissière" et s'étend jusqu'au voisinage de la route départementale n° 135; il apparaît entre les courbes de niveau 680m et 580m. Il est surtout remarquable par sa très nette platitude (photo I), avec une pente beaucoup plus faible que celle des niveau précédent. Cette pente est estimée à environ 1 ou 2°. Ce niveau (III) est limité dans sa partie occidentale par un vallon en V et dans sa partie orientale il a été défoncé par un vallon en berceau bien marqué dans la topographie; sa couverture est constituée d'une formation détritique provenant des couches de calcaires marneux enrobée dans une matrice plus ou moins grisâtre. Il n'est pas directement en rapport avec les niveaux supérieur; on rapporte à cette génération de glacis un autre niveau situé dans la partie Sud-Ouest du glissement-coulée des Bayles, en sandwich entre deux récentes coulées (photo II, Fig.10) .

III-A-2- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN

Les versants de la combe de la Motte Chalancon comme d'autres versants des Préalpes du sud sont les témoins de nombreuses phases d'instabilité

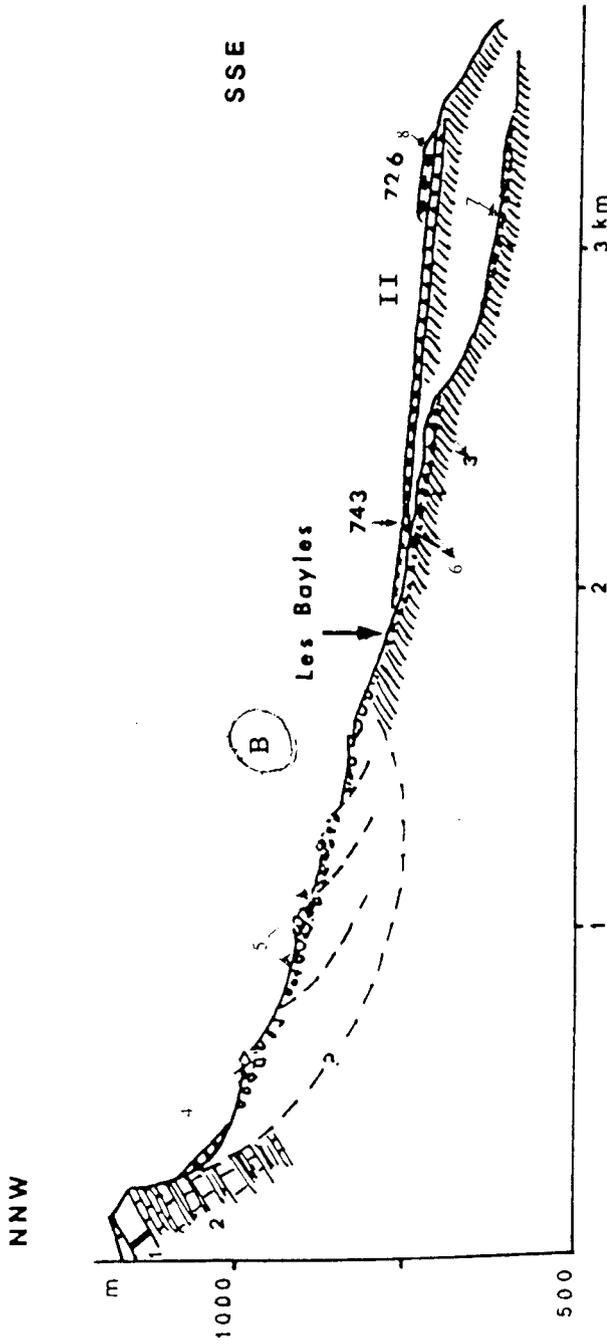


Fig. 8 : COUPE B DU VERSANT SUD DE LA MONTAGNE DE L'EYRIAU

1- Calcaires tithoniques présentant un court versant réglé . 2- Clacaires lités et marnes kimméridgiens .
3- Marnes oxfordiennes . 4- Talus d'éboulis . 5- Succession de replats de glissement . 6- Coulée associée au glissement . 7- Coulée récente de "la Rivière " . 8- Butte cotée 726 portant les restes de matériaux d'une coulée ancienne . II- Glacis des Bayles .

(éboulements, écroulements rocheux, glissements de terrain et coulées) ayant affecté la région au cours de son évolution géomorphologique. Cette instabilité a surtout été occasionnée par de nombreux facteurs, telle la constitution lithologique de la plupart des versants : en général les couches dures constituées de calcaires très fissurés reposent sur les couches meubles constituées de marnes qui se gorgent facilement d'eau et jouent le rôle de "couche savon" .

Le raidissement des pentes et l'incision des ravins constituent aussi des facteurs qui ont facilité l'action de cette instabilité. La montagne de l'Eyriau s'inscrivant de le cadre de cette constitution lithologique n'a pas été épargnée; c'est ainsi que l'on dénombre de nombreux mouvements de terrain mis en évidence sur la carte géomorphologique de la Fig. 10 et que l'on peut voir aussi sur les photos II, III, VII, et VIII.

Les particularités notoires que présentent ces différents mouvements de terrain vont nous permettre d'établir les rapports d'une part entre ceux-ci, et d'autre part entre ces mouvements de terrain et les formes " lisses" étudiées précédemment afin d'établir une chronologie relative. Nous avons distingué deux catégories de mouvements de terrain: les mouvements de terrain anciens et les mouvements de terrain historiques.

II-A-2-1- Les mouvements de terrain anciens

2-1-1- La coulée fossile

Elle est située sous le glacis de " Serre la Casse"; pour s'en rendre compte, il faut traverser des buissons épineux pour remonter jusqu'à Serre la Casse car les conditions d'accès ne sont pas paisibles à partir du ravin de "la Buissière" au voisinage de la ferme située à la cote 817.

De nos observations, on donne la description suivante schématisée sur la coupe de la Fig. 7 : on constate qu'à partir du col de flanc l'épaisseur des dépôts de Serre la Casse mis au jour par les ravinements augmentent considérablement et comporte en fait deux formations superposées : la formation corrélative de la genèse du glacis de Serre la Casse repose sur une formation à très gros blocs de calcaires tithoniques déposés en vrac dans une matrice marneuse enrobant de nombreux blocs de taille plus modeste: c'est la formation caractéristique de la coulée fossile, dont la niche de départ a disparu par éboulisation et dont les bourrelets terminaux et latéraux ont été démantelés par les ravinements.

Dans sa partie amont, ce col de flanc est surmonté par un talus d'éboulis qui passe vers le haut à un versant réglé dans les calcaires marneux du Kimméridgien, "Séquanien", "Rauracien dominé par une corniche de calcaires tithoniques recoupés au sommet par un court versant réglé. En aval, il est surtout marqué par de nombreux ravinements qui la séparent du second niveau de glacis et du reste du versant. A cette génération de mouvements de terrain, on peut peut-être associer une autre coulée dont les restes de matériaux se trouvent perchés sur la butte cotée 726m.

Dans la moitié occidentale du versant Sud versant de la montagne de l'Eyriau, situé entre la coulée récente de Serre Brousset et les coulées passant par "les Clots": les coulées de "la Laune "; on observe un mouvement de terrain qui ne constitue actuellement qu'un paysage chaotique, avec une topographie bosselée et de gros blocs rocheux disposés çà et là(photo VII). Sa niche de départ n'a pas été conservée, il descend très bas dans la vallée, prolongé par un versant régularisé, on peut donc penser que ce mouvement appartient à une autre génération de mouvement de terrain postérieur au glacis I et antérieur à la phase de creusement du glacis II: c'est le mouvement de terrain situé aux environs de la cote 737; on l'a dénommé : mouvement ancien de "la Laune" .

2-1-2- Le glissement-coulée des Bayles

Nous l'avons dénommé ainsi parce que ce mouvement de terrain en forme de demi-cercle, a sa trajectoire qui passe par la ferme "les Bayles". Les conditions d'accès ont été facilités par l'existence de quelques pistes et aussi d'une végétation herbacée plus ou moins irrégulière. La coupe de la Fig. 8 passant par cette ferme nous montre : au sommet une petite corniche résiduelle domine un court versant réglé dans les calcaires tithoniques surmontant une niche d'arrachement de forme arquée trilobée, façonnée dans les calcaires tithoniques; celle-ci passe vers le bas à un talus d'éboulis à forte pente qui domine une succession de trois séries de replats tapissés de gros blocs rocheux :

-la première série se trouve à environ 980m d'altitude et forme une bande plus ou moins continue suivant la largeur du mouvement de terrain; elle est séparée de la deuxième série par une forte pente; cette deuxième série comme la précédente forme aussi une bande plus ou moins continue suivant la largeur du mouvement; elle se situe à environ 940m d'altitude; elle se termine par une succession de gradins aboutissant à la troisième série de replats en amont de la ferme "les Bayles" (photo II); en aval de celle-ci s'est organisée, sur une centaine

de mètres environ une coulée caractérisée par sa topographie bosselée et son matériel hétérométrique en vrac, elle descend en pente douce, un peu en contrebas du glacis II et reste perchée au dessus du fond de la vallée.

La niche de départ du glissement des Bayles s'est ouverte dans le versant réglé sous corniche, lequel est postérieur à la coulée de Serre la Casse et à son glacis ainsi qu'après un début d'incision du glacis II des Réchas et des Bayles (les coupes de la Fig. 9 nous donnent les quatre différentes étapes de l'évolution du versant par rapport au glissement-coulée des Bayles).

-Un autre mouvement de terrain est situé plus à l'Ouest sous Serre Brousset; il est identifiable par sa niche d'arrachement qui s'ouvre dans le versant réglé situé sous la corniche, et son replat de glissement (photo III), le tout apparaissant sous un ensemble ondulé sur lequel reposent quelques blocs rocheux; on le pense plutôt contemporain du glacis II des Bayles.C'est le mouvement de terrain ancien de Serre Brousset .

2-1-3- Le glissement -coulée de la " Buissière"

Pour pouvoir le localiser avec précision nous l'avons dénommé ainsi à cause du ravin du même nom qui parcourt plus ou moins le mouvement en longueur dans sa partie orientale; il s'intercale entre les interfluves de Serre la Casse et de Réchas d'une part et d'autre part, le glissement-coulée des Bayles.

La photo II nous montre du sommet à la base : une petite corniche résiduelle domine une vaste niche d'arrachement façonnée dans les calcaires tithoniques. Cet escarpement de tête au profil abrupt de tracé arqué est bien visible dans la topographie; il surmonte un talus d'éboulis qui masque les calcaires lités et calcaires marneux du Kimméridgien remis au jour à l'extrémité orientale de la niche d'arrachement par les ravinements actuels. En contrebas ces éboulis viennent reposer sur un chaos de gros blocs de calcaires kimméridgiens formant un replat de glissement; à la faveur d'incisions réalisées par les ruisseaux, on peut voir que les calcaires kimméridgiens présentent un pendage anormalement accusé, la preuve qu'ils ont glissé de leur lieu d'affleurement.

En contrebas, sur environ 1km de long et trois cents mètres de dénivellation(courbes de niveau 980m et 680m), s'étend une zone à topographie ondulée parsemée de blocs rocheux de toute taille; cette zone se termine vers le bas par un bourrelet terminal à pente externe escarpée (photo II), où l'on

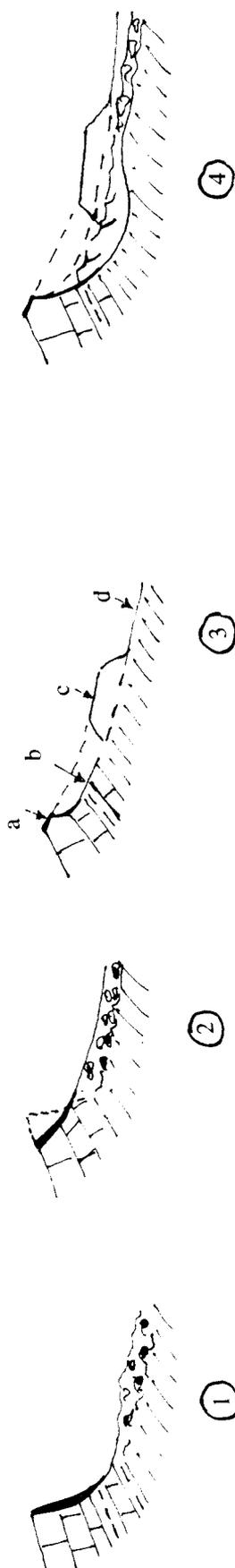


Fig . 9 : ÉVOLUTION DU VERSANT PAR RAPPORT AU GLISSEMENT-COULÉE
DES BAYLES

- 1 - Mise en place de la coulée anté-glacis de Serré la Casse
- 2 - Régularisation de la niche et réalisation du glacis I .
- 3 - Phase de creusement puis réalisation du glacis II
a- Corniche avec un court versant réglé
b- Versant réglé sous corniche
c- Glacis I ; d- Glacis II des Réchas .
- 4 - Glissement-coulée des Bayles au dépens du versant réglé sous corniche après incision du glacis II .

entrevoit le matériel hétérométrique de coulée. Ce bourrelet vient reposer sur le glacis de Saint-Ariès. Ce mouvement de terrain comme on peut le voir sur la photo II, s'emboîte dans le glissement-coulée des Bayles qu'il rabote légèrement au voisinage du replat de glissement, il est donc postérieur à celui -ci.

Vers la Gariotte (plus précisément vers le NNE de la montagne de l'Eyriau), comme nous le montrent les photos I et IV, on peut observer du sommet à la base du versant: une importante couche de calcaires tithoniques, qui présente un court versant réglé; elle domine un versant réglé dans les calcaires et calcaires marneux kimméridgiens qui passent vers le bas à une succession de replats émaillés de blocs rocheux; ces replats de glissement sont issus des mouvements de terrain dont les niches de départ sont effacées par la régularisation du versant sous la corniche. Donc ces glissements se seraient produits après le défoncement du glacis I et de son versant réglé correspondant (au dessus de la corniche), mais avant la régularisation du versant correspondant au glacis II.

Par ailleurs à l'extrémité orientale, vers la cote 1081, un glissement de terrain a sa niche qui mord sur le versant réglé contemporain du glacis II ; comme sa niche est assez fraîche, et en dépit de l'absence du bas glacis qui aurait pu servir de repère, on pense qu'il est postérieur au glacis II et contemporain du glacis de "la Buissière". Reste que la niche trilobée du glissement des Bayles est aussi fraîche. On pense qu'il s'agit d'un glissement qui a été réactivé tardivement par mouvement rétrogressif engendrant les masses glissées les plus élevées. Il en est de même du glissement situé à l'extrémité orientale du versant, à la cote 1081.

II-A-2-2- Les mouvements de terrain historiques

Facilement repérables et faciles d'accès puisque mis en place à des altitudes relativement plus faibles, ces mouvements de terrain sont pour la plupart des coulées reconnaissables par leur topographie en loupe et leur morphologie particulière bien marquée dans le paysage, et surtout par leur matériel hétérométrique en vrac, constitué essentiellement de débris calcaires et calcaires marneux emballés dans une matrice noirâtre, sur lequel reposent quelques gros blocs rocheux isolés. Elles traduisent l'activité plus ou moins permanente de l'érosion sur les versants de la combe de la Motte Chalancon.

- Une coulée a pris naissance dans l'environnement très instable constitué par les ravinements de Serre la Casse; elle s'étale suivant un tracé sinueux relativement de faible largeur dépassant rarement cinq mètres, sur environ cent cinquante mètres de long; elle passe entre l'interfluve de Réchas et le mouvement de terrain de "la Buissière" pour s'étaler jusqu'à l'intersection des ruisseaux du Rif et de "la Buissière" (photo VI).

- Une autre coulée a son arrachement principal développé à la limite inférieure du glacis de Réchas (photo VI). Elle s'étend sur environ une cinquantaine de mètres de long jusqu'au voisinage du ruisseau du Rif., en suivant un tracé plus ou moins rectiligne: c'est la coulée de Réchas .

- Entre le glacis de Saint-Ariès et la butte (726m) s'intercale une coulée au tracé plus ou moins curviligne, qui a pris naissance à environ 690m d'altitude à l'Ouest du bourrelet terminal du glissement-coulée de "la Buissière", et se termine à environ 630m d'altitude .

- Le flanc Ouest du versant sud n'a pas été épargné par cette génération de mouvements de terrain, où l'on distingue :

- Sous Serre Brousset, comme on peut le voir sur la photo III, une niche d'arrachement, façonnée dans les calcaires marneux kimméridgiens(vers 900m d'altitude), domine une topographie bosselée en forme d'entonnoir bien visible dans le paysage; elle a pris naissance dans un environnement déjà marqué par deux anciens mouvements de terrain entre lesquels elle s'intercale; sa surface est tapissée de gros blocs rocheux parfois à moitié enfouis dans le sol, ce qui apparaît moins net sur la photo. Cette coulée qui s'étend approximativement sur cinq cents mètres de long et 290m de dénivellation (courbes de niveau 900m et 610m) laisse entrevoir à partir d'incision récentes le matériel hétérométrique en vrac.

- Sur le flanc Ouest du glissement -coulée des Bayles s'est développée à première vue une coulée à niche d'arrachement trilobée, façonnée dans les marnes argoviennes; en réalité il s'agit de trois coulées (photos VII et VIII), dont celle située au centre s'est mise en place avant les deux autres situées latéralement et qui viennent en recouvrir la partie terminale: ce sont les coulées de " la Laune " .

- Sur le bourrelet terminal de la coulée des Bayles s'est inscrite une niche d'arrachement qui est le point de départ d'une autre coulée appartenant à la génération de coulées récentes. Elle est aussi caractérisée par une topographie bosselée (photo VIII) descendant en pente douce vers le fond de la vallée sur environ une centaine de mètres de long : c'est la coulée de " la Rivière " .

III-A-3- IMPORTANCE DU PHÉNOMÈNE D'ÉBOULISATION

Les versants de la combe de la Motte Chalancon, et donc le versant de la montagne de l'Eyriau, marqués par la présence au sommet des corniches de calcaires tithoniques, livrent sous l'effet d'un certain nombre de facteurs (cryoclastie etc.) des éboulis dont l'importance varie d'un versant à un autre.

Le versant de la montagne de l'Eyriau ayant conservé sa corniche, résultat d'une tectonique de moindre ampleur, n'offre pas une importance considérable des éboulis comparé aux autres versants de la combe; cependant de nombreux blocs répartis de façon désordonnée témoignent des éboulements sporadiques de quartier de roche venant de la corniche et entraînés vers le bas par de nombreuses coulées. Mais aux environs de Serre Brousset on a observé des éboulements récents dont la trace est bien visible dans la corniche (photo III).

III-A-4- CONCLUSION

Le versant de la montagne de l'Eyriau présente une évolution géomorphologique relativement appréciable. En effet trois générations de glacis avec au moins une génération de brèche, et six générations de mouvements de terrain définies suivant les critères d'antériorité ou de postériorité aux différentes phases de lissage de ces glacis, ont été mises en évidence :

- une première génération de mouvements de terrain est constituée de la coulée fossile et d'une autre coulée dont les restes de matériaux se trouvent perchés sur la butte cotée 726m; elle est antérieure à la première génération de glacis.

- une deuxième génération de mouvement de terrain est postérieure au glacis I et à la coulée fossile et antérieure à la phase de creusement du glacis II; elle est constituée de la coulée ancienne située à la cote 737, entre deux coulées récentes. On associe à cette génération les différents mouvements de terrain qui ont affecté la moitié NNE du versant de la montagne.

- une troisième génération de mouvements de terrain est constituée du mouvement ancien de Serre Brousset contemporain du glacis II, est donc antérieur à l'incision de ce glacis II et donc au glissement-coulée des Bayles.

- la quatrième génération de mouvement de terrain est constituée par le glissement-coulée des Bayles, puisqu'il est postérieur au début d'incision du glacis II .

- la cinquième génération de mouvement de terrain est donnée par le glissement-coulée de la Buissière postérieur au glissement-coulée des Bayles et antérieur au glacis III, puisqu'il vient reposer dessus. On lui associe le mouvement de terrain dont la niche est située à la cote 1081 dans la partie NNE du versant.

- la sixième génération de mouvement de terrain regroupe les mouvements de terrain historiques récents : il s'agit de la coulée récente de Serre Brousset, des coulées de " la Laune " et de la coulée de " la Rivière " .

- la septième génération est celle des mouvements de terrain actifs regroupant ici la coulée qui a pris naissance en contrebas de l'interfluve de Serre la Casse: la coulée active de Serre la Casse, la coulée des Réchas et la coulée située entre la butte cotée 726 et le mouvement de terrain ancien de " la Buissière": c' est la coulée active de "la Buissière"; leur matériel est surtout constitué d'une fine matrice marneuse et quelques petits blocs rocheux isolés provenant des sommets et transportés par les eaux de ruissellement. Ils prennent naissance au voisinage d'un environnement marqué par une intense activité érosive, facilité par la sensibilité au fluage des formations marneuses.

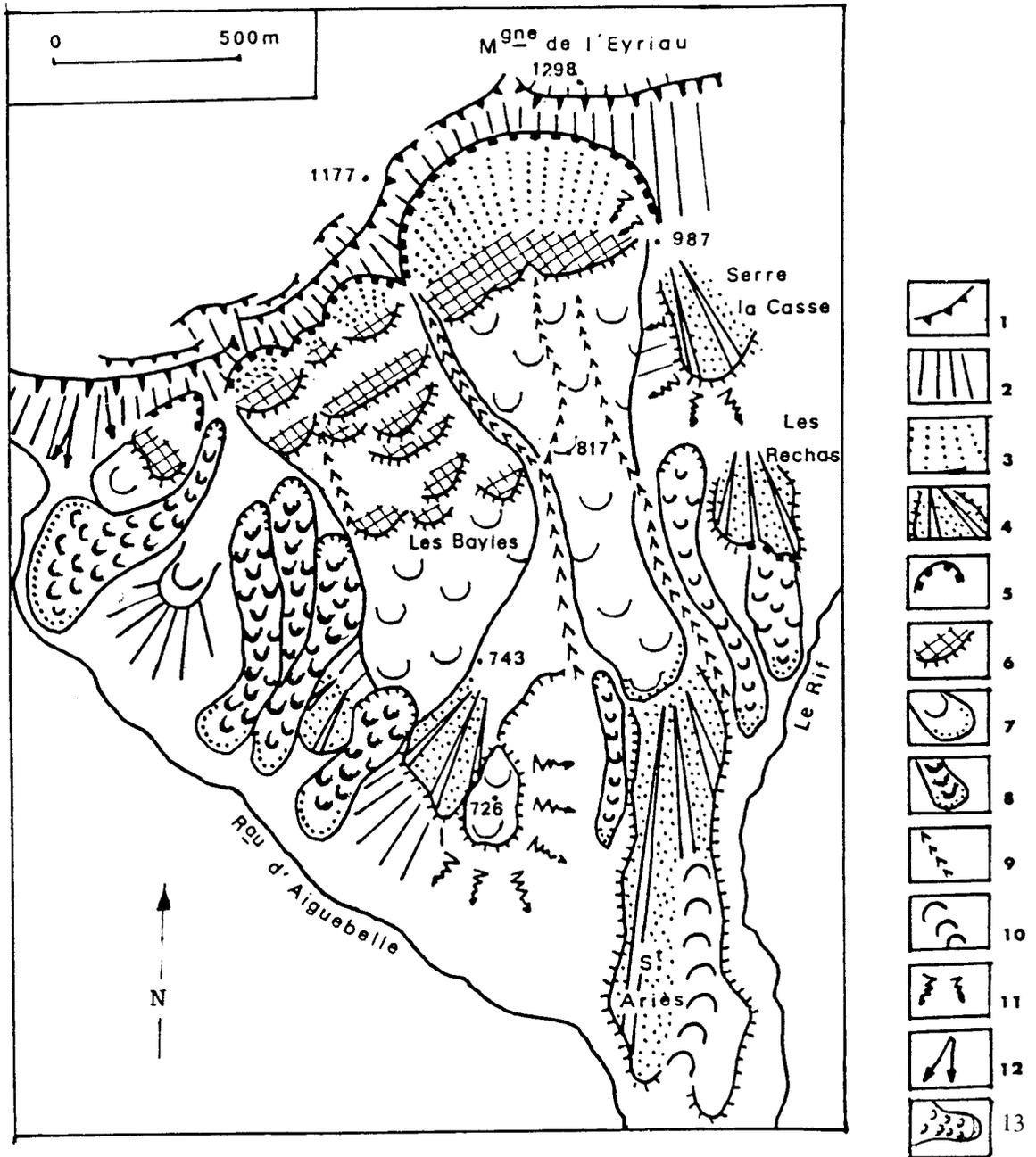


Fig. 10 : CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE DU VERSANT SUD DE L' EYRIAU

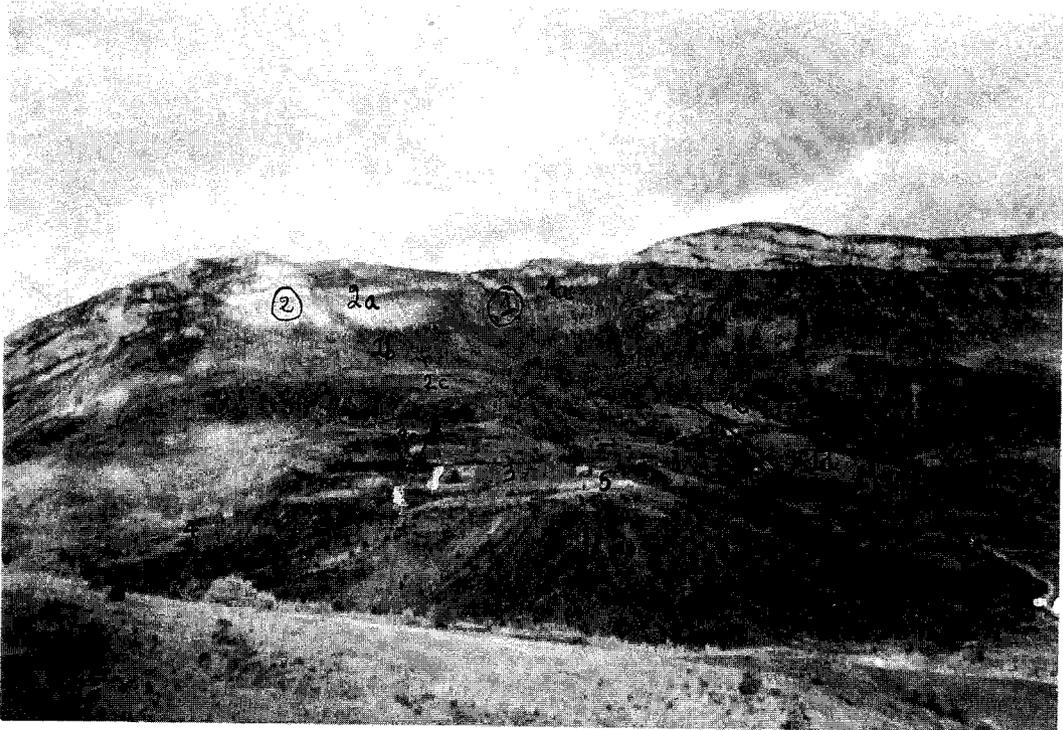
- 1- Escarpement structural . 2- Versant réglé . 3- talus d' éboulis . 4- Glacis . 5- Escarpement de tête . 6- Replat de glissement . 7- Coulée ancienne . 8- Coulée récente . 9- Vallon en V . 10- Vallon en berceau . 11- Ravinement . 12- Éboulement . 13- Coulée active .



MONTAGNE DE L' EYRIAU

PHOTO I : LES NIVEAUX DE GLACIS

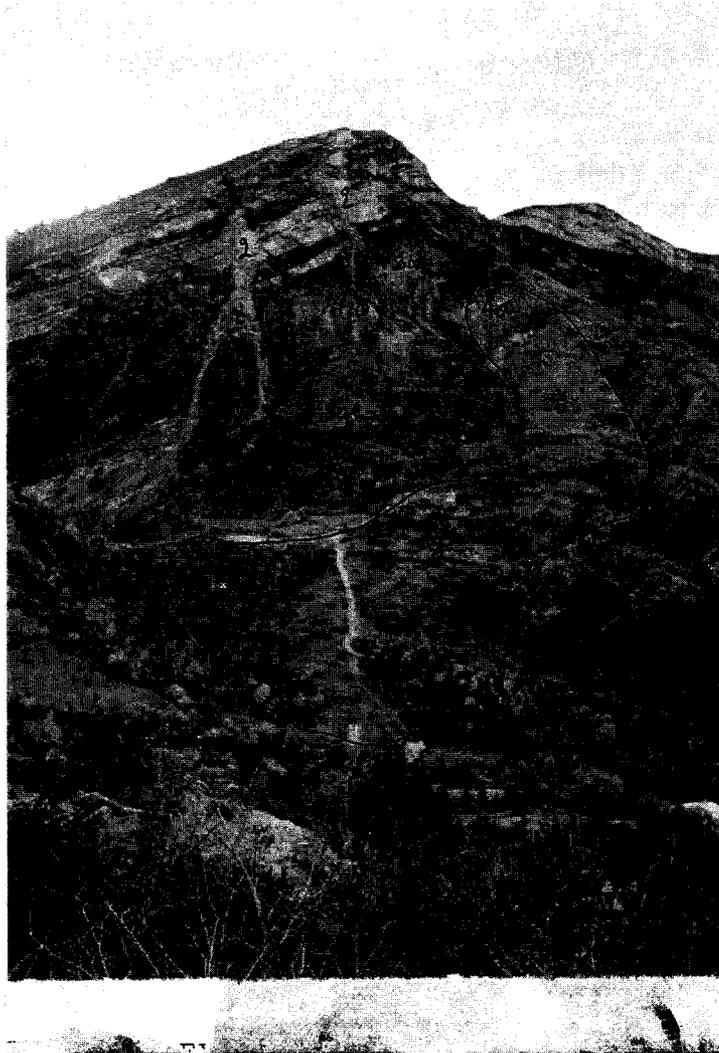
Versant Sud de la montagne de l'Eyriau(vue vers le NNE) . On observe à l'arrière plan l'importante couche de calcaires tithoniques vers le NNE du versant, où ils dominent un versant réglé qui passe vers le bas à des replats de glissement. Vers l'Ouest, une faible couche de calcaires tithoniques domine une vaste cuvette correspondant au glissement de "la Buissière" . Au premier plan ,la bute cotée 726 est fortement ravinée . 1- Corniche de calcaires tithoniques présentant un court versant réglé. 2- Versant réglé dans les calcaires et calcaires marneux kimméridgiens. 3- Niveau supérieur de glacis(glacis I) sur l'interfluve de Serre la Casse. 4- Niveau moyen de glacis(glacis II) sur l'interfluve des Réchas. 6- Niveau bas de glacis (glacis III) de Saint-Ariès. 7- Vallon en berceau qui a défoncé le bas glacis.



MONTAGNE DE L' EYRIAU

PHOTO II : LES MOUVEMENTS DE TERRAIN

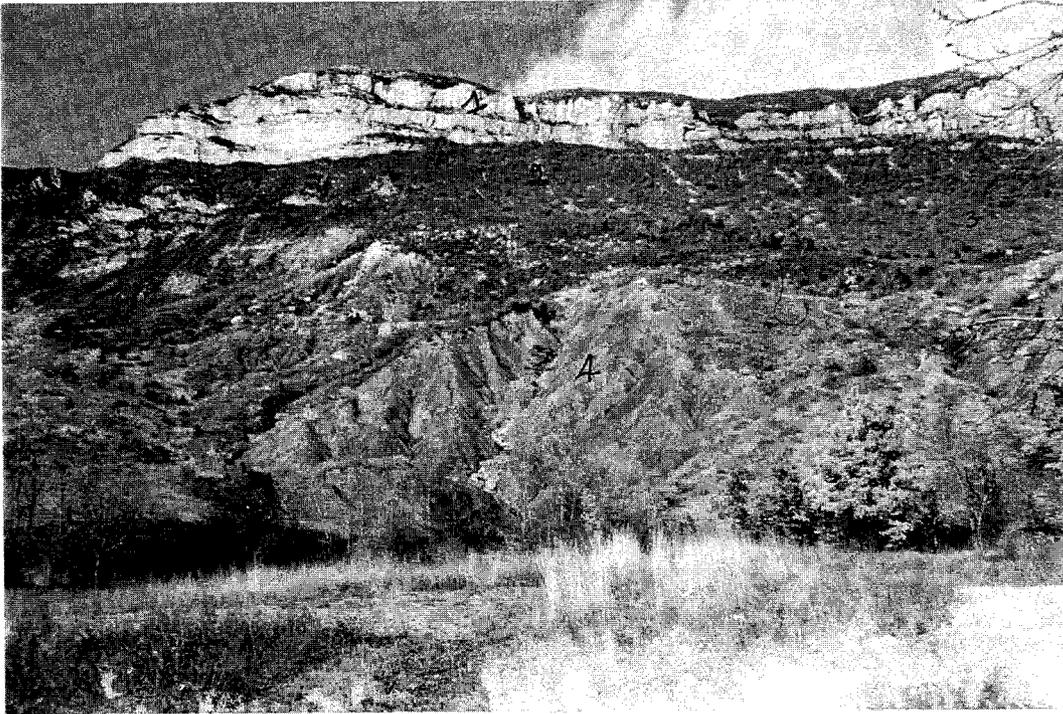
Versant Sud de la montagne de l'Eyriau, moitié NNW (vue de face) . A l'arrière plan, inégalité de l'épaisseur de la couche de calcaires tithoniques: réduite au centre, elle est importante au NNE et NNW. Dans cette moitié occidentale du versant, une topographie chaotique qui est le témoin de la succession de plusieurs phases d'instabilité, fait suite à la couche de calcaires tithoniques. 1- Vaste cuvette représentant le glissement-coulée de "la Buissière" : 1a- la niche d'arrachement; 1b- le replat de glissement; 1c- la coulée dont le bourrelet terminal est à pente externe escarpée(1d). 2- La croupe plus ou moins courbe représente le glissement-coulée des Bayles: 2a- la niche d'arrachement; 2b- la première série de replats de glissement; 2c- la deuxième série de replats de glissement ; 2d- la troisième série de replats de glissement; 2e- la coulée . 3- Moyen glacis des Bayles. 4- Bas glacis des Bayles . 5- Butte cotée 726, portant les restes de matériaux d'une coulée ancienne, et actuellement attaquée par les ravinements . 6- Dépression dans laquelle s'est inscrite les coulées récentes de "la Laune". 7- Dépression dans laquelle s'est inscrite la coulée récente de "la Rivière" . 8- Une croupe représentant la trajectoire du mouvement ancien de "la Laune" .



MONTAGNE DE L' EYRIAU

PHOTO III : EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DU VERSANT(SERRE BROUSSET)

Extrémité occidentale du versant Sud de l'Eyriau(vue de face). A l'arrière plan, l'importante couche de calcaires tithoniques à pendage accusé vers le NNW, présentant quelques traces d'éboulements récents. Elle domine un versant à topographie irrégulière traduisant la présence de quelques phases d'instabilité. Au premier plan, rive droite du ruisseau d'Aiguebelle(on voit les gros blocs rocheux du mouvement récent des Clapiers . 1- Épaisse couche de calcaires tithoniques. 2- Traces d'éboulements récents. 3- Mouvement de terrain ancien de Serre Brousset : 3a- la niche d'arrachement réactivée ; 3b- le replat de glissement. 4- Coulée récente de Serre Brousset en forme d'entonnoir renversé, à tuyau courbe: 4a- la niche d'arrachement .



MONTAGNE DE L' EYRIAU

PHOTO IV : VERSANT SUD

Versant Sud de la montagne de L'Eyriau(moitié NNE du versant). On montre l'importante couche de calcaires tithoniques surmontant un versant réglé qui passe vers le bas à des replats de glissement(moins visibles); de nombreux ravinelements sur l'interfluve de Serre la Casse; ainsi que les nombreux blocs rocheux disposés çà et là . 1- Épaisse couche de calcaires tithoniques présentant un court versant réglé. 2- Versant réglé(sous corniche) dans les calcaires et calcaires marneux kimméridgiens. 3- Replat de glissement . 4- Au premier plan : ravinelements sur l'interfluve de Serre la Casse .

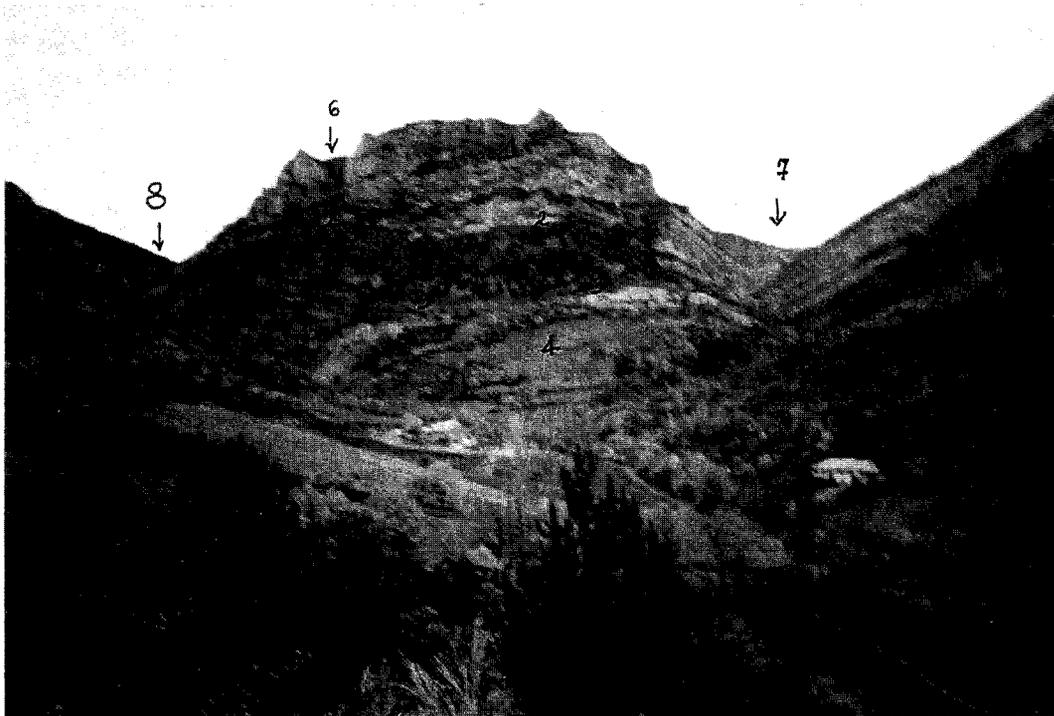
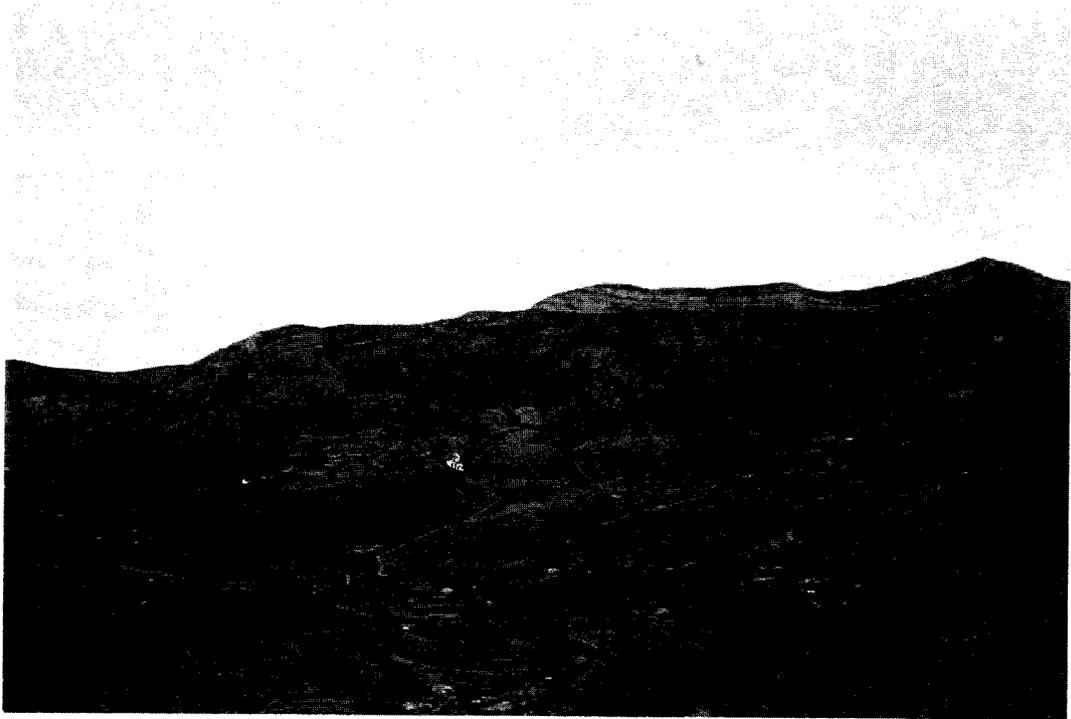


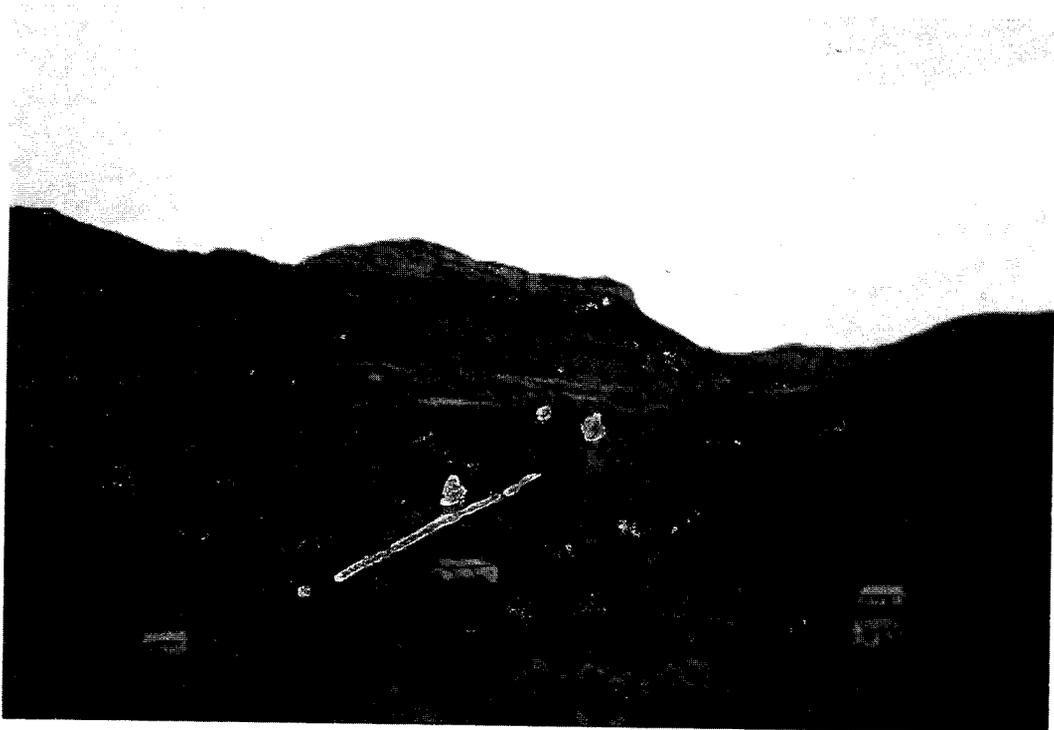
PHOTO V : ROCHER DE CHALANCON

Versant Sud du rocher de chalancon(vue de face) . Il est caractérisé par son épaisse couche sommitale de calcaires tithoniques à profil irrégulier qui domine un court replat de glissement sur lequel a été bâti le village. Sur les extrémités occidentale et orientale, les ruisseaux d'Aigubelle et de Champanin ont creusé les cluses du Pas de l'Échelle et du Pas de l'Échaillon. 1- Épaisse couche de calcaires tithoniques. 2- Trace de la niche d'arrachement sous le Pas de la Lune. 3- Replat de glissement du mouvement ancien sur lequel est construit le village de Chalancon . 4- Coulée associée à l'ancien mouvement de terrain et aussi trajectoire de l'éboulement issu du mouvement de Janvier 1720. 5- Ravine actuels . 6- Le Pas de la Lune . 7- La cluse de l'Echelle. 8- La cluse de l'Echaillon. 9- Ancien cimetière catholique.



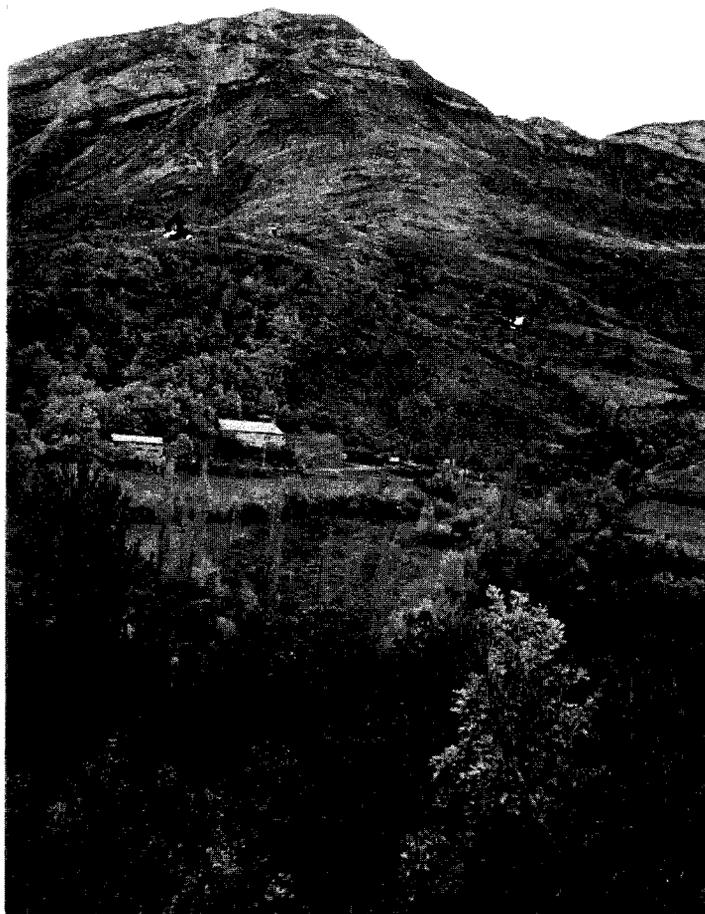
MONTAGNE DE L' EYRIAU
PHOTO VI : COULÉES ACTIVES

Versant Sud de la montagne de l'Eyriau: vue d'ensemble. On montre la trajectoire des coulées actives. Dans la moitié NNE, la corniche de calcaires tithoniques présentant un court versant réglé domine un versant réglé sous corniche; ce dernier passe vers le bas à une topographie irrégulière. Dans la moitié NNW, le versant est surtout caractérisé par la présence de croupes et de creux qui sont les témoins d'une succession de différentes phases d'instabilité. 1- Trajectoire de la coulée active de Serre la Casse. 2- Trajectoire de la coulée active des Réchas . 3- Trajectoire de la coulée active de "la Buisnière".



MONTAGNE DE L' EYRIAU
PHOTO VIII : COULÉES RÉCENTES

Versant Sud de la montagne de l'Eyriau(extrémité occidentale). On montre sur cette photo: la coulée récente de "la Rivière" et du bas glaciis des Bayles. A l'arrière plan, la corniche de calcaires tithoniques présentant un court versant sur corniche, surmonte un versant réglé sous corniche. Ce dernier domine un versant chaotique sur lequel s'inscrivent de nombreux mouvements de terrain. et de glaciis. 1- Coulée récente de "la Rivière": 1a: l'escarpement de tête; 1b- le corps de la coulée. 2- Bas glaciis des Bayles. 3- Coulée récente de "la Laune" .



MONTAGNE DE L' EYRIAU

PHOTO VII : EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DU VERSANT

Versant Sud de la montagne de l'Eyriau(extrémité occidentale) . On montre ici, l'ancien mouvement de terrain de "la Laune" et des coulées récentes de "la Laune. Au premier plan un versant chaotique fait suite à la corniche de calcaires tithoniques à pendage accusé vers le NNW; cette dernière domine un court versant réglé dans les calcaires et calcaires marneux. 1- Replat chaotique de l'ancien mouvement de terrain de "la Laune"; sa niche d'arrachement régularisée n'est pas visible. 2- Coulées récentes de "la Laune" avec la trace des niches d'arrachement formant un escarpement à niche coalescente. 3- Ravinelements récents .

III-B- LE ROCHER DE CHALANCON

Intercalé au Nord -Nord-Ouest entre la montagne de Longue Serre(séparée du rocher de Chalancon par le ruisseau de Champanin) et la montagne de l'Eyriau (séparée du rocher de Chalancon par le ruisseau d'Aigubelle), le rocher de Chalancon comme nous le montrent la photo V et la Fig. 11, est caractérisée par son importante couche de calcaires tithoniques reposant sur les formations marneuses par l'intermédiaire de calcaires et calcaires marneux du Kimméridgien inférieur, "Séquanien", "Rauracien"; il culmine exactement à 1025m, au centre d'une crête qui domine le village d'environ 250m. Ce dernier situé exactement à 763m est bâti sur un court replat à mi-pente puisque le confluent des deux ruisseaux ayant franchi les Pas n'est qu'à 647m et que le pied de la corniche se situe vers 850m-900m. (rappelons au passage que les ruisseaux d'Aigubelle et de Champanin ont creusé les versants orientaux et occidentaux donnant naissance à deux cluses : la cluse du Pas de l'Échelle à Est et la cluse du Pas de l'Échaillon à l'Ouest).

La hauteur de cette paroi quasiment verticale est de l'ordre de 150m. La pente du versant Nord est beaucoup plus faible et très irrégulière. Cette topographie est calquée sur la structure géologique. La corniche du versant Sud correspond à l'épaisseur des calcaires tithoniques et berriasiens, alors que le versant septentrional correspond à l'inclinaison de cette couche qui s'enfonce au Nord-Ouest sous le Désert, occupant le centre d'une vaste cuvette synclinale limitée vers la combe de la Motte Chalancon par les corniches des montagnes de Proulabeau et Boutarinard(prolongement vers l'Est de la montagne de l'Eyriau), des montagnes de l'Eyriau et de Longue Serre et du rocher de Chalancon. Sur le versant méridional, sous le Pas de la Lune, la position et les pendages des couches du Kimméridgien, "Séquanien", "Rauracien" correspond à un glissement de terrain de type rotationnel qui a plus ou moins conservé sa niche d'arrachement :

elle apparaît sous forme d'un tracé arqué couvrant la moitié occidentale du versant. On identifie ce mouvement de terrain comme celui qui eut lieu en 1720 et décrit comme suit dans le cahier de l'Oule(1969) : " le 10 janvier 1720 à dix heures du soir un épouvantable éboulement a emporté la moitié du village de Chalancon et la belle église. On voit encore quelques murs près du cimetière catholique; la nouvelle agglomération fut bâtie vers le levant sous le château; la

date de 1722 est gravée au dessus de la porte de l'église. La belle chaire en noyer(1632), sauvée du désastre y fut transportée". Actuellement en dépit de la stabilité apparente le mouvement de terrain est marqué par de nombreux ravinements.

L'autre moitié du versant(la moitié orientale) est à profil irrégulier(photo V) dans les calcaires tithoniques calcaires et calcaires marneux kimméridgiens. Cette topographie irrégulière domine un court replat sur lequel a été bâti le village de Chalancon. Sous ce replat un court versant à profil ondulé descend en pente douce vers le fond de la vallée; à première vue on a l'impression d'avoir une masse homogène rigide sur laquelle a poussé une végétation herbacée et quelques arbustes. En réalité il s'agit d'un ensemble constitué d'un mélange hétérométrique caractéristique de coulées. On en conclut qu'à cet endroit s'est produit, probablement avant l'Holocène, un glissement rotationnel(reconnaissable actuellement par le court replat sur lequel a été construit le village de Chalancon) associé à sa base à une coulée.

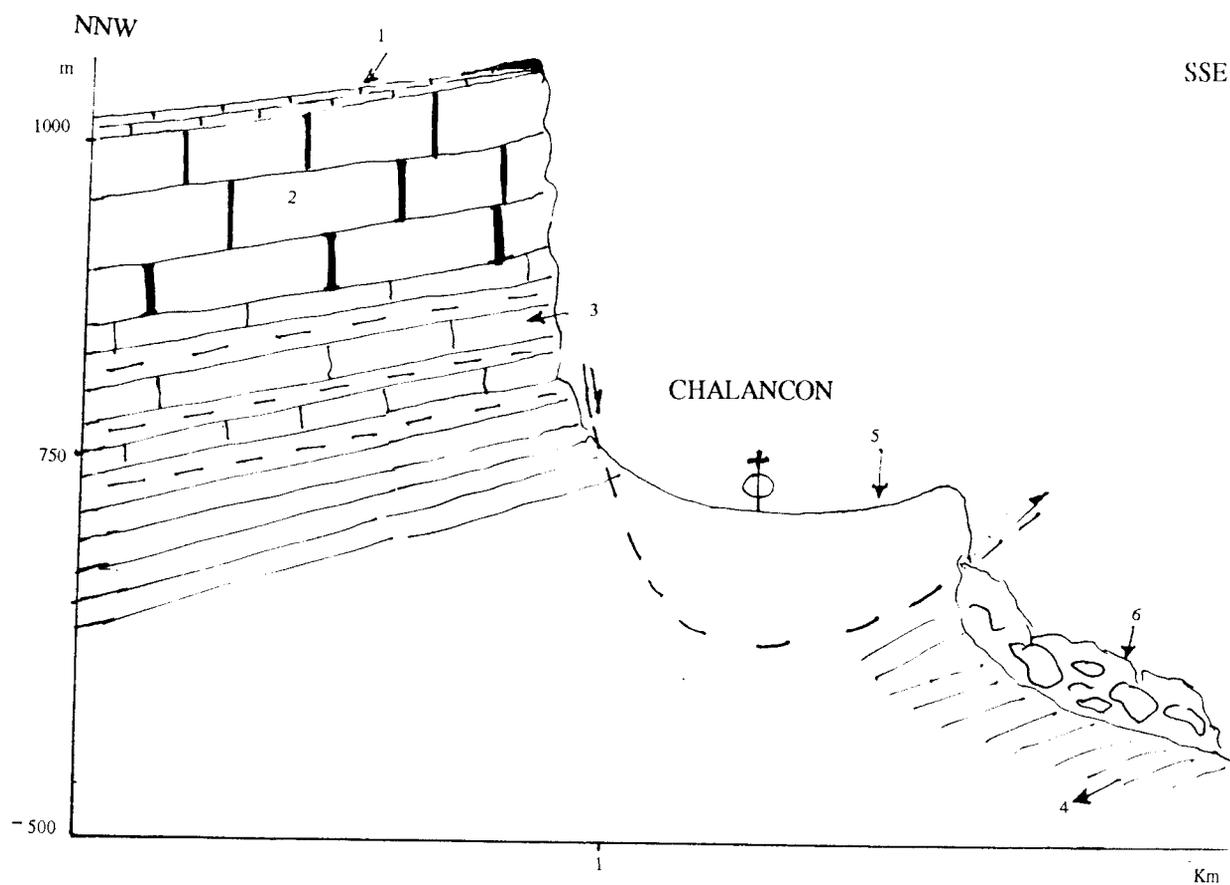


Fig. 11 : ROCHER DE CHALANCON

- 1- Calcaires berriasiens . 2- Calcaires tithoniques . 3- Calcaires et calcaires marneux kimméridgiens .
 4- Marnes oxfordiennes . 5- Replat de glissement d' un ancien mouvement de terrain sur lequel est
 construit le village de Chalancon . 6- Coulée ancienne associée à l' ancien glissement .

III- C- LA MONTAGNE DE LONGUE SERRE

INTRODUCTION : La montagne de Longue Serre est située à l'Ouest de la combe de la Motte Chalancon, où elle s'étend sur environ 5 à 6 km de long, avec un tracé plus ou moins rectiligne, et un versant qui se rétrécit au Nord, là où il forme un angle avec le rocher de Chalancon, et au Sud, où les couches du Jurassique supérieur de pendage vers l'Ouest très accusé sont mises en relief à la faveur de trois cluses successives.

Le calcaire tithonique qui arme le seul élément structural du relief n'est pas uniforme le long du versant: alors que cette corniche est plus ou moins bien marquée au Nord et au Sud, face au village de la Motte Chalancon apparaissent des formes craquelées et fissurées à sommet plus ou moins arrondi, souvent recouvertes par la végétation. La corniche de calcaires tithoniques domine, suivant la longueur du versant, un versant réglé dans les calcaires lités et marneux kimméridgiens, qui est parfois interrompu par des escarpements de tête de glissement de terrain, ou simplement se trouve en continuité avec des lambeaux de glacis.

En contrebas, l'épaisse formation des assises marneuses nous offre une topographie très complexe où se succèdent de nombreuses formes qui ont perturbé la morphologie préexistante, allant des glissements de terrain, coulées, aux phénomènes d'érosion hydrique s'intégrant dans le cadre d'une évolution géomorphologique complexe. La montagne de Longue Serre apparaît beaucoup plus perturbé que la montagne de l'Eyriau; en dépit de cet aspect dégradé, quelques formes "lisses" ont été plus ou moins conservées.

C-1- LES GLACIS DE LONGUE SERRE

La complexité topographique du versant de Longue Serre est une difficulté permanente dans la recherche de différentes formes "lisses"; ainsi l'examen du matériel de couverture et la présence d'une génération de brèche nous ont permis de distinguer trois générations de glacis. Pour étayer nos observations quelques coupes ont été réalisées:

- La coupe de la Fig. 12 réalisée à l'extrémité Sud du versant, passant par "le Viarard" nous montre: d'amont en aval, une corniche résiduelle qui domine un versant réglé dans les calcaires tithoniques, en contrebas se trouve une surface plus ou moins plane, tapissée de gros blocs rocheux disposés çà et là, souvent confondus à la brèche(si l'on ne vérifie pas la texture)légèrement rougeâtre, qui constitue le dépôt corrélatif de la phase de lissage de la première génération de glacis. Cette surface qui est directement reliée au versant réglé par une concavité bien marquée est située approximativement entre les courbes de niveau 850m et 750m, sa pente est relativement forte (estimée à environ 11°); elle est interrompue en aval par un escarpement très abrupt qui correspond à la niche d'arrachement d'un mouvement de terrain récent.

Une autre surface plus ou moins plane, légèrement décalée vers le sud en contrebas du glacis précédent, se raccorde à un autre versant réglé emboîté dans le précédent et qui résulte, après la réalisation du glacis I, d'un creusement remettant en valeur un escarpement qui a été régularisé à son tour. Cette surface s'étend approximativement entre les courbes de niveau 750m et 650m, et apparaît moins inclinée(sa pente est estimée à 5 ou 6° environ) que le niveau supérieur; elle se différencie de celui-ci par la caractéristique suivante: les éboulis cryoclastiques qui constituent ici les dépôts correspondant à la mise en place de la seconde génération de glacis reposent sur la formation à brèches, qui elle même recouvre une autre formation à gros blocs (Fig.13).

On pense que la mise en place de ces dépôts a dû s'effectuer à différents stades que nous décrivons de la façon suivante: d'abord un écroulement rocheux s'est mis en place; les matériaux issus de cet écroulement ont ensuite été recouverts par les dépôts d'éboulis cryoclastiques correspondant au glacis I et à la régularisation partielle de la corniche, ensuite intervient la phase de cimentation en brèche. Postérieurement à la formation du glacis correspondant à cette brèche, un glissement de masse a entraîné en contrebas l'ensemble situé au pied du rocher de la Buisse. La masse glissée, dont les brèches présentent une inclinaison anormalement faible, a ensuite été recouvert par les éboulis cryoclastiques non cimentés donnant naissance à cette seconde génération de glacis.

- Une coupe passant par Fontfroide(Fig. 14), dans la partie centrale du versant de Longue Serre, nous offre une structure moins complexe avec deux niveaux de glacis séparés par une pente plus ou moins irrégulière(accentuée par le glissement de l'extrémité aval du glacis supérieur) qui traduit sans doute la

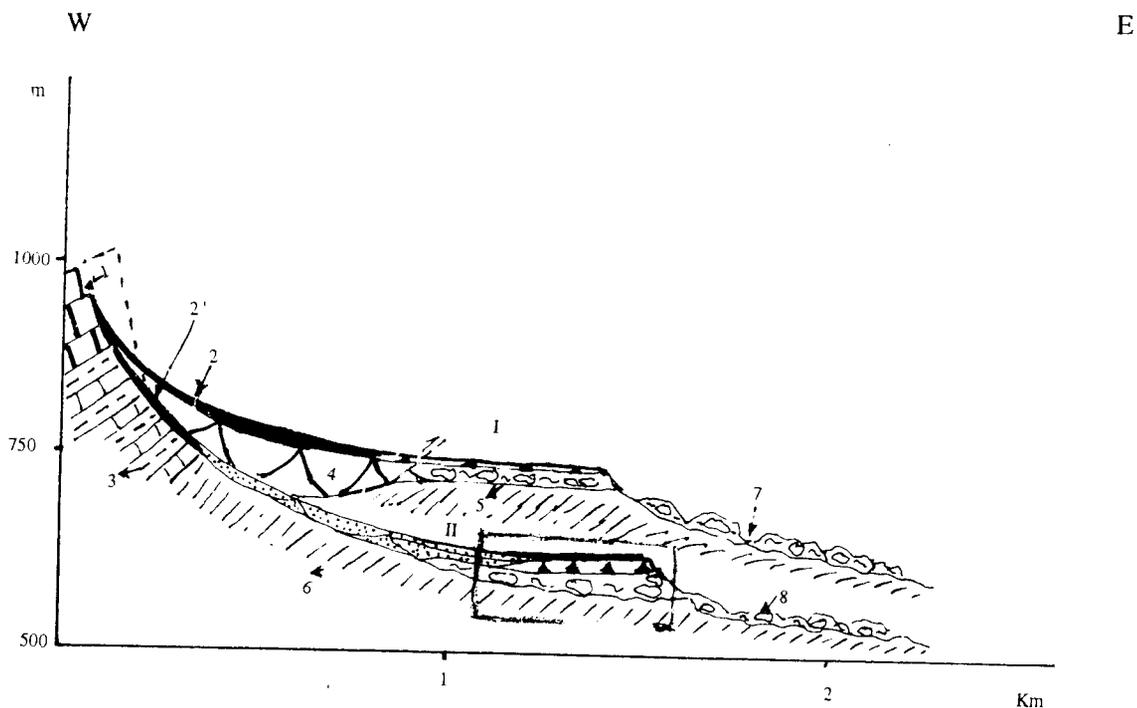


Fig . 12 : COUPE DE L' EXTRÉMITÉ SUD DU VERSANT DE LONGUE SERRE

1- Calcaires tithoniques . 2- Versant réglé correspondant au glacier I . 2'- Versant réglé correspondant au glacier II 3- Calcaires lités et marneux kimméridgiens . 4- Masse glissée . 5- Coulée ancienne associée à la masse glissée . 6- Marnes oxfordiennes . 7- Coulée récente de Pez . 8- Coulée récente du Rocher de la Buisse . I- glacier de Viarad . II- Glacier de "la Pattaque" .

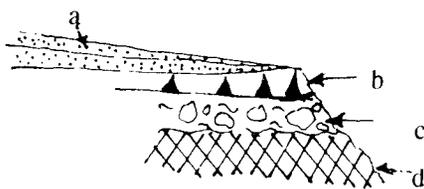


Fig . 13 : STRATIGRAPHIE DU VERSANT AU NIVEAU DE " LA PATTAQUE"

a- Débris cryoclastiques correspondant au glacier II . b- Brèche corrélatrice du glacier I, ayant glissée . c- Matériaux de coulée ancienne(gros blocs) ayant glissé . d- Terres noires (marnes oxfordiennes) .

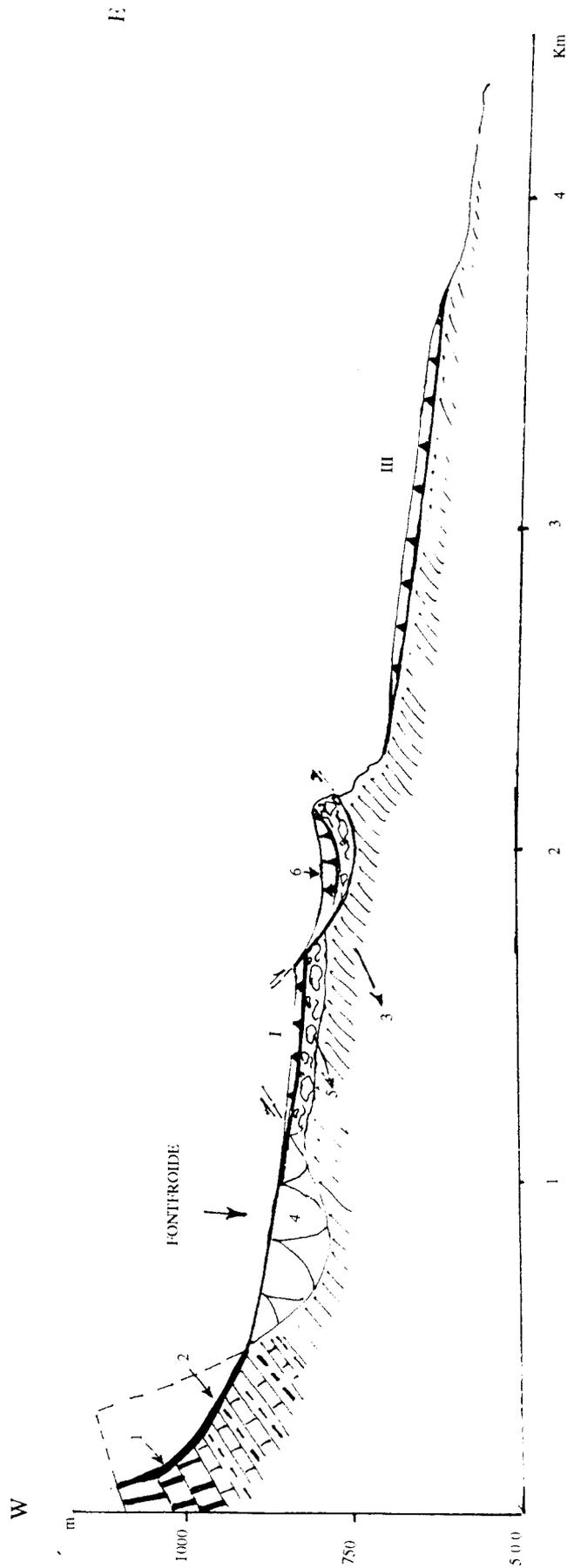


Fig. 14: COUPE PASSANT PAR FONTFROIDE

1- Calcaires tithoniques . 2- Versant réglé . 3- Marnes oxfordiennes . 4- Masse glissée . 5- Coulée de blocs . 6- Glissement glaciaire-coulée(extrémité aval du glaciaire I) I - Glacis supérieur de Fontfroide. III- Bas glaciaire de Fontfroide .

mise en train de processus morphogéniques différents de part et d'autre. Le niveau supérieur est en rapport direct avec le versant réglé qui fait suite à une corniche de calcaires tithoniques fissurés; il apparaît sous forme d'une surface plus ou moins plane qui s'étend approximativement entre les courbes de niveau 900m et 800m, suivant une pente relativement faible (estimée à environ 5°); elle se termine en aval par un abrupt correspondant à la niche d'arrachement d'un glissement ayant affecté l'ensemble glacis-coulée, car au départ, sous une importante corniche de calcaires tithoniques s'est ouverte une niche d'arrachement correspondant au glissement en masse des assises kimméridgiennes prolongé en aval par une coulée, le creusement mettant en valeur l'escarpement a été régularisé entraînant la mise en place du niveau supérieur de glacis; ce dernier se caractérise par la présence d'une brèche légèrement rougeâtre; il recouvre le mouvement de terrain. La contre-pente de la partie aval du glacis I de Fontfroide, bien marquée dans le paysage (photos XI), est le témoin d'un second glissement glacis-coulée.

- En contrebas de ce niveau de glacis, s'étend le bas glacis le plus remarquable du versant de Longue Serre (Fig.14 et photo XII); il apparaît sous forme d'une surface plane à aspect légèrement bombé; il s'étend sur environ 100m de dénivellation(courbes de niveau 710m et 600m), de pente relativement faible (environ 2°). Il est limité en amont par une pente en gradins qui le sépare du niveau supérieur, et en aval il domine un surface bordant le ruisseau d'Aiguebelle. Il est menacé de part et d'autre par des ravinements récents. Sa couverture très mince est constituée de cailloutis calcaires et marno-calcaires enrobés dans une fine matrice grisâtre; elle repose sur une importante assise de marnes oxfordiennes.

- Les bas glacis de la combe "la Lièvre" et de l'extrémité Sud du versant ont nécessité un travail minutieux pour être mis en évidence. Le premier est situé en aval de l'interfluve de "terres noires" coté 681 portant les matériaux d'une ancienne coulée. Il s'agit d'une surface de moindre extension située approximativement entre les courbes de niveau 620m et 580m, les matériaux de couverture sont répartis suivant une bande plus ou moins arquée, résultat sans doute d'une forte érosion; il est limité sur les côtés par deux ruisseaux temporaires qui se jettent dans la rivière d'Oule. Sa couverture est constituée d'une formation détritique composée de cailloutis calcaires et marno-calcaires pris dans une matrice noirâtre.

Le deuxième témoin de bas glacis est situé à l'extrémité sud du versant là où la route départementale n°173 forme en contrebas des trois cluses, une ligne courbe très marquée(en forme "d'épingle à cheveux"); il apparaît à une altitude plus faible que le niveau précédent, approximativement entre les courbes de niveau 560m et 550m.

- Dans la moitié Nord du versant de Longue Serre, on retrouve aux abords de Lescourtette un lambeau de glacis dont une carrière donne une coupe (photo X). En recherchant à classer les événements suivant leur disposition chronologique, de nos observations, nous avons réalisé la coupe de la Fig.15. Elle nous donne de bas en haut : un niveau de glacis qui s'étend approximativement entre les courbes de niveau 800m et 650m; sa pente est relativement faible, il est constitué d'éboulis cryoclastiques enrobés dans une matrice brun-rougeâtre légèrement cimentée. Il recouvre une épaisse formation à blocs de taille multidimensionnelle pris dans une matrice jaunâtre.

Ce glacis est surmonté en amont par un court versant réglé lui correspondant, celui-ci passe vers le haut à un replat de glissement dominé par un versant réglé (sans doute contemporain du glacis I de Viarard) faisant suite à une corniche résiduelle, ce qui suppose globalement trois phases de fonctionnement: premièrement, le versant réglé sous corniche, affecté en aval par le glissement-coulée de Lescourtette, correspond à la phase de glaciplanation de la génération I de glacis; deuxièmement, un glissement en masse a affecté ce versant réglé, effaçant du même coup le niveau supérieur de glacis. Ce glissement est associé en aval à une coulée. . Enfin la dernière phase est celle correspondant à la régularisation du versant "2" qui a donné naissance au glacis II de Lescourtette .

C-2- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN

La montagne de Longue Serre s'inscrit dans le cadre de l'instabilité généralisée des versants et des mouvements de terrain qui ont affecté la région; la disposition des roches que nous avons souvent dans notre région(roches cohérentes reposant sur les roches meubles) se traduit souvent par d'énormes conséquences sur le plan hydrogéologique(teneur en eau) et sur le plan mécanique (cohésion) dont le moindre déséquilibre entraîne des mouvements de terrain; d'où la complexité du versant de Longue Serre qui se traduit par une topographie confuse où se succèdent des bosses et des creux. Les mouvements de terrain de Longue Serre s'y inscrivent en apparaissant suivant des formes plus ou moins nettes.

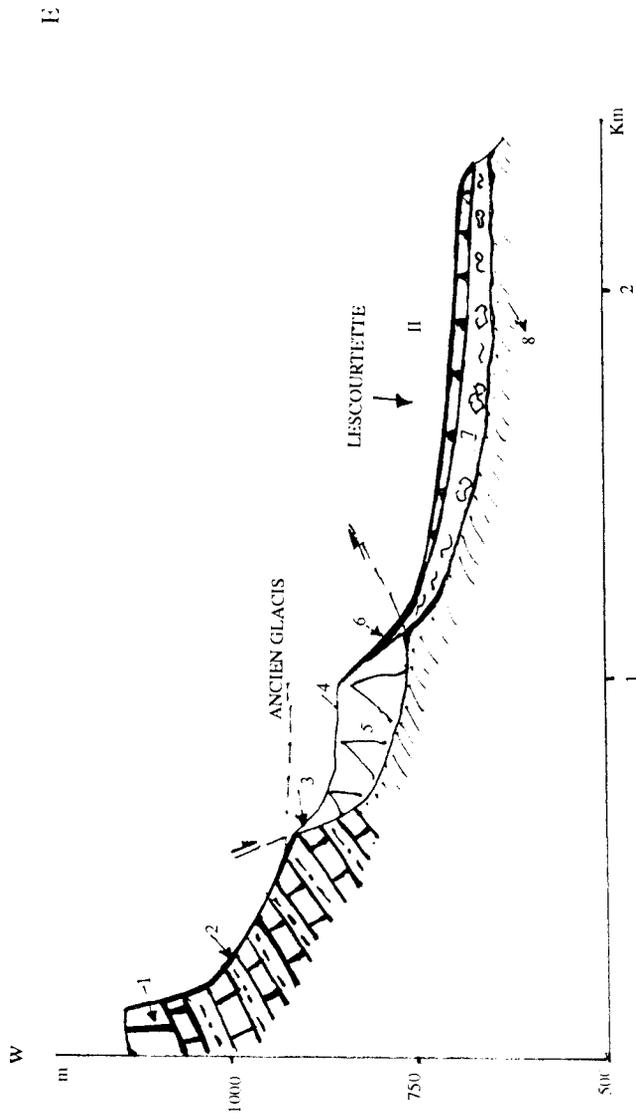


Fig. 15 : COUPE PASSANT PAR LE SCOURTETTE
(MOITIÉ NORD DU VERSANT DE LONGUE SERRE)

1- Calcaires tithoniques . 2- Versant réglé contemporain du glaciaire I de Viarard . 3- Niche d'arrachement
régularisée . 4- Replat de glissement . 5- Masse glissée . 6- Versant réglé contemporain du glaciaire II de
Lescourtette . 7- Coulée associée à la masse glissée . 8- Marnes oxfordiennes . II- glaciaire II de
Lescourtette .

L'étude de ces différentes formes et leur position par rapport aux niveaux de glacis étudiés précédemment vont nous permettre d'établir ultérieurement une chronologie relative; grâce à cette analyse nous avons défini quelques générations de mouvements de terrain suivant la notion d'antériorité ou de postériorité aux trois générations de glacis.

C-2-1- Les mouvements de terrain anciens

C-2-1-1- La première génération de mouvement de terrain

Nous avons classé dans cette génération, les mouvements de terrain qui ont précédé la phase de lissage du glacis I; on regroupe: le glissement de terrain sous le glacis I de Viarad, les mouvements de terrain dont les matériaux sont perchés sur d'importantes assises de marnes oxfordiennes et argoviennes, situés dans la moitié Nord du versant de Longue Serre, et le mouvement de terrain sous le glacis I de Fontfroide.

C-2-1-1-1- Le mouvement ancien de Viarard

- A "le Viarard" l'illustration du mouvement de terrain est donnée par la coupe de la Fig. 12, à partir de laquelle on peut voir la formation à brèche correspondant au niveau supérieur du glacis reposer sur la formation à gros blocs issue d'un glissement rotationnel dont la masse glissée a affecté les calcaires et calcaires marneux kimméridgiens de pendage accusé vers l'Ouest et mis au jour par de nombreux ravinements récents situés à environ 780m - 800m d'altitude; ce mouvement de terrain fossilisé a son escarpement de tête qui a disparu lors de la régularisation postérieure du versant.

C-2-1-1-2- Le mouvement ancien de Fontfroide

- A Fontfroide, entre le sommet et 830m d'altitude environ, on retrouve le phénomène décrit ci-dessus(Fig. 14): à savoir un glissement-coulée fossilisé par le glacis I. Ce glissement rotationnel a affecté les calcaires et calcaires marneux kimméridgiens présentant un pendage accusé vers l'Ouest, visibles grâce aux ravinements récents qui apparaissent de façon sporadique aux alentours de 850 - 870m d'altitude ; son escarpement de tête a été aussi complètement effacé par régularisation postérieure du versant donnant naissance au glacis. La coulée est reconnaissable par son matériel hétérométrique en vrac et les gros blocs qui sont

bien visibles dans la partie aval où le replat à contre-pente bien marquée, traduit un second glissement postérieur au précédent.

C-2-1-1-3- Le mouvement ancien des Clapiers et le mouvement "M"

Dans la moitié Nord du versant de Longue Serre, deux mouvements de terrain sont associés à cette première génération de mouvement de terrain; On les repère facilement par les restes de matériaux perchés sur les assises marneuses.

-A l'extrémité Nord , plus précisément à Clapiers, on trouve des gros blocs rocheux perchés sur une importante assise de marnes et calcaires marneux argoviens mis à nu par d'importants ravinements actuels laissant entrevoir le pendage accusé vers l'Ouest de ces marnes(Photo XIII). A 820m et 830m d'altitude environ, on a des replats correspondant à un glissement en masse et disjoints par des surfaces de cisaillement secondaires. L'escarpement de tête n'est pas visible, car la régularisation postérieure du versant l'a complètement effacé. Dans la partie inférieure du mouvement, c'est-à-dire de la cote 801 jusqu'à 850m d'altitude environ sont disposés çà et là, des gros blocs rocheux et quelques blocs de dimensions plus modeste sont pris dans une fine matrice marneuse; entre 880 et 900m , on trouve un talus d'éboulis qui fait suite au versant réglé au-dessus duquel est située une corniche de calcaires tithoniques recouverts de végétation.

-Entre Lescourtette et le mouvement de terrain récent des Clapiers, on observe, perchés sur une importante assise de marnes oxfordiennes(mises à nu par ravinements, et plus ou moins régularisées), d'énormes blocs rocheux et une fine matrice marneuse constituée de blocs plus modestes. Ce matériel de coulée se situe entre 760m et 880m d'altitude. Des replats correspondant à un glissement en masse et disjoint par des surfaces de cisaillement secondaires sont visibles à 800m, 810m, et 830m. Vers le sommet ce mouvement de terrain est surmonté par un versant réglé aux dépens duquel l'escarpement de tête a disparu; le versant réglé est dominé par une corniche résiduelle de calcaires tithoniques très fracturés. En dépit de l'absence de repère nous avons nommé ce mouvement de terrain : le mouvement "M".

C-2-1-2 - La deuxième génération de mouvements de terrain

On associe à cette génération , les mouvements de terrain postérieurs à l'élaboration du glaciaire I et antérieurs à la phase de lissage du glaciaire II. En fonction des particularités que nous décrivons pour chaque mouvement de terrain, on distingue: le mouvement de terrain fossile situé au pied du Rocher de la Buisse, le

glissement de la partie aval du glacis I de Fontfroide, le glissement-coulée de Lescourtette .

C-2-1-2-1- Le mouvement de terrain fossile du Rocher de la Buisse

Il a pris naissance au pied du Rocher de la Buisse à l'extrémité Sud du versant de Longue Serre; actuellement il est recouvert par des éboulis cryoclastiques correspondant à la mise en place du glacis II. A l'extrémité inférieure de ce glacis (Fig. 12) et (photo IX) on peut voir la superposition de trois formations : les éboulis cryoclastiques correspondant au second glacis reposent sur une autre formation à brèche ,cette dernière repose sur une formation à gros blocs correspondant à la coulée associée au glissement de Viarard(cf. étude du glacis I).

C-2-1-2-2- Le glissement de terrain de la partie aval du glacis I de Fontfroide

A l'extrémité aval du glacis I de Fontfroide, à environ 830m d'altitude, s'ouvre une niche d'arrachement(photo XI)qui apparaît aujourd'hui plus ou moins régularisée. Cet escarpement de tête correspond au glissement glacis-coulée qui est schématisé sur la coupe de la Fig.14. Il a pris naissance à environ 830m d'altitude et est surtout caractérisé par son replat de glissement à contre-pente bien marquée à partir de laquelle est mise en relief une formation à brèche rougeâtre reposant sur une autre formation constituée d'un mélange hétérogène de blocs rocheux de toute taille dans une fine matrice marneuse. Ce glissement apparaît dans la topographie sous forme d'une croupe(photo XI) d'environ 200m de long et 180m de dénivellation(courbes de niveau 830m et 750m). A son extrémité inférieure, une pente irrégulière, fortement ravinée, le sépare d'une part du niveau inférieur de glacis de Fontfroide, et d'autre part d'une surface à topographie irrégulière, où sont disposés çà et là de nombreux gros blocs rocheux: c'est la coulée de la combe Chabri.

C-2-1-2-3- Le glissement-coulée de Lescourtette

Il est situé dans la moitié Nord du versant de Longue Serre, à Lescourtette, là où affleure une épaisse formation de marnes oxfordiennes qui passent successivement vers le haut aux formations de marnes et calcaires marneux argoviens, de calcaires et calcaires marneux kimméridgiens et aux calcaires fissurés du Tithonique . Le mouvement de terrain qui y a pris naissance est

illustré sur la coupe de la Fig. 15 : la corniche résiduelle de calcaires tithoniques domine un versant réglé dans les calcaires et calcaires marneux kimméridgiens. Vers 860-870m, le versant réglé est interrompu par un abrupt(escarpement de tête plus ou moins régularisé) qui passe vers le bas à un replat de glissement situé vers 830-840m. Sous le replat de glissement, on observe un court versant réglé au pied duquel s'étend une surface plane qui est le glacis de Lescourtette. Celui-ci repose sur une formation de coulée(photo X). A partir des ravinements actuels sur le replat de glissement, on peut voir le pendage anormal des couches de calcaires et calcaires marneux kimméridgiens. Ce mouvement de terrain est un glissement rotationnel qui est associé en aval à une coulée sur laquelle reposent les matériaux correspondant au glacis.

Dans cette génération de mouvements de terrain , chronologiquement le glissement glacis-coulée de Fontfroide est antérieur au mouvement de Rocher de la Buisse, ce dernier est lui-même antérieur au mouvement de Lescourtette .

C-2-1-3- Troisième génération de mouvements de terrain

Les mouvements de terrain qui appartiennent à cette génération ont pour caractéristique de s'être mis en place après les phases de lissage des niveaux II et III . On distingue : le mouvement ancien de la combe " la Lièvre ", le mouvement de terrain de Béraux et le mouvement de terrain de la combe Chabri .

C-2-1-3-1- Le glissement -coulée de la combe "la Lièvre"

Il est situé dans la moitié Sud du versant de la montagne de Longue Serre, face au village de la Motte Chalancon. En dépit d'une végétation arbustive plus ou moins importante qui recouvre plus ou moins les sommets, ce glissement est caractérisé par une importante niche d'arrachement qui a affecté le versant réglé façonné dans les calcaires et calcaires marneux kimméridgiens. Cet escarpement de tête est situé à environ 930m d'altitude. Le mouvement de terrain s'est mis en place dans la partie la plus large du versant; cette partie se développe sur une épaisse formation de marnes bathoniennes (30m d'épaisseur environ),callovo-oxfordiennes et argoviennes(sur une épaisseur d'environ 300 à 500m). La formation de calcaires et calcaires marneux kimméridgiens d'épaisseur relativement faible assure le passage vers les horizons de calcaires tithoniques très fissurés(photo XIII) et envahis par la végétation.

En schématisant du sommet à la base: la corniche résiduelle de calcaires tithoniques domine un versant réglé dans les calcaires et calcaires marneux kimméridgiens attaqués par des ravinements récents vers 950m d'altitude; le versant réglé est tronqué à sa base par l'escarpement de tête à niche coalescente; un talus d'éboulis lui fait suite; ce dernier domine une série de replats(situé entre 860m et 880m d'altitude) tapissés de gros blocs rocheux. Des ravinements sporadiques font apparaître le pendage accusé vers l'Ouest des couches de calcaires et calcaires marneux qui ont glissé. Un court versant réglé dans les marnes argoviennes fait suite aux replats de glissements; il est interrompu à deux endroits par des niches d'arrachement associées à de coulées récentes. La partie inférieure (la plus importante) de ce glissement est caractérisée par une topographie chaotique et ondulée, on y trouve: des blocs rocheux de taille très variée perchés sur l'interfluve coté 681 et l'interfluve "le Foulon", de nombreux ravinements récents entaillent les flancs de ces interfluves; des pins ont été plantés pour empêcher les marnes de couler.

C-2-1-3-2- Le mouvement de terrain de Béraux

Il est situé à Béraux dans la moitié Nord du versant de Longue Serre; il a pris naissance dans un environnement perturbé par une succession d'événements décrits précédemment; il est limité au nord par Lescourtette et au sud par Fontfroide et la combe Chabri dont il est séparé par un ruisseau temporaire. Ce mouvement de terrain apparaît sous forme d'un entonnoir; il est caractérisé à son sommet par son escarpement de tête en arc-de-cercle plus ou moins bien visible dans la topographie, et à sa base en forme de lobe sans doute tronqué par les travaux de la carrière(photo XV); il faut aussi préciser que les moyens d'accès sont pénibles à cause de l'absence de pistes et de la présence d'une importante végétation herbacée et arbustive et d'une topographie très irrégulière marquée par des pentes parfois assez fortes.

En partant de la base(route départementale n°135), la différence entre la partie amont et la partie aval est très frappante: la partie aval qui se termine en bordure de la route par une sorte d'escarpement laisse entrevoir un mélange hétérométrique caractéristique de coulée(où différents blocs rocheux multidimensionnels sont enrobés dans une matrice jaunâtre), recouvert par une très fine pellicule due à la présence de la végétation(qui donne cette compacité relative); elle s'étend sur 200 à 300m de long et 120m de dénivellation(courbes de niveau 700m et 580m). A partir de 700-720m, on passe subitement à une topographie très chaotique caractérisée par la présence de nombreux monticules

de marnes ou marno-calcaires apparaissant çà et là; ils sont moins bien visibles sur la photo XV, où ils sont plus ou moins masqués par la végétation. Ces monticules sont les témoins d'une intense activité de l'érosion hydrique qui s'accroît lors de nombreuses averses. Par exemple, après les pluies abondantes de l'automne 1993, on a observé une accentuation du phénomène.

Au dessus de cette zone un talus d'éboulis fait suite à l'escarpement de tête qui a tronqué le versant réglé; Ce dernier fait suite à la corniche résiduelle de calcaires tithoniques plus ou moins recouverts de végétation. Les nombreuses modifications qu'ont subies le mouvement lui donne un aspect tout à fait particulier.

C-2-1-3-3- La coulée de la combe Chabri

La combe Chabri est située dans la moitié Nord du versant de Longue Serre entre Fontfroide et Béraux . La coulée s'est mise en place dans un environnement où n'affleure que la formation de marnes oxfordiennes . Elle est limitée en amont par le glissement glaciaire-coulée de Fontfroide, et en aval par la route départementale n° 135 dominée par une butte sur laquelle reposent les gros blocs appartenant à la coulée . Le déclenchement de cette coulée a été sans doute favorisé par l'instabilité engendrée par le glissement glaciaire-coulée de Fontfroide. Sur ses flancs , la coulée est actuellement attaquée par des ravinements . Elle s'étend sur environ 500m de long et 120m de dénivellation (courbes de niveau 750m et 630m). Elle apparaît actuellement sous forme d'une surface à aspect relativement ferme; elle est disséquée par de nombreuses incisions plus ou moins profondes dans lesquelles circulent de nombreux filets d'eau lors d'importantes averses. Il y pousse une végétation plus herbacée qu'arbustive . La surface est tapissée de nombreux gros blocs rocheux disposés çà et là . Lors d'importantes averses les fissures deviennent plus larges et cèdent en donnant naissance à des crevasses(photo XVI) : après une longue observation, elle s'est ouverte après les abondantes averses de l'automne 1993(entre fin octobre et début novembre); ce qui témoigne de l'activité plus ou moins permanente de l'érosion sur les versants de la combe de la Motte Chalancon.

C-2-2- Les mouvements de terrain historiques

On classe dans cette catégorie les mouvements de terrain qui se sont mis en place longtemps après la genèse des mouvements de terrain anciens postérieurs aux niveaux III de glaciaire . Ils ont une particularité: c'est leur épanchement jusqu'aux voisinages des rivières actuels. On distingue d'une part la génération

des mouvements de terrain récents et d'autre part la génération des mouvements de terrain actifs .

C-2-2-1- La génération des mouvements de terrain récents

C' est la quatrième génération de mouvements de terrain du versant de Longue Serre; on regroupe: le mouvement de terrain récent des Clapiers, la coulée de Pez et la coulée récente de Rocher de la Buisse .

C-2-2-1-1- Le mouvement de terrain récent de Clapiers

Il est situé à l'extrémité Nord du versant de Longue Serre, emboîté entre le mouvement ancien de Clapiers et le mouvement ancien "M"; il apparaît sous forme d'une vaste cuvette(photo XIV) occupant presque toute la largeur du versant, depuis les sommets occupés par les calcaires blancs très fissurés (à environ 1050m d'altitude) jusqu'au voisinage immédiat du niveau actuel du ruisseau d'Aiguebelle.

Ce mouvement de terrain s'est mis en place dans un environnement déjà affecté par de nombreux phénomènes d'instabilité. Dans cet environnement, la partie inférieure est occupée par une importante assise de marnes argoviennes qui affleurent jusqu'à 900m d'altitude environ; elle est surmontée par les calcaires marneux kimméridgiens qui font suite à une corniche résiduelle de calcaires tithoniques présentant de nombreuses fissures. Le sommet est souvent recouverte par une végétation d'arbustes.

La topographie engendrée par le glissement se décompose en deux parties distinctes: la partie supérieure est dominée par sa niche d'arrachement en forme de fer à cheval, de profil raide; elle est façonnée dans les calcaires blancs fissurés du Tithonique; elle est située à environ 1050m d'altitude; elle passe vers le bas à un talus d'éboulis qui s'étalent approximativement sur une centaine de mètres, recouvrant probablement le replat de glissement. On note à cet endroit des ravinements récents sur les bords latéraux du mouvement de terrain. La partie inférieure relativement plus large et plus longue est caractérisée par une topographie chaotique où se succèdent des bosses constituées de gros blocs rocheux reposant les uns sur les autres, ou parfois formées de monticules de terre composés d'une multitude de blocs de taille plus modeste; cet aspect chaotique couvre les deux tiers de la partie inférieure et ne s'estompe que vers le fond de la

vallée après la route, où il ne subsiste que quelques gros blocs rocheux isolés à moitié enfouis dans le sol.

L'état de fraîcheur et la raideur de l'escarpement de tête sont entretenus par des éboulements sporadiques. Ce mouvement de terrain est l'illustration d'un glissement rotationnel associé en aval à une coulée.

C-2-2-1-2- La coulée récente de Pez

L'arrachement principal en arc de cercle s'est développé à la limite inférieure du glaciaire de Viarard(extrémité Sud du versant de Longue Serre), vers 730-740m d'altitude; cet escarpement de tête très abrupt domine une topographie bosselée descendant en pente douce vers le fond de la vallée. On y trouve çà et là des matériaux divers: des gros blocs rocheux(provenant de la formation à gros blocs située sous le glaciaire de Viarard) à moitié enfouis dans le sol, des matériaux de taille plus modeste et une fine matrice marneuse. Elle est aussi parcourue par de nombreux filets d'eau. Sur le flanc droit, elle est limitée par des ravinements récents qui ont attaqué le glaciaire II du Rocher de la Buisse. Elle s'est développée sur environ 500 à 800m de long et 200m de dénivellation (courbes de niveau 750m et 550m).

C-2-2-1-3- La coulée récente du Rocher de la Buisse

Elle est située au pied du second glaciaire de l'extrémité Sud du versant de Longue Serre, dans un environnement très instable déjà marqué par la présence de nombreuses phases d'instabilité qui ont perturbé antérieurement le versant; et où affleure une importante assise de marnes oxfordiennes; elle est limitée de part et d'autre par d'importants ravinements récents et profonds qui ont donné naissance à des cluses. L'escarpement de tête encore bien visible apparaît à environ 650m d'altitude; il domine une topographie chaotique de bosses et de creux. On y trouve également quelques blocs rocheux isolés le plus souvent à moitié enfouis dans le sol(photo IX). De forme très particulière, cette coulée est longue d'au moins 300 à 400m , sur une dénivellation de 100m (courbes de niveau 650m et 550m). Actuellement on ne souligne aucune phase de reprise.

C-2-3- La génération des mouvements de terrain actifs

C' est la cinquième génération de mouvements de terrain qui regroupe les coulées récentes de la combe "la Lièvre" .

C-2-3-1 - Les coulées récentes de la combe "la Lièvre"

Elles ont pris naissance au pied du replat de glissement de l' ancien mouvement de terrain de la combe "la Lièvre", dans un environnement très instable marqué d'abord par l' ancien mouvement de terrain et ensuite par de nombreux ravinements actuels. Cette instabilité est favorisée par la présence d'une faible végétation herbacée et par l' affleurement de marnes argoviennes sur lesquelles se sont façonnées les niches d' arrachement: les marnes callovo-oxfordiennes très ravinées affleurent sur environ 500 à 800m de long dans la partie inférieure du versant , et les marnes bathoniennes qui leurs font suite. Elles se sont étalées jusqu' au fond de la vallée en suivant une trajectoire plus ou moins sinueuse, en empruntant deux ravins différents :

L' une dans le ravin de la combe "la Lièvre" entre l' interfluve coté 681 situé au Sud de la coulée et l' interfluve " Tomb" situé au nord . Elle s' étend sur environ 1 km de long et sur 250m de dénivellation (courbes de niveau 800m et 550m) .

L' autre entre l' interfluve " le Foulon" et le flanc Sud du bas glacis de Fontfroide . Sa longueur est d' environ 1 km. Elle s' étend sur 250m de dénivellation (courbes de niveau 800m et 550m) .

Leur niche d' arrachement est située vers 800m d' altitude; leur matériel est constitué essentiellement d'une fine matrice noirâtre provenant de la désagrégation des formations marneuses par les ravinements; on y trouve aussi quelques petits blocs rocheux isolés et quelques filets d' eau .

C-3 - IMPORTANCE DU PHÉNOMÈNE D' ÉBOULISATION

les nombreux blocs rocheux rencontrés sur le versant de Longue Serre et qui proviennent de la corniche de Tithonique, obéissent à une dynamique que nous décrivons de la façon suivante: d'une part la pente du talus dépassant la valeur maximale d'équilibre atteinte par la pente du talus naturel, son flanc s'écroule. D'autre part par l'action des alternances gel-dégel, les parois rocheuses se disloquent superficiellement en délivrant des fragments de roches qui tombent et

roulent. La plupart du temps, ces blocs sont entraînés vers le bas par des coulées, tel est le cas de la plupart des blocs rencontrés ici, excepté les éboulements récents qui marquent la partie supérieure du glissement-coulée récent des Clapiers et les blocs formant les talus d'éboulis affleurant dans les parties sommitales du versant.

C- 4- CONCLUSION

L'évolution géomorphologique qu'a subie le versant de Longue Serre est caractérisée par l'existence de trois générations de glacis avec au moins une génération de brèche, et cinq générations de mouvements de terrain classées en fonction de l'antériorité ou de la postériorité de trois générations de glacis. Le versant de Longue Serre est surtout marqué par la présence de nombreux ravinements favorisés par l'affleurement d'une importante assise de "terres noires" parcourues par de nombreux filets d'eau, lui donnant cet aspect perturbé.

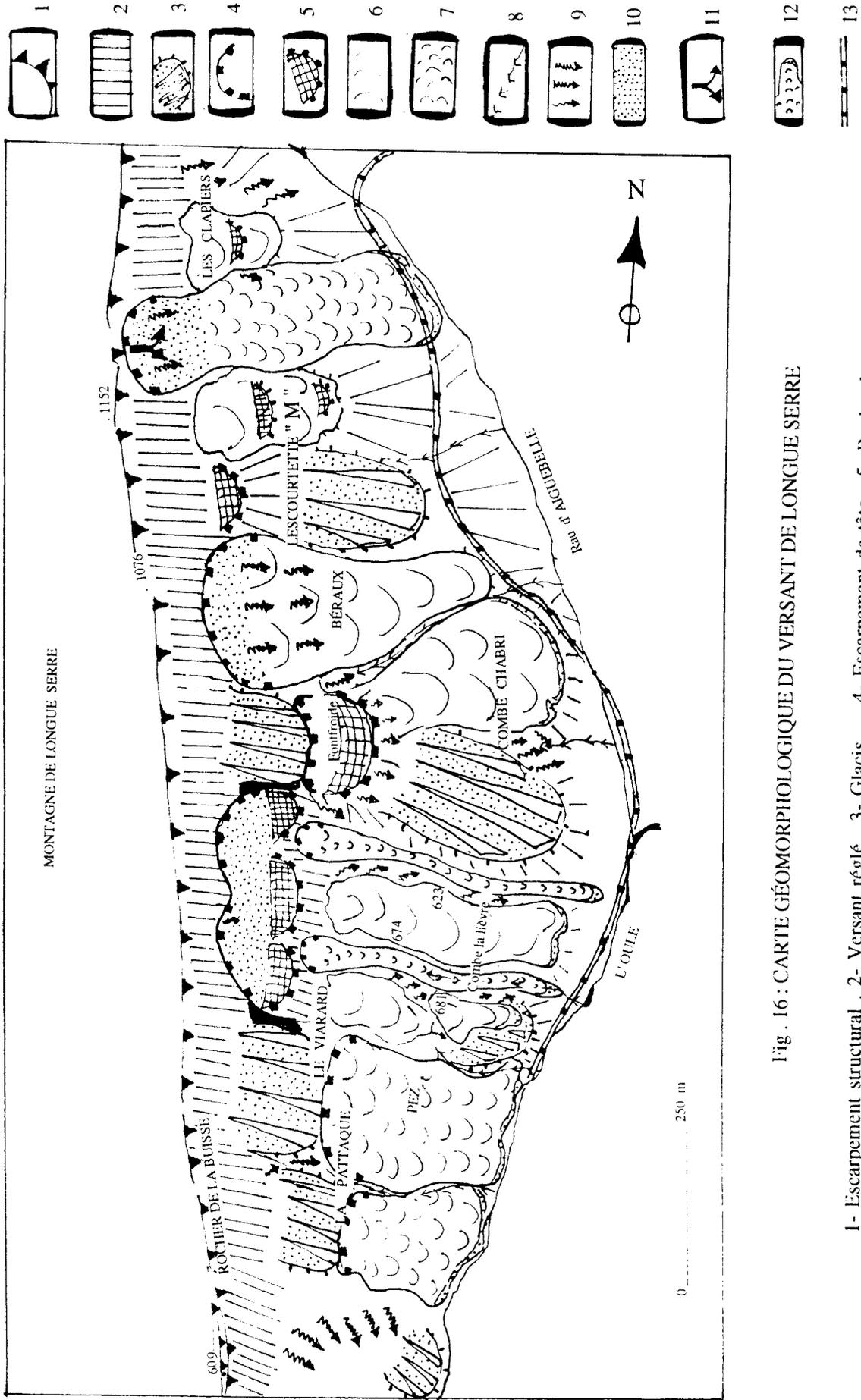
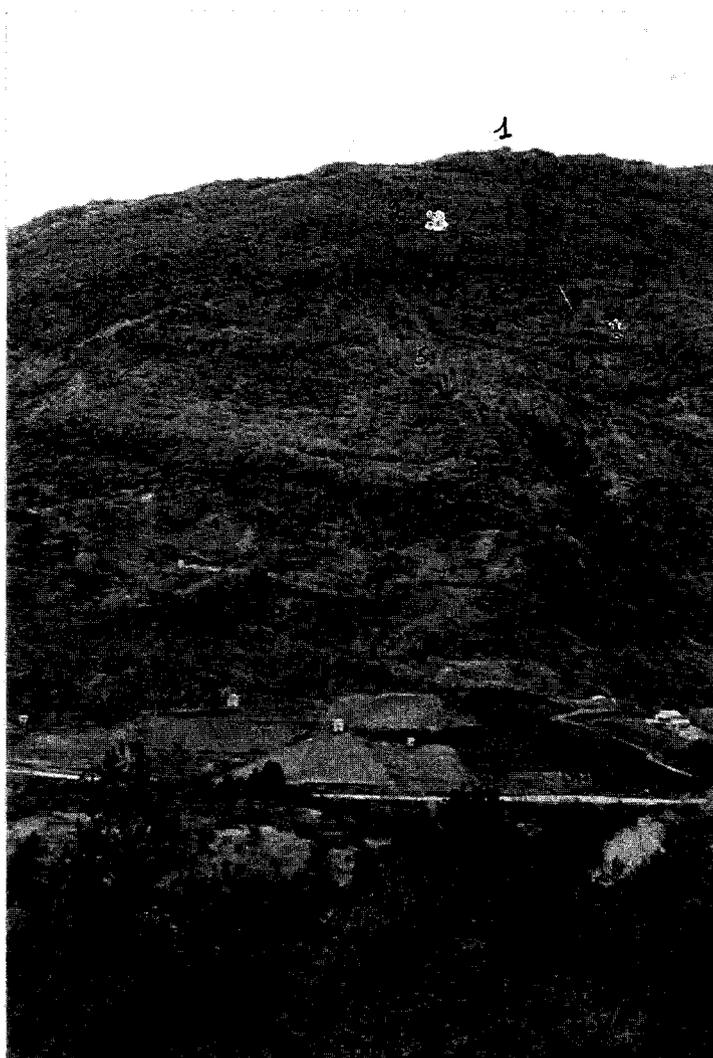


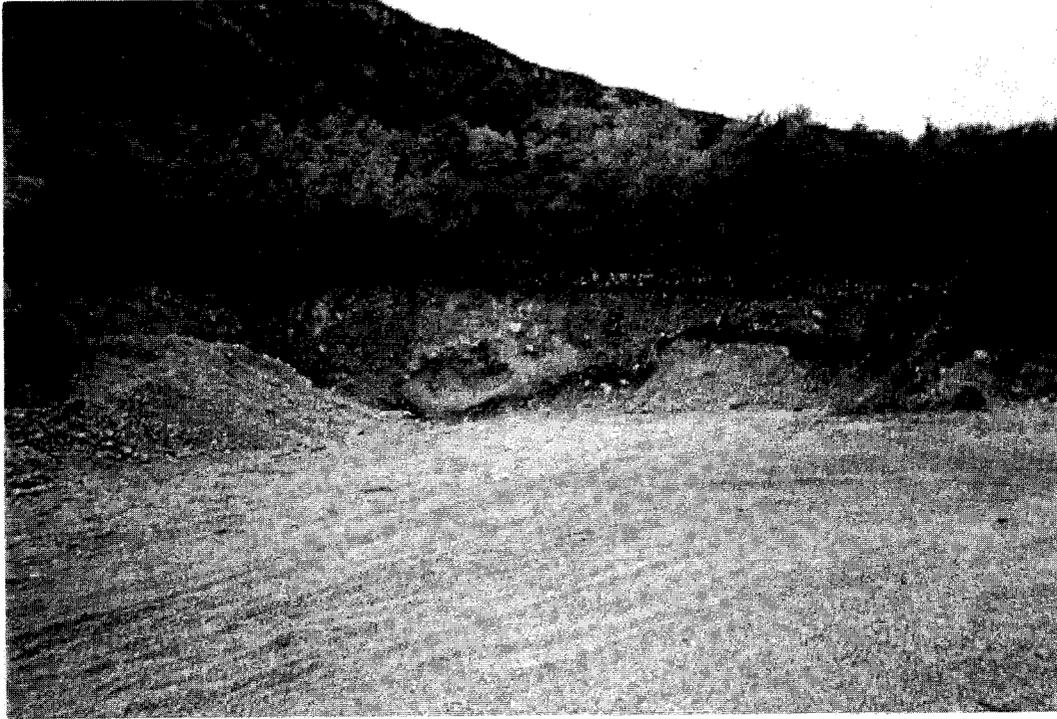
Fig. 16 : CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE DU VERSANT DE LONGUE SERRE

- 1- Escarpement structural . 2- Versant réglé . 3- Glacis . 4- Escarpement de tête . 5- Replat de glissement . 6- Coulee ancienne . 7- Coulee recente . 8- Vallon en V . 9- Ravinement . 10- Talus d'éboulis . 11- Éboulement . 12- Coulee active . 13- Route départementale n° 135 .



MONTAGNE DE LONGUE SERRE
 PHOTO IX : EXTRÉMITÉ SUD DU VERSANT

Extrémité Sud du versant Est de la montagne de Longue Serre(vue de face) . A l'arrière plan faible couche de calcaires tithoniques à pendage accusé vers l'Ouest. La corniche de calcaires tithoniques domine un versant réglé qui passe vers le bas au niveau supérieur de glacis. Cette photo met en évidence le glacis II . 1- Corniche de calcaires tithoniques fissurés. 2- Versant réglé correspondant au glacis I de Viarard. 2'- Versant réglé correspondant au glacis II. 3- Niveau supérieur de glacis(glacis de Viarard) . 4- Niveau moyen de glacis(glacis de "la Pattaque") . 5- Ravinements récents. 6- Formation à brèche et à gros blocs, ayant glissé . 7- Coulée récente de Rocher de la Buisse .



MONTAGNE DE LONGUE SERRE
PHOTO X : GLACIS DE LESCOURTETTE

Versant Est de la montagne de Longue Serre(moitié Nord). On montre ici le glacis de Lescourtette(vue de profil). Au premier plan on a chaussée de la route départementale n° 135, la carrière qui a mis en évidence la coupe du glacis. On peut voir la superposition de deux formations au-dessus desquelles a poussé une végétation plus ou moins touffue. A l'arrière plan le sommet de la montagne avec ses calcaires blancs fissurés. 1- Formation du niveau moyen de glacis. 2- Formation de coulée.



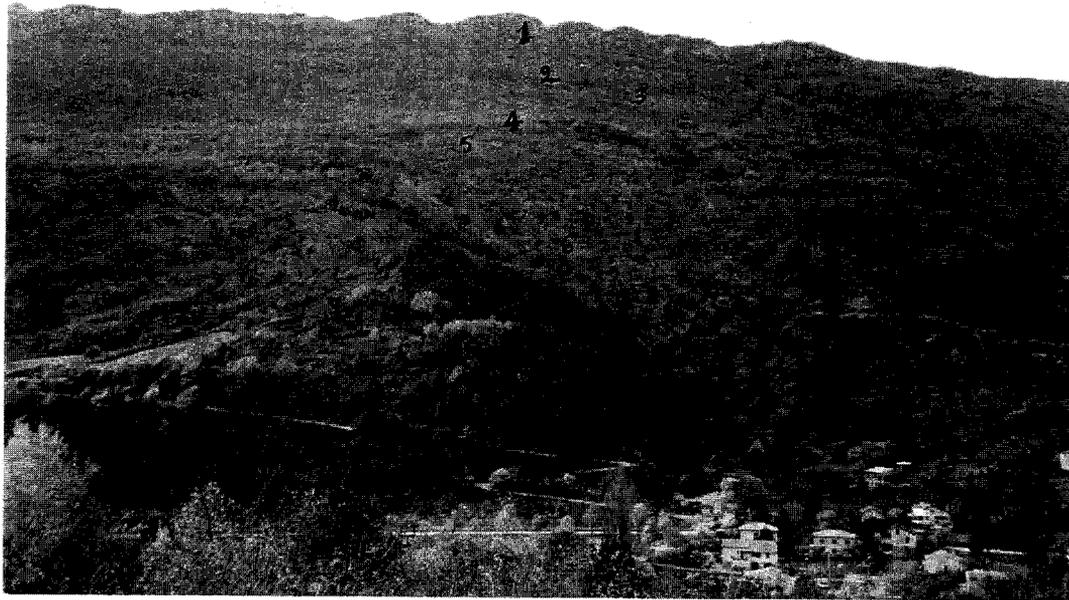
MONTAGNE DE LONGUE SERRE
 PHOTO XI : GLISSEMENT GLACIS-COULÉE(FONTFROIDE)

Versant Est de la montagne de Longue Serre(moitié Nord) . On montre ici le glissement glacis-coulée de Fontfroide(vue vers le NW) . On ne voit que l'extrémité aval du niveau supérieur de glacis; la niche de départ plus ou moins régularisée et la croupe correspondant au glissement glacis-coulée , à son extrémité inférieure on a une pente à profil irrégulier qui le sépare du Bas glacis. 1- Extrémité aval du niveau supérieur de glacis de Fontfroide. 2- Croupe correspondant au glissement glacis-coulée : 2a- niche d'arrachement plus ou moins régularisée; 2b- replat de glissement à contre-pente. 3- Pente irrégulière qui sépare le mouvement de terrain au bas glacis de Fontfroide .



MONTAGNE DE LONGUE SERRE
PHOTO XII : GLACIS DE FONTFROIDE

Versant Est de la montagne de Longue Serre(moitié Nord). On montre ici le bas glacis de Fontfroide(vue vers le NNW). On voit successivement : l'extrémité aval du glacis supérieur de Fontfroide, l'escarpement de tête du glissement glacis-coulée de Fontfroide et le niveau inférieur de glacis de Fontfroide. Au premier plan , le village de la Motte Chalancon; à l'arrière plan le sommet de la moitié nord du versant Est de la montagne de Longue Serre. 1- Extrémité aval du niveau supérieur du glacis I de Fontfroide. 2- Croupe correspondant au glissement glacis-coulée : 2a- escarpement de tête plus ou moins régularisé; 2b- replat de glissement . 3- Bas glacis de Fontfroide.



MONTAGNE DE LONGUE SERRE
 PHOTO XIII : MOUVEMENT DE TERRAIN DE LA COMBE "LA
 LIÈVRE"

Versant Est de la montagne de Longue Serre(moitié Sud). On montre ici le mouvement de terrain de la combe "la Lièvre"(vue de face) . A l'arrière plan, la corniche de calcaires tithoniques fissurés, à sommet plus ou moins ondulé. Elle domine un versant réglé dans les calcaires et calcaires marneux kimméridgiens. Ce dernier est interrompu par un abrupt correspondant à l'escarpement de tête(qui apparaît plus ou moins réactivé). Cet escarpement de tête surmonte un replat de glissement qui passe vers le bas à une topographie chaotique faite de creux et de croupes. Au premier plan le quartier de la Génine. 1- Corniche de calcaires tithoniques. 2- Versant réglé. 3- Trace correspondant à la niche d'arrachement. 4- Replat de glissement. 5- Niche d'arrachement de l'une des coulées actives. 6- Trajectoire de la coulée active. 7- Restes de matériaux de coulées anciennes..



MONTAGNE DE LONGUE SERRE

PHOTO XIV : MOUVEMENTS DE TERRAIN DE CLAPIERS

Versant Est de la montagne de Longue Serre(extrémité Nord) . Mise en évidence des mouvements de terrain de Clapiers(vue vers le NNW) . Au premier plan , la route départementale n°135, à l'arrière plan, le sommet de la montagne occupé par les calcaires blancs fissurés, plus ou moins recouverts de végétation. A gauche la dépression correspondant au mouvement récent de Clapiers, à droite la croupe sur laquelle s'est inscrite le mouvement ancien de Clapiers. 1- Corniche de calcaires tithoniques fissurés. 2- court versant réglé. 3- Trajectoire du mouvement ancien de Clapiers(on y trouve les restes de matériaux de coulée moins visible sur la photo). 4- Bordure nord du mouvement récent de Clapiers . 5- Dépression correspondant au mouvement récent de Clapiers.



MONTAGNE DE LONGUE SERRE

PHOTO XV : MOUVEMENT DE TERRAIN RÉCENT DE CLAPIERS

Versant Est de Longue Serre(extrémité Nord) . Mise en évidence du mouvement de terrain récent de Clapiers(vue de face) . Au premier plan, la route départementale n°135; à l'arrière plan, la corniche de calcaires tithoniques fissurés sur lesquels s'est façonnée la niche d'arrachement. Ce mouvement apparaît sous forme d'une vaste cuvette dans laquelle on voit la succession de bosses et de creux, les nombreux gros blocs rocheux. 1- Corniche de calcaires tithoniques plus ou moins recouverts de végétation. 2- Escarpement de tête en partie voilé par la végétation. 3- Traces d'éboulements récents. 4- Talus d'éboulis. 5- Corps du mouvement à topographie chaotique.



MONTAGNE DE LONGUE SERRE

PHOTO XVI : GLISSEMENT-COULÉE DE BÉRAUX

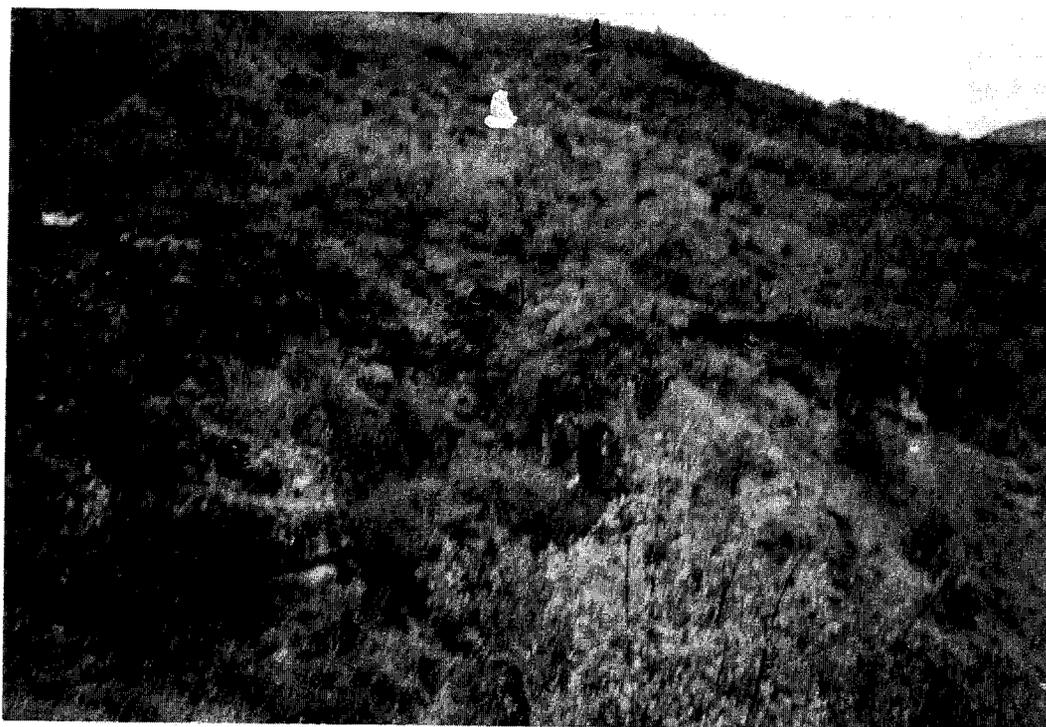
1- Bourrelet terminal à pente escarpée mettant en évidence le matériel de coulée . 2- Ravinements récents.



MONTAGNE DE LONGUE SERRE

PHOTO XVII : MOUVEMENT DE LA COMBE CHABRI

Crevasse récente ouverte en bordure de la route départementale n° 135 , lors d' importantes averse



MONTAGNE DE LONGUE SERRE
PHOTO XVIII : GLACIS DE "LA PATTAQUE"

Versant Est de la montagne de Longue Serre(extrémité Sud). Mise en évidence de la brèche en voie de karstification et attaquée par de nombreux ravinements actuels. 1- Glacis de Viarard. 2- Glacis II de "la Pattaque" . 3- Brèche (en voie de karstification) du glacis I qui a été affecté par le glissement sous le glacis II .

III-D- LA MONTAGNE DES RUELLES

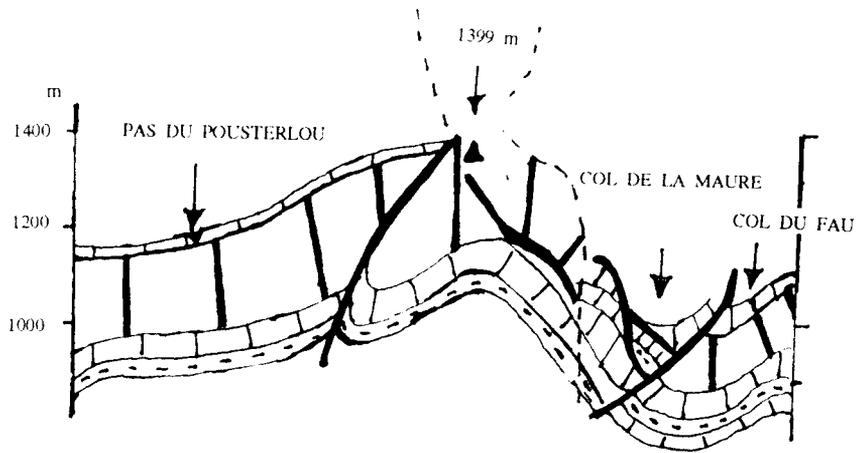
INTRODUCTION: occupant la partie Est de la combe de la Motte Chalancon, la montagne des Ruelles culmine à environ 1399m. Elle est surtout remarquable par son aspect multidirectionnel: dans sa partie septentrionale, où elle marque la terminaison d'un grand anticlinal, elle apparaît à peu près rectiligne et est orientée du Nord au Sud, puis elle décrit un angle de 90° pour prendre une direction W-E. Son orientation change une nouvelle fois au Nord de Rottier, pour devenir NW-SE. A cet endroit l'existence de nombreuses failles ont rendu la structure plus complexe(croquis, Fig. 17).

Dans cette région où les affleurements de roches meubles ("terres noires" du Jurassique et marnes du Crétacé) l'emportent sur les roches cohérentes (calcaires tithoniques et calcaires lités), du sommet à la base on a une corniche très vive, taillée dans les calcaires du Tithonique, qui surplombe un versant en pente douce recouvert d'éboulis et blocs auquel fait suite une topographie très perturbée, résultat de différentes phases d'instabilité, et caractérisée par la succession de croupes arrondies et de dépressions.

On peut à première vue diviser le versant en trois parties distinctes: la partie septentrionale du versant est surtout caractérisé par de nombreux replats de glissement et la présence de nombreux gros blocs rocheux; le versant situé au centre offre plutôt dans sa partie supérieure des événements identiques à ceux décrits ci-dessus alors que la partie inférieure est caractérisée par la présence de croupes et de creux; la dernière partie est constituée du caractéristique replat de la Chau à contre-pente bien marquée.

D-1- LES GLACIS DES RUELLES

La recherche et la mise en évidence de ces formes ont été facilitées par la présence de nombreuses pistes aménagées qui nous ont permis de monter ou descendre, accéder à des endroits où l'on peut se rendre compte de l'existence ou



MONTAGNE DES RUELLES

Fig. 17 : SHÉMA STRUCTURAL (NORD DE ROTTIER)

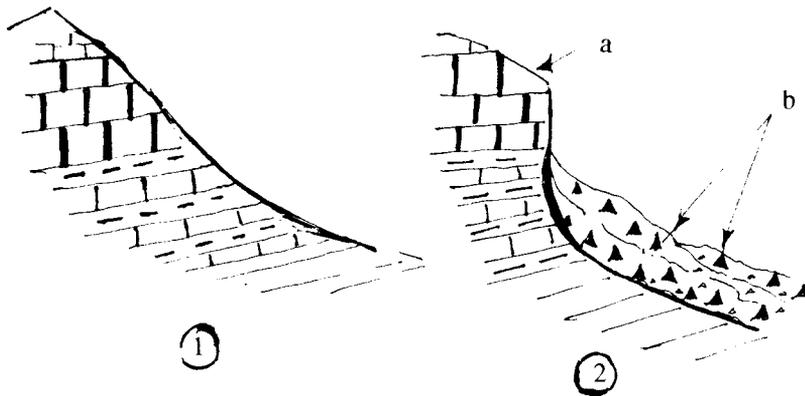
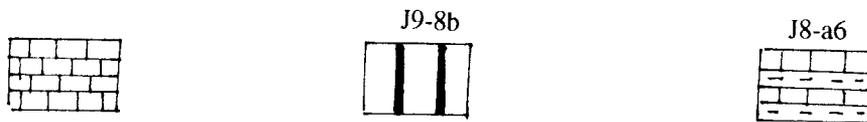


Fig. 18 : ÉVOLUTION DU VERSANT NORD DES RUELLES

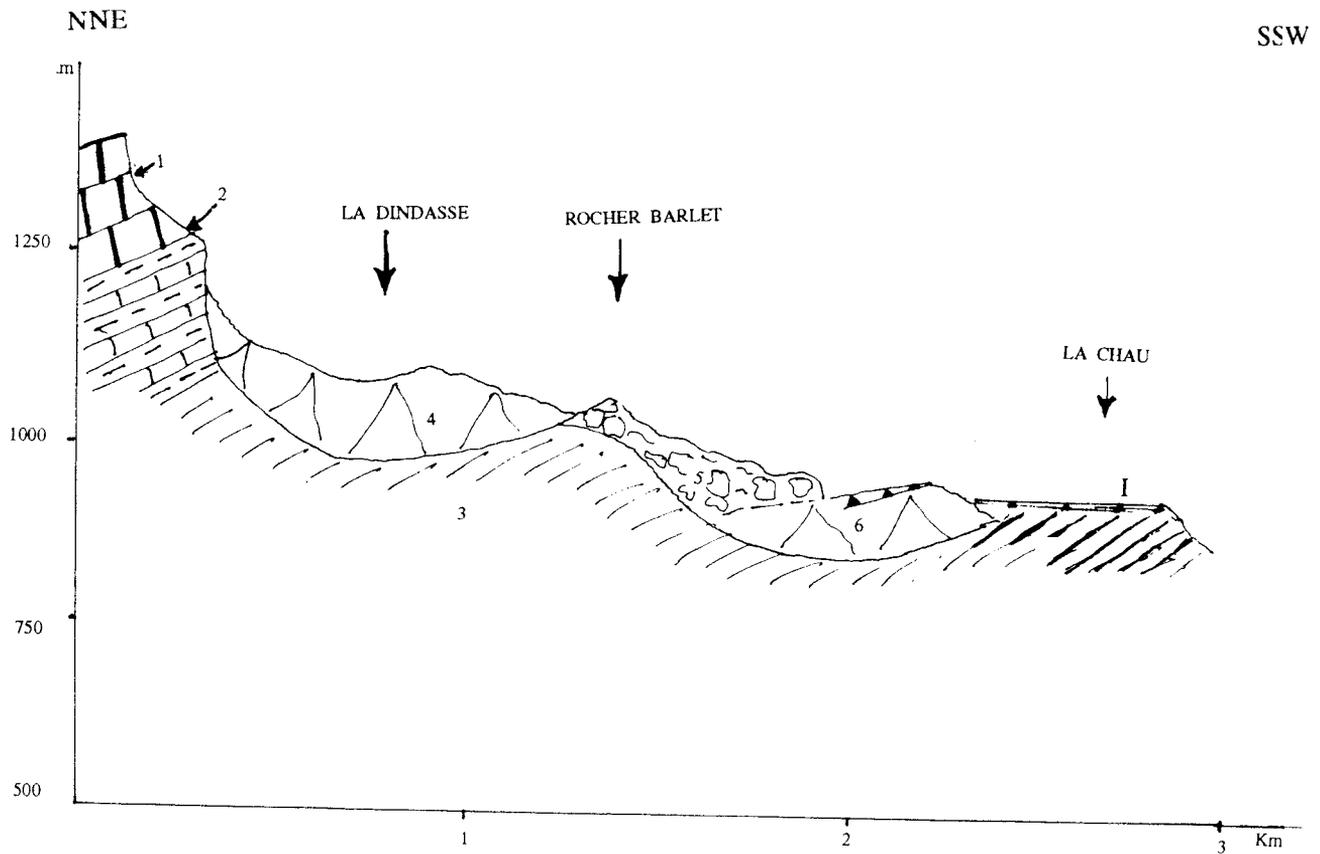
- 1 - Avant glissement
- 2 - Après glissement : 2a- versant anté glissement sur corniche de calcaires tithoniques
- 2b- glissement ayant donné naissance aux blocs de calcaires disloqués .

non de ces différentes formes. De nos observations nous avons réalisé quatre coupes qui vont servir de référence.

- La coupe de la Fig. 19 passe par le replat de la Chau. On peut voir de haut en bas : une corniche résiduelle de calcaires tithoniques domine un court abrupt correspondant à une faille. Au pied de cet abrupt s'étale un versant réglé (approximativement entre les courbes de niveau 1300m et 950m) tronquant les calcaires et marno-calcaires kimméridgiens, sur lequel repose une brèche rougeâtre en place formant un talus d'éboulis; il passe vers le bas à une surface plane (replat de la Chau). Cette surface est caractérisée par sa très nette platitude; elle se termine en aval par une contre-pente bien marquée; elle est située entre les courbes de niveau 950m et 810m. Sur cette surface, on trouve de la brèche rougeâtre consolidée qui est en place. La brèche rougeâtre est corrélative de la mise en place du niveau supérieur du glacis du versant des Ruelles.

En replaçant les événements dans leur contexte géomorphologique, on établit ainsi la chronologie suivante : dans un premier temps le versant a été déstabilisé par le grand glissement de la Motte Vieille (dont les couches de calcaires tithoniques sont décalées verticalement de plus de 500m par rapport à celles de la montagne des Ruelles). Dans un second temps s'est mise en place la phase de régularisation du versant qui a livré de nombreux éboulis cryoclastiques. Cette dernière s'est achevée par la cimentation des éboulis cryoclastiques en brèche. La cimentation a aussi affecté les éboulis qui recouvrent le versant réglé, donnant ainsi naissance à un versant réglé à brèche.

Sur le flanc Nord du glacis de la Chau, en l'occurrence sur le replat de Rocher Barlet, on trouve de la brèche. La présence de la brèche sur le replat de Rocher Barlet, nous permet d'envisager un certain nombre de points essentiels à la corrélation entre le replat de Rocher Barlet et le glacis de la Chau. S'agit-il d'une brèche en place ou non ? Cette brèche constitue-t-elle un autre niveau de glacis ou est-il en rapport direct avec le glacis de la Chau ? De nos observations, on remarque que le replat de Rocher Barlet est un replat de glissement présentant une contre-pente bien marquée dans la topographie; que le glissement qui a donné naissance à ce replat n'est pas contemporain du glissement de la Chau; que la brèche n'est pas en place et qu'il ne s'agit donc pas d'un autre niveau de glacis. Mais le replat de Rocher Barlet résulte d'un glissement qui a affecté le versant réglé à brèche, postérieurement au glissement de la Chau. La coupe de la Fig.20,



MONTAGNE DES RUELLES

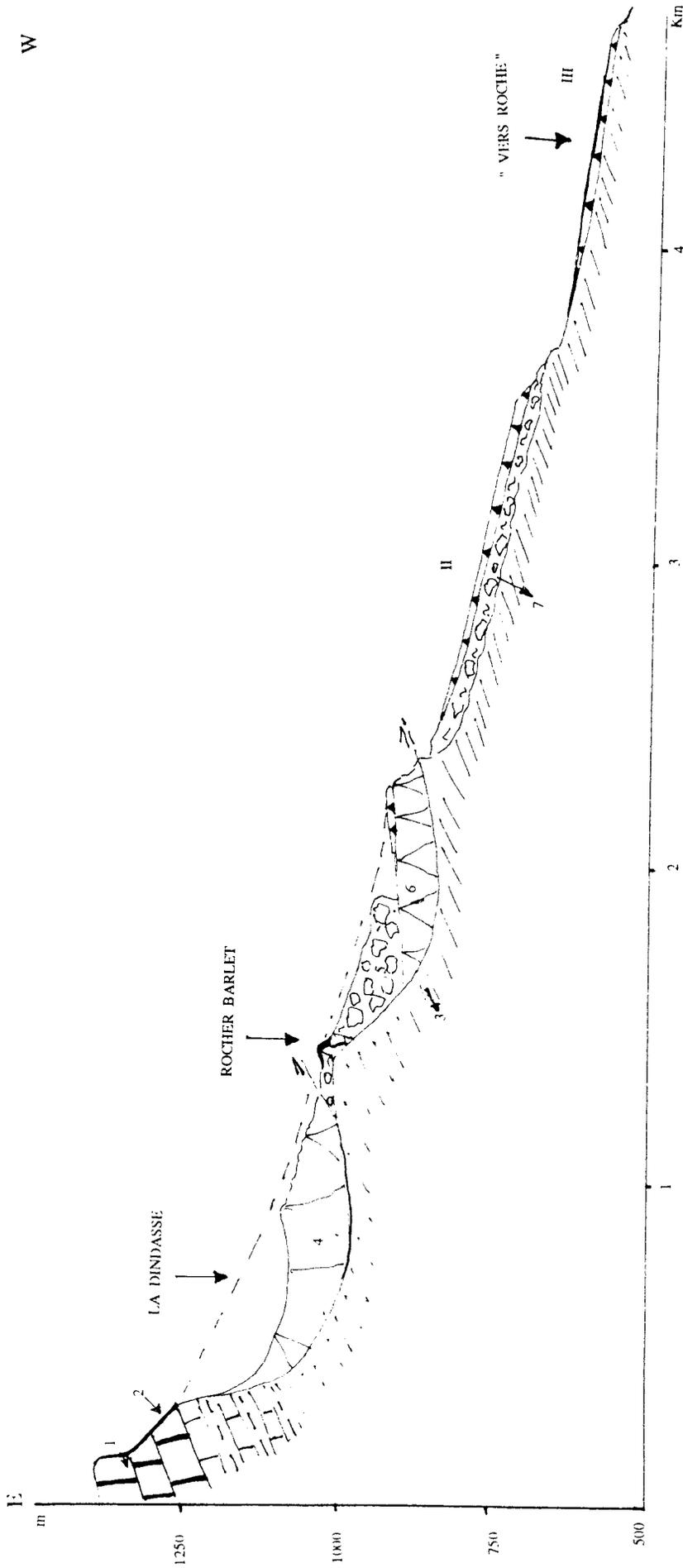
Fi g . 20 : COUPE ORIENTÉE NNE-SSW (cf. Fig 21)

- 1- Corniche résiduelle de calcaires tithoniques . 2- Versant réglé correspondant au glacis I de la Chau . 3- Marnes oxfordiennes . 4- Masse glissée de " la Dindasse" . 5- Coulée associée à la masse glissée . 6- Masse glissée de Rocher Barlet . I- Glacis de la Chau.

qui passe par "la Dindasse" et Rocher barlet, orientée Nord-Nord-Est et Sud-Sud-Ouest a été réalisée pour étayer nos observations. On a d'amont en aval : une corniche résiduelle qui domine un court versant réglé hérité semble-t-il de la phase de lissage correspondant à la brèche. Le versant réglé est tronqué à sa base par un abrupt au pied duquel s'étend une topographie confuse qui se termine vers 900m d'altitude environ sur le replat de rocher Barlet . Ce dernier domine en aval sur son flanc Est , par une très faible pente, la surface correspondant au glacis de la Chau.

- En contrebas du replat de la Chau (Fig. 19), à Clos du Saussis s'étend une surface (photos XXIV et XXV) plane à pente relativement faible. Elle est située entre les courbes de niveau 700m et 650m; la couverture de cette surface est constituée d'éboulis cryoclastiques emballés dans une matrice jaunâtre; elle est dominée par un versant réglé qui passe vers le bas à un talus d'éboulis encore vif à la partie supérieure. Le versant réglé fait suite à une corniche résiduelle de calcaires tithoniques . Ce niveau de glacis est défoncé de part et d'autre par des ravinements récents, en son centre un ruisseau temporaire et des ravinements divisent le glacis en deux parties . De nombreux blocs rocheux associés à une coulée ancienne sont disposés çà et là en aval du glacis. Nous associons ce niveau de glacis à la deuxième génération de glacis .

- La coupe de la Fig. 21, orientée E-W, passe par " la Dindasse " , le Rocher Barlet jusqu'en amont du village de la Motte Chalancon (" Vers Roche ") Elle permet de mettre en évidence deux générations de glacis et au moins une génération de mouvement de terrain ; elle nous montre du sommet à la base : une corniche résiduelle de calcaires tithoniques domine un court versant réglé; à 1220m d'altitude environ , au pied de ce versant réglé, apparaît un abrupt de calcaires kimméridgiens correspondant à un escarpement de tête plus ou moins régularisé. Cet abrupt domine un replat de glissement issue de la masse glissée à laquelle s'est associée une coulée; celle-ci vient recouvrir une autre masse glissée correspondant au Rocher Barlet . En contrebas du glissement de Rocher Barlet, une surface plus ou moins plane (séparée de Rocher Barlet par une courte pente fortement inclinée et irrégulière) s'étend entre les courbes de niveau 810m et 740m; sa pente est relativement fort inclinée; sa couverture est constituée d'une formation à éboulis cryoclastiques enrobés dans une matrice rougeâtre partiellement consolidée. Cette formation repose sur une autre formation à gros blocs (formation caractéristique de coulée). Des nombreux ravinements actuels apparaissent çà et là, et ils sont beaucoup plus prononcés sur le flanc nord du glacis, notamment à Serre Sarasin et à Clot Chevalier(photo XXII).



MONTAGNE DES RUEILLES

Fig. 21 : COUPE PASSANT PAR "LA DINDASSE" ROCHER BARLET
JUSQU'EN AMONT DU VILLAGE DE CHALANCON (" VERS ROCHE ")

- 1- Corniche résiduelle de calcaires tithoniques . 2- Versant réglé correspondant au glacier I de la Chau . 3- Marnes oxfordiennes . 4- Masse glissée de " la Dindasse " . 5- Coulee associée à la masse glissée . 6- Masse glissée de Rocher Barlet . 7- Coulee associée au glissement de Rocher Barlet . II - glacis II de Clot Chevalier . III - Bas glacis de Breamefan-Saint-Antoine .

- Sur une courte pente émoussée, ce niveau de glacis II domine une surface à base plus ou moins courbe qui s'étend depuis la ferme de Saint-Antoine jusqu'à Bramefan; cette surface présente à sa base des incisions récentes qui mettent à nu les marnes. La distinction entre le niveau supérieur (décrit ci-dessus) et le niveau bas, est très remarquable : le matériel de couverture de ce bas niveau qui est constitué de matériaux détritiques composés de cailloutis calcaires et marno-calcaires pris dans une matrice grisâtre, contraste avec les éboulis cryoclastiques enrobés dans une matrice rougeâtre du niveau supérieur. Les glacis de Saint-Antoine-Bramean sont des bas glacis qu'on associe à la troisième génération.

La coupe de la Fig. 22 (qui va du Pas de Pousterlou au sommet, en passant par Baritelle, Faysse, jusqu'à Sertorin, à la base) permet de mettre en évidence un lambeau de glacis appartenant à la génération de bas glacis, et une génération de mouvements de terrain. Ce court lambeau de glacis s'étend approximativement entre les courbes de niveau 610m et 600m sur une pente relativement faible; il est situé sur une importante assise de marnes oxfordiennes et calloviennes mises à nu par d'importants ravinements actuels. En amont des matériaux appartenant à une ancienne coulée(que nous décrirons ultérieurement) viennent reposer sur le glacis .

Un autre lambeau de bas glacis est observé en contrebas , sur le flanc Nord du glacis de Clos du Saussis ; il s'agit du glacis de Bonconvenant attaqué de part et d'autre par des ravinements. Il ne subsiste qu'une mince couverture renfermant des cailloutis marno-calcaires dans une matrice marneuse grisâtre, reposant sur une assise de marnes.

D-2- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN

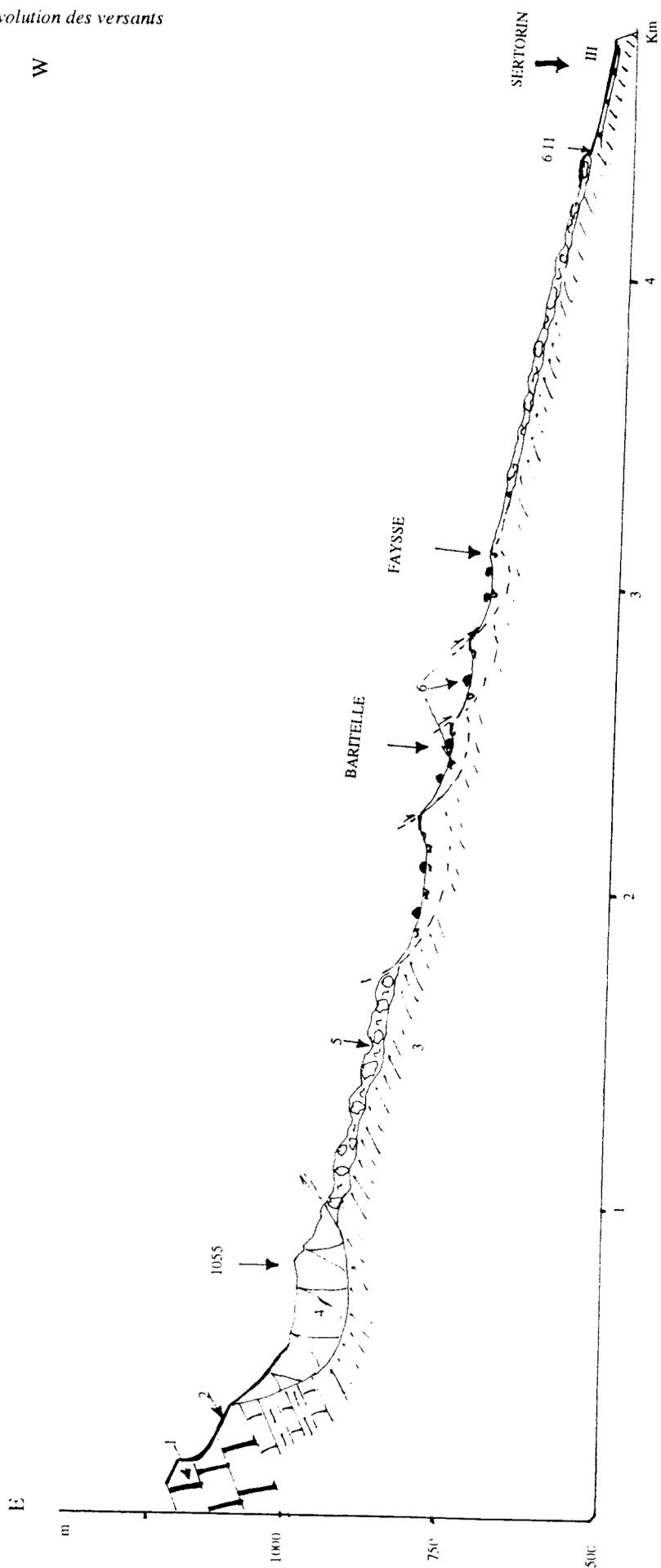
Nous étudierons ici les mouvements de terrain les plus en vue et nous les classerons en générations suivant les critères d'antériorité ou de postériorité pré-définis.

D-2-1- Les mouvements de terrain anciens

D-2-1-1- Le grand glissement de la Chau

Le replat de la Chau est situé à l' Est de la Motte Chalancon; il apparaît sous la forme d'une structure très particulière : une surface très plane qui s'étend entre 950m et 810m d'altitude environ (glacis I) , entre le sommet de la montagne des Ruelles et Motte Vielle; elle est limitée sur son flanc nord par une topographie irrégulière témoin des événements de "la Dindasse" et de Rocher Barlet

W



MONTAGNE DES RUELLES

Fig. 22 : COUPE PASSANT PAR BARTELLE ET SERTORIN

- 1- Corniche de calcaires lithoniques présentant un court versant réglé . 2- Versant réglé sous corniche . 3- Marnes oxfordiennes . 4 Masse glissée . 5- Coulée associée à la masse glissée . 6- Glissement en masse disjointe . III - glacis de Sertorin .

Le replat de la Chau est surmonté en amont par un versant réglé faisant suite à une corniche résiduelle de calcaires tithoniques suivant un profil plus ou moins courbe; il est limité sur son flanc Est par une vaste dépression entaillée dans les marnes oxfordiennes.

A l'extrémité sud du replat des grandes dalles de calcaires tithoniques dominant un versant très abrupt entaillé dans les marnes et calcaires marneux argoviens. Le replat de la Chau est l'exemple d'un phénomène de "collapse structure" autrement dit, il s'agit d'un glissement rotationnel à grande échelle puisque les couches de calcaires tithoniques sont décalés verticalement de plus de 500m par rapport à celles de la montagne des Ruelles. Ce grand glissement n'a pas conservé en totalité toutes ses formes : la niche d'arrachement (dont l'empreinte est plus ou moins net) a subi la régularisation postérieure du versant, alors que le replat de glissement à contre-pente bien marquée reste bien visible dans la topographie.

D-2-1-2- Les mouvements de terrain de Rocher Barlet et de " la Dindasse "

Ils sont situés sur le flanc Nord du replat de la Chau, où une topographie très irrégulière marque une succession d'événements mis en évidence sur les coupes des Fig. 20 et 21. Cet travail a été facilité par l'existence de quelques pistes qui mènent de la base au sommet. Le glissement de Rocher Barlet est caractérisé par un court replat à contre-pente bien marquée au dessus de Saint-Antoine et de Clot Chevalier. Ce replat de glissement au tracé plus ou moins circulaire, est long d'environ une centaine de mètres sur environ 100m de diamètre. Sur ce replat on trouve de la brèche qui n'est pas en place, il s'agit du versant réglé à brèche qui a basculé par glissement; ce replat de glissement est dominé en amont par un bourrelet terminal(de 5 à 10m de hauteur) qui est associé à la coulée issue du glissement de masse de " la Dindasse " mettant en valeur une nouvelle corniche.

Le mouvement de terrain de "la Dindasse" est un glissement rotationnel qui est associé en aval à une coulée. Le glissement a affecté les couches de calcaires tithoniques et de calcaires et calcaires marneux kimméridgiens formant un replat de glissement qui apparaît vers 1100m d'altitude environ. La niche d'arrachement que l'on peut apercevoir vers 1200m d'altitude, est plus ou moins régularisée. La coulée qui s'est associée en aval, s'étale sur environ 700m de long et 200m de dénivellation (courbe de niveau 1100m et 900m). En parcourant la coulée en longueur, on observe de nombreuses accumulations de véritables gros blocs

rocheux(entre lesquelles, a poussé un végétation arbustive) qui, à première vue, donnent l'impression de masses rocheuses en place.

D-2-1-3- Les mouvements de terrain du flanc septentrional du versant des Ruelles

Le versant qui se développe sur le flanc septentrional de la montagne des Ruelles a été affecté par de nombreux phénomènes d'instabilité. On peut y circuler facilement à cause d'une topographie à pente plus ou moins douce et aussi d'une végétation arbustive et herbacée clairsemée. Nous l'avons délimité du col de la Motte jusqu'à "Pas de la Lauze"; il est surtout caractérisé par un sommet à très faible altitude et par une très faible largeur qui se rétrécit au fur et à mesure que l'on se rapproche du col de la Motte . Nous avons donné l'évolution de cette partie Nord du versant occidental des Ruelles par les schémas de la Fig.18. La photo XIX nous montre: du sommet à la base se succèdent: un court versant réglé sur corniche; une corniche de calcaires tithoniques très fissurés, domine de 5 à 7m de haut, un versant long de 400 à 500m environ, à topographie irrégulière. Cette topographie chaotique est formée par l'accumulation de blocs rocheux de toute taille; on y trouve de gros blocs isolés, à moitié enfouis dans le sol, des amas constitués par la superposition de nombreux gros blocs. Des gélifractions sont plus nombreux vers les sommets.

Dans cet amas chaotique de débris, se succèdent de nombreux replats de glissement présentant souvent une contre-pente et séparés par des talus émoussés; ces talus se prolongent par un ensemble de gradins sur les pentes plus ou moins douces et onduleuses de la partie inférieure de ce versant. La roche n'apparaît qu'au bas de la pente à la faveur de quelques entailles.

Cette instabilité généralisée résulte des glissements qui ont entraîné des masses de calcaires, créant du même coup une corniche (une description est donnée par les croquis de la Fig. 18) .

A l'extrémité Nord du versant, notamment à Béal d'Argence (où le versant présente une très faible largeur), un écoulement rocheux a affecté les calcaires tithoniques; la chute de blocs rocheux a formé actuellement une succession de gradins jusqu'à proximité de la rive gauche du ruisseau du Rif. Entre ces énormes pans rocheux, circule un petit ruisseau qui se jete dans le ruisseau du Rif.

D-2-1-4- Le mouvement de terrain de Serre de la Grande Jasse

Ce mouvement de terrain a pris naissance au voisinage des Blaches du Baumier et se termine vers Serre de la Grande Jasse. Il apparaît sous forme d'une croupe allongée, longue d'environ 2km . La zone est recouverte d'une végétation arbustive plus importante vers le sommet alors qu'à la base pousse une végétation herbacée très courte. Du point de vue des aspects morphologiques du mouvement de terrain , on peut distinguer du haut vers le bas :

Une importante couche de calcaires tithoniques présentant un court versant réglé domine un versant totalement recouvert de blocs de calcaires disloqués, où se succèdent de nombreux replats séparés par des talus émoussés. Ce versant se situe approximativement entre les courbes de niveau 1050m et 900m ; il s' étend sur environ 600m de long et couvre le tiers de la surface du mouvement. Entre 900m et 800m d'altitude le mouvement de terrain forme un coude(photo XX) dont la pointe est tournée vers le fond de la vallée (on peut penser que la coulée qui est issue de ce glissement s'est effectuée suivant deux directions : la première direction s'est effectuée vers le fond de la vallée(vers le ruisseau du Rif), et ensuite la seconde direction a eu lieu vers Serre de la Grande Jasse).

A partir de 900m d'altitude , un court abrupt domine une topographie irrégulière caractérisée par une succession de replats correspondant à un glissement en masse et disjoint par des surfaces de cisaillement secondaires. D'énormes blocs rocheux apparaissant en amas ou isolés tapissent la surface; ils sont plus abondants vers le haut alors que vers le bas il ne subsiste que quelques rares blocs isolés à moitié enfouis dans le sol. A la faveur des ravinements actuels on peut voir l'épaisse formation de coulée. L'épaisseur de cette formation varie suivant les endroits : elle est plus importante dans la partie haute de la coulée alors que dans la partie basse elle est réduite à une fine matrice marneuse emballant quelques blocs qui repose sur une épaisse formation de marnes mises à nu par des ravinements.

D-2-1-5- Le mouvement de terrain de Baritelle

Ce mouvement de terrain qui a pris naissance sous " le Pas du Pousterlou" passe par Baritelle et se termine sur le glacis de Sertorin perché sur une importante assise de marnes. Une forêt de chênes et de pins recouvre la partie supérieure du mouvement alors que la partie inférieure n'est recouverte que d'une mince végétation herbacée. Le mouvement de terrain a été mis en place dans un

environnement très complexe marqué par la présence de plusieurs failles à géométrie complexe. Il apparaît dans sa partie inférieure sous forme d'une croupe rectiligne, longue d'environ 1 km et de largeur variable

La stratigraphie de cette zone est la suivante:

- les marnes calloviennes et oxfordiennes affleurent sous une épaisseur relativement forte et sur 300m environ de long.
- les marnes et calcaires marneux argoviens présentent un pendage accusé vers l'Est; elles affleurent sur 30m de long.
- les calcaires marneux et calcaires kimméridgiens(voilés par de nombreux blocs de calcaires disloqués) assurent la transition vers les horizons de calcaires tithoniques occupant les sommets.

Ce mouvement de terrain est mis en évidence sur la coupe de la Fig. 22, et on peut voir du sommet à la base :

Une corniche de calcaires tithoniques présentant un court versant réglé surplombe un court versant réglé dans le Tithonique. En contrebas un replat de glissement est le témoin d'un glissement en masse qui a affecté probablement des couches de calcaires marneux et calcaires kimméridgiens(recouverts par les blocs rocheux).. Entre 1050m et 850m d'altitude s'étend un versant à pente plus ou moins forte, à topographie irrégulière formée par l'accumulation de nombreux blocs rocheux. Entre 850m et 800m d'altitude d'importants ravinements ont mis au jour des marnes argoviennes sur lesquels on peut voir quelques gros blocs rocheux disposés en amas ; de nombreuses circulations d'eau sont aussi présentes.

Sur environ un km de long et 200m de dénivellation (courbes de niveau 800m et 600m) s'étend une topographie irrégulière marquée par la succession de replats correspondant à un glissement de masse et disjoint par des surfaces de cisaillement secondaires. Les blocs rocheux sont plus nombreux vers le haut alors qu'ils sont plus ou moins disparates vers le bas . De part et d'autre du mouvement on relève de nombreux ravinements actuels qui mettent au jour la roche en place. Les matériaux de coulée viennent reposer sur le glacis de Sertorin .

D-2-2- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN HISTORIQUES

2-2-1- La génération des mouvements de terrain récents

Les plus caractéristiques sont les coulées qui se sont produites en 1933 et 1936. Elles sont situées entre les croupes allongées de Baritelle d'une part et de Serre de la Grande Jasse d'autre part (environnement déjà très instable, constitué

par des formations marneuses très ravinées), où elles apparaissent sous forme d'une vaste dépression (photo XX).

D-2-2-1-1- La coulée de 1933

Elle a pris naissance vers Beligeoune à environ 850m d'altitude et se termine vers 650m d'altitude (en passant par combe Bernard) où le ruisseau de Tourière rencontre un autre ruisseau provenant du sommet de la montagne(Pas du Pusterlou). L'escarpement de tête s'est façonné sur les marnes argoviennes présentant un pendage fort accusé vers l'Est . En contrebas de cet escarpement de tête s' étend une topographie chaotique et ondulée caractérisée par la présence d'énormes blocs de calcaires tithoniques comme on peut le voir sur la photo XXIII (prise au voisinage de la combe Bernard). Elle s'étend sur environ 800m de long sur une dénivellation de 200m (courbes de niveau 850m et 650m); elle a suivi une trajectoire en forme de coude dont la pointe est tournée vers le Nord. On distingue sur cette coulée deux parties : la partie supérieure est caractérisée par la présence de nombreux gros blocs rocheux accumulés les uns sur les autres; elle s'étend de l'escarpement de tête jusqu' à environ 750m d'altitude. La partie inférieure est surtout caractérisée par des blocs rocheux isolés à base enfouie dans le sol. La végétation qui s'est installée après le mouvement a contribué au raffermisssement du sol. Actuellement , aucune modification liée à la reprise du mouvement n'a été observée.

D-2-2-1-2- La coulée de 1936

Elle est située sur le flanc Nord de la coulée de 1933, et surmontée sur son flanc Nord par la croupe de Serre de la Grande Jasse . C' est là que la dépression est bien marquée(photos XIX et XX) . Elle a pris naissance vers 800m d'altitude environ et se termine à Fressinier au fond de la vallée du Rif . Elle est longue d'environ 1,5km sur 220m de dénivellation (courbes de niveau 800m et 580m) ; sa trajectoire est plus ou moins courbe . La végétation qui y pousse est arbustive dans la partie supérieure et herbacée dans la partie inférieure; elle a sans doute contribué au raffermisssement du sol qui est un mélange d'une matrice marneuse noirâtre renfermant des blocs de taille très variée.

On peut distinguer du haut vers le bas : l'escarpement de tête est à profil plus ou moins courbe, il s'est ouvert sur environ 5m de haut dans les marnes argoviennes. Il domine une topographie à pente irrégulière formée par l'accumulation de nombreux gros blocs rocheux jusqu' à environ 750m d'altitude.



On y trouve de nombreuses circulations d'eau qui convergent vers la mare d'eau située à 710m d'altitude environ où a poussé une végétation hygrophile. A partir de 750m d'altitude jusqu'au fond de la vallée, on a une topographie chaotique plus ou moins ondulée. Elle est marquée aussi par la présence de nombreux gros blocs rocheux disposés çà et là de façon sporadique ; leur base est souvent fortement enfouie dans le sol . Au fur et à mesure que l'on s'approche du fond de la vallée les gros blocs sont de plus en plus rares et font place à une topographie en loupe moins prononcée.

Lors de la mise en place de cette coulée trois fermes ont été détruites (Cloches mottoises 1959).

Ces coulées ont été favorisées d'une part par des conditions climatiques très particulières que connaît la région : les fortes précipitations du printemps après un hiver rigoureux et pluvieux, et d'autre part par l'accumulation de nombreux gros blocs rocheux qui occupent les parties hautes du versant. On a repéré aucune reprise actuelle du mouvement.

D-2-2-2- La génération des mouvements de terrain actifs

D-2-2-2-1- La coulée de Saint-Antoine

Elle est située en contrebas de la ferme Saint-Antoine(sous Motte Vielle et le replat de glissement de Rocher barlet), là où le versant forme une dépression dans un environnement déjà très instable marqué par la présence de nombreux ravinements récents et de nombreuses circulations d'eau; elle se termine vers Bonconvenant au voisinage de la route départementale n°61 à l'intersection de deux ruisseaux temporaires. Elle s'étend sur environ 500m de long et 90m de dénivellation (courbes de niveau 660m et 570m) . Son matériel est constitué d'une matrice marneuse boueuse renfermant des plaquettes de marno-calcaires et quelques cailloutis calcaires provenant des roches sommitales. La coulée est alimentée par les ravinements récents façonnés sur les formations marneuses. Ce phénomène maintient en activité ce mouvement de terrain, surtout lors des périodes défavorables(pluies, gel etc.).

D-2-2-2-2- La coulée de Bonconvenant

Bonconvenant est situé en contrebas, sous le flanc Nord de Clos du Saussis (sous Motte Vielle). La coulée qui y a pris naissance, est située sur le flanc Est de la coulée de Saint-Antoine, dans le même environnement marqué par de nombreux ravinements; comme à Saint-Antoine, on observe : une niche de départ

est façonnée sur de formations marneuses, à environ 700m d'altitude et une coulée constituée essentiellement de marnes et de quelques cailloutis calcaires, descend à travers une petite vallée pour finir à Bonconvenant à l'intersection de deux ruisseaux temporaires . Elle s'étale sur environ 500m de long et 140m de dénivellation (courbes de niveau 700m et 560m). Elle s'écoule en suivant un trajet plus ou moins sinueux . Ces nombreux ravinements favorisés par l'affleurement des marnes alimentent la coulée pendant les périodes défavorables (saisons froides ou saisons des pluies) .

D-2-2-2-3- La coulée récente de Baritelle

A Baritelle, sous une importante activité érosive marquée par de nombreux ravinements récents, on observe des phénomènes d'éboulement d'éléments marneux qui tombent dans les nombreuses circulations d'eau donnant naissance à une coulée boueuse qui descend en empruntant le ravin situé entre la croupe de Baritelle et la croupe de Clot Chevalier située sous le replat de Rocher Barlet. Elle s'étale en suivant un trajet plus ou moins sinueux sur environ 400m de long et 150m de dénivellation (courbes de niveau 800m et 650m) . Son matériel est constitué surtout d'une matrice noirâtre dans laquelle on trouve quelques blocs rocheux de taille modeste apportés des parties supérieures par les eaux de ruissellement . Elle est alimentée par de nombreux ravinements favorisés par l'affleurement des formations marneuses. Cette érosion s'intensifie lors d'abondantes pluies et favorise la mise en marche de ce mouvement.

D-3- IMPORTANCE DU PHÉNOMÈNE D' ÉBOULISATION

Le versant de la montagne des Ruelles est le siège d' importants phénomènes d'éboulisation dans les parties supérieures du versant . Il est le seul versant de la combe où ces débris sont plus nombreux . Exceptés les éboulis vifs observés sous Motte Vieille et qui domine le replat de Clos du Saussis, l'ensemble de ces débris est attribué à des phases d'éboulisation ancienne.

D-4- CONCLUSION

La présence des différents événements que nous venons de décrire constitue les principaux témoins de l'évolution géomorphologique du versant des Ruelles.

Nous avons défini trois générations de glacis avec au moins une génération de brèche :

- la première génération de glacis (glacis I) est le glacis à brèche représenté ici par le glacis du replat de la Chau .

- la deuxième génération de glacis (glacis II) regroupe le glacis de Clot Chevalier et le glacis de Clos du Saussis.

- la troisième génération de glacis (glacis III) regroupe le glacis de Sertorin , le glacis allant de la ferme Saint-Antoine à Bramefan et le lambeau de glacis de Bonconvenant situé entre 640m et 620m d'altitude au dessus de la coulée de Bonconvenant .

Et six générations de mouvements de terrain, en prenant pour référence le glacis à brèche :

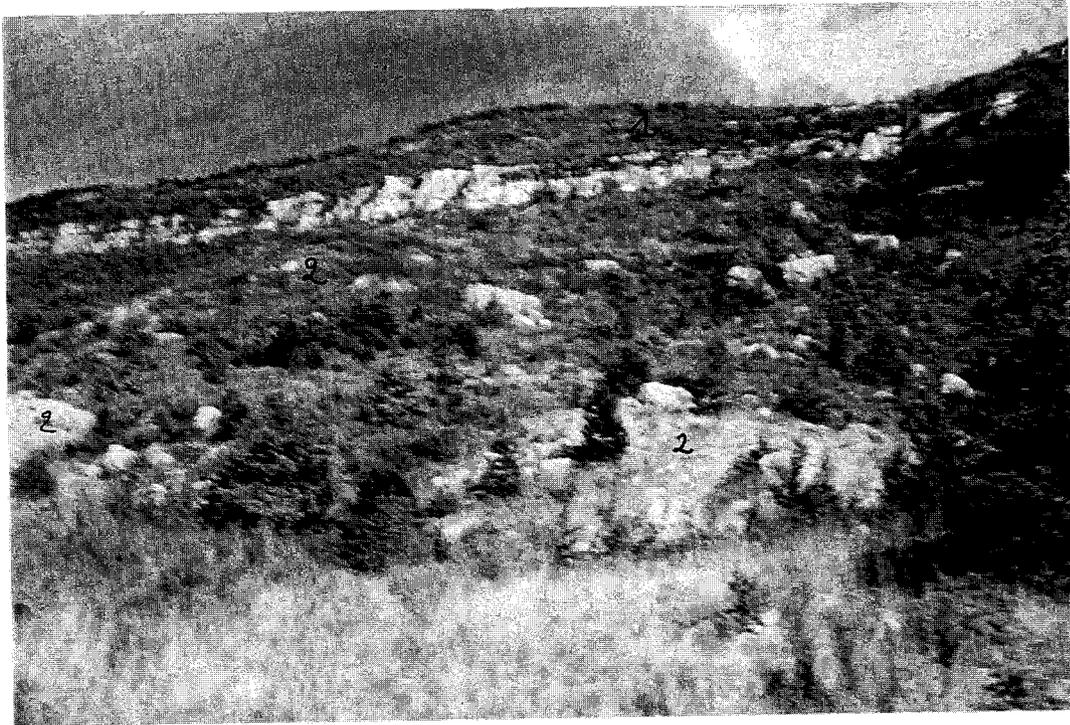
- La première génération est associée à tous les mouvements de terrain ayant précédé la période de mise en place du glacis I; un seul mouvement répond à ce critère : le glissement qui a donné naissance au replat de la Chau (que nous appelons glissement de la Chau) .

- La deuxième génération est associée aux mouvements de terrain postérieurs au glacis I et antérieurs à la phase de lissage du glacis II : on regroupe successivement le mouvement de terrain qui a donné naissance au replat de Rocher Barlet qui n'est autre que le versant réglé à brèche qui a basculé; on lui associe un autre replat de glissement situé à l'extrémité Est du versant des Ruelles à Serre des Michels (on y trouve également de la brèche qui n'est pas en place); le mouvement de terrain antérieur au glacis II de Clos du Saussis, et le mouvement de terrain de "la Dindasse" dont la coulée vient reposer sur le replat de Rocher Barlet

- La troisième génération regroupe les mouvements de terrain postérieurs au glacis III : il s'agit du mouvement de terrain de Serre de la Grande Jasse, le mouvement de terrain de Baritelle et enfin les mouvements de terrain du versant nord des Ruelles .

- La quatrième génération est celle des mouvements de terrain récents : les coulées de 1933 et 1936 .

- La cinquième génération est celle des coulées actives : les coulées de Saint-Antoine, de Bonconvenant de Baritelle et de Serre des Michels, caractérisées par leur état de fraîcheur et leur activité quasi permanente.



MONTAGNE DES RUELLES
PHOTO XIX : VERSANT OCCIDENTAL

Versant occidental de la montagne des Ruelles(moitié Nord, vue vers le NNE) . Mise en évidence de l'aspect chaotique de ce versant. A l'arrière plan , la corniche de calcaires tithoniques plus ou moins recouverte de végétation. Elle domine un versant à topographie très irrégulière où se succèdent de nombreuses accumulations de blocs rocheux de toute taille, entre lesquelles a poussé une faible végétation arbustive et herbacée. 1- Corniche de calcaires tithoniques sous versant réglé. 2- Blocs de calcaires disloqués.



MONTAGNE DES RUELLES
PHOTO XX : VERSANT OCCIDENTAL

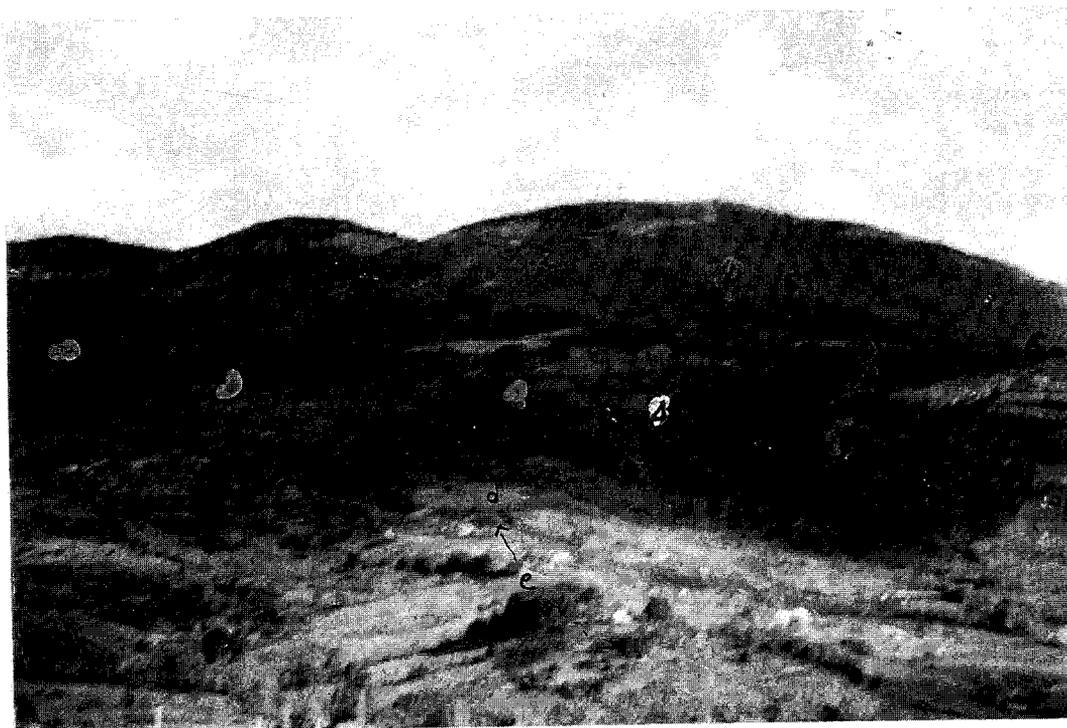
Versant occidental de la montagne des Ruelles(extrémité Nord de la partie centrale du versant, vue vers le NNE). Mise en évidence de la croupe correspondant au mouvement de Serre de la Grande Jasse et la dépression correspondant aux coulées récentes de 1933 et 1936. A l'arrière plan , le sommet de la montagne des Ruelles à aspect plus ou moins ondulé. Elle domine un court versant réglé par éboulisation, ce dernier passe vers le bas à une succession de bosses et de creux.

1- Corniche de calcaires tithoniques sous versant réglé sommital. 2- Court versant réglé. 3- Croupe correspondant au mouvement ancien de Serre de la Grande Jasse. 3-a-b-c: replats successifs. 4- Dépression correspondant à la mise en place des coulées récentes . 4a- Coulée de 1936. 4b- Coulée de 1933.



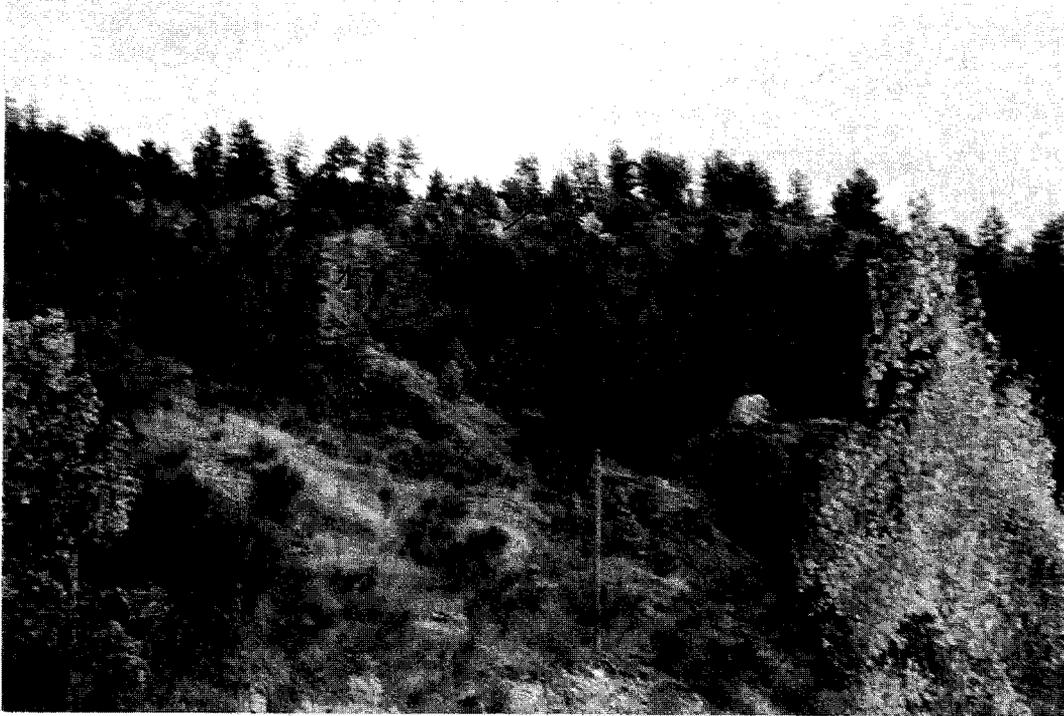
MONTAGNE DES RUELLES
PHOTO XXI : VERSANT OCCIDENTAL

Versant occidental de la montagne des Ruelles(partie centrale, vue vers le NNE). Mise en évidence des coulées récentes de 1933 et 1936. La dépression s'emboîte dans deux croupes: l'une située au Nord et l'autre au Sud. Elle passe vers le sommet à une topographie plus ou moins irrégulière faisant suite à un court versant réglé qui fait suite à la corniche de calcaires tithoniques sous versant réglé sommital . Sous le Pas de la Lauze, un vallon en V descend jusqu'aux coulées récentes. 1- Corniche de calcaires tithoniques sous versant réglé sommital.. 2- Court versant réglé . 3- Croupe correspondant au mouvement de la Grande Jasse. 4- Coulée récente de 1936. 5- Coulée récente de 1933. 6- Croupe correspondant au mouvement ancien de Baritelle. 7- Pas de la Lauze. 8- Vallon en V.



MONTAGNE DES RUELLES
PHOTO XXII : VERSANT OCCIDENTAL

Versant occidental de la montagne des Ruelles (extrémité Sud de la partie centrale du versant, vue vers l'Est). Mise en évidence des mouvements de Baritelle. A l'arrière plan, la corniche de calcaires tithoniques qui domine un court replat, ce dernier passe vers le bas à une topographie chaotique. A gauche la dépression correspondant aux coulées récentes de 1933 et 1936. A droite, au dessus, une autre croupe correspondant aux mouvements de "la Dindasse" et de Rocher Barlet. Entre la croupe de Baritelle et celle de "la Dindasse", une dépression marquée par de nombreux ravinements, constitue la trajectoire de la coulée active de Baritelle. 1- Corniche de calcaires tithoniques présentant un court versant réglé. 2- Court versant réglé sous corniche. 3- Croupe correspondant au mouvement de terrain ancien de Baritelle: 3-a-b-c-d: replats successifs; 3e- Coulée ancienne. 4- Escarpement de tête de la coulée active de Baritelle. 5- Croupe correspondant au mouvement de "la Dindasse" . 6- Contre-pente du glissement de Rocher Barlet.



MONTAGNE DES RUELLES
PHOTO XXIII : VERSANT OCCIDENTAL

Versant occidental de la montagne des Ruelles(partie centrale du versant,extrémité Sud, vue de près) . Mise en évidence des gros blocs rocheux de la coulée ancienne sous Serre Sarasin et les nombreux ravinelements attaquant les formations marneuses sur lesquelles sont plantés des pins.

1- Ravinelements intenses. 2- Gros blocs rocheux issus d'une ancienne coulée.



MONTAGNE DES RUELLES
PHOTO XXIV : VERSANT OCCIDENTAL

Versant occidental de la montagne des ruelles, voisinage de la combe Bernard(vue vers l'Est) . Mise en évidence d'énormes blocs rocheux entraînés par la coulée de 1933 et disposés çà et là. Ils ont leur base enfouie dans le sol plus ou moins raffermi par la végétation qui y a poussé. A l'arrière plan, une topographie irrégulière a fait suite à l'escarpement de tête plus ou moins net.
1- Les blocs isolés. 2- les amas de blocs de toute taille. 3- Escarpement de tête.



MONTAGNE DES RUELLES
PHOTO XXV : REPLAT DE LA CHAU

Versant occidental Sud de la montagne des Ruelles(vue vers l'Est). A l'arrière plan, à gauche, la corniche de calcaires tithoniques présentant une empreinte plus ou moins nette de l'escarpement de tête du glissement de la Chau, domine un versant réglé qui passe vers le bas à une surface bien plane. Cette surface se termine en aval par des dalles de calcaires tithoniques glissés. En contrebas de ces dalles de calcaires on a une topographie complexe où se succèdent creux, bosses et surfaces planes. Au premier plan à gauche le village de la Motte Chalancon. 1- Corniche résiduelle de calcaires tithoniques. 2- Versant réglé à brèche. 3- Surface plane correspondant au glacis de la Chau. 4- Dalles de calcaires tithoniques glissés(Motte Vieille). 5- Glacis II de Clot Chevalier. 6- Bas glacis de Bramefan-Saint-Antoine. 7- Surface correspondant au glacis de Clos du Saussis. 8- Lambeau de bas glacis de Bonconvenant. 9- Versant régularisé correspondant au glacis de Clos du Saussis. 10- Ravinelements intenses.

III- E- LA MONTAGNE D'OULE

INTRODUCTION : La montagne d'Oule située au Sud de la combe de la Motte Chalancon culmine à environ 1143m. Elle est surtout remarquable par sa forme particulière en dôme hémisphérique à base plus ou moins circulaire contournée par le cours d'eau et la route départementale n° 61. Cette forme particulière résulte de l'existence de nombreuses failles et chevauchements qui ont perturbé le versant lui conférant une topographie très irrégulière. Cette topographie irrégulière laisse apparaître visiblement deux parties distinctes : une partie supérieure essentiellement constituée d'horizons calcaires et une partie inférieure, la plus importante est surtout caractérisée par l'affleurement des marnes oxfordiennes et calloviennes dans les ravinements .

- La partie supérieure est dominée par un sommet en forme de dôme semi-circulaire occupé par une corniche résiduelle dominant un versant réglé dans les calcaires et calcaires marneux du Kimméridgien, "Séquanien", " Rauracien. Ce versant réglé qui descend jusqu'à 1050m d'altitude, domine une structure rendue complexe par l'existence de failles et chevauchements :

Ainsi, au Nord du sommet, les calcaires et calcaires marneux kimméridgiens forment une croupe longue d'environ 600m(apparaissant sous les cotes 1041 , 1037 et 933) et large d'environ une dizaine de mètres. . Elle se termine en contrebas, au voisinage de l'escarpement de tête du mouvement de novembre 1829 , et du rocher Saint-Martin où elle est séparée des formations turoniennes par une faille. Sur le flanc Ouest de cette croupe, une dépression recouverte d'éboulis cryoclastiques, la sépare du Serre de l'Homme (988-1005m)

A l'Ouest du sommet de la montagne d'Oule, on a la présence de nombreuses croupes de calcaires tithoniques, plus ou moins arrondies(photos XXVI et XXIX), et séparées entre elles par des dépressions recouvertes de gélifractions. Elles forment dans la partie supérieure du versant occidental le lieu-dit "la Montagne".

A l'Est le versant est marqué par l'importante couche de calcaires turoniens épousant la forme plus ou moins circulaire du versant, où se dresse l'importante barre du rocher Saint-Martin (photos XXVIII et XXXI), il s'agit du chevauchement sur l'extrémité NW de l'aire synclinale de la Charce.

- La partie inférieure que nous délimitons de 750m d'altitude environ jusqu'au niveau actuel de la rivière d'Oule, couvre presque les deux tiers du versant de la montagne d'Oule. Elle est aussi perturbée que la partie supérieure.

Un paysage assez confus fait de bosses et de creux (très marqués sur le versant occidental), a été favorisé par l'affleurement d'une importante assise de marnes oxfordiennes et calloviennes. Ce paysage chaotique est le témoin d'une intense activité de phénomènes d'instabilité et d'érosion hydrique .

Étant donné la forme semi-circulaire de la montagne d'Oule, entrent en compte trois versants: le versant oriental , le versant septentrional et le versant occidental .

- Le versant oriental

Il se distingue des autres versants par la raideur de sa pente favorisée par la présence d'énormes bancs de calcaires turoniens qui se prolongent vers le versant septentrional par l'énorme banc qui constitue le rocher Saint-Martin. Ces calcaires dominant nettement un versant à pente quasiment atténuée recouvert d'un tablier d'éboulis provenant des éboulements sporadiques qui viennent du sommet . Ce versant à pente atténuée forme entre 750m et 710m un replat de glissement correspondant à un glissement ayant affecté probablement les calcaires turoniens voilés par la présence de nombreux gélifracsts . A l'extrémité orientale de ce versant , on passe du replat de glissement à un court versant à pente plus ou moins forte, formé d'un talus d'éboulis qui ont complètement recouvert le versant; la roche en place n'apparaît que vers le fond de la vallée sous une pente plus ou moins régulière.

En contrebas du rocher Saint-Martin, la niche d'arrachement en arc-de-cercle constitue l'empreinte laissée par un écroulement rocheux ayant affecté les calcaires turoniens (photo XXXI); l'escarpement de tête domine un talus d'éboulis qui passe vers le bas à un replat correspondant à un glissement de masse au pied duquel des incisions récentes ont mis au jour la roche en place. L'état de fraîcheur que présente l'escarpement de tête est dû sans doute à une réactivation régressive d' un ancien mouvement de terrain .

- Le versant septentrional

Il est caractérisé dans sa partie inférieure par une topographie chaotique marquée par des creux et des bosses ; et dans sa partie supérieure, il est constitué d'une structure très complexe qui correspond au flanc oriental de l'anticlinal de la Motte, et qui se termine vers le haut par la corniche de calcaires tithonique formant d'une part le Serre de l'Homme(1005m) et le sommet de la montagne d'Oule(1143m), et d'autre part, à la faveur d'une faille, la crête qui culmine à la cote 852. C'est sur ce versant qu' ont eu lieu les mouvements de terrain de

novembre 1829 et juin 1957. Si le premier mouvement de terrain n'est identifiable à première vue que par son escarpement de tête perché à 900-1000m d'altitude, le deuxième est nettement visible dans la topographie avec quelques formes à l'état de fraîcheur .

- Le versant occidental

Les caractéristiques évidentes de ce versant sont les nombreuses circulations d'eau et l'affleurement de nombreux ravinements, qui confèrent à ce versant son aspect mamelonné. La partie supérieure est constituée d'une corniche résiduelle qui surmonte un versant réglé dans les calcaires et calcaires marneux kimméridgiens. Le versant réglé passe vers le bas au lieu-dit la montagne(qui est constituée de croupes de calcaires tithoniques, située entre 1050m et 900m d'altitude). Dans la partie inférieure, les nombreuses circulations d'eau ont creusé dans les marnes de petits vallons en V donnant à celle-ci un alignement de mamelons suivant la longueur du versant (photos XXVI et XXVII) . Ces mamelons sont un ensemble de formes et de formations suivantes: les formations marneuses lorsqu'elle ne sont pas ravinées présentent un court versant réglé dominant le fond de la vallée; au dessus de ces formations marneuses apparaissent entre les courbes de niveau 640m et 600m, des surfaces planes dont la couverture est constituée d'une fine matrice renfermant des éléments de taille modeste. Entre 760m et 640m, la succession de bosses et de creux contrastent avec les parties inférieures . On y trouve un matériel hétérométrique en vrac. Entre 800m et 790m, on trouve de nombreux éboulis cryoclastiques provenant probablement de la désagrégation de l'épaisse couche de calcaires tithoniques .Ces éboulis cryoclastiques sont dominés par la corniche de calcaires tithoniques plus ou moins ravinés . Sous cette corniche apparaît l'emprunte plus ou moins nette de l'escarpement de tête du mouvement ancien qui a affecté le versant occidental(photo XXVI).

E-1- LES GLACIS DE LA MONTAGNE D' OULE

Nous avons eu beaucoup de difficultés à repérer les glacis sur ce versant où le décalage entre les horizons calcaires et les formations marneuses d'une part, et les ravinements dans les marnes oxfordiennes et calloviennes d'autre part rendent plus complexe l'accès aux différents versants décrits ci-dessus, il faut parfois remonter, descendre des pentes assez fortes ou escalader les ravins, contourner d'importantes masses rocheuses, ou bien traverser une végétation plus ou moins touffue. En dépit de cette difficulté, quelques lambeaux de glacis

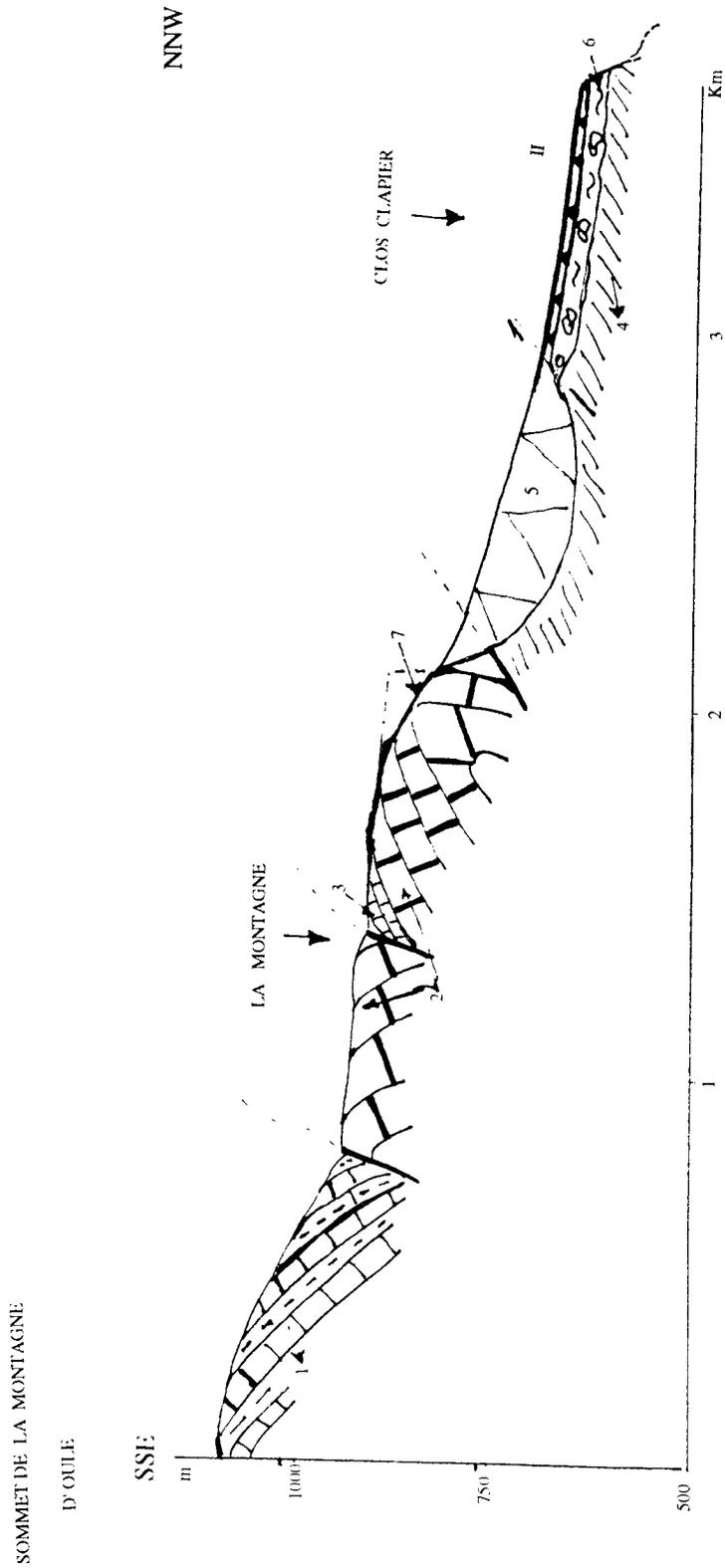
sont observés notamment sur le versant septentrional et sur le versant occidental. Deux coupes nous permettent de mettre en évidence nos observations.

- Entre les mouvements de terrain de novembre 1829 et de juin 1957, les observations qui ont été faite du sommet à la base, nous ont permis de déceler dans le secteur de Clos du Clapier, en bordure de la piste aménagée qui mène vers Cornillac en passant par le sommet de la montagne d'Oule, une coupe qui met en évidence deux formations superposées, très remarquables par leur couleur rougeâtre: une formation à éboulis cryoclastiques partiellement cimentés reposent sur une formation à gros blocs(Fig.24). Il s'agit donc d'une formation correspondant à un glacis qui repose sur une formation de coulée.

Ce niveau de glacis s'étend approximativement entre les courbes de niveau 750m et 650m, sa pente est relativement faible (environ 5 à 6°); il passe vers le haut à un talus d'éboulis que l'on retrouve jusqu'au voisinage du sommet . Ce lambeau de glacis est le témoin d'une succession d'événements que l'on peut reconstituer de la façon suivante : à l'origine le versant est constitué de formations calcaires qui dominent une épaisse formation marneuse; puis un glissement rotationnel auquel s'est associée en aval une coulée va perturber le versant. Postérieurement, la régularisation du versant donne naissance au glacis (en fonction des conditions particulières que nous décrirons ultérieurement) . Et enfin l' ensemble (glissement-coulée et glacis) est affecté partiellement par le mouvement de novembre 1829 ne laissant subsister comme unique témoignage de l'ancienne coulée que le matériel conservé sous le lambeau de glacis. Tout ce secteur est actuellement attaqué par d'intenses ravinements.

De part son altitude et son matériel de couverture, nous associons ce glacis à la génération du niveau II de glacis .

- La coupe de la Fig. 25 a été réalisée sur le versant occidental, pour mettre en évidence les niveaux de glacis perchés sur les formations marneuses, séparés par d'importants ravinements et surmontés par une topographie tourmentée . On trouve sur ces formations marneuses isolées par des ravinements, des surfaces caractérisées par leur très nette platitude, constituées d'une couverture très mince.. Elles sont plus nettes aux extrémités Nord et Sud du versant, alors qu' au centre, de nombreux ravinements les ont complètement perturbées (photos XXVI et XXVII); cette couverture est un mélange de cailloutis calcaires et marno-calcaires et d'une matrice gris-jaunâtre. Il s'agit de matériaux correspondant à un niveau de glacis. Ces lambeaux de glacis s'étendent approximativement entre les courbes de niveau 650m et 600m. Dans leur partie supérieure, ils sont recouverts par les matériaux de la coulée ancienne. Celle-ci est donc postérieure à la



MONTAGNE D'OUÏLE

Fig. 24 : COUPE PASSANT PAR LE VERSANT NORD

- 1- Calcaires lités et marneux kimméridgiens . 2- Calcaires tithoniques . 3- Clacaires berriasiens . 4- Marnes oxfordiennes . 5- Masse glissée . 6- Coulée associée à la masse glissée . 7- niche en voie de régularisation . II - glacis de Clos Clavier .

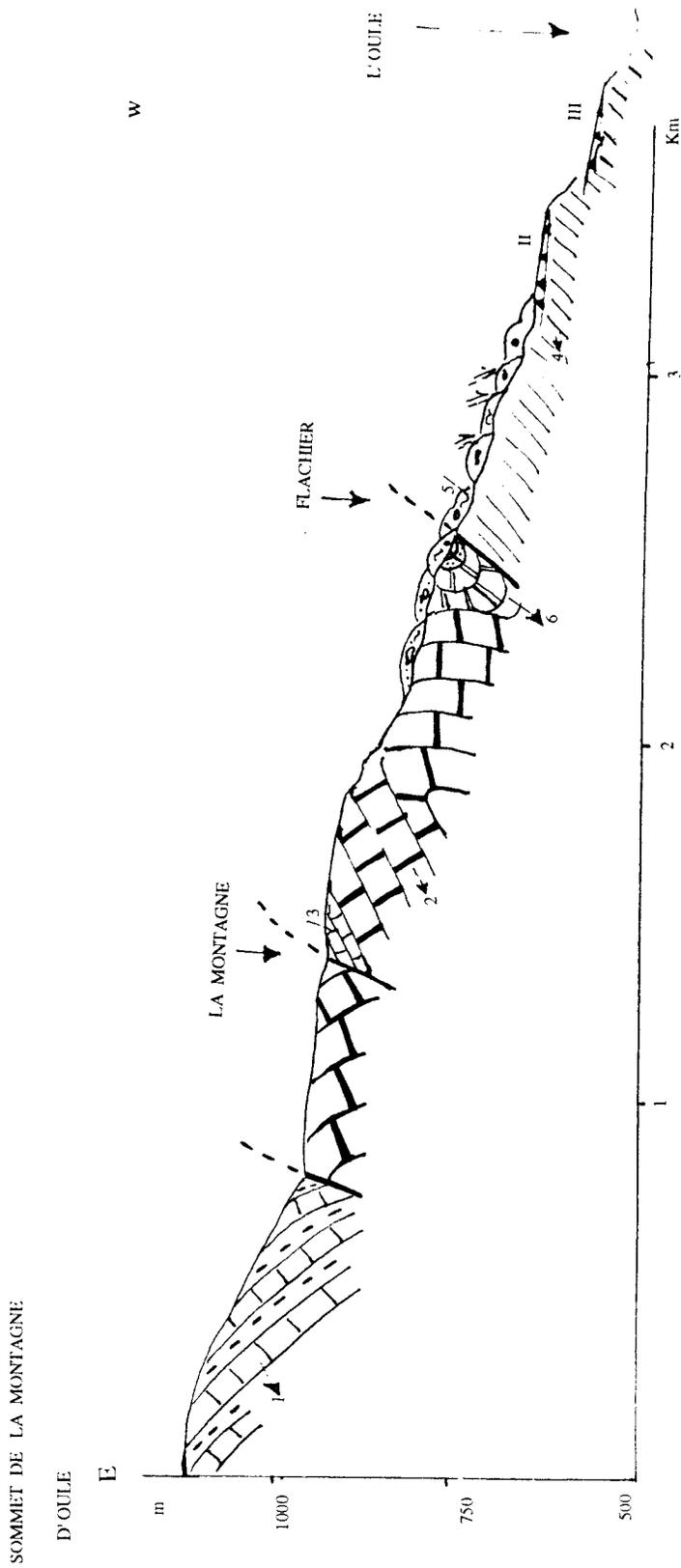


Fig. 25 : COUPE DU VERSANT OCCIDENTAL.

- 1- Calcaires lités et marneux kimméridgiens . 2- Calcaires tithoniques . 3- Calcaires berriasiens . 4- Marnes oxfordiennes . 5- Coulée ancienne . 6- Coulee ancienne . II- synclinal pincé . III- Bas glaciais de Serre des Aiguilles .

glaciplanation. On associe ces lambeaux de glacis à la même génération que celle du glacis de Clos du Clapier; car compte tenu de la pente longitudinale de l'Oule, le glacis de Clos du Clapier descendant à 650m, peut parfaitement être contemporain des lambeaux de glacis du versant occidental(650-600m), d'autant qu'il est plus éloigné de l'axe de la rivière(c'est donc qu'il descendait plus bas en approchant de celui-ci).

- A l'extrémité Nord du versant occidental, s' étend une vaste dépression dominée par une couche de calcaires blancs très fissurés plus ou moins recouverts par la végétation . Ces calcaires blancs apparaissent vers 750m d'altitude environ . Ils surmontent une épaisse formation de marnes oxfordiennes affleurant dans les bad-lands sous une pente relativement forte. Cette formation marneuse passe vers le bas à une surface plane légèrement inclinée . Cette surface est formée d'une couverture très mince qui est une formation détritique constituée de cailloutis calcaires et marno-calcaires dans une matrice grisâtre . Elle s'étend entre les courbes de niveau 630m et 580m . Il s' agit d' un niveau de glacis que l' on associe à la génération de bas glacis . Il est défoncée en son centre par un petit vallon en V (photo XXXII) ; il est attaqué en contrebas par de nombreux ravinements . Il s'emboîte dans le niveau de glacis II contemporain du glacis de Clapier. Il est emboîté par rapport au niveau de glacis du versant occidental.

E-2- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN

Comme les autres versant de la combe de la Motte Chalancon, la montagne d'Oule a été affectée par de nombreuses phases d'instabilité caractérisées par la présence de nombreux mouvements de terrain survenus à différentes époques de l'évolution géomorphologique des versants de la montagne d'Oule . Les plus spectaculaires sont ceux survenus en novembre 1829 (M. Jossierand 1829, M. Gasperin 1830, Scipion Gras 1835) et juin 1957 (Robert Michel 1957) .

Nous étudierons ces mouvements de terrain en partant des plus anciens aux plus récents et en les classant par génération suivant les critères définis précédemment .

E-2- 1 - Les mouvements de terrain anciens

Contrairement aux autres versants de la combe de la Motte Chalancon, la montagne d'Oule a été au cours de son évolution géomorphologique très peu perturbée par des mouvements de terrain anciens . En dépit de l'absence du niveau supérieur (glacis I), nous aurons pour référence le glacis II ; les

différentes générations de mouvements de terrain sont définies d'après le critère d'antériorité ou de postériorité au glaciaire II .

E-2-1-1- La première génération de mouvement de terrain

Elle est représentée par le mouvement de terrain qui a précédé les phases de mise en place du glaciaire de Clot du Clapier . Ce mouvement de terrain n'est reconnaissable actuellement que par la formation à gros blocs de la coulée située sous le glaciaire et mis au jour sans doute par les travaux de la piste aménagée que nous avons indiquée précédemment . Il s'agit d'une plus ou moins épaisse formation constituée d'un mélange de blocs de toute taille (mais les gros blocs dominant) et d'une matrice rougeâtre qui contraste avec les formations de marnes sous-jacentes . On pense que cette coulée est issue d'un glissement rotationnel comme nous l'avons représenté sur la coupe de la Fig. 24 . La masse glissée a affecté les formations supérieures de calcaires . Après la régularisation postérieure du versant correspondant à la mise en place du glaciaire II, l'ensemble de la partie supérieure du mouvement de terrain (masse glissée et replat de glissement) a été probablement emporté par le mouvement de terrain de novembre 1829 . On pense aussi que la niche de départ se situait probablement au niveau de l'escarpement de tête du mouvement de novembre 1829 et que ce dernier n'est qu'une réactivation partielle de cet ancien mouvement de terrain .

On associe à cette génération de mouvement de terrain, ceux qui ont affecté le versant oriental et qui ne sont identifiables aujourd'hui que par leur replat de glissement et par leur niche réactivée (pour celui situé sur le flanc Est du mouvement de terrain de novembre 1829) . Actuellement de nombreux éboulis venant de l'importante couche de calcaires turoniens forment un talus recouvrant ces replats de glissement . Des ravinelements actuels mettent à nu les formations marneuses situées en contrebas . Actuellement Ces mouvements n'ont subi aucune modification profonde liée à leur réactivation(mis à part la réactivation de la niche et les ravinelements actuels).

E-2-1-2- La deuxième génération de mouvements de terrain

Le seul mouvement de terrain qu'on peut attribuer à cette génération est celui qui a affecté le versant occidental, entre les formations de calcaires au sommet et les formations marneuses en contrebas . Ce mouvement se présente sous forme d'une topographie confuse et bosselée(photos XXVI et XXVII) faite de replats correspondant à un glissement de masse disjoint par des surfaces de

cisaillement secondaires et issu du fluage de formations marneuses . On y trouve quelques gros blocs rocheux disposés çà et là . Dans la partie supérieure du mouvement , on trouve une importante couche d'éboulis cryoclastiques provenant de la désagrégation de la couche de calcaires sommitaux et qui forme un talus d'éboulis sous l'empreinte plus ou moins net de l'escarpement de tête du mouvement de terrain. Il a été façonné sur la formation de calcaires tithoniques, vers 850m d'altitude environ.

Dans la partie inférieure, les ravinelements intenses et les circulations d'eau sont plus nombreux. L'aspect mamelonné contraste avec la platitude des surfaces correspondant aux lambeaux de glacis sur lesquels viennent reposer la coulée. La coulée couvre presque la totalité de la partie inférieure du versant occidental qui nous concerne; elle s'étend sur environ 500 à 600m de long et sur 200m de dénivellation (courbes de niveau 840m et 640m) . Aucune reprise récent n'a été observée.

E-2-2- Les mouvements de terrain historiques

Dans cette catégorie de mouvement de terrain on a défini trois générations de mouvements de terrain : les mouvements de terrain historiques anciens , les mouvements de terrain historiques récents, et les mouvements de terrain actifs .

E-2-2-1- La génération des mouvements historiques anciens

Elle regroupe le mouvement de terrain de novembre 1829; il est situé sur le versant Nord de la montagne d' Oule . Le mouvement de terrain a affecté une zone originellement occupée à la base par une importante assise de marnes oxfordiennes et calloviennes . Ces formations marneuses s'étendent depuis la rive gauche de la rivière d'Oule en contrebas jusqu' à 750m d'altitude environ, où une faille sous-jacente les met en contact anormal avec les horizons calcaires .

Actuellement, à première vue, il ne subsiste qu' un escarpement de tête au profil très raide (photo XXVIII), en voie de régularisation, qui domine jusqu'au voisinage de la rivière de l' Oule, une pente irrégulière couverte d'une végétation clairsemée faite de pins et de chênes dominant une faible végétation herbacée plus ou moins régulière . Mais une fois sur place, en parcourant le mouvement de terrain de haut en bas, on établit la description suivante : au sommet, l'escarpement de tête, qui a conservé son caractère d'abrupt, s'est ouvert sur une épaisse couche de calcaires et calcaires marneux kimméridgiens surmontés par une moins épaisse couche de calcaires tithoniques et de calcaires berriasiens .

La régularisation en cours de la niche a fourni un talus d'éboulis en contrebas de celle-ci . A la base de ce talus, la végétation arbustive masque une topographie bosselée où se juxtaposent des monticules de terres et de gros blocs rocheux. Les monticules de terre sont faits d'une matrice noirâtre dans laquelle s'entremêlent de blocs rocheux de très faibles dimensions . Les gros blocs sont entassés les uns sur les autres ou bien disposés isolément çà et là et à moitié enfouis dans le sol . A partir de 600m d'altitude environ, les monticules sont moins nombreux et parfois complètement atténués faisant place à des petits gradins qui se succèdent de façon désordonnée vers le fond de la vallée . Les gros blocs rocheux sont de moins en moins nombreux .

Depuis sa mise en place, le mouvement n'a subi aucune modification liée à d'importantes reprises sauf les nombreux ravinements récents qui sont plus présents dans la partie supérieure du mouvement . Ce mouvement de terrain a pris place dans un environnement qui avait été déjà marqué par la présence d'un autre mouvement de terrain décrit ci-dessus (cf. première génération de mouvement de terrain) . La partie supérieure de ce dernier a été complètement affectée , alors que la partie inférieure l'a été partiellement . Le mouvement de terrain de novembre 1829 serait donc une réactivation régressive partielle de cet ancien mouvement de terrain .

Nous possédons trois témoignages de l'époque qui fournissent d'abondantes précisions : le témoignage de M. Josserand(1829), ingénieur des Ponts et Chaussées, envoyé par le Préfet, le 21 novembre 1829; le témoignage de Scipion Gras(1835) ; et enfin l'article de M. de Gasperin(1830) paru dans une des rares revues de l'époque. Ci-dessous le témoignage de M. de Gasperin(1830) :

"Les mois de septembre et d'octobre 1829 ont été très pluvieux dans nos contrées comme dans le reste de la France. A Orange, il est tombé en septembre 169mm d'eau et 94mm en octobre. Dans la vallée fermée au Nord, comme celle de la Motte chalancon, il a dû en tomber une quantité plus grande encore. Ces pluies succédaient à un printemps qui avait donné une quantité d'eau de pluie presque égale au double de la moyenne, à un été froid et où l'évaporation avait été peu considérable : le sol était donc saturé d'eau quand l'automne est venu combler la mesure; on s'aperçut alors d'une séparation de terrain dans le haut de la montagne, qui fit naître les premières craintes.

Le 31 octobre, à 9 heures du soir, Combet, propriétaire d'une ferme sur le penchant, voulut aller chercher de l'eau à sa fontaine et s'aperçut que sa source

était tarie; une autre fontaine, située au-dessus de la première, ne laissait plus échapper que des eaux troubles; déjà un mouvement existait sans doute à la partie inférieure du terrain, et ouvrait de nouvelles issues aux eaux.

Aussitôt il donne l'alarme et les trois fermes situées sur la pente furent promptement démenagées. Cette opération dura tout le jour suivant. Le premier novembre à minuit, on s'aperçut que le terrain était en mouvement sur une vaste étendue; alors on se met à l'oeuvre de tous les côtés, une foule d'ouvriers vient aider les malheureux, on scie les arbres, on les coupe, on les emporte, on évacue tout ce qui peut l'être de ce terrain prêt à s'abîmer; on travaille sans relâche sur ce terrain qui glisse en entier, comme si l'on était en pleine sécurité. Le mouvement progressif était lent et ne causait pas d'abord de bouleversement, tout avançait en masse et sans secousse; l'éboulement ne parvint au bord de la rivière que le lendemain, et ce ne fut que le mardi qu'il encombra le lit. Mais dès qu'il eut rencontré un obstacle vers le bas, aussitôt les couches supérieures, continuant à pousser, il eut un bouleversement complet; le terrain se redressait, roulait sur lui-même, les rochers saillaient de toutes parts, et enfin un nouvel équilibre s'étant établi, le terrain s'arrêta, présentant à l'oeil l'image d'un labour gigantesque qu'aurait retourné les couches meubles à une immense profondeur, mêlé et confondu les éléments les plus divers qui la composaient, ne laissant à la place des vergers, des prés et des jardins qu'un chaos infertile de pierres et de rochers ramenés du fond à la surface, et qui avaient été retournées et mêlées avec le reste du sol. L'éboulement, parti d'environ 280 m au dessus de la rivière, a parcouru une distance d'environ 1000m sur une surface qui devait être inclinée de 15°.

Très large à son point de départ, l'éboulement se réduisait en largeur en avançant vers le bas, par la rencontre de deux promontoires solides qu'il rencontrera, ce qui causa le bouleversement le plus complet à l'endroit de cet étranglement, où le mouvement latéral des couches refoulées vers le centre vint s'unir à un mouvement direct vers le bas de la pente, et se partagea en deux courants d'environ 300m de largeur. Arrivé à la rivière, il forma un barrage de roches et de terres sur une longueur de 140m; ce barrage, fort élevé d'abord, exista dans cet état pendant une partie du mois de novembre; mais aux premières pluies de ce mois, le lac qu'il avait formé s'étant gonflé, balaya toutes les parties supérieures du barrage, plus meubles et moins solides, et descendit de 10m environ, mettant ainsi à sec une grande partie de la surface qu'il avait d'abord occupée, et prenant ses dimensions actuelles qui paraissent être définitives, si l'on juge par le fond de sa digue formée seulement aujourd'hui par d'énormes rochers, par son épaisseur et par le peu d'élévation qui lui reste (de 3 à 4m). Il est probable que les eaux troubles de l'Oule, déposant dans ce bassin, l'altéreront peu

à peu, et qu'il ne restera plus alors de tout ce désordre qu'un cours rapide à l'endroit du barrage, et l'aspect de désolation de l'éboulement qui sera plus longtemps inculte".

- Le témoignage de Scipion Gras (1835) : "Les flancs de la montagne qui, près de ce bourg, s'élève sur la gauche de la rivière d'Oule, étaient recouverts de nombreux débris, dont la surface était cultivée et habitée. En 1829, à la suite d' un automne très pluvieux, un grande étendue de ce terrain se détache et parcourt un espace de près d'un kilomètre. Le mouvement fut d'abord lent, et les malheureux propriétaires eurent le temps de déménager leurs fermes et de se sauver avec les effets les plus précieux.

Bientôt après, la partie inférieure des débris se trouvant gênée par la rencontre de quelques obstacles, et la partie supérieure continuant de descendre avec la même vitesse, il en résulta un désordre épouvantable : les arbres dressaient leurs racines vers le ciel et se brisaient en éclats; le sol se hérissait de roches qui paraissaient et disparaissaient tour à tour; en un instant, fermes, jardins, prairies, tout fut englouti et l'oeil n'aperçut à leur place qu'un amas informe de cailloux d'une nudité affreuse. Le terrain ne s'arrêta que lorsqu'il trouva un point d'appui au fond de la vallée, où il éleva un barrage de 140m d'épaisseur.

Les eaux étant interceptées formèrent un lac d'abord assez profond, qui diminua promptement par l'abaissement successif de la digue; les matières terreuses amenées sans cesse par les torrents, ont achevé de le combler, et, aujourd'hui la rivière n'y est pas plus profonde qu'ailleurs. Quant au théâtre de l'éboulement, son aspect n'a pas changé et peut encore donner une idée exacte de ce qu'a dû être cette scène de désolation. On y remarque au niveau des rochers entassés confusément , un monticule argileux qui n'a pas été submergé, par ce que les débris mouvants se sont divisés à sa rencontre, ainsi que l'aurait fait une lave. Cette espèce d'île, couverte de verdure, forme un contraste frappant avec les ruines qui l'entourent".

- Le témoignage de M. Josserand(1829) : " La rivière de l'Oule a repris son cours ordinaire par dessus le barrage de rochers et de troncs formés par l'éboulement, et elle rejoint par une série de cascades son ancien lit en aval. Le lac formé par les eaux en amont du barrage et qui envahit des terrains cultivés appartenant à M. Charens, a une longueur d'environ un kilomètre et une largeur de 100m à 200m . La plus grande profondeur doit être d'une douzaine de mètres. Au pied des rochers près desquels le mouvement a commencé, on a observé une grande crevasse de plusieurs mètres de profondeur, qui se prolonge sur toute la

largeur de l'éboulement, soit environ 500m . Elle laisse apercevoir à nu le plan d'argile sur lequel le glissement s'est opéré. Enfin, il résulte des renseignements fournis sur les lieux, qu'il existait, sur ce revers de montagne, plusieurs sources très abondantes qui ont presque complètement disparu".

(Aujourd'hui ces lieux portent le nom de "quartier du lac"). On définit ce mouvement de terrain comme appartenant à la troisième génération .

E-2-2-2- La génération des mouvements de terrain récents

On associe à cette génération le mouvement de terrain de juin 1957 . Il est situé à l'extrémité Ouest du versant Nord . Il a pris naissance là où l'épaisse formation de marnes oxfordiennes et calloviennes sont en contact anormal avec les calcaires tithoniques par l'intermédiaire d'une faille à contour plus ou moins circulaire épousant plus ou moins la forme de la montagne d' Oule .

Ce versant de la montagne d' Oule présente la stratigraphie suivante :

- une épaisse formation de marnes calloviennes à pendage multidirectionnel: pendage accusé vers le sud sur le flanc sud du mouvement de juin 1957, et pendage vers l'Est sur le flanc Est. Elle affleure sur environ 900m de long et couvre approximativement les trois quart de la surface du mouvement .

- une formation de marnes oxfordiennes de très faible épaisseur .

- des calcaires tithoniques et berriasiens , forment le sommet de ce versant.

Du point de vue des aspects morphologiques, ce mouvement de terrain apparaît dans la topographie sous forme de sablier (photo XXIX); il présente deux parties distinctes :

- la partie amont avec ses formes fraîches, est caractérisée par l'escarpement de tête en forme d'arc de cercle, de profil raide . Il est façonné sur un énorme banc de calcaires blancs fissurés du Tithonique . Il se développe sur environ 100 à 150m de diamètre et sur 5 à 10m de hauteur . A sa base, un talus d'éboulis alimenté par des éboulements sporadiques venant du Tithonique, domine une vaste incision réalisée dans les marnes et obstruée par une coulée boueuse qui s'étend sur environ 500m de long, elle est parcourue en son centre par un filet d'eau temporaire; de part et d'autre du mouvement apparaissent de nombreux ravinements profonds qui perturbent plus ou moins le mouvement ; des forêts de pins ont été plantés pour assurer plus ou moins une certaine stabilité .

- la partie aval avec ses formes relativement anciennes, est caractérisée par une topographie très irrégulière et tourmentée . Elle contraste fortement avec la partie amont . Sur cette partie aval, a poussé une végétation arbustive et herbacée clairsemée qui a contribué au raffermissement du sol donnant cet aspect de stabilité apparente . La topographie tourmentée faite de creux et de bosses est beaucoup plus marquée sur le flanc Est où elle se prolonge jusqu'au voisinage de la rive gauche de la rivière d' Oule, alors que sur le flanc Ouest elle est surtout marquée par la présence de petits gradins qui s'atténuent au fur et mesure que l'on va vers le fond de la vallée. Les gros blocs rocheux sont plus nombreux et sont disposés pêle-mêle : les uns isolés, sont à moitié enfouis dans le sol, les autres sont amassés les uns sur les autres . Les bourrelets fortement entaillés laissent entrevoir des blocs de taille plus modeste emballés dans une matrice grisâtre . On note aussi la présence de quelques circulations d'eau en filets désordonnés. Une végétation hygrophile apparaît entre 600m et 580m d'altitude.

En examinant les photos aériennes de 1956, sur le versant Nord de la montagne d' Oule, à l'emplacement même du mouvement de juin 1957, on observe : une niche d'arrachement arquée domine une surface plus ou moins inclinée qui passe vers le bas à une vaste incision réalisée probablement dans les formations marneuses dont le fluage a donné naissance à une coulée . Étant donné l'état de fraîcheur des formes sur cette photo aérienne, on pense que ce mouvement de terrain de moindre envergure que celui de juin 1957 n'est qu' une ébauche de ce dernier quelque temps auparavant.

Nous disposons d'un seul témoignage , celui du géologue R. Michel (1957) qui a suivi l'évolution du mouvement de terrain de 1957 à 1960 et qu'il a décrit comme suit : " la zone accidentée occupe, très classiquement l'emplacement d'un ancien cours torrentiel dont le bassin de réception se situe à la base de la corniche de calcaires du Jurassique supérieur (cote 852) et dont le cône de déjection, de vastes dimensions s'étale entre le vallon de Voyeux et le Serre des Aiguilles. Ce cône de déjection est parsemé de cultures en terrasses(lavanderaies, vignes, etc.), et sa topographie tourmentée montre qu'il a été depuis longtemps le théâtre de mouvements de terrain partiels. Le petit torrent de Voyeux draine cet ensemble : il est situé à la limite Est du cône de déjection et muni d'un bassin de réception plus récent, entaillé dans les terres noires immédiatement au Nord de l'ancienne gorge d'écoulement.

Un débit de quelques litres/seconde, en période d'étiage, circule dans cette dernière et devait, avant le début de l'accident, rejoindre le vallon de Voyeux. Ce débit provient de l'affleurement, au contact des terres noires sous-jacentes, de la

nappe aquifère emmagasinée dans les calcaires du Jurassique supérieur, très fissurés et perméables en petit. Des sources, telle la Font Bruant, se situent en effet à ce niveau.

La zone glissée affectée par le mouvement de terrain présente, deux parties nettement distinctes; la partie amont, constituée de blocs de calcaires blancs de toutes dimensions, occupe tout le bassin de réception et déborde largement de la gorge d'écoulement; la partie aval occupe la moitié Est du cône de déjection : les crevasses et les effondrements de terrain, fort nombreux et très spectaculaires, y ont ravagé les cultures et fauché la plupart des arbres.

Ces diverses observations pouvaient faire imaginer le mécanisme suivant : à la suite des pluies anormalement abondantes du printemps de 1957, les formations superficielles argileuses, fortement imbibées, se mettent en mouvement et un glissement de type banal se propage, à partir du 17 juin, tout au long de l'ancien cours torrentiel. Dans la partie haute, un véritable travail de sape se produit à la base de la corniche de calcaires, mettant celle-ci en porte-à-faux et provoquant son écoulement, d'ailleurs facilité par le pendage subparallèle à la pente. Les débris calcaires sont alors véhiculés au-delà de la gorge d'écoulement par les argiles en voie de glissement.

En réalité d'après les renseignements recueillis sur place lors de notre première visite(octobre 1957), l'éroulement de la falaise a précédé, le 17 juin 1957, le glissement de terrain. Ceci est d'ailleurs confirmé par l'absence, dans la partie supérieure, de terres noires glissées qui, si elles avaient formé une coulée plus ou moins boueuse, se seraient inextricablement mélangées aux blocs calcaires en provenance de l'écoulement de la falaise. Ce dernier se présente au contraire comme une sorte de rock-glacier long de 700m, descendu par la seule force de la pesanteur et reposant sur les terres noires qui ont évidemment servi de "semelle lubrifiante".

A partir de ces faits, le mécanisme du phénomène peut être reconstitué, selon nous, de la façon suivante: les très fortes pluies du printemps de 1957 ont fini par remplir toute les diaclases de la masse de calcaires, exerçant ainsi à sa base une très forte pression qui, jointe à son état de fissuration très poussé et à son pendage subparallèle à la pente, a provoqué l'éroulement d'un volume de roches qu'on peut évaluer à 200.000m³. Telle une véritable avalanche, ce mélange de blocs calcaires et d'eau s'est engouffré dans la gorge d'écoulement qu'il a rabotée sur 8 à 10m de profondeur, comme en témoignent les résidus de l'ancien remblaiement alluvial, alignés de chaque côté et simulant des moraines latérales.

La coulée rocheuses, débordant largement de la gorge d'écoulement, est venue littéralement emboutir les couches superficielles argileuses de la partie haute du cône de déjection. Ces formations, fortement imbibées par les pluies des

mois précédents, se sont alors, sous cette poussée *a tergo* - qui constitue le caractère si particulier du phénomène-, mises en mouvement vers le bas. Dès lors, on a affaire à un glissement de terrain tout à fait classique, dont le mouvement s'est d'ailleurs peu à peu amorti de par la plasticité même de la formation, comme le montre la diminution d'intensité des crevasses et des boursouflures du terrain au fur et à mesure qu'on descend vers la rive de l'Oule.

Cependant, pour être amorti par rapport au mouvement de la partie amont, le mouvement de la partie aval est loin d'être négligeable. C'est ainsi qu'à la base du versant on pouvait estimer(en octobre 1957) à une trentaine de mètres le déplacement latéral des terrains en bordure du thalweg de l'Oule. Ce dernier a donc été déporté d'autant vers le Nord-Ouest et en même temps soulevé et obstrué.

Le mouvement de terrain a causé d'importants dommages sur la moitié Est de l'ancien cône de déjection; les cultures(lavandes, vignes) et les bois y ont été bouleversés, les murettes soutenant les terrasses plus ou moins effondrées ou disloquées. On peut estimer à une dizaine d'hectares la surface cultivée intéressée par le phénomène.

Par ailleurs, l'obstruction et le soulèvement du lit de l' Oule avaient provoqué la formation à l'amont du barrage accidentel, d'un petit lac, à vrai dire peu important lors de notre première visite en octobre 1957.

Enfin dans la partie haute de l'accident, le débit des émergences dont nous avons parlé plus haut circulait en profondeur dans l'éboulement calcaire. Ce débit, qui pouvait être estimé à 5 litres/seconde, était ainsi canalisé, non plus vers le vallon de Voyeux comme auparavant, mais bien vers la masse argileuse glissée. L'eau s'infiltrait dans les crevasses pour ressortir plus bas, à la faveur des ruptures de pente. Ce processus se répétait à maintes reprises de haut en bas, tandis qu'à l'amont de chaque boursouffure du terrain se formaient de petites accumulations locales d'eau.

Bien que l'Homme soit pratiquement impuissant pour arrêter totalement de tels phénomènes, il restait cependant à tenter de limiter les dégâts. Nous avons proposer deux mesures suivantes :

- 1- Entailler sur 2 à 3m de profondeur le lit de l' Oule au droit du glissement pour permettre une évacuation normale des eaux; pratiquer cette entaille vers la nouvelle rive droite, c'est-à-dire le plus loin possible de la masse glissée, afin d'éviter la reprise du mouvement de terrain; .

- 2- Drainer l'éboulement rocheux dans sa partie frontale et éliminer ainsi le débit qui se perdait dans les argiles glissées.

La stabilisation des masses glissées semble avoir été obtenue; malgré les chutes de pluies très abondantes du deuxième semestre de 1960, aucun signe de reprise du mouvement n'a été enregistré".

Ce mouvement de juin 1957 est associé à la quatrième génération .

E-2-2-3- La génération des mouvements de terrain actifs

Il a pris naissance dans un environnement déjà perturbé par d'autres mouvements de terrain. Il est situé au centre du mouvement de juin 1957 en contrebas de la vaste niche d'arrachement . Il est caractérisé par une niche d'arrachement réalisée sur les formations marneuses qui livrent des matériaux formant des monticules noirâtres qui s'écoulent vers le fond de la vallée(photo XXX : partie aval du mouvement) . Cette coulée est très active pendant les périodes les plus défavorables de l'année (saison froide ou saison des pluies) ; elle est constituée d'une matrice marneuse noirâtre avec quelques blocs de calcaires marneux en plaquette et de calcaires tithoniques(provenant des parties hautes) ; la niche d'arrachement est bien marquée sur le flanc Est du mouvement là où affleurent les marnes. La coulée s'étend sur environ 500m de long et sur 140m de dénivellation (courbes de niveau 740m et 600m) en suivant un tracé plus ou moins sinueux; elle est parcourue en son centre par un filet d'eau temporaire . Cette coulée qui constitue la principale modification actuelle liée à la reprise du mouvement de juin 1957 appartient à la cinquième génération de mouvement de terrain .

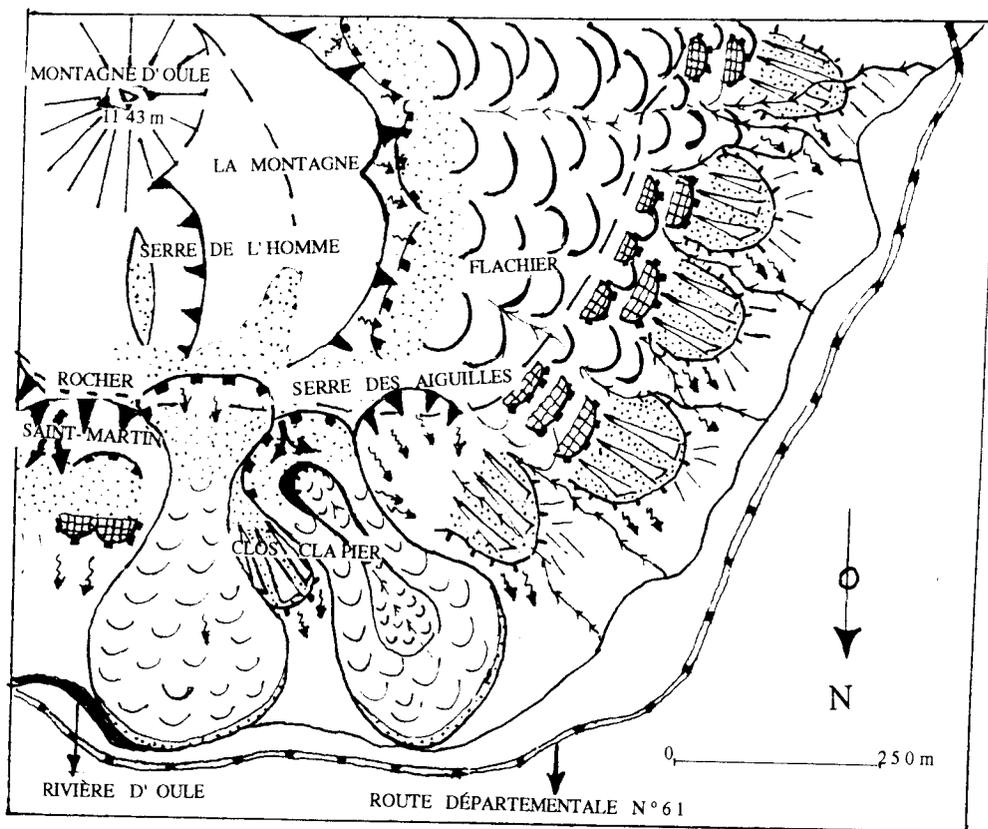
E-3- IMPORTANCE DU PHÉNOMÈNE D' ÉBOULISATION

Les versants de la montagne d' Oule sont aussi caractérisés par la présence de nombreux éboulis cryoclastiques résultant de la désagrégation des roches calcaires . On les trouve dans la partie supérieure de la montagne aussi bien sur le versant oriental , occidental que sur le versant nord . On les attribue à une phase d'ébouilisation ancienne . Mais quelques traces d'éboulements récents sont visibles sur l'escarpement de tête du mouvement de juin 1957 et sur le banc de calcaires turoniens (versant oriental) .

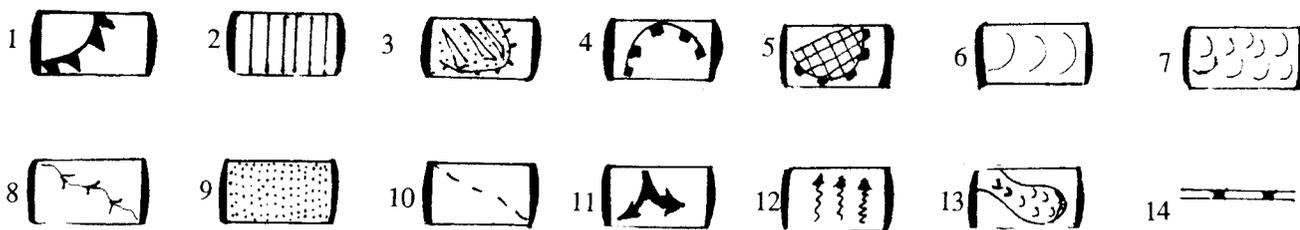
E-4- CONCLUSION

Même si la montagne d' Oule apparaît très peu perturbée, on note une évolution géomorphologique identique à celle des autres versants de la combe de

la Motte Chalancon : on a défini, malgré l'absence du niveau supérieur de glacis (niveau I) : deux générations de glacis : glacis II et glacis III ; et cinq générations de mouvements de terrain comprenant les mouvements de terrain anciens, les mouvements de terrain historiques et les mouvements de terrain actifs .



Fi g. 26 : CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA MONTAGNE D' OULE



- 1- Escarpement structural . 2- Versant réglé . 3- glacis . 4- Escarpement de tête . 5- Replat de glissement. 6- Coulée ancienne . 7- Coulée récente . 8- Vallon en V . 9- Talus d' éboulis . 10- Failles . 11- Éboulement . 12- Ravinement . 13- Coulée active . 14- Route départementale n° 61 .



MONTAGNE D'OULE

PHOTO XXVI : VERSANT OCCIDENTAL (moitié Nord)

1- Empreinte plus ou moins nette de la niche d'arrachement. 2- Corps de la coulée ancienne. 3- Surface correspondant au glacis II. 4- Ravinement.

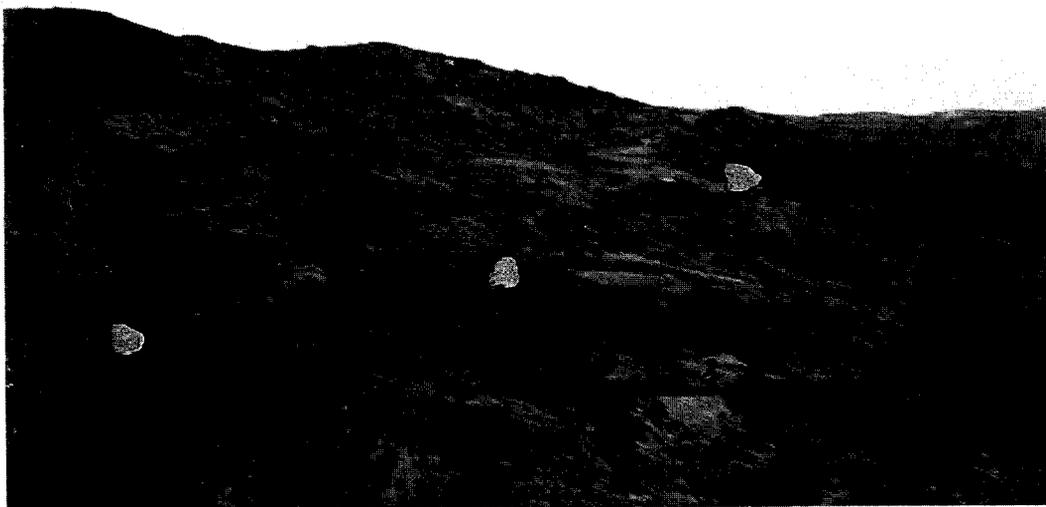


PHOTO XXVII : VERSANT OCCIDENTAL DE LA MONTAGNE
D'OULE(moitié Sud)

1- Empreinte de la niche d'arrachement. 2- Corps de la coulée ancienne. 3- Glacis II. 4- Ravinement.

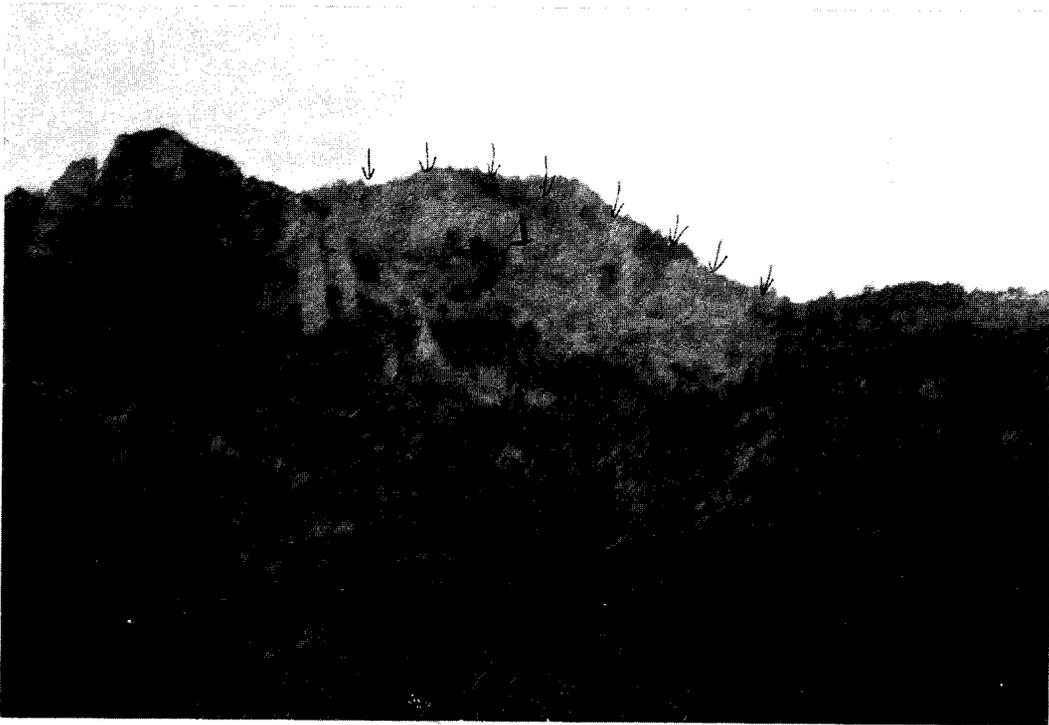


PHOTO XXVIII : VERSANT SEPTENTRIONAL

1- Escarpement de tête du mouvement de novembre 1829. 2- Dalles de calcaires turoniens qui constituent le rocher St-Martin. 3- Partie inférieure du mouvement recouverte par la végétation

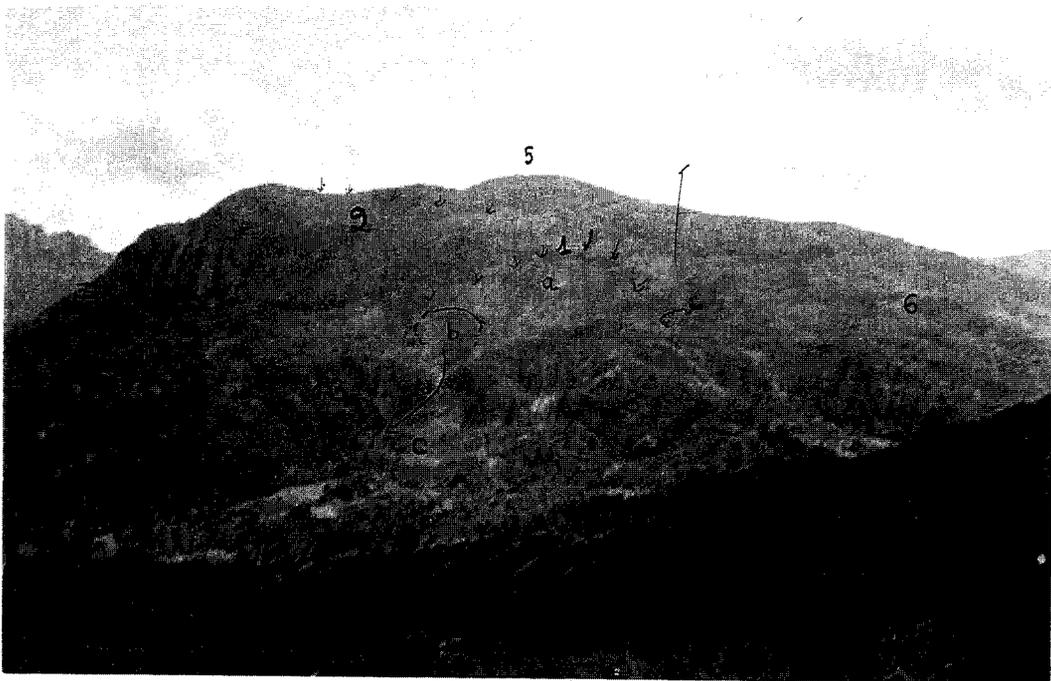


PHOTO XXIX : VERSANT SEPTENTRIONAL

Mouvement de juin 1957: 1a- Escarpement de tête; 1b- niche d'arrachement du mouvement actif.; 1c- Partie aval du mouvement de juin 1957; 1d- Trajectoire de la coulée active. 2- Escarpement de tête du mouvement de novembre 1829. 3- Ravinement. 4- lieux-dits La Montagne. 5- Sommet de la montagne d'Oule. 6- Versant occidental. 7- Versant oriental.



MONTAGNE D'OULE

PHOTO XXX : MOUVEMENT DE TERRAIN DE JUIN 1957

Au premier plan , corps de la coulée active(vu du sommet)



MONTAGNE D'OULE

PHOTO XXXI : VERSANT ORIENTAL

1- Calcaires turoniens (rocher St-Martin). 2- Escarpement de tête (d'un ancien mouvement de terrain) réactivé . 3- Escarpement de tête du mouvement de novembre 1829.



MONTAGNE D'OULE

PHOTO XXXII : SERRE DES AIGUILLES, EXTRÉMITÉ NORD DU
VERSANT OCCIDENTAL

1- Calcaires blancs fissurés (Serre des Aiguilles). 2- Ravinement. 3- Bas glacis de Serre
des Aiguilles. 4- Vallon en V. 5- Glacis II du versant occidental.

III- F- CONCLUSION : **CORRÉLATIONS ENTRE LES DIFFÉRENTS VERSANTS :** **ÉSSAI DE CHRONOLOGIE RELATIVE**

Après l'étude des différents versants de la combe de la Motte Chalancon, nous allons établir les différentes corrélations possibles entre ces versants. Ces corrélations reposent sur l'évolution géomorphologique qu' a connue chaque versant : versant réglé, glacis et mouvements de terrain etc. . L' existence de ces formes est régie par des rapports entre celles-ci. Ces rapports dépendent de certaines particularités qui peuvent ou non les rapprocher : d'une part les rapports d' altitude et d'autre part la nature du matériel . Ce qui nous a permis précédemment de définir pour chaque versant de la combe, un certain nombre de générations de mouvements de terrain en tenant compte du critère d'antériorité ou de postériorité aux différentes générations de glacis de ces versants.

Pour chaque versant de la combe de la Motte Chalancon, nous avons défini en général trois générations de glacis avec au moins une génération de brèche. Ces éléments vont nous permettre d' établir la démarche suivante :
 Nous prenons pour référence le versant de la montagne de l' Eyriau en partant du glacis de Serre la Casse.

Le glacis de Serre la Casse qui représente le niveau supérieur de glacis de l'Eyriau est situé approximativement entre les courbes de niveau 1000m et 850m, les matériaux correspondant à ce niveau de glacis sont des éboulis cryoclastiques consolidés en brèche rougeâtre, il recouvre une formation à gros blocs, caractéristique de coulée. Donc un glissement-coulée a précédé la phase de glaciplanation. A partir de ces deux éléments(présence de la brèche et processus ayant précédé le glacis), on fait correspondre au glacis I de l'Eyriau(Serre la Casse), les glacis I du replat de la Chau(montagne des Ruelles), de Fontfroide et de Viarard (montagne de Longue Serre); alors que sur les versants Sud du rocher de Chalancon et les versants occidental, oriental et septentrional de la montagne d'Oule, il n'en reste aucun témoignage de ces différents événements.

Après la mise en place du glacis I et avant le début d'incision du glacis II, le versant Sud de l' Eyriau a connu à nouveau une phase d'instabilité caractérisée par le déclenchement de mouvements de terrain : il s' agit de ceux que nous avons classés dans la deuxième génération de mouvements de terrain (cf. Conclusion de la montagne de l'Eyriau). Or cette génération de mouvements de terrain est celle

qui eut lieu entre les phases de glaciplanation de la première et de la deuxième génération de glacis . On la retrouve sur les versants de la montagne de Longue Serre et de la montagne des Ruelles. Et elle correspond, pour la montagne d'Oule à la première génération de mouvements de terrain.

Postérieurement à la deuxième génération de mouvements de terrain, on a défini sur le versant de l'Eyriau, une phase de glaciplanation qui correspond à la deuxième génération de glacis(niveau II). Ils sont représentés ici par le glacis des Réchas(qui apparaît entre les courbes de niveau 800m et 730m, et le glacis des Bayles situé entre les courbes de niveau 730m et 690m. Cette deuxième génération de glacis, tant du point de vue de la nature du matériel de couverture que de l'altitude, a été conservée et mis en évidence sur les versants de la montagne de Longue Serre, de la montagne des Ruelles et de la montagne d'Oule.

Sur le versant Sud de la montagne de l'Eyriau et le versant occidental de la montagne d'Oule, on établit une correspondance entre les phases qui ont donné naissance aux mouvements postérieurs au glacis II, et antérieurs au glacis III: le glissement-coulée des Bayles pour l'Eyriau et le mouvement du versant occidental, pour la montagne d'Oule.

Les niveaux de bas glacis du versant Sud de l'Eyriau sont représentés par le bas glacis de Saint-Ariès et le bas glacis des Bayles. Ces niveaux de glacis constituent une phase postérieure à celle qui a donné naissance au glissement-coulée des Bayles. On lui fait correspondre aussi bien du point de vue de l'altitude que du matériel de couverture, les bas glacis de Longue Serre(Fontfroide, combe "la Lièvre" et "extrémité sud du versant"), des Ruelles(Sertorin, Bramefan-Saint-Antoine et Bonconvenant) et de la montagne d'Oule(Serre des Aiguilles).

Sur le versant de l' Eyriau on a défini une génération de mouvements de terrain anciens postérieurs au glacis III: il s' agit du mouvement de terrain de "la Buissière" dont le matériel repose sur le glacis de Saïnt-Ariès . On lui fait correspondre, le mouvement de terrain de Serre de la Grande Jasse et l' ancien mouvement de Baritelle(montagne des Ruelles), les mouvements de terrain anciens de la combe " la Lièvre", de Béraux et de la combe Chabri (montagne de Longue Serre) et le mouvement de terrain ancien du rocher de Chalancon . Après la mise en place des mouvements anciens postérieurs au glacis III, nous avons établi une génération de mouvements de terrain historiques dont les coulées se sont épanchées jusqu'au niveau actuels des cours d'eau. Ces mouvements de terrain correspondent à ceux qui ont affecté le versant des Ruelles. Puisqu'en 1933 et en 1936, des conditions climatiques particulières ont engendré des coulées qui ont affecté le versant de la montagne des Ruelles.

Les mouvements de terrain actifs sont repérés sur tous les versants de la combe, et ont pris naissance dans des vallons placés à la convergence de deux versants souvent très ravinés. Ces vallons sont des sites préférentiels de genèse des coulées, en raison de la météorisation, de la présence des dépôts antérieurs et de la concentration des eaux.

Les mouvements de terrain historiques anciens ne sont pas repérés sur les versants des montagnes de l' Eyriau , de Longue Serre et des Ruelles; mais ont par contre affecté les versants de la montagne d'Oule et du rocher de Chalancon.

Les versants de la combe de la Motte Chalancon présentent entre eux des nombreuses corrélations se rapportant aux glacis et aux mouvements de terrain . Ainsi pour l'ensemble de la combe, on définit globalement au cours de son évolution géomorphologique dix phases :

- une première phase correspondant à la mise en place des mouvements de terrain qui ont précédé le glacis I ;
- une deuxième phase correspondant à la mise en place du glacis I ;
- une troisième phase liée au déclenchement des mouvements de terrain postérieurs au glacis I et antérieurs au glacis II ;
- une quatrième phase liée à la mise en place du glacis II ;
- une cinquième phase liée au déclenchement des mouvements de terrain postérieurs au glacis II.
- une sixième phase correspondant à la mise en place du glacis III ;
- une septième phase liée au déclenchement des mouvements holocènes postérieurs au glacis III ;
- une huitième phase, celle des mouvements historiques anciens ;
- une neuvième phase, celle des mouvements historiques récents ;
- une dixième phase, celle des mouvements actifs .

Ces dix phases qui rapprochent ou non les versants les uns des autres (tableau n° 2) traduisent une évolution géomorphologique allant du Quaternaire (glacis, mouvements de terrain anciens etc.) jusqu' à l' heure actuelle (mouvements de terrain historiques) . L'établissement de cette chronologie relative basée sur les critères d'antériorité et de postériorité, va nous permettre de replacer ultérieurement celle-ci dans la stratigraphie quaternaire.

Formes géomorphologiques	Eyriau	Longue Serre	Ruelles	Oule	Rocher de Chalancon
Mvt de terrain antérieur au glacis I	- Serre la Casse - Butte cotée 726	- "le Viarard" - Fontfroide - "les Clapiers" - Mvt " M"	- " la Chau "		
Glacis I	- Serre la Casse	- Fontfroide - "le Viarard"	- " la Chau "		
Mvt postérieur au glacis I et antérieur au glacis II	- Mvt de la "Laune" - Mvts du versant NNE - Serre Brousset	- Rocher de Buisse - Fontfroide - Lescourtette	- Rocher Barlet - Serre des Michels - Clos du Saussis	- Mvt antérieur au glacis II	
Glacis II	- Réchas - Bayles	- "la Pattaque" - Lescourtette	- Clos du Saussis - Clot Chevalier	- Clos du Clapier - Versant occidental	
Mvt postérieur au glacis II et antér. au glacis III	- Bayles			- Versant occidental	
Glacis III	- Bayles - Saint-Ariès	- Fontfroide - "le Lavour" - Extr. sud du Vers.	- Sertorin - Bramefan-S'-Ant. - Bonconvenant	- Serre des Aiguilles	
Mvt postérieur au glacis III	- "la Buissière"	- Combe "la Lièvre" - Combe Chabri - Béraux	- Serre de la Grande - Jasse - Baritelle - Versant nord		- Mvt ancien
Mouvements historiques	Anciens			- Mvt de novembre 1829	- Mvt de janvier 1720
	Récents	- Serre Brousset - "la Laune" - "la Rivière "	- Mvt de Clapiers - Rocher de la Buis - Pez	- Coulée de 1933 - Coulée de 1936	- Mvt de 1956 - Mvt de juin 1957
	Actifs	- Serre la Casse - Réchas - "la Buissière"	- Combe la Lièvre	- Saint-Antoine - Bonconvenant - Baritelle - Serre des Michels	- Mvt de juin 1957

TABLEAU N°2 : Tableau récapitulatif de la corrélation des différents versants de la combe de la Motte Chalancon : essai de chronologie relative

III- G- QUELQUES FORMES KARSTIQUES

Les versants de la combe de la Motte Chalancon présentent une disposition lithologique telle que les formations calcaires représentées ici par les calcaires tithoniques occupent les sommets de versants, d'où l'absence d'un réseau karstique souterrain. Mais quelques formes ont été observées, notamment :

- Sur le versant de la montagne de Longue Serre(photo XVII), à l'extrémité Sud du versant, à la limite inférieure du glacis de "la Pattaque" . On y observe des petits creux et des diaclases développés dans la brèche : il s'agit de la brèche en voie de karstification . Sur les sommets de la montagne, on observe des entailles profondes de quelques dizaines de centimètres : ce sont des lapiez de diaclase et de paroi.

Dans les gorges de Chalancon et sur les bords du replat de la Chau on trouve des lapiez . Ces lapiez résultent d'une dissolution à l'air libre : certains sont dus à une simple humectation de la roche à la suite de la pluie ou de la fonte de la neige, particulièrement active. Ces lapiez de dissolution sont souvent combinés à des lapiez structuraux . Les diaclases guident le travail de l'eau et on peut aboutir ainsi à des formes géométriques .

Le ruissellement à la surface de la roche a une action limitée dans le temps mais très efficace . Des incisions profondes entaillent la roche, formant de véritables crevasses appelées " Kluftkaren" . Un exemple nous est donné au Pas du Pousterlou, là où la montagne des Ruelles décrit un angle . De nombreuses cassures, profondes de quelques centimètres à une dizaine de mètres. On peut supposer qu'une tectonique assez récente a devancé le travail des eaux de ruissellement : on observe des stries, ce qui semble montrer que les lèvres rocheuses ont subi des frictions .

-Sur les bords du replat de la Chau, où des dalles de Tithonique surplombent la ferme de Saint-Antoine, des entailles creusent le calcaire, on aperçoit d'innombrables chenaux profonds de 20 à 30cm, mais rarement plus, mais dont la longueur peut atteindre le mètre .

- Dans les gorges de Chalancon, où le pendage des couches est très accentué, les lapiez se présentent sous forme de cannelures parallèles, très ciselées dans le détail, pouvant atteindre plusieurs mètres de longueur. Les lapiez observés sur les dalles du plateau de la Chau sont de moindre envergure. Ils prennent la forme d'empreintes de pas. Il s'agit de " Trittkaren "; à l'origine, des petits creux se sont développés dans le calcaire; ils ont pu retenir un peu d'eau, favorisant l'élargissement progressif.

L'activité spéléologique actuelle menée par le " Club mottois " et qui concerne notre région ne peut être ignorée. Les exemples ci-dessous étudiés ont été extraits du Cahier de l'Oule(1975-1987) :

- Autour de la montagne des Ruelles : le rebord Sud-Ouest du synclinal de Bellegarde-Establet s'élève jusqu'à 1399m au sommet de la montagne des Ruelles. Si ce sommet lui-même n'est percé que de deux ou trois minuscules trous, à sa périphérie, plus bas, s'ouvrent quelques cavités dignes d'être décrites :

- Les diaclases du Pousterlou

Elles apparaissent à 1100m d'altitude et sont longues d'environ quarante mètres. Ils s'agit d'un enchevêtrement de diaclases. Les parois présentent un aspect écaillé. Les planchers sont jonchés d'éboulis. Les galeries sont dépourvues de concrétions et presque parallèles à la corniche.

- La grotte du Beaumier

C'est une exurgence située à 1010m d'altitude, de 35m de profondeur "crachant" après des périodes de pluies exceptionnelles. Boyau de forme très variable, très étroit sur joint de stratification. La progression est stoppée à 35m de l'entrée par un ressaut rocheux, poli par l'eau. Celle-ci provient d'un étage supérieur, inaccessible vu l'impossibilité de désobstruer efficacement étant donné l'étroitesse des lieux.

- La grotte du rocher de Chalancon

Elle est située à 990m d'altitude sur 60m de long et de (- 30m) de profondeur. c'est une conduite forcée fossile, ouverte sur le sommet de la corniche du rocher de Chalancon. Une désobstruction a permis de gagner une dizaine de mètres de profondeur. Cette cavité, qui suit deux failles distinctes est proche de la fontaine de Chalancon.

- Le gouffre des Bornes (Chalancon) : le seul vrai gouffre du secteur, composé de trois puits étagés (15, 12, 30m) nous amenant à (-65m) .

QUATRIÈME PARTIE

IV- LES FACTEURS DE L'INSTABILITÉ DES VERSANTS

A- LES FACTEURS GÉOLOGIQUES

B- LES FACTEURS BIOCLIMATIQUES

B-1- LE CLIMAT

B-2- LA VÉGÉTATION

B-3- CONCLUSION

C- LE FACTEUR PENTE

D- LES FACTEURS ANTHROPIQUES

IV- LES FACTEURS DE L' INSTABILITÉ DES VERSANTS

L' instabilité des versants est commandée par la combinaison de plusieurs facteurs : les facteurs géologiques , le facteur pente, les facteurs bioclimatiques et les facteurs anthropiques.

IV-A- LES FACTEURS GÉOLOGIQUES

La combe de la Motte Chalancon est située à la transition des régions du Diois et des Baronnies dans lesquelles apparaissent les mêmes phénomènes stratigraphiques et structuraux . On constate que la plupart du temps, les affleurements correspondent à des terrains sédimentaires jurassiques, crétacés et quaternaires; alors que sur les sommets apparaissent les couches du Jurassique supérieur et du Crétacé (formations calcaires), la majorité des terrains affleurant dans la dépression sont constitués par les couches du Jurassique moyen (formations marneuses)

Ainsi l'importance de ces terrains dans les phénomènes qui déstabilisent les versants se traduit comme suit : pour chaque roche de résistance déterminée, on pourrait envisager un profil de limite de stabilité qui constitue un des faits essentiels qui limitent la hauteur des montagnes et la raideur de leur versant en fonction de la nature des roches qui les constituent . Lorsque la résistance limite est dépassée la nature de la rupture et de l' évolution de la masse en mouvement dépendent de la nature de la roche :

- Des roches compressibles et déformables comme les marnes sont caractérisées par une cohésion et un angle de frottement interne supérieur à l'angle de frottement en mouvement qui intervient une fois la rupture amorcée . Leur cohésion est relativement faible et donc elles sont sensibles au fluage . Ces sédiments marneux sont très sensibles à l'action de l'eau et à tous les agents qui tendent à les défloculer, ce qui diminue beaucoup leur résistance; d' où la sensibilité aux glissements et la facile incision par les eaux courantes .

- Les roches non plastiques indéformables dans les conditions ordinaires possèdent en général une résistance mécanique élevée mais les fissures et les diaclases qui y paraissent constituent des directions de moindre résistance; très souvent la stratification joue un rôle analogue et la résistance soit à l'arrachement, soit au glissement peut-être faible . Ce n' est que très rarement la résistance de la roche qui intervient dans les éboulements, lesquels sont déterminés

essentiellement par les diaclases . Selon leur direction, la stabilité d'une même roche peut être différente. Des calcaires possédant une stratification bien marquée peuvent donner lieu à des escarpements, si le pendage plonge vers l'intérieur de la montagne, et ne tenir que sous une pente modérée si le pendage est vers l'extérieur; si le pendage est parallèle au versant, il suffit de couper un banc par une tranchée pour provoquer un glissement . L' existence d' autres fissures divisant les bancs en fragments de petites dimensions a une grosse importance et permet la chute de petits blocs, alors qu' en l' absence de telles diaclases d'énormes peuvent rester suspendus; et la chute des blocs énormes est souvent provoquée par une cause fortuite .

La tectonique est aussi l' une des causes structurales de l' instabilité des versants, elle n' affecte que les roches cohérentes très fracturées à la suite des pressions qu'elles ont subies lors des différents plissements . La tectonique joue donc un rôle important lors des différentes phases d' instabilité : les écroulements rocheux se produisent lorsque les eaux, exploitant les fractures est les plans de stratification, diminuent la résistance au cisaillement de ces roches .

Les glissements rotationnels dépendent de la lithostratigraphie des versants: comme les calcaires tithoniques qui ont subi les deux étapes de plissement qu' a connues la région, reposent sur les formations de marnes oxfordiennes sensibles au fluage, par l' intermédiaire des calcaires et calcaires marneux kimméridgiens, ils sont impliqués dans les glissements rotationnels . N' oublions pas que les terrains qui ont déjà glissé sont plus sensibles aux mouvements de terrain car leur cohésion et leur résistance au cisaillement est plus faible .

Les facteurs géologiques ne sont pas les seuls facteurs qui entrent en compte dans le déclenchement des mouvements de terrain, ils complètent d'autres facteurs qui sont la cause directe de cette instabilité .

IV-B- LES FACTEURS BIOCLIMATIQUES

Si les facteurs structuraux et autres créent les conditions de l'instabilité, ce sont les facteurs climatiques qui sont la cause directe des manifestations de cette instabilité. A cet égard, il est intéressant d'analyser les différentes données climatiques avant de pouvoir mettre en évidence les principaux facteurs bioclimatiques.

IV- B-1- LE CLIMAT

1-1-Introduction descriptive et travaux anciens

La combe de la Motte Chalancon est située entre le Diois et les Baronnies dans les Préalpes du sud où règne une ambiance climatique marquée par un climat montagnard à influence méditerranéenne. Les nombreux travaux anciens (notamment ceux de R. Blanchard(1945) et E. Bénévent(1926) etc.) réalisés durant des périodes différentes permettent de démontrer les traits capitaux de ce climat dont l'influence se traduit d'une part par la sécheresse d'été(cette sécheresse est la conséquence directe de la répartition, de la nature et la quantité totale des précipitations. Elle est accentuée par le régime des vents qui ne sont pas favorables à l'humidité. Ces vents agissent sur la nébulosité en réduisant les écrans nuageux pour faire place aux rayons solaires: d'où l'installation des hautes températures favorisant l'évaporation. Ainsi les précipitations sont abondantes en automne et au printemps et moins en hiver et en été).

D'autre part cette influence se traduit aussi par une carence des précipitations neigeuses(caractérisée par leur faible chute et leur moindre durée au sol). La série d'observations réalisées par la commission météorologique de la Drôme, pour la période 1910-1918, nous ont permis de définir dans le Diois et les Baronnies, deux seuils pour ce qui est de l'épaisseur du manteau neigeux : Pour des altitudes inférieures à 1000m, l'épaisseur du manteau neigeux varie entre 30 et 60cm; et pour des altitudes supérieures à 1000m, il peut atteindre 1m.

Après ce bref aperçu, nous allons analyser des données récentes contenues dans la carte climatique détaillée de la France(coupure Valence), des données

statistiques mensuelles de la hauteur des précipitations(Rhône-Alpes (1951-1980)) des stations de Luc-en-Diois et de Montauban sur Ouvèze; et d'autres données plus récentes et sur une période plus longue, relevées à Luc-en-Diois (1964-1991) et à Montauban sur Ouvèze (1948-1991) .

1-2-LES TEMPÉRATURES ET LES PRÉCIPITATIONS

2-1- Rappel

Les données météorologiques de base, extraites de la carte climatique détaillée de France (coupure Valence) ont été étudiées pour la période 1951-1968 et collectées jusqu'en 1970 inclusivement, et ont fait l'objet de la part des auteurs de la carte, des contrôles statistiques appropriés.

Le principe de la carte repose sur la superposition de trois types de figurés: les schémas stationnels(donnent une synthèse graphique précise des observations pluviométriques à l'échelle des totaux mensuels), un treillis(exprime par un figuré combiné, les facteurs limitants : il s'agit de la sécheresse estivale, caractéristique du climat méditerranéen, et en altitude du froid), et le fond thermique(occupé par une teinte exprimant la température moyenne annuelle) . Treillis et fond thermique constituent des figurés interpolés donnant, sur l'ensemble de la carte, les valeurs les plus plausibles de certains paramètres(essentiellement thermiques) d'après les observations réelles effectuées en un nombre limité de stations.

La carte climatique détaillée de la France est le seul document qui fournit des données cartographiées de températures, du nombre de jours et intensité des précipitations et des déciles extrêmes.

2-2- Les températures

Les températures posent souvent un problème délicat car en montagne la variété des expositions crée des conditions variables en fonction de l'exposition aux vents chauds ou froids, humides ou secs, de la nature du sol, de la végétation et de l'altitude. La situation géographique en adret ou en ubac, sur un versant ou au fond d'une vallée amplifie les écarts.

L'analyse du fond thermique de la carte climatique détaillée de France (coupure Valence) montre que nous sommes dans une région où les températures moyennes annuelles caractérisent la transition entre les étages montagnard et subméditerranéen; elles sont comprises entre 7 et 11°C.

On définit ici un mois comme "sec" si les précipitations, exprimées en mm, demeurent en année moyenne inférieure au double de la température exprimée en

degré Celsius. On définit comme mois "froid", le mois où la température est inférieure à 7°C.

Nous sommes donc situés dans la zone des régimes pluvio-thermiques moyens où l'on dénombre d'une part 6 à 7 mois froids avec une température moyenne de janvier supérieure à -3°C, et d'autre part on dénombre un mois sec dans les parties montagneuses alors que dans les vallées, aucun mois sec.

2-3- nombre de jours et intensité des précipitations

On définit ici la moyenne arithmétique du nombre de jours de précipitations, un jour ayant reçu au moins 0,1mm (soit un décilitre par mètre carré) .

L'analyse a permis de distinguer, en outre, la part prise dans les totaux pluviométriques annuels par les précipitations ayant dépassée une certaine intensité journalière. Le seuil choisi pour celle-ci a été de 30mm/24 h, en combinant ce seuil à la concentration des précipitations annuelles. Ainsi pour notre région, on définit des précipitations supérieures à 30mm/24h, et un intervalle du nombre de jours compris entre 95 et 120 jours(soit en moyenne 5 à 6 jours par an) pour une concentration de moins de 30% des précipitations annuelles.

2-4- La variabilité interannuelle de précipitations

Les seuils caractéristiques de fréquence retenus sont les déciles extrêmes :

- Déciles supérieurs : D₉ : Totaux annuels dépassés une année sur 10.
- Déciles inférieurs : D₁ : Totaux annuels dépassés 9 années sur 10.

Ils expriment les valeurs au-dessus desquelles peuvent s'élever les précipitations d'une année dans l'ensemble bien arrosée, et qui ne sont pas atteintes, au contraire, au cours d'années dans l'ensemble déficientes. Le travail a été fait non par années civiles, mais par années hydrologiques allant du premier octobre au 30 septembre suivant.

Les valeurs des déciles supérieurs et inférieurs ont été estimées par interpolation sur des courbes de distribution des totaux annuels ajustées à une loi χ^2 incomplète. Un rapport D₉/D₁ égal à 1,5 caractérise un climat à variabilité interannuelle faible. Pour notre région, les classes retenues sont 900/1200mm pour les déciles supérieurs et 600/800mm pour les déciles inférieurs, ce qui caractérise également un climat à variabilité interannuelle faible.

2-5- Hauteur du manteau neigeux

La neige est un élément très important du climat des montagnes, les précipitations tombent sous forme solide pendant une partie de l'année, et son rôle augmente avec l'altitude. La durée du manteau neigeux est une question très délicate ; même les données de la météorologie nationale sont incomplètes. Le manteau neigeux évolue en fonction de l'alimentation en neige c'est-à-dire avec les chutes, mais aussi avec la fonte. Il faut également ajouter la succession des séquences de temps froid, doux, de pluies etc. Ici l'on rattacherait l'étude du manteau neigeux aux caractères thermiques d'un mois d'hiver. Les données ne sont pas inexistantes, mais bien trop mal réparties pour avoir pu faire l'objet d'une analyse approfondie.

La durée moyenne de l'enneigement dépasse partout 100 jours à plus de 1200m d'altitude(sauf à certains adrets). Aux altitudes inférieures , elle s'effondre plus rapidement .

1-3- PRÉCIPITATIONS : FRÉQUENCE ET VARIABILITÉ INTERANNUELLE

1-3-1- Les précipitations mensuelles

Elles sont basées sur la répartition spatiale de la hauteur d'eau des stations de Luc-en-Diois(Tableau n°3) et de Montauban sur Ouvèze(tableau n°4) pour la période "normale"(1951-1980).

L'analyse des tableaux n°3 et 4, ainsi que des figures 27 et 28, est basée d'une part sur les maximum et minimum des précipitations mensuelles, et d'autre part sur les quintiles supérieur(qui est la hauteur d'eau qui sera dépassée une année sur cinq) et inférieur (qui est la hauteur d'eau qui sera dépassée quatre années sur cinq) et sur la médiane (qui est la hauteur d'eau qui sera dépassée une année sur deux).

Cette analyse est basée sur la répartition spatiale des précipitations et des grandes tendances de chacun des mois. Deux situations sont envisagées : d'une part les mois où les précipitations sont abondantes et les mois où elles sont rares, et d'autre part les mois où le contraste entre les deux stations est fort , et les mois où le contraste est faible.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	année
moyenne	60.0	72.3	77.2	63.0	79.5	75.3	48.0	59.8	79.7	88.2	83.0	73.0	859.1
maximum	147	171.6	175.5	148.2	188.6	175.6	130.5	159.4	221.7	286.8	231.9	151.2	1341.4
quintile supérieur	89.7	114.8	125.3	88.2	113.7	111.5	65.3	74.5	125.3	122.9	123.2	09.8	974.6
médiane	58.6	71.2	72.5	56.1	73.3	69.9	38.3	52.6	58.4	71.4	80.6	78.8	844.6
quintile inférieur	37.5	26.2	28.8	34.8	40.9	31.1	23.4	32.8	35.3	39.8	38.4	27.2	702.1
minimum	0.0	2.0	0.2	2.9	14.8	0.0	9.4	7.4	4.9	7.3	0.0	3.9	571.9
année du maximum	1955	1972	1964	1971	1977	1971	1977	1968	1960	1960	1951	1954	1960
année du minimum	1953	1952	1953	1955	1953	1952	1952	1961	1978	1969	1978	1971	1953

Tableau n°3: Hauteur des précipitations : données statistiques mensuelles
Luc-en-Diois (1951-1980)*

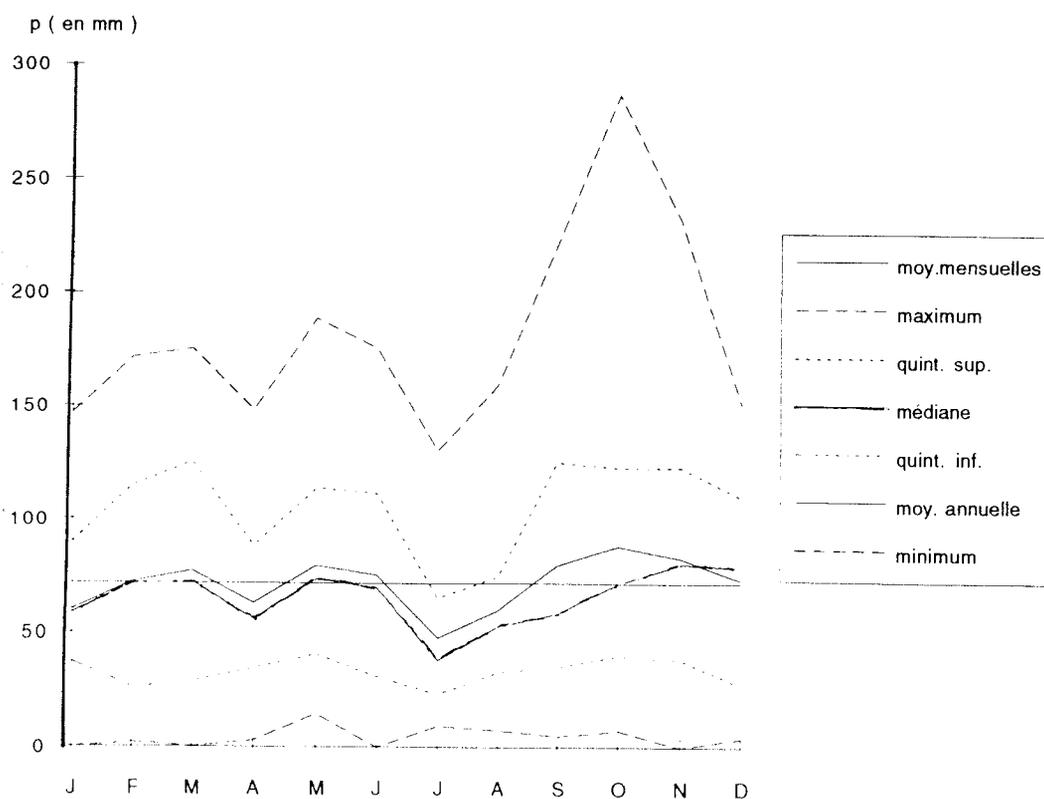


Fig. 27 : Hauteur des précipitations : données statistiques mensuelles

* Source : Météorologie nationale

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
moyenne	67.6	76.3	80	66.1	77.5	74.1	38.3	62.1	82.5	96.6	89.6	82.3	893.0
maximum	173.3	223.2	173.9	177.7	195.3	152.8	115.2	167.5	215.3	337.1	295.4	193.0	1309.6
quintile supérieur	93.7	118.6	123.6	84.1	121.6	110.8	60.1	81.3	119.3	131.6	132.5	122.0	1037.8
médiane	62.3	72.4	77.9	63.8	63.3	67.1	33.6	57.4	82.8	91.1	85.2	82.8	841.6
quintile inférieur	32.6	21.6	33.1	41.5	39.0	35.9	14.0	31.8	34.1	40.1	33.3	34.6	757.6
minimum	1.1	4.0	0.0	0.0	22.1	4.7	0.0	11.3	3.0	1.5	0.0	8.7	498.2
année du maximum	1978	1972	1964	1956	1978	1960	1977	1968	1953	1979	1951	1958	1960
année du minimum	1953	1965	1963	1955	1960	1966	1962	1961	1978	1969	1978	1956	1967

Tableau n°4 : Hauteur des précipitations : données statistiques mensuelles
Montauban sur Ouvèze (1951-1980)

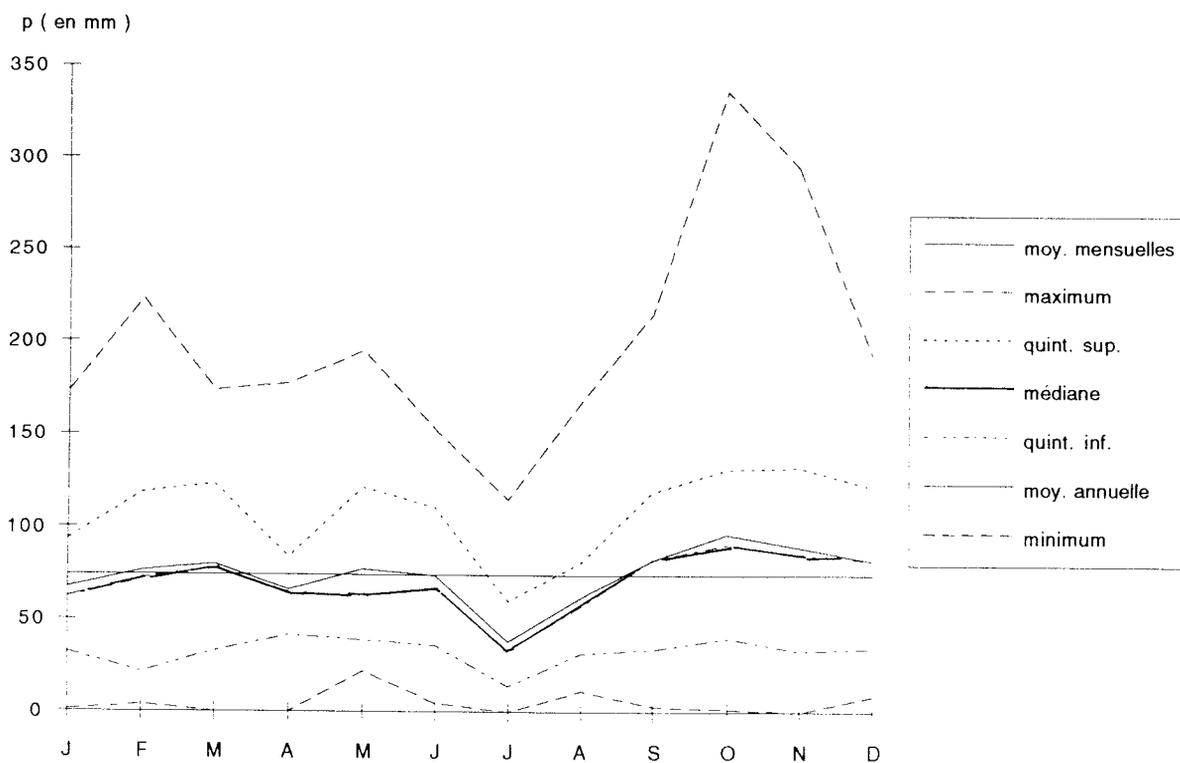


Fig. 28 : Hauteur des précipitations : données statistiques mensuelles

* Source : Météorologie nationale

1-3-1-1- Les mois où les précipitations sont abondantes

- Le maximum des précipitations mensuelles : Les mois qui reçoivent des précipitations abondantes pour la station de Luc-en-Diois sont : octobre, novembre et septembre, classés dans l'ordre de l'humidité décroissante. Pour la station de Montauban sur Ouvèze, les mois d'octobre, novembre, février et septembre, classés suivant une gradation décroissante de l'humidité correspondent aux maxima des précipitations.

- Quant au minimum des précipitations mensuelles, les mois correspondant aux maxima des précipitations à Luc-en-Diois sont : mai, juillet, août et octobre; alors que mai, août et décembre sont les mois correspondant aux maxima des précipitations à Montauban sur Ouvèze.

- Si l'on considère la hauteur d'eau qui sera dépassée une année sur cinq, les mois qui correspondent aux maxima des précipitations(supérieures à 120mm) sont les mois de septembre, octobre et novembre à Luc-en-Diois; alors qu'à Montauban sur Ouvèze, ce sont les mois de mars, octobre, novembre et décembre qui reçoivent des précipitations abondantes.

- Pour la hauteur d'eau qui sera dépassée quatre années sur cinq, les mois qui reçoivent des précipitations abondantes(supérieures à 40mm) sont avril et octobre pour Montauban sur Ouvèze, et mai pour Luc-en-Diois.

-Quant à la médiane , les mois qui correspondent aux maxima des précipitations(supérieures à la moyenne annuelle) sont mars, octobre, novembre et décembre pour la station de Luc-en-Diois, et mars, septembre, octobre, novembre et décembre pour la station de Montauban sur Ouvèze.

1-3-1-2- Les mois où les précipitations sont relativement faibles

En considérant le maximum des précipitations mensuelles, les quintiles supérieur et inférieur, ainsi que la médiane, on se rend compte, aussi bien à Luc-en-Diois qu'à Montauban sur Ouvèze, que juillet est partout le mois où les précipitations sont relativement faibles. Quant au minimum des précipitations mensuelles, mars, avril, juillet et décembre sont les mois où les précipitations sont nulles, janvier et octobre sont les mois où les précipitations sont très faibles à Montauban sur Ouvèze; alors qu'à Luc-en-Diois, janvier, juin et novembre sont les mois où les précipitations sont nulles, et mars le mois où les précipitations sont très faibles.

1-3-1-3- Les mois de transition

-Si l'on considère le maximum des précipitations mensuelles, janvier, avril, août et décembre sont les mois de transition qui se rapprochent de juillet, alors que février, mars, mai, juin sont les mois de transition qui se rapprochent des mois ayant reçu des précipitations abondantes à Luc-en-Diois. A Montauban sur Ouvèze, juin et août sont les mois de transition qui se rapprochent de juillet, et janvier, mars, avril, mai et décembre sont les mois de transition qui se rapprochent des mois ayant reçu des précipitations abondantes .

- En ce qui est du quintile supérieur, les mois de transition qui se rapprochent de juillet sont: janvier, avril et août, alors que février, mai et juin se rapprochent des mois ayant reçu des précipitations abondantes à Luc-en-Diois . A Montauban sur Ouvèze, janvier, avril et août sont les mois de transition qui se rapprochent de juillet; alors que février, juin et septembre sont les mois qui se rapprochent plutôt des mois ayant reçu des précipitations abondantes.

- Quant au quintile inférieur, les mois de transition qui se rapprochent des mois ayant reçu des précipitations abondantes sont: janvier, avril, octobre, août, septembre et novembre; et les mois qui se rapprochent de juillet sont: février, mars, juin et décembre , pour la station de Luc-en-Diois. Alors qu'à Montauban sur Ouvèze, février est le seul mois qui se rapproche de juillet, et janvier, mars, mai, juin, août, septembre, novembre et décembre sont les mois de transition qui se rapprochent des mois ayant reçu des précipitations abondantes.

- Pour la médiane, les mois de transition qui se rapprochent des mois ayant reçu des précipitations abondantes sont : janvier, février, avril, juin, août, septembre et octobre, à Luc-en-Diois; alors qu'à Montauban sur Ouvèze, ce sont les mois de janvier, février, avril, mai, juin et août .

1-3-2-La répartition saisonnière

Pour la réaliser nous avons adopté la classification trimestrielle :

- Hiver : Décembre, janvier et février.
- Printemps : Mars, avril et mai.
- Été : Juin, juillet et août.
- Automne : Septembre, novembre et novembre.

On définit pour les stations de Luc-en-Diois et de Montauban sur Ouvèze(tableau n°5), où l'automne est la saison la plus arrosée, deux types de régimes : A.H.P.E(régime où l'hiver est la seconde saison arrosée) , A.P.H.E. (régime où le printemps est la seconde saison arrosée) .

	Montauban sur Ouvèze	Luc-en-Diois
maximum	A.H.P.E.	A.P.H.E.
quintile supérieur	A.H.E.P.	A.P.H.E.
médiane	A.H.P.E.	A.H.P.E.
quintile inférieur	A.P.H.E.	A.P.E.H.
minimum	PE.H.A.	P.E.H.A.

Tableau n°5 : Régime des précipitations saisonnières. Stations de Luc-en-Diois et de Montauban sur Ouvèze (1951-1980)

L'analyse du tableau, nous montre l'existence de deux types de régimes définis ci-dessus , avec des inversions de saisons intermédiaires si l'on tient compte des maximum, des quintiles supérieur et inférieur. Le même type de régime est défini pour la médiane. Le minimum des précipitations offre au contraire un régime tout à fait différent des précédents, ici c'est le printemps qui est la saison la plus arrosée, et l'été, la seconde saison la plus arrosée; ce qui donne le régime P.E.H.A.. avec l'automne et l'hiver apparaissant comme les saisons les plus sèches.

1-3-3- La variabilité interannuelle des précipitations

L'examen des différents tableaux (tabl. n°3 et 4) nous offre aussi bien pour Luc-en-Diois que pour Montauban sur Ouvèze des précipitations modérées et une importante variabilité interannuelle. Ces stations ne totalisent en moyenne que 859,1mm pour Luc-en-Diois et 893mm pour Montauban sur Ouvèze.

A Luc-en-Diois, 1960 qui est l'année du maximum a reçu 1341,3mm, alors que 1967, qui est l'année du minimum ne totalise que 571,9mm ; ce qui représente environ 2,3 fois moins qu'en 1960. A Montauban sur Ouvèze, 1960 qui est aussi l'année du maximum a reçu 1309,6mm, alors que 1967 qui est l'année du minimum n'a reçu que 498,2mm, soit 2,6 fois qu'en 1960; on note ainsi une variabilité plus forte que celle de Luc-en-Diois.

Si l'on considère les quintiles supérieur et inférieur, on constate que les précipitations reçues sont supérieures à la moyenne annuelle dans le premier cas et largement en dessous de la moyenne pour le second, aussi bien pour la station de Luc-en-Diois que celle de Montauban sur Ouvèze(où les précipitations reçues sont supérieures à 1000mm). Quant à la médiane, les précipitations reçues sont proches de la moyenne annuelle, dans l'une ou l'autre des stations.

1-4-PRÉCIPITATIONS : ÉVOLUTION CHRONOLOGIQUE À LONG TERME

L'évolution chronologique à long terme est étudiée à partir des séries fournies par les stations de Luc-en-Diois(tableau n°7) de 1964-1991, soit 27 ans et de Montauban sur Ouvèze(tableau n°8) en série étendue de 1948 à 1991 soit 44 années d'observation.

4-1-Répartition saisonnière des précipitations au cours de cette évolution

Les mois qui reçoivent des précipitations abondantes sur l'ensemble des stations, sont essentiellement les mois d'automne, septembre , octobre et novembre. On définit également au cours de cette évolution chronologique à long terme, où l'automne est la saison la plus arrosée, deux catégories de stations : celle dont le régime est A.H.P.E, cest-à-dire, celle où la deuxième saison arrosée est l'hiver; et celle dont le régime est A.P.H.E, c'est-à-dire, celle où la deuxième saison arrosée est le printemps.

Saisons Stations	Automne	Printemps	Hiver	Été	Régime
Montauban sur Ouvèze	33%	24%	26%	17%	A.H.P.E
Luc-en-Diois	31%	23%	20%	16%	A.P.H.E

Tableau n°6 : Répartition saisonnière des précipitations. Stations de Luc-en-Diois(1964-1991) et de Montauban sur Ouvèze(1948-1991) (moyennes en %)

Le tableau ci-dessus donne le pourcentage de chaque saison par rapport aux moyennes annuelles à Luc-en-Diois et à Montauban sur Ouvèze. Le régime saisonnier des précipitations place partout l'automne en tête des saisons arrosées devant l'hiver à Montauban sur Ouvèze et devant le printemps à Luc-en-Diois. La saison estivale, la moins arrosée, est particulièrement marquée dans les deux stations.

Précipitations moyennes - Montauban/Ouvèze 1929-1991													
	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total
1948	189	19.4	40	104	119	101	24	52.8	158	104	6.2	51.6	978.70
1949	84.6	0	80.9	25.1	145	1.6	19.5	5.6	35.4	48	207	97.1	719.20
1950	26.3	108	23.6	41.5	53	44.4	0	17.1	84.8	58.1	162	72	691.10
1951	99.8	151	125	43.5	172	58.5	45.3	74.7	48.5	106	295	34	1253.40
1952	29.9	9.8	35.3	29.1	77	15.2	5.3	67.6	73.1	108	81.4	92.9	624.30
1953	1.1	29.9	0	17.7	29.4	109	26.8	84.9	215	109	28.7	17.1	668.20
1954	35.3	47.3	104	64.2	92.6	20.3	0	102	39.5	52.2	95.1	15.4	813.50
1955	150	110	36.5	0	53.1	119	24.5	37.2	30.7	97.5	69	58.5	779.20
1956	23.2	19.2	154	179	26.2	29.5	58.1	25.2	98.8	46.9	23.7	8.7	762.00
1957	62.6	119	63.2	86.8	86.4	135	10.6	23.3	22.4	588	865.4	129	861.10
1958	29.9	16.4	58.7	58.1	60.1	77.4	29.5	37.5	118	62.5	13	193	802.60
1959	35.5	59.5	83.9	124	77.9	57.9	30	47.2	106	120	142	168	1050.70
1960	68.6	96.7	141	15.6	22.1	152	42.2	59.9	139	307	168	37.2	1309.60
1961	56.8	19	0	81.5	116	53.2	33	11.3	45	109	126	55	715.70
1962	56.4	69	96.5	74.8	50.7	41.6	0	23	115	56	74.7	81.9	729.20
1963	62.1	92	88	98.5	56	73.2	52.5	156	63.8	55	116	73.5	986.30
1964	28.6	94.8	174	49	40.2	56.5	11	46	102	106	35.5	63.5	806.40
1965	42	4	122	7	40	49.3	62.1	75.3	197	12.6	82	92	792.60
1966	49	139	2.2	81	78.5	4.7	91	47.3	14	151	155	35	835.20
1967	23	50	31	50	44.4	64.2	0	25	37.5	34.2	102	34.1	498.20
1968	33.9	119	22	55.5	136	74.5	46.3	159	110	59	118	77.1	1024.40
1969	96.3	106	75.2	35.4	82.5	144	107	77.3	121	1.5	107	45.2	997.70
1970	93.5	51.9	52.8	53.5	64.5	97.9	17.7	42	41.1	84.8	103	87.6	780.60
1971	79.1	22.7	143	147	142	105	38.3	52.8	77.9	19.2	139	23.7	999.30
1972	56	223	63.8	55.8	38	122	44.6	69.8	87.7	143	40.8	165	1110.10
1973	67.2	20.5	30.3	53.7	43.4	54.2	58.2	106	90.7	113	18	83.7	750.10
1974	93.2	159	75.3	87.2	52.9	54.7	17.9	24.5	159	46	73.5	20.5	850.50
1975	47.2	75.7	85.1	64	117	138	17	52	136	16.7	58.6	157	964.60
1976	27	49.6	70.2	62.3	38	25.4	71.5	38.4	96.5	202	141	117	939.00
1977	39.9	95.8	135	71.5	158	95.3	115	71.8	11	152	94	37	1172.20
1978	138	138	107	78.5	195	65.9	34.2	64.9	3	9	0	81.2	915.10
1979	140	74.0	122	39.5	24	101	18.9	31.2	8.6	337	20	35.2	1012.50
1980	61.7	5	79.5	71.8	39.7	30.4	40.7	35.7	56	100	59.9	36.5	687.30
1981	23.9	30.5	87.1	65	79.2	57.5	54.7	4.8	122	71.7	0.5	263	250.70
1982	21	13.8	53.2	18.9	28.5	37.3	55.6	60.2	101	37.3	209	71.2	811.20
1983	2.5	71.3	65.6	87.7	120	51.9	1	126	24.3	126	25.1	22.4	794.60
1984	66.2	54.9	82.4	29	167	67.7	1	56.7	45.7	154	94.3	55.7	873.30
1985	61.5	3.8	70.9	30	180	17.4	6.3	73.2	0	17.5	26.5	32.1	519.40
1986	84.6	90.9	13.9	246	33.8	68.9	5	50.8	83	37.9	51.2	60.4	846.90
1987	45.9	77	58.7	37.5	76.3	83.8	86.5	124	43.9	213	53.5	30.7	991.30
1988	90	33.7	37.5	86.2	116	76.9	54.7	36.5	29	153	19.5	22.5	764.60
1989	50	92	21.3	136	25	22	15.5	1.2	26	45.5	55.3	52	436.10
1990	23.5	57	20	19.5	159	39.3	6.9	73.5	48.5	170	57.9	32.4	827.70
1991	22.3	35	109	29.3	5	63.4	20.5	23.1	140	179	32.3	1	711.50
mov	61.1	66.1	71.3	66.3	82.2	70.9	33.6	67.2	75.8	86.4	82.3	79.1	840.56
min	1.1	0	0	0	5	1.5	0	0	0	0	0	0	415.5
max	189	229	174	246	150	145	159	215	337	295	263	1309.6	

Tableau n° 7 : Précipitations moyennes : Lac-en-Diois (1964-1991)

Source: Météorologie nationale

Précipitations moyennes - Luc-en-Diois 1964-1991													
	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Totaux
1964	33	63,2	176	11,6	35,3	32,3	107	81,1	36,5	67,7	37,2	29,9	709,8
1965	54,7	5,1	115	23,9	73,7	30,9	76,2	55,4	187	24,5	97,9	149	803,9
1966	67,2	108	14,2	92,7	77,3	16,2	65,7	50,2	12,4	105	141	53,2	809,2
1967	49,5	42,6	28,1	29,4	79,2	73,4	26,4	26,7	46,9	38,9	123	28,7	593,1
1968	63	74,6	22,1	44,5	116	70,3	23,3	153	112	51,5	100	110	946,2
1969	62,7	74,6	46,8	48,9	71,4	117	97	56,7	76,9	7,3	152	42,8	856,4
1970	37,2	99,9	81,1	88,7	62,2	134	33	53	50,6	72,3	107	92,1	960,7
1971	27	25,4	144	143	123	176	46,2	19,8	20,3	12,1	123	3,9	868,5
1972	44,2	172	43,1	51,5	43,6	89,5	12,8	65	63,9	99,6	56,3	78,1	819,2
1973	54,1	25,6	33,5	66,4	40,1	67,1	129	49	60,7	114	34,1	23,1	695,4
1974	58,6	116	67,2	87,7	41,9	51	10,7	36,7	135	67,4	97,9	15,2	785
1975	63,2	43,6	80,3	56,6	196	93,6	31,3	107	150	9,5	68,4	88,3	978,6
1976	11,7	62,7	71,4	75,7	21,8	69,9	59,7	64,2	108	136	115	102	897,8
1977	30	132	91	85,3	199	107	131	60,3	24,1	141	57,3	83,8	1190
1978	92,1	121	123	75	112	24,9	27,8	48,7	4,9	12,6	0	80,2	721,4
1979	110	93	159	45,6	33,4	66,5	21,4	38,6	34,1	226	25,1	109	962,8
1980	47,3	20	99,7	53	76,6		38,4	51	41,3	110	52,1	51,5	677,2
1981	94,2	42,2	81,7	30,5	113	54,1	65,4	6	165	72,9	16,8	249	989,5
1982	42,9	14,9	60,6	11,1	32,9	124	116	77,9	101	32	199	102	906,6
1983	8,4	87,9	69,9	74,7	103	67,6	0	91,6	55,1	119	38,5	77,5	793,7
1984	80,4	33,3	74,9	11,9	107	65	2,4	72,9	76,1	101	81,8	59,2	821,3
1985	72,7	44,5	160	43,3	139	81	26,2	37,9	0	7,9	64,9	52,5	731,2
1986	110	82,5	24,5	227	137	12,9	13,2	41	64,2	59,3	63,2	106	957,9
1987	49,5	49,9	55,5	99,2	74,5	33,1	118	102	44,5	179	62,1	63,4	998,7
1988	77,6	66,4	34	77,4	139	64,3	51,3	39,7	52,9	172	30,6	47,3	842,8
1989	3,2	63,3	36,7	16,4	64,3	44,7	33	131	31,3	44,2	66,6	43,8	583,8
1990	24,3	129	21,3	86,4	117	66,6	16,9	61,8	31,6	134	95,3	112	868,1
1991	31,9	45,6	102	29,3	67	67,3	117	24,6	162	116	63,7	3,9	789,8
1964-1991	59	53,7	77,8	67,8	66,6	72,6	51,1	56,9	69,3	63,6	76,9	73,8	844
min	3	5,1	14,2	11,1	5,7	12,9	0	6	0	7,3	0	3,9	70
max	110	172	176	227	199	176	143	153	187	226	199	249	2 207

Tableau n° 8 : Précipitations moyennes : Montauban sur Ouvèze (1948-1991)

Source : Météorologie nationale

4-2- Variabilité interannuelle des précipitations

La variabilité interannuelle des précipitations caractérise le régime pluviométrique et dégage des périodes de précipitations abondantes d'une part, et d'autre part des périodes de précipitations moindres. Les stations de Luc-en-Diois et de Montauban sur Ouvèze fournissent une bonne représentation des variations intenses à l'intérieur des totaux annuels. Ainsi, on note des irrégularités pluviométriques comme nous le montre le graphique de la fig. 29. L'analyse de ce graphique montre une évolution en dents de scie: Deux périodes de précipitations abondantes entre lesquelles s'intercalent des périodes de sécheresse. Les périodes de précipitations abondantes, en elles-mêmes ne sont pas continues, elles précèdent ou font suite parfois à des périodes relativement sèches. L'irrégularité des précipitations annuelles données par le graphique de la Fig. 29, se traduit de la façon suivante: d'abord, on a une période de précipitation abondante, comparée à la moyenne annuelle, il est tombé une lame d'eau de 50 à 55% supérieure à la moyenne, ensuite une période de sécheresse très marquée où il est tombé une lame d'eau de 40 à 41% inférieure à la moyenne annuelle. Lors d'une récurrence atténuée de précipitations abondantes, il est tombé une lame d'eau de 40% supérieure à la moyenne. La dernière période n'est pas exceptionnelle car elle correspond à une année de sécheresse où la lame d'eau tombée est de 40% inférieure à la moyenne.

1-5-Récapitulatif

Il ressort de cette analyse spatiale des quantités mensuelles et annuelles des précipitations, que la station de Montauban sur Ouvèze est plus arrosée que celle de Luc-en-Diois, avec un contraste au niveau mensuel relativement faible. Rappelons tout de même que le mouvement de terrain de juin 1957 (montagne d'Oule) survient une année où Montauban sur Ouvèze a reçu non pas le plus de précipitations, mais en gros la moyenne, et cela après plusieurs années relativement sèches. L'analyse des différentes données confirme les traits particuliers du climat que subit notre région. Ces traits se traduisent par une sécheresse estivale bien marquée. Les irrégularités des précipitations plus ou moins excessives sont ressenties au niveau mensuel ou journalier par les orages du printemps et d'automne.

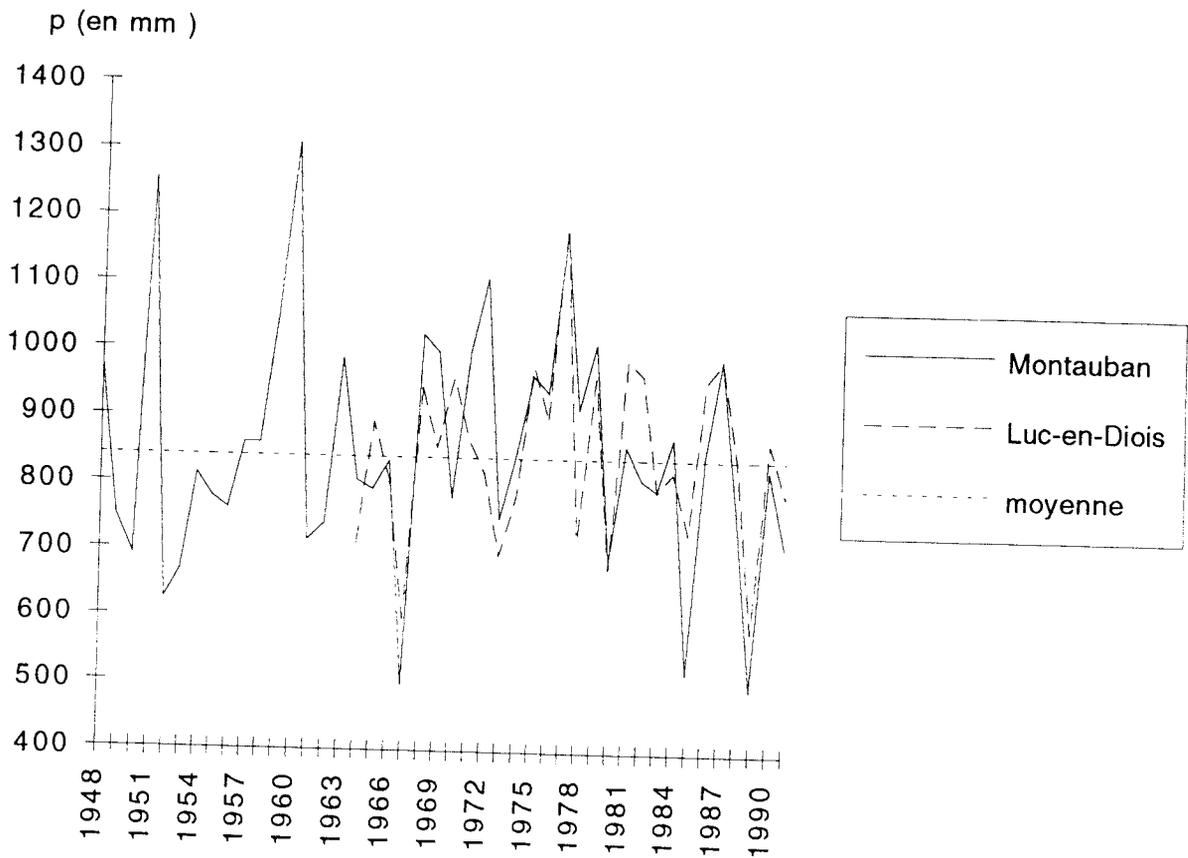


Fig. 29 : Irrégularité interannuelle des précipitations. Stations de Luc-en-Diois (1964-1991) et de Montauban sur Ouvèze(1948-1991). Source : météorologie nationale.

Les précipitations sont modérées. Elles sont partout inférieures à 1000mm par an, dénotant une variation interannuelle très forte. Le régime saisonnier place en général l'automne en tête des saisons arrosées devant le printemps, les saisons d'hiver et d'été sont plus déficitaires et plus sèches. Les températures moyennes sont plus ou moins clémentes et masquent des amplitudes relativement fortes. Le thermomètre dépasse parfois 25°C pendant trois mois et il peut geler pendant 80 jours avec des écarts importants dans la répartition saisonnière de novembre à avril; les précipitations sont réparties sur un nombre de jours très restreint, ce qui n'est pas favorable à l'état hygrométrique de l'atmosphère et à la végétation.

IV-B-2- LA VÉGÉTATION

La combe de la Motte Chalancon s'inscrit dans le domaine des Préalpes méridionales et, comme on vient de le voir, est caractérisée par un climat montagnard à influence méditerranéenne qui connaît deux extrêmes : d'une part la sécheresse de l'été, d'autre part les violentes averses du printemps et de l'automne. Les influences de ce climat méditerranéen expliquent la présence d'une végétation de type méditerranéen. Cette végétation est le plus souvent clairsemée; partiellement couverts de conifères, les versants ont subi un déboisement intense avant la reforestation récente (privilégiant le versant de Longue Serre) encore incomplète .

D'après la carte de la Végétation de Gap (1970), la combe de la Motte Chalancon appartient à l'étage subméditerranéen . Les différentes informations recueillies dans celle-ci nous ont permis d'établir la carte de la Fig. 30, à partir de laquelle nous avons établi pour chaque versant les éléments ci-dessous ; nous allons étudier chaque versant suivant l'ordre décroissant de la végétation .

- Le versant de Longue Serre : il apparaît que le versant de Longue Serre est le plus boisé de la combe de la Motte Chalancon, sa végétation est composée de hêtres(moins nombreux), de chênes pubescents (plus abondants) et de pins sylvestres occupant de façon irrégulière les parties hautes du versant entre le sommet et 800m d'altitude environ (cette altitude varie d'un bout à l'autre du versant) . Entre 800m d'altitude environ et le fond de la vallée apparaissent le plus souvent la pelouse, la lande, quelques plantations et une végétation arbustive isolée . les pins sylvestres sont plus présents dans les zones fortement ravlinées pour empêcher les marnes de couler, comme au voisinage de la combe " la Lièvre".

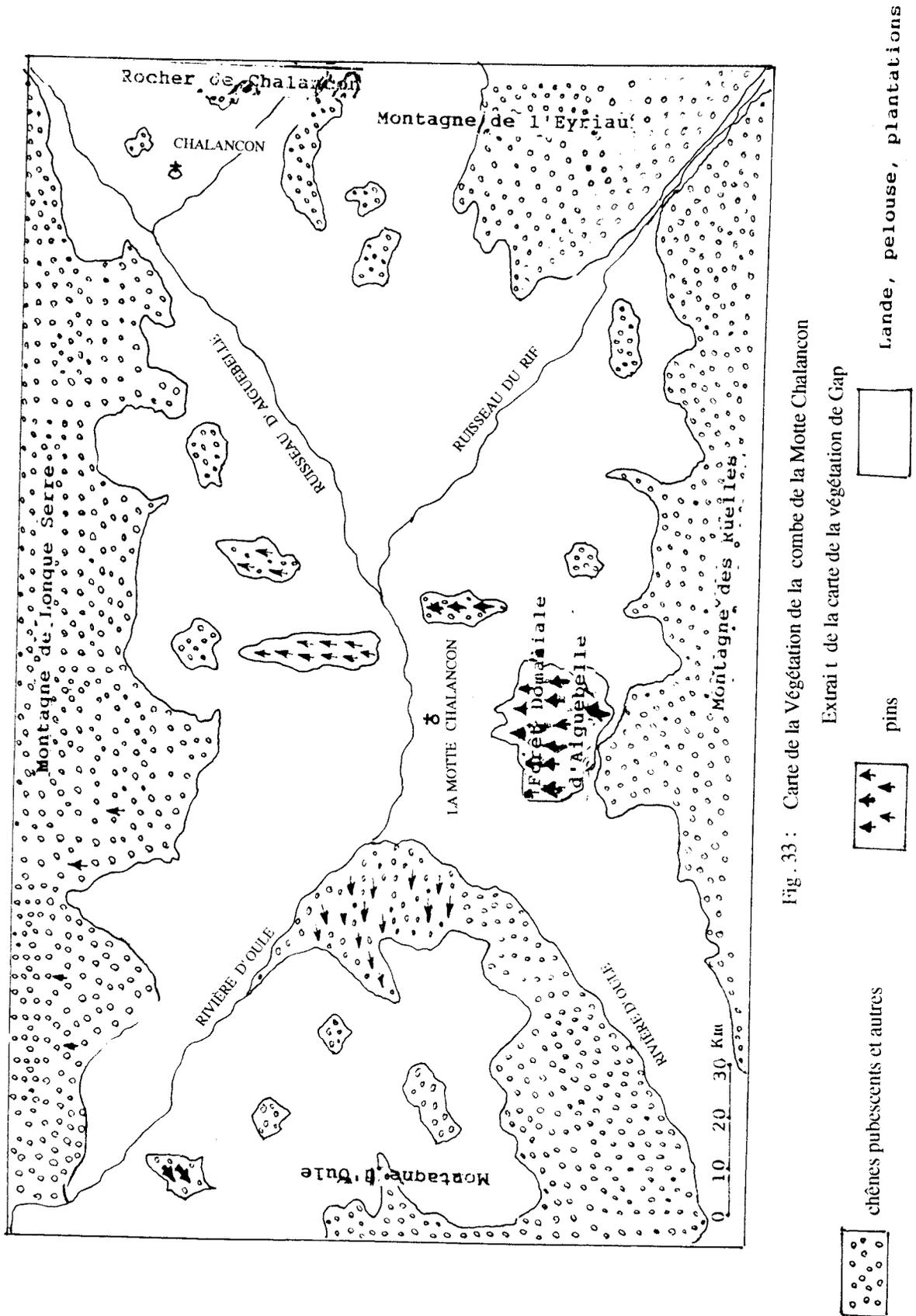


Fig. 33 : Carte de la Végétation de la combe de la Motte Chalanson

Extrait de la carte de la végétation de Gap

- Le versant des Ruelles : il est constitué d'une forêt mixte composée de pins, de hêtres et de chênes pubescents qui occupent aussi de façon irrégulière les parties hautes du versant, situées entre le sommet et 850m d'altitude environ; les parties basses sont plutôt recouvertes par une végétation herbacée courte faite de pelouse, de la lande entre lesquelles apparaissent quelques plantations; les forêts de pins sont plus visibles dans les zones attaquées par des ravinements (forêt domaniale d' Aiguebelle); on y trouve aussi des arbustes apparaissant çà et là . Le versant septentrional est par contre totalement recouverte par une forêt clairsemée de chênes et de hêtres .

- Le versant de la montagne d' Oule : le versant d' Oule nous offre un schéma totalement différent; si les versants septentrional et oriental sont presque en totalité recouverts par une forêt de pins sylvestres, de chênes pubescents et de quelques pins à crochets, le versant occidental laisse la place plutôt à la lande entre laquelle sont cultivées quelques plantations; quelques arbres apparaissent isolément sur le versant .

- Le versant de l' Eyriau : c' est le versant le moins boisé de la combe de la Motte Chalancon; on le divise en deux parties : la moitié occidentale, à l'exception de quelques arbustes isolés (en général des chênes), est totalement recouverte d'une végétation herbacée faite de la lande, de la pelouse et quelques plantations; l'autre moitié, la moitié nord-orientale est recouverte d'une forêt de chênes et de hêtres, qui occupent le versant vers 800-950m d'altitude jusqu'en contrebas.

IV- B-3- CONCLUSION

Lorsque tous les facteurs d'instabilité de mouvements de terrain sont réunis sur un site, la détermination des paramètres climatiques est primordial dans la mesure où ces derniers peuvent jouer un rôle dans le comportement des masses instables. Les principaux facteurs climatiques sont :

- Les précipitations : les précipitations sont l'agent essentiel de l'érosion mécanique bien qu'elles ne puissent être dissociées de tous les autres facteurs favorables au déclenchement de mouvement de terrain. Les effets varient en fonction de la perméabilité du sol, de l'intensité et de la fréquence des pluies(un nombre de jours de pluie relativement restreint entraîne des pluies très concentrées(ce qui favorise les ravinements), même sur un temps très court : à Vers sur Méouge nous avons connu des intensités de 200mm par heure pendant quelques minutes; et à Saint-Marcel-les-Valence, le 9 août 1967, la hauteur de précipitations est de 225mm en 24 heures). Les pluies fines et abondantes ou les

averses concentrées et courtes sont les plus dangereuses car elles accroissent le ruissellement et provoquent les crues rapides des torrents ce qui entraîne une reprise brutale de l'affouillement causant le départ des coulées. L'eau s'infiltré dans les fissures et les crevasses et sature les terrains de surface et favorise le glissement; la neige lors de sa fonte joue le même rôle. Malgré la faible chute des précipitations neigeuses, le rôle de la neige est non négligeable, il peut être primordial, car lors de la fusion totale de la neige, les matériaux marneux ne peuvent absorber de l'eau; celle-ci s'écoule en se concentrant selon la pente. la fusion très lente permet une pénétration de très petite quantité d'eau pendant une période plus longue. Cette alimentation favorise l'absorption d'eau dans les marnes, l'imbibition est suffisante pour que les limites de plasticité, et même de liquidité soient atteintes. (Nous regrettons également l'absence des données sur les précipitations neigeuses qui auraient pu nous donner des indications plus précises sur le rôle de la neige lors du déclenchement des mouvements de terrain historiques) .

- Les températures : les températures par leurs variations jouent à trois niveaux :

- par leurs faibles valeurs hivernales, elles sont responsables de la chute et de la persistance du manteau neigeux, du gel (fréquence des alternances gel/dégel) qui est à l'origine de la cryoclastie en montagne.

- par leurs fortes valeurs estivales favorisant l'évaporation qui peut conduire à une forte rétraction des marnes et l'ouverture des fissures de dessiccation.

La végétation, même si elle ne constitue pas un facteur de l'instabilité des versants, intervient sous un aspect inverse : elle assure la protection du sol, prélève une partie des eaux, assure une meilleure pénétration des eaux par une meilleure structuration du sol grâce à la litière. Elle peut être significative des phénomènes d'instabilité (importants mouvements de terrain) lorsque ceux-ci sont très récents . En effet ils la perturbent, ce qui donne une distribution se traduisant par des variations brusques . Ainsi on aura par exemple apparition d'espèces hygrophiles, de troncs d' arbres déformés ou couchés . Lorsqu' ils sont plus anciens; il est beaucoup plus difficile de retrouver ces indices .

IV- C- LE FACTEUR PENTE

On sait que plus l'angle de la pente est élevée, plus la contrainte de cisaillement est forte. la pente joue donc un rôle essentiel dans le déclenchement des mouvements de terrain. De plus, la pente est longue, plus l'angle critique de déclenchement est faible. Or, tant la valeur de la pente que sa longueur dépendent en premier lieu du creusement des vallées.

Ainsi, combiné aux facteurs structuraux, climatiques, le facteur pente paraît déterminant dans la récurrence de l'instabilité des versants au cours de leur évolution géomorphologique.

IV-D- LES FACTEURS ANTHROPIQUES

Ce sont des processus dus directement ou indirectement à l'action de l'Homme. Ces actions peuvent se traduire par la modification :

- pentes
- de la couverture végétale(réduction de la protection)
- du bilan hydrique: l'irrigation par aspersion, autrefois à partir des canaux plus ou moins à l'abandon aujourd'hui sont sources de pertes d'eau localisées qui peuvent avoir des graves conséquences.

CINQUIÈME PARTIE

V-LES ÉTAPES DE LA MORPHOGENÈSE QUATERNAIRE

A-LES ÉTAPES DE CREUSEMENT

B-SIGNIFICATION PALÉOCLIMATIQUE DES GLACIS ET TERRASSES

C-RAPPORTS MOUVEMENTS DE TERRAIN -GLACIS

D-CONCLUSION

V- LES ÉTAPES DE LA MORPHOGENÈSE QUATÉRNAIRE

Le Quaternaire se présente comme la période de creusement et de modelage des vallées actuelles : alternance d'épisodes d'érosion linéaire et d'épisodes d'alluvionnement aboutissant à la morphologie en glacis ou en terrasses des vallées . Le Quaternaire occupe une place très importante dans la combe de la Motte Chalancon qui est le domaine des différentes étapes de la morphogénèse quaternaire . Ces différentes étapes sont marquées par la présence de mouvements de terrain, glacis et terrasses issus des diverses phases froides et diverses phases de creusement .

V-A-LES ÉTAPES DE CREUSEMENT

Avant de pouvoir mettre en évidence les différentes étapes de creusement, nous allons donner l'organisation du réseau hydrographique qui a commandé le creusement.

La région de la Motte Chalancon rattachée aux Préalpes méridionales est située d'une part entre trois grands réseaux hydrographiques : au Nord coule le réseau de la Drôme, au Sud celui de l' Aygue, à l' Est coule le réseau du Buëch et à l'Ouest la vallée du Rhône; d' autre part elle est située entre deux grandes unités morphologiques : le Vercors au Nord , et le Ventoux et le montagne de Lure au Sud . La vallée de la Motte Chalancon est une combe ouverte dans un dôme anticlinal plus ou moins cloisonnée par quatre petites unités morphologiques, creusées par les principales rivières constituant le réseau hydrographique de la combe, dans une épaisse série sédimentaire constituée essentiellement de terrains jurassiques et crétacés .

Le réseau hydrographique de la combe de la Motte Chalancon est essentiellement constitué de la rivière d' Oule et de ses deux affluents : le ruisseau du Rif et celui d'Aiguebelle d' orientation NE-SW pour l' un et NW-SE pour l'autre; quant à l' Oule qui est née au flanc sud du Duffre, est multidirectionnelle : d' abord sa direction est E-W au sein du synclinal de la Charce, puis son cours change de sens immédiatement au sud du village de la Motte Chalancon pour devenir N-S; à la latitude de Cornillon, l'Oule décrit une boucle de près de un kilomètre autour du rocher de Cornillon : le Pas des Ondes .

Ce réseau a commandé le creusement quaternaire, mais que son enfoncement s'est fait en plusieurs étapes marquées par la conservation de glaciers sur les versants et de rares lambeaux de terrasses en bordure du lit actuel.

V-A-1- LES TERRASSES

Les vraies formations fluviatiles de terrasses sont très rares le long de l'Oule . Exceptées quelques formations observées hors de notre terrain notamment en amont de Cornillon, à l'embranchement de la route qui mène vers Cornillac et en amont de la Motte Chalancon, face à Rottier, sur la rive gauche de l' Oule; quelques formations sont les témoins de lambeaux de terrasses exigus recouverts de dépôts de pente, remaniant des éboulis qui ont été plus ou moins soliflués . Deux témoins ont été mis en évidence :

le premier sur le versant de Longue Serre et le deuxième sur celui d' Oule .

- Le premier témoin : il est situé sur le versant de la montagne de Longue Serre au voisinage du lieu-dit "le Lavour" entre 600 et 550m d'altitude apparaissant sous une structure très complexe marquée par la succession d' un certain nombre d' événements que nous analyserons ultérieurement (Fig. 31) dans les rapports entre glaciers et terrasses .

- Le deuxième témoin : il a été mis en évidence sur le versant Nord de la montagne d'Oule ayant été affecté par le mouvement de terrain de novembre 1829. Entre 600 et 550m d' altitude , on trouve un mélange hétérogène constitué d' une matrice noirâtre enrobant des blocs de taille diverse parmi lesquels apparaissent des blocs bien roulés de granulométrie faible (2 à 5cm environ) . On pense que le mouvement de terrain a modifié la topographie originelle représentée sur la Fig. 32a .

Ainsi d'après l' analyse de ces différents témoins : la nature des dépôts et leur position topographique montrent que ces lambeaux de terrasses ne donnent qu'une étape peu ancienne .

V-A-2- LES GLACIS ÉTAGÉS

De l' étude précédente (cf. Chapitre III), nous avons repéré globalement trois générations de glaciers étagés : le niveau supérieur (glacier I), le niveau moyen (glacier II) et le niveau inférieur (glacier III) . Ils apparaissent approximativement entre les courbes de niveau 1000m et 550m; le plus souvent menacés par de nombreux ravinements . Le passage d'un glacier à un autre se fait par l' intermédiaire des pentes plus ou moins fortes lorsqu' elles ne sont pas

totale^{ment} ravinées . Leur pente longitudinale est variable d' un niveau à un autre et d'un versant à un autre; les estimations faites donnent des variations comprises entre 2 et 11° . Le niveau supérieur se raccorde au versant réglé par une concavité parfois bien marquée .

Ainsi l' étagement de ces différentes formes implique de nombreuses modifications parmi lesquelles apparaissent sans doute les successions de système d' érosion sous la dépendance des variations climatiques . Ce qui montre clairement que le creusement s'est fait en plusieurs étapes entre lesquelles des phases de glaci^{pl}anation ont marqué des arrêts et sans doute même le relèvement du lit des rivières engorgées par les apports des versants .

V-B- SIGNIFICATION PALÉOCLIMATIQUE DES GLACIS ET TERRASSES .

La complexité du façonnement des glacis et terrasses montre que ce sont des formes qui ont subi une évolution qui est le résultat de nombreux systèmes d' érosion successifs qu'il convient de replacer dans une évolution climatique significative .

De nombreuses théories ont été avancées; mais J. Masseport(1960) a le premier, dans sa thèse, évoqué les glacis dans le Diois et les Baronnies . Il rapportait les glacis à des climats tempérés semblables à l' actuel . Depuis des études ont été menées par d' autres auteurs : M. Archambault (1966) dans le Sud et le Sud-Est de la France, J. Gabert (1965-1974) dans la vallée de la Durance et E. Moissenet (1969) dans la combe de Die ; qui rapportent les glacis à des climats périglaciaires .

D' après Moissenet, l' élaboration d' un glacis obéit à l' action successive de deux types de processus différents :

- D' abord, il y a accumulation vigoureuse au début des glaciations due à une gélifraction et une solifluxion intenses ;

- Puis, il y a le réaménagement et la régularisation des topographies par l' érosion aréolaire quand la gélifraction et la solifluxion se sont ralenties ; mais avant la réinstallation de la couverture végétale continue interglaciaire .

D' après Mme Gabert, les glacis d' érosion et d' accumulation sont directement liés à l' activité de la cryoclastie sur les roches calcaires . La solifluxion n' est intervenue par des mouvements de masse qu' après cette intense cryoclastie et seulement en des sites favorables par leur humectation, les roches argileuses et la présence d' énormes blocs détachés des corniches .

M. Archambault pense qu'il y a d'abord solifluxion généralisée, provoquant un remblaiement des vallons puis une phase de planation par les eaux ruisselant de façon diffuse et remaniant les dépôts ou rabotant les interfluves marneux .

Ainsi les glacis correspondent à des phases froides durant lesquelles la cryoclastie active faisait reculer les corniches, se régularisaient les versants et se façonnaient les glacis par étalement des débris et sapement des marnes par des eaux ruisselantes non concentrées (grâce à une végétation très clairsemée de type steppique) .

La construction des terrasses et l'élaboration des glacis apparaissent comme des phénomènes contemporains et liés étroitement dans leur évolution . Cette description nous amène à poser le problème des rapports glacis -terrasses .

B-1- RAPPORTS GLACIS-TERRASSES

L'ensemble de ces rapports est résumé ici par deux cas (Fig. 31 et Fig. 32). Dans le premier cas on a une succession d'événements que l'on définit chronologiquement de la façon suivante : on a d'abord la construction de la terrasse, suivie de la mise en place du glacis qui fossilise la terrasse , ensuite un mouvement de terrain ancien vient reposer sur le glacis(en amont) et enfin mise en place de la coulée active . Le rapport glacis -terrasse se traduit par la fossilisation de matériaux de terrasses par le glacis . Donc la terrasse est ici antérieure au glacis III .

Dans le second cas on pense que le versant présentait une topographie identique à celle donnée par la Fig. 32a, c'est-à-dire : une corniche dominant un versant régularisé qui passe vers le bas à un niveau de glacis surplombant une terrasse . Et l'ensemble a été remanié par l'instabilité causée par le mouvement de terrain de novembre 1829 (Fig.32b); supprimant ainsi les rapports glacis-terrasse pour ne faire apparaître aujourd'hui que quelques galets roulés enrobés dans une matrice marneuse noirâtre . Ici la terrasse est postérieure au glacis II .

Après l'analyse de ces figures, quels rapports peut-on établir entre la construction des terrasses et celle des glacis ? Les principales figures réalisées permettent de montrer que la rivière, surchargée par les débris venant des versants, édifie un remblaiement alluvial avant d'être repoussée par les apports latéraux des glacis . Il se pose donc une question, celle du creusement : Quelle interprétation peut-on donner ? Classiquement on le dit interglaciaire, mais sans doute, comme on le pense plutôt aujourd'hui, débute-t-il dès que le climat se réchauffe et que la fourniture des débris par les versants se réduit fortement; les eaux, moins chargées, peuvent s'inciser et la végétation se développant, elles se concentrent en quelques torrents .

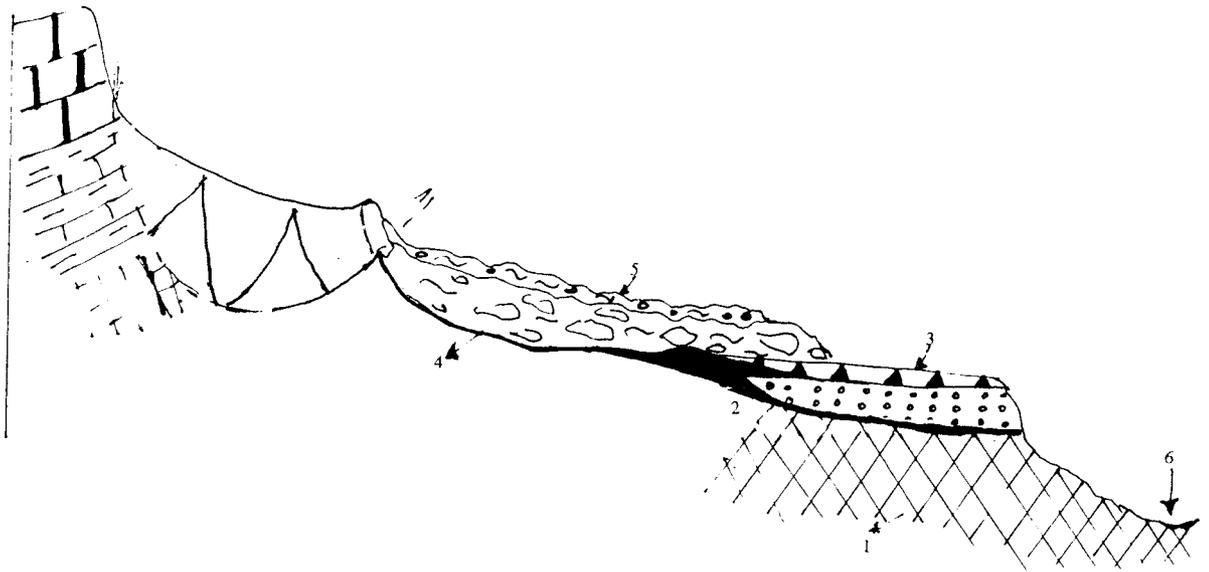


Fig . 31 : Rappports terrasses-glacis (Versant de Longue serre)

1- Marnes . 2- Terrasse . 3- Bas glacis . 4- Coulée ancienne de la combe "la Lièvre" . 5- Coulée active de la combe " la Lièvre" . 6- Rivière d' Oule

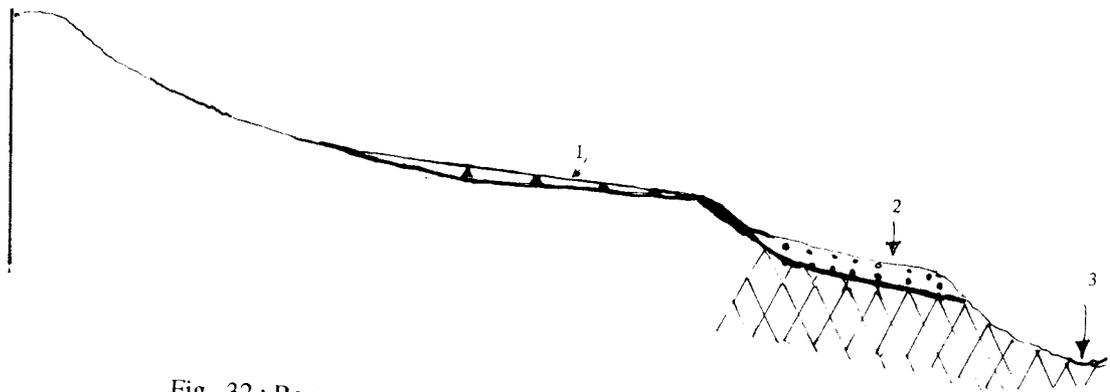


Fig . 32 : Rappports terrasse-glacis (versant de l' Oule)

Fig . 32a : versant avant le mouvement de terrain de novembre 1829 : 1- glacis . 2- terrasse . 3- Rivière d' Oule .

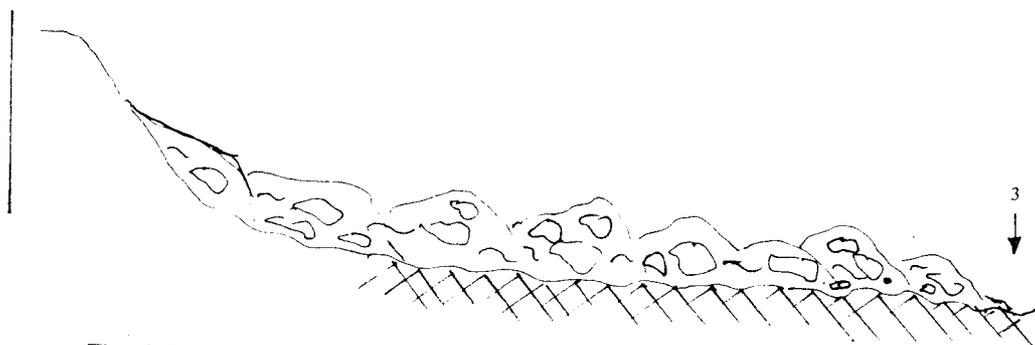


Fig . 32b : versant après le mouvement de terrain de novembre 1829 .

V-C- RAPPORTS ENTRE MOUVEMENTS DE TERRAIN ET GLACIS

L' évolution quaternaire dans notre région est marquée par la présence de trois types de formes : les glacis, les mouvements de terrain et les terrasses . Ces différentes formes qui ont été façonnées par des processus différents, sont plus ou moins liées dans leur évolution . Il est donc nécessaire de mettre en évidence ces rapports .

Dans notre région nous avons repéré globalement trois générations de glacis. Et les différentes générations de mouvements de terrain définies pour chaque versant, sont fonction du critère d' antériorité ou de postériorité par rapport aux générations de glacis. Ce qui montre que les mouvements de terrain apparaissent soit antérieurs, soit postérieurs aux glacis et terrasses . Ils ont donc toute chance d' être interglaciaires, ce que peut confirmer le fait que des instabilités récentes sont manifestes . Toutefois, on peut s' interroger sur le rôle de l' anthropisation du milieu . Car l'homme y joue un rôle considérable; il accélère le creusement par les défrichements, les pâturages et les exploitations très intenses des forêts . La responsabilité de l'Homme apparaît aussi dans les phénomènes d'érosion accélérée, mais beaucoup de chercheurs insistent aujourd'hui sur l'influence des faibles variations climatiques survenues au cours de la période historique en liaison avec la répartition saisonnière des pluies, leur intensité et leur irrégularité interannuelle(ces questions sont débattues dans les travaux récents de M. Jorda ainsi que dans le livre à la mémoire de P. Birot).

Notant aussi que ces mouvements de terrain, en créant des niches d'arrachement, introduisent une instabilité se manifestant par l' éboulement .

V-D- CONCLUSION

Les versants de la combe de la Motte Chalancon sont les témoins d'une instabilité récurrente au cours de leur évolution quaternaire . Ces manifestations d'instabilité (mouvements de terrain) ont été en alternance avec des phases de lissages des versants (versants réglés, glacis, terrasses fluviales) mises en place lors des périodes froides . Il convient donc maintenant de replacer ces mouvements de terrain dans l' évolution quaternaire .

4-1- PLACE DES MOUVEMENTS DE TERRAIN DANS L'ÉVOLUTION QUATERNAIRE

Les mouvements de terrain sont très fréquents dans les régions montagneuses surtout après des conditions climatiques exceptionnelles .

La succession des mouvements de terrain au cours du Quaternaire est commandée par le creusement des vallées, rythmé par les oscillations climatiques. Chaque glissement ou coulée est consécutif à un creusement aux dépens des formes lisses qui avaient établi un certain équilibre. Le creusement induit un potentiel d'ablation à l'origine de la déstabilisation des pentes. Chaque période de creusement rompt les équilibres et introduit un facteur d'instabilité à l'origine des mouvements de terrain . Ainsi la place des mouvements de terrain dans l'évolution quaternaire des versants marque la fréquence des manifestations d'instabilité durant les intervalles des périodes froides (entre lesquelles des grandes phases d' incision creusent les ravins), dont les conditions bioclimatiques correspondaient probablement aux conditions actuelles .

4-2- ESSAI D'INTERPRÉTATION DE LA CHRONOLOGIE RELATIVE DANS LA STRATIGRAPHIE QUATERNAIRE

La complexité des rapports entre mouvements de terrain, glacis et terrasses nécessite une analyse détaillée, car ils révèlent une évolution géomorphologique qui résulte des divers systèmes d'érosion successifs dans une évolution climatique très complexe .

La mise en place d' une première génération de glacis (niveau supérieur) constitue l'élément fondamental sur lequel est basée la chronologie mise en place (tableau n° 4) et qu'il faut replacer dans la stratigraphie quaternaire. Nous avons proposé de le rapporter au Quaternaire moyen, pour cela nous disposons de trois principaux arguments qui nous permettent de justifier ce choix:

1- C'est le plus élevé des trois glacis, en rapport avec un niveau de creusement encore très au-dessus du lit actuel des cours d'eau, ce qui suppose une certaine ancienneté.

2- Il est jalonné souvent par une brèche, ce qui suppose une durée d'évolution postérieure à sa mise en place assez longue. De plus , on a vu qu'à certains endroits cette brèche est déjà karstifiée, ce qui suppose l'idée de son ancienneté.

3- Peut-on pour autant repousser la genèse de ce glacis dans un Quaternaire ancien? La cimentation est irrégulière, ce qui n'a pas permis une forte induration

des matériaux, compte tenu de l'extrême instabilité des versants, on peut se demander si des formes aussi anciennes et mal indurées auraient pu résister. Vu aussi le petit nombre de niveaux postérieurs, le haut glacis ne remonte donc certainement pas à un passé très lointain.

Dans ces conditions les deux niveaux inférieurs seraient post-Quaternaire moyen. La très faible altération des couvertures des glacis récents plaide en faveur d'un Quaternaire récent(Würm). Rappelons tout de même que ,tant Mme Gabert (dans un livre en hommage à P. Birot), que M. Archambault ont montré que les bas glacis dans le bassin de la Durance datent de l'Holocène. Emmanuèle Gautier(1991) qui a travaillé sur le Buëch et daté de l'Holocène de bas cônes de déjection emboîtés dans des glacis, confirme cette hypothèse . Cependant, on peut se demander si on peut rapporter les glacis inférieurs à cette phase, car ils ne sont pas de cônes d'accumulation, mais bien des glacis d'ablation. Dans ce cas on pourrait penser que le glacis II date de la dernière période froide(Würm). Le bas glacis peut-il être rapporté aussi à cet épisode holocène ? On note d'abord que les bas glacis sont caractérisés par une mince couverture de débris et non pas par un remblaiement qui atteint 10 à15m(comme les cônes de déjection décrits par E. Gautier) ; puis le faciès des débris est différent : ils sont anguleux à subanguleux, riches en matrice fine; et on ne trouve pas de faciès fluvial à l'aval. On pense que les bas glacis sont plutôt liés à une période froide, et compte tenu de leur position et de la faible altération de leurs matériaux, d'une période froide récente: le Würm.

On peut donc proposer le schéma suivant(tableau n°9) :

- Phase (1) : Au Quaternaire moyen la mise en place du niveau supérieur de glacis(glacis I) a succédé à une ultime phase de creusement qui a provoqué le déclenchement des différents mouvements de terrain qui ont affecté les versants de l'Eyriau, de Longue Serre et des Ruelles. Ces mouvements de terrain sont souvent fossilisés par le glacis.

- Phase (2) : Elle correspond à l' interglaciaire I/II qui se traduit par une deuxième phase de creusement qui a donné naissance à des mouvements de terrain postérieurs au glacis I et antérieurs au glacis II; cette phase n' a épargné aucun versant de la combe .

- Phase (3) : Mise en place des différents processus d' élaboration du glacis II lors d'une seconde récurrence froide du Quaternaire récent.

- Phase (4) : Durant la phase II/III le creusement se traduit par le déclenchement des mouvements de terrain postérieurs au glacis II et antérieurs au glacis III. Cette phase est marquée par la conservation des mouvements de terrain sur les versants de l'Eyriau et de Longue Serre .

Age	Eyriau	Longue Serre	Ruelles	Oule
Quaternaire moyen	- Mvts de terrain - Glacis I	- Mvts de terrain - Glacis I	- Mvts de terrain - Glacis I	
Interglaciaire I/II	- Creusement - Mvts de terrain			
Quaternaire récent(Würm)	- Glacis II	- Glacis II	- Glacis II	- Glacis II
Phase II/III	- Creusement - Mvts de terrain	- Creusement - Mvts de terrain		
Tardiglaciaire ou Holocène	- Glacis III	- Terrasse -Glacis III	- Glacis III	- Terrasse -Glacis III
Transition	- Creusement - Mvts de terrain			
Historique	- Creusement - Mvts de terrain			

TABLEAU N° 9

Tableau récapitulatif de l'essai d'interprétation de la chronologie relative dans la stratigraphie quaternaire

- Phase (5) : Au Tardiglaciaire lors d' une récurrence atténuée du froid, s'est mise en place la génération des bas glacis (glacis III)et de terrasses. . Cette phase est marquée par la conservation des bas glacis sur tous les versants de la combe et des lambeaux de terrasses sur les versants de Longue Serre et d'Oule .

- Phase (6) : Une période de transition avec le climat tempéré actuel, marquée sans doute par un réchauffement du climat et l'anthropisation du milieu se traduit aussi par des mouvements de terrain consécutifs à une phase de creusement dont les témoins sont visibles sur tous les versants de la combe.

- Phase (7) : Elle correspond à l' âge historique où l' instabilité continue de fonctionner; on dénombre des mouvements de terrain anciens, récents et actifs sur tous les versants de la combe de la Motte Chalancon .

SIXIÈME PARTIE

**VI-LA CARTOGRAPHIE
GÉOMORPHOLOGIQUE**

A-LA CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE

B-LA CARTE DES ALÉAS NATURELS

VI-CARTOGRAPHIE GÉOMORPHOLOGIQUE

VI-A- LA CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE

Les versants de la combe de la Motte Chalancon sont le siège d' importantes formes héritées de l' évolution du Quaternaire; ces formes sont souvent modifiées par des manifestations morphodynamiques actuelles (glissements de terrain, coulées, éboulements, phénomènes d' érosion hydrique etc.).

Ainsi, pour pouvoir établir et décrire de manière très précise et détaillée ces différents phénomènes morphodynamiques, la maquette utilisée est celle de la carte géomorphologique à l' échelle de 1/ 10. 000 qui est bien adaptée au levé des manifestations de mouvements de terrain et d' érosion hydrique .

Elle est fondée sur la représentation (R.C.P. 77 (Mémoires et document du C.N.R.S. 1987 et Pierre Guérémy 1987)) :

- des formes de terrain et des formations superficielles qui en sont corrélatives .
- des facteurs explicatifs de nature géologique (lithologie-structure) .
- des processus morphodynamiques .

Pour cela, nous nous sommes inspirés de la gamme des signes conventionnels qui ont été mis au point pour la carte géomorphologique dont les principes ont été élaborés par la R.C.P. 77 (Guérémy 1987) .

A-1- La représentation des formations superficielles et sous -jacentes

La combe de la Motte Chalancon est située dans la complexité structurale du Diois et des Baronnies, où la sédimentation du Crétacé témoigne déjà de l'existence de la fosse vocontienne où se sont accumulés marnes , marno-calcaires et calcaires . La faible hétérogénéité des roches sédimentaires qui composent la région, nous permet de distinguer deux grands types de roches :

- les roches cohérentes représentées par les formations calcaires(calcaires tithoniques, calcaires berriasiens, calcaires turoniens, calcaires kimméridgiens etc.) occupent en général les parties sommitales .
- les roches meubles représentées par les formations marneuses, sont sous-jacentes .

Ce qui facilite le choix des figurés de couleur ; l' orange pour les formations calcaires et le jaune pour les formations marneuses . Ces données lithologiques

nous permettent d'apprécier l' inégale aptitude des terrains aux mouvements de masse et leur sensibilité à différents types de mouvements de terrain .

A-2- La représentation des formes

Nous avons représenté toutes les formes actives ou non placées dans leur contexte morphostructural.

Le choix des couleurs tient compte d' un certain nombre de facteurs . Ainsi, chaque forme de terrain est représentée par une couleur (arrêtée pour individualiser les divers systèmes morphogéniques) en fonction de la nature et du type de processus mis en jeu .

Nous avons choisi pour cela :

- le violet pour les éboulis, les versants réglés et les glaciers (héritages périglaciaires).

- le vert pour les formes issues de l' activité des eaux concentrées (badlands, lits fluviaux) .

Pour les mouvements de terrain on a recours à la couleur marron sans que celle-ci dépende de la nature et du type de processus engagés. Mais des nuances apportées dans la teinte ne sont fonction que de l' âge des formes et du degré d'activité des processus en jeu .

Ainsi on distingue :

- Les mouvements de terrains anciens : ce sont des formes héritées c'est-à-dire des mouvements de terrain survenus dans des conditions géomorphologiques et climatiques différentes de l' actuel , et dont les formes ont subi une phase de régularisation plus ou moins prononcée . Certains sont fossilisés par des dépôts plus récents.

- Les mouvements de terrain historiques anciens qui attestent d'une activité ancienne pendant la période historique de plus d' un siècle et qui se trouvent apparemment stables .

- Les mouvements historiques récents dont les indices dévoilent une activité récente de la période historique de moins d' un siècle et dont les indices sont encore significatifs .

- Les mouvements de terrain actifs sont ceux qui ont lieu tous les ans pendant la période la plus défavorable de l' année, saison froide ou saison de pluies .

L' instabilité généralisée que connaissent les versants de la combe de la Motte Chalancon au cours de leur évolution géomorphologique mérite un inventaire qui permet de localiser les différents mouvements de terrain sur les

différents versants de la combe . On note ainsi des nombreux secteurs instables très répandus mais plus ou moins anciens(ils occupent environ 90% de la surface de chaque versant de la combe); ce qui permet de dégager l' idée qu' il y a des mouvements dormants anciens qui paraissent relativement stables, et d'autres récents, qui témoignent d' une instabilité actuelle . D'où la question suivante : quels sont les sites les plus dangereux que la carte des aléas doit faire ressortir, sans négliger les instabilités anciennes qui doivent être prises en compte.

VI-B- LA CARTE DES ALÉAS NATURELS

B-1- introduction

La cartographie géomorphologique établie nous a permis de représenter les formes du relief et les manifestations les plus repérables des processus morphodynamiques en jeu . Elle permet d' évaluer les aléas naturels à partir de ces processus qui sont les critères classiques de leur identification .

Dans un premier temps nous allons être amené à définir ce que sont le risque, la cartographie des aléas, tout en essayant de voir quelle a été la démarche à suivre pour aboutir à ce type de carte .

B-2- le risque naturel

Dans la littérature, on attribue souvent deux définitions au mot risque :

- le risque serait la probabilité que survienne un événement naturel indépendamment des dommages qu' il peut occasionner pour l' homme et ses biens; il vaut mieux parler d' aléa défini comme la prise en compte de l' intensité du phénomène et de sa fréquence.

- le risque est aussi considéré comme l' éventualité d' un événement susceptible d' entraîner des dommages aux personnes et aux "biens" (F. Bocquet et al . 1984) . Dans ce contexte le risque est considéré comme le produit de l' aléa par la vulnérabilité; on définit la vulnérabilité comme étant la valeur des dommages causés par un phénomène naturel d' une certaine magnitude .

Les anglo-saxons sont beaucoup plus riches en vocabulaire car ils arrivent à différencier les deux risques . Ainsi ils parlent de "Hazard" pour désigner le premier terme qu' ils opposent à "Risk" dans le deuxième cas .

Nous considérons le risque selon la deuxième définition qui assimile le risque à un danger pour l' homme et ses biens .

Varnes (U.N.E.S.C.O 1984) a d' ailleurs mis en équation le risque naturel :

$$R_t = E \times R_s$$

- E : prend en compte l'activité humaine (démographie, biens immobiliers, activités industrielle et économique...).

- Rs désigne le produit de la probabilité d' occurrence dans une aire géographique et dans une période de temps bien définie .

Les dommages à craindre ne doivent cependant pas être seulement évalués à partir de l' occupation actuelle du sol, mais doivent être fonction de son utilisation éventuelle afin de mettre en garde contre les dangers encourus .

B-3- Cartographie des aléas naturels

B-3-1- Historique

Les événements naturels ayant causé des dégâts dommageables à l' homme ont existé de tous temps .Ces accidents ont été la conséquence de la mauvaise occupation du sol non précédée par une étude préalable permettant de définir des zones à risques . L'accroissement de la démographie et la conquête des nouvelles terres ont amené la population à réfléchir sur les moyens de lutter contre ces catastrophes naturelles . Ainsi dès le 19^o siècle un certain nombre d'organismes dont le service de la Restauration des Terrains en Montagne(R.T.M (1882)) furent créés pour essayer de restaurer les terrains de montagne par des travaux de reboisement et de génie civil . Des progrès dans la prévention des risques ont été effectués suite à un certain nombre d' accidents . Après l' avalanche de Val d'Isère en 1970, on a commencé à dresser des cartes de risques d' avalanches et c'est suite au glissement de terrain en 1970 à Assy que les cartes Zermos ont été établies à l' échelle du 1/20.000 ou du 1/25.000 et publiées par le B.R.G.M . Par la suite une législation a été adoptée en matière de risques : Il s'agit de la loi n^o 824600 du 13 juillet 1982 prévoyant l' établissement des plans d' exposition aux risques . On s' est au départ inspiré des cartes Zermos dont le coloriage indique le degré du risque, et un sigle sa nature . Ces cartes se révèlent très accessibles et d'utilisation facile, elles sont établies à 1/ 10.000 ou 1/15.000 . C'est sous cet angle que nous avons élaboré notre carte des aléas .

B-3-2- Principe de la cartographie des aléas

La cartographie des aléas doit répondre à trois objectifs :

- la localisation des lieux des aléas
- la nature ou le type des aléas
- le niveau et le degré des aléas

Il existe deux méthodes possibles pour élaborer des cartes des aléas . On a d'une part la méthode naturaliste et d'autre part la méthode déterministe qui coûte très cher, elle est utilisée par les ingénieurs et elle est basée sur la mesure d' un certain nombre de paramètres :

- la pression hydrostatique
- la cohésion, l' angle de frottement interne
- l' angle de pente

Elle est très longue et difficilement applicable pour des catégories de terrain de grande superficie .

Nous avons choisi d' utiliser la méthode naturaliste qui consiste à faire :

- des inventaires des manifestations d' instabilité
- des inventaires des facteurs d' instabilité .

B-3-3- Les critères de gradation des aléas naturels

La carte géomorphologique constitue incontestablement la base fondamentale de l'évaluation des aléas naturels et elle peut s' avérer insuffisante quant aux informations qu' elle peut fournir . On sait que la plupart du temps les zones déjà affectées par les mouvements de terrain constituent des zones d'instabilité récurrente, et il est imprudent de considérer que les zones actuellement épargnées seront tout le temps invulnérables . C' est ainsi qu' après avoir détaillé les indices et les facteurs prépondérants de l' instabilité, nous avons élaboré une carte sur laquelle sont établies la nature des phénomènes étudiés et une gradation des menaces dues à l' environnement géomorphologique . Nous nous sommes inspirés des feuilles ZERMOS et des Plans d'Exposition des Risques (P.E.R) en privilégiant la représentation du degré de l'aléa par rapport à sa nature .

En établissant l' inventaire des différents phénomènes d' instabilité étudiés, en tenant compte de la détermination du degré d'ancienneté ou d' activité des mouvements de terrain et aussi la localisation des phénomènes de l' érosion hydrique, nous avons distingué quatre catégories de terrain :

- Les secteurs d' activité intense des processus morphodynamiques comme la solifluxion, les ravinements, les phénomènes d' ébouilisation des parois de l'étage périglaciaire .
- Les secteurs affectés par les mouvements de terrain anciens ou historiques qui présentent aujourd'hui une stabilité apparente .
- Les secteurs où l' on trouve des mouvements de terrain fossilisés .
- Les secteurs non encore affectés par l' instabilité .

Si l' on tient compte uniquement de cette première subdivision, on se rend compte de son insuffisance d' autant plus qu' elle ne fait pas apparaître la gravité des événements et le degré de l'aléa qui sont les principaux critères de gradation des menaces induites par les phénomènes d' instabilité . Il s' agit donc ici, grâce à l' utilisation d' une certaine gamme de couleurs, de représenter sur la carte :

- la nature de l'aléa car il convient de renseigner précisément l' utilisateur éventuel de la carte sur la nature de l'aléa encouru ainsi que le volume de matériaux susceptibles d'être mis en mouvement et leur trajectoire .

- de délimiter les zones exposées à un aléa.

- d' évaluer la gravité de l'aléa, cette gravité peut-être estimée à la fois par le volume des matériaux affectés, par la vitesse à laquelle se produit le phénomène et par l' ampleur des dommages qu' elle peut occasionner . Quant au critère de probabilité, il est en fait ramené à une estimation de la durée probable de la période de retour de mouvements de terrain(Dumas et *al.* 1984) .

En dépit des difficultés que nous avons eu pour établir la zonation des aléas encourus, les limites ont été tracées avec une grande approximation.

La représentation du degré de l'aléa par rapport à sa nature correspond à trois couleurs: le rouge, l' orange et le vert . Si le vert correspond aux zones actuellement épargnées, le rouge et l' orange définissent des zones où l' instabilité est présente .

- le rouge représente un degré d'aléa élevé avec une forte gravité des phénomènes d' instabilité présentant des indices d' instabilité ancienne et actuelle .

- l' orange , pour un degré d'aléa moyen (orange foncé) avec une gravité moyenne des phénomènes présentant des indices d' instabilité actuelle; ou faible (orange clair) avec une faible gravité des phénomènes présentant des indices d'instabilité actuelle .

- le vert correspond à un degré d'aléa très faible en nuanciant la teinte pour un risque nul (vert clair), avec une gravité des phénomènes variable ou nul, présentant une absence des indices d' instabilité .

En tenant compte de la première et de la seconde subdivision , on obtient les combinaisons suivantes :

- Les secteurs jugés très dangereux sont ceux qui correspondent à des coulées actives, des ravinements intenses, des chutes de pierres et de blocs .

- Les secteurs moyennement menacés sont ceux affectés par des mouvements de terrain anciens ou historiques dont les indices ne sont plus significatifs .

- Les zones faiblement exposées regroupent les mouvements de terrain fossilisés, les versants épargnés dont l' évolution future implique une grande réserve .

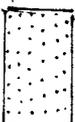
- Enfin les zones se rapportant aux versants actuellement stables .

La carte de la Fig.33 est un exemple des différents versants de la combe de la Motte Chalancon.

A titre indicatif nous rappelons que la carte des aléas ainsi réalisée ne doit pas apparaître comme un document définitif, car elle peut tout le temps subir de nombreuses modifications à la suite de l' apparition de nouveaux événements ou encore la mise en place de nouvelles techniques d'étude des phénomènes d'instabilité .



FIG. 22 - CARTE DES ALEAS NATURELS SUR
LES VERSANTS DE LA COMBE DE LA MOTTE CHALAUCON

-  - Zones actuellement équilibrées par les phénomènes d'instabilité.
-  - Zones dont l'équilibre actuel est compromis par l'accumulation des facteurs défavorables.
-  - Zones affectées par les mouvements de terrain anciens ou récents plus ou moins stabilisés.
-  - Zones présentant les manifestations d'instabilité active / l'érosion hydrique concentrée, ou menacées par leur extension.

SEPTIÈME PARTIE

CONCLUSION GÉNÉRALE

VII-CONCLUSION GÉNÉRALE

Les milieux montagnards sont , en dépit de leur richesse et de leur complexité, des milieux dont les dangers sont omniprésents, car au cours de leur évolution , les versants ont engendré des événements qui ont été préjudiciables pour l'Homme et son environnement . Ainsi dès le 19^o siècle de nombreux progrès dans la prévention des risques ont été réalisés; c' est ainsi que fut créé le 4 avril 1880 le service R.T.M. (Restauration des Terrains de Montagne) pour restaurer les terrains de montagnes par des travaux de reboisement et de génie civil . Mais le risque demeure encore; car dans notre région , la présence dans le relief de quelques sortes d' héritages géomorphologiques, en l' occurrence les glaciers, les versants réglés, et les mouvements de terrain anciens caractérisent l'évolution géomorphologique des versants de la combe de la Motte Chalancon au cours du Quaternaire, favorisée par l' alternance des épisodes froides et des phases interglaciaires (marquées par le creusement des vallées) .

Mais cette instabilité induite par la dynamique des versants demeure encore aujourd'hui, favorisée par l'active reprise de l'érosion, qui en raidissant les pentes et en les incisant induit une rupture d' équilibre qui est de nature à provoquer les mouvements de terrain . Cette instabilité est en outre facilitée : par le milieu climatique à influence méditerranéenne, par l' état de fracturation des roches dures, obéissant aux deux phases de plissement orthogonaux, par la sensibilité des roches meubles à l' action de l' eau (car les formations marneuses lorsqu' elles sont imbibées d' eau jouent le rôle de couche "savon").

En dépit de la stabilité apparente que présentent les versants de la combe de la Motte Chalancon , nous attirons l' attention sur l' abondance des terrains dangereux pour l'aménagement . Car si les mouvements de terrain ne présentent pas de risques immédiats pour les aménagement et les activités humaines, on ne peut pas considérer ces versants comme stables et admettre qu'ils peuvent être du fait de leurs conditions géologiques et topographiques, ou climatiques particulières susceptibles de réactivation; car de nombreux accidents ont été la conséquence de la mauvaise occupation du sol (due à l' accroissement de la démographie et à la conquête de nouvelles terres) non précédée d'une étude préalable permettant de définir des zones à risques .

ANNEXE

BIBLIOGRAPHIE

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES FIGURES

TABLE DES PHOTOS

TABLEAUX

BIBLIOGRAPHIE

ANTOINE P. (1977) : Réflexion sur la cartographie Z.E.R.M.O.S , bilan des expériences en cours . Bull. BRGM . Sect. 3, n ° 1- 2 pp. 9- 20

ANTOINE P. et MARIE R. (1985) : Géologie et aménagement de la montagne . Bull. Sociét. Géol. France t . 1 , n ° 7 , pp. 1113 -1128 .

ANTOINE P. et PACHOUD A. (1976) : Enseignements tirés de deux essais de cartographie systématique de glissement de terrain . Bull. Liaison . Labo. Ponts et chaussées, numéro spécial II " stabilité des talus n ° 1; versant naturel" pp. 31-39.

ARCHAMBAULT M. (1966) : Essai sur la genèse des glacis d' érosion dans le Sud et le Sud-Est de la France . Mém. et Doc. du centre de Recherches documentation cartographique et géographique CNRS vol. 2 pp. 101- 143 .

ARCHAMBAULT M. (1968) : Recensement provisoire des arbres fossiles et formations forestières fossiles du bassin de la Moyenne Durance alpestre CRAS. 23-12-1968 t. 267, pp. 2284-2286 .

ARCHAMBAULT M. (1969) : Faits et point de vue nouveau sur les glacis d'érosion BAGF n ° 375-376, pp . 525-532 .

AVIAS J . (1984) : Sur la méthodologie de prévision et de prévention des risques liés aux mouvements de terrain d' origine principalement hydrique . Actes du colloque "Mouvements de terrain" Caen-Documents du BRGM n ° 35, pp. 299-308 .

BALSEINTE R. (1966) : Les climats montagnards et stations climatiques d'altitude en France . Thèse Faculté des lettres et sciences humaines de Grenoble 523p .

BÉNÉVENT E. (1926) : Le climat des Alpes françaises; Mémorial de l' office national météorologique de France, Chiron, Paris , Thèse Lettres, Grenoble,436p.

BÉNÉVENT E. (1926) : Document sur les Alpes françaises. Étude critique. R.G.A , Grenoble, T. XIV, 1926, pp. 681-764.

BIROT P. (1954) : Problèmes de morphologie karstique, Annales de Géographie.

BIROT P. (1960) : Contributions internationales à la morphogenèse des versants . Breme, 1960. 240 p.

BIROT P. (1966) : Le relief calcaire CDU 238p .

BIROT P. (1978) : De quelques problèmes géomorphologiques essentiels. Herodote, Paris, 1978, n°12, pp. 97-128, 5 fig., 1 tabl. .

BIROT P. (1981) : Processus d' érosion à la surface des continents. Masson Paris, 601p.

BIROT P. (1981) : Creusement des vallées et néofracturation des roches compactes . BAGF . Paris, 1981, 58, n ° 477/ 478, pp. 139-143, 2 fig. .

BLANCHARD R. (1945 a) : Les Alpes occidentales tome IV . Les Préalpes du Sud . 1° partie, 561p .

BLANCHARD R. (1945b) : Les Alpes occidentales tome IV . Les Préalpes du Sud . 2° partie, 393p.

BLANCHARD R. (1949) : Les grandes Alpes françaises du Sud tome V . 1° partie, 514p.

BLANCHARD R. (1950) : Les grandes Alpes françaises du Sud Tome V . 2 ° partie, 504p .

BLANCHARD R. (1956) : Les Alpes occidentales Tome VII : Essai d'une synthèse, 605p.

BODELLE J. et WEBER C. (1981) : La prévention des risques géologiques en France. Questions pour l' avenir ; Bull. Liaison. Labo. Ponts et chaussées, numéro spécial X "Risques géologiques, mouvements de terrain" pp 7- 9 .

BOMBARD J. P. (1968) : Une approche posée par l' étude des mouvements de terrain. Essai méthodologique, Thèse 3^o cycle Fac. Sciences Université de Grenoble . 271p. , 89 fig. , 42 tabl.

BONNARD CH. (1984) : Risques d' instabilité- Approche pluridisciplinaire dans la détection des glissements de terrain . Actes colloque "Mouvements de terrain" Caen . Document du BRGM n ° 35 pp 309-316 .

BONIFAY E. (1960) : Recherches sur les terrains quaternaires du Sud-Est de la France, Thèse Faculté des Sciences de l' Université de Paris, 193p ., 48 fig., 9 tabl.

BONTE A. (1970) : Le glissement de terrain, phénomène profond ou superficiel, influence de l' eau. Ann. Soc. Géol. du Nord t . XC, fascicule 4, pp395-406 .

BRAVARD Y., CHARDON M., DRESCH J. : Dynamique de l'évolution des reliefs au cours du Quaternaire. Méditerranée, Aix-en-Provence, 1987, n°2-3, pp. 37-57, 7 fig., 7 photos.

C.E.M.A.G.R.E.F (1981) : Les études de glissements de terrain . Information technique Cahier 43, n ° 5 .

C.E.M.A.G.R.E.F. (1984) : Les glissements de terrain . Groupement de Grenoble, Division protection contre les érosions . Etude n ° 194, 171p .

CARTIER G. DELMAS P. et POUGET P. (1987) : Méthodes d' analyses des risques liés aux glissements de terrain, Bull. Liais. Labo. Ponts et chaussées n° 150/151 " Risques naturels" pp 29-38 .

CARTIER G. (1981) : Recherche et étude sur les glissements de terrain. Bull. Liais . Labo . Ponts et chaussées n ° 115, pp 15-24 .

CHARDON M. , GABERT P. et JORDA M. (1984) : Alpes occidentales et Sud-Est de la France . Recherches françaises récentes sur les phénomènes périglaciaires, 25^o Congrès Géographique International, Paris , pp . 63-78 .

COZERET O. (1987) : Les mouvements de terrain dans le secteur de Champillon-Dizy-Hautvilliers, Travaux de l' Institut de Géographie de Reims. n °69-72 . pp . 129-150 . 8 fig. .

DESVARREUX P. (1970) : Recherches d'une méthode d' étude des mouvements de terrain et application pratique . Thèse docteur-ingénieur Fac . Sc. Grenoble . 126p. 67 Fig. 4 tabl. 6 photos .

DOUGUEDROIT A., SANTIGNON(M.F. de) (1984) : Les gradients de températures et de précipitations en montagne. R.G.A., Grenoble, 1984, 72, n°2/3/4

DUBAR M. (1984) : Contribution à l' étude des glacis d' accumulation des Alpes du Sud . Stratigraphie des formations étagées de la région de Digne (A.H.P.) . Recherches Géographiques de Strasbourg, n ° 22/23 pp. 41-53, 4 fig. 4 tabl.

DUMAS B . (1962) : Quelques glacis d' érosion en Fenouillède: essai de reconstitution génétique. Méditerranée n° 3, pp . 21-45, 15 photos, 1 carte, 2 croquis .

DUMAS B. (1966) : Les glacis : formes de convergence BAGF . n ° 344-45, pp.34-47

DUMAS B. (1967) : Place et signification des glacis dans le Quaternaire BAFEQ. pp.223-244 .

DUMAS B. GUÉRÉMY P. LHÉNAFF R. et RAFFY J. (1984) : Mouvements de terrain et risques associés : présentation d'un essai cartographique . Actes colloque "Mouvements de terrain" Caen Document du BRGM . n ° 35 pp. 163-171 .

DUMAS B. (1986) : Les problèmes chronologiques de la morphogenèse méditerranéenne au Quaternaire BAGF Paris, 63 n° 1 .

DUMAS B., GUÉRÉMY P. et LECOMPTE M. et al .(1987) : Mouvements de terrain et érosion hydrique dans les Baronnie méridionales, Travaux de l'Institut de Géog. de Reims . Reims, 1987, n°69-72, pp. 68-93, 7 fig., 2 phot. .

FRANCOU B. (1981) : Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire, Rev. Géog. Alpine T. LXX Fasc. 3 , pp . 271-300 .

FRANCOU B. et HETOU B . (1989) : Éboulis et autres formations de pente hétérométriques, contribution à une terminologie géomorphologique . Notes et compte rendu du groupe de travail " Régionalisation périglaciaire", fasc. XIV. pp.11-69 .

FLANDRIN J. (1966) : Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies BSGF, T. VIII , pp. 376-386, 1 fig. 1 tabl.

FLANDRIN J. et Ch . WEBER (1966) : Données géophysiques sur la structure profonde du Diois et des Baronnies BSGF T. VIII. pp. 387-392 , 1 fig.

FLAGEOLLET J.C. (1989) : Les mouvements de terrain et leur prévention, Masson, Paris, coll. géographie 224p . 119 fig . 37 ph.

GABERT J. (1965) : Terrasses et glacis d' érosion en aval de Sisteron, C.R. 90° congrès Soc. Sav. Nice T. 2 pp. 55-63 .

GABERT J. (1974) : Glacis au front des crêtes dans la région de Sisteron, contraste entre les hauts et les bas glacis . Géom . des glacis . Colloque Tours 23-24 nov. pp. 34-46 .

GABERT J. (1979) : Les terrasses de la moyenne Durance BAFEQ Paris 16, n° 3 pp. 101-108 . 1 fig . 1 carte .

GASPERIN (de M.) (1830): Annales de sciences naturelles, 1830, t. 19, pp.424-434.

GAUTIER E. (1991) : Essai d'interprétation dynamique de la phase d'accumulation holocène principale du bassin du Buëch(Alpes du Sud). Physio-Géo., n° 22/23, 1991, pp. 29-36, 2 fig. .

GOGUEL J . (1937) : Les glissements de terrain du Sud -Est de la France (Annales des ponts et chaussées pp. 47-60) .

GOGUEL J. (1944) : Le rôle des décrochements dans la tectonique du Diois . C.R. Ac. Sc. , t . 218, pp . 287 .

GOGUEL J. (1945- 1946) : Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du Diois . Bull . Serv. Carte Géol. France n ° 221 T . XLVI pp. 149-166, 15 fig.

GOGUEL J . (1946-1947) : Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors . Bull. Serv. Carte . Géol . France T . XLVI . n° 223, 46p . 31 fig. , 1 carte .

GOGUEL J. (1959) : Géologie de la France . n ° 443 . 295 p.

GOGUEL J. (1965) : Traité de tectonique . Masson 1965, 475 p .

GOGUEL J. (1980) : Géologie de l' environnement . Paris, Masson 1980 .

GRAS Sc. (1835) : Statistique géologique et minéralogique de la Drôme 296p.,1 carte, Grenoble .

GUÉRÉMY P. (1987 a) : Principes de cartographie des risques inhérents à la dynamique des versants . Travaux Inst. Géog. Reims n° 69-72 . pp . 5- 41 .

GUÉRÉMY P. (1987 b) : Géomorphologie et risques naturels : rapport introductif . Rev. Géom . Dynamique T . 34 n ° 3 pp . 98-107 .

GUÉRÉMY P. , VEJUX V. (1987) : Mouvements de terrain successifs : les glissements de terrain et coulées du versant Sud de la montagne d' Avize . Trav. de l' Inst. de Géog . de Reims n ° 69-72 . pp. 113-127 . 8 fig . 3 photos .

GUÉRÉMY P., LHÉNAFF R., MARRE A. (1991) : Mouvements de masse et évolution des formes de terrain dans le massif des Baronnies(Préalpes françaises du Sud). Zeit. für Géom., Suppl. Bd 83, pp. 211-220.

HUART D. (1980) : Les glacis de la région de Sédéron : Cahier de géographie physique n ° 3, Trav. du Labo. de Géom. et Étude du Quaternaire de Lille pp. 53-67 .

HUMBERT M. (1977) : La cartographie ZERMOS : Modalité d'établissement des zones exposées à des risques liés à des mouvements du sol et du sous-sol. Bull. BRGM . Section III, n° 1/2.

HUMBERT M. (1986) : Rapport final : géomorphologie et risques naturels .
Revue de Géom. Dynamique Strasbourg, 36, n ° 4 pp. 128-131 .

JORDA M. (1970) : Les glissements de terrain de Prads et ses enseignements
morphologiques , RGA . T . LVIII n ° 1 pp. 139-209 . 4 fig .

JOSSERAND M. (1829) : Statistique du département de la Drôme, 1829, pp.232-
234.

MARRE A. (1987) : Le mouvement de terrain de Rilly-la-Montagne (Marne) ;
naissance et évolution . Trav. Inst. Géog. Reims, 69-72, pp . 95-111, 7 fig. .

MASSEPORT J . (1960) : Le Diois et les Baronniees et leur avant -pays
rhodanien . Etude morphologique, Thèse Grenoble 478 p . édition Ville .

MASSEPORT J. (1964) : Considération sur les glacis d' érosion Nord
méditerranéen RGA . n ° 1, pp . 125-152, 4 photos .

MASUREL Y . (1977) : Les glissements de terrain de Rochessance RGA .
Grenoble, n ° 2, pp. 213-219 .

MEYZENQ C. (1979) : Les versants sous corniche de calcaires tithoniques dans
les Préalpes du Sud : une concavité parabolique . R.G.A. , T. LXVII, 1979,
pp.139-151.

MEYZENQ C. (1984) : Hautes Alpes, Ubaye , Haut Drac et les Préalpes
drômoises, Thèse de doctorat d' état , Grenoble, éd. Orphys 983 p . 151 fig . 40
tabl.

MOISSENET E. (1969) : Les glacis d' érosion dans la combe de Die BAGF
n° 375-376 . pp . 539-551 .

MORET L. (1945) : Les éboulements de terrain en montagnes . éd. de la terre
des Alpes . 52p .

MOUGIN P . (1931) : La question du reboisement des Alpes RGA t . XII, pp.
494-545 .

MOUGIN P. (1934) : Le déboisement des Alpes du Sud . Revue des Eaux et forêts pp. 194-198 .

MOUGIN P. (1973) : Les mouvements de terrain : Recherche sur les apports mutuels des études géologiques et mécaniques à l' estimation de la stabilité des pentes . Thèse de docteur-ingénieur Grenoble 295p.

NEBOIT R. (1983) : L' homme et l'érosion . Association des publications de la faculté des sciences et lettres humaines de l' Université de Clermont-Ferrant II, Nouvelle série, fascicule 17, 183p. 23 fig . 12 tabl. 6 pl.

NOVERRAZ F. (1984) : Cartographie des glissements de terrain méthode de levé, objectif et fonction des cartes d' instabilité. Actes colloque " Mouvements de terrain" Caen - Document du BRGM n ° 35 pp. 217-234 .

PAQUIER V. (1900) : Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales , Thèse Trav. Labo. Géol. Univ. Grenoble, t . V , pp. 373-806 . I-VIII, 12 fig., 8 pl.

PAQUIER V. (1902) : Etude sur la formation du relief dans le Diois et les Baronnies orientales . La géographie, pp. 197-217, 289-308, 375-391 .

PARDÉ (1959) : Sur la fonte des neiges lors des crues . La grande crue alpestre de juin 1957 . RGA pp . 385-386 .

POGGI A. (1959) : Fusion de la neige et les crues de juin 1957 Dans les Alpes françaises orientales RGA. pp. 363-374 .

RISER J. (1974) : Le système de glacis de l'Oued Aoudrez BAGF Paris 51, n° 419. pp. 239-249 . 3 tabl. 1carte .

ROBERT M. (1957) : Glissement de terrain de la Drôme : glissement de terrain de la Motte Chalancon, Lab. de Géol. de la Fac . des Sciences de Grenoble , éd. Rév. des Alpes pp. 121-127 .

RULLAN P. (1987) : Les mouvements de masse dans le bassin de Rhumel constantinois : Travaux de l' Institut de Géographie de Reims n° 69-72 pp 151-171 .

TOULEMENT M. (1990) : Qualification de l' aléa "Mouvements de terrain " dans le cadre des études préalables à la cartographie réglementaire des risques naturels prévisibles . Géol. Alp. mémoire h.s. n ° 15, " Risques naturels dans le Sud-Est de la France" . pp. 231-249 .

TRICART J. (1956) : Cartes des phénomènes périglaciaires quaternaires en France . Paris . Imprimerie nationale . 1956 . 39 p .

TRICART J. , CAILLEUX A. (1967) : Le modélé des régions périglaciaires : traité de géomorphologie t. I éd. SEDES Paris , 512 ,p. 127 fig.

TRICART J. (1965) : Principes et méthodes de la géomorphologie . Masson 1965 . 496 p .

TRICART J. (1972) : Précis de géomorphologie . Tome 2 : Géomorphologie dynamique générale . Paris SEDES 1972, 345 P.

TRICART J. , RAYNAL R. et BESANÇON J. (1972) : Cônes rocheux, pédiments, glacis . Annales de géographie Paris n ° 443 pp. 1 - 24 .

VAN COSTENOBLE M.C. (1972-1977) : Recherches géomorphologiques dans la combe de la Motte Chalancon. 69p.

VARNES D. J. (1984) : Landslide Hazard zonation : a review of principles and pratic UNESCO, Natural Hazard, 3.

VAUMAS (E. DE) (1948 a) : L' évolution géomorphologique des Alpes du Sud . Région intra-alpine . Rev. Géog. alp. t . XXXVI, pp 184-214 .

VAUMAS (E. DE) (1948b) : Structure et morphologie des Alpes du Sud, région inta-alpine et méso-alpine à propos des travaux récents . Rev. Géog. Alp. t..XXXVI, pp. 447-531 .

VAUMAS (E. DE) (1964) : Sur la morphogénèse des versants cryogéniques de nivellement par éboulis . C. R. acad. Sciences t . 258, pp. 2131-2134 .

VAUMAS (E. DE) (1965) : Observations et remarques sur les glacis RGA Tome LIII , n ° 2 , pp 205- 243, 4 fig.

REVUES LOCALES : CAHIERS DE L' OULE .

- Cahier de l' Oule (1959) : Cloches mottoises n ° 5 , 26p .
- Cahier de l' Oule (1969) n ° 8 , 24p .
- Cahier de l' Oule (1975-1987) numéro hors série, spéléologie, 66p .
- Cahier de l' Oule (1984) : Le rocher de Chalancon , 35 p .

CARTES

CARTES TOPOGRAPHIQUES

Carte topographique au 1/25.000, feuille 3138 Est Motte Chalancon.

Carte topographique au 1/50.000, massif du Diois et des Baronnies.

CARTES GÉOLOGIQUES ET NOTICES

Carte à l'échelle 1/50.000 feuille 31-38 Dieulefit

Carte à l'échelle 1/50.000 feuille 32-38 Luc-en-Diois

Carte à l'échelle 1/250.000 feuille 31-12 Valence

CARTE DE LA VÉGÉTATION ET NOTICE

Carte de la végétation à l'échelle 1/200.000 coupure Gap(France).

CARTE CLIMATIQUE ET NOTICE

Carte climatique détaillée de France à l'échelle 1/250.000, coupure Valence.

PHOTOS AÉRIENNES

Photos aériennes de 1956 à l'échelle 1/30.000 et de 1980 à l'échelle 1/14.500

TABLE DES MATIÈRES

PREMIÈRE PARTIE

pages

I- INTRODUCTION GÉNÉRALE	4
---------------------------------------	----------

DEUXIÈME PARTIE

CHAPITRE I

II- PRÉSENTATION DE LA COMBE

II-A- INTRODUCTION	7
---------------------------------	----------

II-B- GÉOLOGIE	8
-----------------------------	----------

B-1- Stratigraphie	8
---------------------------------	----------

-1-1- Caractère de la sédimentation	12
---	----

-1-2- Conséquences de cette sédimentation	15
---	----

B-2- Tectonique.....	15
-----------------------------	-----------

B-3- Les étapes de la mise en place	18
--	-----------

-3-1- Les différentes hypothèses tectoniques	20
--	----

B-4- Les formes structurales	21
---	-----------

-4-1- Les déformations	23
------------------------------	----

-4-1-1- Le plateau de la Chau.....	23
------------------------------------	----

-4-1-2- La montagne d'Oule	24
----------------------------------	----

-4-1-3- Évolution de l'anticlinal	26
---	----

-4-1-4- Le réseau hydrographique	27
--	----

II-C- CONCLUSION	29
-------------------------------	-----------

TROISIÈME PARTIE

CHAPITRE II

III- ÉVOLUTION DES VERSANTS	31
--	-----------

III-A- LA MONTAGNE DE L'EYRIAU	34
A-1- LES GLACIS	34
A-2- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN	36
A-2-1- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN ANCIENS	38
-2-1-1- La coulée fossile	38
-2-1-2- Le glissement-coulée des Bayles	39
-2-1-3- Le glissement-coulée de " la Buissière"	40
A-2-2- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN HISTORIQUES.....	42
III-A-3- IMPORTANCE DU PHÉNOMÈNE D'ÉBOULISATION.....	44
III-A-4- CONCLUSION	44
III-B- LE ROCHER DE CHALANCON	55
III-C- LA MONTAGNE DE LONGUE SERRE	58
C-1- LES GLACIS.....	58
C-2- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN	62
C-2-1- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN ANCIENS	65
-1-1- La première génération de mouvements de terrain.....	65
-1-1-1- Le mouvement de terrain de Viarad.....	65
-1-1-2- Le mouvement de terrain de Fontfroide	
-1-1-3- Le mouvement de terrain de Clapiers et le mouvement "M" ...	66
C-2-1-2- La deuxième génération de mouvements de terrain	
-1-2-1- Le mouvement de terrain de Rocher de la Buisse	67
-1-2-2- Le glissement glaci-coulée de Fontfroide.....	67
-1-2-3- Le glissement-coulée de Lescourtette.....	67
C-2-1-3- La troisième génération de mouvements de terrain	68
-1-3-1- Le glissement-coulée de la combe "la Lièvre".....	68
-3-2- Le mouvement de terrain de Béaux	69
-3-3- La coulée de la combe Chabri	70
C-2-2- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN HISTORIQUES	
-2-1- La génération des mouvements de terrain récents	71
-1-1- Le glissement-coulée de Clapiers.....	71
-1-2- La coulée de Pez	72
-1-3- La coulée de Rocher de la Buisse.....	72
-2-2- La génération des mouvements de terrain actifs.....	72
2-1- Les coulées de la combe " la Lièvre"	73
C-3- IMPORTANCE DU PHÉNOMÈNE D'ÉBOULISATION	
C-4- CONCLUSION	74

III-D- LA MONTAGNE DES RUELLES	85
III-D-1- LES GLACIS.....	85
III-D-2- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN	92
-2-1- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN ANCIENS	
-1-1- Le glissement de la Chau.....	92
-1-2- Les mouvements de Rocher Barlet et de "la Dindasse".....	94
-1-3- Le mouvement de terrain de la moitié nord du versant	95
-1-4- Le mouvement de terrain de Serre de la Grande Jasse.....	96
-1-5- Le mouvement de terrain de Baritelle.....	96
-2-2- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN HISTORIQUES.....	97
-2-1- La génération des mouvements de terrain récents.....	97
-1-1- La coulée de 1933	98
-1-2- La coulée de 1936.....	98
-2-2- La génération des mouvements de terrain actifs	99
-2-1- La coulée de Saint-Antoine	99
-2-2- La coulée de Bonconvenant.....	99
-2-3- La coulée de Baritelle	99
III-D-3- IMPORTANCE DES PHÉNOMÈNES D'ÉBOULISATION	99
III-D-4- CONCLUSION	100
III-E- LA MONTAGNE D'OULE	110
III-E-1- LES GLACIS	112
III-E-2- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN	116
-2-1- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN ANCIENS.....	116
-1-1- Première génération de mouvements de terrain.....	117
-1-3- Deuxième génération de mouvements de terrain	117
-2-2- LES MOUVEMENTS DE TERRAIN HISTORIQUES	118
-2-1- La génération des mouvements de terrain anciens.....	118
-2-2- La génération des mouvements de terrain récents	120
-2-3- La génération des mouvements de terrain actifs	126
III-E-3- IMPORTANCE DU PHÉNOMÈNE D'ÉBOULISATION.....	126
III-E-4- CONCLUSION.....	126
III-F- CONCLUSION: CORRÉLATION ENTRE LES DIFFÉRENTS	
VERSANTS: Éssai de chronologie relative	133
III-G- QUELQUES FORMES KARSTIQUES	137

QUATRIÈME PARTIE

CHAPITRE III

IV- LES FACTEURS DE L'INSTABILITÉ DES VERSANTS	
IV-A- LES FACTEURS GÉOLOGIQUES	140
IV-B- LES FACTEURS BIOCLIMATIQUES	142
IV-B-1- LE CLIMAT.....	142
-1-1- Introduction descriptive et travaux anciens.....	142
-1-2- Les températures et précipitations	143
-2-1- Rappel.....	143
-2-2- Les températures.....	143
-2-3- Nombre de jours et intensité de précipitations.....	144
-2-4- Variabilité interannuelle(déciles extrêmes).....	144
-2-5- Hauteur du manteau neigeux	145
-1-3- Précipitations : Fréquence et variabilité interannuelle	145
-3-1- Les précipitations mensuelles.....	145
-1-1- Les mois où les précipitations sont abondantes	148
-1-2- Les mois où les précipitations sont faibles	148
-1-3- Les mois de transition	149
-3-2- La répartition saisonnière.....	149
-3-3- La variabilité interannuelle.....	150
-1-4- Précipitations: Évolution chronologique à long terme	151
-4-1- Régime saisonnier des précipitations	151
-4-2- Irrégularité interannuelle des précipitations.....	154
-1-5- Récapitulatif.....	154
IV-B-2- LA VÉGÉTATION	156
IV-B-3- CONCLUSION.....	158
IV-C- LE FACTEUR PENTE	159
IV-D- LES FACTEURS ANTHROPIQUES	160

CINQUIÈME PARTIE

CHAPITRE IV

V- LES ÉTAPES DE LA MORPHOGENÈSE QUATERNAIRE	161
V-A- LES ÉTAPES DE CREUSEMENT	161
A-1- Les terrasses	162
A-2- Les glacis étagés.....	162
V-B- SIGNIFICATION PALÉOCLIMATIQUE DES GLACIS ET DES TERRASSES	163
B-1- Rapports glacis-terrasses	164
V-C- RAPPORTS MOUVEMENTS DE TERRAIN-GLACIS.....	164
V-D- CONCLUSION	166
-D-1- Place des mouvements de terrain dans l'évolution quaternaire.....	166
-D-2- Essai d'interprétation de la chronologie relative dans la stratigraphie quaternaire.....	167

SIXIÈME PARTIE

CHAPITRE V

VI- LA CARTOGRAPHIE GÉOMORPHOLOGIQUE	171
VI-A- LA CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE	171
-A-1- La représentation des formes superficielles et sous-jacentes.....	171
-A-2- La représentation des formes	172
VI-B- LA CARTE DES ALÉAS NATURELS	173
B-1- Introduction.....	173
B-2- Le risque naturel.....	173
B-3- Cartographie des aléas naturels.....	174
-3-1- Historique	174
-3-2- Le principe de la cartographie des aléas naturels.....	174
-3-3- Le critère de gradation des aléas naturels	175

SEPTIÈME PARTIE

VII- CONCLUSION GÉNÉRALE.....	179
--------------------------------------	-----

ANNEXE

BIBLIOGRAPHIE	180
TABLE DES MATIÈRES	191
TABLES DES FIGURES	197
TABLE DES PHOTOS.....	200
TABLEAUX	203

TABLE DES FIGURES

	pages
Fig . 1 : Croquis de localisation . Situation géographique de la combe de la Motte Chalancon	3
Fig . 1a : Coupe lithostratigraphique des versants de la combe de la Motte Chalancon	10
Fig . 2 : Répartition schématique des faciès géologiques dans les Préalpes du Sud.....	13
Fig . 3 : Coupe structurale du Diois et des Baronnies et leur bordure	17
Fig . 4 : Aspect morphologique de la combe de la Motte Chalancon.	22
Fig .5 : Coupe géologique du versant occidental de la montagne d' Oule (petit synclinal pincé entre les " terres noires " et les calcaires tithoniques).	25
Fig . 6 : Esquisse de la structure géologique de la région de la Motte Chalancon et ses environs	26
Fig . 7 : Coupe A du versant Sud de la montagne de l' Eyriau passant par Serre la Casse	35
Fig . 8 : Coupe B du versant Sud de la montagne de l' Eyriau passant par la ferme des Bayles	37
Fig. 9 : Evolution du versant de la montagne de l' Eyriau par rapport au glissement-coulée des Bayles (rapport entre glissement-coulée des Bayles et les glacis étagés de Serre la Casse et de Réchas)	41
Fig. 10 : Carte géomorphologique du versant Sud de la montagne de l'Eyriau....	46
Fig . 11 : Coupe du versant Sud du rocher de Chalancon.	57

Fig. 12 : Coupe passant par "le Viarard " : extrémité Sud du versant de la montagne de Longue Serre	60
Fig . 13 : Coupe stratigraphique de l' extrémité inférieure du glacis de "la Pattaque" : extrémité Sud du versant de la montagne de Longue Serre	60
Fig . 14 : Coupe passant par Fontfroide : centre du versant de la montagne de Longue Serre	61
Fig. 15 : Coupe passant par Lescourtette : moitié Nord de la montagne de LongueSerre.....	64
Fig . 16 : Carte géomorphologique du versant Est de la montagne de Longue Serre	75
Fig . 17 : Schéma structural de la montagne des Ruelles (Nord de Rottier)	86
Fig . 18 : Coupes schématisant l' évolution du versant Nord-Nord-Ouest de la montagne des Ruelles	86
Fig . 19 : Coupe passant par le replat de la Chau (extrémité Sud-Est de la montagne des Ruelles)	88
Fig . 20 : Coupe passant par "la Dindasse", Rocher Barlet, orientée Nord-Sud : Extrémité Nord du replat de la Chau (montagne des Ruelles)	89
Fig . 21 : Coupe passant par " la Dindasse ", Rocher Barlet , orientée Est- Ouest : Extrémité Nord du replat de la Chau (montagne des Ruelles)	91
Fig . 22 : Coupe passant par Baritelle et Sertorin : partie centrale du versant occidental de la montagne des Ruelles	93
Fig . 23 : Carte géomorphologique du versant occidental de la montagne des Ruelles	102
Fig .24 : Coupe passant par le versant Nord de la montagne d' Oule : Entre les mouvements de terrain de novembre 1829 et juin 1957	114



- Fig . 25 : Coupe passant par le versant occidental de la montagne d' Oule : partie centrale115
- Fig . 26 : Carte géomorphologique des versants Nord, occidental, et oriental de la montagne d' Oule128
- Fig . 27 : Hauteur des précipitations mensuelles (station de Luc-en-Diois, 1951-1980)146
- Fig . 28 : Hauteur des précipitations mensuelles (station de Montauban sur Ouvèze , 1951-1980)147
- Fig . 29 : Irrégularité interannuelle des précipitations au cours de l'évolution chronologique à long terme. Stations de Luc-en-Diois (1964-1991) et de Montauban sur Ouvèze(1948-1991155).....155
- Fig. 30 : Carte de la végétation des versants de la combe de la Motte Chalancon..157
- Fig. 31 : Première coupe traduisant les rapports glacis-terrasses (versant de Longue Serre).....165
- Fig. 32 : Deuxième coupe traduisant les rapports glacis-terrasses (versant d'Oule).165
- Fig .33 : Carte des aléas naturels des versants de la combe de la Motte Chalancon178

TABLE DES PHOTOS

	pages
Photo I : Versant Sud de la montagne de l' Eyriau : Niveaux de glacis	47
Photo II : Versant Sud de la montagne de l' Eyriau : Mouvements de terrain	48
Photo III: Versant Sud de la montagne de l' Eyriau : Extrémité occidentale: Traces d' éboulements récents et mouvements de terrain	49
PhotoIV: Versant Sud de la montagne de l' Eyriau : Partie centrale : épaisse couche de calcaires tithoniques présentant un court versant réglé; versant réglé sous corniche, ravinements et coulée active de Serre la Casse	50
Photo V : Versant Sud du rocher de Chalancon	51
Photo VI: Versant Sud de la montagne de l' Eyriau: quelques coulées actives ...	52
Photo VII: Versant Sud de la montagne de l' Eyriau : Extrémité occidentale : Mouvements de terrain	53
Photo VIII: Versant Sud de la montagne de l' Eyriau : Extrémité occidentale : les coulées récentes et bas glacis	54
Photo IX : Versant oriental de la montagne de Longue Serre : Extrémité Sud du versant : glacis et mouvements de terrain	76
Photo X : Versant oriental de la montagne de Longue Serre : Moitié Nord du versant : Glacis de Lescourtette	77
Photo XI: Versant oriental de la montagne de Longue Serre : Partie centrale : Glissement glacis-coulée de Fontfroide	78
Photo XII: Versant oriental de la montagne de Longue Serre: Partie centrale : Glacis de Fontfroide	79

- Photo XIII: Versant oriental de la montagne de Longue Serre : Moitié Sud du versant: Corniche fissurée et Mouvements de terrain de la combe "la Lièvre"80
- Photo XIV : Versant oriental de la montagne de Longue Serre : Extrémité Nord du versant : Mouvements de terrain ancien et récent des Clapiers81
- Photo XV : Versant oriental de la montagne de Longue Serre : Extrémité Nord du versant : Mouvement récent des Clapiers (vue de face)82
- Photo XVI : Versant oriental de la montagne de Longue Serre : Moitié Nord du versant: Mouvement ancien de Béaux83
- Photo XVII: Versant oriental de la montagne de Longue Serre : Partie centrale du versant : Crevasse récente sur la coulée de la combe Chabri83
- Photo XVIII: Versant oriental de la montagne de Longue serre : Extrémité Sud du versant : Glacis de Viarard et brèche en voie de karstification84
- Photo XIX: Versant occidental de la montagne des Ruelles : Moitié Nord-Nord-Ouest du versant : Mouvements de terrain et blocs rocheux disloqués103
- Photo XX : Versant occidental de la Montagne des Ruelles : Partie centrale du versant: Mouvements de terrain104
- Photo XX I: Versant occidental de la montagne des Ruelles : Partie centrale du versant: Mouvements de terrain anciens et récents105
- Photo XXII : Versant occidental de la montagne des Ruelles : Extrémité Nord du replat de la Chau : Mouvements de terrain anciens de "la Dindasse "et Rocher Barlet106
- Photo XXIII : Versant occidental de la montagne des Ruelles : Partie centrale du versant: Glacis dégradé de Clot Chevalier107
- Photo XXIV : Versant occidental de la montagne des Ruelles : Partie centrale du versant : Gros blocs de la coulée de 1933 (environs de combe Bernard).108

- Photo XXV : Versant Sud de la montagne des Ruelles : Replat de la Chau, glacis, Motte Vieille etc.109
- Photo XXVI : Versant occidental de la montagne d' Oule : Mouvements de terrain, glacis et ravinements129
- Photo XXVII : Versant occidental de la montagne d' Oule : Extrémité Sud du versant: Mouvement de terrain , glacis et ravinements129
- Photo XXVIII : Versant Nord de la montagne d' Oule : Escarpement de tête du mouvement de novembre 1829, et dalles de calcaires turoniens représentant le rocher Saint-Martin.130
- Photo XXIX : Versant Nord de la montagne d' Oule: Escarpements de tête du mouvement de novembre 1829 et mouvement de juin 1957 et ravinements....130
- Photo XXX : Versant Nord de la montagne d' Oule : Mouvement de juin 1957 : coulée active (partie aval).131
- Photo XXXI : Versant oriental de la montagne d' Oule : Rocher Saint-Martin, Escarpement réactivé d'un ancien mouvement de terrain131
- Photo XXXII : Versant occidental de la montagne d' Oule: Extrémité Nord : Serre des Aiguilles, glacis de Serre des Aiguilles , ravinements132

TABLEAUX

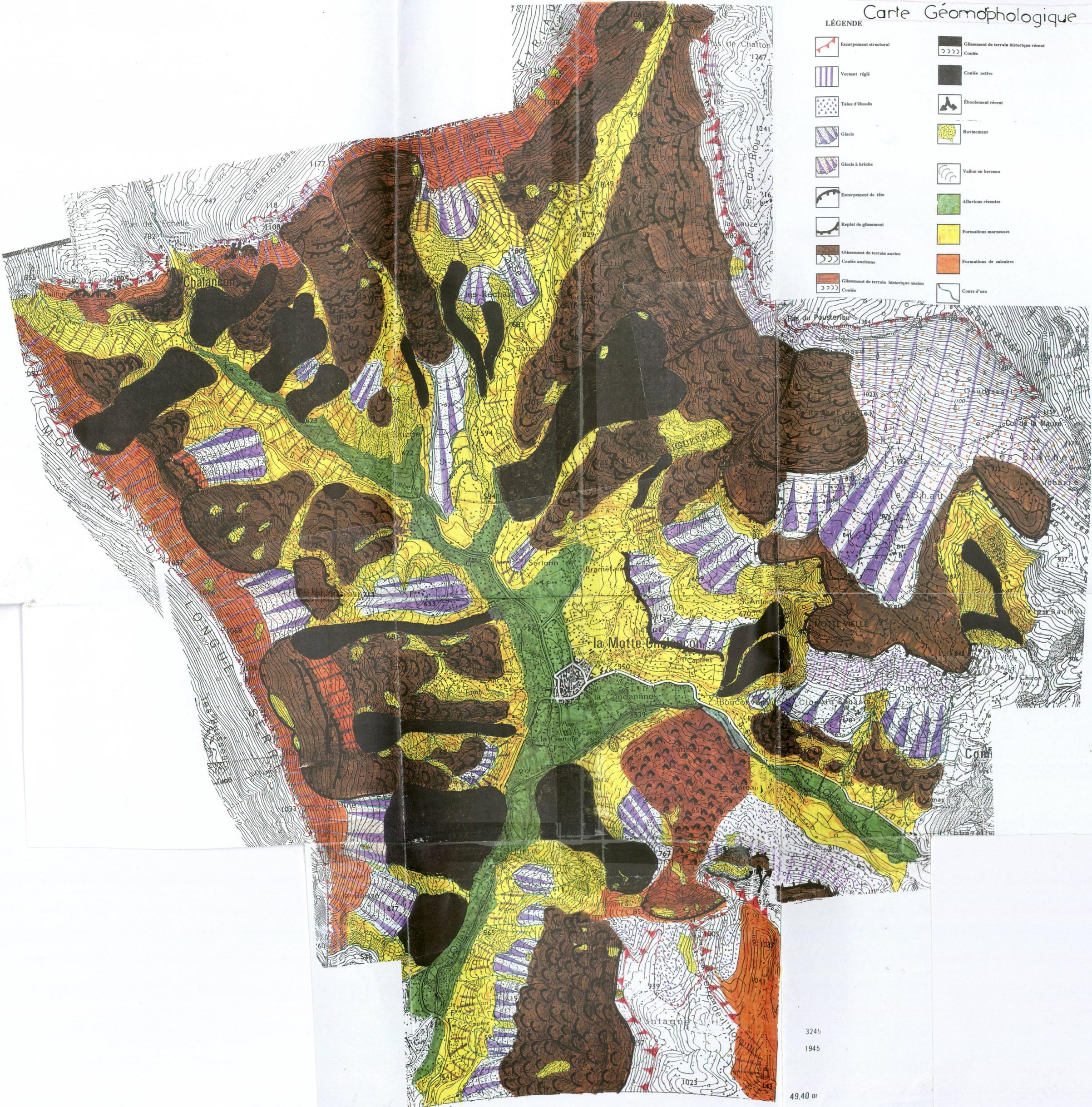
pages

Tableau n °1: L' âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronniees.	16
Tableau n°2: Corrélations entre les différents versants de la combe de la Motte Chalancon : essai de chronologie relative.	136
Tableau n°3: Hauteur des précipitations : données statistiques mensuelles. Station de Luc-en-Diois (1951-1980)	146
Tableau n° 4: Hauteur des précipitations: données statistiques mensuelles. Station de Montauban sur Ouvèze (1951-1980)	147
Tableau n° 5: Régime des précipitations saisonnières . Stations de Luc-en-Diois et de Montauban sur Ouvèze (1951-1980)	150
Tableau n°6: Répartition saisonnière des précipitations au cours de l'évolution chronologique à long terme. Stations de Luc-en-Diois(1964-1991) et de Montauban sur Ouvèze (1948-1991)	151
Tableau n° 7: Précipitations moyennes(Luc-en-Diois, 1964-1991).....	152
Tableau n° 8: Précipitations moyennes (Station de Montauban sur Ouvèze,1948-1991).....	153
Tableau n°9 : Essai d'interprétation de la chronologie relative dans la stratigraphie quaternaire.....	169

Carte Géomorphologique

LÉGENDE

- | | |
|---|---|
|  Escarpement structural |  Glissement de terrain historique récent |
|  Versant réglé |  Coulée |
|  Talus d'éboulis |  Éboulement récent |
|  Glacis |  Ravinement |
|  Glacis à brèche |  Vallon en berceau |
|  Escarpement de tête |  Alluvions récentes |
|  Replat de glissement |  Formations marneuses |
|  Glissement de terrain ancien |  Formations de calcaires |
|  Coulée ancienne |  Cours d'eau |
|  Glissement de terrain historique ancien | |



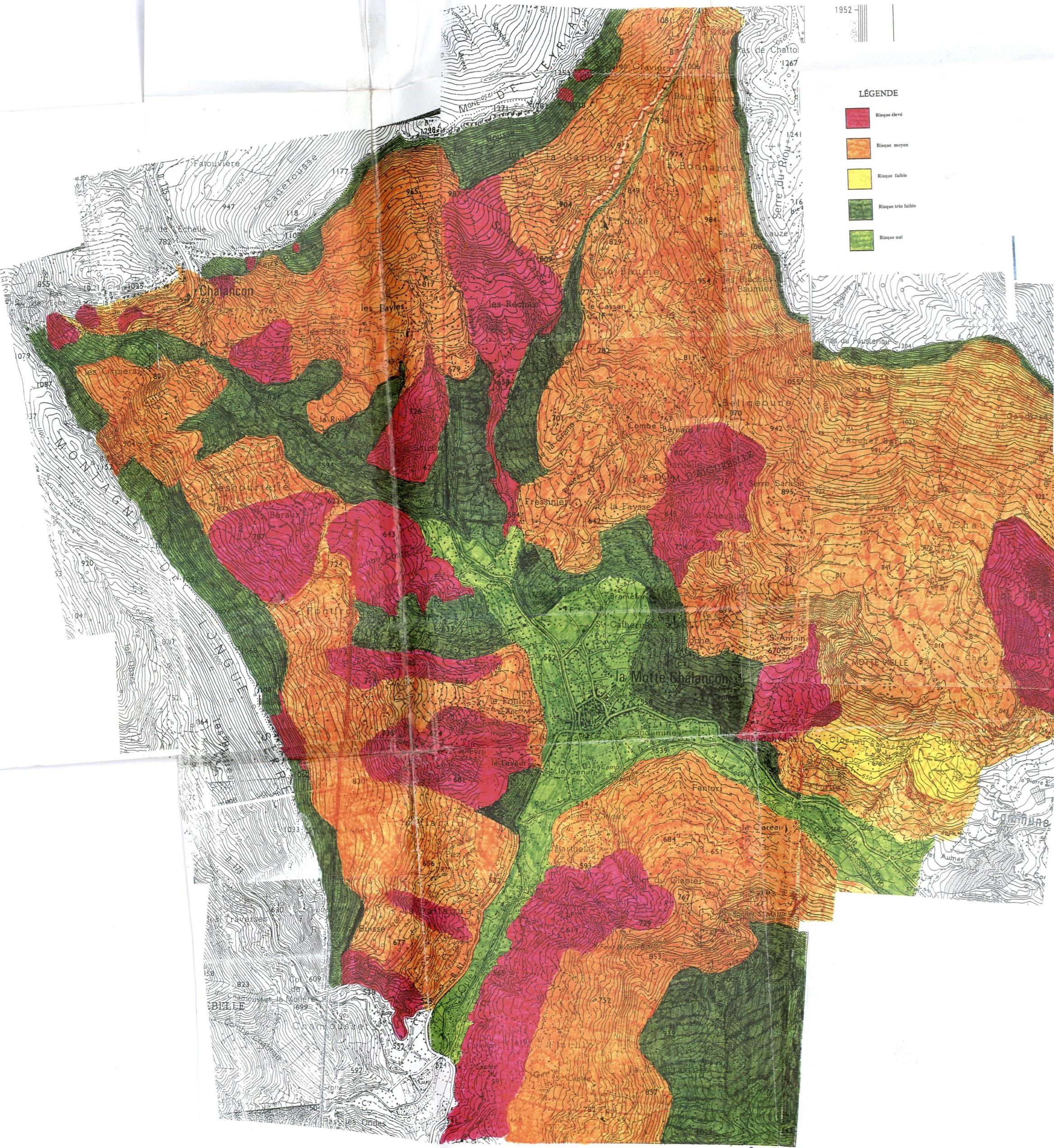
3245

1945

49.40 or

LÉGENDE

- Risque élevé
- Risque moyen
- Risque faible
- Risque très faible
- Risque nul



Mots clés : Cartographie - Aléas naturels - Mouvements de terrain - Glacis - Instabilité - Dynamique des versants - Chronologie relative - Contexte morphostructural - Domaine périglaciaire - Massif Préalpin du Sud - Diois et Baronnies

Résumé

Le Diois et les Baronnies sont limités au Nord par le Vercors et au Sud par le Ventoux et la montagne de Lure, à l'Ouest par la vallée du Rhône et à l'Est par la vallée du Buëch. Leurs reliefs qui se raccordent à des axes structuraux d'orientation N-S en Vercors et E-W en Provence présentent plusieurs types de paysages dont les plus fréquents et les plus peuplés sont donnés par les combes où les horizons sont limités par les crêts de calcaires tithoniques surmontant des versants entaillés par les ravins dans les marnes noires du Jurassique.

Cette constitution lithologique est favorable à la mise en place des différentes phases d'instabilité (éboulements ou écroulements rocheux, glissements de terrain, coulées) et de phase de lissage (versants réglés, glacis) qui ont lieu pendant les périodes froides du Quaternaire. Ainsi les versants de la combe de la Motte Chalancon, intégrés dans cet ensemble, présentent des témoignages de ces différentes formes au cours de leur évolution géomorphologique. L'étude des rapports entre ces formes héritées dont les plus récentes sont historiques (mouvements de terrain) permet d'établir une chronologie relative basée sur les critères d'antériorité et de postériorité, et de replacer cette chronologie relative dans la stratigraphie quaternaire.

Abstract

The Diois and the Baronnies are limited to the north by the Vercors and to the south by the Ventoux and the Lure mountain, and to the West by the Rhône valley and to the East by the Buëch valley. Their reliefs which connect at structural axis with N-S (in Vercors) and E-W (in Provence) directions, present several blocks of landscapes whose the most frequent and the most populated are given by depressions where summits are bordered by crest of tithonic limestone towering above slopes notched by gully in black marl of Jurassic.

This lithologic arrangement is favourable for instability (rockfalls, landslides, earthflows and debris-flow) and the "smooth" landforms (Richter denudation slopes, glacis) with taken place during quaternary cold periods. Thus, the slopes of la Motte Chalancon coomb, integrated into this whole, present evidence of these different forms during their geomorphologic evolution. the relation between these forms emphasize a relative chronology based one's precedence and latence, and to put it back in the quaternary stratigraphy.