

Les argiles litées du Trièves (Isère) ; conditions de gisement et exemples de propriétés géotechniques

par PIERRE ANTOINE *, ANDRÉ GIRAUD *, GUY MONJUVENT **

Mots clés. — Argile (Sédimentation palustre), Pléistocène récent, Litage, sédimentation lacustre, Sédimentation glaciaire, Argile minérale, Glissement terrain, Granulométrie, Essai laboratoire, Essai *in situ*, Pressiométrie, Isère (Trièves).

Résumé. — Les grandes vallées des Alpes dauphinoises renferment des masses d'argiles litées, d'origines diverses, se présentant dans des contextes stratigraphiques et morphologiques variés.

Il s'agit soit d'argiles lacustres ou palustres de type interglaciaire, soit d'argiles glacio-lacustres d'obturation glaciaire ou cataglaciale, dont l'âge s'étage de l'Inter-glaciaire Riss-Würm à l'Actuel.

Dans le Trièves (Isère), ces argiles litées sont bien connues et des études géotechniques ont permis d'approcher le comportement mécanique de ces matériaux.

The varved clays of Trièves area (Isère) ; layering conditions and examples of geotechnical properties

Abstract. — The main valley in the french Alps of Dauphiné contain huge masses of layered clays from different origins, occurring in various morphological and structural context.

They are either lacustrine-type clays, or glacio-lacustrine, originated from valley obturations by ice flows during anaglacial or cataglacial periods, ranging in age from Riss-Würm interglacial to late Würmian.

In Trièves area (Isère), these layered clays are widespread and some geotechnical studies allow an approach of their mechanical behaviour.

I. — LES ARGILES LITÉES QUATÉRNAIRES DU DAUPHINÉ.

Les argiles litées (ou varvées) ¹ sont très fréquentes dans les vallées des Alpes du Dauphiné (fig. 1). On les rencontre dans deux secteurs principaux : la vallée de l'Isère du seuil de Rovon en aval au confluent de l'Arc en amont, les vallées du Drac et de ses affluents de rive gauche de Sinard au pied du col Bayard. Bien que généralement de faciès très semblables, elles sont d'origine et d'âges divers.

Trois formations argileuses différentes ont été identifiées depuis longtemps dans la vallée de l'Isère : les argiles d'Eybens, de La Flachère et de Moirans. Les plus célèbres, celles d'Eybens, n'ont été connues longtemps que sur le site même de l'exploitation et ont donné lieu à de nombreuses hypothèses quant à leur origine et à leur âge ; les argiles à lignites de La Flachère (ou de la Buisserie) sont aussi l'objet de controverses stratigraphiques.

Plusieurs formations d'argiles existent aussi dans la vallée du Drac où leur extension généralisée n'a été établie que récemment [Lambert et Monjuvent, 1968 ; Monjuvent, 1971], dans une série de bassins d'importance très variable : Matheysine, Trièves, Beaumont, Champsaur. Elles sont également d'origine et de chronologie variées (cf. tabl. I).

Quelle que soit leur origine, l'existence des argiles du Dauphiné est directement en rapport avec le phénomène glaciaire : glaciation rissienne pour les argiles d'Eybens, déposées dans le lac de sur-

creusement façonné par le glacier de l'Isère dans la combe de Savoie, le Grésivaudan et l'ombilic de Moirans ; glaciation wurmienne pour les autres. Au Würm, en effet, les vallées de l'Isère et du Drac ont été envahies par deux fois par les glaciers, mais incomplètement en ce qui concerne le Drac. Lors de la première extension, la plus importante, attribuée hypothétiquement au début de la glaciation (Würm II), une grosse diffluence du glacier de l'Isère a remonté la basse vallée du Drac, barrant son issue aval. Les autres glaciers, plus modestes, ont aussi barré des secteurs de vallée : confluent Drac-Bonne pour le glacier de la Bonne, bas-Champsaur pour le glacier de la Séveraisse. Il en est résulté une série de lacs de barrage (ou d'obturation) glaciaire dans les parties de vallée intermédiaires : Trièves, Beaumont, Champsaur, dans lesquels eut lieu une sédimentation glacio-lacustre où les argiles litées tiennent une grande place (fig. 2). Après leur retrait, les dépressions occupées par les glaciers à l'intérieur de leurs moraines terminales (ou dépressions centrales) se sont transformées en lacs d'ombilic (La Mure, Lesdiguières, Saint-Bonnet), où se sont déposés des sédiments glacio-lacustres cataglaciaux ou de récession glaciaire ², parmi lesquels des argiles

* I.R.I.G.M., B.P. 53 X, 38041 Grenoble.

** C.N.R.S., Institut Dolomieu, rue Maurice Gignoux 38000 Grenoble.

Note présentée oralement à la séance du 20 mars 1980, manuscrit définitif reçu le 19 janvier 1981.

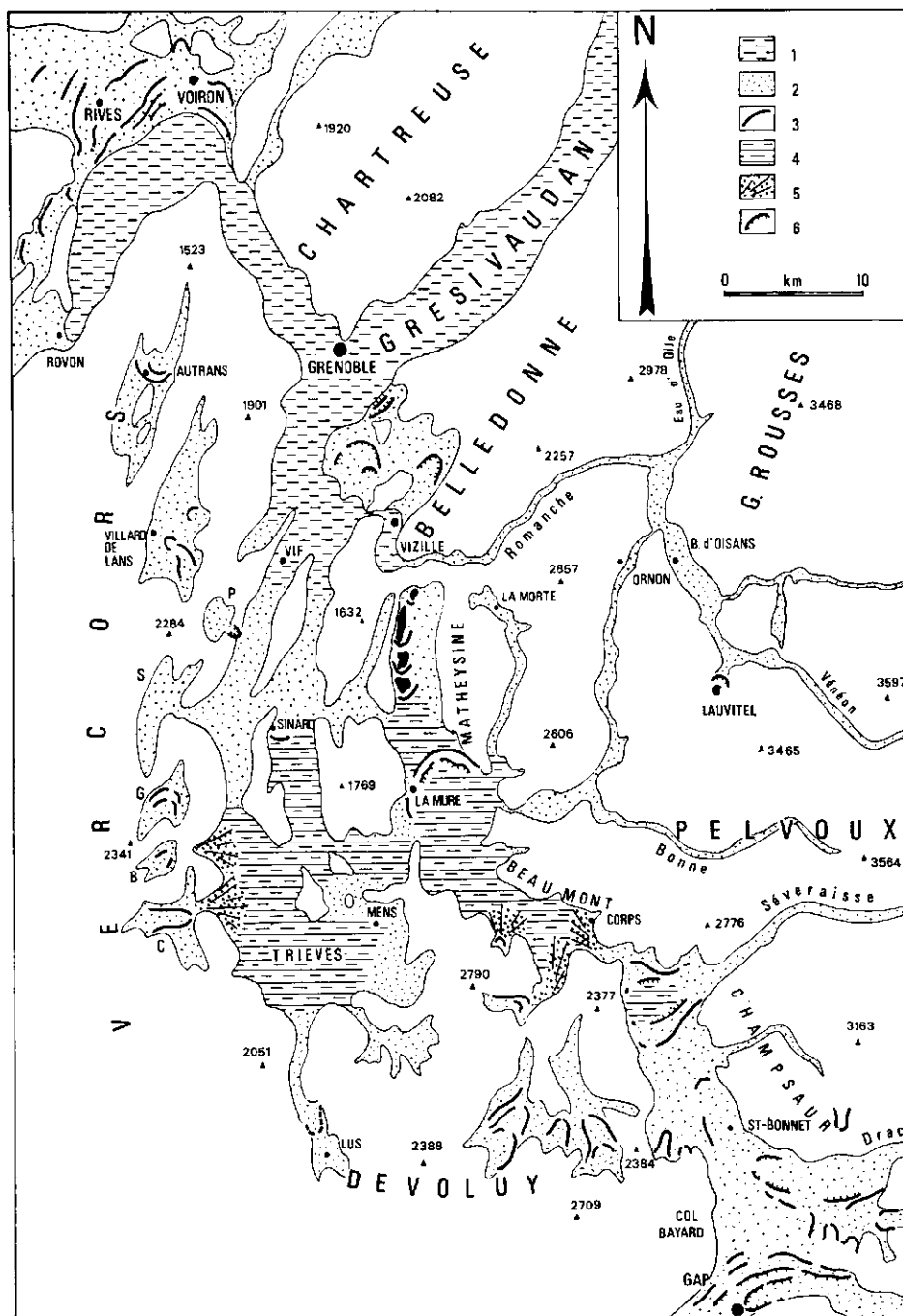


FIG. 1. — Carte schématique du Quaternaire Drac - Grésivaudan [d'après G. Monjuvent, 1973].

1 : basse plaine de l'Isère-Drac, dont les alluvions récentes recouvrent les dépôts lacustres interglaciaires Riss-Würm (argiles d'Eybens); 2 : formations morainiques et alluviales wurmiennes; 3 : principaux arcs morainiques terminaux du maximum de Würm (W II); 4 : lacs glaciaires du maximum de Würm (W II), comblés essentiellement par des argiles litées; 5 : principaux deltas glacio-lacustres issus des glaciers locaux, W II; 6 : principaux arcs morainiques terminaux de la Recurrence (W III), sauf Lauvitel (probablement W IV). Bassins glaciaires locaux du Vercors : P. Prêlenfrey; S : Saint-Andéol; G : Gresse; B : La Bâtie; C : Chichilianne. Les moraines de Lus (différence de la Croix-Haute) sont Riss ancien.

Localisation \ Stratigraphie	ISERE	TRIEVES	MATHEYSINE	BEAUMONT	CHAMPSAUR
Alluvial et Lacustre Post-Würm	Argiles de Moirans Argiles de La Rivière		Argiles du Marais de La Mure		
Glacio-lacustre cataglaciale Würm III				Argiles de Siévoz	
Glacio-lacustre cataglaciale Würm II				Argiles de La Mure	Argiles de Lesdiguières Argiles de Saint-Bonnet
Glacio-lacustre d'obturation Würm II		Argiles du Trièves Argiles de La Motte d'A.	Argiles de Matheysine	Argiles du Beaumont Argiles des Garguettes	Argiles de Saint-Eusèbe
Palustre interstadiaire Würm I	Argiles à lignites (La Flachère)				
Lacustre interglaciaire Riss-Würm	Argiles d'Eybens				

TABL. I. — Répartition géographique et stratigraphique des argiles litées quaternaires du Dauphiné.

litées qui ont pu se terminer par le dépôt de sédiments palustres (tel semble être le cas des argiles à lignites de La Flachère). Enfin une seconde poussée des glaciers s'est produite, vraisemblablement vers la fin du Würm (Würm III), au cours de laquelle les glaciers sont revenus presque au même point, notamment dans le Drac. Mais cet épisode n'a pas eu les mêmes effets : aucune obturation glaciaire notable, une seule dépression centrale à sédimentation argileuse conservée (Siévoz, dans l'aval du Beaumont). Dès la fin du premier épisode, le réseau hydrographique du Drac s'enfonça, non sans une interruption lors du second, dans le remblaiement glacio-lacustre et le substratum. Il en résulte que les argiles du Drac affleurent aujourd'hui largement et généralement sur toute leur épaisseur, contrairement à celles de l'Isère qui sont pour la plupart enfouies sous le remblaiement récent de la plaine. Un ultime épisode lacustre eut lieu dans l'ombilic de Moirans (terrasse de La Rivière), avant le dépôt des dernières argiles de débordement de la basse plaine de l'Isère.

II. — LES ARGILES DU TRIÈVES (fig. 2).

Parmi les argiles litées répandues dans le bassin du Drac, nous nous attacherons à étudier plus en détail celles que l'on rencontre dans tout le bassin de l'Ebron et la vallée du Drac entre Sinard et

La Mure jusqu'à une altitude maximale de 750 m environ. Elles se sont déposées dans un lac de barrage glaciaire retenu en aval par le glacier de l'Isère remontant la basse vallée du Drac pendant l'épisode d'extension maximale du Würm, le lac du Trièves. Elles apparaissent directement en surface ou sous une mince couverture de sables et cailloutis deltaïques puis fluviatiles qui constituent le comblement final du bassin. Ce bassin n'était pas une dépression régulière comme le Grésivaudan, mais un réseau de vallées, analogue à l'actuel, aux versants escarpés et renfermant un système de deux terrasses caillouteuses étagées attribuées au Riss et au début du Würm. De ce fait, leur substrat était très accidenté, ce qui explique que leur puissance peut varier sur une courte distance de 0 m jusqu'à un maximum de l'ordre de 200 m.

On connaît relativement bien leur structure et leur nature minéralogique. Il s'agit d'un complexe d'argiles, silts et sables à dominante argileuse dont le faciès varie tant verticalement que latéralement. Dans le centre du bassin, la série à bancs alternants de sables fins, silts et argiles sur une quarantaine de mètres à la base, devient silteuse et argileuse puis uniquement argileuse au sommet. Vers l'amont des vallées, les argiles se chargent progressivement en sables depuis la base, qui finissent par prédominer, sauf vers le sommet. Au pied du Vercors, les argiles s'interstratifient avec des dépôts grossiers glacio-

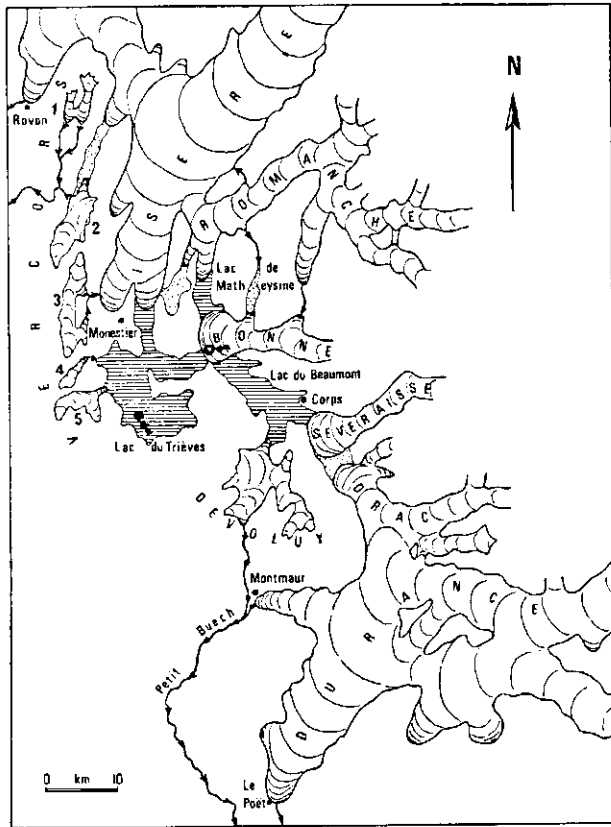


FIG. 2. — Extension des glaciers au maximum du Würm et localisation du lac de barrage glaciaire du Trièves [d'après G. Monjuvent, 1973].

→ ● Secteur de Monestier-du-Percy ; → ○ Secteur de Ponsonnas.

lacustres, fluvio-glaciaires et glaciaires émis par les glaciers locaux de Chichilianne et La Bâtie notamment (Cielles, Saint-Michel-les-Portes). Il est ainsi établi que le lac du Trièves correspond bien à une extension importante des glaciers alpins.

Le faciès des argiles du Trièves est tout à fait semblable à celui des argiles d'Eybens : lits alternativement clairs et sombres, d'épaisseur plus variable cependant (millimétrique à pluricentimétrique, voire décimétrique), très régulièrement horizontaux, sans ravinement mais affectés parfois de *slumpings*. Comme à Eybens la surface des lits est souvent parsemée de fines paillettes de muscovite ce qui en facilite le détachement en plaques ou feuilles pouvant atteindre plusieurs mètres. Mais, contrairement à ces dernières, elles renferment localement des éléments grossiers : cailloux dont galets striés généralement en petits paquets ou « nids », blocs rocheux de tailles diverses, blocs d'argiles morainiques. Ces corps ont perturbé le litage sous-jacent comme s'ils s'étaient enfoncés dans une matière

fluide. Il s'agit d'éléments morainiques flottés dans des blocs de glace et lâchés sur le fond après fusion. De telles figures n'ont jamais été rencontrées dans les argiles de type Eybens.

La sédimentologie des argiles du Trièves n'a été encore que partiellement étudiée. A Monestier de Percy, deux analyses montrent que les particules $< 2 \mu$ constituent 40 % du matériel des lits clairs, 60 % des lits sombres, les carbonates respectivement 50 et 25 %.

Leur composition minéralogique est bien connue [Huff, 1974] : illite dominante (65-85 %), chlorite (10-30 %), interstratifiés expansibles mal cristallisés illite-smectite ($< 10 \%$) ; un peu de quartz et de feldspath. Illite et chlorite sont bien cristallisées, avec parfois de l'illite faiblement dégradée ($< 5 \%$) ; la chlorite est une variété riche en fer.

La distribution des minéraux argileux est très uniforme, tant verticalement que latéralement dans tout le bassin. Les variations mineures notées n'apparaissent pas en corrélation significative avec les changements de faciès. Il n'y a de même aucune différence sensible entre lits clairs et sombres.

Une question s'est posée relativement à cette composition minéralogique en regard de celle des formations avoisinantes du substratum susceptibles d'avoir été des sources d'argile ; grès micacés et schistes noirs silteux du Carbonifère, contenant surtout des illites bien cristallisées avec traces de chlorite, calcaires argileux du Lias contenant illite et chlorite bien cristallisées, schistes noirs du Jurassique moyen contenant :

Bajocien inférieur : illite et chlorite semblables à celles des argiles du Trièves ;

Bathonien : allevardite interstratifiée d'un peu de chlorite ;

Callovien-Jurassique supérieur : allevardite dominante, un peu de chlorite.

Cette allevardite qui se trouve dans des formations largement affleurantes du bassin n'apparaît jamais dans les argiles glacio-lacustres (46 échantillons analysés). L'auteur (Huff) s'est posé la question de cette absence d'un minéral du substrat, le rattachant au problème plus général de l'origine des argiles des lacs glaciaires. Il en conclut à un taux d'érosion du substratum relativement bas pendant l'existence du lac (glaciation wurmienne) et à une source d'argile extérieure à la vallée du Drac. Il localise cette source dans les roches cristallines des cirques glaciaires du Pelvoux (érosion glaciaire de sols préglaciaires ou altération géochimique des particules du *bed-rock* pendant le transport glaciaire).

Une autre solution beaucoup plus simple et rendant mieux compte de l'énorme accumulation d'argiles existe cependant. L'auteur n'a pu l'entrevoir car elle est de nature paléogéographique et non miné-

logique. C'est le glacier de l'Isère qui, remontant et barrant le bas-Drac, a déterminé la formation du lac du Trièves. Or ce glacier a déblayé une épaisseur d'environ 200 m d'argiles d'Eybens dans le Grésivaudan, qu'il a transportées sous forme de moraines. Le front glaciaire fondant dans le lac du Trièves a pu y libérer une partie de ces argiles, l'autre s'évacuant par la cluse de Grenoble vers le Bas-Dauphiné. Or les argiles d'Eybens ont une composition minéralogique très voisine de celles du Trièves. Il est donc tout à fait compatible que celles-ci dérivent de celles-là. La faible proportion d'interstratifiés pourrait provenir de cette allevardite du Jurassique du substrat.

Depuis leur dépôt, les argiles du Trièves n'ont subi, sauf exception signalée ci-après, aucune perturbation ni recouvrement autre que les sédiments glacio-lacustres terminaux. Le sommet de ce remplissage s'établissant vers la cote 800 m environ et la plaine alluviale de l'Isère se trouvant à l'altitude 200 m à Grenoble, elles ont été l'objet d'une érosion linéaire très profonde par tout le réseau hydrographique dépendant du Drac. Dès le retrait du glacier isérois, le Drac et ses affluents qui circulaient en surface du comblement final s'enfoncèrent sur place épigéniquement par rapport à leurs cours anciens (interglaciaire) jusqu'au niveau actuel. On retrouve localement le niveau initial sous forme d'éléments de terrasses résiduels (Lavars, Villard-Julien, Saint-Jean-d'Hérans). Ce creusement linéaire est bien entendu décroissant d'aval en amont, mais il a été en moyenne de plusieurs centaines de mètres. Au niveau de Sinard, par exemple, le Drac s'est enfoncé de 450 m dans les argiles, les cailloutis sous-jacents et le substrat. Il s'ensuit que la base du remblaiement argileux a été atteint par l'érosion en aval, mais non en amont des affluents. De plus, cet enfoncement n'a pas été continu en Trièves. Il fut interrompu momentanément lors de la récurrence des glaciers wurmiens (Würm III), au cours de laquelle les cours d'eau ont taillé dans les argiles des basses terrasses à recouvrement alluvial grossier du type de la terrasse de Prébois dans la région de Mens. Il résulte de cette évolution que les argiles du Trièves affleurent sur de grandes surfaces et des dénivellations considérables, ce qui donne lieu à des mouvements de versant généralisés dont certains sont particulièrement actifs.

III. — LE GLISSEMENT DU MONESTIER-DU-PERCY.

Ce glissement qui s'est déclenché le 9 avril 1978, dans les argiles litées du Trièves, affecte une zone de pâturages de pente faible (de l'ordre de 12°), d'une superficie de 9 ha.

Dans ces matériaux argileux, les mouvements de versant prennent le plus souvent l'aspect de coulées

superficielles. Aussi est-il intéressant de noter que dans le cas du glissement de Monestier-du-Percy, la tranche de terrain remaniée (épaisseur environ 20 m), présente des surfaces de rupture bien visibles dans la masse des argiles litées.

1) *Contexte géologique et description du glissement* (fig. 3). Les « terres noires » du substratum affleurent à l'amont et à l'aval du glissement dans le lit du torrent du Chapotet. Cette épaisse série de schistes sombres datés du Callovien et de l'Oxfordien est pentée de 40° vers le Sud-Ouest, alors que la vallée est orientée N 30 E et que la pente glissée (rive droite du torrent) plonge globalement vers le Nord-Ouest. Les argiles litées du Trièves qui reposent sur ce substratum rocheux sont surmontées par une couche de un à deux mètres de formations alluviales et torrentielles caillouteuses datées du Würm.

Une cartographie détaillée du glissement (échelle 1/2 000) nous a permis de mettre en place certains détails importants (fissures, zones de rétention d'eau...), de reporter la direction et le pendage du litage des argiles après glissement et de situer les profils géophysiques.

Dans la partie du glissement comprise entre la niche d'arrachement et les restes de l'ancien chemin, l'orientation du litage (penté de 15° à 40° vers le Nord-Ouest) semble évoquer un glissement des blocs d'argile dans la pente.

Par contre, dans la partie centrale du glissement, la disposition du litage (20 à 40° vers le Sud-Est, suggère qu'il s'est produit dans cette zone des effondrements locaux avec basculement des blocs vers le Sud-Est.

La partie basse de la zone déstabilisée semble avoir subi un écoulement plan avec des translations horizontales importantes (de l'ordre de 70 m pour certains points). En pied de glissement cette coulée a comblé le lit du ruisseau du Chapotet et en a décalé le cours d'une trentaine de mètres vers le Nord-Ouest. Un petit lac d'une dizaine de mètres de profondeur s'est formé derrière ce barrage naturel.

2) *Conditions hydrologiques et climatiques.* Avant le glissement, en amont de la zone instable, existait une zone marécageuse assez vaste. Les eaux provenant de ce secteur devaient contribuer à alimenter les suintements observables dans la pente avant la rupture. L'analyse des données météorologiques montre que la pluviométrie avait été importante (203 mm en février et 197 mm en mars) pendant les deux mois qui ont précédé le glissement. C'est après cette période de fortes précipitations, associée à une fonte rapide du manteau neigeux (période de dégel) que le glissement s'est produit sous l'effet de l'augmentation des pressions interstitielles.

3) *Recherche de la surface de rupture par géophysique.* En l'absence de forage, plusieurs sondages

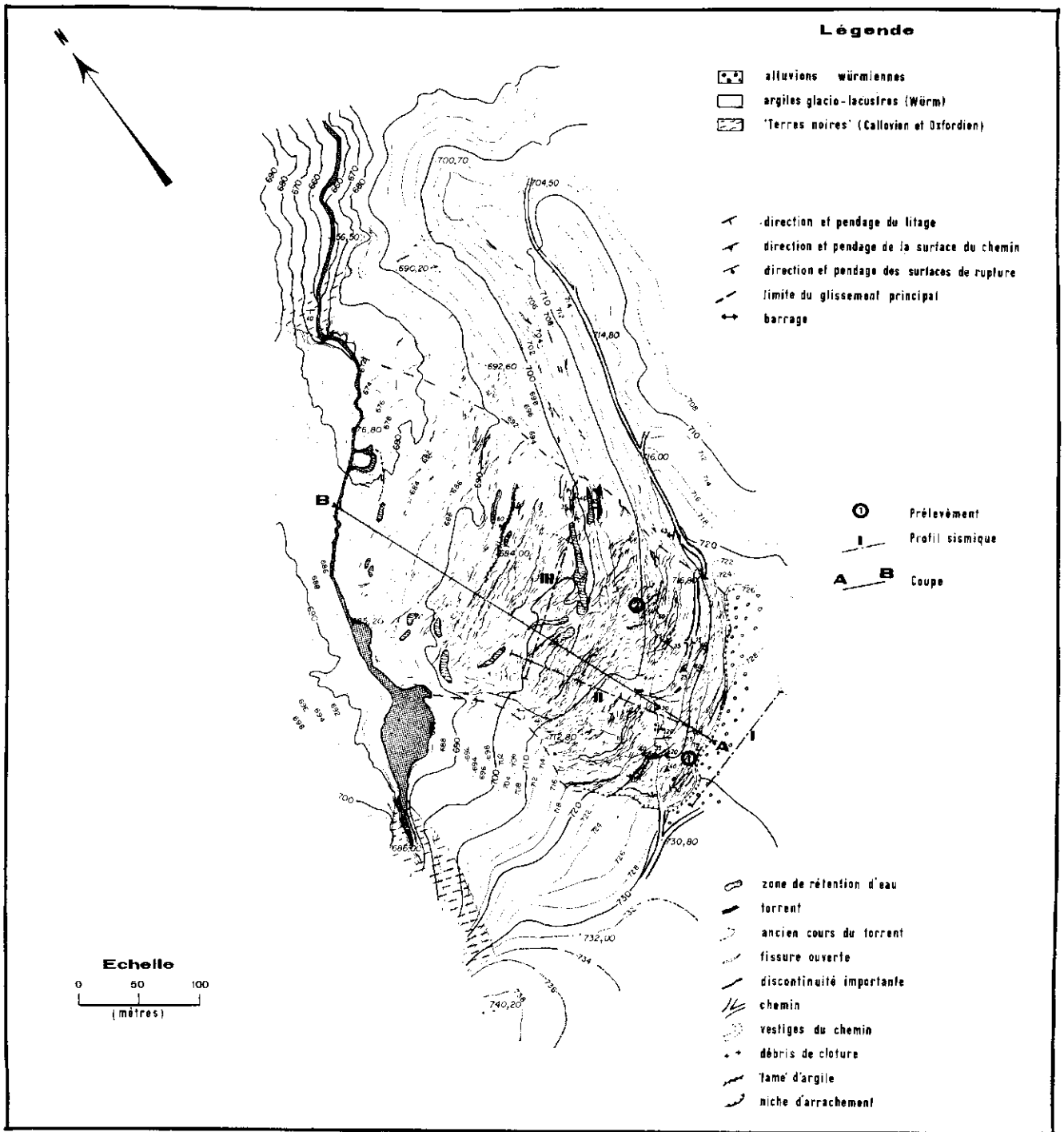


FIG. 3. — Glissement de Monestier-du-Percy (Isère).

sismiques ont été réalisés (fig. 3). Les résultats de cette campagne apportent quelques indications sur l'épaisseur des terrains remaniés. Ils sont cependant insuffisants pour tracer avec précision la surface de rupture la plus probable.

Dans les argiles litées non remaniées (profil sismique I) les vitesses mesurées sont comprises entre 1 500 et 2 000 m/s. Le profil III réalisé selon une horizontale dans le corps du glissement est à peu près symétrique. Il donne pour le terrain remanié une vitesse de 1 300 m/s sur une épaisseur de six à huit mètres. Le profil en long II est au contraire nettement dissymétrique. L'interprétation conduit à un schéma de réfracteur incliné d'environ 12° par rapport à la surface, soit 4° de contre-pente par rapport à l'horizontale. Dans la partie centrale du glissement la profondeur de la zone remaniée est d'environ 20 m.

IV. — LES ARGILES GLACIO-LACUSTRES DE LA RÉGION DE PONSONNAS (SUD DE LA MURE, ISÈRE).

L'un de nous (P. A.) a eu récemment l'occasion de collaborer à une étude de stabilité de versant concernant la rive droite du torrent de la Bonne entre le Pont de Ponsonnas et le Pont-Haut. Des reconnaissances détaillées ont été entreprises sur une surface relativement restreinte, elles ont apporté d'utiles informations tant sur le plan de la géologie pure que de la géotechnique.

1) *Contexte géologique.* La stratigraphie quaternaire du secteur de La Mure est très complexe. Elle révèle la succession d'événements paléogéographiques suivante :

— Après le creusement du réseau hydrographique interglaciaire (Riss-Würm), jusqu'à un niveau proche de l'actuel, les talwegs sont remblayés par d'épaisses alluvions torrentielles grossières attribuées au début du Würm (Würm I).

— Lors de l'avancée principale des glaciers wurmiens (anaglaciale), l'obturation de la basse vallée du Drac par le glacier de l'Isère engendre le lac de barrage glaciaire du Trièves dont une branche remonte la vallée du Drac jusqu'en amont de Pont-Haut (argiles inférieures des Garguettes). Au maximum d'extension, attribué au Würm II, le glacier de la Bonne arrive dans le secteur de La Mure, déposant une puissante moraine qui ravine plus ou moins tous les terrains antérieurs. Celle-ci dessine l'arc principal du calvaire de La Mure-Peychaud. Le retrait du glacier de la Bonne (cataglaciale Würm II) laisse une dépression occupée par un lac qui se comble d'argiles litées (ravin des Demoiselles) se poursuivant par des sables et des cailloutis deltaïques (les Garguettes).

— Enfin la seconde extension glaciaire (Würm III) voit se dérouler une succession de phénomènes semblables à l'intérieur de l'arc morainique précédemment constitué. Il en résulte la superposition, avec remaniement, de deux séries glaciaire - glacio-lacustre centrées sur le confluent Bonne-Drac.

La succession des formations quaternaires du secteur de La Mure est de ce fait très compliquée, avec de rapides variations de faciès et d'épaisseur. Elle peut se schématiser par la figure 4.

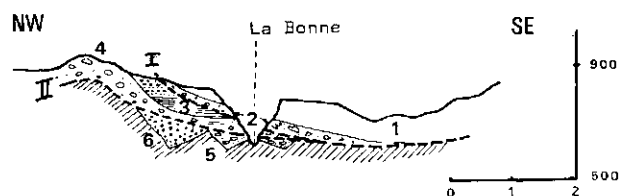


FIG. 4. — Coupe longitudinale de l'ombilic de La Mure [d'après G. Monjuvent simplifié, 1973].

Glacier du Valbonnais. I - Position du lobe glaciaire au Würm III; II - Position du lobe glaciaire au Würm II.

1 : argiles litées, sables et cailloutis de l'ombilic du Valbonnais (cataglaciale W III); 2 : moraines du glacier du Valbonnais, W III; 3 : argiles litées, sables et cailloutis de l'ombilic du Valbonnais (cataglaciale W II); 4 : moraines du glacier du Valbonnais W II; 5 : alluvions anciennes W I; 6 : alluvions anciennes Riss.

2) *Caractéristiques géologiques et géotechniques du site.*

Le versant étudié s'étend des abords de Ponsonnas, au carrefour coté 747 de la D 526 avec la RN 85 (feuille La Mure 5-6 au 1/25 000).

a) *Morphologie et géologie.* Le profil moyen du versant montre de haut en bas :

1. un plateau en pente douce (de 0 à 8°);
2. un talus d'abord faiblement incliné (12 à 15°) dont la pente s'accroît vers le bas ($\approx 25^\circ$ au-dessous du CD 526);
3. un talus à forte pente (34°);
4. une pente irrégulière entrecoupée de petits ressauts et se terminant localement par
5. des falaises rocheuses sporadiques.

La partie haute du versant considéré montre divers signes d'instabilité : — des indices diffus de type « creeping » affectent le niveau 2 ci-dessus; — des mouvements circonscrits, légèrement actifs, affectent également le niveau 2, particulièrement à la naissance des talwegs; — des mouvements très actifs entraînant la formation et l'évolution de multiples crevasses et banquettes de régression, affectent généralement le niveau 3.

Finalement un examen statistique de ces indices montre une corrélation nette entre les valeurs de la pente et le degré d'instabilité dans les conditions naturelles :

- pentes inférieures à 8° : stables ;
- pentes comprises entre 10 et 14° : légèrement instables ;
- pentes comprises entre 18 et 24° : instables ;
- pentes supérieures à 30° : glissements actifs.

Par ailleurs, l'examen du terrain permet d'établir la coupe géologique approchée suivante en remontant depuis le talweg de la Bonne :

- schistes et calcaires argileux du Lias (niveau 5) ;
- alluvions anciennes plus ou moins conglomérées — Würm I — (niveau 4) ;
- niveaux argileux plus riches en blocs à la base (niveau 3), plus fins au sommet (niveau 2) ;
- des limons et cailloutis (niveau 1).

b) *Les travaux de reconnaissance.* Les indices de surface révèlent une pente instable, ayant même subi des mouvements avérés, quoique d'apparence superficielle. Il convenait de délimiter ces derniers, de rechercher l'épaisseur de la zone remaniée (profondeur de la surface de glissement) et de déterminer la « géométrie » des couches profondes ainsi que leurs caractéristiques mécaniques.

c) *Cartographie géologique.* Une carte géologique très détaillée, à l'échelle du 1/5 000, a été levée préalablement à des reconnaissances plus approfondies. Outre la lithologie, elle figure de façon complète les indices d'instabilité et circonscrit les zones les plus actives.

d) *Prospection géophysique.* Compte tenu des caractéristiques peu tranchées des terrains dans les zones d'instabilité et des variations importantes des teneurs en eau naturelles, il a été décidé l'emploi de la prospection électrique. Neuf profils de résistivité apparente ont donc couvert la zone étudiée, six d'entre eux parallèlement à la ligne de plus grande pente, les trois autres sensiblement selon des courbes de niveau. Globalement les résultats ont été les suivants :

— le plateau correspond à des matériaux relativement peu argileux dont la résistivité peut atteindre 800 $\Omega.m$;

— au-dessous les argiles (supposées litées d'après le contexte régional) apparaissent très nettement grâce à un bon contraste de résistivité ($30 < \rho_a < 70 \Omega.m$) ;

— les zones instables superficielles apparaissent bien sur les profils, grâce à des valeurs de résistivité très dispersées, nettement supérieures en moyenne à celle des argiles sous-jacentes (20 à 250 $\Omega.m$). Leur épaisseur varie de 0 à 20 m ;

— enfin les cailloutis de base (alluvions anciennes du Würm I) sont beaucoup plus résistants ($\rho_a > 200 \Omega.m$).

e) *Les sondages mécaniques.* Six sondages mécaniques carottés ont été réalisés dans le but de reconnaître les zones instables superficielles, de rechercher dans la mesure du possible le toit des cailloutis, contrôlant ainsi les résultats de la géophysique. Ils ont été complétés par sept sondages destinés à réaliser des essais pressiométriques. Les résultats principaux furent les suivants :

— Sous des terrains de surface constitués par des graves argilo-sableuses dont l'épaisseur varie de 3 à 6 m on a rencontré de haut en bas (fig. 5) :

1. un niveau assez hétérogène comprenant des argiles grises, des sables, des graviers, quelques blocs, et montrant parfois des traces de litage ;

2. un premier niveau d'argile litée généralement très remanié (varves froissées, très déformées) sauf parfois à son extrême base (sondages SC 1, 3, 4) ;

3. un niveau d'argile grise, compacte, raide, riche en blocs, probablement morainique ;

4. un second niveau d'argiles litées surmontant directement les cailloutis anciens du Würm I, faciles à identifier.

— Les glissements superficiels ont été généralement correctement interprétés par la géophysique mais les épaisseurs trouvées sont systématiquement trop faibles comme le montre le tableau II.

Sondage mécanique	SC 1	SC 3	SC 4	SC 5	SC 6	SC 7	SC 8
Épaisseur vraie	12 m	11 m	12 m	16 m min.	19 m min.	22 m	20 m max.
Épaisseur d'après géophysique	/	7 m(?)	4 m(?)	10 m	/	10 m	4 m(?)

TABLEAU II. — Épaisseurs des glissements superficiels.

Ces écarts peuvent s'expliquer par la nature hétérogène des formations glissées et par les faibles contrastes de résistivité existant entre elles et leur substratum d'argile litée restée massive.

Pour la même raison, il était impossible, avec la méthode employée, de distinguer les argiles litées « froissées » de celles restées en place et non déformées.

Des écarts importants ont été mis en évidence entre les prévisions d'après la géophysique des cotes du toit des cailloutis profonds et celles révélées par les sondages.

Il semble bien en fait que l'épais niveau morainique intermédiaire, argile raide très riche en blocs, ait une résistivité beaucoup plus élevée que celle des argiles litées (due probablement à une teneur en eau plus faible). Il n'a certainement pas été distingué sur les courbes de sondage électrique, et, de ce fait, les

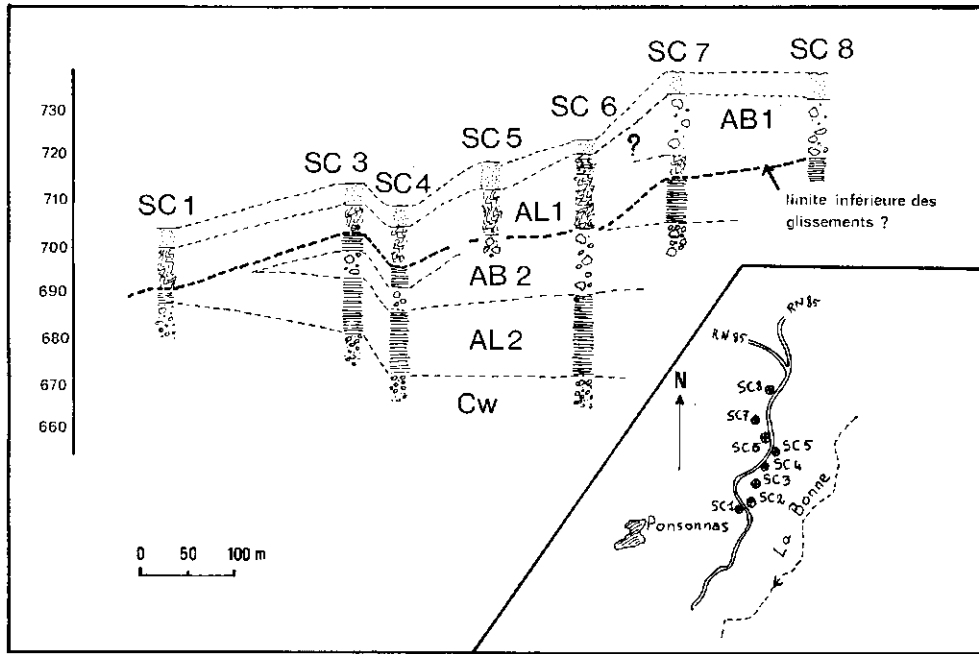


FIG. 5. — Coupe synthétique passant par les forages exécutés sur le site.

AB₁ : argiles à blocs supérieures ; AL₁ : argiles litées supérieures ; AB₂ : argiles à blocs inférieures ; AL₂ : argiles litées inférieures ; CW : alluvions du Würm I.

écarts topographiques primitivement interprétés comme des « paléo-sillons » au toit des alluvions wurmiennes, n'existent pas, ou bien sont des plus modestes.

— Les argiles litées supérieures présentent quelques passages sablonneux ou limoneux généralement aquifères. Elles renferment aussi des passages de graviers et des galets.

f) Identification et caractéristiques mécaniques.

— *Densité sèche.* La moyenne de 16 valeurs mesurées, échelonnées de 1,48 à 1,64, s'établit à 1,57. A titre d'indication, signalons que les densités saturées avoisinent 2,00.

— *Limites d'Atterberg.* Le nombre restreint des mesures effectuées interdit de les considérer comme absolument représentatives. Les causes de dispersion sont trop nombreuses dans ce type de faciès où les teneurs en silt ou sable fin varient très rapidement. Les valeurs trouvées sont normales pour de tels matériaux avec des indices de plasticité relativement faibles (compris entre 12 et 18) alors que les limites de liquidité s'échelonnent de 32 à 38. L'abaque de Casagrande permet de ranger les argiles litées de la région de Ponsonnas parmi les argiles de plasticité moyenne.

— *Granulométrie.* Les échantillons analysés montrent une nette prédominance des fractions

silteuses (voire sableuses) comme le montre la figure 6. Ceci explique certaines particularités du comportement de ce matériau.

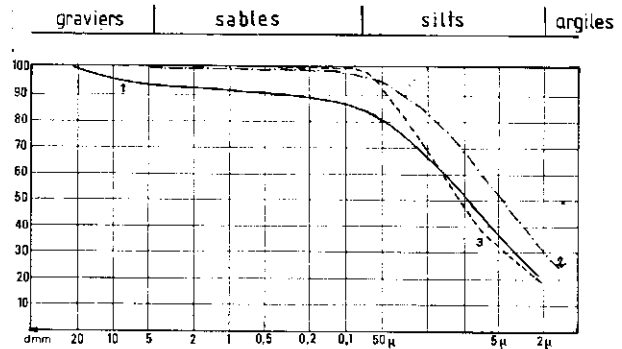


FIG. 6. — Granulométrie des argiles litées au sondage SC₃.

1 : échantillon pris entre 7 m et 7,6 m ; 2 : échantillon pris entre 12,2 m et 12,80 m ; 3 : échantillon pris entre 22,4 m et 23,00 m.

— *Caractéristiques mécaniques.* Des essais ont été réalisés tant au laboratoire (cisaillement direct, triaxial, œdomètre) qu'*in situ* (pressiomètre). Comme ils ont été relativement peu nombreux (sauf les essais pressiométriques), nous ne dégagerons ici que des tendances générales.

• *Essais de compression à l'œdomètre.* Ils n'ont porté (au nombre de 3) que sur des niveaux élevés (argiles litées et moraines supérieures) des sondages SC₅ et SC₈. Les courbes obtenues sont assez particulières et bien caractéristiques du matériau testé généralement saturé et qui renferme une fraction silto-sableuse non négligeable (fig. 7). Les essais œdométriques ne révèlent aucune surconsolidation, ce qui est normal selon l'interprétation paléogéographique de ces niveaux.

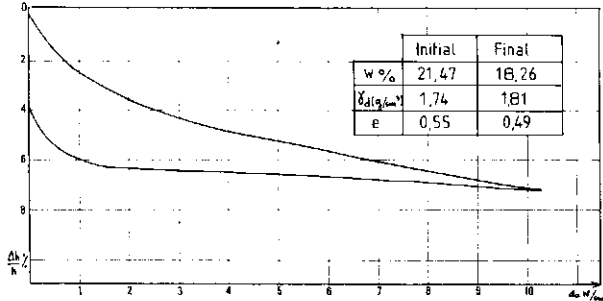


FIG. 7. — Essai œdométrique réalisé sur un échantillon d'argile litée.

(sondage SC₅, profondeur 16,50 m à 17,10 m).

• *Essais pressiométriques.* Réalisés de façon systématique dans des forages spécialement exécutés, ils se sont montrés sensibles au remaniement interne propre aux glissements superficiels. Les modules γ varient en effet de 10 à 50 bars alors qu'ils dépassent généralement 100 bars pour atteindre 600 bars dans les faciès argileux non remaniés.

• *Cisaillement.* Bien que s'agissant d'essais rapides, ceux-ci doivent être considérés comme drainés par l'intermédiaire des feuillets silteux. L'anisotropie de constitution induit celle des caractéristiques mécaniques avec des cohésions un peu supérieures perpendiculairement au litage (passant par exemple de 0,5 à 0,8 bars).

• *Essais triaxiaux (non consolidés, non drainés).* Peu d'essais ont été réalisés mais ils donnent des résultats relativement homogènes. Ainsi au sondage SC₇, pour la base des argiles litées supérieures, trouve-t-on des valeurs de ϕ variant de 3 à 8° et une cohésion de l'ordre de 0,6 bars.

3) *Commentaire.*

La brève présentation ci-dessus permet quelques constatations intéressantes.

• La synthèse des coupes de forages (fig. 5) révèle une stratigraphie proche de celle proposée par l'un de nous [Monjuvent, 1973]. Les argiles litées inférieures qui reposent directement sur les alluvions

du Würm I et dont la cote ne dépasse jamais 693 m correspondent sans doute aux argiles de Garguettes (équivalent de celles du Trièves). Les argiles litées supérieures sont probablement à paralléliser avec les argiles de la Tuilerie (cataglaciale Würm II). L'absence de surconsolidation révélée par les essais étaye en un sens cette façon de voir. Il s'ensuivrait que le niveau morainique intermédiaire pourrait être parallélisé avec les moraines du calvaire de La Mure.

• Sur le plan géotechnique et notamment en ce qui concerne la stabilité des versants, nous confirmons que le phénomène dominant est celui de la formation de coulées superficielles. Les teneurs en eau naturelles sont en effet souvent proches de la limite de liquidité, ce qui dénote une certaine sensibilité et permet le déclenchement facile de coulées. L'épaisseur de la tranche de terrain affectée par de tels mouvements dépasse, dans le cas précis, la dizaine de mètres pour atteindre parfois 20 m. Le mouvement a souvent provoqué le mélange de formations superficielles sablo-graveleuses avec les argiles litées remaniées.

Pour fixer l'épaisseur de la zone glissée (supérieure nous l'avons vu aux prévisions de la géophysique), nous avons utilisé le critère de froissement des varves, bien visible sur les sondages et déjà utilisé en d'autres lieux [P. Desvarreux, 1970].

Les divers essais réalisés montrent que la différence n'est pas suffisante entre les argiles remaniées (sans mélange) et les argiles restées en place pour pouvoir distinguer par des méthodes indirectes la position de la surface de glissement. Les erreurs commises par la géophysique en fournissent l'illustration.

Il est évident que, dans un tel contexte, la seule possibilité de déterminer les discontinuités cinématiques est d'employer des inclinomètres ou tout au moins des tubes de déformation.

Enfin, pour terminer, nous indiquerons que si, pour des projets courants, il est légitime de ne considérer que la tranche superficielle remaniée comme source potentielle d'ennuis, l'exemple précédemment cité de Monestier-du-Percy invite à ne pas négliger non plus les possibilités de rupture dans la masse même des argiles.

1. Le terme « varvé » désignant une structure litée à deux couches (doublet) résultant de la sédimentation d'une année, nous emploierons de préférence le terme « lité », plus général et ne préjugant pas de la rythmicité, inconnue, des dépôts évoqués ici.

2. Les sédiments cataglaciaux se sont déposés dans des dépressions abandonnées par les glaciers, immédiatement après leur retrait (barrage morainique), alors que les sédiments d'obturation glaciaire se sont déposés pendant la période d'extension maximale des glaciers dans des lacs barrés par les glaciers eux-mêmes.

Références

- APRAHAMIAN J. *et al.* (1970). — Observations nouvelles sur les argiles interglaciaires de l'Isère. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 271, sér. D, p. 1071-1074.
- APRAHAMIAN J. *et al.* (1973). — Bilan des connaissances actuelles sur les argiles interglaciaires d'Eybens (Isère). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 276, sér. D, p. 1257-1260.
- BOURDIER F. (1961). — Le bassin du Rhône au Quaternaire. *Géologie et Préhistoire*, Paris, édit. C.N.R.S., 2 vol.
- DESVARREUX P. (1970). — Recherche d'une méthode d'étude des mouvements de terrains, et applications pratiques. Thèse doct. ingénieur, Grenoble, 162 p.
- FOURNEAUX J. C. (1976). — Les formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. *Géol. Alpine*, t. 52, p. 31-72.
- GIRAUD A. *et al.* (1980). — Approche pluridisciplinaire des problèmes posés par un glissement de terrain sur faible pente. *Rev. fr. Géotech.* (à paraître).
- HAUDOUR J. (1961). — Le bassin quaternaire de la Motte d'Aveillans (Isère). *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. 37, p. 25-30.
- HUFF W. D. (1974). — Mineralogy and provenance of pleistocene lake clay in an alpine region. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, p. 1455-1460.
- LAMBERT A. et MONJUVENT G. (1968). — Quelques vues nouvelles sur l'histoire quaternaire de la vallée du Drac (note préliminaire). *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. 44, p. 117-137.
- MONJUVENT G. (1973). — La Transfluence Durance-Isère. Essai de synthèse du Quaternaire du bassin du Drac (Alpes françaises). *Géol. Alpine*, t. 49, p. 57-118.
- MONJUVENT G. (1973 b). — Le Quaternaire du Drac-Grésivaudan. *Ann. Sc. Univ. Besançon*, Géol., 3^e sér., fasc. 21, p. 67-73.
- MONJUVENT G. et USELLE J. P. (1973). — Interprétation des « argiles » d'Eybens d'après la sédimentologie du sondage INQUA 1969. *Bull. Ass. Fr. ét. Quat.*, n° 35, p. 103-128.