117

MITTEILUNGEN der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik
PUBLICATIONS de la Société Suisse de Mécanique des Sols et des Roches
Frühlingtagung, 15. Juli 1988 – Journée de printemps, 15 juillet 1988, Lausanne

Instability Phenomena in the Zone of the Alpine Arc
Rutschungsphänomene im Gebiet des Alpenbogens
Phénomènes d'instabilité dans la zone de l'arc alpin



Christophe Bonnard
Editor / Herausgeber / Editeur

117

MITTEILUNGEN der Schweizerischen Gesellschaft für Böden- und Felsmechanik
PUBLICATIONS de la Société Suisse de Mécanique des Sols et des Roches
Frühlingtagung, 15. Juli 1988 – Journée de printemps, 15 juillet 1988, Lausanne

Extracts from the Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides
Auszüge aus den Berichten des 5. Internationalen Symposiums über Erdrutsche
Extraits des Comptes Rendus du 5e Symposium International sur les Glissements de Terrain
10-15 July, 1988 / 10.-15. Juli 1988 / 10-15 juillet 1988
Lausanne

Instability Phenomena in the Zone of the Alpine Arc
Rutschungsphänomene im Gebiet des Alpenbogens
Phénomènes d'instabilité dans la zone de l'arc alpin

Editor / Herausgeber / Editeur
Christophe Bonnard
Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse

A.A.BALKEMA / ROTTERDAM / BROOKFIELD / 1989

The texts of the various papers in this volume were set individually by typists under the supervision of each of the authors concerned.
Les textes des divers articles de ce volume ont été dactylographiés individuellement sous la supervision de chacun des auteurs concernés.

Published by / Publié par
A.A.Balkema, Postbus 1675, 3000 BR Rotterdam, Netherlands
A.A.Balkema Publishers, Old Post Road, Brookfield, VT 05036, USA
ISBN 90 6191 841 3
© 1989 A.A.Balkema Rotterdam
Printed in the Netherlands / Imprimé aux Pays Bas

Preface
Vorwort
Préface

The Swiss Society for Soil and Rock Mechanics (SSMSR/SGBF) organized its traditional spring meeting within the 5th International Symposium on Landslides. This symposium was held in Lausanne, Switzerland, from July 10 to 15, 1988, under the auspices of the Landslides Committee of the International Society for Soil Mechanics and Foundation Engineering, and was sponsored by the SSMSR/SGBF, as well as by the Swiss Group of Engineering Geology and the International Association of Engineering Geologists. The SSMSR participating members could thus listen to the conferences presented on July 15, 1988 on the theme 'Instability Phenomena in the Zone of the Alpine Arc', and initiate exchanges with more than 300 foreign specialists from all over the world.

This book gathers on one hand the texts of the special conferences concerning the alpine countries, presented from West to East – France, Italy, Switzerland, Yugoslavia –, and on the other hand 17 papers published in the Proceedings of the Symposium dealing with specific problems related to the observed mechanisms of instability in the Alps. Unfortunately this panorama could be completed neither by the general report on these papers nor by the presentation of the instability phenomena in South Germany and Austria; these subjects had been dealt with by Prof. Spaun during the Symposium but his texts were never received despite of numerous calls. Notwithstanding this imperfection, the information presented here constitutes an excellent synthesis which will contribute to a better knowledge of the specific features of landslides and rockfalls in the Alps. We wish to express our sincere thanks to all the authors of contributions for their remarkable work.

The contents and form of the papers is the entire responsability of the authors, whose addresses are given at the end of this book. As far as the selection of papers is concerned, it was done by the sub-committee for the proceedings, formed by Prof. E. Recordon, Dr. F. Oboni, Dr. F. Vuilleumier and the undersigned.

Proceedings of the 5th International Symposium on landslides (3 volumes) and additional copies of this volume are available from A.A. Balkema Publishers, P.O. Box 1675, 3000 BR Rotterdam, Netherlands, and for the USA and Canada from A.A. Balkema Publishers, Old Post Road, Brookfield, VT 05036, USA.

Christophe Bonnard
May 1989

Die Schweizer Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik (SGBF) hat im Rahmen des 5. Internationalen Symposium über Erdrutsche, ihre traditionelle Frühlingtagung gehalten. Dieses vom 10. bis zum 15. Juli 1988 in Lausanne unter den Auspizien des Komitees für Erdrutsche des Internationalen Gesellschaft für Bodenmechanik und Fundationstechnik organisierte Symposium kam übrigens die Unterstützung der SGBF, sowie der Schweizer Fachgruppe des Ingenieurgeologen und des Internationalen Verbandes der Ingenieurgeologen zugute. Die anwesenden Mitglieder der SGBF konnten somit von den Vorträgen am 15. Juli 1988 über das Thema 'Rutschungsphänomene im Gebiet des Alpenbogens', als auch von fruchtbaren Kontakten mit über 300 Spezialisten aus aller Welt profitieren.

Das vorliegende Werk versammelt nicht nur die Texte der Sondervorträge, die sich auf die betroffenen Länder, von West nach Ost vorgestellt (Frankreich, Italien, Schweiz, Jugoslawien), beziehen, sondern auch 17 im Bericht des Symposiums erschienene Artikel, die sich mit verschiedenen spezifischen Problemen der in den Alpen beobachteten Rutschmechanismen befassen. Leider konnte diese Uebersicht weder mit dem Generalbericht über diese Artikel, noch mit dem Vortrag über Rutschprobleme in Süddeutschland und in Oesterreich, vervollständigt werden. Es handelte sich um die Texte von Prof. Spaun, die, trotz mehreren Aufforderungen, nicht bei uns eingetroffen sind. Abgesehen von dieser Lücke bilden die hier gebotenen Informationen eine bemerkenswerte Synthese, die dazu beitragen wird, die Eigenarten der Erdrutsche und

Felssturze in den Alpen besser kennen zu lernen. Alle Autoren dieser Beiträge sollen hiermit herzlich für ihre bedeutende Arbeit gedankt sein.

Der Inhalt und die Form der Beiträge stehen unter eigener Verantwortung der Autoren, deren Adressen am Ende dieses Werkes zu finden sind. Die Auswahl der Artikel wurde vom Unterkomitee für Berichte, gebildet von Prof. E. Recordon, Dr. F. Oboni, Dr. F. Vuilleumier und dem Unterzeichneten, ausgeführt.

Berichte des 5. Internationalen Symposium über Erdrutsche (3 Bänder) und zusätzliche Kopien dieses Bandes können bei A.A. Balkema Publishers, Postfach 1675, 3000 BR Rotterdam, Niederlande und für die Vereinigte Staaten und Kanada bei A.A. Balkema Publishers, Old Post Road, Brookfield, VT 05036, USA erhalten werden.

Christophe Bonnard
Mai 1989

La Société Suisse de Mécanique des Sols et des Roches (SSMSR) a tenu sa traditionelle journée de printemps dans le cadre du 5^{e} Symposium International sur les Glissements de Terrain. Ce dernier, organisé à Lausanne du 10 au 15 juillet 1988 sous les auspices du comité sur les Glissements de Terrain de la Société Internationale de Mécanique des Sols et des Travaux de Fondation, bénéficiait d'ailleurs du parrainage de la SSMSR, ainsi que du Groupement Suisse de la Géologie de l'Ingénieur et de l'Association Internationale de la Géologie de l'Ingénieur. Les membres présents de la SSMSR ont ainsi pu profiter des conférences présentées le 15 juillet 1988 sur le thème 'Phénomènes d'instabilité dans la zone de l'arc alpin', ainsi que de contacts fructueux avec plus de 300 spécialistes du monde entier.

Le présent ouvrage réunit non seulement les textes des conférences spéciales relatives aux pays concernés, présentés d'ouest en est – France, Italie, Suisse, Yougoslavie –, mais aussi 17 articles publiés dans les comptes-rendus du Symposium, qui abordent divers problèmes spécifiques aux mécanismes d'instabilité observés dans les Alpes. Malheureusement, ce panorama n'a pu être complété par le rapport général sur ces articles ni parl l'exposé des phénomènes d'instabilité en Allemagne du sud et en Autriche, qui avait fait l'objet d'une conférence spéciale du prof. Spaun, mais dont le texte ne nous est pas parvenu malgré de nombreux rappels. En dépit de cette lacune, les informations présentées ici constituent une excellente synthèse qui contribuera à mieux faire connaître les spécificités des glissements de terrain et des éboulements dans les Alpes. Que tous les auteurs de ces contributions soient donc sincèrement remerciés de leur travail remarquable.

Le contenu et la forme des articles ressortissent à la responsabilité des seuls auteurs, dont les adresses sont données à la fin de cet ouvrage. Quant à la sélection des articles, elle a été effectuée par le sous-comité des publications, formé du prof. E. Recordon, du Dr. F. Oboni, Du Dr. F. Vuilleumier et du soussigné.

Des comptes-rendus du 5^{e} Symposium International sur les Glissements de Terrain (3 volumes) et des copies additionnelles de ce volume peuvent être obtenues auprès de A.A. Balkema Publishers, B.P.1675, 3000 BR Rotterdam, Pays Bas et, pour les Etats-Unis et le Canada, auprès de A.A. Balkema Publishers, Old Post Road, Brookfield, VT 05036, USA.

Christophe Bonnard
Mai 1989

Contents
Inhalt
Table des matières

Special lectures / Sondervorträge / Conférences spéciales

G. Pilot, J.-L. Durville (France) — Les mouvements de terrain dans les Alpes françaises — 1
Landslides in the French Alps

M. Govi (Italy) — Mouvements de masse récents et anciens dans les Alpes italiennes — 25
Past and recent mass movements in Italian Alps

C. Schindler (Switzerland) — Zones instables en Suisse — 31
Unstable zones in Switzerland

P. Anagnosti (Yugoslavia) — Instability phenomena in the zone of the alpine arc in Yugoslavia — 39
Phénomènes d'instabilité dans la zone de l'arc alpin en Yougoslavie

Papers / Berichte / Communications

P. Antoine, D. Fabre, A. Giraud, M. Al Hayari (France) — Propriétés géotechniques de quelques ensembles géologiques propices aux glissements de terrains — 53
Geotechnical properties of some geological formations responsible for landslides (French Alps)

A. Baumer (Switzerland) — Three rock slides in the southern Swiss Alps — 59
Trois glissements dans les Alpes tessinoises

L. Bonzanigo (Switzerland) — Etude des mécanismes d'un grand glissement en terrain cristallin: Campo Vallemaggia — 65
Study of the mechanisms of a large landslide in crystalline slope: Campo Vallemaggia

L. Dall'Olio, M. Ghirotti, E. Semenza, M.C. Tunrrini (Italy) — The Tessina landslide (eastern Pre-Alps, Italy): Evolution and possible intervention methods — 69
Glissement de Tessina (Préalpes orientales, Italie): évolution et méthodes d'intervention possibles

J.-P. Follacci, P. Guardia, J.-P. Ivaldi (France) — Le glissement de la Clapière (Alpes Maritimes, France) dans son cadre géodynamique — 75
Geodynamic framework of la Clapière landslide (Maritime Alps, France)

C. Friz, A. Pasuto, S. Silvano (Italy) — The instability of the Wengen auct. formation in Dolomitic region, Italy — 81
Instabilité de la formation de Wengen dans les Dolomites, Italie

E.K. Hauswirth A.E. Scheidegger (Austria)	Rock slide on the Red Wall above Hallstatt, Upper Austria Eboulement à la Paroi Rouge au-dessus de Hallstatt, Haute-Autriche	85
R. Kaczyński J. Muchowski (Poland)	Mass movements in the Sarmatian clays of the Carpathian Foredeep Mouvements de masses dans les argiles du Sarmatien des Précarpathes	91
A. Piccio (Italy)	Le glissement du Mont Leté Mount Leté landslide	97
A. Piccio (Italy)	Slope movements in Scisti dei Laghi (Como Lake, southern Alps, Italy) Glissements de terrain dans les Scisti dei Laghi (lac de Côme, Alpes méridionales, Italie)	101
R. Poisel W. Eppensteiner (Austria)	A contribution to the systematics of rock mass movements Rapport sur la systématique des mouvements de terrains rocheux	105
A. Ramirez D. Fabre P. Antoine (France)	Enseignements tirés de deux écroulements par glissement couche sur couche en terrain calcaire About two large rock slides in limestones	111
B. Rick (Switzerland)	Instability as a consequence of deep disintegration in gipseous marls Instabilité provoquée par la décomposition des marnes gypseuses	115
M. Šamalíková (Czechoslovakia)	Fissured clays of the Carpathian Foredeep in Moravia Argiles fissurées des Précarpathes en Moravie	119
C. Schindler M. Gyger (Switzerland)	The landslides of Zug seen 100 years after the analysis of Albert Heim Les glissements de Zoug vus 100 ans après l'expertise d'Albert Heim	123
Ch. Schlüchter (Switzerland)	Instabilities in the area of St. Moritz, Switzerland – Geology, chronology, geotechnology Les instabilités du versant de Brattas à St. Moritz, Suisse – Géologie, géotechnologie, chronologie,	127
A. Wildberger (Switzerland)	The landslide of September 8th, 1986, near Giswil (Obwalden, Switzerland) L'éboulement du 8 septembre 1986 près de Giswil (Obwald, Suisse)	133
	Authors' addresses / Adressen der Verfasser /Adresses des auteurs	137

Les mouvements de terrain dans les Alpes françaises

Landslides in the French Alps

G.PILOT, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Paris, France
J.-L.DURVILLE, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Paris, France

RESUME : Ce rapport se présente comme une synthèse de la documentation existant actuellement sur les mouvements de terrain dans les Alpes Françaises. Il décrit d'abord les particularités de cette partie des Alpes aux plans géographique et géologique et, à cet égard, il présente les principales formations sujettes à des mouvements de terrain. Il reprend ensuite plus en détail la typologie de ces mouvements en illustrant les trois grandes formes rencontrées (éboulements rocheux et chutes de blocs, glissements, coulées) par des exemples classiques et typiques. On présente alors les principales méthodes de correction des glissements utilisées actuellement. Enfin, on aborde quelques aspects socio-économiques des mouvements de terrain en France, notamment pour ce qui est des aspects préventifs, à savoir les dispositions légales et réglementaires en vigueur.

ABSTRACT : This report appears as a synthesis of the existing litterature about landslides in the French Alps. It first presents geographical and geological characteristics of the Alps located in the French territory. Thus it describes the major geological formations involved in landslides. The authors then explain in detail the typology of these movements, giving classical and typical examples for the three main types encountered (rock slides and rockfalls, slides, flows). After that are presented the main ways of landslide control used today. Finally some economical and social features of landslides in France are mentioned, specially dealing with legal situation and regulations in effects.

I - INTRODUCTION

Il se produit, à l'évidence, de nombreux mouvements de terrain dans la partie française des Alpes. Ceux-ci sont relativement bien connus car les Alpes françaises présentent des vallées peuplées et économiquement très actives tandis que la montagne comporte de multiples exploitations agricoles ou forestières, parfois de nombreux équipements touristiques, et des installations hydrauliques très importantes ; ces mouvements ont donc très généralement des témoins (parfois des victimes) en sorte que les médias et les services scientifiques et techniques des administrations ont constitué un fonds d'archives tout à fait important à cet égard.

Il n'existe cependant pas de monographie récente sur le sujet et l'information se trouve actuellement très dispersée. On a donc conçu ce rapport comme une présentation synthétique donnant une vue générale des formations impliquées dans l'ensemble des Alpes, les mouvements les plus typiques ou les plus célèbres faisant l'objet d'une description un peu plus détaillée.

Pour compléter cet aspect technique des choses, on présente des méthodes de prévention ou de traitement de glissement utilisées récemment dans les Alpes, d'importants travaux routiers et autoroutiers s'étant trouvés confrontés à de graves problèmes.

On s'est essentiellement appuyé sur des documents déjà publiés sachant que bien d'autres cas, connus des spécialistes des Alpes, auraient mérité de trouver leur place dans cet article, mais qu'il était prématuré de les citer. Le lecteur intéressé aura ainsi toute facilité d'approfondir le sujet dans la bibliographie rapportée in fine.

Ces mouvements de terrain causent des troubles notables aux habitants des Alpes et affectent également l'économie de la région ; il n'existe cependant pas, à l'heure actuelle, de suivi socio-économique des effets de cette pathologie. Aussi, le dernier chapitre de ce rapport ne constitue-t-il qu'une première approche du sujet dans lequel on aborde les problèmes humains posés par les mouvements de terrain, quelques aspects économiques touchant aux infrastructures, et la situation de la législation et de la réglementation françaises.

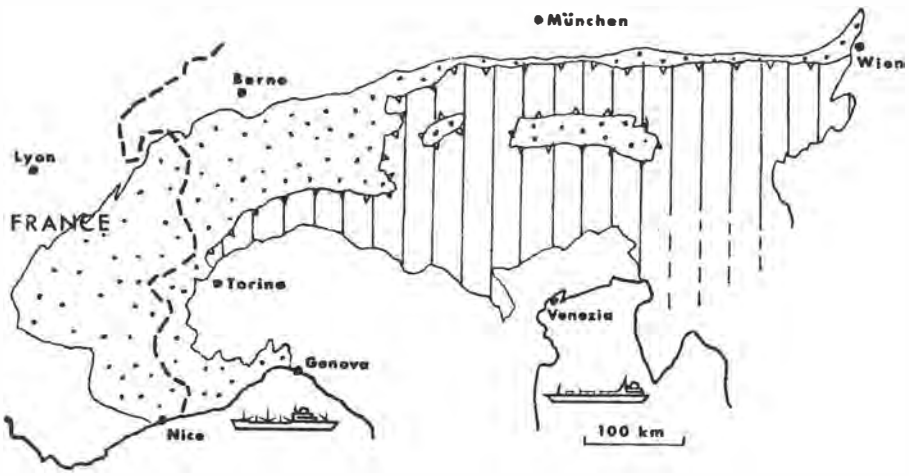


Figure 1 - Les Alpes françaises dans l'ensemble alpin (d'après Debelmas 1974)

Hachuré : Alpes orientales

Pointillé : Alpes occidentales

2 - PRESENTATION ET PARTICULARITES DES ALPES FRANCAISES

2.1. Présentation géographique (figures 1 et 2)

Les Alpes françaises occupent la partie occidentale de l'arc alpin ; la frontière franco-italienne suit à peu près la ligne de partage des eaux entre les bassins du Rhône et du Pô. D'orientation générale nord-sud, les Alpes françaises sont bordées, à l'extérieur de l'arc, par le Jura au nord-ouest et par la Provence au sud-ouest, qui se formèrent aussi lors des phases tectoniques alpines mais sont exclus de notre propos.



Figure 2 - Départements et grandes villes dans les Alpes françaises

Les plus hauts sommets des Alpes françaises appartiennent au socle cristallin, tels le Mont-Blanc (4 807 m) ou la Barre des Ecrins (4 103 m). De profondes vallées entaillent le massif montagneux, comme celles de l'Arve, de l'Isère (Tarentaise), de l'Arc (Maurienne) et de la Durance. Les climats opposent Alpes du Nord et Alpes du Sud : ces dernières jouissent d'un été plus sec et plus ensoleillé. A 1 000 m d'altitude, Chamonix reçoit 1 250 mm de précipitations par an, et Barcelonnette 750 mm.

Les glaciers occupent plus de trois cents km² : calotte glaciaire de la Vanoise, glaciers de vallée comme la Mer de Glace près de Chamonix. Il faut signaler à ce sujet la catastrophe du 12 juillet 1892 : la libération brutale d'une poche d'eau sous-glaciaire, dans le massif du Mont-Blanc, produisit une crue et une lave torrentielles dévastatrices qui causèrent 175 victimes et déposèrent un million de m³ de matériaux dans la vallée de l'Arve.

L'économie traditionnelle, agricole et artisanale, s'est trouvée bouleversée vers la fin du XIXème siècle : pénétration des chemins de fer, développement d'industries dans les vallées riches en hydroélectricité, abandon progressif des cultures, dépeuplement de la montagne. Depuis quelques décennies, l'activité touristique d'été et surtout d'hiver prend une importance majeure : stations de ski, parfois créées ex nihilo dans des sites vierges en haute altitude, construction d'un réseau autoroutier qui se poursuit de nos jours. L'agglomération de Grenoble qui dépasse 300 000 habitants, est la capitale très dynamique des Alpes françaises.

2.2. Géologie des Alpes françaises (figures 3, 4 et 5)

Les Alpes françaises font partie de l'ensemble des Alpes occidentales (fig. 1), elles-mêmes structurées en zones internes (à l'intérieur de l'arc) et zones externes (à l'extérieur de l'arc). On trouvera dans Debelmas (1974) une description géologique complète.

Les zones internes (ou pennines) sont marquées par un métamorphisme fréquent, par l'existence de vastes charriages (tel celui de la nappe du flysch à helminthoïdes), et par la présence d'ophiolites, restes d'une ancienne croûte océanique. On distingue principalement la zone piémontaise à l'est et la zone briançonnaise à l'ouest.

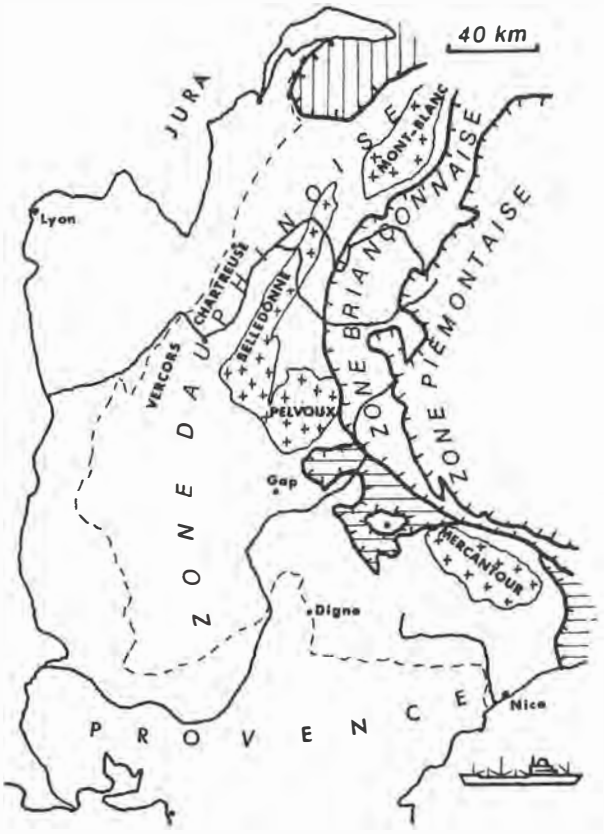


Figure 3 - Schéma géologique des Alpes françaises

Massifs cristallins externes

Nappes des Préalpes du Chablais

Nappes du flysch à Helminthoïdes

La zone externe, ou dauphinoise, ou helvétique, comprend :

- des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Belledonne, Pelvoux, Mercantour) métamorphiques et granitiques, formés à l'Antécambrien ou au Paléozoïque et repris dans l'orogenèse alpine ;
- une couverture secondaire et tertiaire développée surtout sur le flanc occidental des massifs cristallins externes, où elle forme les "chaînes subalpines", comme la Chartreuse ou le Vercors près de Grenoble (Fig. 4).

Si, à partir du Trias, la future chaîne alpine se structure en bassins sédimentaires, les uns stables, les autres subsidents, séparés par des rides aux dépôts lacunaires, les premiers mouvements tectoniques sérieux se produisent au Crétacé supérieur : événements liés à un

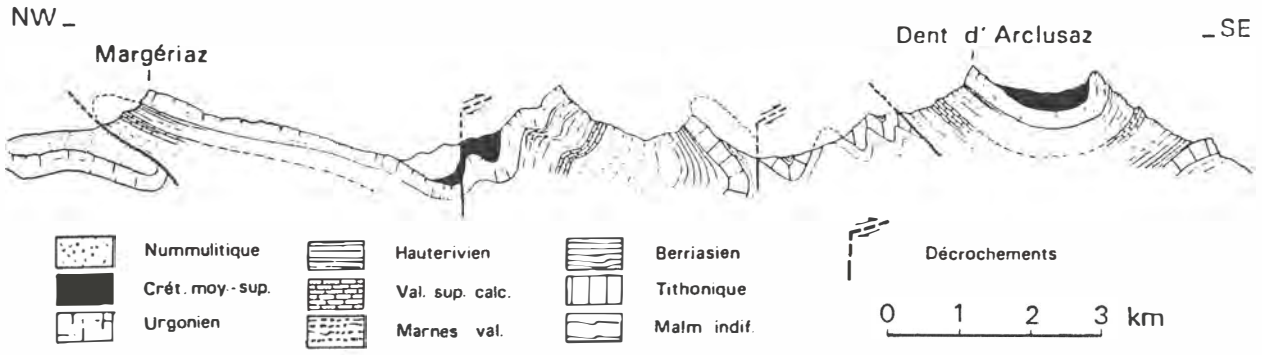


Figure 4 - Exemple de coupe dans une chaîne subalpine (environs de Chambéry, Savoie). Extrait de Debelmas, 1974. On observe la position morphologique saillante des barres calcaires du Tithonique et de l'Urgonien.

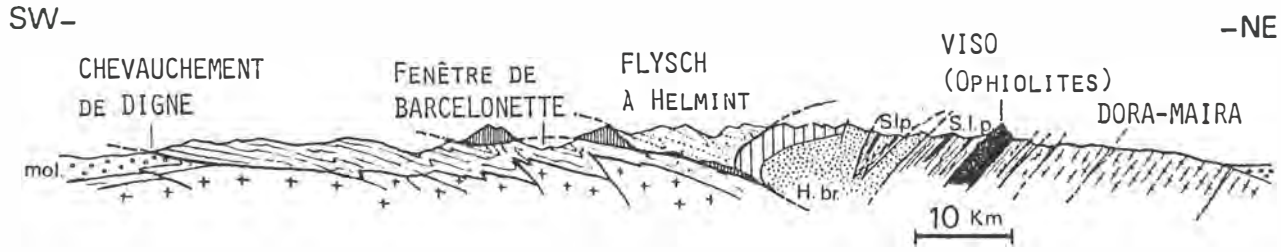


Figure 5 - Coupe à travers les Alpes franco-italiennes (le Viso marque la frontière). Extrait de Debelmas, 1974.

mol. = molasse *H. br. = Houiller briançonnais* *S.l.p. = schistes lustrés piémontais*

phénomène de subduction dans les zones internes. Mais l'essentiel de la tectonique s'effectue de l'Oligocène au Pliocène. On retiendra seulement la surrection fini-miocène générale de la chaîne ; des mouvements de soulèvement actuels ont été décelés par nivellement dans les massifs du Pelvoux et du Mont-Blanc.

Au Quaternaire, les Alpes se couvrirent de glaciers à plusieurs reprises. Les moraines externes de la glaciation du Riss atteignirent Lyon ; au Würm, des sites comme ceux de Grenoble ou de Gap étaient encore recouverts par de larges glaciers de vallées.

2.3. Principales formations sujettes aux mouvements de terrain

Compte tenu du relief montagneux, du climat d'altitude et de l'érosion active, toutes les formations géologiques des Alpes peuvent être le siège d'instabilités.

Le tableau I donne une liste de mouvements de terrain "classiques", décrits soit dans ce paragraphe ou dans le paragraphe 3, soit dans les références bibliographiques. Dans ce tableau, la nomenclature des "zones géologiques" est inspirée de la récente synthèse relative aux Alpes du Nord réalisée par Antoine, Giraud, Asté, Azimi, Desvarreux et Rotheval (1988).

Il existe cependant certaines formations qui sont particulièrement sujettes à tel ou tel type d'instabilité ; on en présente ci-dessous quelques unes. La catégorie "colluvions-éboulis-formations de pentes" n'a pas été individualisée, bien qu'un grand nombre de glissements mobilisent uniquement ces terrains.

2.3.1. Le socle métamorphique et granitique

Les roches gneissiques ou granitiques des massifs cristallins, de la zone externe comme des zones internes, donnent naissance à de nombreux éboulements et chutes de blocs, dans les zones de haute montagne en particulier. Par exemple, le Clapier du Fodan, près de Bonneral-sur-Arc (Savoie), éboulement historique de près de 2 millions de m³, affectant des gneiss oeillés ; ou, très récemment, l'éboulement de la Léchère (Savoie ; 1983) dans les terrains métamorphiques du massif de Belledonne.

A plus grande échelle, favorisés par des discontinuités localement plus serrées, ou par une altération des niveaux phylliteux, des mouvements de grande ampleur peuvent prendre naissance dans des versants micaschisteux ou gneissiques : fauchages généralisés, impliquant des épaisseurs allant de quelques mètres à la centaine de mètres ; déformations profondes accompagnées de dédoublement des crêtes (Follacci et al., 1984) ; glissements de grande ampleur comme ceux de Séchilienne en Isère (voir paragraphe 3) ou de La Clapière (Alpes-Maritimes); glissements et coulées boueuses dans les faciès micaschisteux altérables.

Le glissement de La Clapière (figures 6 et 7) affecte, sur 600 m de dénivelée, un volume estimé à 50 millions de m³ de gneiss migmatitiques dans le massif du Mercantour. Le rocher est affaibli par la foliation hercynienne et par une schistosité et des fracturations alpines (Follacci et al., 1988) ; le glissement s'est produit dans une zone fragilisée par un fauchage lié au

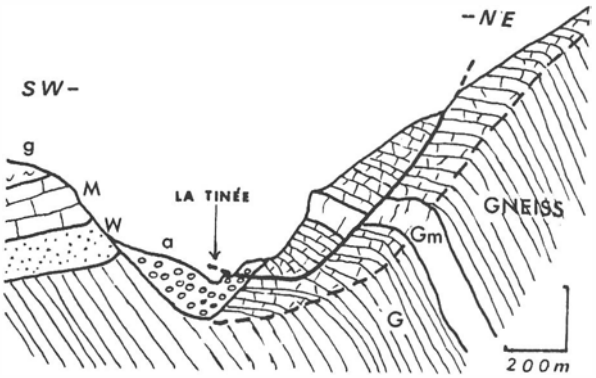


Figure 6 - Coupe à travers le glissement de La Clapière

Le tireté limite les terrains fauchés. le trait continu limite le glissement actuel.

W Werfénien (grès) *M Muschelkalk (calcaires)*

g gypse et cargneules du Trias

a dépôts alluviaux et fluvio-glaciaires

Tableau I - Quelques mouvements de terrain des Alpes françaises classés par zones géologiques

	ZONE SUBALPINE	TERRAINS DE COUVERTURE (TERRES NOIRES, LIAS)	SOCLE CRISTALLIN	FLYSCHS EXTERNES	HOUILLER NON MÉTAMORPHIQUE
EBOULEMENTS ROCHEUX	Lac du Bourget -Savoie- (Verrier, 1979) Le Dérochoir -Haute-Savoie- (Goguel-Pachoud, 1981) La Combe noire -Isère- La Pale -Isère- (Azimi et al., 1982) Cap Estel -Alpes Maritimes (Chambon, 1979) Claps de Luc-en-Diois -Drôme- (Ramirez et al., 1988)		Séchilienne -Isère- (Antoine et al, 1987) Le Pra -Alpes Maritimes- La Clapière -Alpes Maritimes (Follacci, 1987, 1988) La Léchère -Savoie-		Gorges de l'Arly -Savoie- Le Bec rouge -Savoie- (Eisbacher et al, 1984) La Perrière -Savoie- (Rochet, 1984) Montagny -Savoie- (Asté et al., 1984)
GLISSEMENTS	Le Mont Granier -Savoie- (Goguel-Pachoud, 1972 ; Cruden, Antoine, 1984) Castellane -Alpes de Haute Provence- (Colas, 1978)	Villargerel -Savoie- (Antoine et al, 1988) En Brunet -Savoie- (Antoine et al., 1988) Villar d'Arène - Hautes Alpes- (Antoine et Pachoud, 1976) Jarrier -Savoie- (Légier, 1977) Les Côtes Chaudes -Hautes Alpes- (Colas, 1983) Barcelonnette -Alpes de Haute Provence- (Légier, 1977)	Le Billan -Isère- (Dubié et et Guitton, 1988) Gorges de l'Arly -Savoie- (Goguel, 1956)	Montricher-le-Bochet -Savoie- (Barféty-Pachoud, 1973) Menton -Alpes Maritimes- (Méneroud, 1983)	Malgovert -Savoie- (Daubord, 1984) Valloire -Savoie-
COULEES BOUEUSES	Assy - Haute Savoie- (Antoine et al, 1971, Jail-Vivian, 1971 ; Goguel, Pachoud, 1981)	Torrent de Poche -Alpes de Haute Provence- (Légier, 1977)	Randens -Savoie- (Eisbacher et al., 1984) Saint-Paul-Sur-Isère -Savoie- (Jail et Vivian, 1971)	Pontamafrey -Savoie- (Antoine et al, 1971, Biarez et al, 1983)	La Ravoire de Bourg-Saint-Maurice -Savoie- Le Verdarel -Hautes Alpes- (Colas, 1987) Le Freney -Savoie- (Azimi et al., 1980)

Tableau I - Suite
On a mentionné les principaux phénomènes décrits dans la littérature, ainsi que quelques autres mouvements importants bien que n'ayant pas pas fait l'objet, sauf omission, de publications.

	SCHISTES LUSTRES ROCHES VERTES	FORMATIONS SUPER-FICIELLES (MORAINES - EBOULIS.)	ARGILES GLACIO-LACUSTRES	GYPSE	FLYSCHS INTERNES
EBOULEMENTS ROCHEUX	Col de la Madeleine -Savoie-			Arvan -Savoie- (Desvarreux, 1988)	
GLISSEMENTS	Maljasset -Alpes de Haute Provence- Val d'Isère (Solaise) -Savoie- (Antoine et al, 1988) Retenue du Mont.Cenis (Bordet, Deletie, 1979)	La Perrière -Savoie- (Asté, 1984) Ravin des Aiguettes -Alpes de Haute Provence (Légier, 1977) Roquebillières -Alpes Maritimes (Méneroud, 1976) Le Pis -Alpes de Haute Provence (Légier, 1977 Vigna II -Alpes Maritimes- (Amar et al., 1971) Fourneaux -Savoie- (Corté, 1984) Sainte-Foy-en-Tarentaise -Savoie-	Le Trièves -Isère- Sinard (Besson, 1978) Mas d'Avignonet (Antoine et al, 1987) Monestier du Percy (Antoine et al, 1987)	Ravin d'enfer -Savoie- (Jail, Vivian, 1971) Roquebillières -Alpes Maritimes (Méneroud, 1976) Bon Attrait -Savoie- (Biarez et al, 1983)	Soleille Boeuf -Alpes de Haute Provence- Meyronnes -Alpes de Haute Provence-
COULEES BOUEUSES		Le Torrent de Poche (Légier, 1977) Le Chatelard -Savoie- (Gex, 1931) Le Petit Bornand -Haute Savoie- (Pachoud, 1981)	Genissiat (C.F.G.B., 1982)	Puget-Théniers -Alpes Maritimes-	



Figure 7 - Glissement de La Clapière (Alpes-Maritimes) Vue générale.

retrait du glacier de la Tinée (Follacci, 1987). La vitesse moyenne de déplacement a crû ces dernières années pour atteindre plusieurs cm/jour ; une éventuelle accélération avec éboulement catastrophique n'est pas à exclure (Blanc et al., 1987).

2.3.2. Le Houiller de la zone briançonnaise

Il s'agit d'un ensemble de schistes, grès, parfois conglomérats (et quelques veines de charbon exploitées autrefois) épais de 2 000 à 3 000 m, d'âge Westphalien et Stéphanien, et dont les affleurements les plus étendus se rencontrent en Savoie et dans les Hautes Alpes.

Des versants entiers du Houiller ont subi des déformations gravitaires, probablement lors du retrait des glaciers quaternaires : crêtes bifides, fauchages des terrains schisteux, fractures ouvertes s'enfonçant parfois à 200 m sous la surface comme des travaux miniers ou hydroélectriques l'ont bien mis en évidence en Maurienne ou en Tarentaise. La plupart de ces mouvements sont aujourd'hui stabilisés ; certains versants sont cependant actifs : la conduite forcée de Malgovert (Savoie) subit, depuis sa construction en 1953, des désordres liés à une déformation mettant en jeu une épaisseur de terrain d'environ 50 m, avec des vitesses atteignant quelques cm/an (Daubord, 1984).

Le versant en rive gauche de l'Arc, entre le Freney et la Praz (Savoie), est décrit par Azimi et al. (1980) et Rochet (1980) : sur plus de 1000 m de dénivelée, le Houiller fait alterner barres rocheuses, saines ou fauchées, et zones d'éboulis anciens ou récents envahies par la végétation, les pentes variant entre 25° et 50°. On reconnaît dans ce versant : un glissement ancien de grande ampleur, intéressant une centaine de mètres d'épaisseur ; une déformation actuelle lente, en direction de la vallée, de vastes zones ; la reptation de certaines nappes d'éboulis ; des chutes de blocs, atteignant plusieurs dizaines de m³ et issus des bancs plus rocheux mis en saillie par l'érosion différentielle ; enfin des coulées boueuses, formées de débris schisteux altérés et en relation avec des infiltrations et circulations d'eau irrégulières dans les éboulis.

La récente coulée boueuse de la Ravoire à Bourg-Saint-Maurice (Tarentaise), issue d'une zone de glissement en tête vers 1 600 m d'altitude, a dévalé le lit du torrent, de pente 30° dans la partie supérieure, en érodant les berges, détruisant les barrages transversaux et les routes, avant de s'étaler sur le cône de déjection situé vers la côte 800 m en barrant la voie ferrée (fig. 8).



Figure 8 - Coulée boueuse de La Ravoire de Bourg-Saint-Maurice (Savoie). La coulée a coupé la voie ferrée qui sera placée dans la tranchée couverte visible sur la droite.

2.3.3. Le Trias

Le Trias alpin, quoique variable en faciès et en épaisseur entre zones internes et externes, est caractérisé par la présence quasi-constante de gypse, de marnes ou schistes rouges et de cargneules. Ces roches ont joué un rôle tectonique important : du fait de sa plasticité, le gypse est un niveau de décollement facile ; on le retrouve, laminé ou injecté, dans la plupart des chevauchements et grands contacts anormaux.

La dissolution des terrains gypseux engendre bien sûr de nombreux effondrements, mais elle participe également au déclenchement des mouvements de versants, soit sous une forme mécanique (déformations dues aux vides souterrains), soit sous une forme chimique (influence des eaux séléniteuses sur le comportement des argiles).

Lorsque le gypse présente à l'affleurement des parois très pentues, ses caractéristiques mécaniques sont affaiblies par l'altération météorique, et des éboulements se produisent : celui de l'Arvan, décrit par Azimi et al. (1988), est remarquable par le volume mis en jeu, 80 000 m³, et par la prévision réussie de la date de rupture (cf fig. 9).

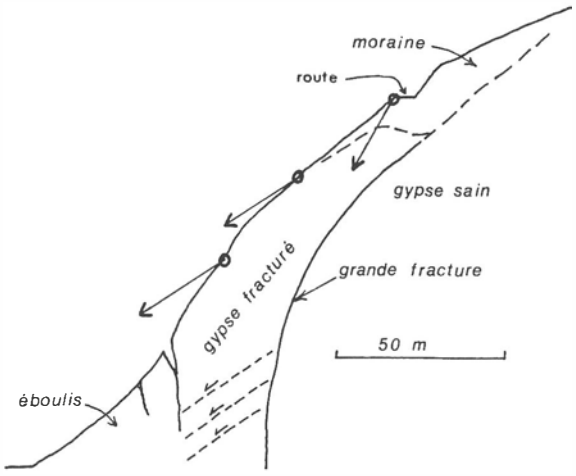


Figure 9 - Eboulement d'Arvan (Savoie). Allure des déplacements peu avant la rupture (d'après Azimi et Desvarreux, 1986).

Lors de deux enquêtes (partielles il est vrai)) menées l'une en Maurienne (Malatrait, 1975). l'autre dans les Alpes Maritimes, il est frappant de constater que le Trias apparaît dans 10 à 20 % des glissements ou coulées recensés. Le glissement de Roquebillière (Alpes-Maritimes), survenu en 1926, avec une réactivation en 1971, s'il intéresse essentiellement la couverture morainique du substratum gypseux, semble lié à des circulations karstiques en charge dans le gypse (Méneroud,1976). Des effondrements de cavités souterraines sont très probablement à l'origine du glissement de Puget-Théniers, survenu en 1948 également dans les Alpes-Maritimes, les marnes triasiques venant barrer le fleuve Var pendant plusieurs mois.

Le glissement du Ravin d'Enfer, en Savoie (fig. 10), s'est produit dans un site géologiquement complexe, avec plusieurs contacts anormaux dans lesquels le gypse s'est amassé. Si les moraines et le Lias schisteux sont mobilisés, il est très probable que le gypse a joué un rôle dans le déclenchement et l'évolution du phénomène : cavités remplies d'eau sous pression, effondrements, etc. Le glissement, d'un volume de plusieurs millions de m³ a atteint son paroxysme en 1970, donnant naissance à une coulée boueuse qui a parcouru plusieurs kilomètres (Jail et Vivian, 1971).

2.3.4. Le Lias schisteux des zones externes

Les schistes argileux du Lias, d'une puissance atteignant plusieurs centaines de mètres, sont des pélites (illite-chlorite et quartz dominants), parfois altérées sur une forte épaisseur ; ils donnent lieu à des déformations variées, qu'ils soient ou non recouverts de moraines argileuses : fauchages de versants d'échelle décamétrique, fluages lents dégénérant parfois en coulées plus rapides, glissements à rupture nette.

Il semble que beaucoup des mouvements de grandes dimensions aient débuté lors de la dernière déglaciation, par suite de la suppression de la butée que constituaient les glaciers, et du climat agressif de l'époque : glissement de Villar-d'Arène (Hautes-Alpes) (Antoine et Pachoud, 1976) par exemple.

Dans un secteur de la Maurienne Malatrait (1975), a estimé, pour l'ensemble du Lias schisteux, la proportion en superficie de terrains instables à 20 ou 30 %.

Un vaste glissement comme celui de Jarrier (Savoie) est assez typique du secteur mentionné ci-dessus : 15 km² de schistes argileux sont concernés, entre 600 et 2100 m d'altitude, avec un volume estimé à près de 0,6 km³ (donc un glissement plan prédominant). C'est un phénomène composite, dans lequel certaines parties sont actives (une route a été coupée début 88), d'autres plus ou moins stabilisées. Ce glissement fut à l'origine de plusieurs coulées boueuses destructrices dans le passé.

2.3.5. Les "Terres noires" du Jurassique des zones externes

Ces Terres noires sont des marnes schisteuses, à illite-kaolinite, dont l'âge recouvre tout ou partie des étages bathonien, callovien et oxfordien. Elles atteignent leur maximum d'épaisseur dans les Alpes de Haute Provence et dans les Hautes-Alpes : mille à deux mille mètres. Dans le bassin d'Embrun (à l'est de Gap) comme autour de Barcelonnette, ces marnes noires, très plissées, sont recouvertes par des nappes internes, notamment celles du flysch à Helminthoïdes.

Barcelonnette, situé vers 1 000 m d'altitude, apparaît en fenêtre sous les nappes dont les sommets culminent vers 3 000 m ; les Terres noires, très plissées, intensément ravinées par l'érosion ou recouvertes de dépôts glaciaires, donnent lieu à des glissements, dégénérant fréquemment en coulées boueuses ; on estime que 20 % de la surface des Terres noires est instable (Légier, 1977). Le glissement de la Valette, survenu en 1982, affecte sur une épaisseur de 25 m, près de 4 millions de m³ (Terres noires avec leur recouvrement morainique) : les dommages sont faibles car la zone est peu habitée (fig. 11) mais une coulée boueuse éventuelle menacerait le lotissement situé à l'aval.



Figure 11 - Glissement de La Valette (Alpes de Haute Haute Provence).

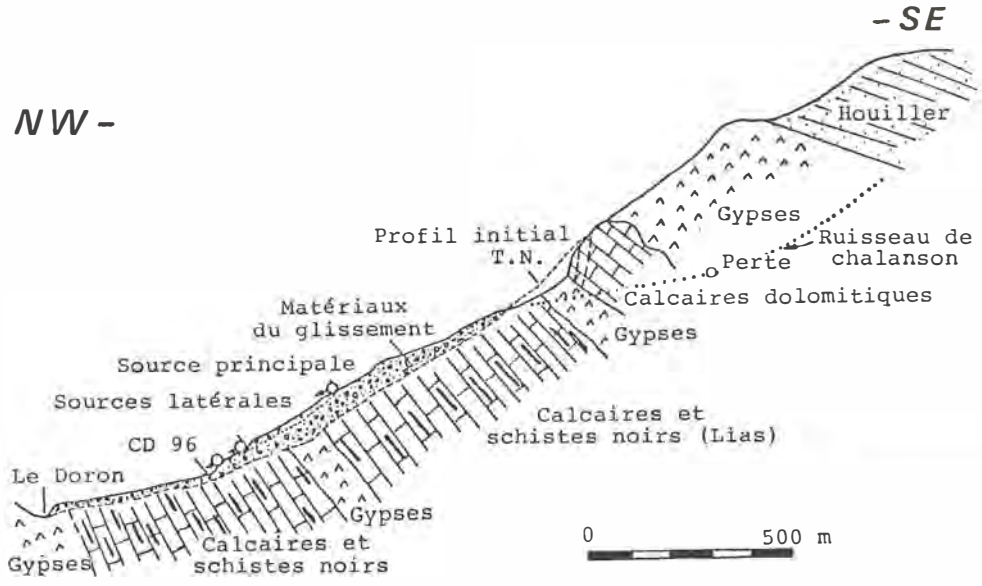


Figure 10 - Le Ravin d'Enfer (Savoie). Coupe géologique d'après Desvarreux. Document inédit.

2.3.6. Les corniches calcaires de la zone externe

Deux niveaux principaux de calcaires massifs marquent le paysage alpin (voir la coupe de la figure 4) :

- l'Urgonien, qui correspond à peu près aux étages Barrémien et Aptien, est épais de 300 à 400 m, et forme une barre rocheuse très remarquable dans les Alpes du Nord : elle y constitue l'ossature des chaînes subalpines, du Vercors par exemple ;

- le Tithonique, c'est à dire le Jurassique supérieur, d'extension plus générale mais moins puissant que l'Urgonien.

D'autes niveaux calcaires peuvent régionalement tenir un rôle morphologique important : calcaires lités du Crétacé supérieur et calcaire à nummulites de l'Eocène dans les Alpes du Sud par exemple.

Ces corniches calcaires donnent lieu à des éboulements de toutes dimensions. Bien souvent, les niveaux marneux sous-jacents sont également mis en cause : coulée argileuse déclenchée par un éboulement comme à la Combe noire dans le Vercors (Isère) ; éboulement provoqué par la déformation gravitaire des marnes (Mont Granier, cf paragraphe 3) ; éboulement issu de la décompression différentielle entre marnes et calcaires, comme au Dérochoir (Goguel et Pachoud, 1981). Dans ce cas, situé en Haute Savoie, le versant est dominé par la barre de l'Urgonien augmentée du Nummulitique, et des éboulements majeurs ont eu lieu en 1471 (les débris ont atteint la vallée de l'Arve, 1 400 m plus bas) et en 1751 (fig. 12).



Figure 12 - Eboulement du Dérochoir (Haute Savoie). Vue de la barre calcaire de l'Urgonien.

2.3.7. Les flyschs

Ce sont des flyschs d'âge crétacé supérieur (cas du flysch à Helminthoïdes de la zone piémontaise) à Paléogène (flyschs de la zone dauphinoise) ; ils sont donc antérieurs aux phases tectoniques paroxysmales (ils participent aux chevauchements).

Par leur nature anisotrope litée, et du fait de l'existence de lits marneux, les flyschs se prêtent à une évolution superficielle, altération chimique et mécanique, d'autant qu'ils se rencontrent fréquemment à des altitudes élevées. Des phénomènes de fauchage sont possibles. Les glissements affectent essentiellement la couverture altérée, et se terminent bien souvent à l'aval par une coulée boueuse : cas du Bon Attrait (Goguel, 1968), ou de Montricher-Le-Bochet (Barfety et Pachoud, 1973), tous deux situés en Maurienne. Dans ce dernier phénomène, survenu en 1970, le flysch éocène, à pendage aval, est formé de bancs de grès fissurés et de schistes parfois épais ; des conditions hydrologiques défavorables sont probablement à l'origine du glissement (fig. 13).

A Meyronnes (Alpes de Haute Provence), la base schisteuse du flysch à Helminthoïdes, altérée sur une forte épaisseur, a glissé et déstabilisé la route nationale, mouvement à mettre en relation avec une alimentation en eau à travers les calcaires triasiques situés à l'amont.

Dans le bassin de Menton (Alpes-Maritimes), de nombreuses instabilités , anciennes ou récentes, affectent le flysch oligocène. De fortes précipitations, alliées à la perméabilité anisotrope de fissures du matériau, entraînent des mises en charge et des ruptures brutales: catastrophes de 1952 et 1957 sous forme de coulées emportant la couche superficielle altérée, glissements de 1959 et 1964 (Méneroud, 1983). Cet auteur a mis en évidence des seuils pluviométriques au-delà desquels des mouvements ont tendance à se produire : par exemple, la quantité critique de 300 mm de pluie cumulée depuis la dernière sécheresse (deux mois minimum) produit une forte élévation des nappes.

2.3.8. Les molasses oligo-miocènes

Ces molasses apparaissent principalement en bordure extérieure de la zone dauphinoise. Le mot molasse

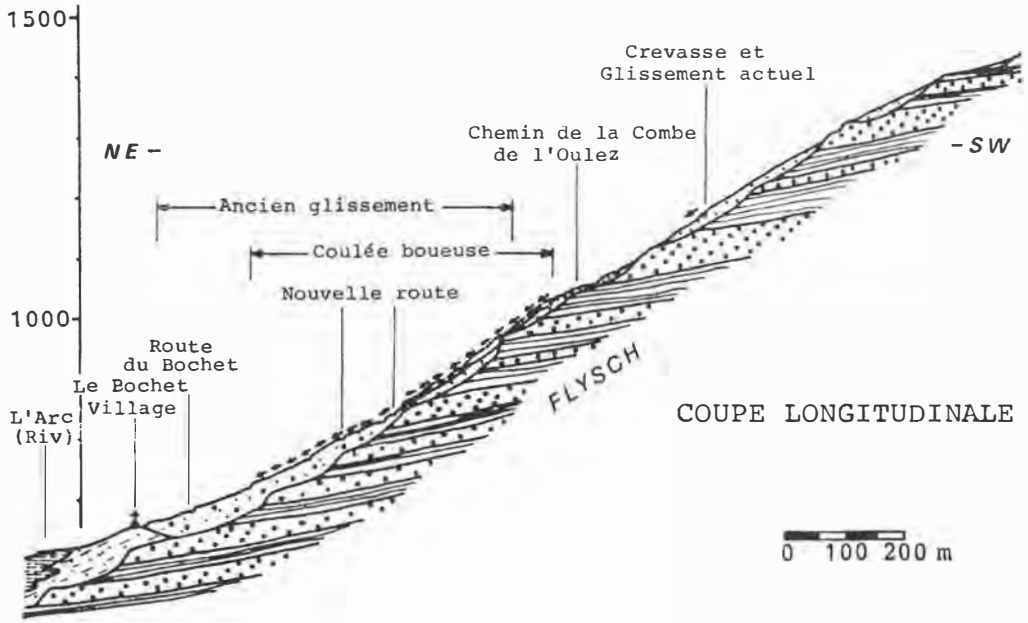


Figure 13 - Coupe du glissement de Montricher - Le Bochet (Savoie). Barféty - Pachoud, 1973

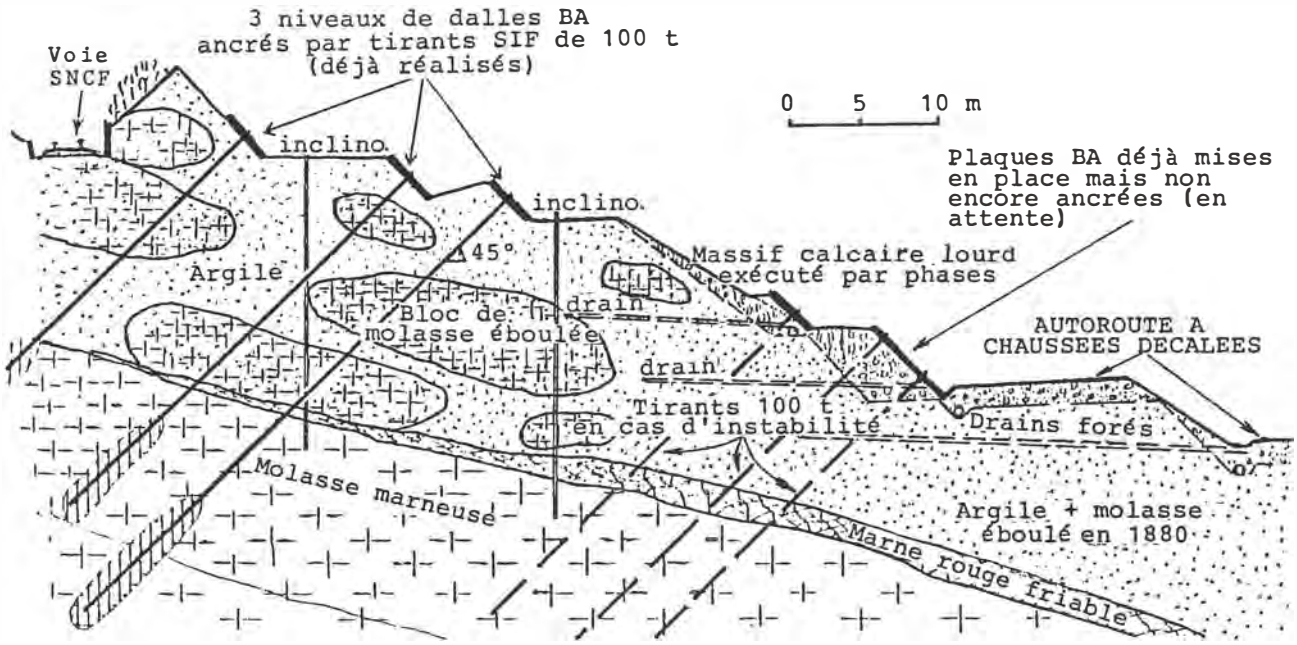


Figure 14 - Coupe d'un versant molassique "Chez Jacquet" (Haute Savoie) sur l'Autoroute A41 (Dagnaux, Tran Vo Nhiem, 1984)

correspond à une formation détritique post-orogénique ; les faciès sont variés : grès à ciment calcaire ou argileux, mais aussi marnes ou argiles sableuses, parfois évaporites. L'hétérogénéité est un facteur de déstabilisation : éboulement de masses gréseuses mises en surplomb par l'altération différentielle de niveaux marneux ; glissements sur couche plus argileuse, imperméable et peu résistante.

Les glissements superficiels, sur des pentes assez faibles (15°), sont nombreux dans les faciès marneux ; de même l'interface entre un substratum molassique perméable et le Glaciaire constitue une surface favorable à la rupture.

Le passage de l'autoroute A41 au col d'Evires, en Haute Savoie, s'est heurté à des instabilités déclarées, affectant la partie altérée des molasses marnogréseuses: la voie ferrée se déplaçait de plusieurs cm/an depuis quelques années (Dagnaux et Tran Vo Nhiem, 1984). Au lieu dit "Chez Jacquet", les reconnaissances ont mis en évidence les matériaux accumulés par un ancien glissement en masse de la molasse, sur une vingtaine de mètres d'épaisseur (1 million de m³) environ, sur un substratum molassique à pendage défavorable (fig. 14).

2.3.9. Les argiles glacio-lacustres au sud de Grenoble

Ces formations quaternaires recouvrent des surfaces importantes, dans un secteur situé à une trentaine de kilomètres au sud de Grenoble, au pied du Vercors : région dite du Trièves notamment (fig. 15). Au Würm, il y a environ 50 000 ans, des lacs de barrage glaciaire ont permis le dépôt d'"argiles litées", en fait alternance de lits silteux et de lits argileux (illite dominante). Ces dépôts épais parfois de 200 m, à litage quasi-horizontal, sont localement recouverts de moraines ou de fluvio-glaciaire.

Ces formations ont été fortement incisées par le réseau hydrographique post-glaciaire, ce qui donne lieu à des instabilités nombreuses, parfois profondes (40 m ou plus), sur des pentes faibles (10-15°) : mouvements lents sur de longues années provoquant un moutonnement caractéristique en surface, ou plus brutaux comme à Sinard (Isère). Dans certaines communes du Trièves, plus de la moitié de la superficie est atteinte par les instabilités (Antoine, Besson et al., 1987).

2.3.10. Les moraines quaternaires

Les dépôts morainiques des glaciers alpins sont des formations sensibles au glissement, dans la mesure où ils

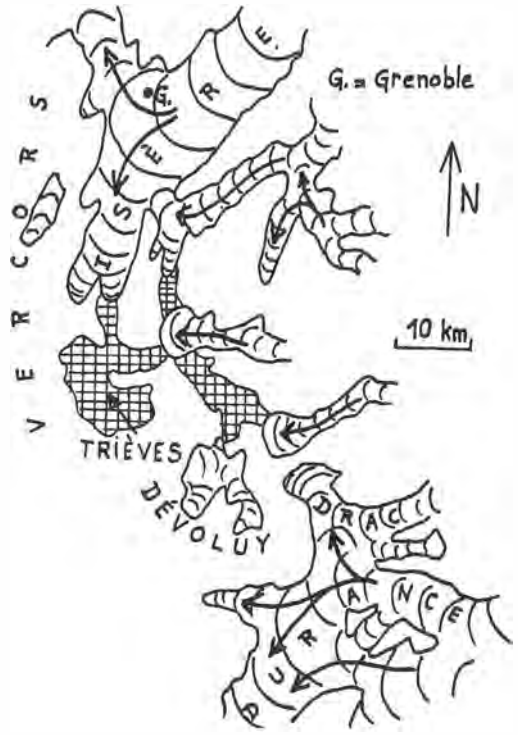


Figure 15 - Localisation des argiles litées du Trièves : avancée des glaciers au Würm (Antoine et al, 1981)

contiennent une phase argileuse importante et où leur position morphologique favorise la déstabilisation (par exemple, rebord des épaulements d'anciennes auges glaciaires).

Le glissement et la coulée boueuse du Châtelard (Savoie), survenus en mars 1931, ont mobilisé près de six millions de m³ de terrains glaciaires qui reposaient sur le fond d'un synclinal perché. Le matériau glissé, saturé d'eau, a descendu une gorge avant de s'étaler en coulées boueuses dans la vallée, détruisant plusieurs maisons (Gex, 1931).

Au Petit-Bornand (Haute Savoie), un glissement s'est produit en mars 1970, lors de la fonte des neiges,

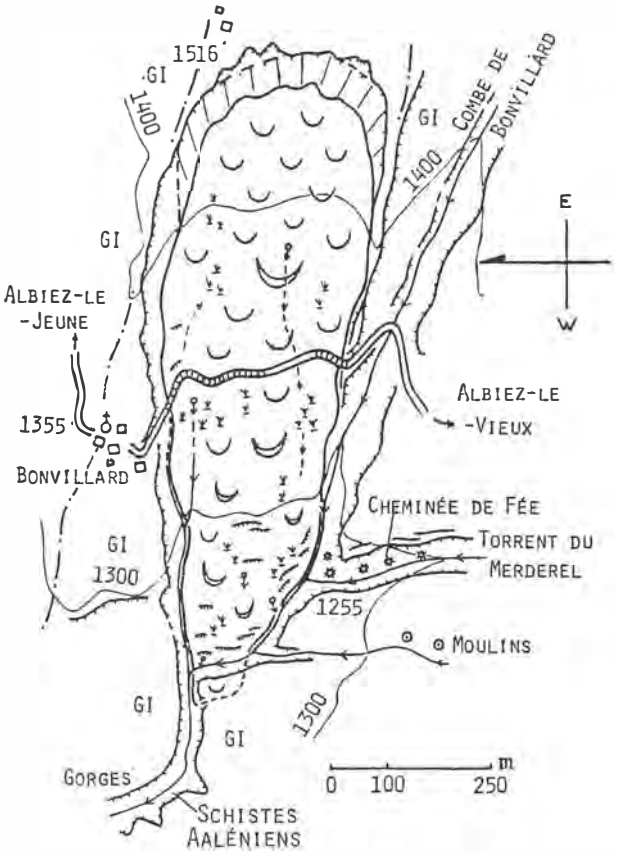


Figure 16 - Glissement de Bonvillard (Savoie) dans les formations glaciaires (d'après Malatrait, 1975)

dans les alpages morainiques, au pied d'éboulis drainant les monts calcaires susjacents ; les terrains glissés ont barré le torrent situé en contre-bas et une lave boueuse s'est formée, parcourant 3 km (vitesse observée : 2 m/minute) et détruisant routes et ponts (Pachoud, 1981).

D'après Villain (1981), en Savoie et Haute Savoie, la plupart des versants de Glaciaire dont la pente est supérieure à 20° sont glissés, beaucoup de mouvements datant probablement de la déglaciation fini-würmienne (10 000 à 15 000 ans). On a vu plus haut que, aussi bien dans la région de Gap qu'en Maurienne, la superposition du Glaciaire sur un substratum marneux jurassique est une configuration très propice aux glissements (fig. 16). Légier (1977) estime que près de 30 % en superficie du Glaciaire est instable dans le bassin de Barcelonnette (Alpes de Haute Provence).

3 - TYPOLOGIE DES MOUVEMENTS DE TERRAIN RENCONTRES

3.1. Typologie adoptée

La variété des formations géologiques, des altitudes, des régimes hydrauliques et des climats fait que les mouvements de terrain rencontrés sont très divers. Leur présentation ne peut se faire qu'à travers une typologie ad hoc, qu'on a voulu finalement très simple en sorte qu'on a retenu à peu de choses près, la proposition de Varnes (1978), dont on avait auparavant vérifié (Colas, Pilot, 1976) qu'une version antérieure, peu différente, s'adaptait bien aux cas rencontrés. On a ainsi retenu les trois principales familles suivantes :

- les éboulements rocheux, caractérisés par les mouvements soudains de masses rocheuses parfois extrêmement importantes, auxquels on a associé les chutes de blocs ;

- les glissements, rotationnels, plans ou complexes, qui se manifestent généralement dans des formations plus meubles, avec une surface de rupture bien identifiée ;

- les coulées boueuses qui se manifestent par des déplacements importants et rapides de matériaux, empruntant généralement le lit de torrents.



Figure 17 - L'éboulement rocheux de Luc-en-Diois (Drôme).

3.2. Les éboulements rocheux et les chutes de blocs

Les massifs rocheux des Alpes sont riches en mouvements de grande ampleur de ce type. La zone subalpine et les formations cristallines comportent de beaux exemples, tels ceux du Dérochoir et de la Clapière (mentionnés en 2.3. ci-dessus) auxquels on ajoutera les cas typiques suivants :

- L'éboulement rocheux du Luc-en-Diois (Drôme).

Il s'agit d'un éboulement de grandes dimensions (2×10^6 m³ environ), résultant d'un glissement banc sur banc, survenu vers 1442 (Ramirez et al, 1988). Le massif affecté est du calcaire tithonique dont les bancs, disposés en dalles structurales ont une inclinaison variant de 42° en partie supérieure à 28° à la base. La figure 17 montre que l'éboulement qui dégagé une surface de glissement de plusieurs centaines de mètres de longueur: c'est une épaisseur de 15 m de calcaire qui s'est disloquée sur une surface de 100 000 m². Cette surface est demeurée très visible sur le site où se trouve également un impressionnant chaos de blocs effondrés de fort volume (de l'ordre du millier de m³). Ces débris ont eu pour effet de combler le lit de la rivière la Drôme et de modifier son cours. Le facteur déclenchant de ce mouvement n'est pas identifié et la reconstitution a posteriori des conditions de l'instabilité est difficile.

- Le site de Séchilienne (Isère)

Au lieu dit "Les ruines de Séchilienne", non loin de Grenoble, le versant montagneux qui domine la rivière "La Romanche" et la Route Nationale 91 est, depuis quelques années, le siège d'un nombre croissant de chutes de blocs qui ont causé une inacceptable aggravation des conditions de sécurité sur cette route au trafic fort important, dû notamment à la desserte d'importantes stations de ski (fig. 18). Cette photographie montre le site en mai 1988 : son état résulte des chutes de blocs qui se sont produits depuis 1980, avec une aggravation notable de la situation en 1985.

Le versant, taillé dans le massif hercynien, doit sa configuration au modelé que lui a donné le glacier de la Romanche datant du Würm (Antoine et al., 1987).



Figure 18 - Eboulement de Séchilienne (Isère).

Le massif est traversé par plusieurs familles de fractures, certaines d'entre elles étant sensiblement parallèles au versant, sans que cette disposition ait, jusqu'à maintenant, provoqué un mouvement plan du type décrit précédemment ; cette situation est toutefois favorable à la dislocation du massif et à la potentialité de mouvements de grande ampleur.

Dans ces conditions, on a instrumenté le versant avec deux objectifs :

- établir s'il existe un mouvement d'ensemble dans le versant ; à cet effet, un réseau de balises suivies par distancemètre électrooptique a été placé sur la pente ;
- suivre l'évolution des fractures actives à l'aide de fissuromètres et de distancemètres à fil d'invar LPC.

Les mesures montrent qu'il existe un risque important d'éboulement évalué de 2 à 3,5 millions de m^3 qui provoquerait une obstruction partielle du fond de la vallée. Des mesures de prévention détaillées par ailleurs ont été prises afin de pallier une telle situation.

3.3. Les glissements

Les glissements de terrain sont évidemment très nombreux et très fréquents dans cette partie des Alpes. On se limite ci-dessous à la description de deux d'entre eux : l'un est le très célèbre glissement naturel du Mont Granier, en Savoie, l'autre un glissement qui s'est produit à l'occasion de travaux routiers dans les Alpes du Sud.

- Le glissement du Mont Granier (Isère)

Durant la nuit du 24 novembre 1248, se produisit le plus important glissement naturel d'âge historique connu dans les Alpes françaises. Le mouvement, dont le volume est évalué de 0,2 à 0,5 km^3, selon les hypothèses, est marqué dans le paysage par une dénivelée de plus de 1 000 m entre le sommet et la base du glissement, les matériaux qui en sont issus s'étant répandus sur une distance d'environ 7 km. La figure 19 montre une vue de la face latérale de la falaise telle qu'elle fut dégagée par l'écroulement qui, dans le massif calcaire de l'Urgonien, ouvrit le col du Granier.

Outre son ampleur, on sait de ce mouvement de terrain qu'il se produisit avec une extrême rapidité, ses débris recouvrant à grande vitesse les agglomérations construites sur la pente et dit-on les cinq mille habitants qui les peuplaient. Le cataclysme fut en effet décrit par



Figure 19 - Le Mont Granier (Savoie).

l'historien Fodéré dans les termes suivants, marqués par l'effroi et les références divines : "le soir du même jour, sur les 8 heures..., le temps était serein, calme et la lune bien claire, en un instant... par le ministère des diables furent causés grêles, tempêtes et tremblements de terre si étranges que le sommet du rocher de la dite montagne du Granier tomba en de prodigieux quartiers..., et s'épancha jusqu'aux talons des pauvres religieux qui étaient en dévotion, etc..."

A première vue, l'accident se présente comme un écroulement rocheux qui aurait déversé ses débris sur la pente ; en fait les analyses récentes (Goguel-Pachoud, 1972 ; Cruden, Antoine, 1984) s'accordent pour décrire un glissement de grande ampleur dont la surface de rupture se développe dans les marnes du Valanginien en impliquant la barre rocheuse Urgonien-Hauterivien qui s'est évidemment disloquée en générant une "avalanche rocheuse" d'ampleur exceptionnelle.

En ce qui concerne la position de la surface de rupture, les auteurs cités la placent au niveau d'une discontinuité structurale faiblement inclinée (12° selon Goguel et Pachoud). Cruden et Antoine poussent l'analyse mécanique plus loin en rappelant qu'au cours du plissement alpin des déplacements appréciables ont pu se produire le long de surfaces de discontinuités amenant alors les caractéristiques de résistance au cisaillement à leurs valeurs résiduelles : cohésion nulle et faible valeur de l'angle de frottement, estimé dans le cas présent à 15-20 degrés ; ils estiment que des conditions hydrauliques défavorables peuvent, dans ces conditions, mener le massif à la rupture. La rapidité du mouvement s'expliquerait (Habib, 1971) par l'élévation de la température au niveau de la surface de rupture, lors des premiers déplacements: la vaporisation de l'eau interstitielle qui en résulterait autoriserait alors de grandes vitesses de déplacement le long de la surface de glissement.

- Le glissement de Castellane - Chateauvieux (Var)

La Route Nationale 85 a subi un important glissement de terrain entre Castellane et Grasse, les mouvements successifs s'étant développés de 1976 à 1978. La photographie aérienne du site (fig. 20) montre l'allure du phénomène, la délimitationdu glissement étant clairement marquée par l'escarpement principal en tête, les fissures latérales et le bourrelet à l'aval de la route. C'est à la suite de désordres préliminaires survenus en octobre 1976 que des travaux de terrassements (réalisation du talus de déblai) furent exécutés au printemps de 1977 : il en est résulté le glissement du talus à l'amont de la route et un soulèvement de près de deux mètres de la chaussée. - L'ampleur finale des déplacements est d'une dizaine de mètres (Colas, 1978).



Figure 20 - Glissement de Castellane - Chateauvieux (Var). Vue aérienne.

Ce glissement s'est produit dans des marnes cénomaniennes et des calcaires jurassiques fortement plissés et formant localement un anticlinal.

Le mécanisme du mouvement met en jeu des surfaces planes et des surfaces courbes : cela explique les manifestations complexes de la rupture telles qu'elles apparaissent sur la vue du glissement.

3.4. Les coulées boueuses

Les coulées constituent l'une des classes importantes des mouvements de terrain dans les Alpes françaises : elles ne se manifestent certes pas en permanence, mais elles provoquent des dommages fort importants. On a choisi d'illustrer cette famille de mouvements (outre la coulée de la Ravoire mentionnée en 2.3.2.) par deux cas typiques :

- l'un, la coulée du Verdarel, parce qu'il s'est présenté de façon inopinée ;
- l'autre, la coulée de Pontamafrey parce que, au contraire de la précédente, elle se manifeste de façon assez régulière.

- La coulée du Verdarel (Hautes-Alpes).

La coulée qui s'est produite le 9 juillet 1981 près de Briançon dans le lit du torrent "le Verdarel" est intéressante car elle s'est développée dans un site où la mémoire de l'homme ne plaçait plus de tels mouvements (Colas, 1987) : la figure 21 montre la trace du passage de cette coulée dans une partie du village de Saint-Chaffrey lequel s'était développé dans une région réputée sans danger.

Cette coulée trouve son origine dans de fortes pluies pendant la quinzaine de jours précédant l'accident, le phénomène étant accentué par un violent orage le 9 juillet (100 mm en deux heures).

En altitude le site est couvert de dépôts glaciaires d'épaisseur importante (jusqu'à 35 m) qui reposent sur des formations du Carbonifère, du Permien et du Trias ; les dépôts glaciaires et le Houiller sont fréquemment instables de sorte que les matériaux, saturés par les pluies précédant l'orage du 9 juillet, ont été facilement emportés par le ravinement et les écoulements torrentiels. Au niveau du village, ce sont 15 000 m³ environ de débris qui se sont répandus ; le pont de la Route Nationale 91 a été emporté et plusieurs maisons endommagées.

- Les coulées de Pontamafrey (Savoie)

Le village de Pontamafrey se trouve dans la vallée de l'Arc (à l'altitude 495 m), au bord de la Route Nationale 6 et de la voie ferrée, voies de transport très importantes entre la France et l'Italie. Ce village est traversé par le torrent de la Ravoire qui trouve sa source (et ses affluents) dans un bassin versant de 1200 hectares environ qui se développe jusqu'à 2 700 m d'altitude (Anchierri, 1966, fig. 22). Ce torrent présente la



Figure 21 - Coulée du Verdarel (Hautes Alpes). Vue générale.

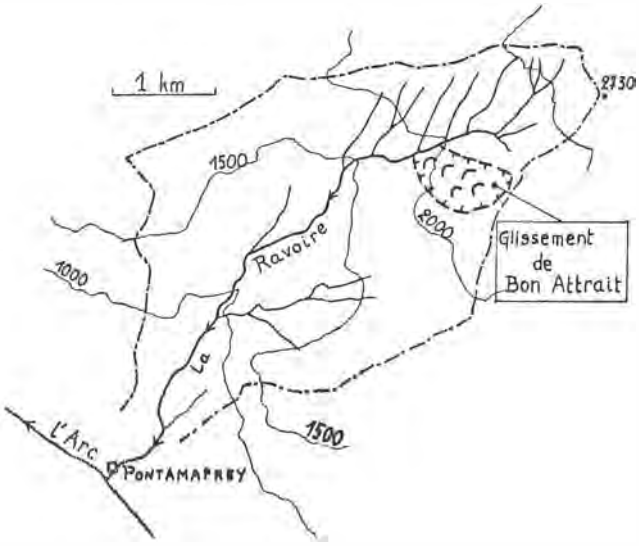


Figure 22 - Coulée de Pontamafray (Savoie). Carte schématique du bassin versant.

particularité de charrier des coulées boueuses, d'ampleur très variable, qui se présentent fréquemment : ainsi, il en a été identifié 25 entre 1811 et 1952, d'autres s'étant produites ultérieurement et en particulier la coulée exceptionnelle de 1965. Le site est spécialement sensible à cause du capital immobilier menacé et la gravité de la coupure des voies de circulation internationales et des effets sur l'économie d'une vallée fortement industrialisée. Le torrent se développe sur 7 km environ, avec une pente moyenne de 29 % et il traverse les formations suivantes, de haut en bas : des séries diverses comportant des schistes, des calcaires et du gypse (formations permiennes, liasiques et triasiques), le socle cristallin jusqu'au confluent avec l'Arc.

Ces couches présentent généralement un pendage amont et sont fréquemment recouvertes de formations morainiques ou alluvionnaires. L'analyse des coulées conduit à distinguer deux origines à ces mouvements (Biarez et al., 1973) ;

- lors des orages et des fortes précipitations, le torrent érode les berges dans les formations qui se dégradent facilement, que ce soit le flysch, les schistes ou les formations détritiques ;
- les pluies prolongées et la fonte des neiges rechargent la nappe en altitude et entraînent, selon un processus complexe d'effondrement-éboulement-glisse-



Figure 23 - Figures d'érosion. Terres Noires de la région de Gap (Hautes Alpes).

ment (région de Bonatrait), des mouvements considérables de matériaux qui se retrouvent dans le lit de la Ravoire et sont alors entraînés par le torrent. C'est à cette seconde famille qu'appartient la coulée de 1965 qui a impliqué de l'ordre de 3 millions de mètres cubes de matériaux, 300 000 m³ se retrouvant dans l'Arc. De mai à août, la voie ferrée et la RN6 ont été recouvertes à plusieurs reprises, tandis que le village était partiellement submergé et que l'écoulement de l'Arc était fortement perturbé.

On ne saurait clore ce chapitre sans mentionner deux importantes coulées qui ont marqué les Alpes françaises :

- la coulée de Roquebillière (Alpes-Maritimes) qui s'est produite en novembre 1926 détruisant une vingtaine de maisons et tuant 19 habitants (Méneroud, 1976).

- la coulée du plateau d'Assy (Haute savoie) qui s'est produite le 16 avril 1970, à la suite de conditions particulièrement défavorables de fonte d'un important manteau neigeux.

3.5. Erosions

Des phénomènes superficiels d'altération et d'érosion se manifestent par place mpais une mention particulière s'attache aux Terres Noires jurassiques des Alpes du Sud. Dans la région de Gap, de nombreux talus sont affectés d'altération superficielle permanente, mais en fait, c'est toute la région qui présente l'aspect de "badlands" que montre la figure 23.

4 - TECHNIQUES DE PREVENTION ET DE CONFORTEMENT

Les mesures que l'on est amené à prendre face à un mouvement de terrain sont soit de type "passif", lorsque l'on ne peut pas empêcher le phénomène de se produire, soit de type "actif" lorsque l'on décide de stabiliser le mouvement.

La panoplie des méthodes utilisées dans les deux cas est très vaste et ne saurait faire ici l'objet d'un développement exhaustif ; on se limite donc à présenter les principales de ces méthodes et à les illustrer par des cas concrets quelque peu exceptionnels.

4.1. Techniques de type passif

4.1.1. Mise à l'abri des éboulements rocheux

Lorsqu'un versant rocheux se disloque en provoquant des chutes de blocs et en menaçant de provoquer un éboulement généralisé, il est très difficile de prévoir l'ampleur des phénomènes et pratiquement impossible de procéder à sa stabilisation. On a le choix entre la mise à l'abri par déviation des infrastructures ou par protection sous une galerie.

Le premier cas est typiquement représenté par le site de Séchilienne (cf paragraphe 3.2.) où l'instrumentation laisse à penser que les chutes de blocs qui se produisent actuellement pourraient être suivies d'un éboulement de grande ampleur. Dans ce cas (figure 24), on a pris les dispositions suivantes :

- étude et prévision des trajectoires des blocs pour déterminer la position des ouvrages de protection réalisés en 1985 et des déviations à construire ;

- construction d'une digue de protection à l'amont des déviations projetées ;

- construction en 1986 d'une déviation de la Route Nationale 91 et d'un chenal appelé à constituer une dérivation de la rivière La Romanche dans le cas où un éboulement viendrait à en combler le lit naturel.

Un cas intéressant de protection par galerie s'est présenté le long du lac du Bourget (Savoie) : la figure 25 montre un versant sujet à de fréquentes chutes de blocs menaçant tant l'importante voie ferrée Culoz-Modane que la route Chambery - Aix les Bains qui lui est accolée.

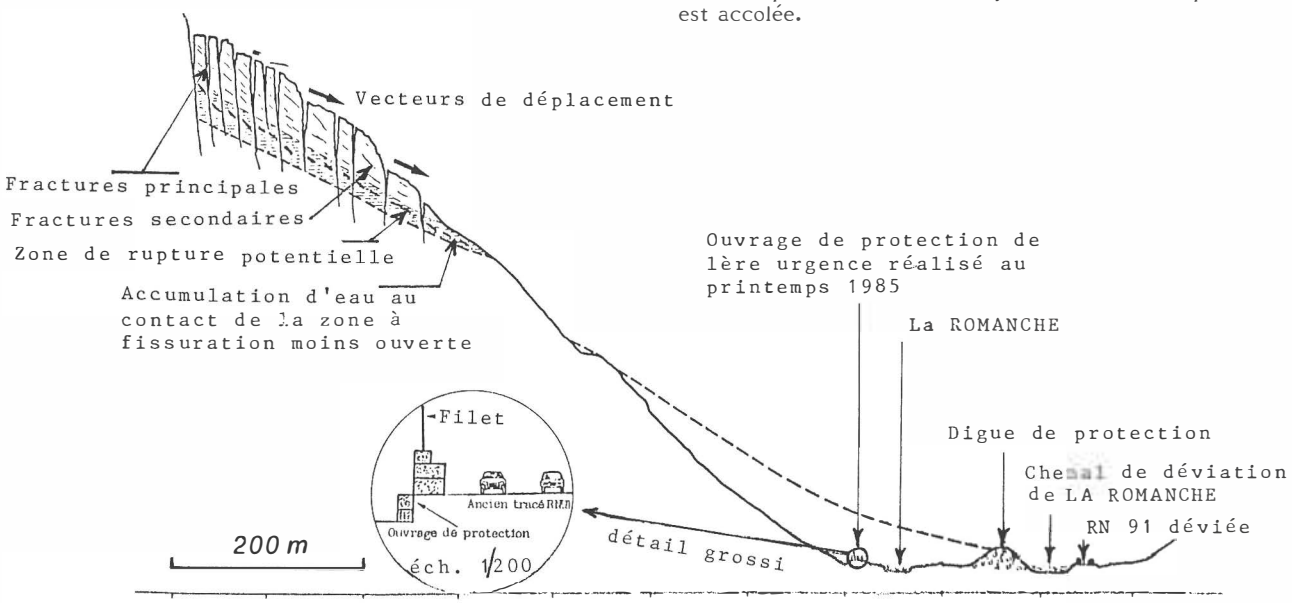


Figure 24 - Eboulement de Séchilienne (Isère). Coupe en travers et mesures préventives (d'après Antoine et al., 1988)



Figure 25 - Lac du Bourget (Savoie). Protections contre les éboulements rocheux.

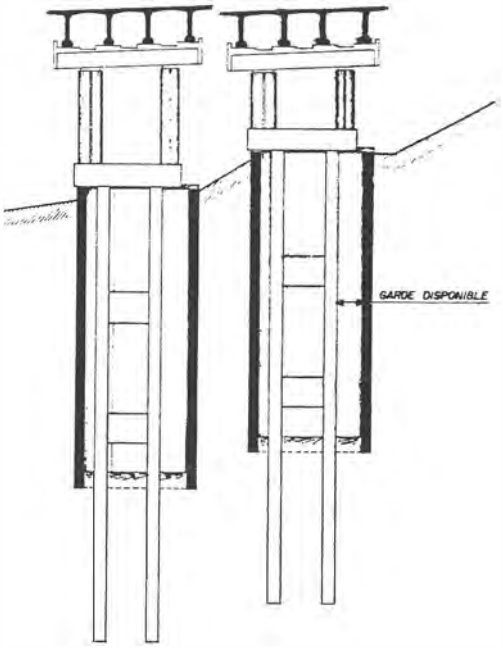


Figure 27 - Viaduc du Bois d'Arlod (Savoie). Dispositif de protection des fondations;

L'ouvrage de protection a été réalisé en deux phases : d'abord la galerie elle-même qui abrite la voie ferrée, ensuite une dalle inclinée, au dessus de la galerie, dont la partie en console abrite la Route Nationale.

4.1.2. Dispositifs de retenue des chutes de blocs

Les chutes de blocs constituent un rique permanent sur les routes de montagne aussi les moyens de protection ont-ils fait l'objet de nombreux travaux (Groupe d'Etude des Falaises, 1980, 1981, par exemple). Parmi les parades envisagées, on citera un dispositif de retenue par filets métalliques conçu avec les objectifs suivants (Rochet, 1979) : grande déformabilité et absorption d'énergie, conception modulaire pour faciliter l'entretien, aménagement de points de rupture lorsque la capacité du filet est atteinte.

L'écran comporte (figure 26) des nappes de filets métalliques, des haubans de maintien, des poteaux de soutien et des ancrages. L'élément le plus intéressant de ce dispositif réside dans des systèmes de blocs freins placés sur les haubans : ils permettent en effet de dissiper par échauffement de cette pièce l'énergie cinétique apportée par les blocs. A titre d'exemple, l'un de ces blocs-freins peut dissiper l'énergie correspondant soit à un bloc de 1 tonne tombant en chute libre d'une hauteur de 10 mètres, soit à un bloc de 1 tonne roulant sur une pente à 35 degrés à 60 km/h environ, soit un bloc de 2,5 tonnes roulant sur une pente de 35 degrés à 30 km/h.

4.1.3. - Protection des fondations d'ouvrages d'art.

Dans de nombreux cas de fondations d'ouvrages d'art sur des versants instables, il n'a pas été possible de stabiliser la pente avant l'exécution des travaux. On en est ainsi venu à concevoir des fondations profondes s'appuyant sur une formation stable, dont la partie du fût située dans la zone en mouvement est protégée par un puits cylindrique susceptible de suivre le mouvement d'ensemble sans interférer avec les pieux. Ce dispositif est plutôt nouveau dans les Alpes Françaises alors qu'il y a déjà été mis en oeuvre ailleurs, en Suisse par exemple.

Cette solution a ainsi été retenue pour le viaduc du Bois d'Arlod (Autoroute A40 près de Bellegarde) dont certains appuis reposent sur un glissement dans les argiles à blocaux et les argiles varvées qui surmontent la molasse (Lenoir, 1985). La reconnaissance de site a fait apparaître, grâce aux mesures inclinométriques, que les mouvements de versant se produisent selon les endroits jusqu'à 15 à 19 m de profondeur de façon uniforme sur la hauteur de la couche instable. L'ampleur annuelle moyenne des déplacements est au maximum d'une dizaine de mm. Afin de protéger l'ouvrage pendant une longue période, on a donc placé les fondations à l'intérieur d'une enceinte de 8 m de diamètre, réalisée par la technique des parois moulées, complètement déconnectée des pieux (figure 27). La garde disponible pour compenser les effets du mouvement est de 1m50, ce qui assurerait la protection de l'ouvrage pour une centaine d'années.

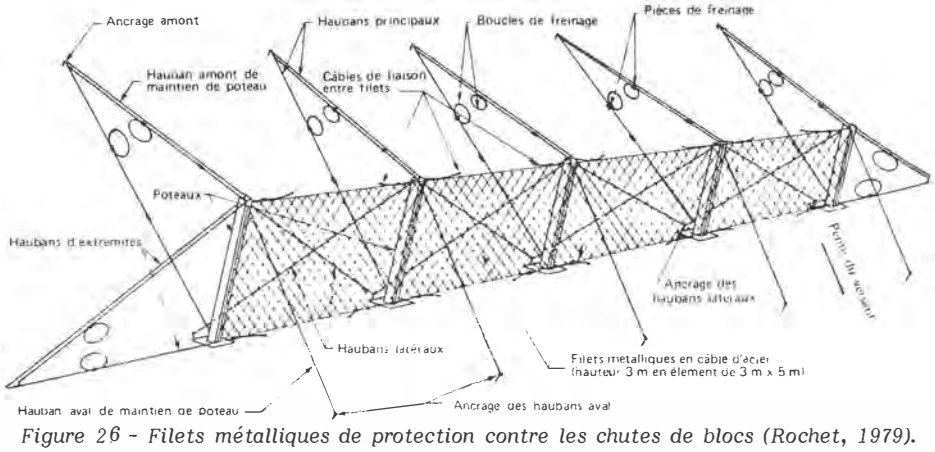


Figure 26 - Filets métalliques de protection contre les chutes de blocs (Rochet, 1979).

4.2. Méthode de type actif

4.2.1. Drainages et terrassements

Les techniques de drainage constituent encore la solution de base afin de diminuer les valeurs de la pression interstitielle et, corrélativement, d'augmenter la résistance au cisaillement. Les diverses méthodes, tranchées drainantes, masques, drains verticaux, sont régulièrement et classiquement utilisées, soit seules, soit en combinaison avec des terrassements additionnels.

L'exécution de galeries drainantes est assez rare en France, dans le domaine des infrastructures de transport à tout le moins, mais cette technique a été utilisée avec succès, en association avec d'autres drains, pour stabiliser le glissement d'un grand remblai de l'autoroute Nice-Menton (Amar et al, 1975).

Le remblai de Quiaus (Alpes-Maritimes) de 20 m environ d'épaisseur repose sur un versant incliné de 23° sur l'horizontale, le talus du remblai mesurant 54 m de hauteur. Ce remblai recouvre, de haut en bas, du flysch oligocène (dans la région de Menton, c'est une alternance de bancs de grès et de marnes) et des marnes éocènes beaucoup moins perméable que le flysch sus-jacent. Le contact flysch-marnes présente un pendage amont de près de 45°. Les premiers désordres se sont manifestés un an environ après la construction du remblai sous forme de tassement local de la chaussée, de fissures dans le talus du remblai, et de loupes de glissements superficielles ; la reconnaissance effectuée alors a montré une évolution importante des conditions hudrauliques : un niveau piézométrique s'est établi dans le remblai 5 m en dessus du contact terrain naturel-remblai et la teneur en eau du matériau a fortement augmenté, devenu proche de l'état de saturation. Quelques mois plus tard, à la suite d'une période très pluvieuse (400 mm d'eau en 3 mois), les phénomènes se sont accentués, puisqu'un mouvement pratiquement généralisé atteint le remblai : effondrements en tête de la bande d'arrêt d'urgence de la chaussée, fissures latérales ouvertes dans le corps du remblai, déplacement du pied du remblai qui écrase les ouvrages hydrauliques (la vitesse de déplacement a atteint jusqu'à 13 cm par jour). Le confortement mis en oeuvre comporte à la fois du drainage et des terrassements (fig. 28).

- au plan hydraulique, les mesures piézométriques ont montré que lors des périodes pluvieuses, la nappe du flysch se changeait au point de se déverser dans le matériau de remblai ; il aurait donc fallu drainer le flysch en profondeur. L'instabilité du remblai ne permettant pas de réaliser cette opération, on a creusé une galerie de 145 m de long dans les marnes en place et, à partir de là, on a foré 64 drains ascendants à la fois pour décharger la nappe du flysch et drainer le matériau de remblai.

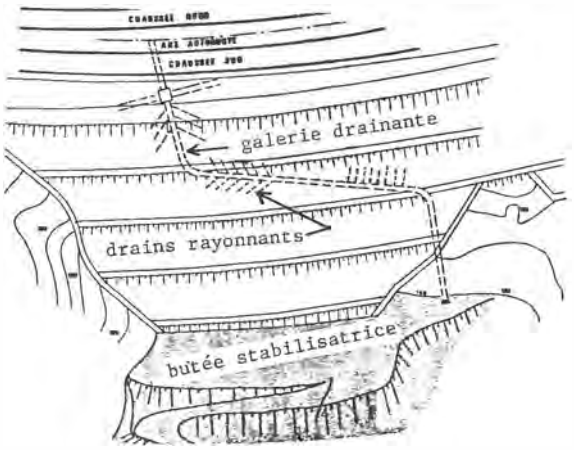


Figure 28 - Remblai de Quiaus (Alpes-Maritimes). Drainage par galerie et drains verticaux (Amar et al, 1975).

- En attendant que ces drainages soient effectués et qu'ils jouent leur rôle, on a placé au pied du remblai une importante butée de 14 m de hauteur et 25 m de largeur en vue d'obtenir une amélioration rapide de la stabilité.

La combinaison de ces deux mesures a été tout à fait efficace et le remblai a été complètement stabilisé.

D'autres exemples de combinaison de méthodes de drainage et de terrassements ont été utilisés à diverses reprises sur des remblais et talus d'autoroutes dans les Alpes (Blondeau, Khizardjan, 1976 ; Pilot et al., 1988).

4.2.2. Clouage de versants

L'autoroute A41 rencontre, au nord d'Annecy, au passage du Col d'Evires, des formations argileuses et limoneuses, surmontant un substratum molassique, qui constituent des versants à la stabilité précaire (Tran Vo Nhiem, Dagnaux, 1983 ; Dagnaux, Tran Vo Nhiem, 1984). L'autoroute est située en léger déblai à l'aval de la voie ferrée construite en remblai : une réactivation des mouvements du versant était donc à redouter avec des répercussions fâcheuses sur la voie ferrée. En deux endroits particuliers, il a donc fallu procéder à une stabilisation préalable du versant, en pied du remblai ferroviaire. Cela a été exécuté par un clouage du versant, renforcé dans le cas de "Chez Louiset" par ancrage du chevètre de tête (fig. 29) : c'était une technique assez peu répandue jusqu'alors en France à cette échelle.

Le renforcement comporte un groupe de "clous" sur 50 m de développement, constitué de 3 rangées de profilés HEA espacés de 1 m, de 12 m de profondeur, ancrés et injectés dans la molasse. Ce chevêtre reçoit en outre 13 tirants tendus à 300 kN, inclinés à 45° et scellés dans la molasse.

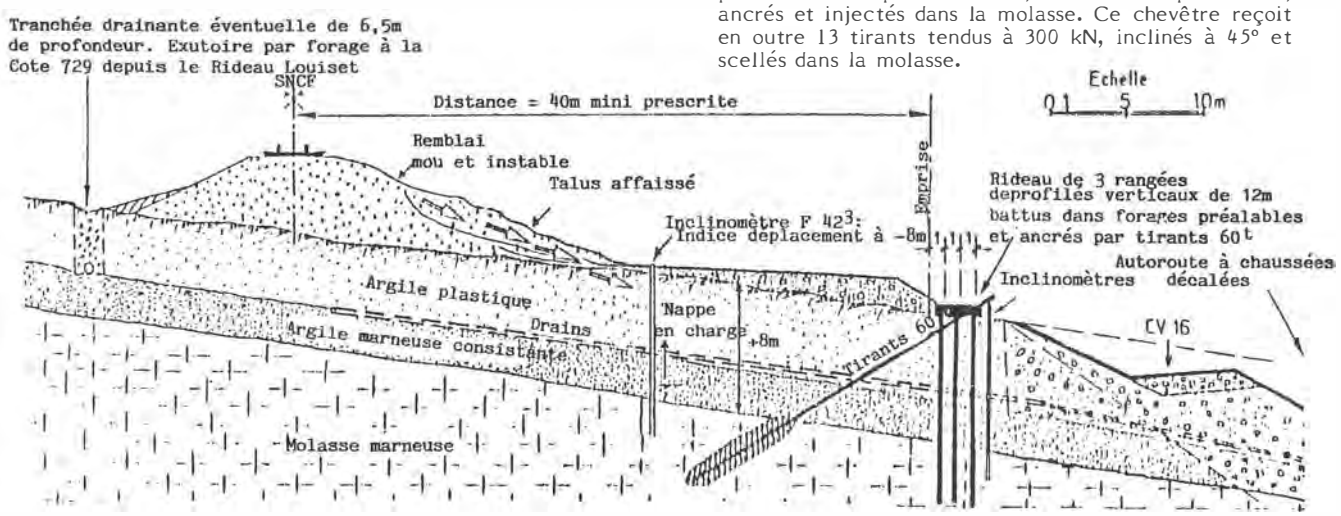


Figure 29 - Autoroute 41 (Haute Savoie). Confortement par clouage au lieu dit "Chez Louiset" (Dagnaux, Tran Von Nhiem, 1984)

4.2.3. Stabilisation par plaques ancrées

Dans la même section d'autoroute que celle citée en 4.2.2. (mêmes auteurs), des terrassements de déblai ont entraîné des mouvements à l'amont des travaux, menaçant notamment la Route Nationale 203 (fig. 30). La technique de confortement, assez peu utilisée en travaux routiers, a consisté à soutenir le talus routier et le versant sur lequel il repose par des plaques en béton armé, ancrés dans le substratum molassique. De façon détaillée, le dispositif comporte un renforcement du massif sous chaussées par barres simples scellées de 6 m de long et deux rangées décalées de dalles en béton armé avec tirants précontraints ayant une capacité de 1 000 kN.

Le comportement de cet ouvrage, suivi au même titre que le précédent par une instrumentation soignée, se révèle tout à fait satisfaisant.

4.2.4. Renforcement des murs

La route d'accès au tunnel routier du Fréjus comporte de nombreux murs de soutènement ; certains d'entre eux sont des murs ancrés dans le terrain en place, dont le parement est constitué de poteaux espacés de 2 m, supportant les efforts d'ancrage et sur lesquels prennent appui des plaques de béton qui assurent le soutènement. L'un de ces murs ancrés, l'ouvrage MA 8 s'est trouvé impliqué dans une des zones de rupture qui traversent le versant : il en résulte des ruptures d'ancrages et des désordres dans la structure en béton (Corté, Garnier, 1984). Le mode de confortement choisi a consisté à renforcer tout le massif situé à l'amont du mur ancré ; cet effet a été obtenu par la mise en plan de "nappes" de 5 clous espacés de deux mètres, d'une dizaine de mètres de longueur (fig. 31) ; ces clous sont des tubes de 63 mm environ de diamètre injectés au coulis de ciment-bentonite.

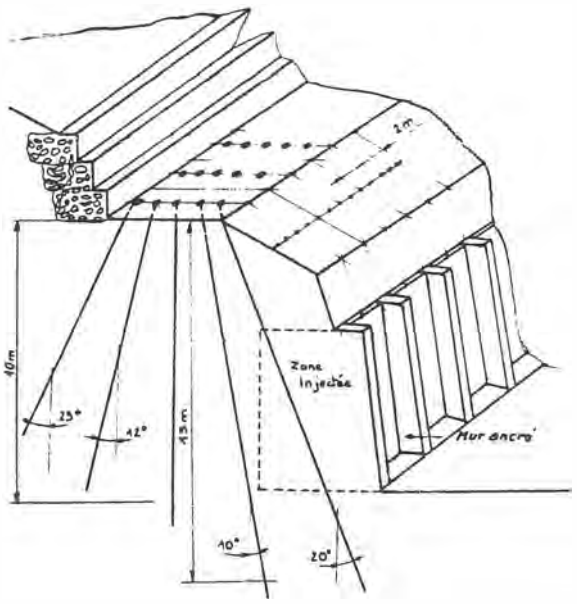


Figure 31 - Route d'accès au tunnel du Fréjus (Savoie) Renforcement d'un mur ancré (Corté, Garnier, 1984).

5 - ASPECTS SOCIAUX ET ECONOMIQUES

5.1. Aspects humains et sociaux

5.1.1. Impact des mouvements de terrain :

Les conséquences des glissements de terrain sont parfois dramatiques, soit parce que des victimes sont à déplorer, soit parce que l'impact sur la vie locale et régionale est très fort.

Les catastrophes aux nombreuses victimes sont heureusement assez rares ; en se limitant au XXème siècle, on peut citer :

en 1904 : Bozel (Savoie) : 11 morts (Eisbacher et al, 1984)

en 1926 : Roquebillière (Alpes Maritimes) : 19 morts (Méneroud, 1976)

en 1952 : Menton (Alpes-Maritimes) : 11 morts et 35 blessés (Méneroud, 1983)

en 1970 : Assy (Haute-Savoie) : 72 morts (Jail et Vivian, 1971)

Mais, chaque année, des accidents meurtriers de moindre ampleur ont lieu, notamment chutes de blocs rocheux sur les routes ; citons le cas d'un bloc de plusieurs tonnes qui a écrasé en avril 1986 quatre personnes dans leur automobile, sur une route de Savoie. Il semble, bien qu'aucun recensement exhaustif n'existe, que les mouvements de terrain consent en moyenne un peu plus de dix morts par an sur le territoire français (source : Ministère de l'Intérieur).

Le caractère linéaire des voies de communication les rend vulnérables aux coupures par suite de mouvements de terrain ; la fermeture prolongée de certaines voies peut entraîner de graves répercussions socio-économiques : isolement de localités à accès unique ; nécessité de longues déviations, etc.

Voici quelques exemples récents de coupures d'axes importantes ayant duré plusieurs semaines, voire plusieurs mois :

1970	Le Lautaret (Hautes Alpes)	Route Nationale	Coulée

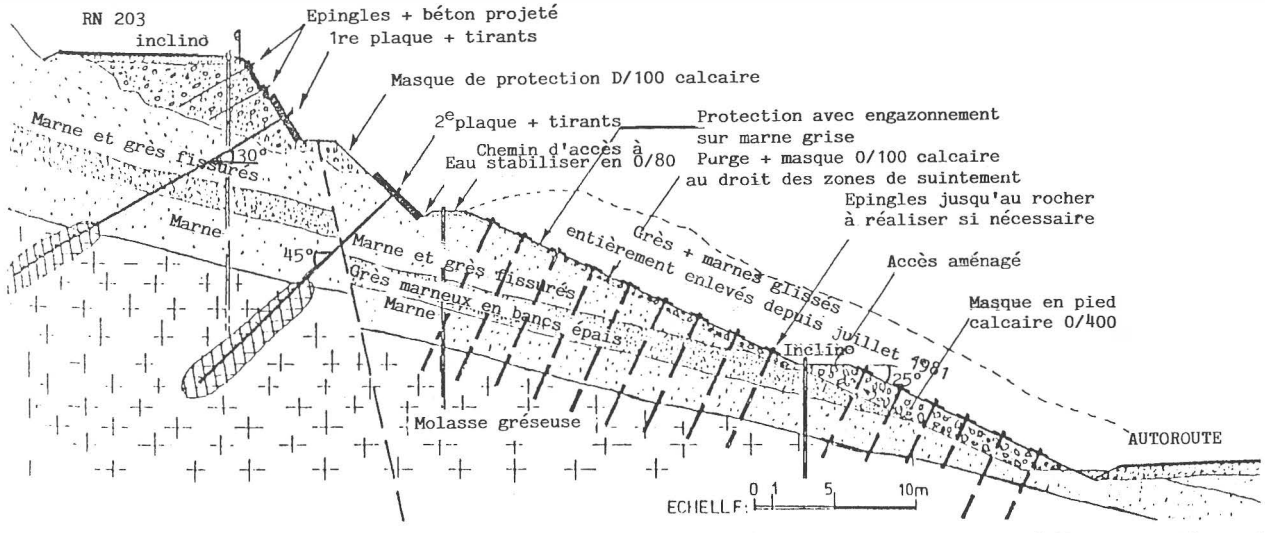


Figure 30 - Autoroute A41 (Haute Savoie). Confortement par plaques ancrées au lieu dit "Les Damets" (Dagnaux, Nhiem, 1984)

1972	Lac du Bourget (Savoie)	Route et voie ferrée	Eboulement
1974	Breil-Sur-Roya (Alpes Maritimes)	Route Nationale	Eboulement
1977	Eze (Alpes Maritimes)	Route et voie ferrée	Eboulement
1977	Castellane (Alpes de Haute Provence)	Route Nationale	Glissement
1977	Aigueblanche (Savoie)	Route et voie ferrée	Eboulement
1978	Valloire (Savoie)	Route	Glissement
1981	La Ravoire (Savoie)	Route et voie ferrée	Coulée
1983	La Léchère (Savoie)	Route Nationale	Eboulement

Le cas Valloire est typique d'un risque répandu : les touristes de cette station de sports d'hiver ont été bloqués à Valloire par un glissement dans le Houiller et le Glaciaire ; un certain nombre d'entre eux, à la fin des congés, ont dû repartir en abandonnant sur place leur voiture : ce type d'événements n'est évidemment pas favorable à l'"image de marque" d'une station touristique.

Le déroulement en Savoie des Jeux Olympiques d'Hiver de 1992 amène à réexaminer les aléas qui pèsent sur les lieux de compétition et sur leurs accès : un accident qui surviendrait à ce moment aurait un impact socio-politique considérable. A Aigueblanche (Tarentaise) par exemple, où des éboulements ont déjà eu lieu en 1937, 1977 et 1979, un tunnel routier permettra d'éviter la zone dangereuse ; il est certain que la perspective des J.O. a accéléré la concrétisation de ce projet, prévu en tout état de cause du fait du trafic et de la capacité touristique (200 000 lits) à l'amont de ce défilé (Durville, 1983).

La menace que fait planer le glissement de La Clapière (Alpes-Maritimes) est multiple : destruction de plusieurs maisons, voire d'une partie du village de Saint-Etienne-de-Tinée, par la masse éboulée ; ennoiement du village sous les eaux accumulées à l'amont du barrage naturel ainsi formé ; rupture catastrophique de ce barrage et inondations à l'aval (Blanc et al., 1987). L'avenir même de ce village de montagne et de ses activités est en jeu ; cette menace, prise au sérieux tout récemment à vrai dire, semble commence à influencer les orientations à moyen terme des habitants. Il faut signaler aussi que la route menant à la station de ski voisine a été déviée, évitant le glissement mais aussi le village : une répercussion économique défavorable était redoutée par ses habitants.

Lorsque des zones habitées sont atteintes ou menacées, les mesures d'évacuation temporaire ou définitive qui peuvent être prises acquièrent évidemment une dimension socio-politique. Il est intéressant de mentionner à ce sujet le cas de Roquebillière, dans les Alpes-Maritimes (cf paragraphe 2.3.3.) : à la suite de la coulée meurtrière de 1926, l'abandon du village avait été décrété par le Préfet, et un nouveau village fut construit sur le versant opposé. Mais petit à petit, les anciennes maisons ont été réoccupées, et aujourd'hui, le village de "Roquebillière-le-Vieux" possède une existence réelle, sinon administrative, alors que de nouvelles instabilités ont vu le jour dans les années 70 (Méneroud, 1976).

5.1.2. Influences humaines sur la déstabilisation des versants

Il est bien connu que certaines activités humaines ont un rôle dans le déclenchement des mouvements. Les travaux de génie civil sont trop souvent la cause directe de glissements, dans des secteurs en équilibre précaire : par exemple, les terrasements effectués lors de la construction de la route d'accès au tunnel du Fréjus, en Maurienne, ont provoqué un glissement brutal de la couverture du substratum Houiller, dans un versant douteux il est vrai (Koenig et al, 1980).

De façon plus indirecte, la liaison de cause à effet étant plus floue, le délaissement de certains secteurs montagneux, autrefois terrains de cultures ou de pâturages, semble responsable de glissements récents, du fait de l'abandon du drainage superficiel (Pachoud, 1981) : ce serait le cas de la coulée du Petit Bornand citée en 2.3.10.

Pour L. Besson (1984), le cas du Trièves (Isère) est analogue : l'aggravation des instabilités constatée depuis quelques années (cf paragraphe 2.3.9.) est à mettre en relation avec la diminution du nombre d'exploitations agricoles et avec le passage à de nouvelles structures agraires : là encore, la disparition du réseau d'assainissement traditionnel est en cause.

Les déboisements inconsidérément pratiqués dans les siècles furent certainement responsables de mouvements de terrain et d'érosion accélérée ; c'est une des causes du glissement du Châtelard, cité au paragraphe 2.3.10., d'après Gex (1931). De même, après la coulée boueuse de La Ravoire de Bourg-Saint-Maurice (paragraphe 2.3.2.), on a mis en cause l'imperméabilisation des sols, liée à la station de ski des Arcs, qui augmente les débits de pointe des torrents (Antoine et Marie, 1985).

Il faut signaler ici l'action remarquable menée depuis un siècle par le Service de Restauration des Terrains en Montagne- reboisements, correction des torrents, etc.- action qui a certainement rendu inoffensifs nombre de torrents alpins autrefois destructeurs.

5.2. Aspects économiques

Il n'existe pas en France d'organisme constitué en "observatoire" des coûts des mouvements de terrain. On en est ainsi réduit à évoquer qualitativement les effets de ces mouvements et à citer quelques chiffres plus ou moins récents concernant des situations ponctuelles.

5.2.1. Domaine des routes et des autoroutes

Le chapitre 4 a fait état d'un certain nombre de mesures préventives et de travaux de confortement, notamment sur de grands axes réalisés relativement récemment : Autoroute Nice-Menton, Route d'accès au tunnel du Fréjus, Autoroute A 40 Lyon-Genève, Autoroute A41. Les mesures prises pour tenir compte des instabilités existantes ou potentielles entraînent des dépenses, inhérentes à cette particularité du site, évaluées dès la mise au point du projet ; on peut difficilement, dans ce cas, parler de "coût des glissements de terrain" sauf à faire un rapprochement global entre le coût des travaux en zone difficile et le coût des mêmes travaux en rase campagne, ce qui ne dégage guère de conclusions utilisables pour être appliquées, à priori, sur un site nouveau. La connaissance des coûts par type d'ouvrage serait plus significative : protection de fondations profondes par des virolles, drainages spécifiques, clouage, etc...Ce type d'étude n'a pas encore été entrepris.

En revanche, on connaît mieux le coût des travaux particuliers résultant de problèmes ponctuels qu'il a fallu résoudre spécifiquement ; on en cite quelques uns ci-dessous :

- un cas particulièrement typique est celui du viaduc des Fourneaux, réalisé sur la route d'accès au tunnel franco-italien du Fréjus. Les impératifs de localisation de la tête d'entrée côté France de ce tunnel ont amené à construire cette route d'accès sur un versant dont les études ont rapidement montré que le manteau d'éboulis était instable ; il se déplaçait, selon les lieux et les ans, à des vitesses annuelles centimétriques ou décimétriques. Outre une attention particulière au choix de l'implantation des fondations des ouvrages d'art, on a bâti un projet avec de nombreux profils mixtes comportant des ouvrages de soutènement aux techniques adaptées : murs en terre armée, murs

ancrés, murs Peller (Koenig et al. 1980, Calgaro-Plaut, 1985).

La situation du tracé était particulièrement délicate aux "Fourneaux", au dessus de la gare de triage de Modane : un important glissement du versant s'y était produit en 1924 et avait nécessité plusieurs années d'efforts pour être stabilisé. Les travaux de terrassement au droit de ce glissement ancien se sont néanmoins déroulés sans difficultés particulières : c'est à proximité qu'un mouvement lent d'abord (mai 1977) puis de plus en plus menaçant (jusqu'en avril 1978) s'est produit. Deux types de mesures ont alors été arrêtés :

. traitement du glissement lui-même afin de supprimer la menace sur la voie ferrée, par purge des matériaux (60 000 m³ environ) et mise en oeuvre de divers soutènements, d'un coût de 11 millions de francs.

. Construction d'un ouvrage d'art dont la travée centrale (96 m) se situe au dessus du glissement (fig. 32) d'un coût de 17,7 millions de francs en 1978.

- Les gros travaux réalisés à titre préventif constituent des opérations isolées dont le coût est assez facile à chiffrer. Ainsi, à la base du versant de Séchilienne, (cf. paragraphe 4), on a réalisé un important merlon de terre destiné à protéger une déviation de la route et de la rivière : ces travaux se sont élevés à 23 millions de francs. Des travaux préventifs du même type ont été exécutés à la base du versant de la Clapière (cf paragraphe 2.3.), déviation routière essentiellement, pour un coût de 30 millions de francs; un projet de galerie souterraine destiné à assurer la continuité de l'écoulement de la rivière "La Tinée" en cas de formation d'un barrage par un éventuel éboulement de ce versant est évalué à 250 millions de francs.

- Les travaux d'entretien qui se traduisent également par des opérations isolées ont leurs coûts assez bien connus. C'est ainsi que le coût des travaux réalisés pour lutter contre les éboulements et les chutes de pierres sur les routes est bien identifié : un Groupe d'Etude des Falaises (G.E.F.) constitué en France dans les années 1970, a procédé à une étude exhaustive des parades à ces mouvements et du coût des réalisations correspondantes (1978). Le tableau II constitue la synthèse technique et économique de cette étude.

Outre les travaux, il y aurait à évaluer ce que coûtent les troubles d'exploitation d'une voie routière que ce soit en temps d'immobilisation des véhicules et de leurs passagers lors d'une réduction de capacité, ou en allongement de parcours lors d'une interruption du trafic : une telle évaluation ne semble pas exister à ce jour dans le cas spécifique des troubles dûs aux mouvements de terrain.

5.2.2. Domaine ferroviaire

Au cours de ces vingt dernières années, la SNCF a eu à faire face à des problèmes d'alerte (systèmes détecteurs) et à de multiples problèmes de protection (risques de chutes de blocs) et d'entretien (voies sur glissements de terrain).

- En matière de systèmes détecteurs, la SNCF a généralisé l'installation de dispositifs d'alerte par fils détecteurs de chutes de blocs dans les zones les plus exposées, ligne Culoz Modane, en direction de l'Italie, par exemple, qui concentre le dixième du trafic de marchandises de la Société (Rochet 1979, 1980, Verrier-Guivy, 1980).

- En matière de protection contre les éboulements et les chutes de blocs, on peut considérer que les informations présentées dans le tableau II demeurent valables à deux facteurs près. D'une part, les conditions d'exécution des travaux sont beaucoup plus sévères à proximité d'une voie ferrée qu'à côté d'une route, en sorte que les coûts mentionnés seraient à majorer. D'autre part, la SNCF ressent les problèmes de sécurité d'une façon très aigüe en sorte que la mise en oeuvre de solutions lourdes et onéreuses s'impose plus souvent, semble-t-il, que dans le cas des routes : la figure 25 illustre un cas de mise à l'abri des voies ferrées par une galerie.

- Pour ce qui est du coût des troubles à la circulation des trains (ralentissements) et à l'arrêt du trafic ferroviaire, la SNCF dispose d'une méthode de calcul, qui n'est pas exposable ici, qui tient compte de l'intensité du trafic et de la nature du trouble. L'évaluation correspondante est prise en compte dans les décisions retenues sur le niveau et le coût des travaux acceptables dans une situation donnée.

5.2.3. Aménagements hydroélectriques

Les aménagements hydroélectriques sont nombreux dans les Alpes françaises ; certains d'entre eux ont souffert des mouvements de terrain.

- Dès 1954, les conduites forcées de la centrale de Malgovert, près de Bourg Saint-Maurice, (cf paragraphe 2.3.2.), ont souffert des mouvements du versant sur lequel elles reposent (Daubord, 1984). Les contraintes qui en résultent sont des opérations annuelles d'entretien sous forme d'intervention sur les joints, de réglage des dispositifs d'attaches et d'aménagements sur la conduite elle-même : découpe de viroles en partie basse et ajout de viroles en partie haute ; le versant est fortement instrumenté en piézomètrie, topographie et inclinométrie.

- Le barrage de Genissiat, sur le Rhône, connaît un glissement actif de l'une de ses berges au dessus du niveau de la retenue ; il s'agit du glissement de Leaz (Haute Savoie) à une trentaine de km en amont du barrage (CFGB 1982). Le glissement implique l'argile sableuse à galets et blocs ainsi que la partie superficielle des argiles varvées ; par contre, la terrasse alluvionnaire au contact de la retenue est stable. Le risque était donc de voir les matériaux en mouvement se déverser dans le réservoir. Depuis 1972, le site a été fortement instrumenté (topographie, piézométrie, distancemètre à fil invar) en sorte qu'on a pu établir que le mouvement n'était pas en relation avec le niveau d'eau dans la retenue et que les vitesses de déplacement (le cm par jour au maximum) n'étaient pas susceptibles d'évoluer davantage et de menacer la retenue.

- Le barrage du Mont Cenis (Savoie) se situe dans un environnement de mouvements de terrain. Les mouvements les plus importants affectent le versant nord de la retenue : les Schistes lustrés de la pente reposent en effet sur des gypses du Trias qui subissent de fortes dissolutions, évaluées à 100 000 tonnes par an ; dans ces conditions, le massif subit de fortes dislocations et des effondrements (Bordet-Deletie, -

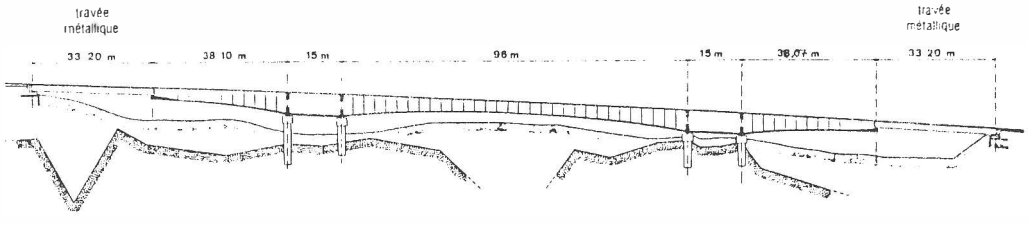


Figure 32 - Route d'accès au tunnel du Fréjus (Savoie). Viaduc des Fourneaux (Koenig et al., 1980).

Tableau II - Eboulements et chutes de pierres sur les routes : parades et coût correspondant (Groupe d'étude des falaises - 1978)

CLASSE	TYPE		MODE	COUT MOYEN (1977)
PARADES ACTIVES Procédés visant à la stabilisation	1	Revêtement naturel	Végétalisation	2 à 6 F le m²
			Fascines, implants d'arbustes	
			Reboisement de versant	400 000 à 500 000 le km²
	2	Revêtement artificiel	Béton projeté	250 à 500 F le m²
			Perré	
			Grillage plaqué ou ancré	35 à 50 F le m²
			Masque d'enrochement	
	3	Soutènement	Contrefort, buton	
			Mur	400 F le m³ de béton armé mis en place
			Ancrage précontraint	200 à 650 F le m suivant capacité
			Ancrage passif	80-100 F le m Ø 25 mm ; 100-120 F le m Ø 32 mm
PARADES PASSIVES Procédés visant au contrôle de la chute et au maintien d'une emprise sans obstacles	1	Ecran dans l'emprise	Ecran grillagé	250 à 500 F le m
			Blocs de béton	450 à 600 F le m³
			Séparateur en béton	250 F le m
			Merlon de terre	400 à 700 le m
			Mur cellulaire	350 F le m³
			Ecrans divers, gabions	Variable
	2	Obstacle sur pente	Mur barrage	Très variable suivant constitution de l'ouvrage
			Chambre d'éboulis	Variable suivant l'ouvrage et les accès
			Risberme avec ou sans écran	
			Ecrans divers, filets métalliques....	
	3	Contrôle chutes de pierre	Couverture grillagée	35 à 50 F le m²
	4	Ouvrage de transit	Galerie paravalanche	30 000 à 50 000 F le m
			Etraves, tremplins....	500 F le m² de parement
	5	Abattage contrôlé	Purge	30 à 50 F le m² ou 250 F l'heure
			Rescindement	75 à 150 le m³
	6	Déplacement d'itinéraire	Modification du tracé	

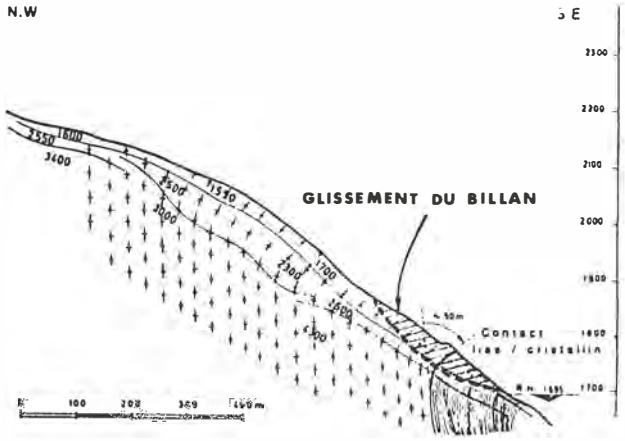


Figure 33 - Barrage de Grand-Maison (Isère). Glissement du Billan



Figure 34 - Destruction d'un immeuble, dans les Alpes Maritimes

1979). D'autre part, là comme ailleurs, la disparition des glaciers a laissé certains versants en état instable: c'est le cas à l'aval du barrage ou le glissement de Lamet (5 millions de m³ environ) est particulièrement actif dans un versant desorganisé dans son ensemble ; cette activité est en relation étroite avec les précipitations et la fonte des neiges. Ces mouvements ont amené l'exploitant du barrage à procéder à une forte instrumentation du site.

- Le barrage de Grand-Maison, le plus récent des grands ouvrages hydroélectriques construit en France, près de Grenoble a été achevé en 1985. Son exploitation initiale a été affectée par le glissement du Billan, survenu à 2 km environ à l'amont du barrage (Dubie-Guitton, 1988). La figure 33 présente une coupe du site qui montre notamment que la base du glissement est très proche de la retenue. C'est en mai 1986 que sont apparus les mouvements du versant, lesquels se sont traduits par deux contraintes pour l'exploitant : abaissement du niveau de la retenue (1 m par jour) et mise en place d'un très important dispositif de surveillance participant à l'étude du glissement (topographie, géodésie, piézométrie, inclinométrie, photogrammétrie, extensométrie). Les travaux de confortement ont comporté l'exécution d'une galerie de drainage de 850 m de long, d'où partaient des drains verticaux forés vers le haut (1 300 m de drains ont ainsi été réalisés) ; ce système de drainage qui a permis d'évacuer jusqu'à
9 000 litres d'eau par minute, a conduit à stabiliser le glissement en sorte que l'exploitation du barrage a pu se faire normalement.

- Le barrage du Monteynard (Isère) connaît un spectaculaire glissement de l'une de ses berges, le glissement de Sinard. Ce mouvement, d'une superficie de 0,5 km², se situe dans les argiles litées du Trièves. La retenue n'est pas menacée mais l'extension du mouvement vers l'amont conduira vraisemblablement à déplacer la ligne électrique haute tension implantée sur le versant.

5.2.4. Effets sur la construction immobilière et l'aménagement du territoire

On a évoqué à plusieurs reprises les effets des mouvements de terrain sur des immeubles ou des maisons : la figure 34 rappelle combien ils sont destructeurs. Les conditions d'évaluation des dommages, ainsi que la fixation des indemnités, sont complexes et longues en sorte qu'on ne dispose pas d'éléments économiques à ce sujet.

On citera par ailleurs que le coût des dommages causés par la coulée de la Ravoire de Bourg-Saint-Maurice (cf. paragraphe 2.3.2.) est évalué à 50 millions de francs y compris les travaux de rétablissment de la voie ferrée.

5.3. La situation légale et réglementaire

5.3.1. Les mesures d'urgence pour la protection des personnes

Dans les situations d'urgence (dangers à court terme dus au développement d'une instabilité), c'est le maire de la commune concernée, en tant que responsable de la sûreté et de la sécurité publiques, à qui il revient : "de prévenir, par des précautions convenables et de faire cesser, par la distribution des secours nécessaires, les accidents et les fléaux calamiteux (...), tels que les incendies, les inondations, les rutpures de digues, les éboulements de terre et de rochers, les avalanches ou autres accidents naturels" (article L 131-2 du Code des Communes). Le Maire a donc le pouvoir -et le devoir- d'ordonner l'évacuation d'une maison, d'interdire l'accès à une zone, de prescrire des travaux de protection, etc., si les circonstances l'exigent.

5.3.2. Aménagement et cartographie des risques

Depuis les années 70, deux possibilités existent pour réglementer la construction en zone instable : d'une part, le Préfet peut définir un périmètre dangereux dans lequel les constructions sont interdites ou soumises à des restrictions (art. R 111-3 du Code de l'Urbanisme); d'autre part, il est prévu que les Plans d'Occupation des Sols (P.O.S.), qui définissent les orientations du développement future d'une commune, prennent en compte les secteurs exposés à des risques naturels. Mais ces dispositions sont restées peu appliquées jusque récemment, sauf exception comme dans les Alpes-Maritimes où une centaine de P.O.S. ont fait l'objet d'étude des risques d'instabilités (Méneroud, 1978).

Plusieurs lois et réglements sont venus ces dernières années renforcer et élargir ce dispositif :
- la loi du 13 juillet 1982, relative à l'assurance contre les catastrophes naturelles, prévoit que l'Etat réalisera des Plans d'Exposition aux Risques (P.E.R.) qui traitent des séismes, des inondations, des avalanches et des mouvements de terrain : "l'Etat élabore et met en application des Plans d'Exposition aux Risques naturels prévisibles, qui déterminent notamment les zones exposées et les techniques de prévention à y mettre en oeuvre, tant par les propriétaires que par les collectivités ou les établissements publics. Ces plans (...) valent servitude d'utilité publique (...)" (article 5).

Un P.E.R. comprend donc un zonage (rouge = inconstructible ; bleu = constructible sous conditions; blanc = pas de problème particulier) et un règlement qui définit les mesures à prendre dans les zones bleues. Plus de 650 P.E.R. (tous risques confondus) sont en cours d'élaboration ; une vingtaine d'entre eux sont déjà approuvés. Les études techniques de P.E.R. se limitent le plus souvent au levé géologique et géomorphologique et à la photointerprétation, ainsi qu'à une enquête sur les phénomènes survenus dans le passé.

Ainsi la précision demandée est-elle difficile à obtenir: emplacement des limites de zones, du fait de l'échelle 1/5000 le plus souvent ; libellé du règlement, les mesures préventives ne pouvant être édictées que dans leurs grandes lignes, avec souvent des choix possibles entre plusieurs techniques.

- une loi 1985, dite "loi Montagne", énonce dans son article 78 : "dans les zones de montagne, en l'absence de plan d'exposition aux risques naturels prévisibles, les documents d'urbanisme ainsi que les projets de travaux, constructions ou installations soumis à une demande d'autorisation (...) tiennent compte des risques naturels spécifiques à ces zones, qu'il s'agisse de risques préexistants connus ou de ceux qui pourraient résulter des modifications du milieu envisagées". Cet article renforce donc l'obligation de prendre en compte les risques de mouvements de terrain dans les Plans d'Occupation des Sols ; cette obligation est encore rappelée dans une loi de 1987 relative à la prévention des risques majeurs.

En bref, l'insistance est de plus en plus grande pour que soient définies les zones instables et les contraintes sur la construction qui y sont liées. Ceci est confirmé par la jurisprudence récente : après un accident, l'Etat (ou la collectivité locale) peut être condamné pour n'avoir pas fait rechercher et délimiter les zones dangereuses.

c) Les devoirs du constructeur

La rédaction 1978 du Code Civil stipule que "tout constructeur d'un ouvrage est responsable de plein droit, envers le maître ou l'acquéreur de l'ouvrage, des dommages, même résultant d'un vice du sol, qui compromettent la solidité de l'ouvrage (...)". Il faut remarquer qu'aucune notion de "force majeure" ne vient a priori décharger de cette responsabilité le constructeur. En particulier, la responsabilité de l'architecte peut être engagée, et ce pendant les dix ans qui suivent la fin des travaux.

Comme il a été indiqué ci-dessus, la loi "Montagne" affirme explicitement la nécessité de prise en compte des risques naturels dans les projets de construction.

S'il s'agit d'un ouvrage public, d'une route soumise à des chutes de blocs par exemple, en cas d'accident subi par un usager, la responsabilité de l'administration gestionnaire de l'ouvrge n'est pas automatique : il faut pour la mettre en jeu, qu'il y ait "défaut d'entretien normal", notion plus ou moins bien définie par la jurisprudence.

d) les travaux de prévention

Les seuls textes qui organisent à grande échelle des travaux préventifs sont ceux, datant du siècle dernier, qui définissent les missions des service de Restauration des Terrains en Montagne (Ministère de l'Agriculture, dont le but est de limiter les inondations torrentielles, érosions accélérées, coulées boueuses, avalanches. Le service "R.T.M." a été ainsi, pendant longtemps, le véritable "aménageur" de la Montagne, dont le bilan est largement positif.

6 - CONCLUSIONS

Ce rapport expose une vue d'ensemble sur les mouvements de terrain dans les Alpes françaises. Il s'appuie notamment sur une importante documentation bibliographique. Les informations disponibles sont inégalement répartie selon les régions : elles sont notamment moins riches dans certaines zones des Alpes du Sud où l'équipement est moins avancé.

On présente d'abord les principales formations géologiques sujettes à des mouvements de terrain en reliant ceux-ci à la nature et à l'évolution de chacune de ces formations. C'est ainsi que se signalent des ensembles, classiques dans toutes les Alpes, tels que les calcaires massifs, les flysch , les gypses et les moraines par exemple, mais que se distinguent aussi les particularités fortement marquées par des mouvements de terrain : argiles litées du Trièves, ou Terres Noires des Alpes du Sud notamment.

On a ensuite regroupé les mouvements selon une typologie limitée à trois classes : éboulements rocheux, glissements et coulées boueuses. Chaque classe fait l'objet d'illustrations portant sur des mouvements bien connus ou typiques. On a mentionné l'activité récente de quelques mouvements de grande ampleur dont la surveillance est assurée par un suivi instrumental poussé : cela ne doit pas masquer le nombre élevé de désordres de moindre importance qui ne sont pas mentionnés dans le présent document.

L'aménagement des Alpes françaises a connu un développement récent au niveau des stations touristiques et de l'infrastructure routière ; pour se mettre à l'abri des mouvements de terrain existants ou de ceux que l'on a provoqués, il a fallu procéder à de multiples travaux de prévention et de confortement dont quelques exemples sont regroupés dans un chapitre particulier.

La fréquence et l'importance de ces phénomènes entraîne des conséquences au plan socio-économique ; on s'est efforcé de dégager certains aspects humains de cette situation et d'évaluer l'impact économique de quelques instabilités importantes. Les textes réglementaires ont sensiblement évolué ces dernières années, accompagnant une sensibilité plus grande des esprits vis à vis des risques naturels : on présente en particulier les Plans d'exposition aux Risques récemment institués.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient vivement leurs collègues Messieurs Antoine, Asté, Colas, Desvarreux, Delétie, Duffaut, Follacci, Giraud, Khizardjian, Marchal, Méneroud, Rotheval, Rochet, Tachker et Villain pour les informations qu'ils leur ont aimablement communiquées.

REFERENCES

Amar, S., Blondeau , F., Follacci, J.P., Gaudin, B., Schlosser, F. (1975). Menace d'effondrement d'un grand remblai routier en zone montagneuse. Bull. Lab. Ponts et Chaussées, n° 75 : 137-140.

Anchierri, L. (1966). Les crues du torrent de Pontamafrey en 1965. Revue géographique Alpine Française vol 54-1 : 15-42.

Antoine, P., Biarez, J., Desvarreux, P., Mougin, J.P. (1971). Les problèmes posés par la stabilité des pentes dans les régions montagneuses. Géologie alpine tome 47 : 5-24.

Antoine, P., Giraud, A., Monjuvent, G. (1981). Les argiles litées du Trièves (Isère) ; conditions de gisement et exemples de propriétés géotechniques. Bull. Soc. Géol. de France, Paris, t XXIII n° 2 : 117-127.

Antoine, P., Besson, L., Blanchet, F., Meriaux, P., Tachker, Y. (1987). Phénomènes d'instabilité dans les argiles glacio-lacustres du Trièves (France). Proc. Int. Symp. Eng. Géol. Envir. in mountainous area, Beijing : 645-652.

Antoine, P., Camporota, P., Giraud, A., Rochet, L. (1987). La menace d'écroulement aux Ruines de Séchilienne (Isère). Bull. Lab. Ponts et Chaussées n° 150-151 : 55-64.

Antoine, P., Fabre, D., Giraud, A., Al Hayari, M. (1988). Propriétés géotechniques de quelques ensembles géologiques propices aux glissements de terrain (Alpes françaises). Comptes rendus 5ème I.S.L. Lausanne 6 p.

Antoine, P., Giraud, A., Asté, J.P., Azimi, C., Desvarreux, P., Rotheval, J.P. (1988). Les mouvements de terrain dans les Alpes du Nord. Typologie des phénomènes et méthodologie de la prévention. Rapport inédit. Commission interministérielle d'Aménagement de la Montagne - France.

Antoine, P., Marie, R. (1985). Géologie et aména gement de la montagne. Bull. Soc. Géol. de France, Paris, (8), t.I n° 7 : 1113-1128.

Antoine, P., Pachoud, A. (1976). Enseignements tirés de deux essais de cartographie systématiques de glissements de terrain. Bull. Liaison Lab. Ponts et Chaussées, spécial III.

Asté, J.P. (1984). Stabilisation d'un glissement de terrain affectant le CD 915 à la Perrière (Savoie) par une dalle sur micropieux. Comptes rendus Coll. Int. Renforcement en place des sols et des roches, Paris.

Asté, J.P., Cambou, B., Falcetta, J.L. (1984). Comportment des masses rocheuses instables de la prévision à la prévention. C.R. 4è I.S.L., Toronto, vol. I : 441-446.

Asté, J.P., Guerpillon, Y. (1985). Essai de chargement d'une fondation superficielle sur une pente d'éboulis. Revue française de géotechnique n° 32.

Azimi, C., Desvarreux, P., Plotto, P. (1980). Les coulées de boue du Freney, près de Modane, en 1977

Azimi, C., Desvarreux, P., Giraud, A., Martin-Cocher, J. (1982). Méthodes de calcul de la dynamique des chutes de bloc. Bull. Lab. Ponts et Chaussées, Paris, n° 122 : 93-102.

Azimi, C., Desvarreux, P. (1986). Etude et prévision des mouvements de terrain xyz. Revue Ass. franc. de topographie n° 28 : 8-14.

Azimi, C., Biarez. J., Desvarreux, P., Keime, F. (1988). Prévision d'éboulement en terrain gypseux Comptes rendus I.S.L. Lausanne.

Barféty, J.C., Pachoud, A. (1973). Cartographie du glissement de Montricher-le-Bochet (Savoie). Comptes rendus Symp. Sol et sous-sol et sécurité des constructions, Cannes : 187-193.

Besson, L. (1984). Mouvements de terrain en milieux forestiers et agricoles dans le Trièves (Isère). Contextes géologique et socio-économique. Comptes rendus coll. mouvements de terrain, Caen, documents du BRGM n° 83.

Biarez, J., Azimi, C., Desvarreux, P. (1973). Etude des risques de formation de coulées boueuses. Comptes rendus Symp. National sol et sous-sol et sécurité des constructions, Cannes, tome I : 37-46.

Blanc, A., Durville, J.L., Follacci, J.P., Gaudin, B., Pincent, B. (1987). Méthodes de surveillance d'un glissement de terrain de très grande ampleur. Bull. Ass. Int. AIGI, Paris, n° 35 : 37-46.

Blondeau, F., Khizardjian, J.P. (1976). Glissement d'un remblai sur versant à Monnetier-Mornex. Bull. Lab. Ponts et Chaussées, stabilité des talus, n° spécial 2 : 125-133.

Bordet, C., Deletie, P. (1979). La stabilité des versants d'une grande retenue des Alpes françaises. Phéno mènes géologiques. Surveillance des évolutions. Bull. AIGI, n° 20, Krefeld : 168-172.

Calgaro, J.A., Plaut, E. (1985). Le viaduc de Fourneaux sur la route d'accès au tunnel routier du Fréjus. Bull. Techn. Ass. Franc. pour la Construction, Paris : 55-68.

Cartier, G. (1985). Expériences françaises de l'étude et de la stabilisation des glissements de terrain. Rapport du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Paris, 166 p.

Chambron, M. (1979). Exemple de dimensionnement des ouvrages de protection contre les avalanches et les chutes de rochers. Colloque International sur la protection des voies ferrées contre les chutes de rochers, Kandersteg, 21 p.

Colas, G., Pilot, G. (1976). Description et classification des glissements de terrain. Bull. Lab. Ponts et Chaussées. Paris, n° spécial II : 21-30.

Colas, G. (1978). Glissement de Castellane sur la RN 85. Dossier du Laboratoire Régional d'Aix-en-Provence.

Colas, G. (1983). Versant de Côtes chaudes à Embrun. Dossier du laboratoire Régional des Ponts et Chaus sées d'Aix-en-Provence.

Colas, G. (1987). La crue torrentielle du Verdarel (Hautes Alpes) du 9 juillet 1981. Bull. Lab. Ponts et Chaussées, Paris, n° 150-151 : 78-83.

Comité Français des Grands Barrages (1982). Etudes et travaux réalisés en France en raison de l'instabilité de versants de retenues. Comptes rendus 14ème Congrès des grands barrages, Rio de Janeiro : 563-589

Corté, J.F., Garnier, P. (1984). Transformation d'un mur ancré par clouage du sol. Comptes rendus coll. Int. Renforcement des sols. ENPC. Paris : 327-331.

Corté, J.F., Perrin J., Bargillat, R., Garnier, P. (1984). Analyse des mouvements de terrain par inclinométrie. Le cas des versants de la vallée du Charmaix (Savoie). Comptes rendus Coll. Mouvements de terrain, Caen, Documents du BRGM n° 83, pp 345-352.

Corté, J.F., Marchal, J., Garnier, P. (1987). Comportement d'ouvrages de soutènement sur versants montagneux instables : Coll. Int. Interaction sols structures, Paris : 561-568.

Cruden, D.M., Antoine, P. (1984). The slide from Mont Granier, Isère and Savoie, France, on november 24th 1248. Proc. 4th I.S.L. Toronto, vol. I : 475-481.

Dagnaux, J.P., Tran Vo Nhien (1984). Exemples récents de renforcement des remblais et déblais sur l'autoroute A.41. Comptes rendus colloque renforcement des sols. ENPC. Paris : 243-248.

Daubord, B. (1984). Vingt ans d'auscultation d'un versant de Tarentaise. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées,

Debelmas, J. (1974). Géologie de la France. Tome 2. Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. Doin. Paris 250 p.

Dubie, J.Y., Guitton, C. (1988). Télétransmission de l'auscultation d'un glissement : grandmaison, glissement du Billan. Comptes rendus 5ème I.S.L. Lausanne, 6 p.

Duffaut, P. (1987). Geology and Mechanics in slope instabilities. 9th southeast asian geotechnical conference. Bangkok. 7 p.

Durville, J.L. (1983). La route nationale 90 en Tarentaise (Savoie - France) et les risques de mouvements

de terrain. Rapport Délégation aux risques majeurs. Paris.

Eisbacher, G.H., Clague, J.J. (1984). Destructive Mass Movements in High Moutains : Hazard and Management. Geological Survey of Canada. Paper 84-16. Canadian government Publishing centre. Ottawa, 229 p.

Faure, Y., Gourc, J.P., Giraud, A., Bechetoille, A. (1988). Comptes rendus 5ème I.S.L. Lausanne. 5 p.

Follacci, J.P., Pérez, J.L., Julian, M (1984). Crêtes doubles et perturbations de versants dans un domaine de montagnes alpines (Mercantour et ses bordures). Comptes rendus coll. Mouvements de terrain, Caen. Documents BRGM n° 83 : 533-542.

Follacci, J.P., (1987). Les mouvements du versant de la Clapière à Saint-Etienne de Tinée (Alpes Maritimes). Bull. Lab. Ponts et Chaussées, Paris, n° 150-151 : 39-54.

Follacci, J.P., Guardia, P., Ivaldi, J.P. (1988). Le glissement de la Clapière (Alpes Maritimes, France) dans son cadre géodynamique. Comptes rendus 5ème I.S.L. Lausanne, 5 p.

Gex, F. (1931). L'éboulement du Chatelard. Revue de Géographie Alpine, vol. 19 : 499-521.

Giraud, A., Gourc, J.P., Besson, I., Fabre, D. (1981). Approche pluridisciplinaire des problèmes posés par un glissement de terrain sur faible pente. Revue française de géotechnique, Paris, 14 : 57-66.

Goguel, J. (1956). Le glissement des gorges de l'Arly. Comptes rendus. Soc. Géol. France, n° 10 : 158-159.

Goguel, J. (1968). Les enseignements du glissement de Poutamafrey. Bull. BRGM, Paris, série 2, section 2, n° 3 : 55-62.

Goguel,J., Pachoud, A. (1972). Géologie et dynamique de l'écroulement du Mont Granier dans le massif de la Chartreuse en novembre 1248. Bull. BRGM (2), III, n° 1 : 29-38.

Goguel, J., Pachoud, A. (1981). Les mouvements de terrain du versant sud du massif de Platé (Haute Savoie (France). Bull. Lab. des Ponts et Chaussées, spécial X : 15-25.

Groupe d'étude des falaises (1978). Eboulement et chutes de pierre sur les routes. Rapport de recherche LPC, paris, n° 80 et 81.

Habib, P. (1967). Sur un mode de glissement des massifs rocheux. CR Académie des Sciences, Paris, t. 264 : 151-153.

Jail, M., Vivian, R. (1971). Les glissements de terrain et les éboulements dans les Alpes Françaises du Nord en 1970. Revue de géog. alpine vol. 59 : 473-502.

Koenig, J.G., Julien, A., Plaut, E. (1980). La route d'accès au tunnel du Fréjus. R.G.R.A. n° 567 : 58-70.

Légier, A. (1977). Mouvements de terrain et évolution récente du relief dans la région de Barcelonnette. Thèse 3ème cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 163 p.

Lenoir, B. (1985). Le viaduc d'Arlod sur l'autoroute A 40. Bull. Techn. AFPC, Paris : 69-78.

Malatrait, A.M. (1975). Mouvements gravitaires dans le territoire couvert par la feuille Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie) à 1/50 000. Thèse 3ème cycle Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 210 p.

Méneroud, J.P. (1976). Le glissement de Roquebillière (Alpes Maritimes). Bull. Lab. Ponts et Chaussées : stabilité des talus, Paris, n° spécial II : 118-124.

Méneroud, J.P. (1978). Cartographie des risques dans les Alpes Maritimes (France). Comptes rendus IIIème Congrès Int. AIGI, sect. I : 98-107.

Méneroud, J.P. (1983). Relations entre la pluviosité et le déclenchement de glissements de terrain Bull. Lab. Ponts et Chaussées, Paris, n° 124 : 89-100.

Pachoud, A. (1981). Influence de la disparition de l'activité agricole traditionnelle sur la stabilité des pentes en montagne. Bull. Lab. Ponts et Chaussées, n° spécial X , Paris : 49-53.

Pilot, G., Meneroud, J.P., Mangan, B., Bescond, B. (1978). Failure of a large highway cutting and remedial works. Failure in earth works. Thomas Telford Ltd, Londres : 141-154.

Poitout, M.J. (1986). Le glissement de versant de Pougny sur la ligne Lyon-Genève. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées. DFCAI, Paris, 18 p.

Ramirez, A., Fabre, D., Antoine, P. (1988). Enseignements tirés de l'étude de deux écroulements par glissement couche sur couche en terrain calcaire (Alpes françaises). Comptes rendus Vème I.S.L., Lausanne, 4 p.

Rochet, L. (1979). Protection contre les éboulements rocheux par filets métalliques. Bull. Lab. Ponts et Chaussées, n° 101 : 21-28.

Rochet, L. (1980). Protection contre les éboulements rocheux. Méthodologie des études spécifiques. Application à l'étude de la zone de la Praz sur la ligne SNCF Culoz-Modane. Bull. Lab. Ponts et Chaussées, n° 106 : 57-68.

Saint-Marcel, A. (1986). Centrale de Ballandaz. Glis sement de la conduite forcée ; construction d'un mur éperon. ENPC, DFCAI, Paris, 11 p.

Tonello, J. (1985). Réaménagement du viaduc du Char maix. Bull. Techn. A.F.P.C., Paris : 141-150.

Tran Vo Nhiem, (1988). Recent examples of cut and fill reinforcements on A41 Highway in France. Second International Conference on Case Histories in geotechnical Engineering Saint-Louis, Missouri, 16 p.

Tran Vo Nhiem, Dagnaux, J.P. (1983). Renforcement des remblais et déblais de l'autoroute A 41 : quelques aspects des travaux réalisés. Annales ITBTP, Paris, n° 418 : 35-48.

Varnes, K.J. (1978). Slope movements types and pro cessus. Chapter 2 in Landslide analysis and control, TRB special report 176, Washington : 12-33.

Verrier, G., Guivy, P. (1980). Protection des voies ferrées contre les chutes de rochers. Travaux, Paris, sept. : 32-39.

Villain, J. (1981). Sur le rôle des structures géologiques dans les glissements de terrain. Bull. Lab. Ponts et Chaussées, n° spécial X, Paris : 119-125.

Mouvements de masse récents et anciens dans les Alpes italiennes

Past and recent mass movements in Italian Alps

M.GOVI, C.N.R., I.R.P.I., Torino, Italy

ABSTRACT: The development of studies on slope instability in italian Alps has emerged mostly after the 1963 catastrophic Vajont landslide. The antecedent research trend, mainly concerned with historical and geographical aspects of landslides, evolved toward an approach involving disciplines such as applied geology, geothecnical engineering and quantitative geomorphology. The present state of knowledge indicates that actual and past landslides are widespread in all the geologic units of italian alpine arc and their number is more than 5.000. Larger concentration in certain areas is due mostly to the complexity of structural conditions. The recognition of past landslides is very important because regional studies domonstrate that frequently old landslides have been reactivated: the 1987 rock-avalanche on M. Zandila in Valtellina is an example. Recent increasing human demand for landslide loss reduction has replaced antecedend fatalism. Measures for repair damages and works to prevent instability, are widely required; on the contrary it is very hard to impose constraints such as permanent avoidance of unstable areas or restricted land use.

LES CONNAISSANCES SUR L'INSTABILITE DE PENTE

La possibilité de se défendre contre les dangers liés à des phénomènes d'instabilité diffus à l'échelle régionale, dépend largement du niveau d'information fourni aux communautés qui résident dans des aires à risque.

Jusqu'au siècle dernier, les connaissances dont on disposait sur les éboulements dans le secteur italien des Alpes, étaient essentiellement du type descriptif et se référaient particulièrement aux dommages causés par ces phénomènes plutôt que aux phénomènes mêmes. Les informations étaient nombreuses, mais elles étaient dispersées dans une très vaste littérature historique et géographique.

A partir du début du XX siècle, les problèmes liés à l'instabilité des pentes sont traités avec des critères plus spécifiquement techniques ayant surtout le but de garantir de meilleures conditions de sécurité aux lieux de résidence et aux voies de communication. L'achèvement de la carte géologique d'Italie, tout en n'étant pas finalisée à l'identification des aires instables, contribue à faire mieux comprendre les phénomènes. Mais, dans le cadre de la recherche scientifique, l'intérêt pour les mouvements de terrain reste encore assez limité, vu que les travaux publiés jusqu'en 1960 sont au nombre de 70 environ.

Après 1960, et surtout à la suite du grand glissement du Vajont, une plus grande attention est accordée aux risques d'éboulement. Des inventaires, des statistiques, des cartographies thématiques et des analyses géotechniques sont dressés. Durant les 20 dernières années les publications scientifiques sur cet argument sont au nombre de quelques centaines.

On ressent toutefois encore l'exigence de définir des standards très précis pour représenter sur les cartes la typologie des mouvements actifs et la probabilité des phénomènes potentiels. Il faut aussi uniformer les modalités d'inventaire pour une gestion intégrée des banques de données. Enfin il sera opportun de diffuser les informations même en-dehors des milieux strictement techniques et scientifiques, à travers des formes et sous des modes simplifiés et accessibles.

LA DISTRIBUTION DES MOUVEMENTS DE TERRAIN

La géologie et la structure de la chaîne alpine sont très complexes à cause du métamorphisme et surtout des nombreux chevauchements des differentes unités. Les principaux domaines structuraux qui se développent le long du versant italien des Alpes sont:

1) le domaine helvétique
2) le domaine pennique
3) le domaine austro-alpin
4) le domaine des Alpes Méridionales.

Ils sont costitués d'un socle pré-triasique, à prédominance de roches métamorphiques et granitiques, et d'une couverture post-paléozoïque, souvent décollée et encore métamorphique dans les zones helvétique et pennique, mais qui ne l'est plus dans la zone austro-alpine. Dans les Alpes Méridionales, seul le socle pré-carbonifère est métamorphique; la couverture sédimentaire carbonatique est ici très bien représentée surtout à partir du Trias.

La lithologie et la structure ont donné une première empreinte aux formes du relief alpin, mais la morphologie actuelle est le résultat des façonnements superposés des glaciations et successivement de l'érosion fluviale.

Même si la typologie varie d'un lieu à l'autre, les mouvements de masse dans les Alpes sont donc influencés par les conditions tectoniques et les paramètres lithologiques et morphologiques qui agissent sur le mécanisme initial de rupture et sur

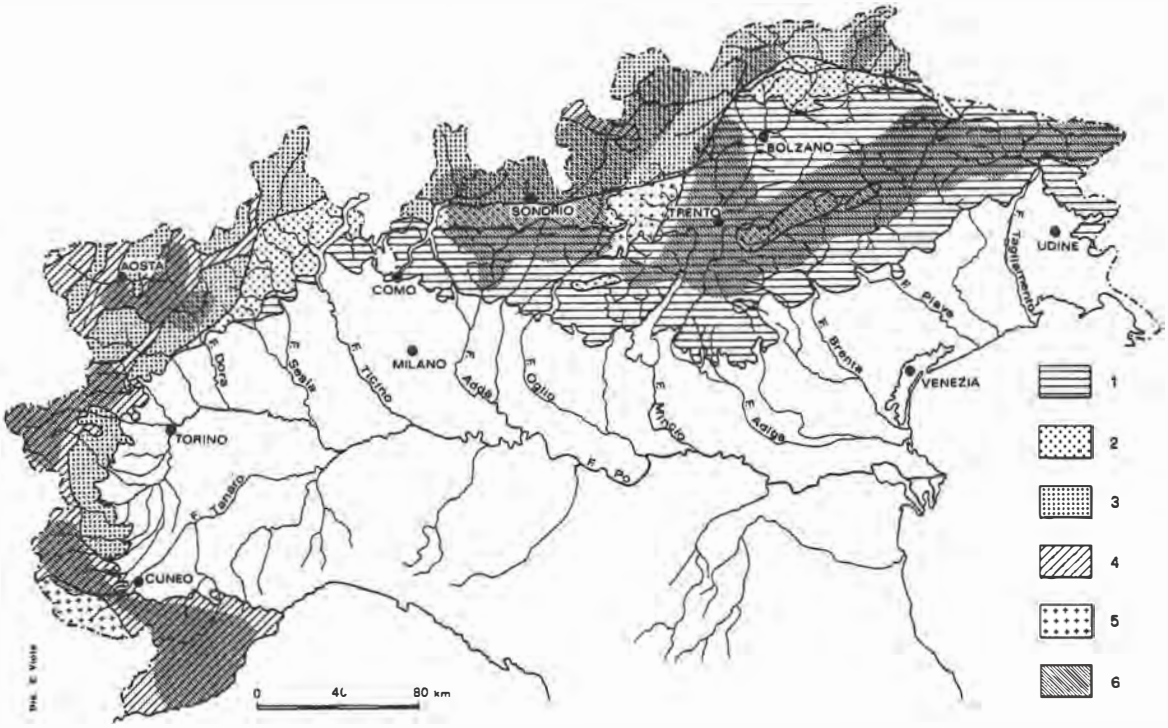


Fig. 1 - Carte litho-structurale schématique des Alpes italiennes
1) Roches calcaires et dolomitiques, porphires, grès, flysch (Zone des Alpes Meridionales).- 2) Gneiss, micaschistes, kinzigites, phillades (Zone des Alpes Meridionales).- 3) Gneiss, micaschistes kinzigites, marbres (Zones pennique et austro-alpine).- 4) Schistes lustrés, ophiolites, schistes volcaniques, quartzites, flysch (Zones pennique, austro-alpine et helvétique).- 5) Granites, tonalites, diorites, syènites. 6) Zones de plus grand diffusion de mouvements de terrain.

l'évolution successive du déplacement. Dans ce contexte il faut ajouter les effets dus à la sismicité, aux cycles gel et dégel et surtout aux précipitations qui, tour à tour, peuvent jouer le rôle de facteurs de préparation ou de déclenchement.

Une correlation quantitative entre la composition des differentes unités structurales et l'instabilité de pente est loin d'être simple.

En effet si l'on considère les données des inventaires concernantes les deux plus important complexes, le domaine pénnique et la zone des Alpes Méridionales, le premier presque tout entier composé de roches cristallines, le second constitué principalement par des series sédimentaires carbonatiques, on ne trouve pas une différence significative en terme de nombre de phénomènes.

Inventaire 1975 (Min. Agric. et Forêts)

Domaine pennique ($23.300\ Km^2$)	Alpes Meridionales ($22.950\ Km^2$)
n° phén. 697	701

Inventaire 1963 (Min. Trav. Publ.)

Domaine pennique	Alpes Meridionales
n° phén. 235	183

Faute de données complètes concernantes les surfaces et les volumes de terrain entraînés par le mouvements, ces chiffres laissent beaucoup d'incertitude.

Quoi qu'il en soit, les données établies récemment par la recherche scientifique sur des aires suffisamment étendues en tenant compte des phénomènes récents et anciens, montrent que le nombre global des mouvements de terrain dans les Alpes italiennes dépasse 5.000. Dans le domaine pennique un grand nombre de glissements se concentre dans la nappe des Schistes lustrés, où 15% de la surface totale de l'unité présente des phénomènes actifs ou déclenchés pendant la periode post-glaciaire, parfois dans des temps historiques.

On peut citer le grand glissement de Becca France (6 juillet 1564), en amont d'Aoste, qui a entrainé plus de 50 millions de m^3 en faisant 600 victimes. Il faut mentionner encore les écroulements-glissements canalisés qui ont enseveli les habitations de Locana (Vallée du T. Orco) en l'an 1628 et de Bardonnèche (Vallée du T. Doire Ripaire) au cours du XVIe siècle; l'écroulement de calcschistes (60 milions de m^3) qui a barré la vallée en amont du village S. Eusebio (T. Varaita) en l'an 1391; le glissement de roches ophiolitiques qui a détruit l'agglomération de Villar (Vallée du T. Varaita) en 1655, à la suite d'une réactivation d'un grand phénomène plus ancien (250 millions de m^3).

Dans les autres unités penniques, helvétiques et austro-alpines, formées en grande partie de gneiss granitoïdes ou de métamorphites basiques, aussi bien que dans les formations dolomitique des Alpes Meridionales les facteurs qui jouent sont surtout la forte dénivellation et le degré de fracturation des roches. Les grands rock avalanches de l'Aiguille de Troilet (Mont Blanc) et d'Antrona (Vallée d'Ossola), responsables de plusieurs morts, en sont des exemples significatifs.

Le domaine insubrien montre des formations rocheuses particulièrement susceptibles de glisser. Au niveau du socle cristallin, ce sont les micaschistes et les phyllades qui présentent des phénomènes répandus d'instabilité; l'ensevelissement de Barcone et Gerro (1764) dans le bassin du T. Pioverna (Como), la destruction du village Valgoglio (1667) dans la haute Vallée Seriana, les dommages aux habitations de Gianico (1534, 1960) au Nord du Lac d'Iseo, le barrage de la Vallée du T. Vanoi (1823, 100 milions de m^3) en amont de Canal S. Bovo (Trentin), sont tous des effets catastrophiques causés par le glissement de ces roches cristallophylliennes.

Au niveau de la couverture sédimentaire apparaît l'instabilité des séries formées par des calcaires siliceux, plus ou moins argileux, marnes et calcarénites interstratifiées; il s'agit des assises du Jurassique moyen au Crétacé affleurant surtout dans le secteur des Préalpes. Les glissements translationnels (ou parfois rotationnels y sont fréquents: parmi ceux-ci on ne peut pas passer sous silence le grand mouvement qui a provoqué la catastrophe du Vajont (250 milions de m^3, 2000 victimes).

Il faut souligner à ce point le danger potentiel lié aux conséqueces indirectes des grands éboulements, c'est-à-dire aux barrages des cours d'eau et aux vidanges des lacs temporaires. Les exemples connus les plus importants vont des Alpes orientales (barrage du Tagliamento par le glissement de M. Auda en 1692) jusqu'à la chaîn occidentale (barrage du Torrent Alfenza, en amont de Crodo d'Ossola en 1834). Le plus récent est le glissement -avalanche de roches de M. Zandila en Valteline, dont on va à décrire le mécanisme de déplacement de façon plus détaillée.

LE GRAND MOUVEMENT EN MASSE DE M. ZANDILA

Le phénomène catastrophique du 28 Juillet 1987 dans la haute-Valteline, a été précédé les 18 et 19 Juillet par une grave crue qui avait touché toute la vallée. Le moment le plus critique se présenta le 25 Juillet lorsque s'ouvrit une fracture longue de 600 mètres sur le versant oriental du mont Zandila, à l'altitude de 2200 m environ.

L'observation des photographies aériennes montra clairement que toute l'aire instable était contenue dans un glissement ancien, préhistorique.

Le versant était constitué de roches à prédominance de diorites, gabro-diorites et secondairement ortho-quartzites et gneiss. Toutes ces roches étaient fortement fracturées.

Du 25 au 27 Juillet, des blocs se détachèrent toujours plus fréquemment des parois rocheuses sous-jacentes à la fracture, ce qui entraîna l'évacuation des villages de Morignone, S. Antonio, Poz et Tirindré.

Le 28 Juillet, à 7h.23 du matin, une masse énorme de gabbro-diorite glissa le long de deux surfaces de rupture presque orthogonales, puis elle se précipita sous forme d'une avalanche de roche, de 2200 m jusqu'au fond de la vallée de l'Adda (à l'altitude moyenne de 1050 m). Le petit village de Morignone fut instantanément détruit.

La masse rocheuse, fortement fragmentée, continua sa course remontant sur le versant opposé jusqu'à un niveau de 300 m au dessus du fond de vallée. Là, elle se heurta à un éperon rocheux qui la divisa en deux branches, vers l'amont et vers l'aval.

Les matériaux de celle de l'amont, retombant, plongèrent dans un petit lac barré par les laves torrentielles provenant de la Val Pola, pendant la

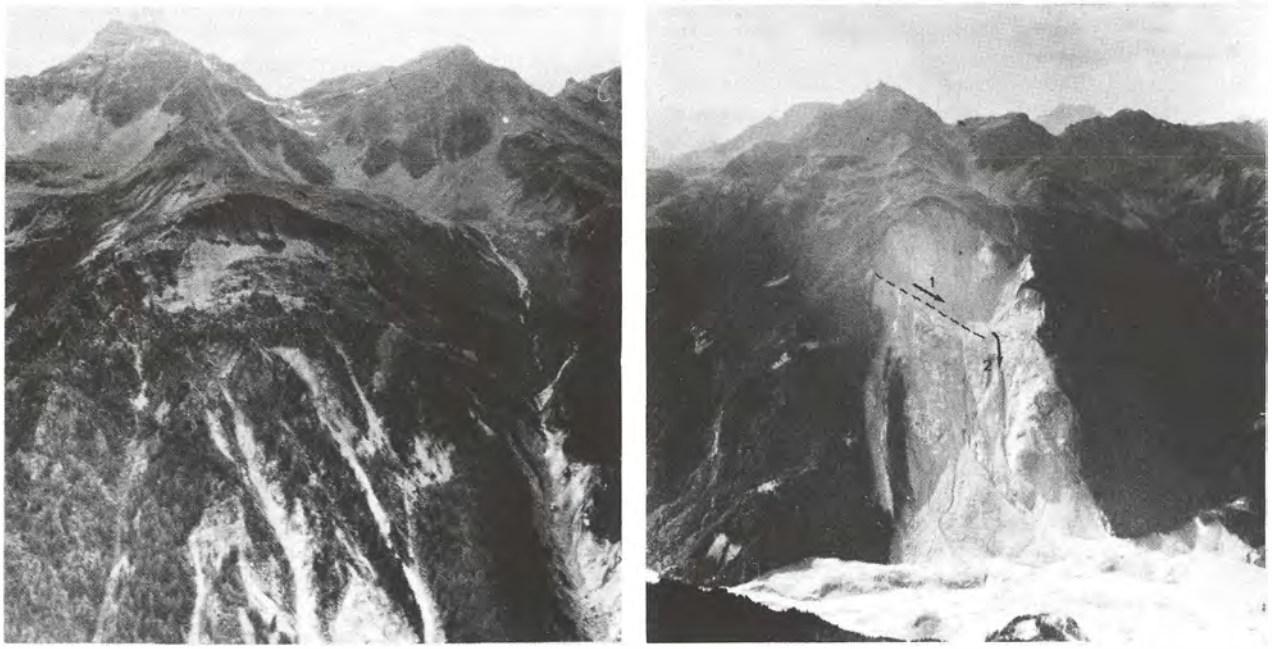


Fig. 2 - Le mouvement en masse de M. Zandila (1987). A gauche l'ancien glissement sur la pente orientale de M. Zandila quelque jour avant le collapsus; à droite le phénomène du 28 Juillet 1987, qui s'est produit par un glissement initial en direction Nord (flèche 1), évoluant rapidement sous forme d'une avalanche de roche vers le fond de la vallée (flèche 2).

crue des 18 et 19 Juillet. Une vague d'eau boueuse et de débris se forma avec une hauteur initiale jusqu'à 95 mètres environ qui, dans son déplacement vers l'amont, diminua jusqu'à 20-15 mètres après 1,3 km.

Cette vague parcourut une distance de 2300 m environ à la vitesse de 100 km à l'heure, aux dires des personnes qui se trouvaient dans les environs, et détruisit complètement les villages de Poz, Tirindrè et S. Antonio. On vit le clocher de l'église de S. Antonio "voler en l'air" quelques secondes avant l'impact de la vague, probablement à cause du déplacement d'air. La vague de boue atteignit le village d'Aquilone, à 2100 m au nord du lieu d'accumulation de l'éboulement, provoquant la mort de 27 personnes. A la différence des autres, ce village malheureusement n'avait pas été évacué.

Quant à la branche de l'éboulement vers l'aval, celle-ci parcourut une distance de 1400 m environ, en couvrant le lit de l'Adda jusqu'à la localité dénommée "Ponte del diavolo".

Au pied du versant ruiné, une accumulation de matériel rocheux ayant globalement un volume de 40x10 m^3, bloqua encore le lit de l'Adda, formant un nouveau lac. L'épaisseur de ce barrage variait de quelques dizaines de mètres jusqu'à 90 mètres environ dans la partie centrale.

Quatre semaines après, le lac avait une profondeur de 24 m et couvrait une surface de 80 ha. L'orage du 24 Août provoqua une montée du niveau de l'eau (4 m en 13 h environ) qui fut telle que, le 25 Août, le lac était proche à déborder. Afin de verifier la stabilité du barrage naturel sous l'écoulement de débits préetablis (20 m^3/s et 40 m^3/s), le débordement fut obtenu artificiellement en ajoutant dans le lac de l'eau provenant du réservoir du Cancano.

Le Département de la Protection Civile prit les mesures nécessaires pour prévenir tout risque ultérieur. Comme les phenomènes d'instabilité persistaient sur le mont Zandila, on installa un système de télémesure (distanciomètres, géophones) connecté à un centre d'alarme.

Un canal fut creusé dans le materiel d'accumulation pour permettre un écoulement régulier de l'eau provenant du lac. Pour le vider rapidement, en vue d'autres écroulements potentiels, on installa 3 stations de pompage au débit global de 13,5 m^3/s.

Actuellement l'évacuation de l'eau s'effectue à travers 2 tunnels bypass long de 3 km environ, dont la construction à été terminé au mois de Juin 1988. Le débit total des 2 tunnels est de 450 m^3/s environ. D'autres ouvrages ont été réalisés pour consolider le matériel d'accumulation.

L'enseignement à tirer des évenements de la Valteline est que rarement l'instabilité d'une pente se manifeste par un seul et unique épisode d'éboulement. Un rapport inédit du service "Eaux et Routes" du Royaume Lombard- Vénetien dans le siècle passé avait déjà mis en evidence que le glissement préhistorique du mont Zandila était de noveau actif, au mois d'août 1834.

Pour revenir à des temps plus récents, des personnes âgées qui résidaient a Morignone, se rappellent que, périodiquement, des parois rocheuses du M. Zandila se détachaient en printemps des blocs, dont ne s'etaient guère préoccupées.

Les recherches développées par l'Institut CNR-IRPI de Turin consacrés à l'étude de 195 importants éboulements détachés au cours des 30 dernières années dans des différents lieux des Alpes, ont mis en evidence, par comparaison avec le vues aeriennes du 1954 (première couverture photographique complète des Alpes italiennes) que le 79% des phénomènes considerés étaient preexistants dans la même place, même si sous des formes d'évolution differentes.

Il est donc fondamental de connaître de façon approfondie la distribution des mouvements de masse, aussi bien dans l'espace que dans le temps, afin d'identifier les aires les plus dangereuses. En outre il faut acquérir des connaissances précises sur les facteurs de déclenchement, sur le mécanisme de détachement, sur la distance que peut parcourir le materiel, en analysant les caractéristiques géometriques du plus grand nombre possible de phénomènes qui ont eu lieu dans le passé.

Dans une situatione d'émergence, lorsque la réponse doit être très rapide, il est indispensable à de fins des prévision, de pouvoir disposer d'une vaste casuistique de données techniques concernant les différents épisodes d'instabilité.

QUELQUES DONNEES SUR LES FACTEURS ACTIFS DE L'INSTABILITE'

Un facteur accentuant l'impact des mouvements de terrain sur le fond de la vallée est lié à la possibilité d'une canalisation des materiaux détachés dans les ravins et dans les lits des torrents; une masse de matériaux très concentrée se déverse alors au débouché, avec des effets beaucoup plus destructifs. Du point de vue dynamique, dans ces cas le type de rupture initial perd toute importance.

Ce mécanisme de déplacenment caractérise souvent les phénomènes de décollement du sol déclenchés par de fortes précipitations (en général le déclenchement se produit lorsque l'hauteur de la pluie d'un jour égale ou depasse le dix pour cent de la locale précipitation moyenne annuelle). Les formations superficielles, saturées par l'eau, glissent initialement sur la roche sous-jacente, et se transforment ensuite en une coulée de matériaux très désagrégés qui suit les dépressions et les talwegs. La vitesse en raison de la fluidification par les eaux est élevée (jusqu'à 10 m/s), l'impact sur les bâtiments s'avère toujours ruineux, même si les volumes entraînés sont faibles. Des phénomènes de ce type se sont produits par centaines avec des effets catastrophiques, au cours de différents averses: le 2 Novembre 1966 dans les bassins de la Vénétie, le 2 Novembre 1968 dans la zone de Biella, le 8 Août 1978 dans la Vallée d'Ossola, le 22 mai 1983 et le 18 Juillet 1987 dans la Valteline.

Les fortes pluies d'été et d'automne (50 à 100 mm/h) ou même des précipitations plus faibles (5 à 20 mm/h) associées à la fonte des neige au printemps sont le facteur déclenchant le "transport en masse" dans les torrents des Alpes.

Une fois mise en marche, la "lave torrentielle" se charge, durant le parcours, d'autres fractions solides de toute taille, atteignant des hauteurs considérables, jusq'à 4 ou 5 fois supérieures à celles que l'on peut prévoir sur la base des formules donnant la crue maximale, caractérisée par des débits liquides.



Fig. 3 - Décollements du sol déclenchés par l'averse de l'Août 1978 sur les interfluves du T. Melezzo (Vallée d'Ossola).

Le mélange mobile a une densité très élevée: parmi les valeurs citées dans la littérature les plus fréquentes sont comprises entre 1,6 et 2 tonnes par m^3, ce qui correspond à un contenu en matériaux solides variable entre 1 et 1,5 tonne par m^3 de mélange. Les vitesses de déplacement de la masse fluide varient en fonction de divers paramétres, pent, granulomètrie, viscosité et densité: différents auteurs indiquent des vitesses variables de 1 m/s jusqu'à plus de 15 m/s.

Généralement, le long des petits cours d'eau, ces phénomènes sont étroitement liés à ceux qui se produisent sur les versants au cours de pluies intenses: souvent il n'y a presque pas de solution de continuité entre le glissement du sol et la lave torrentielle dont les traces débutent en correspondance du point de chute dans le lit des matériaux glissés.



Fig. 4 - Ecroulements et chutes de blocs, souvent canalisés, déclenchés sur des parois calcaires-dolomitiques par la secousse sismique de Mai 1976 (M. 6,4, durée 51 sec.) dans la région du Frioul.

A l'action directe des pluies exceptionnelles, responsables de nombreux glissements et de laves torrentielles presque simultanés sur une zone étendue, on peut faire correspondre, dans le domaine des effets sismiques, l'action encore plus immédiate d'une secousse, pouvant à la fois déclencher des éboulements très répandus dans une région tout entière. A cet égard il suffit de citer le tremblement de terre du Frioul (6 Mai 1976, M. 6,4, plus de mille écroulements, 939 morts), événement catastrophique le plus récent survenu dans les Alpes italiennes.

LA REPONSE DES GENS AU DANGER

Les expériences récentes mettent clairement en évidence que la protection contre les dangers naturels ne peut pas être vue uniquement en fonction de l'efficacité opérationnelle appliquée quand la catastrophe a déja eu lieu, mais qu'elle doit se baser aussi sur un travail systématique de prévention.

Les risques qui aujourd'hui menacent l'intégrité de l'environnement et de la vie semblent paradoxalement s'accroître toujours plus, parallelement au développement économique et social et donc en relation direct avec le bien-être et le progrès culturel atteint par la communauté nationale.

Dans les Alpes italiennes, l'attitude des populations face au danger des phénomènes naturels doit être considérée en se référant à trois périodes historiques différentes:

1) La première période arrive preque jusqu'à la fin du XIX siècle. La prévention était alors laissée au bon sens et à la mémoire des populations. Par conséquent les lieux présentant des risques restaient inhabités, mai pas toujour; en effet les gens étaient parfois conscients des dangers, par contre ils faisaient montre d'une sorte de fatalisme, proche de la résignation.

Les opérations de secours étaient confiées presque exclusivement à ces mêmes communautés qui avaient subi la catastrophe; les dédommagements et la réparation des dégâts se basaient surtout sur la générosité de la communauté nationale qui s'exprimait par des collectes de fonds.

L'intervention du Gouvernement se limitait tout au plus à réparer les dommages causés aux ouvrages publics, surtout aux routes et voies ferrées.

Il reste à ajouter que, d'après la lecture des journaux de l'époque, on se rend compte que ces événements suscitaient peu d'intérêt.

2) La seconde période s'étend de 1880 à 1950. Les mesures de prévention consistaient essentiellement en des ouvrages de correction des torrents et en des reboisements. Toutefois, ces activités étaient souvent consecutives à des désastres.

L'attitude des populations semble être, de toute façon, moin passive et les habitants des zones exposées à risque demandent, avec plus d'insistance, des mesures de prévention. Les opérations de secours étaient confiées à l'Armée et à des volontaires, mais dans les bassins montagnards c'étaient encore surtout les communautés locales qui devaient penser à elles-mêmes, car les secours organisés concernaient en premier les grandes plaines alluviales.

L'Etat se charge progressivement de la reconstruction et du dédommagement.

Quant à la presse, elle manifeste plus d'intérêt et elle décrit les événements avec détails; la tendance toutefois est de souligner "le malheur" des populations qui avaient subi le dommages, plutôt que indiquer des responsabilités, à l'exception des effets du déboisement, qui est toujours consideré la cause de première importance.

3) La période plus récente commence à partir de 1950. Les gens exigent des mesures de prévention, mais ils les veulent uniquement à travers des ouvrages de réaménagement, sans aucune contrainte ou limitation sur le terrain. On sent le besoin de s'informer, de connaître les zones exposées à risque, mais une fois que ces informations sont fournies, elles restent souvent très peu utilisées.

Les plans de règlementation urbaniste sont réalisés sans tenir compte des contraintes, ce qui fait que, après l'édification des différentes constructions, il faut procéder à des travaux de protection qui sont plus coûteux que les constructions à defendre. De plus, ces dernières années, le boom du tourisme dans les Alpes a aggravé la situation.

Devant cette exigence de sécurité, les Administrations nationales et locales réalisent toujours plus des ouvrages de protection, mais souvent ces actions se basent sur des critères politiques plus que sur des choix techniques.

Les secours, quand se produisent de grandes calamités, sont coordonnés par le Département de la Protection Civile du Gouvernement, qui se sert de l'Armèe, des SIapeurs-pompiers et des structure techniques de l'Etat.

Récemment en outre, le Ministre de la Protection Civile a constitué une "Commission d'assistance-conseil pour les grands risques hydrauliques et géologiques", dont font partie des personnalités des milieux scientifiques italiens.

La récente expérience de la Valteline a démontré que l'action coordonnée de tous les services de protection civile a marchée très bien lorsque il était une question d'heures pour évacuer 22.000 personnes en aval du éboulement de M. Zandila. La réponse de la population, avisée d'avance, a été très régulier.

En ce qui concerne les dédommagements, les gens estiment que c'est du ressort de l'Etat de s'en occuper, même lorsque les dommage sont la conséquence de choix individuelles erronées. Il est regrettable qu'une décision politique sur l'opportunité d'appliquer une assurance obligatoire dans ce domaine n'ait pas été encore prise.

Il faut dire en outre que les mass-media, au contraire de la période précédent, prennent souvent un'attitude très critique, en jetant la faute des dégât surtout sur les organismes publics et sur l'imprevoyance et l'incapacité de ceux-ci. L'information à la collectivitée est toutefois d'une coté parfois trop amplifiée, de l'autre montre de l'imprecision et des lacunes.

En conclusion, que pouvons-nous dire sur ce qui reste à faire pour modifier la situation existante? Il est incontestable que la mesure fondamentale à appliquer consiste à identifier le plus précisément possible les aires exposées aux dangers naturels, et à donner une valeur juridique à ces termes d'identification. Ceci permettra de fixer très clairement des contraintes, pour éviter la prolifération de nouvelles situations à risque. Il faudra aussi intensifier les ouvrages de protection pour les construction existantes et, éventuellement, pour récupérer des aires à bâtir d'utilité publique.

Il est opportun de souligner que tout ouvrage de protection peut avoir une efficacité limitée en présence d'événements qui vont au delà de toute prévision, et pour cette raison il n'est pas possible de garantir partout un niveau de sécurité permanent. Il faut donc que les communautés locales fassent preuve d'une plus grande prise de conscience et soient mieux préparées sur l'attitude qu'elles devront assumer, dans l'exercice de leurs différentes activités, dans les lieux exposés à risque.

REFERENCES

Min. Lavori Pubblici 1963. I movimenti franosi in Italia. Consiglio Sup. LL.PP. 176. Roma.

Martinis, B. et al. 1972. Frane e valanghe (Lombardia). Annuario Ecologico Lombardo. Rapp. n° 2, 62, Ist. Geologia Univ. Milano.

Belloni, S. et al. 1973. Frane e valanghe nel Veneto. Annuario Ecologico Veneto. 89. Ist. Geologia Univ. Milano.

Min. Agricoltura e Foreste 1976. Carta della Montagna. Vol. 1-7. Roma.

Cotecchia, V. 1978. Systematic reconnaissance mapping and registration of slope movements. Eng. Geol. 17: 5-39.

Soc. Geologica Italiana 1979. Evoluzione dei versanti, fenomeni franosi e loro controllo. Atti 69° Congresso S.G.I. Perugia 1978: 29-243.

Guida, M. et al. 1979. Bibliografia delle frane dal 1900 al 1978. Consiglio Naz. Ricerche IT ISSN, 0085-2309, 362. Roma.

Ist. Idraulica e Costruz. Idrauliche 1981. I piani di bacino. 4 vol. Politecnico di Milano.

Consiglio Naz. Ricerche 1982. Progetto finalizzato conservazione del suolo. Atti del congresso conclusivo. 403. Roma.

Consiglio Naz. Ricerche 1983. Eventi alluvionali e frane. 485. IRPI Torino.

Consiglio Naz. Ricerche 1984. Progress in mass movement and sediment transport studie. Proc. CNR-PAN Meeting, IRPI Torino.

Ist. Idraulica e Costruz. Idrauliche 1984. I piani di bacino. 873, Politecnico di Milano.

Eisbacher, G.H. & Clague J.J. 1984. Destructive Mass Movements in hig Mountains: hazard and management. Geol. Surv. Canada, Paper 84-16, 230. Ottawa.

Consiglio Naz. Ricerche 1985. Sintesi dei risultati conseguiti dal Sottoprogetto "Fenomeni franosi". Geol. Appl. e Idrogeol. 20 (2): 740, Ist. Geol. Appl. Geotecn. Univ. Bari.

Soc. Geol. Italiana 1987. Deformazioni gravitative profonde. Atti del 2° Seminario B.S.G.I. 106 (2): 199-364.

Consiglio Naz. Ricerche 1987. Franosità del bacino del Cordevole e suoi rapporti con la piovosità. Ist. Geol. Appl. CNR Padova.

Consiglio Naz. Ricerche 1988. Applicazioni di tecnologie nella conoscenza, nella previsione e nel pronto intervento in caso di movimenti franosi. Atti Workshop 5-6 nov. 1987. IROE, CNR Firenze.

Zones instables en Suisse

Unstable zones in Switzerland

C.SCHINDLER, Ingenieur Geologie, ETH-Hönggerberg, Zürich, Switzerland

RESUME: On trouve en Suisse un grand nombre de terrains instables appartenant à différents types et avec caractère individuel très variable. Des données générales peuvent être fondées sur les zones géotechniques du pays ainsi que sur le degré de diagenèse ou de métamorphisme. Ceci ne peut suffir, surtout en vue des mouvements concernant seulement les terrains meubles. Le mode de formation et l'âge de l'instabilité initiale ainsi que le degré de maturité sont d'autres indices valables. Bien que la plupart de ces terrains ne se déplacent plus, ils restent instables. Certaines de leur propriétés sont favorables pour l'agriculture, les pâturages et le sport d'hiver ou même pour des habitations. Les problèmes les plus graves se posent pour les voies de communication. Ils sont résolus d'une manière décentralisée typique pour notre tradition politique. Des cartes de zones instables n'existent que localement, la recherche scientifique se concentre pour le moment sur l'étude de cas d'intérêt particulier.

SUMMARY: Unstable areas are common in Switzerland and can be subdivided in many types with individual properties. Some general information can be given related to the geotechnical zones and to the degree of diagenesis or metamorphism. However, this does not satisfy, especially for movements including only Quaternary soils. Other points of view can give additional information: genesis of soils, age of the initial movements and degree of maturity. Most of the unstable areas do not move actually but all the same are still dangerous especially with regard to traffic connections. On the other side, some of their properties are often favourable for farming, for winter sport or even for housing. The problems connected with unstable areas are not resolved by a central authority but locally or by different organisations, this being characteristic for the political structure of Switzerland. A few small maps showing such areas exist already. Scientific research is on the way for some cases of unstable slopes of specific interest.

Comme le territoire de la Suisse entière (avec quelques exceptions à l'extrême nord) a été influencé par l'orogenèse alpine, une vue générale doit englober tout notre pays. C'est une tâche bien difficile à résoudre en quelques pages sans rester sur des banalités. D'une part, on trouve en Suisse une variété étonnante de différents types de roches et de zones tectoniques. D'autre part, le nombre de terrains instables est très élevé, mais une levée systématique de tout le territoire manque jusqu'à ce jour. Notre but serait en premier lieu d'établir des relations entre le sous-sol et la fréquence ou le type de mouvements de terrain, mais on doit bien remarquer que des instabilités touchant seulement des terrains meubles dépendent peu des zones géotechniques et tectoniques. En les excluant pour le moment, voyons pour commencer quelques caractères généraux du sous-sol intéressants les questions de stabilité.

1 ZONES GEOTECHNIQUES DE LA SUISSE. DEGRE DE DIAGENESE ET DE METAMORPHISME (Figure 1)

ZONE 1 (Jura tabulaire, zone bordière du fossé rhénan): Les couches mésozoïques montrent un degré moyen de diagenèse; on y trouve surtout des marnes et des calcaires. Leur position est souvent subhorizontale, mais elles sont affectés par des diaclases, failles et petits chevauchements. En contraste, les roches tertiaires (surtout argiles, marnes et grès) ont une porosité élevée et un faible degré de diagenèse, si bien qu'elles se décomposent facilement. Roches spécialement critiques pour questions de stabilité: Argiles, marnes, alternance avec gypse ou sel gemme. Phénomènes de karst etc.

ZONE 2 (Jura plissé): Roches identiques à la zone 1, mais affectées fréquemment par des plissements, chevauchements, failles et diaclases, surtout dans le Mésozoïque.

ZONE 3 (Molasse subhorizontale du Plateau): On y trouve des roches tertiaires (surtout marnes, grès et conglomérats) affectés que faiblement par la diagenèse (tendance augmentante vers les Alpes). La porosité reste remarquable, la fracturation est par contre peu développée dans les couches subhorizontales. Quelques exceptions se trouvent le long du bord de la zone 2 et 4. Décomposition facile. Roches critiques pour la stabilité: Argiles et marnes.

ZONE 4 (Molasse plissée et subalpine): Roches semblables à la zone 3, mais conglomérats plus fréquents. En contraste, les couches sont ici souvent fortement inclinées, grès et conglomérats sont bien mieux cimentés et souvent affectés par des diaclases. Pour la circulation de l'eau, la porosité primaire devient insignifiante. Les argiles et marnes se décomposent facilement et restent critiques pour les questions de stabilité.

Avec les zones suivantes on entre dans les Alpes:

ZONE 5 (Helvétique, nappes des Préalpes, sédiments des nappes austroalpines et des alpes méridionales): Région avec essentiellement des sédiments mésozoïques et tertiaires avec degré de diagenèse élevé (calcaires, dolomies, argiles, marnes, grès etc.). Vers la partie centrale des Alpes, ces sédiments sont affectés par un métamorphisme alpin de degré faible à moyen. La limite extérieure de l'anchimétamorphisme (figure 1) si importante pour les problèmes de travaux souterrains (gonflement des roches argileuses) n'est pas bien connue (M. Frey 1986). En plus elle est déplacée par des mouvements tardifs des nappes. Toutefois, ces détails ne semblent pas avoir grande influence sur les questions d'instabilité. Les roches de cette zone sont fortement fracturées et souvent plissées ou cisaillées et schisteuses. Roches critiques pour la stabilité: Argiles et marnes (en partie du faciès flysch, en alternance avec des grès), séries gypsifères ou avec cornieules etc; phénomènes de karst etc.

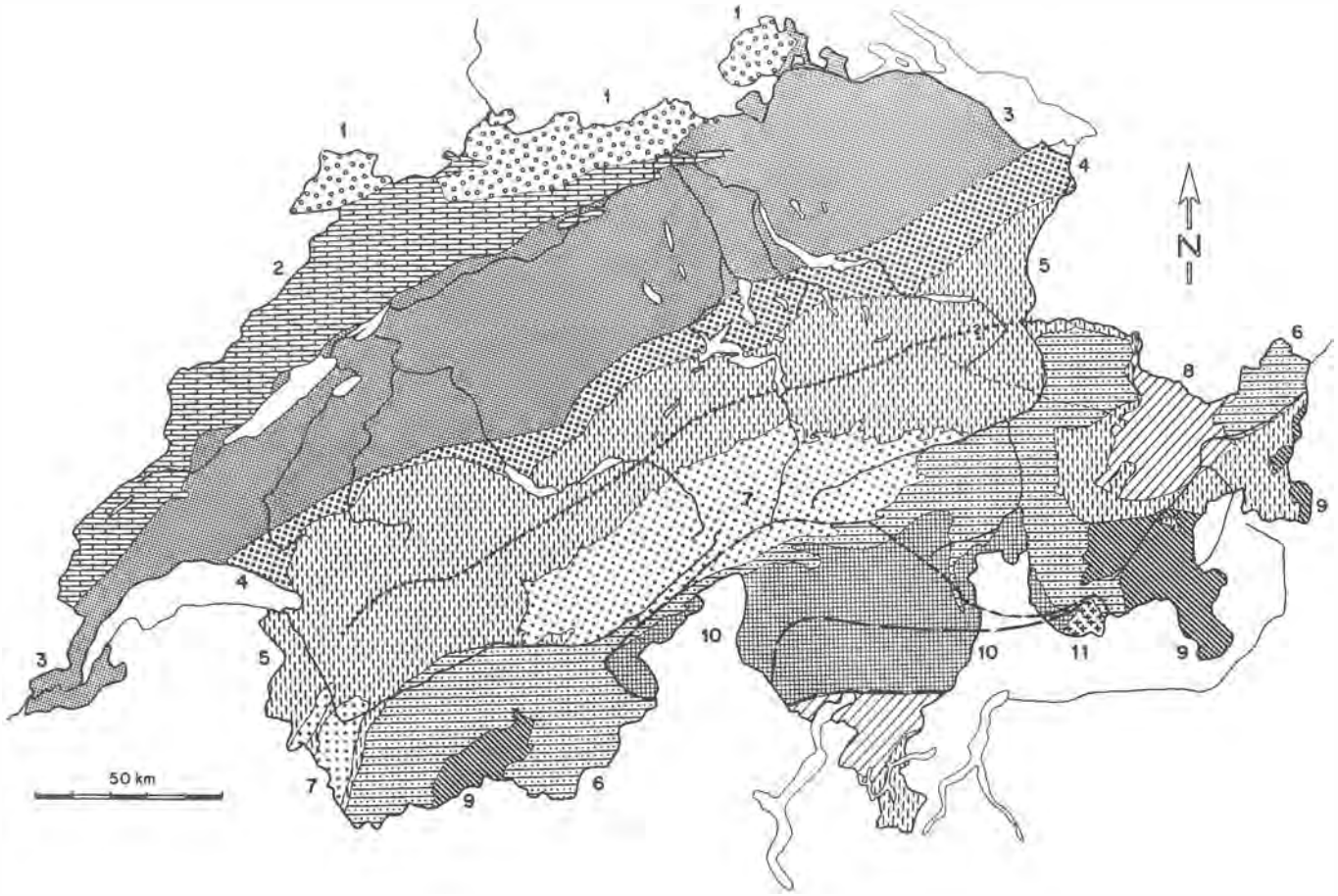


Figure 1 - Zones géotechniques de la Suisse, métamorphisme alpin (basé sur la carte géotechnique de la Suisse 1:200'000, feuille 4, 1967, et sur la carte tectonique de la Suisse 1:500'000, 1980).
Explication des zones voir texte. Métamorphisme alpin: Ligne pointillée = limite externe approximative de l'anchimétamorphisme (isograde externe du pyrophyllite); ligne à traits courts = limite externe de faciès à amphibolite léger, partie supérieure; ligne à traits longs = limite externe de faciès à amphibolite plus fort, partie inférieure.

ZONE 6 (Sédiments penniques avec complexes de cristallin et d'ophiolithes; Couverture sédimentaire du massif du S. Gotthard): Sédiments en grande partie argilomarneux et schisteux, avec bancs de grès ou de calcaire (schistes lustrés, flysch), mais aussi des calcaires, cornieules, gneis et serpentinites fortement cisaillés et fracturés. Tectonisation et schistosité sont typiques pour cette zone tant qu'elle n'atteint pas un métamorphisme alpin élevé (faciès à amphibolite). Dans ces régions centrales, la recristallisation efface partiellement ou complètement la schistosisté et la fracturation originale, améliorant par ce fait les conditions de stabilité préalablement défavorables. Roches critiques pour la stabilité: Argiles et marnes, séries avec gypse ou cornieules, serpentinites et talc, schistes micacés etc.

ZONE 7 (massifs centraux et du S. Gotthard): Roches en grande partie cristallines, pressées, cisaillées et fracturées, pendage de la schistosité très élevé. Complexes granitoïdes, mais aussi beaucoup de gneis, de schistes et de phyllites. Le métamorphisme alpin n'a pas suffit pour effacer les discontinuités originales. Dû au fort pendage, le type d'instabilité le plus fréquent est ici le fauchage (figure 3). Roches critiques pour la stabilité: Phyllites, schistes et gneis riches en mica, complexes basiques.

ZONE 8 (cristallin des Alpes méridionales et de la nappe de la Silvretta): Roches cristallines avec métamorphisme alpin faible ou manquant. Pendage de la schistosité variant de subhorizontal à subvertical, fracturation et diaclases accentués. Roches critiques pour la stabilité: Phyllites et schistes, zones de fracturation intense dans les complexes massifs.

ZONE 9 (cristallin austroalpin sauf nappe de la Silvretta): Roches cristallines comme zone 8, mais métamorphisme alpin plus élevé. Les plans de chevauchement et souvent aussi la schistosité sont peu inclinés. Fréquents cisaillements, mais fracturation moins accentuée qu'en zone 8, mêmes roches critiques pour la stabilité.

ZONE 10 (cristallin des nappes penniques inférieures, aux Grisons aussi supérieurs): Roches cristallines avec métamorphisme alpin élevé à moyen. Les discontinuités originales ont en grande partie été effacées par recristallisation, si bien que les zones critiques pour la stabilité correspondent en général à des plans de mouvements postmétamorphiques (fracturation, chevauchement) ou à des complexes de sédiments métamorphes (dolomies, cornieules, schistes à métamorphose moyenne etc.).

ZONE 11 (Granites et tonalites d'âge tertiaire): Roches massives et relativement peu fracturées. Toutefois, ces critères basés sur la lithologie prévalente, la tectonique et le degré de diagenèse ou de métamorphisme ne peuvent suffir sans autres. Notre pays est affecté d'un nombre étonnant d'instabilités qui peuvent être subdivisées en beaucoup de types différents. Souvent, les mouvements se déroulent complètement ou en grande partie en terrains meubles, dépendent donc peu de la roche sousjacente. Il s'impose de trouver des critères additionaux.

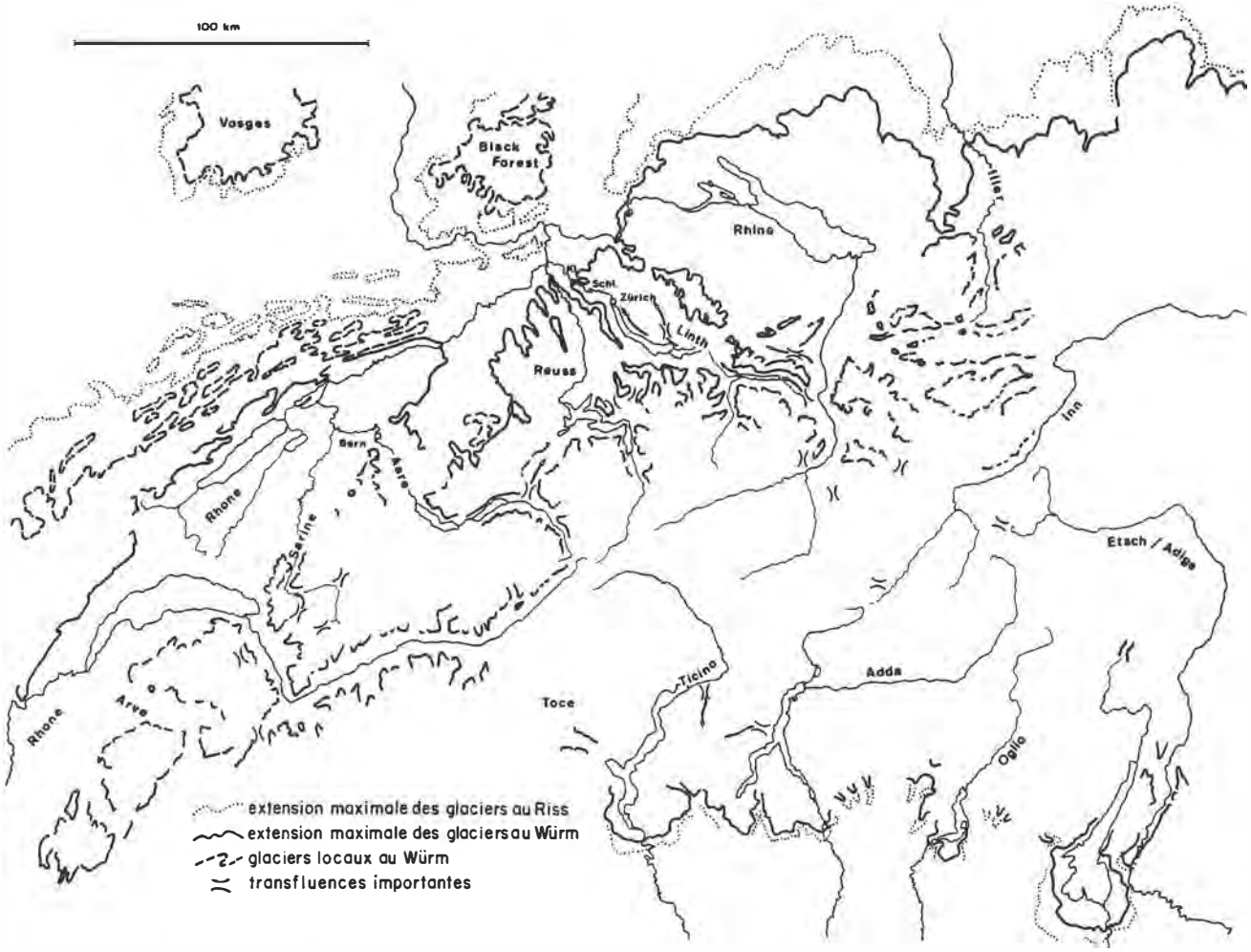


Figure 2 - Extension des glaciers au maximum du Riss et du Würm (d'après R. Trümpy 1980).

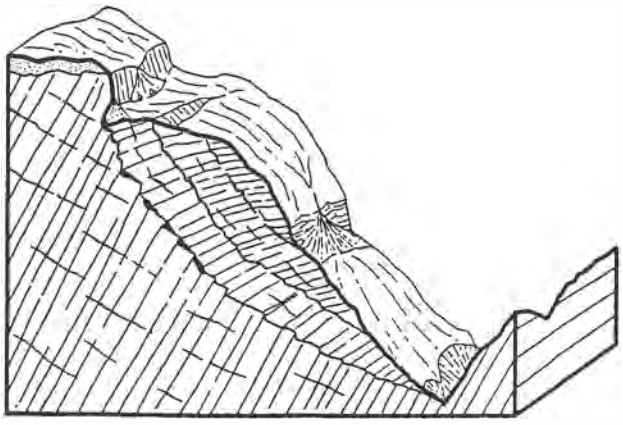


Figure 3 - Fauchage jeune, à la base avec érosion active, pas de plan de glissement. Des fauchages d'origine tardiglaciaire Würm sont typique pour certaines parties des Alpes centrales. Ils peuvent atteindre plusieur centaines de mètres d'épaisseur, leur pied est souvent couvert par des alluvions.

2 POINTS DE VUE DE L'HISTOIRE MORPHOLOGIQUE ET DE L'AGE DES INSTABILITES

La morphologie locale joue sans doute un très grand rôle, mais ce n'est pas le problème avisé ici. Le but est plutôt de considérer l'influence de l'histoire du Quaternaire final sur les instabilités. L'expérience du géologue en Suisse montre que dans presque tous les cas les mouvements actuels ne sont pas simplement provoqués par l'impact humain. Il s'agit plutôt de pentes critiques "depuis toujours" qui ont été réactivées pour une raison ou pour une autre. L'âge de la déstabilisation initiale et le mode de genèse doivent influencer l'aspect et les propriétés de ces terrains. Les deux facteurs responsables en grande partie de la morphologie actuelle de la Suisse sont d'une part l'érosion et l'accumulation fluviatile, d'autre part l'activité des glaciers diluviaux. Au maximum de leur extension (Riss), ils ont envahis la presque totalité de notre territoire sauf la région de Bâle, l'Ajoie et de nombreux nunatakers (figure 2). Cette période prend fin il y a 140'000 ans. Elle est suivie par un climat semblable à celui d'aujourd'hui (140'000 - 120'000 y BP), puis les conditions deviennent de nouveau défavorables. Les connaissances actuelles indiquent que chacune des glaciations ne correspondait pas simplement à une avance formidable suivie par un retrait plus ou moins continu: On doit plutôt admettre une multitude de fluctuations et d'interstadiaire avec retraits des glaciers jusqu'aux Alpes. Ceci est certainement le cas pour la dernière des glaciations, le Würm (120'000 - 10'000 y BP). En simplifiant, on peut y distinguer une première période d'avances atteignant presque le maximum de l'extension d'après, puis une longue période avec réchauffement relatif et fort retrait des glaciers (60'000 - 25'000 y BP) et pour finir l'avance maximum suivi par la fonte des glaciers approximativement jusqu'à l'état actuel (10'000 y BP) (M. Welten 1982).

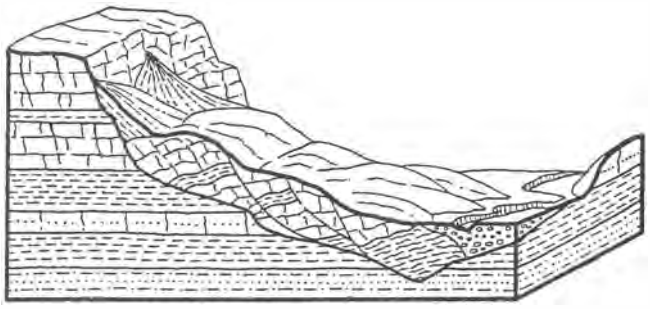


Figure 4 - Glissement avec grands complexes rocheux (tassement). Comme le mouvement initial est ancien, des éboulis masquent la partie la plus supérieure tandis que le pied est couvert par des alluvions. Malgré une stabilisation apparente, ces masses restent instable jusqu'au présent.



Figure 5 - Situations typique pour un grand glacier diluvial, causant des instabilités dès la fonte de la glace: 1 - Glacier, 2 - Accumulations de pente du type périglaciaire, 3 - Vallée bloquée par le glacier, sédimentation dans un lac et dans une plaine, 4 - Approfondissement et élargissement du fond de la vallée; la partie basale des pentes devient plus raide.

Ces faits ont une grande importance pour nos problèmes car l'érosion glaciaire a modelée en grande partie la topographie du fond rocheux de nos vallées, avec des surcreusements et des élargissements remarquables. D'autre part, elle a enlevé ou déplacé et consolidé la plupart des terrains meubles ou instables. Dans les régions atteintes par les glaciers, la situation originale fut donc bouleversée complètement. Voyons de ce point de vue quelques situations typiques en Suisse:

2.1 Régions non atteinte par la glaciation du Riss

L'altération des terrains atteint une grande profondeur, les instabilités sont en grande partie très anciennes, mûries et souvent masquées par des sédiments plus récents. La situation est comparable, par exemple, à l'Allemagne du Sud ou à la Bourgogne. Pour les régions périglaciaires, nunataker etc. voir 2.3.

2.2 Régions atteintes par le Riss, mais non par le Würm

Vers la fin du Riss, le fond des grandes vallées se situait temporairement plus bas qu'aujourd'hui à cause de l'erosion glaciaire et fluviatile. En combinaison avec le sous-creusement des pentes, un grand nombre de glissements fut déclenché pendant le retrait des glaciers et peu après. Ces terrains instables ont donc en plupart un âge de 120'000 - 140'000 y BP. En suite, ils ont eu le temps de mûrir (altération et décalcification des roches argileuses etc.). Ils sont normalement masqués en haut par des talus déboulis, à la base par des alluvions (figure 4). En apparance, la stabilité semble donc être garantie, ce qui est souvent soutenu par l'absence de mouvement de terrain récent. De diverses expériences défavorables et même quelques catastrophes (par exemple le glissement d'Eptingen, L. Hauber 1970) démontrent qu'en réalité la situation peut rester extrèmement délicate jusqu'au présent. Ceci est dû au mûrissement de la masse instable et à la déstabilisation partielle.

2.3 Régions atteintes en principe par le Würm, mais hors de la portée des grands glaciers

En contraste avec le maximum du Riss, les divers grands glaciers ne s'unissaient plus en une grande masse cohérente mais restaient séparés par des régions non envahies et des nunatakers (figure 2). On peu y distinguer trois types de situation:

1. Périglaciaire: Comme dit auparavant, les glaciers du Würm se sont fortement retirés entre 60'000 et 25'000 y BP. Pendant cette période, une forêt subarctique clairsemée a pu se développer par exemple dans l'Oberland zurichois (C. Schlüchter et al. 1987) ou au sud du Walensee (C. Schindler et al. 1985). Une grande partie du territoire suisse restait toutefois affecté par les phénomènes du permafrost pendant la plupart du Würm. La surface des pentes ou des nunatakers non protégés par des glaciers locaux était exposée à des cycles innombrables de gel et de fonte, si bien que le degré de mûrissement des sédiments périglaciaires est souvent élevé (figure 5). Le mode de transport et d'accumulation des sédiments a dû être complexe - solifluction des matériaux imbibés d'eau de fonte ou enfermés dans une matrice de glace, mais en plus des chutes, ainsi que le transport par les ruisseaux et par les glaciers locaux. Les dépôts sont souvent stratifiés et assortis vaguement et partiellement plissés. Ils ne sont pas encore bien connus, mais ils semblent avoir gardés après la fonte du permafrost, des propriétés géotechniques très défavorables (même si un glacier les a consolidé pendant l'avance tardive du Würm). Ceci est valable pour des questions de stabilité (glissements de Braunwald (C. Schindler 1982) et de Hergiswil (Colombi et al. 1985)) mais aussi pour certains tunnels (tunnel de Quarten au sud du Walensee).

2. Barrage de vallées par les glaciers principaux: L'avance de grands glaciers a souvent bloqué des vallées mineures préexistantes, causant la formation de lacs. Ceux-ci furent en règle remplis rapidement par des alluvions. La sédimentation commença dans la plupart des cas avec le dépôt des suspensions d'argiles,

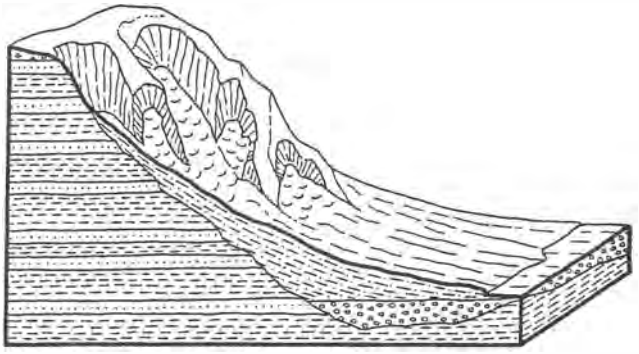


Figure 6 - Cône glaiseux. La partie supérieure glisse souvent, on y ne trouve pas seulement de la glaise, mais aussi des fragments de roche. Plus bas, le transport se fait par des ruisseaux ou sur des grandes étendues pendant des pluies intenses. Ici, on ne trouve (sauf dans les anciens cours des ruisseaux) que de l'argile, du silt et du sable fin.

de silts et de couches de sable fin. Les sédiments situés dans les flancs des grandes vallées peuvent atteindre une épaisseur remarquable. Avec la fonte des glaciers, la stabilité y devint souvent critique, partiellement en raison du déclenchement d'une érosion fluviatile intense. La plupart des glissements dans ce type de sédiments ont donc été engendrés au Würm tardif ou plus tard, mais on trouve aussi des dépôts semblables plus anciens dans des régions atteintes seulement par le Riss.

De nombreux glissements affectent des sédiments glaciolacustres préconsolidés par une avance temporaire des glaciers: l'écoulement d'eau souterraine peut éroder des couches de sable fin ou de silt pur, causant un effondrement et une décompaction de la couverture.

3. Cônes glaiseux: Pendant les périodes froides avec faible végétation les pentes non couvertes par les glaciers étaient exposées à une altération mécanique intense; l'érosion trouvait peu d'obstacles. Si les roches et les terrains meubles exposés contenaient beaucoup d'argile, les conditions s'avéraient favorables pour la formation d'un cône glaiseux (figure 6). Les accumulations sont d'âge Würm tardif ou plus anciennes (rarement postglaciaires) et restent peu stables jusqu'au présent. La partie supérieure est souvent affectée par des glissements tandis que la partie moyenne peut être atteinte par des phénomènes de creeping.

2.4 Régions bordières des grandes vallées, atteintes par les glaciers du Würm

L'érosion glaciaire a approfondi et élargi au Würm dans la plupart des cas le fond des grandes vallées sauf dans les parties frontales. La disparition du glacier enlève l'appui des pentes souvent très raides à la base. Des diaclases s'ouvrent à cause de la détente de la montagne pendant que des masses rocheuses fracturées ou des terrains meubles perdent par la fonte leur ciment de glace. Le résultat est une période très accentuée d'instabilité vers la fin de la dernière glaciation (les produits d'événements similaires antérieures sont normalement érodés). Les éboulements spectaculaires sont bien connus tels qu'à Flims ou à Glaris. D'innombrables glissements, tassements, fauchâges et collapses de pente sont d'origine tardiglaciaire. Ces évènements sont relativement jeunes, leurs produits sont donc peu mûris et leurs morphologie reste souvent bien reconnaissable. S'ils furent déclanchés au moment même de la retraite du glacier, leur pied est souvent masqué par des alluvions tardi- ou postglaciaires (par exemples les fauchages au Goms). Ceci n'est toutefois pas un indice sûr de la stabilisation.

2.5 Erosion fluviatile tardi- et postglaciaire, instabilité des produits d'altération récente

Après le retrait des glaciers du Würm, un grand nombre de ravins fut érodé si bien dans les Alpes que dans le Plateau suisse. De nombreux glissements de taille normalement modeste les accompagnaient, englobant surtout des terrains meubles et des roches altérées. D'autre part, l'activité fluviatile peut accentuer des glissements préexistants ou les réanimer (flanc NW du Lugnez, Campo Vallemaggia). Des grands événements purement postglaciaires sont peu fréquents (éboulements de Derborence et de Goldau (1806), etc). Par contre, on trouve souvent des instabilités en grande partie superficielles dues à l'altération et à des conditions d'hydrogéologie défavorables (spécialement dans des roches argileuses ou marneuses, des moraines de fonds, etc.).

2.6 Instabilités causées par l'homme

Les cas où l'activité humaine est la cause principale ou unique des mouvements de terrain sont plutôt l'exception. Normalement, l'instabilité était préexistante et a été réanimée par des interventions à conséquences défavorables. Des catastrophes dues à l'homme seul ont surtout été déclanchées par l'extraction de materiaux (Elm 1881 (W. Fromm 1981), Plurs 1618) ou par des méthodes inadaptées de remblayage aux bords des lacs (Zug 1887, C. Schindler et M. Gyger 1987).

3 REPARTITION DES DIFFERENTS TYPES D'INSTABILITE EN SUISSE

Nos réflexions montrent clairement qu'il est bien difficile de trouver des relations valables entre les différentes zones géotechniques (figure 1) et la répartition des instabilités. Aucune zone n'est épargnée de terrains critiques, toutefois on peu constater une fréquence variante et des types différents d'instabilité prédominants. Le tableau suivant donne quelques indications tentatives.
Les zones instables avec la plus grande étendue individuelle se trouvent en zone 5 et 6. Les complexes rocheux avec la plus mauvaise réputation pour les questions de stabilité en Suisse sont: marnes de molasse d'eau douce, flysch (y compris des séries purement argilo-marneuses d'âge tertiaire inférieur à crétacé supérieur), argiles de l'Aalénien, schistes lustrés, series avec évaporites du trias, ophiolithes, phyllites et schistes.

4 SIGNIFICATION DES TERRAINS INSTABLES POUR L'ACTIVITE HUMAINE

De tels terrains sont très fréquents en Suisse, toutefois la majorité ne se déplace actuellement pas ou que faiblement. L'ingénieur ou le géologue y voient surtout des dangers potentiels ou des dégats réels, ce qui est en partie le résultat d'une déformation professionelle. Si l'on inspecte par exemple les grands glissements, on constate bientôt que l'homme a même préféré ces régions, y effrichant la forêt au profit de champs cultivés ou de pâturages.

1 = très fréquent, 1 = fréquent, (1) = peu fréquent, chiffre non nommé = rare	
Masses rocheuses instables, chutes de pierre, éboulements	(1), (2), 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11
Fauchage	(6), 7, 8, (10)
Suite de karst, de solution de gypse ou de sel gemme	1, 2, 5, (6)
Glissements avec niveau d'eau souvent près de la surface	1, 2, 3, 4, 5, 6, (7), (8), (9)
Glissements avec niveau d'eau souvent profond	(1), (2), (4), (5), 6, (7), 8, 9, 10
Cônes glaiseux	1, 2, 3, (4), (5), (6)
Formations périglaciaires instables	Alpes, en partie permafrost actif
Remplissage de lacs au bord du glacier	(2), 3, (4), 5, 6, (7), (8), 9, 10

4.1. Développement historique

La limite actuelle envers la forêt ou les terrains inutilisés est le résultat d'expériences à long terme. Dès l'âge de bronze, l'homme cherchait a défricher les terrains les plus favorables pour l'exploitation, mais en même temps protégés contre les inondations, les coulées de boues, les chutes de pierres, les avalanches, etc. Si on fait exception des lignes avec mouvements différentiels ou des zones destructives, les glissements ou fauchages correspondent à des zones relativement protégées où on pouvait même construire des habitations et des villages comme par exemple dans le flanc NW de la vallée du Lugnez. Si les dommages aux bâtiments devenaient intolérables, on abandonnait ce site en cherchant une place plus favorable. Pour l'exploitation rurale, on trouvait de grands avantages: des terrains à pentes pas trop raides avec des parties presque planes; des sols souvents argileux peu pierreux avec des roches altérés ou décomposées relativement fertiles et arâbles. La surface est en partie bien drainée, mais bien souvent on trouve aussi des sources ou des marécages. Les dangers imminents se concentrent surtout en amont - chutes de pierres, coulées de boue, avalanches - mais l'expérience séculaire faisait connaître les endroits à protéger ou à éviter.

Les problèmes les plus graves concernant les terrains instables se posaient ailleurs, dans la construction et l'entretien des voies de communication entre villages et régions. Les anciens sentiers mulotiers ou les routes primitives ne pouvaient éviter des zones critiques mais devaient les traverser sur des distances souvent considérables. Des ponts et toute sorte d'ouvrages étaient à construire, on devait souvent déblayer ou réparer les chemins. A maint endroits, on mettait à ban et soignait des forêts de protection.

Toutes ces lourdes charges nécessitaient une organisation. En certaines parties de la Suisse, celle-ci était hiérarchique, dirigée par le pouvoir central régional. Pour la plupart des régions alpines, la tradition allait vers d'autres solutions: Les habitants d'un vallon, d'un groupe de villages ou même d'une vallée entière se réunissaient dans une corporation avec status et devoirs bien fixés et avec dirigeants élus. Ces structures existent en partie jusqu'au présent, elles ont influencé fondamentalement l'organisation politique de la Suisse: Nos communes ont des revenus directs, sont responsables pour l'infrastructure locale et prennent leur décision par vote. Cette autonomie se poursuit dans le pouvoir des cantons, tendis que l'état central n'a que des compétences relativement limitées.

Un accroissement de la population ainsi que la grande consommation de bois par des mines et par l'industrie en développement mena à un déboisement de zones critiques qui avaient été épargnées auparavant. En combinaison avec une période de climat défavorable après 1600, ceci causa des dégâts graves par déstabilisation, avalanches, érosion, inondations, etc. Pour une fois, le remède fut finalement ordonné par le gouvernement fédéral: Une loi de 1876 mis la forêt sous protection et stipula le reboisement de zones critiques, ce qui fut réalisé avec grand succès.

4.2. Situation actuelle

L'industrialisation et le développement des grands centres urbains ont causé pendant la centaines d'années passées une diminution de la population dans la plupart des vallées en montagne. Il y a toutefois des exceptions, surtout en raison du tourisme et des industries locales. Ici, la construction de maisons de vacances, d'hôtels, etc. fut très active, mais souvent elle se déroula sans planification ni connaissance du sous-sol en négligeant localement même les zones de danger. Certains types de terrains instables ont fréquement une topographie idéale pour faire du ski ou pour trouver un aplanissement de terrain invitant à construire. Plusieurs centres touristiques sont donc bâtis, du moins partiellement, sur des glissements (Arosa, St. Moritz) ou des pentes d'origine périglaciaire (Braunwald). Des installations comme des téléfériques suivent souvent de telles zones. Tout ceci cause souvent des dégâts fournissant une quantité de travail aux spécialistes. Un danger immanent pour les habitants n'existe que si on a pas tenu compte des chemins possibles d'avalanches, de coulées de boue ou de chutes de pierre. On connait malheureusement divers exemples.

Il a déjà été discuté que les voies de communication posaient depuis toujours les problèmes les plus difficiles en relation avec les terrains instables. Le trafic moderne est devenu extrèmement exigeant: Intense, à grande vitesse, se déroulant pendant toutes les saisons, très sensible à des interruptions. Les impacts sur la nature et sur le terrain naturel sont considérables. On croit même pouvoir exiger une sûreté absolue du trafic contre les catastrophes naturelles. Ceci est toutefois une condition peu réaliste pour des régions montagneuses et provoque des ouvrages de plus en plus gigantesques. On néglige d'autre part souvent les anciennes mesures d'assainissement, humble mais effectives, tels que résaux de drainage en tranchée ou en galerie. Ceux-ci se délabrent lentement, causant localement la déstabilisation de pentes entières.

Si l'état des forêts devait s'empirer au delà d'un point critique, la pollution de l'air pourrait avoir une influence néfaste sur les voies de communications, mais aussi pour la possibilité d'habiter en montagne. Les problèmes qui furent à l'origine de la loi pour la protection de la forêt reviendraient en forme bien plus accentuée. La lutte contre l'érosion, les avalanches, la déstabilisation du terrain, etc. coûterait des millards de francs suisse et ne promettterait qu'un succès relatif.

5 DISPOSITIONS ENVERS LES PROBLEMES DUS AUX INSTABILITES

Le territoire suisse ne peut être habité qu'en partie mineure. L'agriculture intense, l'industrie et les grandes villes se concentrent sur le Plateau suisse et le Jura tabulaire/fossé rhénan (zones 3 et 1 de figure 1). Il serait toutefois faux de croire que les régions moins ou non exploitables (sauf pour le tourisme) pourraient être négligées et dépeuplées sans dommage. La plupart des catastrophes naturelles se prépare en montagne, mais peut en suite dévaster des zones bien plus sensibles par inondations, coulées de boue, etc. - Ces faits furent démontrés une fois de plus en été 1987. Pour traiter ces problèmes, trois aspects peuvent être distingués du point de vue de la géologie et de la géotechnique.

5.1. Renseignements locaux

Conformément à notre structure politique, la recherche en détail de la structure des sols n'est pas dirigée par un organisme central mais se fait par des chemins multiples. Pour la solution de problèmes géotechniques pratiques, le rôle des universités ou des services de l'Etat est faible. Les travaux sont exécutés en grande partie par des bureaux spécialisés faisant des expertises. Le maître d'oeuvre peut être un privé, l'industrie, une commune, le canton, les chemins de fer fédéraux, un bureau cantonal d'autoroutes ou de la protection des environnements, etc. Comme les résultats obtenus ne sont que rarement publiés et ne doivent pas être donnés obligatoirement à un centre de documentation, la situation peut avoir une apparence d'anarchie. En vérité, ces tendances sont normalement contrecarrées par des contacts directs entre bureaux ou autorités concernés ainsi que par des archives à l'échelle locale, cantonale ou fédérale. Ce système décentralisé fonctionne bien dans le plupart des problèmes locaux. Un système bu-

reaucratique lointain ne connaissant pas les données sur place serait probablement bien plus coûteux et moins efficace.

5.2. Renseignements régionaux

Des difficultés apparaissent plutôt dès qu'on essaye de donner une vue plus générale des données dispersées, par exemple de faire une synthèse géotechnique et de l'appliquer pour la planification d'une commune ou pour délimiter des zones avec danger de dégâts dus à des instabilités. L'école polytechnique de Lausanne a poursuivi pendant des années le projet multidisciplinaire "Détection et utilisation de terrains instables DUTI" (1985), montrant des chemins à prendre. On connait donc ce qui serait souhaitable mais la réalité se heurte à de diverses difficultés. D'une part ce sont les frais considérables: Le sous-sol de la Suisse est relativement bien connu en ce qui concerne les roches, mais pour les terrains meubles, les instabilités et l'hydrogéologie, la qualité des levés varie de bon à rudimentaire. L'échelle des cartes géologiques disponibles est 1:100'000, en partie aussi 1:50'000 ou 1:25'000, c'est à dire que dans la plupart des cas on devra entamer le travail en collectant toutes les données disponibles et en faisant une nouvelle levée de la région. La seule information valable pour les problèmes de ce genre et englobant tout le territoire est la "carte des zones de dangers" au 1:100'000 éditée par le service des forêts. Elle se limite toutefois surtout aux avalanches.

De différentes études pilotes existent grâce à l'initiative de quelques autorités, des géologues y consacrant leur temps libre ou au DUTI. Pour entreprendre une étude plus générale, un support massif par les cantons ou la confédération serait indispensable. Mais on se heurte aussi à une seconde difficulté: La planification concernant les zones disponibles pour la construction etc. a été faite dans la plupart des cas sans considérer les zones instables, quelques fois même sans omettre des terrains sous danger direct. C'est à dire que toute carte indiquant ici des zones défavorables peut soulever de graves conflicts politiques et juridiques. - Quelle responsabilité et quel devoir ont les autorités locales ou cantonales dans cette nouvelle situation? Doit on payer des indemnisations si une partie de la zone à construire ou même des habitations érigées conformément à la loi doivent être abandonnées?

5.3. Recherche systématique, analyse de cas

En résumant la situation en Suisse, on constate que nous disposons d'un grand nombre d'observations locales qui sont souvent de bonne qualité. Elle se basent sur un grand nombre de sondages de toute sorte, d'observation d'instruments, d'essais de laboratoire, en certains cas aussi sur des levées géologiques au 1:5000. - Nos voisins sont souvent dans une situation moins confortable. Par contre, les circonstances sont défavorables à des synthèses et des vues d'ensemble, bien qu'elles seraient souhaitables en principe. Que faire donc? A mon avis, une simple cartographie des terrains instables ou dangereux sans subdivision en types et sans relations avec la géologie et l'hydrogéologie ne fait pas grand sense. Il est très important de comprendre la nature et l'âge de tels phénomènes. Chaque instabilité a des caractères individuels qu'on doit essayer de saisir, ce qui est souvent bien difficile. Un simple modèle avec surface de glissement plane ou circulaire, un angle de frottement interne et un niveau piezométrique ne pourrait suffir pour comprendre les conditions réelles.

De ce fait, il me semble très important d'apprendre directement de la nature, c'est à dire d'analyser dans la mesure du possible des cas typiques. Les bureaux privés rémunérés par heures de travail ne peuvent y investir beaucoup de temps. Ce serait plutôt une tâche importante et intéressante pour les Universités et les Ecoles polytechniques, toutefois sous deux conditions, dont la première est le contact interdisciplinaire (géologie, géotechnique, méchanique des sols, hydrologie, etc.) et la seconde est la coopération avec les praticiens et les autorités intéressées. C'est ici une méthode de travail qu' Albert Heim a déjà appliqué à ses recherches classiques sur les grand éboulements ou sur les glissements de terrain. Une recherche multidisciplinaire de ce genre a été entamée pour analyser la cause des dégâts des catastrophes de l'été 1987.

BIBLIOGRAPHIE

Colombi, C., Gees A., Haefeli Ch., Kellerhals P., Schindler C., Zingg M. 1985. Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. vom 7./8. Oktober 1984 in den Kantonen Obwalden und Bern: 1 - Stromrutschung Hergiswil. Eclogae geol. Helv., Vol 78/1.

Frey, M. 1986. Very low-grade metamorphism of the Alps - an introduction. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 66.

Fromm, W. 1981. Vor 100 Jahren: Der Bergsturz von Elm. Neujahrsbote für das Glarner Hinterland 1981.

Ecole polytechnique fédérale de Lausanne 1985. Detection et utilisation de terrains instable DUTI, rapport final.

Hauber, L. 1970. Die Rutschungen im Abschnitt Sissach-Eptingen der Nationalstrasse N2. Schweiz. Ges. Bodenmechanik und Fundationstechnik, 80.

Schindler, C. 1982. Problemreiche Hinterlassenschaft - Geologie und Wasserverhältnisse in Braunwald. Neujahrsbote für das Glarner Hinterland 1982.

Schindler, C., Fisch, W., Streiff, P. 1985. Vorbelastete Seeablagerungen und Schieferkohlen südlich des Walensees - Untersuchungen während des Baus der Nationalstrasse N3. Eclogae geol. Helv., Vol 78/1.

Schindler, C. & Gyger, M. 1987. Die Katastrophe von Zug. Geologische und geotechnische Randbedingungen des Ufereinbruchs. In Gedenkschrift zum 100.Jahrestag der Vorstadtkatastrophe vom 5. Juli 1887, Zug.

Schlüchter, Ch., Maisch, M., Suter, J., Fitze, P., Keller, W., Burga, C., Winistorf, E. 1987. Das Schieferkohlen-Profil von Gossau (Kt. Zürich) und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit.

Trümpy, R. 1980. Geology of Switzerland, a guide book. Part A. Schweiz. geol. Komm., Wepf & Co. Basel.

Welten, M. 1982. Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 156.

CARTES

Commission Géotechnique Suisse (1967). Carte géotechnique de la Suisse, 1:200'000, feuille 4.

Commission géologique Suisse (1980). Carte tectonique de la Suisse 1:500'000.

Inspection fédérale de forêts, le Délégué à l'aménagement du territoire, avec la collaboration du service fédéral des routes et des digues (1975). Carte des zones dangereuses de la Suisse 1:100'000.

Instability phenomena in the zone of the alpine arc in Yugoslavia

Phénomènes d'instabilité dans la zone de l'arc alpin en Yougoslavie

P.ANAGNOSTI, Prof. Dr, c/o Energoprojekt Cons. & Eng., Yugoslavia

ABSTRACT

The review of geological and geotechnical conditions relevant to the instability phenomena in the areas occupied by Alps and their branch mountain Dinarides have been presented, and most prominent events of landslides described. The possibilities for early and timely recognition of "problem areas" are discussed, and common methods of technical remedial or prevention works were outlined. The capabilities of analytical approach in determination of critical features of interaction between stresses and displacements of the soil-rock mass involved into the land slide and remedial civil engineering structures have been also indicated.

1. Introduction

The analysis of land slide phenomena is usually based on site topography, geological and geotechnical setting, influence of surface and subsurface waters, earthquakes, human activities etc. The larger or smaller significance of cited factors depends very much either of their general, repeated appearance or local predominancy.

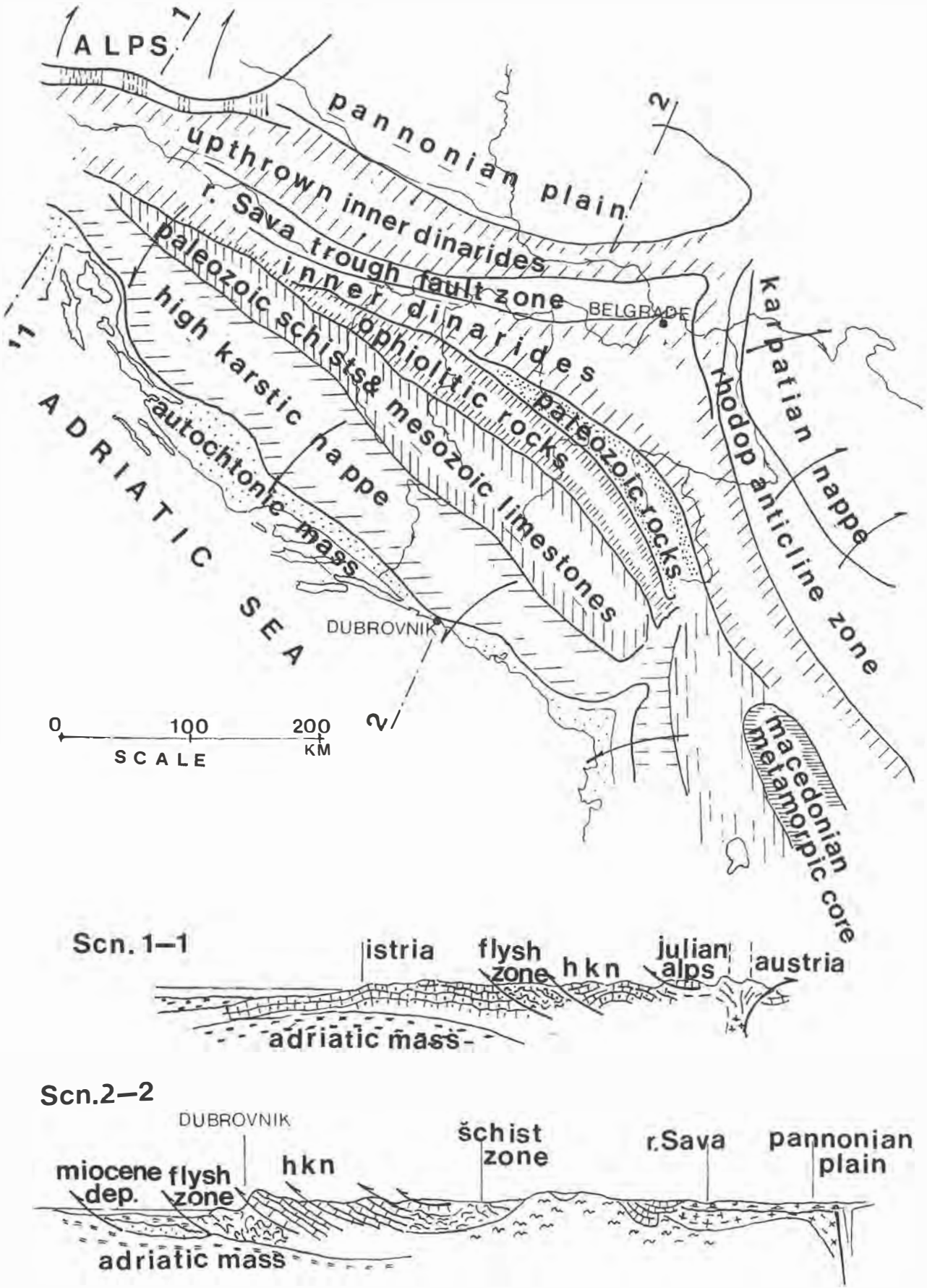
In the Central Europe the most pronounced geological and geotechnical setting is associated with Alps Mountains which are spreading from France to Austria and Yugoslavia. It is therefore of particular interest to find out the similarities and differences in forms and appearances of landslides in the areas which belong to the same chain of mountains.

This report will be based on the stated attempt to relate the most pronounced and more typical forms of landslides to their geological and geotechnical settings within the areas occupied by Alps and their branch mountain chains.

2. Basic Geology of Dinarides

The geological history of Yugoslav territory is very complex and long lasting, rich of many events. It is associated with deposition of sediments in the Central Mediterranean sea (Tethys), movements and changes of its coastal lines, uplifts and subsidences of its bottom, several sequences of folding, faulting, thrusting and overthrusting, penetration of magma with repeated volcanic activities, which resulted in a very pronounced diversity of rocks and extremely complex geological structures. The most significant event in the territory of Yugoslavia was the formation of the youngest chain of the mountains during Alpine orogeny. Dinaride Mountains which occupy appr 70% of the total Yugoslavian territory may be considered as the south-east branch of the Alpine mountain chain. Dinaride Mountains are spreading along the Adriatic coast line grading in the south - east direction through the territory of Albania and Greece. They are joining the Eastern end of Alps in the north-west end of Yugoslavia i.e. along its frontier line with Austria. The north-east boundary of Dinarides is formed by Pannonian depression, and its south-west end is joined to the stable crystalline mass, the part of the African table which divides Apennine mountains from Dinarides. Fig.1.

The formation of Dinarides took place during very long period i.e. from Carboniferous to Miocene. The basic tectonic forms that can be distinguished are folds, thrusts and nappes overturned towards south-west, with final strike of anticlyne and sinclyne axes along northwest - southwest direction. The main types of rocks are quite different, thus along north-east wing one can find the predominancy of marls, diabase and ophiolitic rocks, and along south-west wing limestones and dolomites, large area is occupied by karstified rocks, particularly limestones formed during Triassic and Jurassic ages. The youngest rocks formed during Cenozoic age are claystones, marls, sandstones, conglomerates and particularly flysh complex. Their distribution



BASIC TECTONIC PATTERN (aft.K.Petković)

FIG. 1

is quite widespread along the border lines of Dinaride Mountains.

The described basic geological setting of Dinaride Mountains does not permit precise definition of reliable relationship between rock-types and their structural forms and development of land slides. However, some general - type forms of landslides can be associated to the certain characteristic geological conditions. The most frequent landslides are located in the areas accupied by diabase-chert rocks and flysh complex along the northern and north-east edge of Dinarides. Various forms of instability in rocks and softrocks may be recognized along the south-east boundary of Dinarides. Some of them are of rock-fall type, another are creep-like type with occasional accelerated movements after heavy rains, intensive earthquakes and careless construction activities. Fig.2.

3. Characterization of Slope Instability

The existence of rather different forms of slopes instability can be associated to many causes such as ground composition, properties of soils and rocks, ground waters, precipitations, temperature changes, variations in ground surface and loadings either by natural or human activity causes. The mild Mediterranean climate prevailing alogn the Adriatic coast with few months of very intensive rains, and Central-European climate at the norther frontier with Austria surely are creating different influences to development of slope instabilities. Thus in case of Dinaride Mountains the climatic factors as well as rock types and structures may differ very much.

It would be therefore the most appropriate way to relate the forms of appearance of slope instability to the types of soils and rocks which can be considered as must common ones in Dinaride Mountains. For this purpose the basic types of ground conditions related to landslides can be outlined as follows:

(a) Sound rocks (limestones, dolomites etc) with various discontinuities caused by specific structural forms with unfavourably oriented strikes and dips.

(b) Complex of sound and weak rocks (flysch, diabase-chert, etc.) with unfavourably oriented structural forms, and weathering effects in weak rock members of the complex.

(c) Weak rocks (claystones, marls etc.) with zones of pronounced weathering effects, mylonite zones and discontinuities of unfavourable orientation and frequences of appearance.

(d) Deposits of soils and rock fragments overlaying weathered zones of weak rocks (marls, claystones, siltstones etc.).

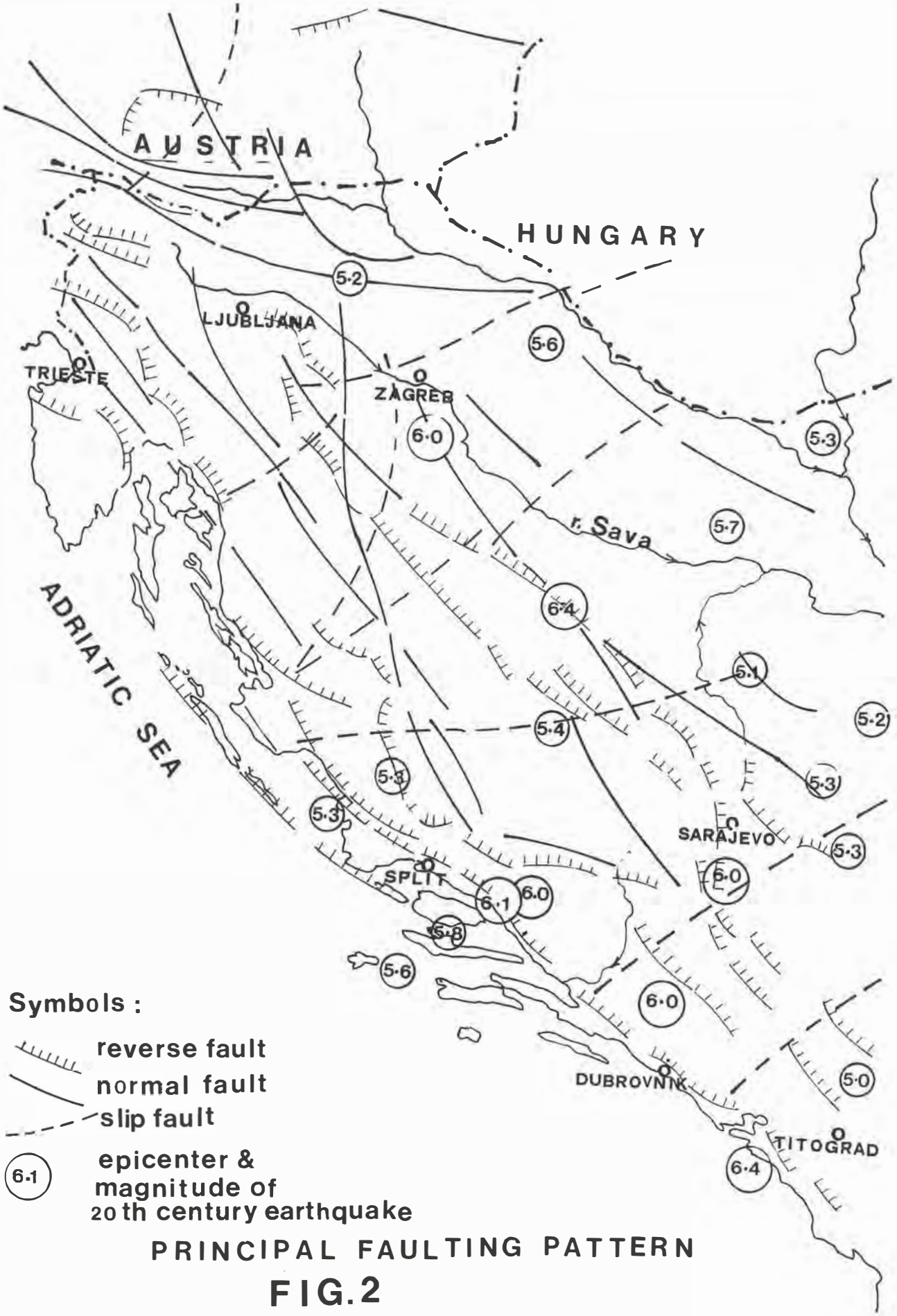
(e) Residual clays, clayey soils deposits and finegrained soils accumulations on hill side slopes.

The cited conditions can appear individually, simultaneously or in succession, and can cause instability phenomena of different magnitude, velocity of displacements and other specific forms of landslide mechanism.

The generally predominant strikes of anticlyne and sinclyne axes from north-west towards south-east direction and their wings towards north-east and south-west directions i.e. across the spreading of Dinaride Mountains can not be considered as 100% persistent feature due to the numerous local deviations from the cited general directions of structural forms. It has been also recorded that the huge parts of hill sides were slid along the weak stratum and remain untill recent time in relatively stable conditions.

The recent erosion, or human activities are causing such changes that the parts of the apparently "in situ" parent rock are involved in rejuvenated instability.

These facts are implying the necessity to consider very particular critical conditions at each "problem location". This was particularly important for construction of road-ways, rail-ways and pipe lines which alignements were governed primarily by service requirement and development plannings. The changes in structural forms of rocks are also causing the appearance of larger number of slope instabilities but in relatively smaller areas. Only exceptionally, due to particularly unfavourable ground water conditions (during wet springs) the appearance of landslides of huge sizes was recorded. One can cite Gradot land slide (1956) involving appr $10 \times 10^6 m^3$ of pliocene and pleistocene sediments, Zavoj land slide (1963) involving appr $3 \times 10^6 m^3$ of quaternary clay mass, and Jovac Land slide (1977) involving appr $200 \times 10^6 m^3$ of miocene and pliocene sediments.



Symbols :

reverse fault

normal fault

slip fault

(6.1) epicenter & magnitude of 20th century earthquake

PRINCIPAL FAULTING PATTERN

FIG.2

The characterization of landslides having such sizes that they are causing considerable disturbances in construction and operation of civil structures industrial and residential areas can be made basing on their size, type of movements, type of rocks and soils involved in instability etc.

Creep-type forms are very common in all parts of Dinaride Mountains, particularly in the areas occupied by weak rocks and complex of sound and weak rocks. The creep type displacements toward the bottom of hill sides usually are not recorded or they are considered as insignificant untill the conditions have changed and fast or large displacements become obvious and cause various damages. The huge-size land slides cited hereabove were also situated in remote areas without significant buildings, and inhabitants had accustomed their ways of life to such creep-type displacements of the ground.

One can indicate the susceptibility of miocen pliocene and pleistocene sediments containing clays, clayey shales and siltstones to disintegrate along bedding joints and undergo alterations which are favouring creep-type movements and gradual decrease of shear strength towards its residual value. The intensive fracturing and jointing is also very common feature in such envinroments, contributing to the penetration of surface waters and their circulation through the open discontinuities. Similar conditions were met in diabase - type rocks with zonal-type of alterations, particularly intensified in the parts were tectonic activity in the past developed mylonite or gauge zones.

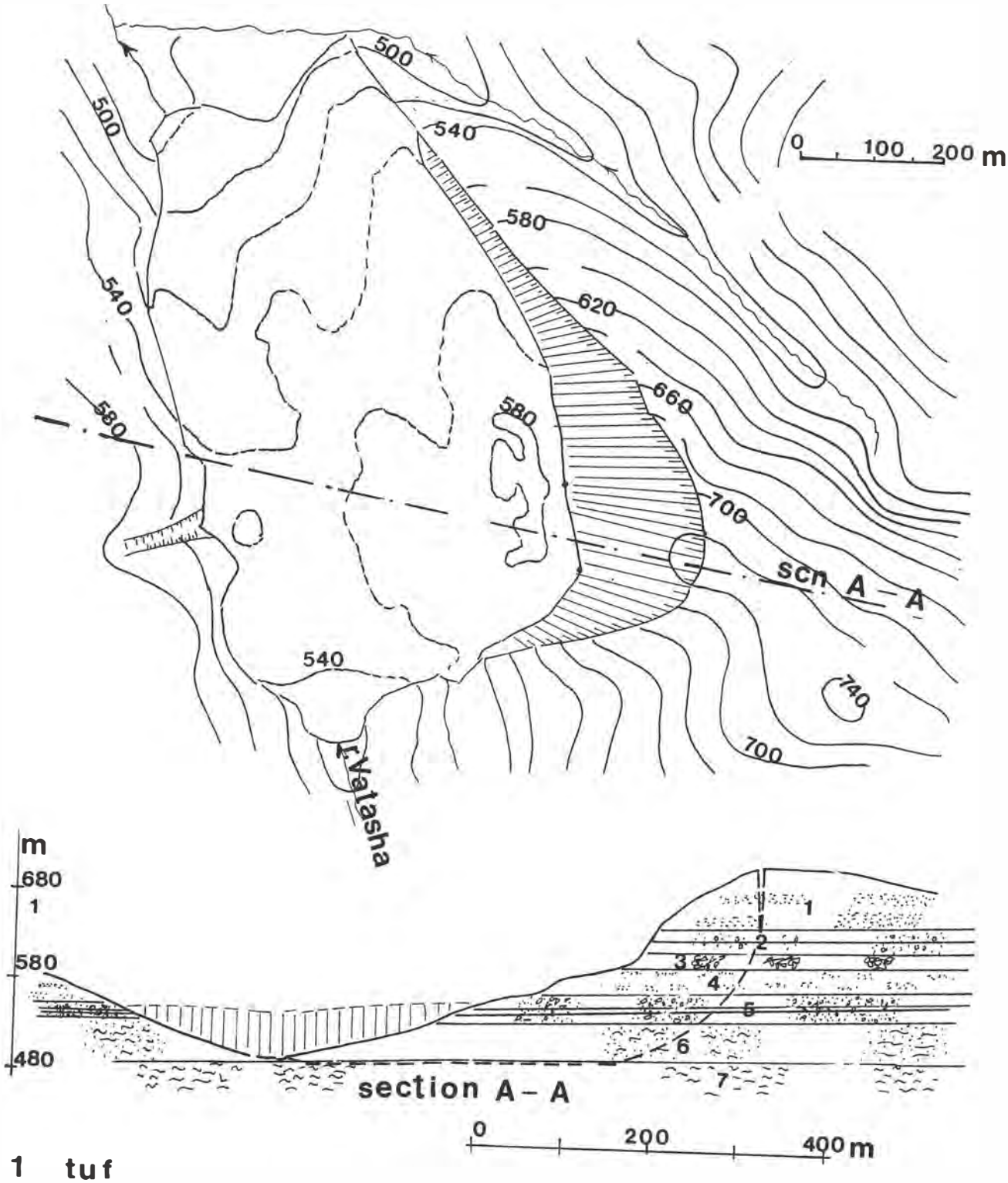
Similar creep-type forms are also recorded in holocene - recent colluvial deposits resting on older sediments which were altered at their upper boundaries. The spreading of these deposits is not usually large and landslides developed in these areas are of smaller size and depths, and present more or less regular case in construction activity.

Progressive failure forms are also common-type of instability on the slopes composed of succesive strata of sound and weak rocks.The altering of rocks containing clays and silts and gradual development of discontinuities (fractures, cracks, open joints) in sound sandstones, marls etc are causing the lowering of stability margine due to seasonal displacements and decreasing of shear strength. The movements are some times rather sudden and can be reactivated after several seasons being in apparently still conditions. Occasional earthquakes of either moderate or large magnitude can be considered as the prerequisites for increased mobility of the rock and soil strata. The mechanism of progressive failure is always a complex one, and includes the influences of ground water, precipitations, erosional changes in landscape and particularly the gradual changes in the available strength of the rocks and soils in critical zones which can be linked in chain-like process of instability.

A special from of progressive failure is the type of instability composed of sucessive landslides which are enlarging the total area involved into the displacements. Sometimes the appearance of such numerous slides may be interpreted as the large and entire mass movement. However the closer investigations of the depth, directions and timing of instability phenomena is required to confirm the actual size and mechanism of the event.

Rock-fall forms are also common in sound rocks composed of blocks of various size and shape and interlocking structure. These forms are not of a very large size, but can cause significant treats due to their sudden appearance and fast movements. The road-ways and rail-lines constructed in these types of rocks are frequently endangered, particularly during their initial time of operation and extreme natural conditions of seasonal character.

Catastrophic large volume instabilities, are rare forms of instability in Yugoslavia. During last 50 years the three such events had happened involving appr (5 to 200) $x10^6 m^3$ of moved volumes of soils and rocks. All these events developed in remote parts of the country and caused the destruction of limited number of country hauses and farm buildings. Few people were killed and some domestic animals were covered by moved masses and buried into the ground. The consequencies of all three events were very similar i.e. formation of the impervious barriers in the bottom part of the valley and creation of lakes at their upstream ends. The technical measures which were carried out immediately after the seasing of land movements have been directed towards securing the safe passage of accumulated waters to downstream areas. In all cases these measures were successfull and no damages have been experienced in the areas endangered by these huge volumes of water. The details of the cited events will be given later on among other case records.



1 tuf
2 cemented sand & gravel
3 conglomerate
4 weathered tuf
5 weakly cemented gravel
6 sandy clay
7 clay

GRADOT HILL SLIDE

FIG. 3

4. Technical measures for treatment of instabilities

A lot of efforts have been spent in defining a suitable characterization and workable identification of stable slopes, "problem areas" and active i.e. movable hill sides. The coverage of all national territory by detailed geological and geotechnical mapping is obviously outside of the presently available funds for such purpose. Thus, the studies of the state of slopes is always associated with building activities starting from development planning studies and ending at construction stage. The scope of such development oriented studies of the use of land, and limited informations of subsurface conditions inevitably creates the situation in which the slope stability problem can be determined mostly on the ground of visual observations and general experience in similar conditions. Only at the advanced stages of development studies when civil structures designs are elaborated the real subsurface conditions become explored. Then, in case of "problem areas" the laborious and costly treatments of the ground have to be implemented, with all other consequencies in relation to time of completion and overall cost of the development project. Due to this particular procedure, the timely avoiding of critical areas, or adaptations of civil structures to the unfavourable ground conditions, can not be implemented as the regular approach, and significant additional and unnecessary spendings become the sad consequence of such common practice. It is not guite recognisable that these expenditures are to be added to those caused by active landslides developed in the course of construction after the completion of civil structures, or just created by natural causes.

It can be therefore stated that the overall expenditures caused by land-slide problems can not be limited to direct costs caused by active land slides, but shall be extended to numerous cases of additional costs caused by late recognition of landslide problems.

The measures which are commonly used in the treatment of the instabilities are based either on improvement of the strength properties or on improvement of stress conditions or on the both influences. The changes in stress conditions can be attained by an appropriate modifications of ground surface shape, by provisions of buttress structures, and by implementation of drainage facilities. The improvements in strength properties were implemented using drainage works and favourable change in stress level. Only as exceptional cases other methods of ground improvement were considered. The application of foresterization, particularly in smaller areas confirmed its suitability as the treatment for landslide phenomena.

Modifications in the ground surface can be implemented only in the areas where is no other restraints for carrying out large earth moving operations. In some cases of landslides developed in narrow valley the displacements of sliding masses are increasing the height of the bottom part of the land slide, thus contributing to the self-stabilization of the moved masses.

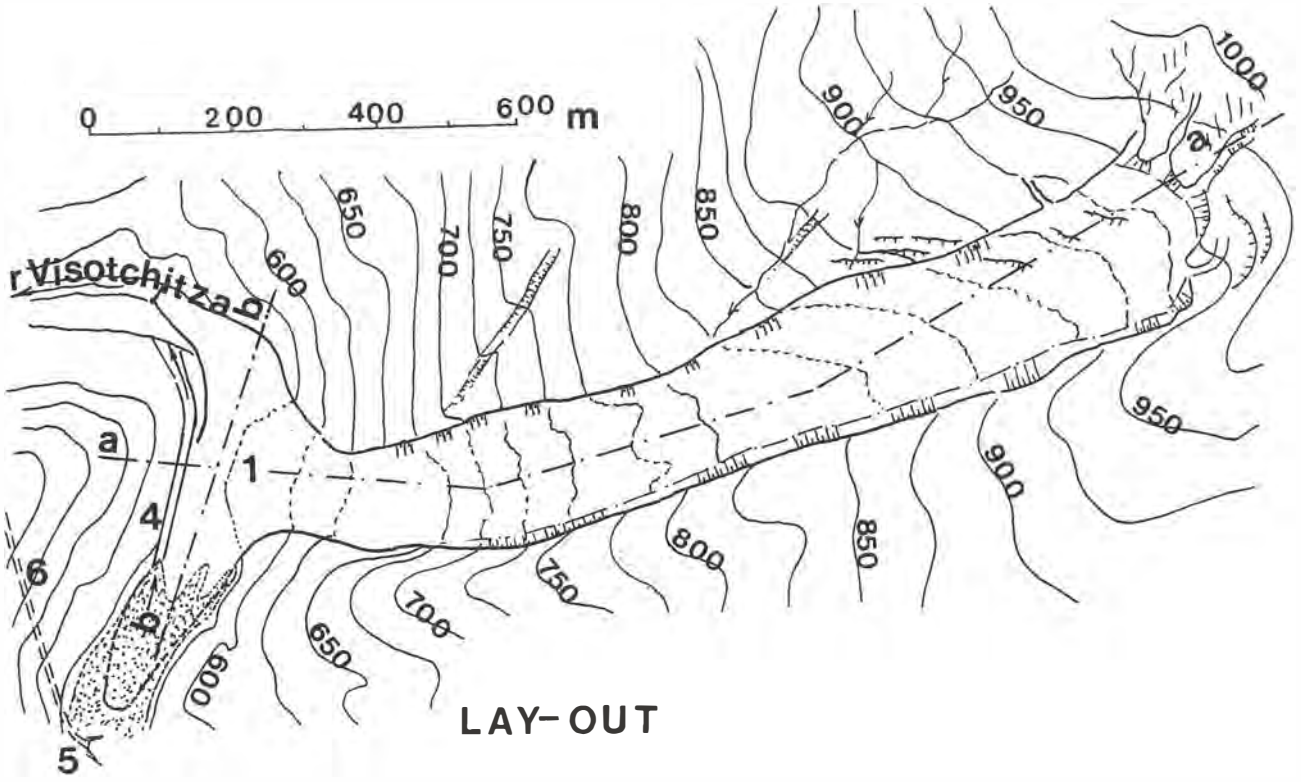
Drainage works which can be designed as drilled drains, trench-cut drains, drain adits etc., and surface drainage works consisting of interceptor ditches and collector pipes, are very often considered as very contributional stabilization measures. Their function can be easily controlled by observation of ground water table and seepage pattern.

Buttress structures can be designed in many ways, i.e. such as classic retaining gravity walls, combinations of piles and anchors, root-piles, crib-type flexible structures etc. usually they are combined with extensive drainage works and limited changes in the ground surface shape.

Land conservation works consisting in intensive foresterization, erosion control, surface waters control and proper use of land in agriculture, can be considered as an usefull contribution to the land slide treatment and prevention works.

Combined works are usually the most appropriate technical measure for improvement of slope stability. However, various limiting factors such as accessibility, land ownership, free space between existing structures etc. may have significant influence on the final selection of remedial works.

The dimensions and extent of technical measures are usually based on more or less accurate structural analyses. The main uncertainty is caused by the difficulty in proper definition of earth pressures, pore pressures and relevant displacements of soil and rock mass involved in the stability problem. Limit equilibrium analyses are nowadays easy done, with possibility to vary all significant soil parameters and to investigate the sensitivity of



1 landslide deposit
2 layered sandstone & marl
3 river deposit
4 emergency spillway
5 sub-entrance
6 bottom outlet

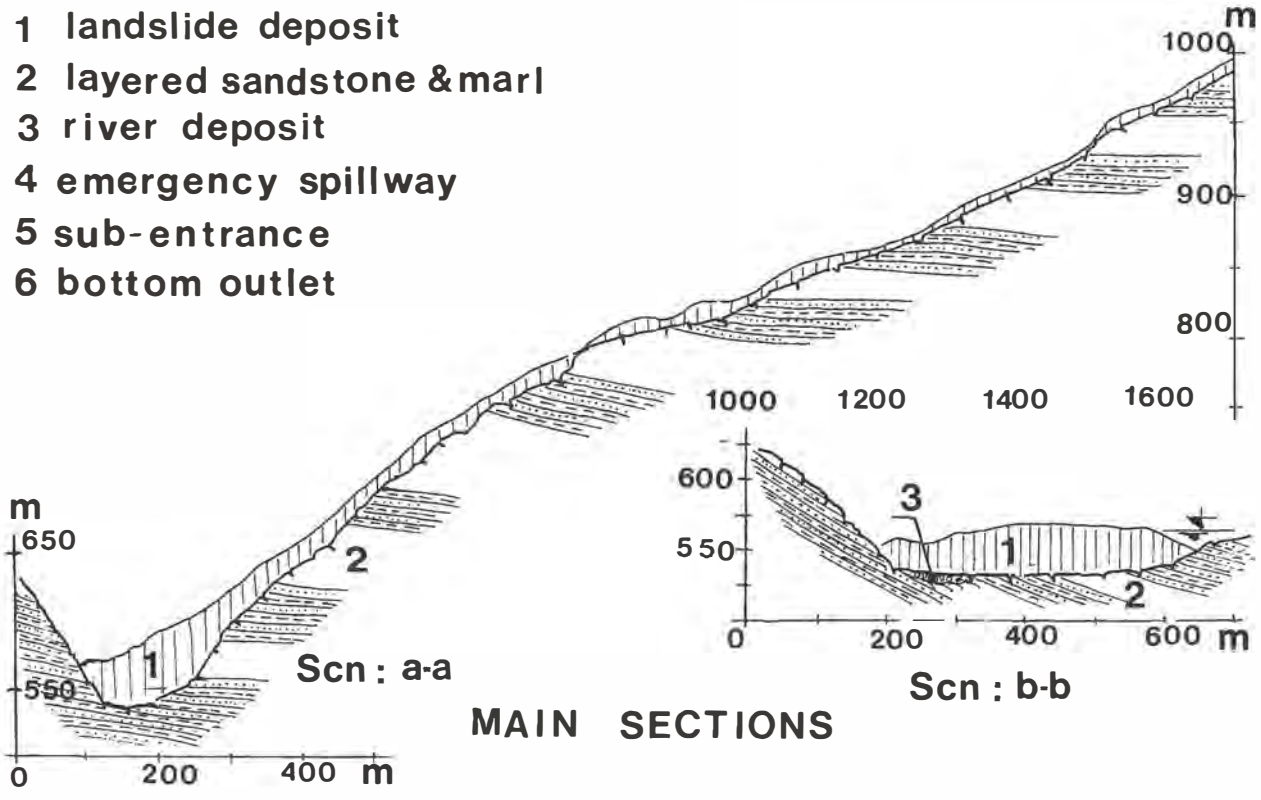


FIG. 4

the computed safety factors, and other parameters. However, the interaction analyses for supporting structures, drainage effects, displacements of the ground etc, are very much dependent on the introdused basic assumptions of soil behaviour. Thus, whenever possible, a staged execution of remedial or protective measures, with appropriate observations of the attained effects shall be considered as the most rational approach in securing the slope stability at minimum of the cost. In those cases where staged erection of remedial works would be too risky and may jeopardize safety of the structures, goods and human lives, the application of an conservative approach in designing technical measures can not be avoided.

This side of the problem will be particularly stressed in the discussion of the case records presented hereafter.

5. Case records

5.1. Landslide of Gradot Hill

The event of landslide occured on 5 th Sep. 1956 involving the length along valley bottom of appr 800 m' with the height of mass of appr 70 m' that formed natural embankment and created the storage room for river inflow. The vertical movement of soil mass at the top of land slide was appr 130 m', while the total height of the hill side involved in land slide was appr 230 m'. The composition of the hill side consisted in horizontally bedded tuffs, conglomerates, and clays of Cenozoic age. The beds at the bottom of the valley consisted of clays and silty clays with peak shear strength of appr $\emptyset'_p = 24^o$ and residual strength of appr $\emptyset'_r = 15^o$. The gradual cutting of hill side bottom by river erosion and longterm shear strains in the beds of clay caused the gradual decrease in shear strength and displacements, which resulted in large vertical cracks in the more rigid overlaying strata (tufs and conglomerates). Occassional earthquakes of significant intensities (6 to 8) which occured in the area contributed to the development of cracks and decrease of overall strength of the mass which slid down in the area of appr 200 000 m^2 involving in the movement appr $20x10^6$ cu.m. of the hill side. Fig.3.

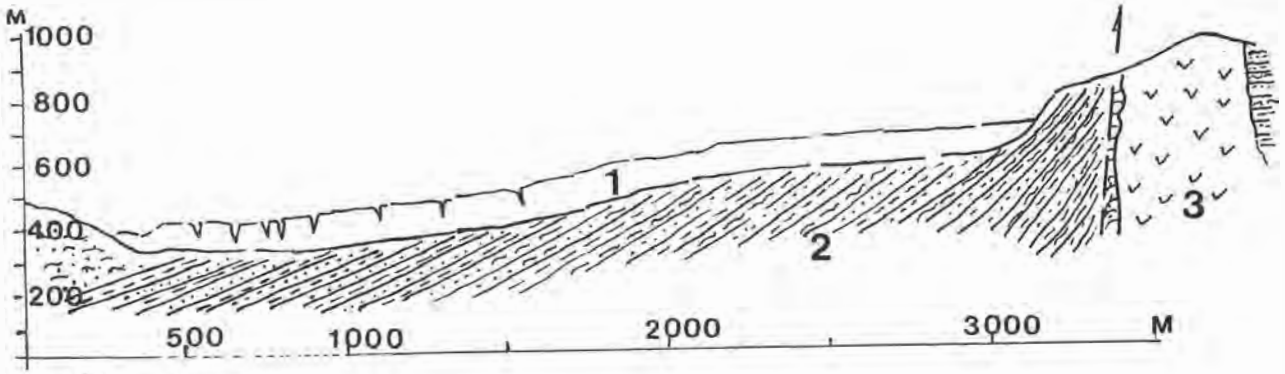
The treatment of the formed soil mass which was applied, consisted in construction of the regulated outflow channel for safe release of the accumulated water in the created storage. The channel of rectangular shape consisting of articulated sections has been placed over the formed embankment and the total head of 70 m' has been dissipated by steps formed along the discharge channel.

5.2. Zavoj slide in Visotchitza River Valley

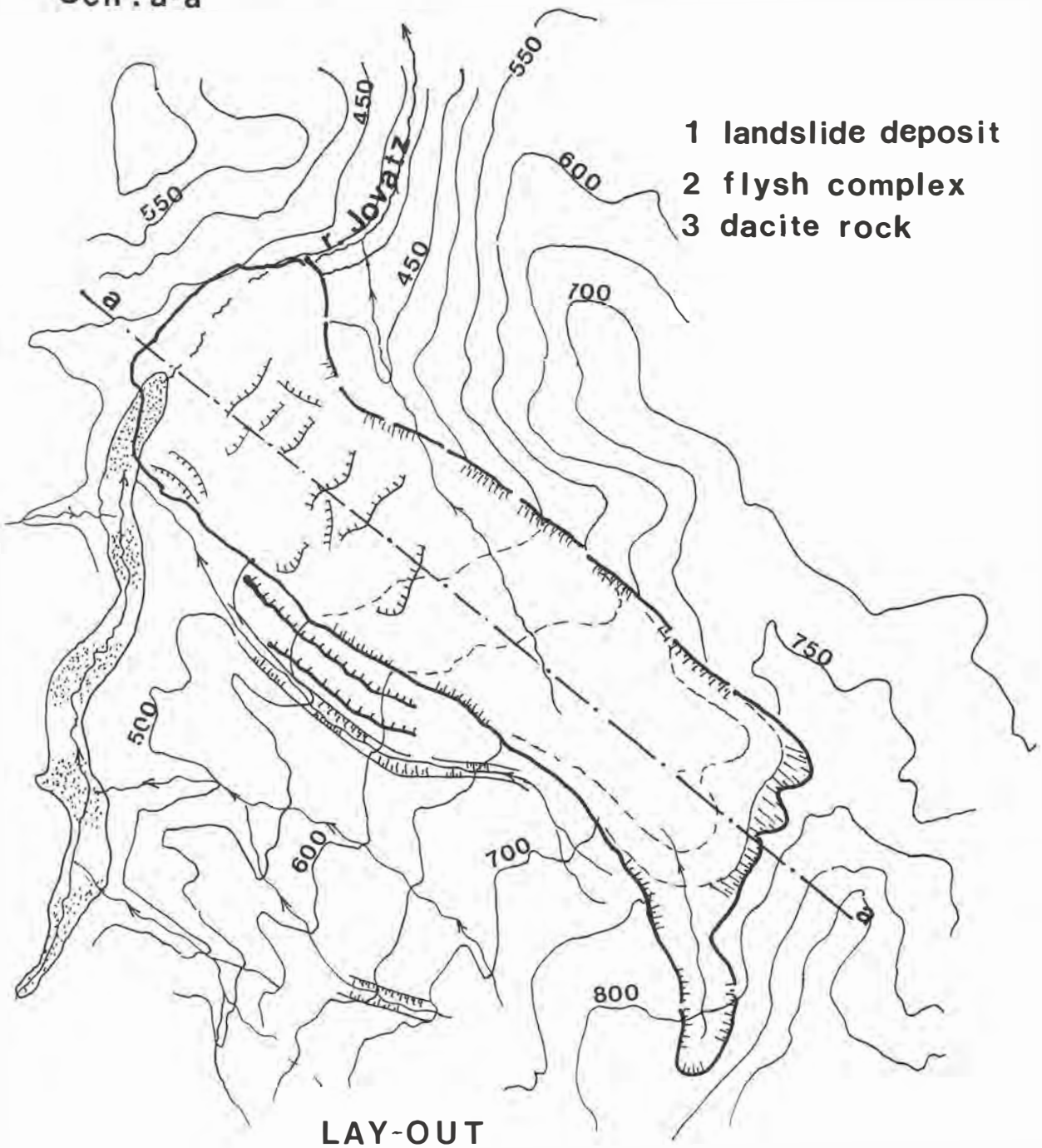
The event of landslide occured from 23 to 27th Feb.1963 during the intensive melting of snow deposits. During several days of intensive displacements appr $4x10^6$ cu.m of clayey soil formed the slide with the length of appr 1500 m. Appr $1.5x10^6$ cu.m of soil mass reached the bottom of Visotchitza River Valley and formed the embankment with 35 m' height and appr 500 m' length along the river channel. The natural lake appr 10 km long with $30x10^6$ cu.m of accumulated water has been formed and created the treat for heavily populated downstream areas.

The feature of this landslide is the very long distance over which the soil mass has been removed from its original location untill it was deposited in the Visotchitza River bed situated appr 400 m' below the initial elevation of the disturbed soil mass. Thus the moved soil mass to the depth of appr 30 m' was transferred by gravity forces along existing firm ground in the stream bed sloped at the appr angle of 17^o at the upper part of the travel length and at the angle of appr 50^o at its lowest 60 to 70 m' just above the river bed. The change in the firm ground slope, created acceleration of soil movement and enlarged pressures in the central part of the soil mass deposited along river channel.

The composition of moved mass have been examined by several boreholes that indicated the existance of large blocks of sound sandstones within basically fine grained clayey soil. This has been confirmed by appreciable watertightness of the deposited mass and gradual impounding of huge volumes of water in the storage room at the upstream side of the slid mass. Considering that the recorded inflow was appr 25 cu.m/s the safe discharge of such quantities over the formed natural embankment had to be provided by temporary spillway chunnel cut into the left hill side. The permanent release of accumulated waters was designed and later on made, by a 2.5 m dia tunnel excavated into the left bank at the river bed elevation. The entrance of the tunnel was provided by blasting the last 10 m' of rock and reshaping this cavity after discharge of accumulated water, into the bottom outlet closure structure. During the period from 1985 to 1988 the



Scn : a-a



LAY-OUT

FIG.5

upstream part of the embankment created by the slide was used as the downstream part of an earth-rock fill dam 80 m in height above river bed. Fig.4.

The construction of temporary overflow spillway was accomplished under emergency conditions with extensive use of gabions for forming the stable tail race dissipation basin at the downstream end of the slid mass.

5.3. Landslide in Jovatz River Valley

The event of landsliding started on 15. Feb. 1977 involving the area of appr 3 sq.km with average depth of moved soils equal to appr 50 m. The initial stage of fast movement of appr 70 m/day lasted several days, but the complete halt of ground displacements was achieved after 15 to 20 days. The lower part of the hill side in the total length of appr 500 m has been moved towards the opposite stable side of the valley and the displaced soil mass has been raised 15 to 20 m above the bottom of the valley. The Jovatz river formed the lake with appr 500.000 cu.m of its volume at the upstream end of the displaced soil mass.

The basic geological composition of the area of this event are Upper Eocene sediments consisting of thin bands of marl, claystone, sandstone and siltstone composed in a flysh-like compound. These sediments were overlaid by thick colluvial deposit composed of the same types of rocks. The ground surface was intercepted by many deep gullies formed by surface waters. During the rainy seasons, particularly during springs the area was rich in sources due to the raise in ground water table and inflow of water into the upper parts of the hill side composed of strongly fissured volcanic rocks (See Fig 5).

The contact zone of Eocene rocks and thick colluvial deposit was altered due to the increased moisture content of this zone and deterioration of claystone and marl into clay. This zone was also under the permanent influence of ground water flow as the natural boundary of impermeable parent rock strata and overlaying more pervious colluvial soils.

The remedial measures were studied in connection with the treat caused by appr volume od 500.000 cu.m of water retained on the upstream side of the slid mass, and appr $1x10^6$ cu.m of disturbed soil mass deposited on the bottom of the valley. The Jovatz River Valley is located appr 7 km far away from the heavilly populated Morava River Valley with main rail-way line connecting Yugoslavia and Greece. In case of rapid discharge of accumulated water and soil mass the downstream areas would be smashed away by such an avalanche - like flow composed of water and soil. To prevent such an event the existing erosion control structure situated appr 3 km downstream has been reconstructed and reshaped to serve as an overflow weir with large bottom outlets. Thus a retaining structure appr 10 m high was formed providing the free space of appr $5x10^6 m^3$ to accomodate inflow of soil-water mass from the slide area. However, the subsequent months were relatively dry and the deposited mass was overtopped by rather small discharge (of the order of 0.3 to 0.5 cu.m/sec) which formed new stream on the top of the slid mass, without significant erosion and some kind of equilibrium was attained between stream velocity and the shape and grade of the new stream bed.

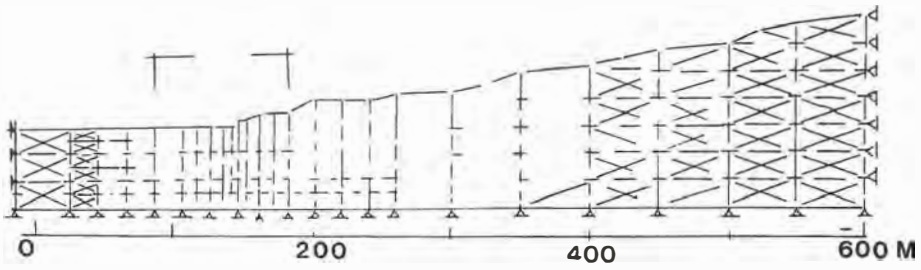
Thus in this latest case, no attempts have been made to provide safe discharge of the accumulated waters but to provide a downstream located control structure.

The ten years performance fully confirmed the sitability of the provided control dam to ensure the safety of the endangered areas.

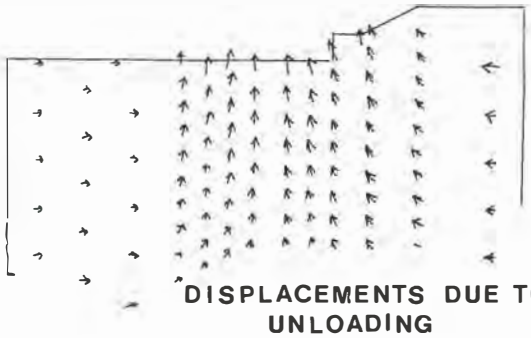
5.4. Creep type displacements of hill side in Vogosche

The creep type of landslide is rather common in flysh-like complexes of clay-stones, silts-stones and sandstones. The rate of downslope directed displacements may vary from year to year, and from season to season due to the changes in ground water table. The event of such creep-type displacements recorded on hill side situated just above new-built power plant in Vogosche can be considered as a good example of how difficult can be the technical treatment of such cases. Fig. 6.

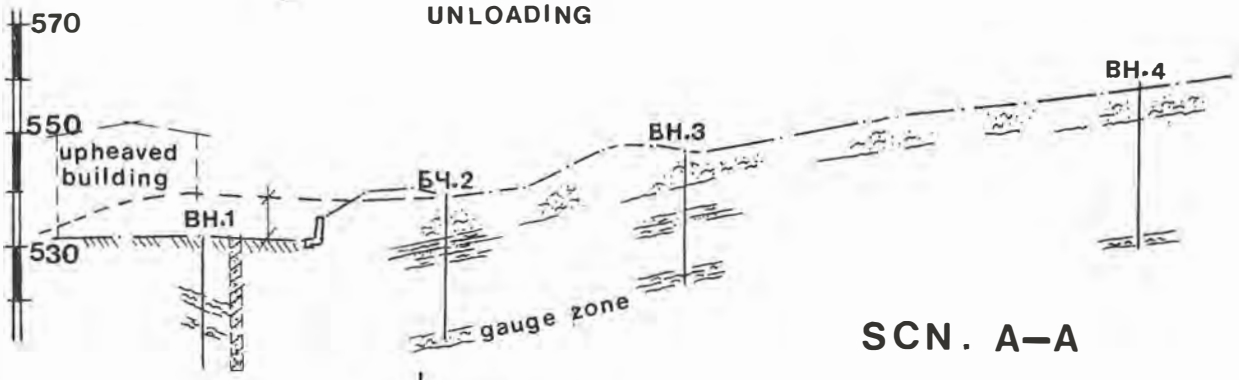
The new-built power plant, designed as extension to the existing one, required the removal of appr 100.000 cu.m of soil situated at the bottom of hill side. The hill side with colluvial deposit up to 5-8 m' depth at gentle slope of appr. 1:5, was considered safe enough after construction of 4 m' high retaining wall. However the development of deeply seated (20-30 m' below ground surface) shear strains caused upheaving of the hill side bottom area and uplifting of the powerplant building with various damages. The study carried out after the



F. E. MODEL



DISPLACEMENTS DUE TO UNLOADING



SCN. A—A

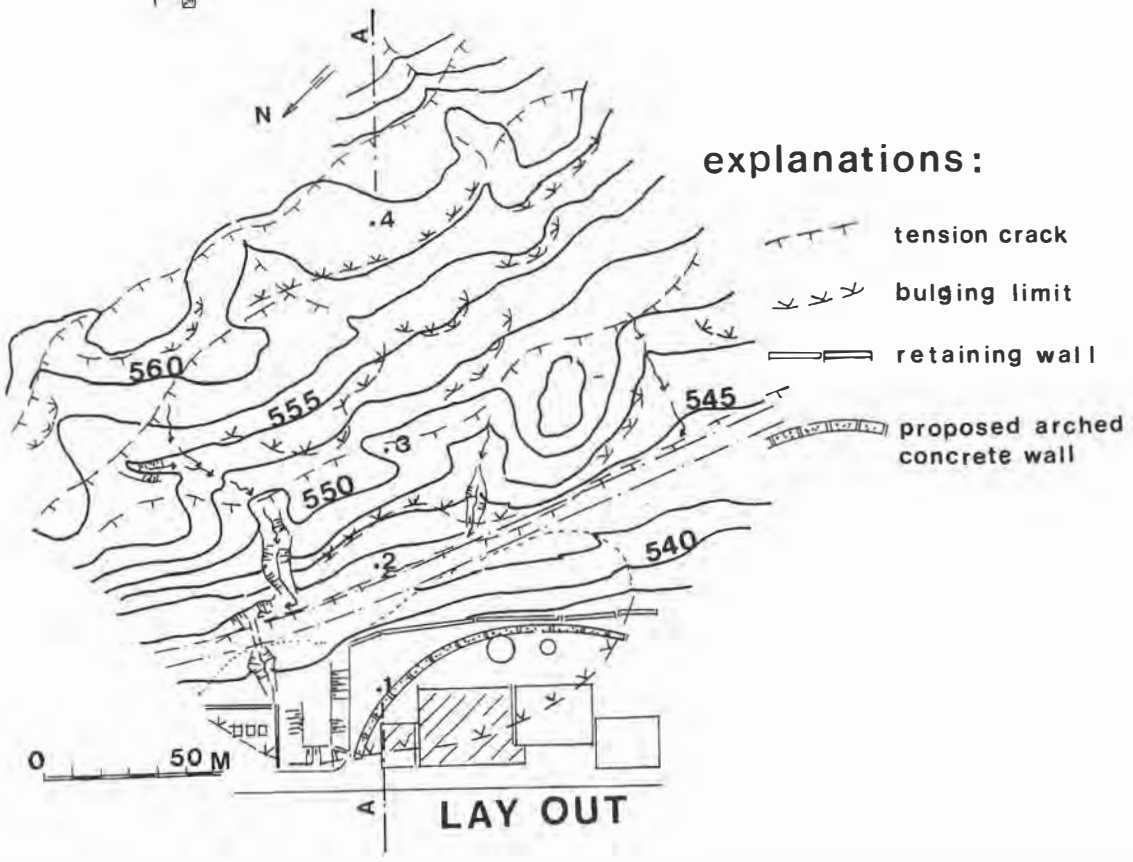


FIG. 6

occured damages indicated the creep-type movements on the slope of the order of few mm per month, accelerated at spring time. The change in local geological composition confined the passive - resisting part of the hill side bottom to the area which was excavated to serve as the power plant foundation and yard.The subsequent uplift revealed that the huge volume of claystone - sandstone complex is involved in creep-like displacements wich can be prevented under extremely high cost, commensurate to the cost of relocation of the new power plant.

6. Conclusions

Different geotechnical and geological conditions resulted in very variable forms of instability phenomena observed along Yugoslav main chain of mountains developed as the south-east branch of Alps. Size in volume and depth of each recorded landside is generally governed by local structural forms of prevailing rocks, depth and character of weathering and types of deposits. The attempts to provide efficient classification which would be based on surface mapping and accidentally available subsurface data so far could not result in the acceptable standard procedure. It is still required a lot of skill and experience to recognize the critical features and to make proper decisions regarding prevention or remedial measures. It was also impossible to provide full coverage of all areas occupied by active landslide and "problem areas", which by some of the cited reasons may become real treat to already completed or planned structures. However, following the development activities in remote (hilly) parts of the country the problems associated with instability phenomena are more frequent and more difficult.

The recognition of all relevant factors: geological, geotechnical, climatic, surface and subsurface waters, earthquakes, construction activities, use of land, etc should be considered as the first step in approach to resolution of landslide problems.

The use of available methods of subsurface investigations should be exersized to a reasonable sized extent in order to clarify the mechanism of the landslide, and to provide basic soil properties, relevant to the problem.

The application of contemporary computation facilities are neccessary prerequizite for numerical evaluation of the stability margine, and comparison of alternatives for treatment of faced instability of the ground.

The parametic analyses may be very usefull in finding out critical mechanism of the landslide and sensitivity of the individual factors causing or contributing to the instability of the area. The studies based on limit equilibrium analyses are proved as usefull for rating of stability margine for compared areas or treatment measures.

The application of stress-strain solution with consideration of yielding and non-elastic deformations is usefull in designing the structures which are limited to the state of small strains. Thus the presently available numerical procedures are providing the possibility to improve the safety and economy of the designed structures.

Still the reliable forecast of large-catastrophic land-slide is extremely difficult and rarely achievable task. Even knowing the suspect area limits the reasonably reliable prediction for: extent, commencement time, velocity of movements critical-triggerig conditions etc., can not be certified unless long term and extensive investigations, studies, monitoring and use of land control have been implemented.

Thus, the landslides in Dinarides either small or large ones, remain the challenging area for geotechnical engineers and their associates in resolving the nature of these events and designing the appropriate prevention or remedial measures. Case-records of landslides supported by thorough analyses and sufficient investigation data are still invaluable source of informations which shall serve for tracing new developments of land-slide prevention and treatment works.

7. References

P. Anagnosti
Disastrous landslide in the Jovatchka River valley and its environmental aspects.
Proc. 9-th ICSMFE Tokyo 1977, XI Special.Sect.Ann.

Gojgich; Janjich; Lukovich
Engineering-geological conditions for the formation of landslide, natural dam and Zavoy lake.
Publ.Inst.de rech.geol.et geoth.Tome IV/V Belgrade 1964/65

M.Lukovich
Geology of Yugoslavia, General Report on 2-nd Conf ISRM - Belgrade 1970

Suklje; Vidmar
A Landslide due to long term creep.
Proc. 5-th ICSMFE Vol II 6/37, 1961-Paris

Propriétés géotechniques de quelques ensembles géologiques propices aux glissements de terrains

Geotechnical properties of some geological formations responsible for landslides (French Alps)

P.ANTOINE, Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique, Université de Grenoble, France
D.FABRE, Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique, Université de Grenoble, France
A.GIRAUD, Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique, Université de Grenoble, France
M.AL HAYARI, Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique, Université de Grenoble, France

RESUME : La lithologie est à l'évidence l'un des facteurs essentiels de sensibilité des versants naturels aux glissements de terrain. De très nombreux travaux réalisés ces dernières années à Grenoble permettent de recenser les principaux ensembles géologiques à dominante argileuse ou schisteuse propices aux instabilités. Les caractèristiques minéralogiques, physiques et géotechniques de la plupart de ces matériaux sont rappelées et analysées.Divers moyens d'évaluer les propriétés mécaniques globales des formations concernées sont indiqués, particulièrement ceux que fourni l'analyse rétrograde. De cette analyse qualitative et quantitative se dégage une typologie simplifiée.

ABSTRACT : Lithology is one of the most important factors which contribute to slope stability. Several studies performed in Grenoble allowed us to analyse the main geological formations (shales, marls, clays...) responsible for landslides. We give first physical, mineralogical and geotechnical data. The means for evaluating the mechanical properties are then discussed, with a special development of back-analysis.

INTRODUCTION

Le géotechnicien, face aux problèmes des "risques naturels", est prioritairement confronté à la détermination des caractérisitiques géotechniques in situ des milieux résultant de l'altération du substratum rocheux des versants.

Les essais en place et ceux pratiqués en laboratoire, ne sont en général pas à même de fournir une réponse satisfaisante. Mais, l'observation des pentes naturelles et l'étude des conditions du déclenchement spontané des mouvements de versants permettent une approche des mécanismes probables par des moyens divers. L'analyse rétrograde paraît également l'une des méthodes les plus intéressantes pour interpréter ces mécanismes et essayer de remonter aux caractéristiques géotechniques initiales du milieu (Cruden, 1985). Ce domaine est encore peu exploré actuellement car des moyens d'études et de calcul importants peuvent se révéler nécessaires.

1 IDENTIFICATION DES PRINCIPAUX ENSEMBLES GEOLOGIQUES

Pour qui parcourt les Alpes en observant attentivement la morphologie des versants, il apparaît que certaines régions révèlent une densité de mouvements de terrains (anciens ou actuels) anormalement élevée.

C'est ainsi que sur la carte Barcelonnette (échelle 1/50000), 21 % de la surface peut être considérée comme glissee et que sur la feuille Saint-Jean-de-Maurienne (1/50 000), 25 % de la surface totale est glissée.

Cette caractéristique est liée de façon évidente à la nature lithologique du substratum rocheux.

Parmi les ensembles particulièrement exposés aux mouvements de terrains, nous avons retenu :

- Les séries carbonifères des zones alpines internes (Houiller briançonnais) : elles affleurent de façon continue du Sud de la France (Briançonnais, Maurienne, Tarentaise), au Valais en Suisse avec des caractéristiques pétrographiques et structurales relativement homogènes et sont connues depuis longtemps pour être le siège de grands glissements de terrain (Martin-Cocher, 1984).

Cette puissante formation tectonisée est constituée par une alternance de schistes et de grès riches en micas blancs avec quelques horizons plus conglomératiques ou localement charbonneux.

- Les schistes argileux du Lias supérieur : affleurant très largement de part et d'autre de l'axe des massifs cristallins externes, ils sont caractérisés par leur homogénéité pétrographique et par une très forte anisotropie de structure induite par la schistosité. Les glissements de terrain dont ils sont le siège, ont été particulièrement étudiés dans la région de Saint-Jean-de-Maurienne (Mougin, 1973 ; Malatrait, 1975).

- Les marnes sombres du sommet du Jurassique moyen et de la base du Jurassique supérieur : cet ensemble d'âge Callovo-Oxfordien, plus connu sous le nom de "Terres Noires", couvre d'immenses étendues dans les chaînes subalpines du Sud-Est de la France. De faciès assez homogène, ces marnes sont facilement altérables et érodables. De nombreux problèmes de stabilité de pente y sont rencontrés (Koseoglu, 1977 ; Legier, 1977).

- Les molasses subalpines à faciès marneux (Tertiaire) de l'avant-pays alpin : ces formations qui peuvent renfermer jusqu'à 40 % d'argile sont le siège de mouvements de terrains fréquents (Kothé, 1980 ; Paolillo, 1984) et ont posé un certain nombre de problèmes lors de la réalisation de travaux autoroutiers récents, en Haute-Savoie particulièrement.

- Les argiles litées glacio-lacustres (Quaternaire) : elles n'affleurent que localement dans la plupart des grandes vallées glaciaires alpines (Arve, Isère, Drac, Romanche ; dépressions du Lac du Bourget, du Trièves...). Il s'agit de matériaux limono-argileux présentant une très forte anisotropie induite par un fin litage, (alternativement clair et sombre) lié à des épisodes climatiques saisonniers (Monjuvent, 1973).

A ces ensembles qui ont fait l'objet de recherches détaillées depuis deux décennies à Grenoble, il faudrait ajouter les schistes lustrés piémontais, les séries de flysch, ainsi que les séries marneuses du Néocomien, sans oublier les dépôts morainiques.

Nous nous limiterons dans ce qui suit à une mise au point concernant les cinq ensembles premièrement nommés pour lesquels nous disposons d'informations nombreuses, sinon exhaustives.

2 PARAMETRES D'IDENTIFICATION GEOTECHNIQUE

Les données que nous avons rassemblées proviennent essentiellement de travaux de thèse réalisés dans notre laboratoire.

Tableau 1. Identification géotechnique des formations étudiées.

APPELLATION GEOLOGIQUE	MINERALOGIE		PROPRIETES PHYSIQUES		
	minéraux non argileux (%)	minéraux argileux (%)	% < 2 µ	W L (%)	Ip (%)
Schistes houillers	quartz abondant	micas	très variable	20-30	5-10
Schistes du lias	quartz :25-35 Felspaths : 5 calcite : 1-5	Illite et micas :35-45 chlorite : 10-30 Paragonite : 5	10-30	40-55	12-20
"Terres Noires"	calcite: 20-40 quartz : 10-30	Illite : 20-40 chlorite : 10-30	Très variable	26-40	10-25
Molasse marneuse	calcite: 20-30 quartz : 15-30 Felspaths 0-5	Illite et micas : 20-30 chlorite : 15-18 Montmorillonite: 10-18	20-50	35-75	20-30
Argiles litées glacio-lacustres	calcite: 15-30 quartz : 10-20 Feldspaths: 3-10	Illite : 40-50 chlorite : 10-25 interstratifiés : 3-10	20-40	34-46	10-25

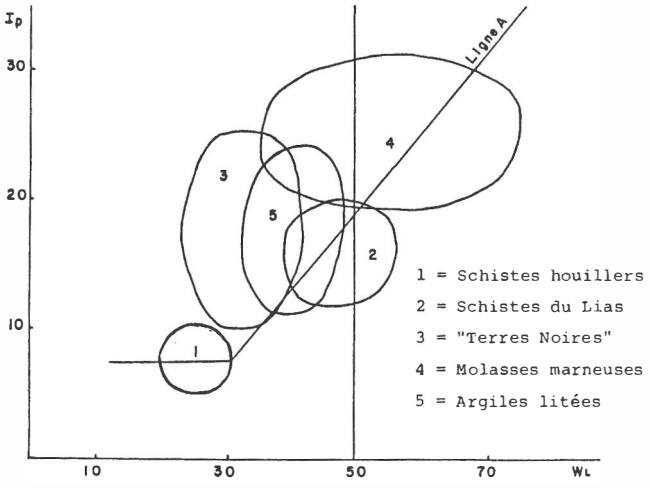


Figure 1. Diagramme de Casagrande des matériaux étudiés

Ces données ne concernent que les faciès d'altération de roches argileuses, marneuses et schisteuses appartenant aux ensembles géologiques précédemment décrits.

Chaque fois que cela était possible, nous avons relevé, outre les principales variétés minéralogiques d'argiles, les paramètres d'identification servant de base à la classification géotechnique des sols :

- pourcentage de la fraction granulométrique inférieure à 2µ
- limite de liquidité
- indice de plasticité.

Ces résultats sont consignés dans le tableau 1.

Du point de vue minéralogique, les matériaux étudiés comportent une proportion d'argile importante où dominent l'illite et la chlorite. On ne trouve des montmorillonites que dans les argiles litées glacio-lacustres.

En ce qui concerne la granulométrie, on note un pourcentage très variable de particules inférieures à 2µ dans les produits d'altération des schistes houillers, du Lias et des "Terres Noires". Les matériaux les plus riches en fines proviennent de la molasse marneuse. Les argiles glacio-lacustres sont plutôt à dominante silteuse. Les remarques précédentes permettent d'expliquer que les valeurs des limites d'Atterberg sont relativement faibles : à l'exception des molasses marneuses, qui renferment quelques montmorillonites, pratiquement aucun des matériaux étudiés ne peut prétendre à l'appellation "très plastique" selon l'abaque de Casagrande (Fig. 1).

Si l'on excepte les molasses marneuses, les indices de plasticité restent faibles (< 25 %), ce qui explique que dans l'ensemble les matériaux étudiés sont susceptibles de passer rapidement de l'état plastique à l'état liquide quand la teneur en eau augmente (coulées). Ceci est particulièrement net pour les produits d'altération des schistes houillers (Ip < 10 %). Au cours des travaux de recherche menés sur ces matériaux, d'autres paramètres physiques ont été étudiés : la porosité, les poids volumiques, la vitesse de propagation des ondes longitudinales, la résistivité. Mis à part pour les argiles glacio-lacustres (Antoine et al., 1981), on peut retenir que ces paramètres sont plus influencés par l'état d'altération du matériau, que par son origine géologique. Ainsi, les vitesses varient pour la tranche altérée de 700 à 2 500 m/s, comme pour la plupart des roches. Les argiles litées glacio-lacustres se distinguent par des valeurs plus homogènes comprises entre 1000 et 1600 m/s, quand elles ne sont pas fortement surconsolidées. La résistivité qui se situe entre 10 et 70 Ω.m, traduit l'existence d'une bonne proportion de matériaux argileux dans tous les faciès étudiés. En effet, on peut considérer que, pour un sol saturé, une résistivité inférieure à 100 Ω.m (si la résistivité de l'eau est comprise entre 30 et 50 Ω.m) est caractéristique d'un pourcentage en argile supérieur à 10 ou 20 % et qu'une résistivité inférieure à 30 Ω.m correspond à un sol contenant plus de 50 % d'argile (Azimi et al., 1983).

3 EVALUATION DES PROPRIETES MECANIQUES

Dans tous les calculs prévisionnels de stabilité des talus, il est nécessaire d'introduire, en plus des caractéristiques géométriques du glissement potentiel, les propriétés mécaniques du ou des terrains concernés, sous la forme de leur cohésion et de leur angle de frottement, ainsi qu'une hypothèse sur la répartition des pressions interstitielles dans le versant.

La détermination directe des paramètres mécaniques suppose des essais de laboratoire ou in situ qui sont difficiles à réaliser et d'un coût généralement élevé. De plus, leurs résultats peuvent quelquefois n'être que peu représentatifs des caractéristiques réelles à cause du caractère ponctuel des mesures ou du remaniement (cas des essais de laboratoire).

Divers moyens d'évaluer la stabilité d'une pente sans avoir recours à ce type d'essais sont possibles. Nous allons en rappeler quelques uns en insistant davantage sur les résultats que peut donner l'analyse rétrograde.

3.1 Observation systématique des talus

Avant de modéliser et de calculer la stabilité des pentes, il nous paraît essentiel de ne pas négliger les informations que peut donner facilement l'observation directe et la mesure simple de quelques paramètres géométriques des talus taillés dans une formation géologique donnée.

Pour chaque formation étudiée, il est en effet facile de relever systématiquement la hauteur (H) et la pente (θ) des talus en même temps que les indices de mouvement. Reportant les résultats sur un abaque $H = f(\theta)$, il sera en général possible de définir une zone d'instabilité, une zone de stabilité et une zone intermédiaire d'incertitude. Si la formation examinée est hétérogène ou si les conditions hydrologiques varient beaucoup d'un site à l'autre, cette zone intermédiaire peut être relativement large ce qui réduit considérablement les possibilités d'application à la prévision de la stabilité de futurs terrassements. Cependant, si l'on a affaire à une formation homogène, les résultats d'une telle étude statistique peuvent être assez nets, comme dans l'exemple des argiles structurées du Québec que présente Lebuis (fig. 2).

Dans le cas des formations que nous avons étudiées, les résultats sont cependant moins probants, en raison d'une plus grande dispersion des propriétés mécaniques et des caractéristiques hydrauliques des versants analysés.

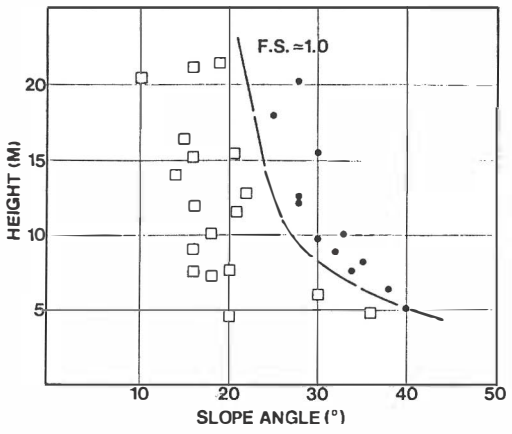


Figure 2. Diagramme de stabilité des pentes des argiles de St Ambroise (Lebuis, Robert et Rissmann, 1983). Les ronds noirs correspondent à des pentes présentant des signes d'instabilité. La ligne tracée correspond à un calcul de stabilité par la méthode de Bishop (c' = 7 kPa, $\emptyset'$ = 31°, γ = 17 kN/m^3 et la nappe au niveau du sol).

3.2 Corrélations entre propriétés mécaniques et paramètres d'identification

De nombreux mécaniciens des sols ont proposé, après étude statistique de résultats d'essais de laboratoire ou in situ, plusieurs relations empiriques entre les paramètres mécaniques classiques (cohésion et angle de frottement) et d'autres paramètres physiques plus faciles à obtenir.

Dans le cas des matériaux argileux qui nous intéresse ici, les corrélations les plus couramment employées sont celles qui relient la cohésion non drainée et l'angle de frottement interne en conditions drainées aux limites d'Atterberg. Nous en citerons quelques exemples.

- Pour la cohésion non drainée C_u, on peut retenir la relation proposée par Skempton :

$$C_u = (0{,}11 + 0{,}0037\ I_p)\ \sigma_c$$

dans laquelle I_p est l'indice de plasticité et σ_c la contrainte de consolidation.

- Pour l'angle de frottement en conditions drainées ϕ', Biarez et Favre proposent les relations :

$$\text{tg}\ \phi' = 1{,}64 - 0{,}8 \log W_L \quad \text{pour } W_L < 50$$

$$\text{tg}\ \phi' = 0{,}78 - 0{,}3 \log W_L \quad \text{pour } W_L > 50$$

Ces relations doivent être appliquées avec précaution pour fixer avant tout des ordres de grandeur, utilisables par exemple pour une étude préliminaire.

D'autre corrélations, probablement plus fiables, peuvent également être obtenues à partir des essais in situ, notamment à partir de l'essai pressiométrique.

3.3 L'analyse rétrograde et son exploitation statistique

Les méthodes classiques de calcul de stabilité des pentes reposent sur une modélisation bi-dimensionnelle du talus avec une géométrie simple de la surface de glissement (plane ou circulaire). Pour le cas des surfaces de rupture circulaire, la plus facile à mettre en oeuvre est celle de Fellenius (Antoine et al., 1971).

La figure 3 rappelle le principe de cette méthode de tranches.

A l'équilibre limite à long terme, en exprimant l'égalité entre forces motrices et forces résistantes dans un terrain homogène, on obtient la relation :

$$\sum_{i=1}^{n} W_i \sin\alpha_i = \sum_{i=1}^{n} c'L + (W_i \cos\alpha_i - u_i\, l_i)\ \text{tg}\emptyset'\ (1)$$

W_i : poids de la tranche (kN) ;

α_i : angle de la tangente à la base de la tranche avec l'horizontale (O) ;

l_i : longueur de la base de la tranche i (m) ;

u_i : pression interstitielle calculée au milieu de la tranche i (kPa) ;

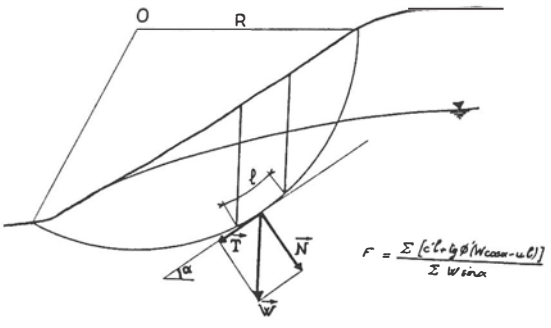


Figure 3. Schéma de la méthode de Fellenius.

L : longueur totale de la surface circulaire (m) ;

ϕ' : angle de frottement interne en conditions drainées (°) ;

c' : cohésion du matériau en conditions drainées(kPa).

Si l'on cherche à appliquer cette relation au cas d'un glissement de terrain ayant eu lieu dans une formation géologique donnée, on peut en général calculer assez facilement les poids des tranches en tenant compte de la densité du matériau. Au besoin, celle-ci peut être mesurée en effectuant quelques prélèvements avec un petit carottier, un densitomètre à membrane ou par la méthode du sable.

Si l'on se donne ensuite une hypothèse sur la répartition des pressions interstitielles, l'équation 1 fournit une relation entre c' et ϕ' de la forme :

$$A = c' + B \operatorname{tg} \phi' \qquad (2)$$

avec $A = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^{n} W_i \sin\alpha_i$ et $B = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^{n} (W_i \cos\alpha_i - u_i l_i)$

Il existe deux manières d'exploiter la relation obtenue :

- pour chaque cas de glissement, en se servant de valeurs plausibles de la cohésion ou de l'angle de frottement (éventuellement déduites de corrélations avec les limites d'Atterberg) on peut proposer un couple de valeurs de c' et ϕ' satisfaisant à la relation 1 ;
- pour plusieurs cas de glissement dans la même formation géologique, en supposant que le matériau concerné est homogène (c' et ϕ' relativement constants d'un site à l'autre) on peut étudier statistiquement les résultats du calcul de stabilité et reporter chaque glissement sous la forme d'un point sur un abaque A = f(B) (Van Asch, 1984). Si les géométries des glissements sont suffisamment différentes, on peut tracer ensuite statistiquement la droite correspondant le mieux à ces points. Celle-ci obéit à l'équation 2 et nous donne donc :

  - c' = ordonnée à l'origine ;
  - $\operatorname{tg} \phi'$ = pente de la droite.

3.4 Application au cas des Terres Noires

Dans le cas des Terres Noires altérées de la région de Barcelonnette, on peut tout d'abord retenir les valeurs des paramètres d'identification physique suivants :

- limite de liquidité W_L = 30 %
- indice de plasticité I_p = 12 %
- poids volumique saturé : 21 kN/m^3

En appliquant l'analyse rétrograde pour six cas de glissements de terrains étudiés par Légier (tableau 2) et en supposant que la pression interstitielle correspond à un toit de nappe coïncidant avec la surface topographique, on obtient les paramètres A et B des six points de la figure 4.

Tableau 2. Analyse rétrograde de quelques glissements dans les Terres Noires (Barcelonnette, France).

N°	Nom du Glissement	Pente (°)	Dénivelé (m)	Surface (m^2)	Equation d'équilibre limite
1	Ravin des Aiguettes	15	210	$3{,}4 10^4$	$c'+376\ t_g\ \phi' = 328$
2	Le Pis	20	350	$6{,}2 10^4$	$c'+552\ t_g\ \phi' = 384$
3	Torrent de Poche (hypothèse 1)	26	150	$2{,}4 10^4$	$c'+406\ t_g\ \phi' = 263$
4	Torrent de Poche (hypothèse 2)	26	150	$2{,}8 10^4$	$c'+438\ t_g\ \phi' = 306$
5	Torrent de Poche (hypothèse 3)	26	120	$1{,}5 10^4$	$c'+296\ t_g\ \phi' = 227$
6	Lans	18	315	$4{,}7 10^4$	$c'+440\ t_g\ \phi' = 298$

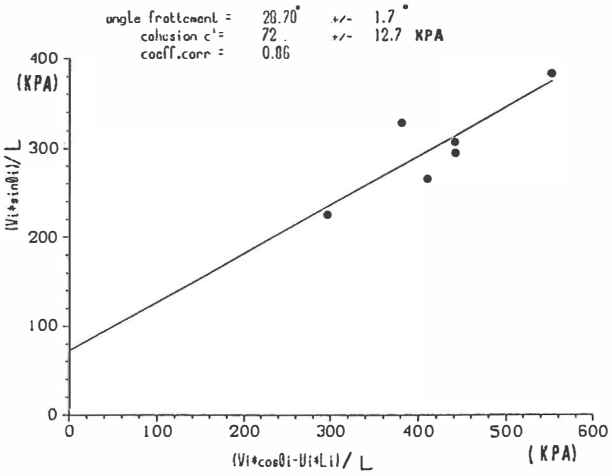


Figure 4. Analyse rétrograde de quelques glissements dans les "Terres Noires" (Barcelonnette, France).

L'interprétation nous permet de proposer pour cet exemple :

- cohésion c' = 72 ± 13 kPa ;
- frottement ϕ' = 29 ± 2° .

Ces valeurs sont légèrement supérieures à celles que l'on aurait déduites des corrélations proposées plus haut à partir des limites d'Atterberg avec lesquelles on aurait obtenu :

C_u = 80 à 160 kPa

ϕ' = 25 ± 2°

La cohésion C_u a été calculée en supposant que le sol était normalement consolidé. La valeur de c' (conditions drainées) est toujours inférieure à celle de C_u .

4. PRINCIPAUX TYPES D'INSTABILITE OBSERVES

Dans cette partie, nous allons essayer de proposer une typologie sommaire des mouvements de terrain susceptibles d'être rencontrés, dans les ensembles géologiques que nous venons de décrire.

Les termes employés pour désigner chaque type de mouvement élémentaire ont été empruntés à la classification établie par J.P. Mougin en 1973, qui présente l'avantage de rester essentiellement descriptive et de faire appel à des critères facilement appréhendables.

Pour être plus synthétiques, nous nous sommes volontairement abstenus d'établir des corrélations entre la géologie, les circulations d'eau, la morphologie et type de mouvement observé.

En effet notre propos ne concernera que l'analyse des mouvements en fonction des caractéristiques géotechniques des ensembles géologiques.

4.1 Les séries carbonifères des zones alpines internes

Cette formation est caractérisée par son manque de cohésion jusqu'à grande profondeur (plusieurs centaines de mètres), ce qui facilitera les circulations souterraines.

Dans ces terrains, les mouvements les mieux représentés (Martin-Cocher, 1984) semblent être des glissements dont la surface de rupture circulaire peut se développer jusqu'à une centaine de mètres de profondeur. La rupture se produit dans un substratum rocheux très fracturé, qui se comporte donc à l'échelle du versant, comme un matériau pulvérulent.

Aussi, dans cet ensemble, des glissements généralisés complexes et des tassements affectant des versants entiers sont très fréquents.

Dans la partie haute des versants, un mécanisme de glissement à surface de rupture plane, peut aussi se développer quand le pendage des couches est conforme à la surface topographique. La plupart du temps, les produits de désagrégation qui constituent ces glissements, évoluent en coulées de matériaux peu cohérents.

Dans les Alpes, les différents mouvements que nous venons de décrire, ont souvent été déclenchés par le retrait des derniers glaciers. En effet, la décrue würmienne, en supprimant l'appui que le glacier assurait à un versant de vallée très fissuré, a entraîné la décompression de celui-ci. D'autre part, la forte alimentation en eau, résultant de la fusion des glaciers latéraux subsistant à un niveau supérieur, conjuguée à la décompression, induit une déstabilisation qui a tendance à régresser vers le haut du versant.

4.2 Les schistes argileux du Lias supérieur

Dans cette formation, les glissements plans prédominent, mais nous pouvons distinguer deux types d'instabilité :

- le fauchage à toutes les échelles, y compris celle du versant, peut se développer jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de profondeur. Son aboutissement, par rupture généralisée des charnières, est une variété de glissement plan.
- plus généralement, le glissement en masse. Celui-ci est toujours plus ou moins subordonné à la présence de grandes discontinuités recoupant la série schisteuse. Mais sur les versants en aval-pendage, le déplacement est facilité par la présence de la schistosité et la fréquence des mouvements y est nettement plus élevée.

Ces glissements qui sont souvent généralisés et complexes dégénèrent ensuite en coulées par désagrégation des schistes (exemple : les coulées de Jarrier en Savoie occupent actuellement un volume approximatif de 650 millions de m3).

4.3 Les "Terres Noires" du Callovo-Oxfordien

Ces matériaux à dominante marneuse sont très érodables et la tranche d'altération peut atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

Dans cette formation, on observe essentiellement deux types de mouvements :

- de la solifluxion superficielle sur la tranche altérée, qui entraîne ou associe souvent des terrains de couverture quaternaires.
- des glissements plans qui se développent à la limite substratum altéré-rocher sain. Ces glissements se produisent sur des pentes faibles (15 à 25°) et peuvent évoluer en coulées boueuses (Légier, 1977).

4.4 Les molasses subalpines à faciès marneux

Dans cet ensemble se produisent essentiellement de la solifluxion et des glissements superficiels. Les mouvements de versants peuvent évoluer en coulées plus ou moins visqueuses affectant la couverture quaternaire et la tranche altérée du substrat molassique (Kothé, 1980).

4.5 Les argiles litées glacio-lacustres

De très nombreuses observations permettent de dégager trois principaux modes de déformation affectant des versants naturels entaillés dans les argiles litées :

a) l'écoulement visqueux superficiel sous l'effet de l'accroissement des teneurs en eau,

b) le glissement plus ou moins plan, lié à un découpage en tranches verticales sur une épaisseur de quelques mètres (5 mètres maximum). Pour ces glissements superficiels, le découpage du massif d'argile se fait à partir de fissures de retrait sur des surfaces exposées à l'air. Cela facilite l'augmentation des pressions interstitielles par l'eau des précipitations ou de la fonte des neiges. Le développement de poussées latérales permet le glissement de la base des tranches sur un lit horizontal ou faiblement penté vers l'aval. Un tel phénomène se reproduit de manière périodique, car la moindre variation positive de l'ouverture des fissures fait chuter les pressions interstitielles qui demandent un certain temps pour être reconstituées (Nieuwenhuis et Van Genuchten, 1986).

c) Le glissement par cisaillement peu profond (jusqu'à 10-15 m) ou profond (40 à 70 m). Une rupture "classique", d'aspect circulaire, peut également se développer dans ces masses homogènes quoique anisotropes. La confirmation la plus spectaculaire est donnée par le grand glissement de la Combe d'Harmalières au SE de Sinard, qui a affecté une surface de l'ordre de 50 hectares en une seule journée. La profondeur estimée de la surface de glissement, au point le plus profond, est de l'ordre de 75 m (Blanchet, à paraître).

Au lotissement du Mas d'Avignonet (Est de Sinard), des mouvements superficiels ont causé des dommages sérieux aux constructions. Des mesures inclinométriques ont mis en évidence, en un point, à 43 mètres de profondeur, un léger déplacement qui pourrait être l'indice de la réactivation d'un mouvement ancien dont l'analyse morphologique fait soupçonner l'existence (Antoine et al., 1987).

Ces mouvements de terrains liés aux argiles glacio-lacustres ont un impact économique et humain très important dans certaines régions, tel le Trièves où 7000 ha sont en mouvement, soit environ 11 % de la superficie du secteur. Pour certaines communes (Moulin, 1985), la proportion de terrains en état d'instabilité déclarée est considérable, comme à Avignonet (65 %), à Lavars (57 %) et à Sinard (42 %).

CONCLUSION

Un certain nombre de formations géologiques, caractérisant, le plus souvent, des unités structurales entières de la chaîne alpine, sont très propices au développement de mouvements de terrains variés et méritent une attention toute particulière lors de l'étude de projets d'aménagement.

La distinction classique entre les "glissements anciens" c'est à dire survenus à une période autre que l'historique et les "glissements actuels" reste primordiale. Elle constitue l'une des bases de la cartographie du risque naturel "mouvements de versant".

Malgré leur diversité, les mouvements recensés au cours de très nombreuses études, scientifiques ou appliquées, peuvent se regrouper concrètement en un nombre restreint de types. Quel que soit leur âge, on peut noter en effet que :

- la majorité des glissements étudiés sont relativement superficiels à l'échelle du versant : l'ordre de grandeur de leur épaisseur ne dépasse pas 20 % de la dénivellation entre les altitudes extrêmes de la surface du glissement ;
- ces glissements superficiels sont en majorité des glissements plans (ou assimilables à ce type de mouvement), car la surface de discontinuité trouve son origine soit dans le litage sédimentaire (stratification) soit dans un clivage tectonique (schistosité par exemple). Il peut également s'agir de la surface de rupture d'un fauchage généralisé voire du passage progressif d'un ensemble stable à une tranche progressivement plus mobile (reptation sans véritable discontinuité cinématique) ;
- les glissements circulaires qui servent si fréquemment de modèles aux calculs existent mais sont plus rares. Leurs conditions d'occurrence sont en effet relativement strictes comme l'ont montré certaines de nos recherches sur le Houiller de Maurienne notamment. Il faut que les formations géologiques qui constituent le bed-rock sain voient leurs caractéristiques mécaniques suffisamment abaissées (par altéra-

tion chimique, désagrégation physique, mouvements gravitaires superficiels et action des eaux sauvages, ...) et cela sur une épaisseur suffisamment grande pour que de tels mouvements puissent survenir comme dans un matériau pulvérulent classique ;

- les glissements profonds n'ont comparativement que très peu de risque de se produire, les caractéristiques mécaniques courantes des séries concernées étant surabondantes, même pour des versants élevés. Lorsqu'ils se produisent c'est qu'une surface de faiblesse combinant le plus souvent discontinuités sédimentaire et tectonique affecte la masse considérée ;

Sur le plan pratique enfin, nous pensons avoir montré :

- qu'il est possible dans le cadre d'une recherche à caractère scientifique, mais parfois aussi du bureau d'étude, de déterminer les caractéristiques globales des formations à l'origine des mouvements superficiels quelle que soit leur nature,
- qu'en ce qui concerne les mouvements profonds leur approche est beaucoup plus délicate car il est généralement très difficile de faire une hypothèse correcte sur la forme et l'origine géologique précise de la surface de glissement.

BIBLIOGRAPHIE

Antoine, P. ; Biarez, J. ; Desvarreux, P. et Mougin, J.P. (1971). Les problèmes posés par la stabilité des pentes dans les régions montagneuses. Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble.

Antoine, P. ; Giraud, A. ; Monjuvent, G. (1981). Les argiles litées du Trièves (Isère) ; conditions de gisement et exemples de propriétés géotechniques. Bull. Soc. Géol. France (7), t. XXIII, n° 2, p. 117-127.

Antoine, P. ; Besson, L. ; Blanchet, F. ; Mériaux, P. Tachker, Y. (1987). Phénomènes d'instabilité dans les argiles glacio-lacustres du Trièves (France). International Symposium on Engineering Geological Environment in mountain areas . Pekin, p. 645-652.

Azimi, C.; Desvarreux, P. ;Guerpillon, Y. ; Keime, F. (1983). Reconnaissance des sols carottables à gros éléments. Bulletin A.I.G.I.

Biarez, J. et Favre, J.L. (1976). Corrélations de paramètres en Mécanique des Sols. Séminaire Ecole Centrale des Arts et Manufactures, Paris.

Cruden, D.M. (1985). Rock Slope Movements in the Canadian Cordillera. Can. Geotech. Journal 22, p.528-540.

Koseoglu, M. (1977). Etude géologique et géotechnique routière (R.N. 75 entre Vif et le Col de la Croix-Haute). Thèse doct. Ingénieur, Grenoble, 210 p.

Kothé, G. (1980). Les formations molassiques de la commune de Dionay (Géologie et Géotechnique, Stabilité des pentes). Thèse 3e cycle, Grenoble, 216 p.

Lebuis J., Robert J.M., Rissmann P. (1983). Régional mapping of landslide hazard in Québec. Symp. on Slopes on soft clays. Linköping, Sweden. Swed. Geotech. Inst. report 17, p. 205-262.

Légier, A. (1977). Mouvements de terrain et évolution récente du relief dans la région de Barcelonnette. Thèse 3e cycle, Grenoble, 163 p.

Malatrait, A.M. (1975). Analyse et classement des mouvements gravitaires (feuille St-Jean-de-Maurienne au 1/50 000). Thèse 3e cycle, Grenoble,219 p.

Martin-Cocher, J. (1984). Etude géologique de la stabilité des versants de la rive droite de l'Arc entre Saint-Michel-de-Maurienne et la Praz (Savoie). Thèse 3e cycle, Grenoble, 264 p.

Monjuvent , G. (1973). La transfluence Durance-Isère. Essai de synthèse du Quaternaire du bassin du Drac (Alpes françaises). Géologie alpine t. 49, p.57-118.

Mougin, J.P. (1973). Les mouvements de terrain. Recherches sur les apports mutuels des études géologiques et mécaniques à l'estimation de la stabilité des pentes. Thèse doct. ingénieur, Grenoble, 196 p.

Moulin, C. (1985). Etude des glissements de terrain du Trièves. Rapport interne CEMAGREF, Grenoble.

Nieuwenhuis, J.D. and Van Genuchten, P.M.B. (1986). Feasibility of highway crossing through landslide area in varved clays. Proceedings of the I.A.E.G. Congress. Buenos Aires.

Paolillo, J.R. (1984). Essai de synthèse des caractéristiques géologiques et géotechniques des molasses périalpines savoyardes. Thèse 3e cycle, Grenoble, 225 p.

Van Asch, Th.W.J. (1984). Landslides : The deduction of strength parameters of materials from equilibrium analysis. Catena II, p. 39-49.

Three rock slides in the southern Swiss Alps

Trois glissements dans les Alpes tessinoises

A.BAUMER, Consulting Geologist, Ascona, Switzerland

ABSTRACT: Three rock slides in geographically separated areas in the southern Swiss canton of Ticino are selected to demonstrate the structural control of the slide movement as well as the correlation between rainfall and speed of displacement. A description of the investigation work is given and the monitoring of the slides during the critical stages is discussed. The remedial measures and the ongoing monitoring programmes are described.

RESUME: Trois glissements de roches dans les alpes tessinoises ont été choisis pour démontrer soit le rôle des structures cassantes dans la définition de la direction des mouvements, soit la corrélation entre les précipitations et la vitesse de déplacement des masses rocheuses instables. Les résultats des travaux de reconnaissance sont discutés et les travaux de assainissement et les systèmes de surveillance sont décrits.

INTRODUCTION

Three areas, located in three different valleys of the Southern Swiss canton of Ticino have been selected to illustrate slide movements in otherwise competent and hard gneisic rocks.

Each one of the three slides affects quite important infrastructures: the Malvaglia slide, situated in the Malvaglia valley (a tributary of the Blenio valley in the northeast of the canton) occupies the northern shore of a regulating basin of the Blenio Valley hydroelectric scheme. The Scalate slide, in the southernmost reaches of the Verzasca valley (just east of Locarno), carried away a section of the main access road to that valley. The Dirinei slide, situated 8 km west of Locarno on the northern slopes of the Centovalli, threatens both the Locarno-Domodossola highway and the narrow-gauge railway line. The instability of the three areas has been known for long but their movements have been reactivated in the last decades: the increased displacement rates for the Malvaglia slide, due to the filling of the reservoir, have been anticipated by the designers of the Malvaglia Dam; the Scalate slide has been set in motion by extraordinary meteorological events in the late 1970's and the Dirinei slide by similar events in the early 1980's.

GEOLOGICAL SETTING

The Malvaglia valley lies within the east-dipping gneis formations of the Penninic Simano nappe, while both the Dirinei and the Scalate areas are located in the steeply north-dipping gneises of the root zone of the Penninic nappes, just north of the Insubric Line. The rock types of the three areas are quite similar, consisting essentially of leucocratic gneises with variable contents of mica (mainly biotite). The rock mass is cut by discontinuities parallel to the scistosity and by mostly subvertical transversal joint systems, in addition to the stress relief joints which are generally parallel to the valley slopes. The valleys are deeply incised and the valley slopes are generally very steep. The region receives heavy rains mainly in spring, summer and early autumn, normally of short duration and high intensity.

INVESTIGATION

The three areas have been mapped geologically in detail. Based on these maps the networks of bench marks for the geodetic surveys were laid out, with regular control measurements at intervals determined by seasonal changes and by the occurrence of extraordinary events. Geophysical surveys (seismic refraction method) have been carried out on all three slide areas with the addition of a geoelectric survey on the Dirinei slide.

Core drilling has been carried out on the Malvaglia and on the Dirinei slides but the choice of drill sites was limited by difficult access and in part by persistent imminent danger of sliding or rock falls. The three holes drilled at Dirinei and three of the four holes at Malvaglia were equipped with slope indicators.

Aditing was done only at Malvaglia with a 110 meter exploratory adit through the slide mass, without reaching firm rock. However this adit offered an opportunity to examine the characteristics of the unstable rock mass at depth and to install observation systems to measure the internal deformations.

For all three areas, rainfall data were measured and recorded at close-by pluviometer stations: at Malvaglia Dam a station is run by the Blenio Hydropower Company; for Scalate the data of the Meteorological Observatory of Locarno-Monti at a distance of 5 km, and for Dirinei the recording at Palagnedra Dam (at 4 km to the west) were used.

DYNAMIC AND GEOMETRIC MODEL OF THE SLIDES

For all three slides a more or less pronounced deviation of the movements from the straight down-slope direction was indicated by the results of the geodetic surveys (Fig. 1, 4, 7). The individual rock slabs and wedges which compose the slide masses are defined by the dominant sets of fracture systems. At a much

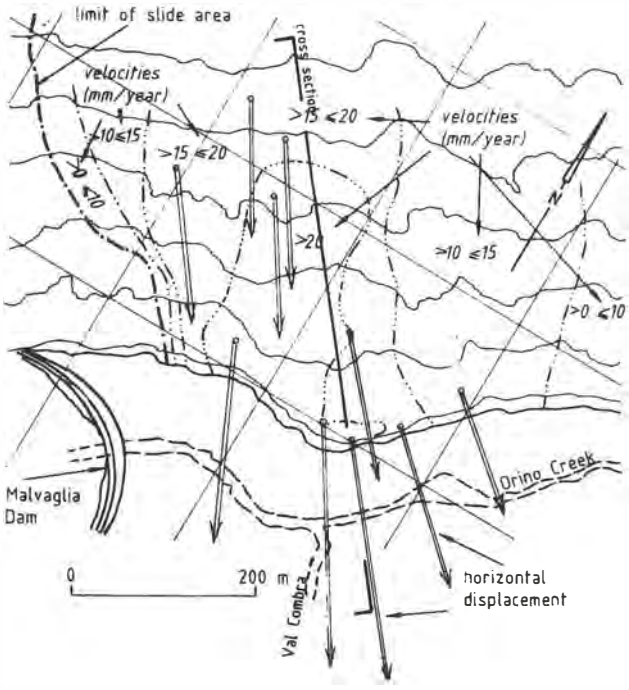


Figure 1. MALVAGLIA slide area

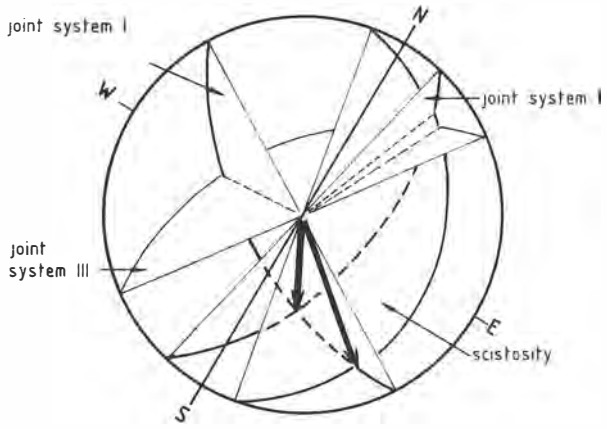


Figure 2. MALVAGLIA rock slide, fracture systems in the undisturbed rock, Schmidt net, equal area projection, lower hemisphere

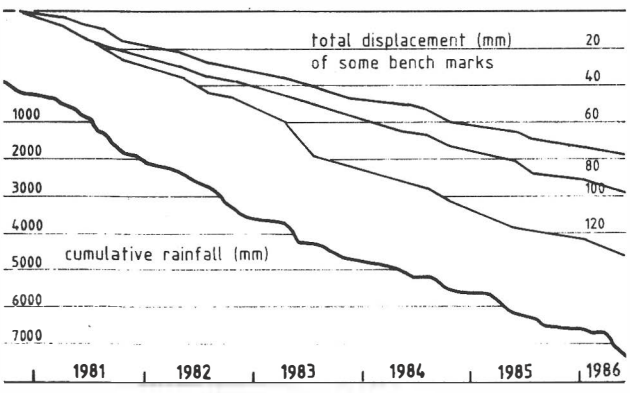


Figure 3. MALVAGLIA rock slide, cumulative rainfall curve compared with the time/displacement diagrams

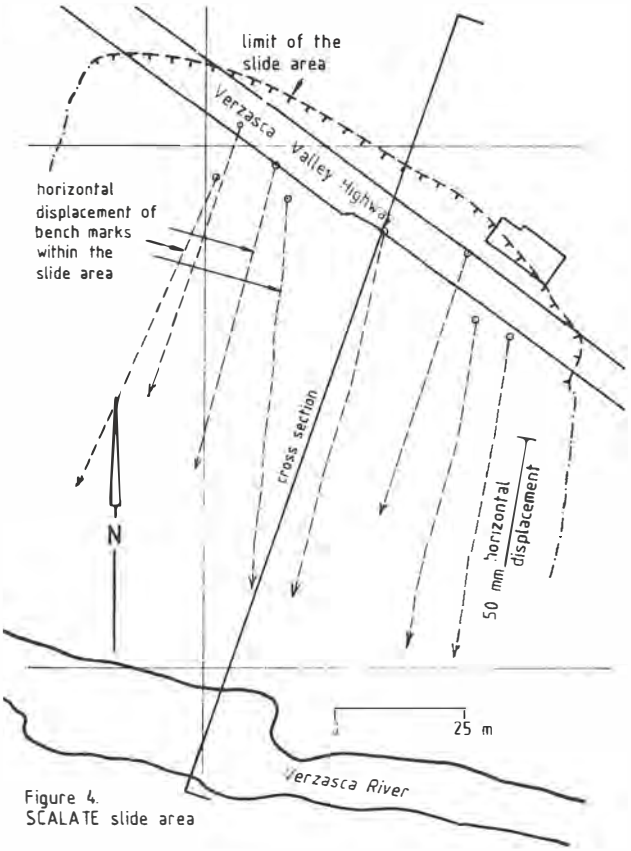


Figure 4.
SCALATE slide area

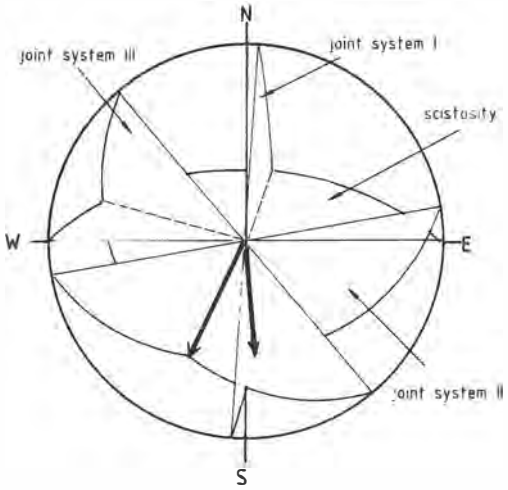


Figure 5. SCALATE slide area, fracture systems in the undisturbed rock, Schmidt net, equal area projection, lower hemisphere

smaller scale this can be demonstrated at the rock outcrops within the slides and in the surrounding areas. For all three slide areas, detailed fracture surveys were carried out in the surrounding or underlying, undisturbed rock mass (for Malvaglia the data from the dam foundation geological maps were used). The results of the analysis of the data are represented by the equal area projections for each site (Fig. 2, 5, 8), with the principal fracture systems. On all three sites the measured trajectories of the control points run parallel to the intersection lines of the principal fracture systems. The analyses of the slope-indicator measurements indicate that deformation at depth are essentially

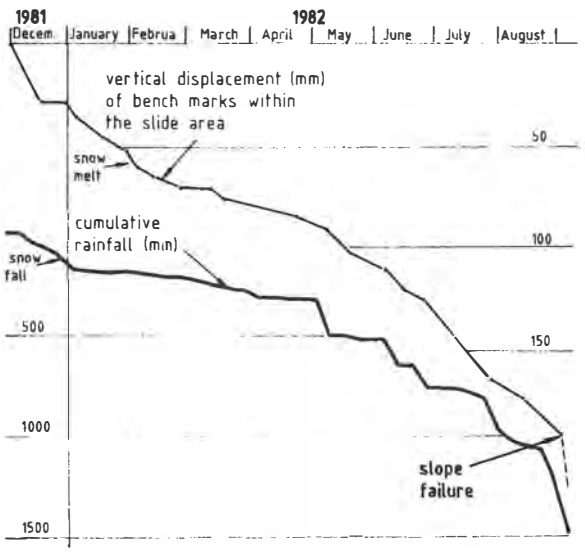


Figure 6. SCALATE rock slide, cumulative rainfall curve compared with the time/displacement diagram

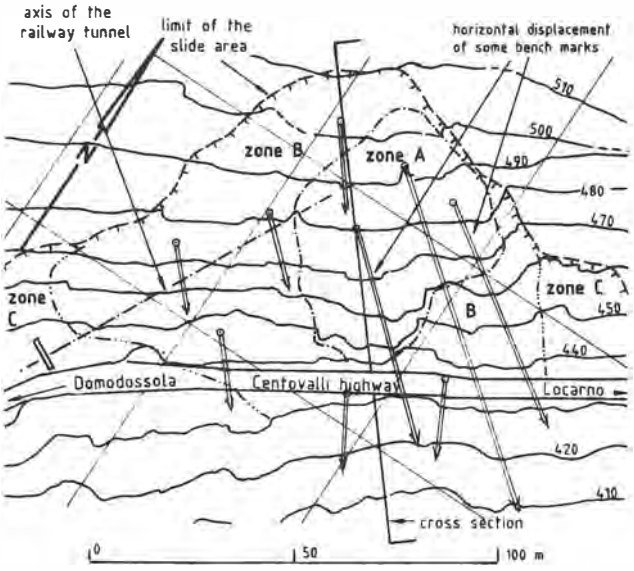


Figure 7. DIRINEI slide area

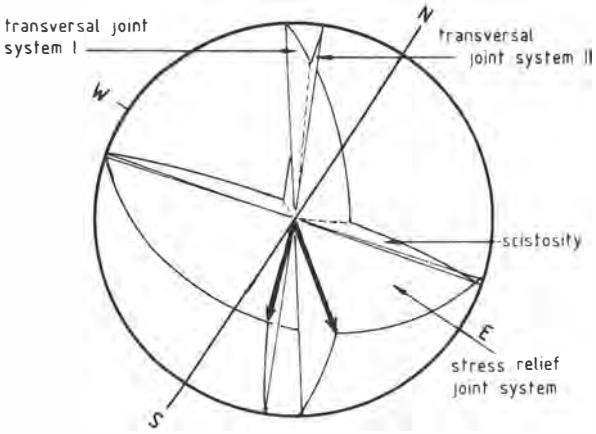


Figure 8. DIRINEI rock slide, fracture systems in the undisturbed rock, Schmidt net, equal area projection, lower hemisphere

parallel to the surface displacements. A direct structural control of the slide movements is thus clearly demonstrated.

The seismic refraction surveys indicate an internal structure for the slide masses with slope-parallel slabs for which seismic velocities increase with depth. A surface slab with thoroughly broken and loosened rock has velocities ranging from 300 to 600 meters per second, the next lower slab has velocities between 900 and 1200 m/s and the lowest slab has velocities between 1400 and 2000 m/s. The velocities in the undisturbed rock vary between 4000 and 4500 m/s. The results of the slope-indicator measurements confirm the geophysically defined boundaries. Three typical cross-sections illustrate the geometric configuration of the slide areas in discussion (Fig. 11, 12, 13).

The measured velocities of the slide movements vary considerably: the Malvaglia slide, after the acceleration during the early 1960's due to the initial filling of the reservoir assumed a steady state of deformation with total displacements of the order of 20 millimeters per year. The Scalate slide, measured between July 1981 and August 1982 (failure occurred on 9th September 1982), showed a total displacement of over 400 mm

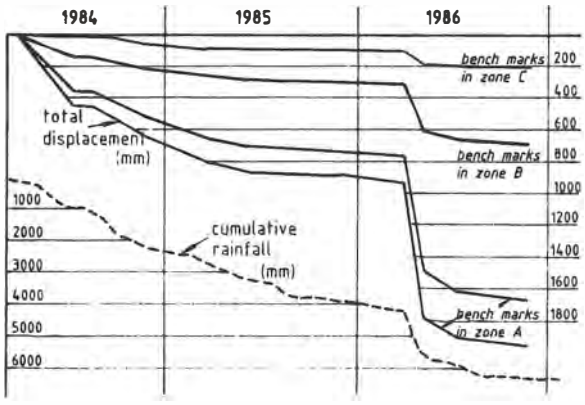


Figure 9. DIRINEI rock slide, cumulative rainfall curve compared with the time/displacement diagram (geodetic measurement of total displacement)

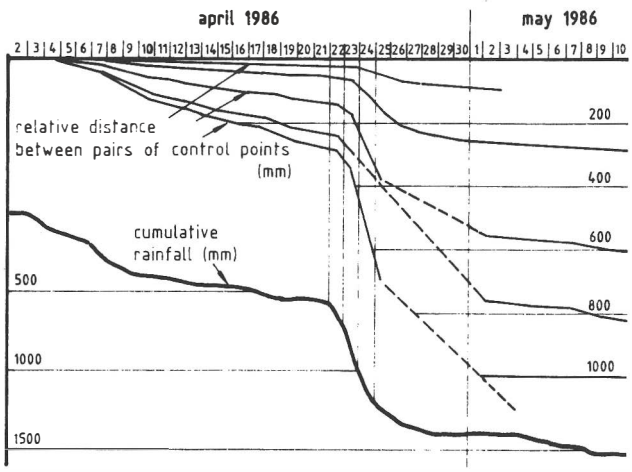


Figure 10. DIRINEI rock slide, comparison of the cumulative rainfall curve with the time/displacement diagram (convergence measurements in open fissures)

in the most critical area for the first full year of observation. From mid July 1982 to early September the vertical displacements only were of the order of 50 mm. The fastest moving part of the Dirinei Slide was displaced by a total of over 1800 mm between March 1984 and December 1986; about half of this displacement occurred during April 1986.

At all three sites increased sliding movements were always observed during and immediately after periods of abundant rainfall. A close correlation between rainfall figures and measured displacements can be shown by plotting the time/displacement diagram together with the cumulative rainfall curve. A fairly good conformity of the two curves can be shown for Malvaglia (Fig. 3), the corresponding curves for Scalate show a stronger affinity (Fig. 6) and the ones for Dirinei indicate a very close correlation. The reaction time between the onset of the rain and the acceleration of the movement, shown with the graph of Fig. 10, is about 24 hours for the Dirinei slide.

INTERPRETATION

The structural analysis for Malvaglia demonstrates that sliding takes place parallel to the planes of the scistosity, laterally constrained by a subvertical transversal joint system. The angle at which sliding occurs is 21°, too flat considering the geomechanical characteristics of the sliding surface. The close correlation between rainfall and velocity of the slide (Fig. 3) points to the role played by the hydrostatic pressure exercised by the groundwater, and it can be assumed that this latter is the main reason for the continued instability. The original cause of the slide movement is the undercutting of the slope by the Orino creek, pushed temporarily to the north by a left hand tributary, the Val Combra creek. With the construction of Malvaglia Dam the erosion along the valley floor has ceased. It can be assumed that the unstable rock mass will eventually arrive at a state of equilibrium.

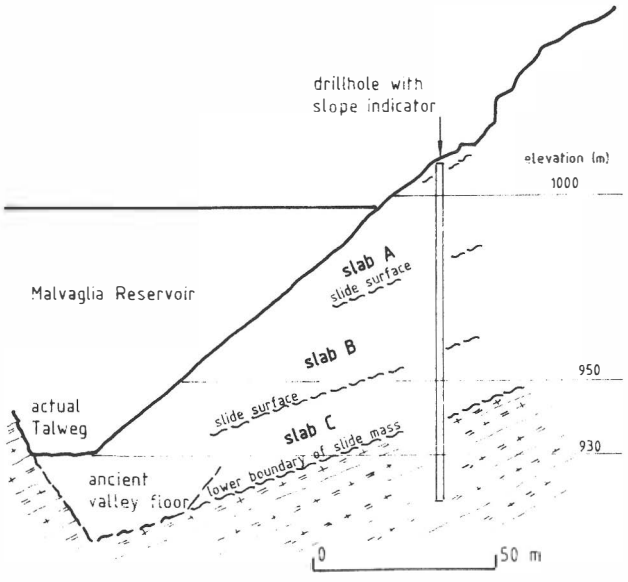


Figure 11. MALVAGLIA rock slide, cross section

At Scalate, sliding occurs along joint system II, parallel to the intersection of the latter with joint system III and to the intersection with the transversal

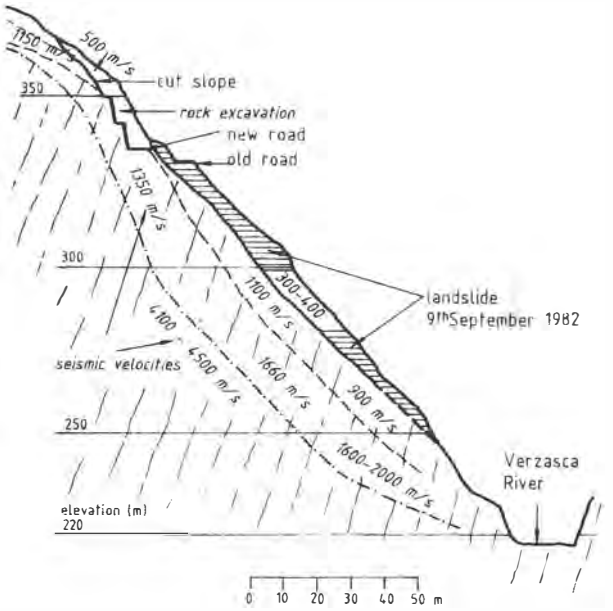


Figure 12. SCALATE rock slide, cross section

joint system I. The joint system II and III have both a dip of 40 to 45° but their rough and irregular surface would not normally allow sliding to take place. In fact the time-displacement diagram (Fig. 6) shows two periods without any movement: the first quiet period occurred during the second half of December 1981 when the precipitations were in the form of snow (the subsequent snow melt caused the acceleration of movements in early February 1982) while the second quiet period, in the first half of March, was due to the preceding dry months. At the origin of the unstable slope conditions is the strong and rapid post-glacial erosion of the Verzasca River which did undercut the jointed rock mass.

The Dirinei slide moves along a system of stress relief joints and the orientation of the movement is governed by the two subvertical transversal joint systems I and II (Fig. 8). Here the correlation between rainfall and displacement is particularly strong: the most critical zone A (see Fig. 7) moved 400 mm in spring 1984, came to a rest in summer, and after another displacement of 400 mm during the following autumn, winter and spring it remained virtually motionless until early April 1986. The extraordinary rainfalls of April 1986 (about 1400 mm in 27 days measured at Palagnedra at a distance of 4 km) caused movements of up to 1300 mm within zone A, again with a virtual standstill after the end of the rains.

The sliding surfaces in the practically unaltered and competent leucocratic gneis are very rough and irregular and relative movements between the various rock slabs are conceivable only in the presence of high hydrostatic pressures which lift the overlying slabs over the asperities of the sliding surface. Only minor crushing can be observed along the exposed sliding planes.

The present Dirinei slide is the remnant of a larger unstable area. Immediately to the east a rock slide has occurred about 100 years ago leaving behind a bare sliding surface, and another slide has carried away part of the rock of the valley slope below the Centovalli highway in the slide area (see cross section Fig. 13). The space left behind by this latter slide has been backfilled by talus. During that event the

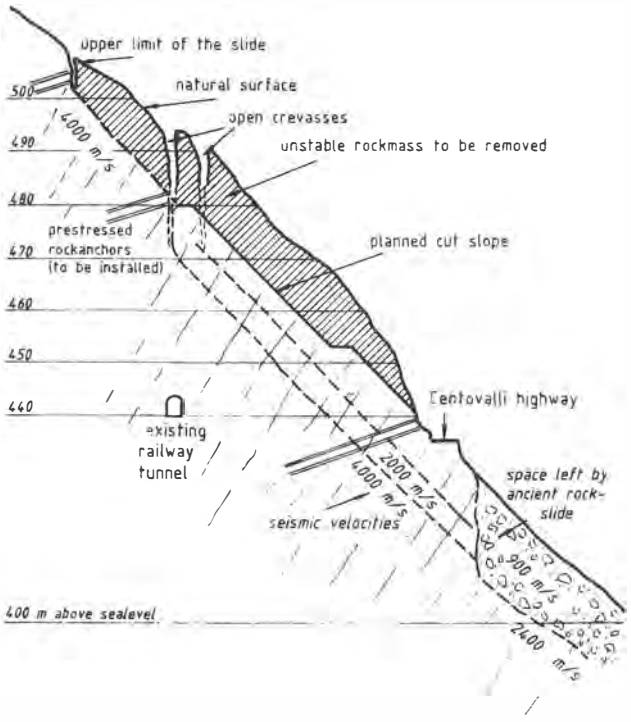


Figure 13. DIRINEI rock slide, cross section

rock mass of the actual slide has moved and crevasses up to 2 meters wide and 8 meters deep were opened along the upper rim and within the upper parts of the slide mass.

REMEDIAL MEASURES

The acceleration of the slide movements due to the first filling of the Malvaglia reservoir have imposed restrictions in regard to the variations of the operating levels of the basin. After having been able to show that the variations of the reservoir level have a negligible effect on the stability of the slope, the initially quite severe limitations have been relaxed. The main problem actually posed by the Malvaglia slide is the safety of the access road to the upstream part of the valley. Thus the critical areas have been consolidated with concrete buttresses, which have not slowed the overall movements of the slide but have conferred to the road a relatively troublefree viability for over ten years by now. The slide poses no immediate threat to the vital structures of the dam and the intake areas. At the present speed of displacement, the hydropower plant may remain operational for many decades. Regular geological and geodetical monitoring of the area will continue. Should the situation change at a later stage and should the slide become a menace to the plant, the construction of a drainage tunnel with drainage holes, situated in the underlying firm rock, could be contemplated.

The Scalate slide descended in 1982, just before the start of the planned corrective work. The then already prepared temporary road diversion was immediately activated, the remaining potentially unstable rock mass above the new road alignment was removed, grout anchors and prestressed anchors were installed, drainage holes were drilled and the road was rebuilt. Subsequent geodetic measurements show that the area is now perfectly stable.

At Dirinei the scope of the monitoring systems was to guarantee the safe transit of the road and rail traffic until the diversion road was built. To that purpose an alarm system connected to fissure-meters, installed in some of the open crevasses, was installed and frequent periodic convergence measurements at a number of sites equipped with pairs of control points were carried out. During periods of heavy rainfall the alarm system was triggered several times and the road had to be closed repeatedly until subsequent measurements and ground inspections permitted a decision to reopen the road. At present (autumn 1987), the road is closed and the traffic is diverted. Excavation work is in progress, with the upper rim cut to a safe slope angle and stabilized with reinforcement bars and prestressed anchors. The programm anticipates the removal of about 50'000 cubic meters of rock, the installation of additional anchors and the drilling of drainage holes, followed by the reconstruction of the highway.

CONCLUSIONS

The directional orientation of slide movements in jointed, but otherwise competent rock is controlled by the pre-existing fracture systems of the rock mass. In the three cases discussed in this paper the nature of the sliding surfaces would not normally allow movement. Hydrostatic pressure, built up during periods of prolonged and intense precipitations, is assumed to be the main destabilizing factor.

Geological surface mapping and structural analysis, precision survey of a net of control points, seismic and geoelectric surveys, and in places core drilling, are the main investigation tools for the elaboration of a geometric and dynamic model of a slide which is needed for the prediction of the future behaviour and for the planning of remedial measures.

The seismic velocities of rock masses are a good indicator of their stability. Velocities of less than 900 m/s are found in highly unstable rock, while rock masses with over 1300 m/s can accomodate fairly stable slopes if the geological and topographical conditions are favourable.

Short- and medium-term predictions of the behaviour can be made for individual slide masses if the relation between rainfall intensity and duration on one side and the variations in the velocity on the other are established by frequent precise measurements of both parameters.

Etude des mécanismes d'un grand glissement en terrain cristallin: Campo Vallemaggia

Study of the mechanisms of a large landslide in crystalline slope: Campo Vallemaggia

L.BONZANIGO, Géologue, Institut de Géologie Appliquée, ETH-Zürich, Bellinzona, Switzerland

RESUME: La pression intersticielle joue souvent un rôle fondamental dans les mécanismes de glissement de terrains. C´est le cas pour celui-ci, qui comporte des surpression artésiennes très élevées et encore difficilement explicables en terrain cristallin métamorphique

ABSTRACT: Interstitial porepressure is often of great importance in the mechanisms of landslides. In our case, the existence of high artesian overpressure in cristallin metamorphics terrains, remains yet to be fully explained.

1. INTRODUCTION

Le glissement de Campo Vallemaggia figure sans doute, par ses dimensions et ses mécanismes, parmi les plus particuliers en Suisse et peut-être en Europe.

Il est situé dans le Val Rovana, confluent de la Maggia, laquelle se jette dans le Lac Majeur entre Locarno et Ascona.

Il occupe une surface d´environ 5 km^2, sur une épaisseur moyenne estimée à 200 m. Il s´agit donc d´un volume de l´ordre du milliard de mètres cubes.

2. HISTORIQUE DES ETUDES

Ce glissement a longtemps été considéré comme un éboulement ancien réactivé. En fait, il s´agit d´un mécanisme beaucoup plus complexe, très différencié dans le temps et dans l´espace. Le Professeur Albert Heim, qui est un peu le père de la géologie appliquée en Suisse, s´était déjà occupé du cas, relevant, à la fin du siècle dernier, son caractère particulier en le décrivant comme un "glissement de blocs passant à un glissement normal" (Versackung übergehend in Rutschung).

Plusieurs scientifiques et commissions d´études se sont occupés du cas. Pendant les années cinquante et soixante, plusieurs personnes en ont étudié l´hydrologie et la géomorphologie sous la direction du Professeur Gygax de l´Université de Berne. Une commission d´étude à fourni en 1964 un rapport basé sur les résultats de deux sondages (voir plus loin). Il est impossible de citer ici toutes les personnes qui ont contribué à la compréhension des mécanismes de ce phénomène.

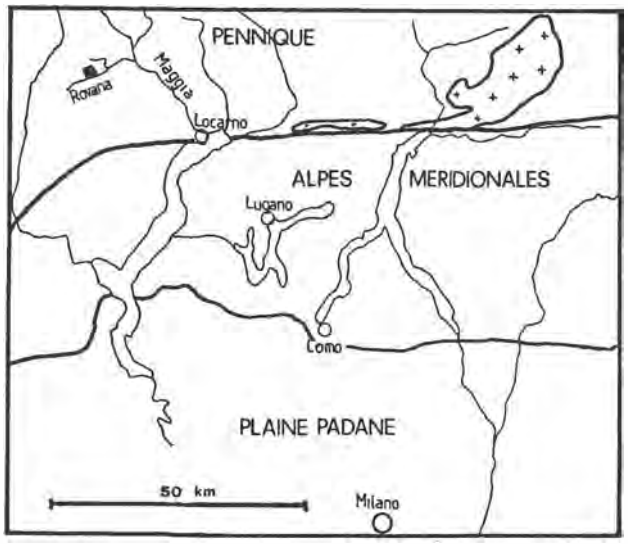


Figure 1. Situation géographique et contexte géologique.

3. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET TECTONIQUE

Le glissement de Campo Vallemaggia est situé dans les nappes penniques lépontines. Il concerne certaines formations de la zone de Bosco et, selon les interprétations, de la zone d´Orsalia ou de la série du Bombogno, diverticule de la nappe d´Antigorio (Grütter 1929, Hunziker et Wieland 1966, Hall 1972, Colombi 1983, Valenti 83, Merz 85).

Le phénomène se manifeste dans un complexe de roches comprenant de bas en haut et d´Ouest en Est:

- Gneiss oeuillés à linéation très pénétrative.
- Gneiss schisteux micacés (à biotite et muscovite).
- Gneiss leucocrates.
- Gneiss schisteux amphibolitiques et chloritiques
- Schistes aluminosilicatés et carbonatés comprenant:
  - Schistes types "schistes lustrés" métamorphisés, à grenats.
  - Schistes à phlogopite.
- Marbres silicatés à textures fluidales.
- Gneiss mélanocrates très riches en biotite.
- Ultramafitites métamorphiques massives (pyroxènites, hornblendites, talc etc). Utilisées anciennement comme "pierre ollaire" pour la construction de poêles et de casseroles, et actuellement pour la sculpture par un habitant du village. Appelées aussi "sasso ferrino", lavetsch, Giltstein.)

Le pendage de la schistosité, de type isoclinale, est très régulier et plonge de 30 à 40 degrés vers le SSO. Quelques anomalies s´observent au voisinage de grandes failles à mécanisme partiellement plastique, orientées NNO-SSE. Un système parallèle au précédent, à mécanisme rigide, détermine un intense système de diaclases de même orientation, concentrées au voisinage des failles. Des failles de deuxième et troisième ordre, associées au système rigide principal, sont aussi observables en surface, accompagnées par leur système de diaclases parallèle. Un intense système de diaclase de relaxation postglaciaire, subverticale et parallèle à l´axe de la vallée, vient compléter le tableau.

4. MECANISMES DU GLISSEMENT

Ce contexte tectonique est, de l´avis de l´auteur, gravement responsable de la dissociation de grands parallélipipèdes de roche de dimensions décamétriques à hectométriques, glissants les uns sur les autres le long de la schistosité et des différentes diaclases. La grande diversité lithologique facilite elle aussi cette division en panneaux, et contrôle la manière dont ils s´altèrent dans le temps et l´espace.

Il est possible de diviser le glissement en quatre zones principales:

- Zone de dissociation.
- Zone d´attrition recouverte d´éboulis.
- Zone à couverture morainique.
- Zone frontale dénudée, avec écroulements.

D´Est en Ouest, le glissement se divise en "tranches" ou en "mottes", séparées par des plans de cisaillement subverticaux

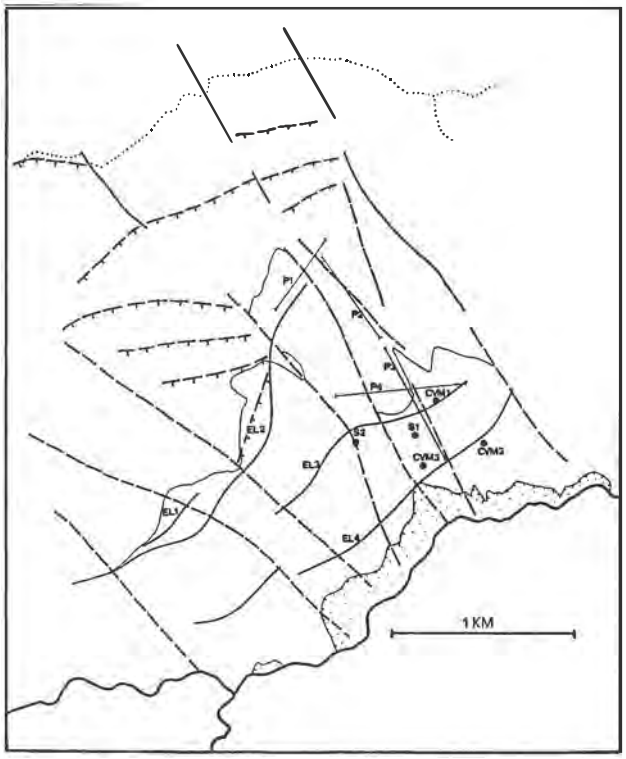


Figure 2. Esquisse montrant les failles principales (plein) et les surfaces de cisaillement (trait).
EL: trainés géoélectriques, P: Profils sismiques, S: Sondages carotés (1962-63), CVM : forages (1987).

Le mécanisme de dissociation est controlé en premier lieu par la schistosité et le système de diaclases de relaxation postglaciaire. Il en résulte une disposition dont le modèle comporte des analogies avec les failles dites listriques, décrites dans le cadre de la teconique de plaques.

Le troisième élément de contrôle est le système de fissuration lié à la tectonique rigide. Les grands panneaux de roches cristallines ainsi définis sont plus ou moins fracturés selon la composition pétrographique. La diaclase très ouverte qui en résulte facilite l´altération chimique (saussuritisation, zoïsitisation) au point de transformer le complexe cristallin en une série de terrains meubles, conservant néanmoins sa disposition lithologique initiale.

La granulométrie de ces terrains meubles à été souvent confondue avec celle d´une moraine, vu sa répartition régulière.

Les plans de glissement tendent à produire des couches très riches en matériaux fins, qui sont le produit de la saussuritisation des felspaths e du meulage des micas, réduits à la fraction argileuse.

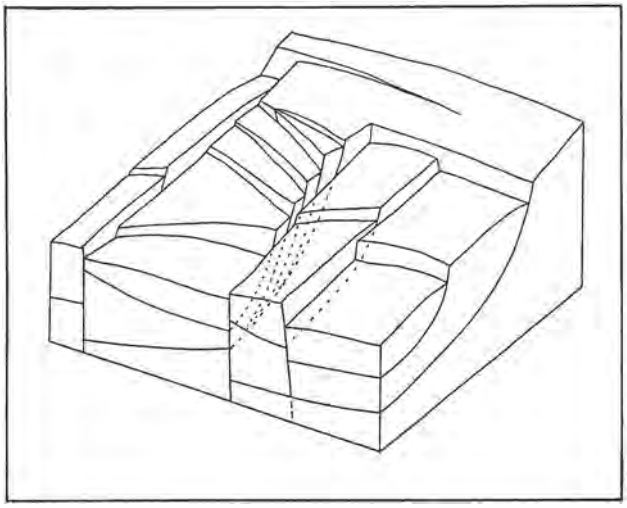


Figure 3. Schéma illustrant le style géométrique du glissement.

5. ASPECT PARTICULIER: L´ARTESIEN

La présence de surpression artésienne dans la masse en mouvement avait déjà été préssentie par A.Heim et fut confirmée par deux sondages éxécutés en 1962 et 1963. L´existence de cette surpression, qui atteignit 130 m de colonne d´eau pendant les travaux de forage, n´est pas encore entièrement élucidée. Elle doit néanmoins pouvoir s´expliquer à l´aide d´une des hypothèses suivantes:

- Amenées d´eau par les failles et les systèmes de diaclases.
- Concentrations planaires de matériaux très fins.

Des lacs périglaciaires d´une extension suffisante et d´un régime sédimentaire apte à former des couches suffisamment étendues sont difficiles à concevoir dans ce contexte. On observe bel et bien des traces de sédimentation lacustre mais de façon très localisée. Par contre, une explication plausible semble être que les plans de glissement tels ceux décrits précédemment, sont suffisamment développés pour former des couches pratiquement imperméables. Les plans de glissement pourraient en outre être controlés par une tectonique plastique subparallèle à la schistosité, susceptible de fournir des cachirites ou des milonites, dont l´altération est redoutable du point de vue géotechnique. Cette théorie affronte néanmoins quelques difficultés, vus les résultats des trois forages éxécutés d´août à novembre de cette année. Ces forages sont décrits plus loin dans le texte.

Quoi qu´il en soit, une surpression en surface de 13 bars à une altitude de 1315 m a bel et bien été relevée. Le fond de la gorge est à env. 500 m de là, à une altitude d´env. 1100 m. Le gradient de 40 % est réellement susceptible d´exercer d´énormes poussées.

En effet, des tentatives de calculs de stabilité, pour peu qu´on puisse les entreprendre vu le manque de paramètres objectifs disponibles, montrent que, sans tenir compte de cet artésien le glissement ne devrait pas avoir lieu.

Il est donc permis d´affirmer que cette surpression est la cause principale du phénomène dans son état actuel, bien que les résultats des derniers forages, éxécutés cette année (1987), montrent que sa répartition dans l´espace est loin d´être simple.

Une certaine polémique s´était développée pour statuer sur les causes. D´un coté les partisans de l´érosion du pied, de l´autre ceux de l´artésien.

Il est raisonnable, de l´avis de l´auteur, de considérer les deux causes comme interdépendantes et non comme opposées. Les recherches en cours ont pour but, entre autres, de déterminer la nature de cette interdépendance.

6. METHODES DE RECHERCES

6.1 Cartographie

Une cartographie détaillée à été effectuée en 1984 et 1985 par l´auteur. La technique de relevé à été conduite en essayant de tenir compte des aspects morphologiques particuliers du phénomène. En effet, on n´observe que localement les critères généralement appliqués aux glissements de petites dimension. Les arbres ne présentent pas de fluage du tronc, à moins qu´il ne soit dû à des déformations superficielles. Les déplacements se situent à des profondeurs qui ne se manifestent en surface que par des ruptures de pente et des signes d´extension ou de compression.

Le mécanisme décrit plus haut est responsable de cette particularité: la surface des tranches n´est pas affectée par le mouvement global, si ce n´est par une légère rotation vers l´arrière. Cette dernière est manifeste pour les maisons d´un certain âge et sur le clocher de l´église. A ce titre je rapellerais que l´église elle même a subi un déplacement d´environ 25 m au cours d´un siècle, sans pour autant s´écrouler.

Le voisinage des traces des surface de glissement, par contre, est intensément dérangé par le mouvement. En particulier les zones de dissociation (voir plus haut) comportent de profondes cavernes dans un terrain constitué de grandes masses de roche. Ces cavernes ont jadis été utilisées comme caves alimentaires et pour l´extraction de glace, laquelle résiste parfois à l´été.

Les traces des plans de cisaillement subverticaux séparant les tranches les unes des autres, sont caractérisées par des déformations de toutes sortes, ondulations dues à la compression et au cisaillement, ruptures de pente dues à la distension. Elles sont souvent accompagnées par des sources à caractère semi-artésien et à des glissement de surface parfois intenses.

La disposition des différents types lithologiques sur la surface est assez curieuse et a aussi été relevée. Elle indique en effet que leur présence ne peut pas être exclusivement dûe à des éboulis, mais constitue une évidence à l´appui de la théorie du modèle "listrique", cité plus haut.

6.2 Géophysique

6.2.1 Géoéléctrique

Une campagne de sondages et trainés géoélectriques a été éxécutée en 1985 par l´Université de Lausanne. les principales informations qui en découlent sont:

- Grande hétérogénéité horizontale des résistivités apparentes.
- Résistivités apparentes plus basses à proximité du pied du glissement.
- Limite Ouest du glissement très contrastée du point de vue éléctrique, alors qu´en surface elle est à peine discernable

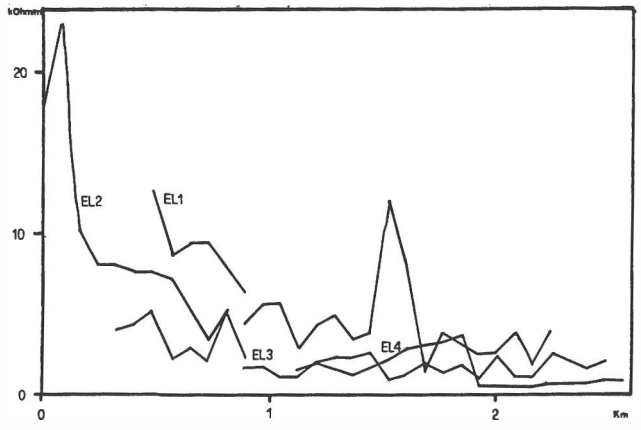


Figure 4. Courbes de trainés géoéléctriques.

6.2.2 Sismique

En 1986, une campagne de sondages sismiques de réfraction a été effectuée, limitée au secteur oriental du glissement pour des raisons économiques et pour concentrer les informations. Les résultats donnent une image très concrète de sa géométrie, malgré quelques divergences avec les informations découlant des forages effectués par la suite. Ces différences confirment à la rigeur l´hétérogénéité relevée par la géoéléctrique.

6.3 Géodésie

6.3.1 Mesures effectuées jusqu´à ce jour

La première mesure géodésique date de 1892, par la détermination des coordonnées des églises des villages de Campo et de Cimalmotto. En 1927, un réseau de points de mesure est établi. A différents intervalles, les mesures ont détecté des déplacements très variables, dépassant deux mètres par année dans la période 1937-1943.

Les résultat de ces mesures sont illustrés ci-dessous.

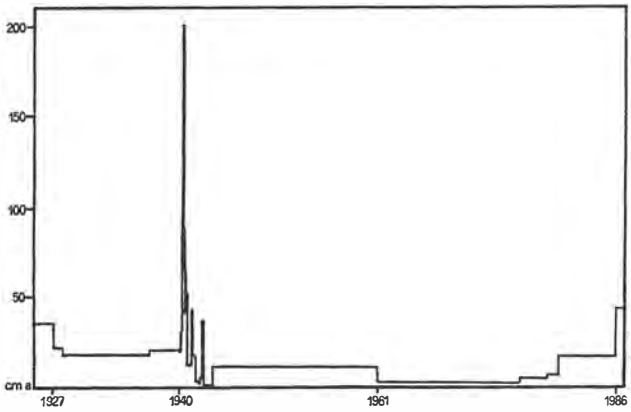


Figure 5. Déplacements horizontaux en cm/année.

6.3.2 Accélération récente

D´inquiétantes déformations de la surface du sol, à proximité des plans de cisaillement verticaux ont induit l´auteur à insister sur la nécessité d´une nouvelle campagne de mesures, dont les résultats viennent d´êtres rendus (Décembre 1987). Ils confirment la tendance actuelle à l´accelération dans des proportions qui conseillent d´exercer une surveillance très attentive de l´évolution du phénomène.

6.3.3 Nouvelles méthodes de mesure

Les mesures de 1986 et celles de cette année ont été effectuées au moyen d´un distansiomètre laser, garantissant une précision millimétrique à longue distance. Cet équipement permet d´éviter les difficultés de terrain dues à des triangulations complexes. Toutes les mesures peuvent en effet être faites à partir de deux stations fixes situées en terrain stable, sur la falaise qui fait face au glissement.

La tendance à l´accelération actuellement observée à conduit les autorités compétentes à décider l´installation d´un système de mesure en continu des déplacement et d´allarme, interrogeable à distance par ligne téléphonique ou liaison radio.

6.4 Photogéologie

Des prises de vues stéréoscopiques à petite échelle

sont disponibles pour les annéés 1945, 1966, 1973, 1976, 1981,.

En 1985, Une série de prises de vues à grande échelle (env 1:5000) ont été effectuées en infrarouge fausses couleurs. L´analyse de ces images est en cours et fournit des informations très détaillées sur la morphologie et l´hydrogéologie, à l´appui de celles récoltées par la cartographiue de surface.

6.5 Forages

6.5.1 Anciens

Deux sondages carottés ont été éxécutés en 1962 et 1963. Ils ont mis en évidence la présence de surpression artésienne, et permis de determiner la cote de la roche en place.

6.5.2 Récents

Cette année (1987), trois forages destructifs de type rotary ont été éxécutés, dont le but principal a été l´installation de tubes inclinométriques. Ceux-ci doivent permettre de déterminer la répartition du déplacement sur toute l´épaisseur du glissement, et, par là, de détecter les éventuelles surfaces de cisaillement. Ils ont permis en outre de réajuster les résultats obtenus par la géophysique, et de reconnaître la stratigraphie. Le profil géologique ci-après est établi sur la base de ces informations.

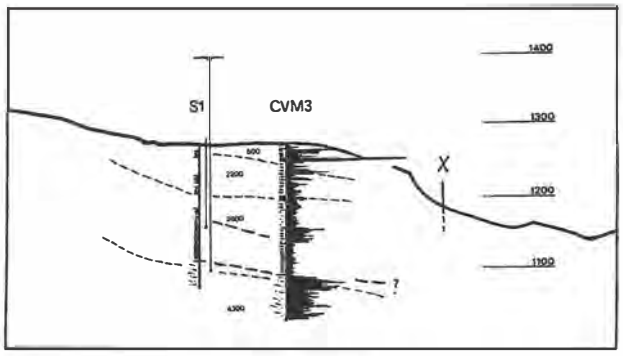


Figure 6. Profil illustrant les informations provenant d´un des sondages carottés éxécuté en 1962 et d´un forage déstructif éxécuté en 1987. La courbe d´avancement tend à confirmer l´hypothèse d´un glissement constitué de grands panneaux de roche relativement saine. Les résultats d´un profil sismique, situé environ 100 m plus à l´Est, sont indiqués avec les vitesses de propagations en m/s.

6.5.3 Futurs

Le programme d´étude prévoit d´autres forages qui auraient pour but de contrôler objectivement les conditions hydrostatiques. L´auteur espère bien sûr que les conditions économiques de ces travaux vont permettre l´éxécution de forages carottés.

6.6 Autres méthodes de recherche.

D´autres méthodes ont été appliquées à l´étude de ce glissement, ou le seront. Le programme prévoit:

Mécanique des sols:
- Modellisation et calculs de stabilité.
- Essais de laboratoire sur les terrains.

Hydrogéologie:
- Analyses chimiques.
- Analyses radiométriques.
- Traçages

Géochronologie:
- Datation de restes organiques et des eaux.
- Dendrochronologie.

Géochimie:
- Analyse specrométrique des argiles
- Analyses chimiques et radiométriques du gaz capté dans les forages.

Géodésie:
- Interprétation des prises de vue aériennes.

7. INCONVENIENTS ET RISQUES DUS AU GLISSEMENT

7.1 Dangers pour les personnes

Dans l´état actuel, le glissement de Campo Vallemaggia ne devrait pas comporter de risques majeurs pour la population. Néanmoins, une évaluation attentive de la situation découlant de la récente accélération observée subjectivement en surface est en cours. Il est impossible d´affirmer quoi que ce soit à ce sujet, avant de disposer de résultat concrets à moyenne échéance des dernières mesures.

7.2 Inconvénients et dégats de caractères économiques

Les inconvénients majeurs sont de caractère économique. Plusieurs dizaines de milliers de mètres cubes de terrain sont en moyenne emportés annuellement par l´érosion du pied. Les intenses précipitations qui caractérisent la région constituent un danger potentiel de dégats d´alluvions, qui concerne toute la vallée de la Maggia jusqu´à Locarno. De grands et coûteux travaux de terrassement sont nécessaires, après chaque précipitation d´une certaine ampleur, afin de libérer le passage de la rivière au confluent Rovana-Maggia. Les dépots de crue risquent en effet de former des barrages naturels et des lacs. Ce sont d´ailleurs ces risques et ces dégats fréquents qui justifient une étude détaillée et couteuse.

8. MESURES D´ASSAINISSEMENT

Plusieurs stratégies d´assainissement ont été proposés, en fonction de la dualité dualité surpression-érosion. Une intervention visant les cause du phénomène implique en effet un drainage profond des surpressions artésiennes. Le contrôle de l´érosion nécessite par contre une protection du pied soit par une déviation de la rivière, soit par des ouvrages de renforcement.

Au cours des dernières décennies, les solutions suivantes ont été proposées:

- mesures pour limiter l´érosion:
  - endiguement et protection au moyen d´ouvrages massifs en béton armé.
  - déviation en tunnel de la rivière.

Ce dernier projet est en cours d´accomplissement et sera sans doute réalisé dans les prochaines années.

- mesures pour rabattre la surpression:
  - drainage au moyen d´une galerie dans la roche en place sous le glissement.

Un projet de drainage au moyen de puits verticaux de défoulement de l´artésien à été proposé. Cette conception est maintenant remise en question par les résultas des derniers forages. La surpression artésienne semble en effet être concentrée le long des plans verticaux de cisaillement. Ceci laisse supposer, sur l´hydrogéologie, une influence de la tectonique, plutôt que de surfaces imperméables subhorizontales.

Il est de l´avis de l´auteur, en considération des récents résultats, qu´un drainage à partir du pied s´impose. Un projet dans ce sens est en cours d´élaboration, qui allierait, à des drainages subhorizontaux, des ouvrages d´endiguement et de protection non rigides.

The Tessina landslide (eastern Pre-Alps, Italy): Evolution and possible intervention methods

Glissement de Tessina (Préalpes orientales, Italie): évolution et méthodes d'intervention possibles

L.DALL'OLIO, Istituto di Geologia, Università di Ferrara, Italy
M.GHIROTTI, Istituto di Geologia, Università di Ferrara, Italy
E.SEMENZA, Istituto di Geologia, Università di Ferrara, Italy
M.C.TUNRRINI, Istituto di Geologia, Università di Ferrara, Italy

ABSTRACT: The large Tèssina complex landslide (rock and debris slump - debris flow), active since 1960, is about 2 km in length and 400 m in width in the zone of depletion. An upper zone of accumulation is separated from a larger lower one by a steep minor scarp and a channel. Movements are clearly related to the amount of precipitation and the presence of springs, and secondarily to run-off following seasonal melts. Five topographic maps published between 1948 and 1980 are compared and they reveal the effects of precipitation and of human intervention. Channels draining the long lower flow have provided conditions of stability, whereas in the upper part, where springs are only partially tapped, the upslope displacement of the scarps continues. Very recently, the velocity of this movement has increased. A program of research and intervention is proposed.

1 GEOLOGY, GEOMORPHOLOGY, HYDROGEOLOGY

1.1 Introduction. Geological and geomorphological framework

The Tèssina landslide is located in the Alpago Basin (Belluno Pre-Alps) whose form is closely linked to its structure. The Basin is an asymmetrical brachysyncline whose axis runs in an approximately SW - NE direction. The Alpago Basin is delimited externally by calcareous massifs, which form the highest and steepest peaks, whereas the floor, whith hilly reliefs, is composed of rocks with weak geotechnical characteristics such as marls and clays (prevalent) and more or less cemented sandstones. A majority of these rocks is covered by unconsolidated Quaternary deposits. This situation, which is aggravated by a particularly rainy climate (annual rainfall varies from 1,200 mm to 2,300 mm) (fig. 2), creates widespread and varied conditions of instability within the Basin. These conditions are fundamentally related to the presence of the Eocene Flysch Formation (marls and clays with intercalated calcarenitic levels) which is up to 1,000 m thick and outcrops abundantly around the syncline nucleus at the base of the limestone massifs.

The Tèssina landslide lies within this context: in fact, it is located on the northern flank of the Alpago brachysyncline along the valley of the Tèssina Stream (fig. 1). The movement in question is a complex one (rock and/or debris slump - debris flow) (about 50 % clay). It has been active for 27 years and, during this period, it has continued to expand, involving the Flysch Formation mentioned above, moraine deposits of the Piave glacier as well as local Würmian deposits; in the last few years, slide phenomena have also cut into the active debris talus at the foot of Mount Teverone. At the present, the landslide extends from 1,150 m to 675 m in height, for a length of almost 2 km and with a maximum width of 400 m.

In the entire Alpago Basin, this is certainly the most significant slide both in terms of the area (443,750 m^2) and volume of material (4,000,000 m^3). Because of these characteristics, the Tèssina landslide has been the object of numerous studies. The geotechnical, geophysical and mineralogical research completed up to the present is reported in the most recent study (Dall'Olio et al., 1987). The reader is referred to this paper for a more detailed account of the geology, geomorphology and topography of the landslide as well as for a complete bibliography. In the present paper, emphasis is placed on the hydrogeological situation of the slope, a situation which is responsible for the activity and for the continued expansion of the slide.

Before examining the hydrogeological conditions, it is appropriate to present a brief description of the various parts into which this complex landslide is divided (fig. 3 f). In fact, the following distinctions must be made when proceeding from top to bottom:

1. The crown, that is: the abundantly fractured section, sometimes showing slight displacement, which stands above the landslide scar;
2. The landslide scar results from the fusion of several scarps which can be grouped in three sections, identified as follows: the main scarp (toward the top), the two lateral scarps (right and left), along which the slide masses moved toward the upper body;
3. The upper body, that is: a sub-level surface with numerous pools;
4. The steep "secondary" or minor scarp which delimits the upper body to the south;
5. The slide channel which is an erosive gully where practically no slide mass accumulated;
6. The lower body in the form of an extremely long flow.

1.2 The hydrogeological situation as related to the sliding phenomenon

Upslope from the landslide zone, one finds the Mount Teverone massif which is formed by calcarenites in banks (Mount Cavallo Limestone) intercalated with levels of cherty limestones (Socchèr Formation, Lower Cretaceous) strongly dipping to the SSW. This massif is moderately fractured and karstified; it constitutes the principal aquifer which feeds the springs in the

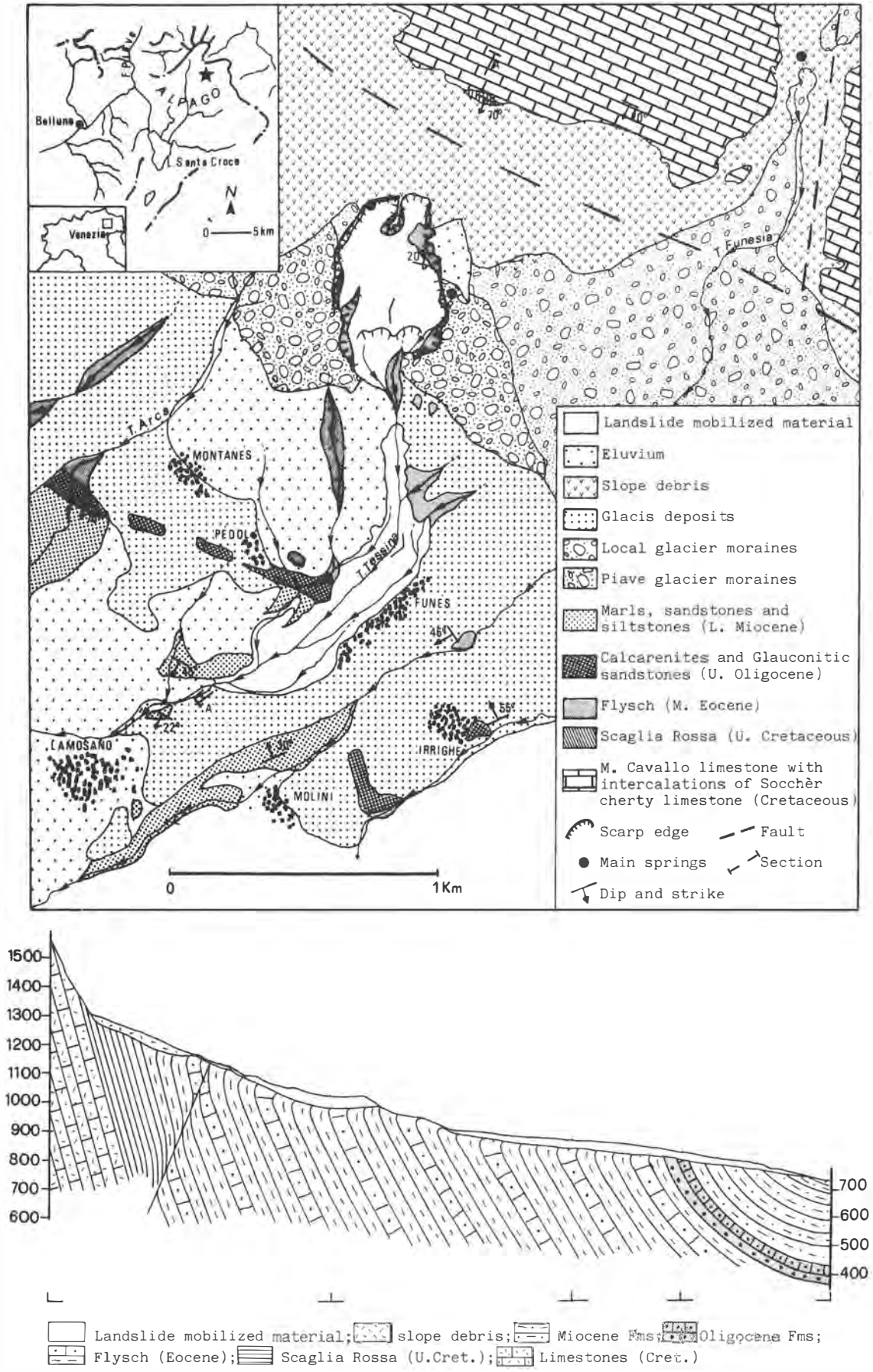


Figure 1. Geological map and section.

area. The water passes over the contact line with the adjacent impermeable Scaglia Rossa Formation (Upper Cretaceous). However, this line is hidden by thick Quaternary deposits, all of which are extremely permeable, thus forming a secondary water reserve. Therefore, the water actually emerges much further downslope, either near or exactly within the landslide scarp. In fact, many springs and seepage points have been observed at the point of contact with the underlying impermeable substratum composed of the Flysch Formation or of eluvium of the same Formation. These water sources, which become more abundant after heavy or prolonged rains, give rise to a double destabilizing action:

1. The variations in hydrostatic pressure on the loose materials that make up the crown cause their detachment and sliding;

2. The soaking which results in the swelling and subsequent fluidification of the most superficial part of the marls and Flysch clays. Due to these conditions, continued expansion occurs resulting in the withdrawal of the landslide scar as a result of rotational movements and flows that involve the material in the upper body. Consequently, when the increase in weight creates conditions of instability, as related to the geomechanical characteristics of the fines, parts of the materials are mobilized and, either as rotational slides or as small flows, they move downward to contribute to the main slide body.

The destabilizing action of the water can be clearly understood by examining the diagrams in Fig. 2 : almost all the significant movements were triggered by heavy rains during the period immediately preceding the event. The 1973 event can be explained by melting.

2 EVOLUTION OF THE SLIDE PHENOMENON FROM 1960 TO 1987

2.1 Comparative examination of topographic maps (from 1948 to 1980) and their interpretation

It was possible to reconstruct the evolution of the phenomenon by using many documents, a fair number of which were previously unpublished, and by comparing numerous topographic maps (fig. 3). The 1948 map shows the slope before the slide, whereas the map published in 1961 shows the landslide scar which was probably created by the event which occurred on October 30, 1960, involving a mass about 20 m thick covering an area about one tenth that of the present. The scar interrupts the newly constructed road whose triggering influence seems evident. The road, which destroyed the continuity of the slope, favored the infiltration of rain water into the terrain. The exceptionally intense precipitation during October, 1960: 398.7 mm (which represents the monthly maximum in the 21 years from 1943 to 1964), also contributed to the breakdown of conditions of slope stability. Apparently, the first movements also broke a water line which ran along the road, resulting in a concentrated infiltration of water.

The 1965 map shows a considerably more advanced stage of the landslide which evolved in several phases of expansion (December, 1962; November, 1963; April, 1964). The slide was characterized by a morphology which closely resembles that of the present. A large semi-circular basin was formed toward the top where slide materials accumulated due to rotational movements from the main and lateral scarps: this created

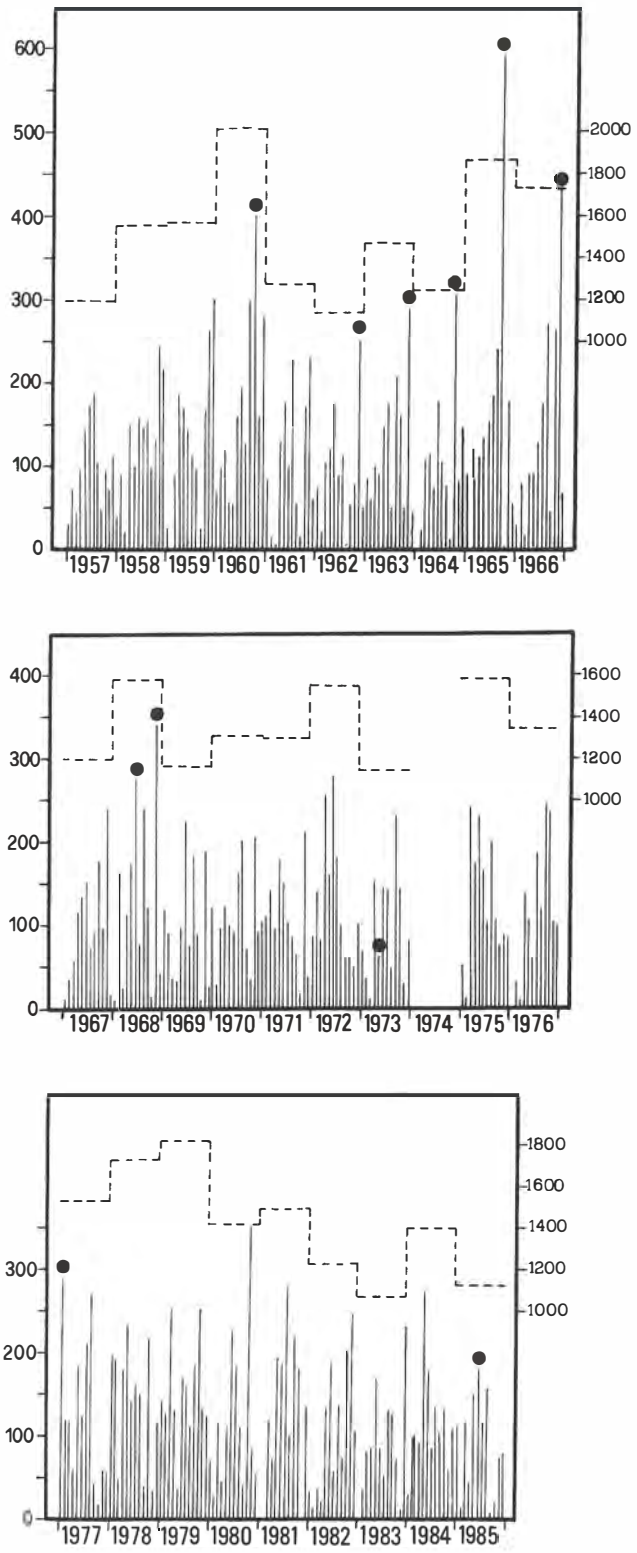


Figure 2. Comparison of month and year precipitation increments (in mm), and the principal slide movements. N.B. 1974 measures are lacking.

the so-called upper body (see paragraph 1.1). Moving from the secondary scarp, which marks the lower extremity of upper body, the materials flowed downward along the valley. In April, 1964, this flow destroyed the bridge along the Pédol - Funès road and came within 280 m of Lamosano: this represents an advancement of 350 m in just three days.

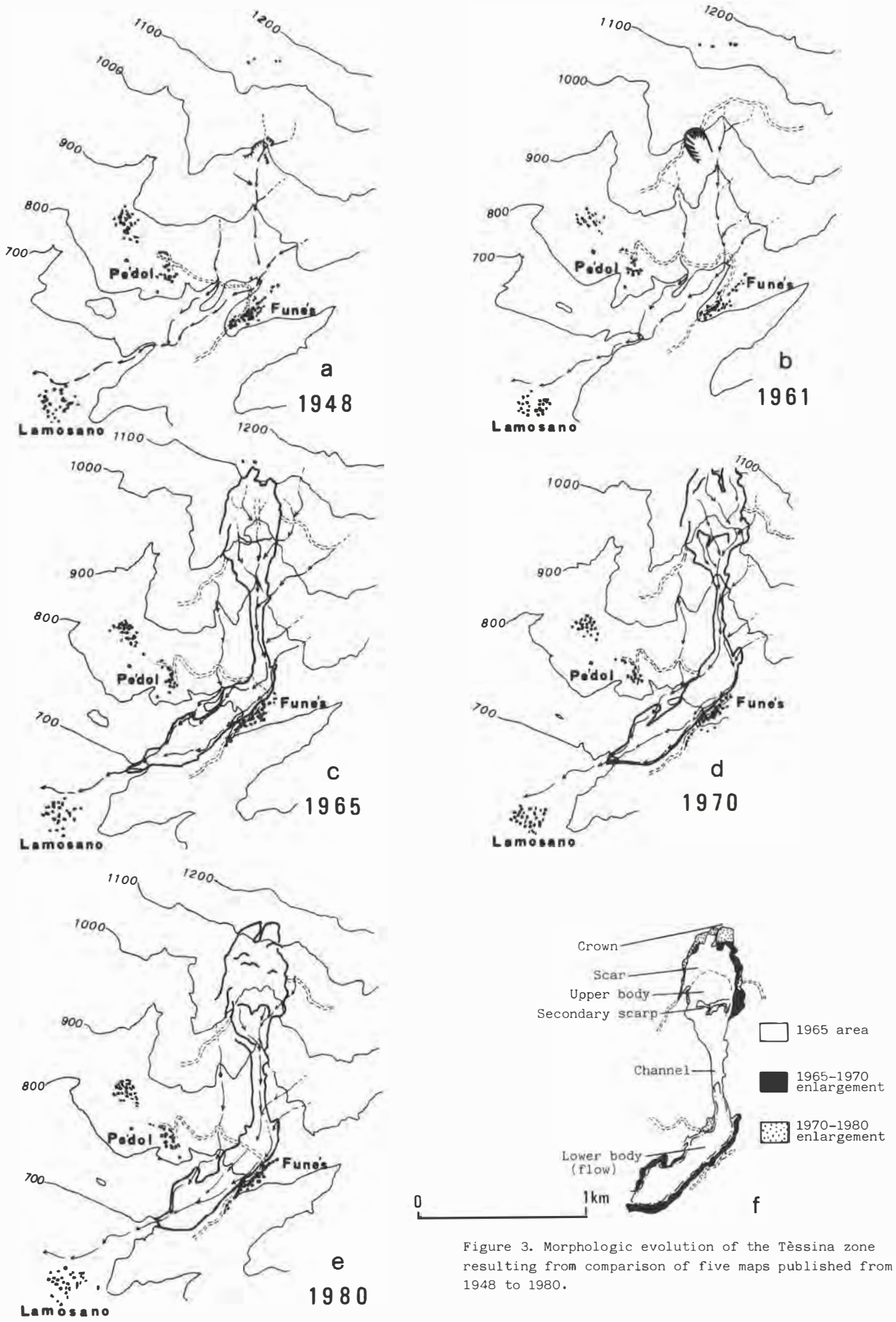


Figure 3. Morphologic evolution of the Tèssina zone resulting from comparison of five maps published from 1948 to 1980.

When compared to the previous one, the 1970 map again shows a noticeable increase in the landslide scar and reveals the evolutionary development of the secondary scarp. This is located further southward with respect to its position in 1965; apparently, the natural withdrawal was compensated and even exceeded by the deposit of material from the surrounding scarps.

From 1965 to 1970, the landslide movements alternated between increases and decreases. During this period, costly canalization projects were undertaken on the enormous flow using gabion walls and wooden dams. The constructions were very short-lived and their effects were absolutely nil.

The 1980 technical map of the region indicates the whitdrawal of the main scarp to an altitude of about 1,150 m; it also shows new slides along the lateral scarps, variations in the morphology of the upper body and in the position of the secondary scarp. The lower flow seems to be stable, for the most part; this can be attributed to the efficiency of the channels which transport the water toward the axial zone thus avoiding erosion at the foot of the slopes, in particular the one below the village of Funès. The channels also drain the superficial part of the slide mass resulting in its stabilization and thus avoiding a resumption of the flow toward Lamosano.

2.2 Recent developments of the landslide phenomenon

During the last few years, the dynamics of the slide have become more and more complicated. The materials move as a result of multiple mechanisms, and it is often difficult to identify the individual units.

In 1980-1985, the upper zone continued its activity. In fact, the annual rate of expansion increased to 2,112 m^2/year as compared to 1,538 m^2/year as calculated for the previous five years.
Based on topographic measurements taken during this five-year period of observation, it was possible to verify that the large masses which compose the upper body move very rapidly (horizontal movements ranging from a few cm to 22 m/year; vertical movements from 20 cm to 4.3 m/year). This continued movement prevents the formation of an adequate deposit at the base of the principal scarp which would otherwise allow this part of the slope to develop a stable profile.

Due to impermeability of the underlying material, the velocity of these movements deep within the mass should be reduced because of the lower water content, tending to zero at the point of contact with the sub-stratum. As a result, the "secondary" scarp becomes steeper and the frontal parts separate and topple, then finally, they fall towards the slide channel where they are transformed into flows. In other cases, the flow movement is present from the onset. Evidently, the difference depends on the physical conditions of the materials which are directly influenced by rainfall amounts and by the amount of water present in the flows that make up the mass in question. Therefore, the new flows which start in this area can present a certain temporal delay with respect to the slides starting at the scar.

These considerations, formulated with regard to the dynamics of the phenomenon and based on previously conducted studies, led to the conviction that, as long as there were slides above the upper body, new materials would certainly arrive in the lower body. Nevertheless, in the 1980-85 period, no significant amounts of new material arrived in the lower body.

In the period from August 1985 to August 1987, however, the mechanism of the landslide described above took place with an increased velocity and at a greater rate of expansion in comparison to those observed from 1983 to 1985. In fact, August 1985, marks the appearance of a semi-circular (arched/rounded) fracture in the crown along the right flank of the scar running from an altitude of 1,105 m to 1,117 m with a maximum vertical displacement of 1.5 meters. With respect to the edge of the scarp, this fracture encompassed a 700-800 m^2 area, and its presence caused the progressive collapse of the last remaining building in the locality Stalle Moda Superiori. In addition, near the southern edge of the fracture, a considerable flow of water (2-3 liters/sec) was observed which at present feeds a small pool. The mass, delimited by this fracture, evolved into a slide during 1986; it broke into several blocks which were separated from each other by fractures which were either antithetic or which moved with horizontal components.

During the same period, the landslide area continued to expand upslope, also. Presumably along rotational or complex surfaces at a medium depth, this movement also dislocated the base of the active slope debris located in the western part of the crown. At the same time, small slumps and flows took place which enlarged and modified the upper body.

In May-June 1987, while movements continued along the scarp with a more rapid upward expansion than in previous years, large amounts of material flowed from the upper body into the lower body. This event confirms the hypothesis that the flows toward the lower body continue, independently with respect to the capacity of the upper body basin, when the southern slope of the upper body becomes too steep in relationship to the physical conditions of the materials. Therefore, the lower flow tends to grow during rainy periods, but only at the apex (where new materials are deposited). The large part of the flow remains solid basically in virtue of the channels that drain it from top to bottom and in which all the water is carried away, including that contained in the new materials. Therefore, these deposits dry out fairly rapidly and, as a result, do not expand downslope and do not exert pressure on the previous deposits creating deformations.

There is,however, a negative influence in this regard constituted by the deterioration of the system that taps the waters of the Pelegona spring (to the left at an altitude of 1,046 m) (see fig. 1). As a result, the spring waters now flow into the terrace of the upper body.

With respect to the uppermost zone, all of the crown area is threatened by potential mobilization since there are no morphological or lithological elements in the area which could, by their nature, block the withdrawal of the scarp.

3 RESEARCH PROGRAM AND POSSIBLE REMEDIES

It is obvious that the slide phenomenon is in a full phase of evolution and, as a result, it is essential to approach the problem with a radical rehabilitation program for the area.

Keeping in mind that the situation in the lower part (flow) is relatively stable as far as the inhabited areas are concerned, attention can be focused on the

middle part (upper body) and on the upper part (main scarp and lateral scarps). In fact, if their evolution should be allowed to continue at the present rate, it is evident that the consequences for the lower body could become disturbing.

3.1 Upper part

It is important to follow the evolution of the situation and, therefore, a plan is foreseen to control the zone of the crown and the landslide scar using topographic and photoaerial surveys.

In the meantime, since the movements are clearly related to the presence of springs, it is essential to tap these waters if possible before they flow out of the terrain and proceed to discharge them beyond the landslide area. Naturally, this drainage system would have to be efficient and carefully maintained. To this end, it is important to establish the position of the contact surface between the permeable Quaternary deposits (calcareous debris) and the underlying impermeable or semi-impermeable bedrock (Flysch and Scaglia Rossa).

This information can be obtained by seismic and electrical soundings and by mechanical drill sampling. Some electrical soundings were carried out years ago, but now it is necessary to extend the research in order to obtain a better definition of the surface of separation mentioned above. Once the shape of the surface is clearly defined, a project can be formulated to tap all the water using drainage tubes in the debris. If necessary, drainage tunnels could be dug in the calcareous mass: these tunnels could guarantee the supply to existing aqueducts which is at present inadequate.

3.2 Upper body

As previously stated, from time to time, portions of the upper body break away from the southern scarp as a result of conditions of instability caused by the frequent movements of the mass.

Although it would be very interesting, it does not seem indispensable to undertake a study to determine the depth and volume of the mass in question. It would be worthwhile to continue to register the movements which are presently in course, but it is absolutely necessary and urgent to establish a system to guarantee the drainage of water that stands in pools in many areas of the terrace. This is the water that creates the plasticity of the mass. (This project would necessarily be maintained until the overhanging principal scarp and lateral scarps are in stable conditions.)

Given the difficult access and the high deformability of the materials, it would be unwise to use an excavator. In this case, manual labor would be much more efficient: after an initial phase dedicated to digging the drainage channels, they should be gradually deepened as much as possible. Furthermore, the channels must be controlled and repaired after every new flow which may have altered the morphology of the terrace. In this way, surface water would be eliminated, and the mass could gradually dry out to a depth of several meters thereby creating the desired conditions of stability.

REFERENCES

Brugner, W.; G. Cargnel & A. Valdinucci 1971.I processi erosivi nel bacino dell'Alpago con particolare riferimento all'alluvione del 1966 - Prealpi Bellunesi. Boll. Serv. Geol. d'Italia. 92.

Cargnel, G. 1964. Comune di Chies d'Alpago-Movimento franoso lungo il vallone del T.Tèssina. Unpublished report.

Carrara, A.; B. D'Elia & E. Semenza 1987. Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi. Geol. Appl. e Idrogeol. Bari. In press.

Dall'Olio, L.; M. Ghirotti; V. Iliceto & E. Semenza 1987. La frana del Tèssina-Alpago (Bl). Atti VI Congr. Naz. Ord. Geol.,p.275-293.

Del Pecchia, C. & S. Motta 1964. Frana del Tèssina. Unpublished report.

Del Pecchia, C. 1964. Frana lungo il vallone del T. Tèssina in Comune di Chies d'Alpago. Unpublished report.

Dudan, A. 1964.Movimento franoso lungo il vallone del Tèssina. Unpublished report.

Grandesso, P. 1980. Il Vallone Bellunese e l'Alpago. Bibl. Geol. d'Italia 16. Venezia Euganea.

Mantovani, F.; G. Masè & E. Semenza 1982. Franosità e dinamica fluviale del bacino della Valturcana-Alpago (Bl). Ann. Univ. Ferrara. S. 9,8 (3).

Mantovani, F.; M. Panizza; E. Semenza & S. Piacente 1978. L'Alpago (Prealpi Bellunesi)-Geologia, geomorfologia, nivopluviometria. Boll. Soc. Geol. It. 95(6).

Massari, F.; P. Grandesso; C. Stefani & A. Zanferrari 1986. The Oligo-Miocene Molasse of the Veneto-Friuli region, Southern Alps. Giorn. Geologia, S.3 , 48,1-2.

Milli, E. 1963. Frana nella valle del Tèssina. Unpublished report.

Milli, E. 1964. Frana di Lamosano. Unpublished report.

Milli, E. 1964. Frana del Tèssina. Unpublished report.

Motta, S. 1964. Breve relazione sulla visita effettuata alla frana del Tèssina (Chies d'Alpago) in data 17.11.1964 . Unpublished report.

Motta, S. 1967. Una singolare frana con colata di fango (earth-, mud-flow) nell'Alpago, in provincia di Belluno. Boll. Serv. Geol. d'Italia 88.

Semenza, E. & F. Vuillermin 1975. Prospezione geologica e geofisica sulla frana di Lamosano. Unpublished report.

Varnes, D.J. 1978. Slope Movements Types and Processes. In R.L. Schuster & R.J. Krizek (ed.), Landslides Analysis and Control. Sp. Rep. 176. Trans. Research Board, p.11-33. Washington.

Zollet, L. 1976. Cronistoria della frana, nella corrispondenza, nei documenti di studio, nelle azioni degli Enti interessati. Unpublished report.

Zollet, L. 1977. Nota sul problema della sistemazione della frana di Lamosano. Unpublished report.

Le glissement de la Clapière (Alpes Maritimes, France) dans son cadre géodynamique

Geodynamic framework of la Clapière landslide (Maritime Alps, France)

J.-P.FOLLACCI, CETE Méditerranée, Nice, France
P.GUARDIA, Université de Nice, France
J.-P.IVALDI, Université de Nice, France

RESUME : Depuis plusieurs décennies, des mouvements rapides affectent sur 85 hectares et 625 mètres de dénivelé, les gneiss du socle hercynien du massif de l'Argentera en aval du village de Saint-Etienne-de-Tinée et menacent la sécurité de la vallée. Avec un escarpement sommital de 50 mètres de haut et un gonflement en pied de versant, les désordres revêtent la forme des glissements rotationnels qui s'observent d'ordinaire dans des matériaux plastiques ou granulaires.

D'après les données géologiques et cinématiques de surface, les mouvements semblent s'être effectués en deux phases. Un basculement post-glaciaire a préparé les désordres actifs. Un glissement historique et actuel, qui s'accélère, reprend une partie du matériel préalablement dégradé et favorablement orienté par le basculement.

L'explication des mouvements a été recherchée dans les particularités locales du contexte géodynamique alpin.

ABSTRACT : Since several decades, on 85 hectares and 625 meters unlevel front, fast motions have seized the gneiss of the hercynian basement of the Argentera Massif downstream the village of Saint-Etienne-de-Tinée. With a 50 meters high escarpement and a bulge at the foot of the slope, disturbances assume the rotational sliding shape usually seen in plastic or granular materials.

According to geological and surface kinematics data, the movements seem to have been carried out in two phases : 1) a post glacial tilting has prepared active disorders ; 2) a historical and contemporary sliding which is accelerating takes charge of part of the material which had been previously damaged and favourably orientated by the tilting.

An explanation of the motions has been researched into local characteristics of the alpine geodynamic context.

1 INTRODUCTION

Dans les Alpes-Maritimes, en aval de Saint-Etienne-de-Tinée, le glissement de la Clapière mobilise depuis un siècle au moins, entre 1100 et 1725 mètres d'altitude, un volume de matériaux rocheux évalué à plus de cinquante millions de mètres cubes (fig. 1). Il est situé en rive gauche de la Tinée au pied d'un versant qui culmine à 3000 mètres. Limité à l'amont par un escarpement continu de 800 mètres de long, sa surface est bouleversée par des glissements avec basculements de terrasses, des fissurations et des éboulements de blocs atteignant 1000 mètres cubes.



Fig. 1. Le versant de Duminiere (Lumenieras) et le glissement de la Clapière (Etat : 31 juillet 1987).

L'accélération des mouvements et la gravité des risques encourus par les populations de la vallée ont conduit à tenter d'analyser et d'expliquer le phénomène. On a notamment recherché ce qui, sur le plan de la morphologie et de la géologie, différenciait le versant affecté des versants voisins plus stables.

Après une présentation sommaire de la cinématique du versant (Follacci, 1987), nous exposerons nos conclusions et nos hypothèses sur le mécanisme du glissement et sur son origine géodynamique.

Les prédictions sur son évolution à terme font l'objet de la communication parallèle de C. Vibert, R. Cojean, J.-M. Le Cléac'h et M. Arnould.

2 LA CINEMATIQUE DE SURFACE

On dispose de données sur la cinématique superficielle du versant de Duminiere depuis 1952, grâce à l'exploitation photogrammétrique d'anciennes photographies aériennes par l'Institut Géographique National, et, depuis 1982, grâce aux mesures de distances précises et fréquentes réalisées par la commune dans le cadre d'une surveillance axée vers la sécurité publique (Ollié et al., 1986 ; Blanc et al., 1987).

Toutes ces mesures attestent l'amplitude et l'accélération des mouvements (fig. 2 et 3) :

- en moyenne 13,30 mètres entre la fin de l'année 1982 et la fin de l'année 1986 ;
- ponctuellement, 80 millimètres par jour durant 3 mois pendant l'été 1987.

En sus de l'accélération générale continue, on constate des accélérations saisonnières en phase avec la fonte des neiges en altitude.

L'homogénéité de l'orientation des trajectoires et le synchronisme des accélérations témoignent d'un mouvement d'ensemble profond. Les mouvements sont toutefois toujours plus rapides au Sud-Est qu'au Nord-Ouest et au sommet qu'à la base.

En raison des conditions techniques et économiques, on n'a pu réaliser d'investigations en profondeur et on ne dispose pas d'informations directes sur la cinématique profonde, en particulier sur la limite des mouvements.

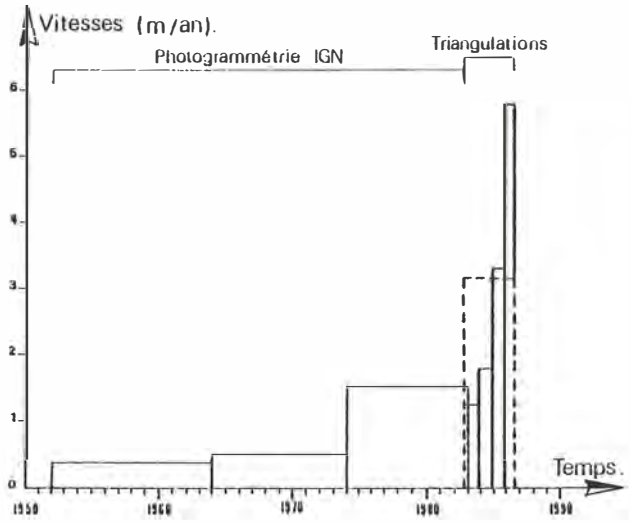


Fig. 2. Vitesses de déplacement d'après photogrammétrie (1952-1983) et triangulation (1982-1986).

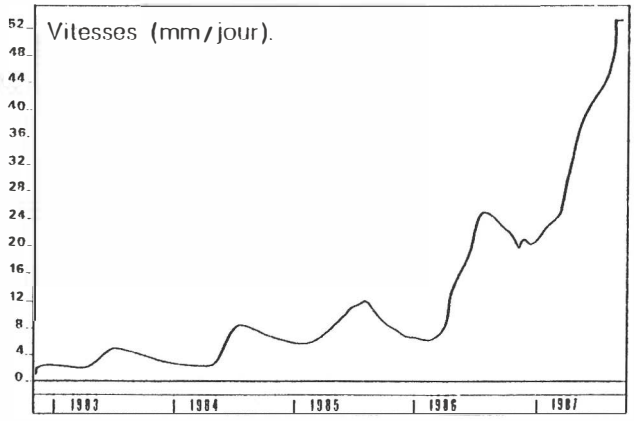


Fig. 3. Accélération des déplacements entre 1982 et 1987 d'après les mesures de distances.

3 LE CADRE MORPHO-TECTONIQUE

3.1 L'influence du relief

Les désordres affectent le versant de Duminiere à la confluence de deux vallées d'origine glaciaire.

La vallée principale de la Tinée a été creusée par un glacier profond. Elle présente, sous un épaulement situé à 250 mètres en moyenne du fond de la vallée, des pentes de 40° à la base et de 25° à la partie supérieure. Les alluvions récentes atteignent plusieurs décamètres d'épaisseur.

Le vallon affluent de Rabuons a également été parcouru par un glacier débordant d'un cirque qui retient encore un vestige du glacier originel (le seul du versant français du massif de l'Argentera) et un lac de 700 mètres de diamètre situé à 2500 mètres d'altitude.

Les conditions d'alimentation des deux glaciers différaient certainement et leurs avancées et reculs successifs ne devaient pas être parfaitement synchrones.

La crête frontière s'abaisse au droit du vallon de Rabuons de 3000 mètres au Nord-Ouest à 2700 mètres au Sud-Est.

Au niveau de la micromorphologie, en aval d'une tranchée jalonnée d'entonnoirs qui s'allonge entre 2000 et 2100 mètres, on rencontre de petits escarpements à regard amont en bordure de terrasses en contre-pente.

Dans la zone mobile, de nombreux linéaments subverticaux N 10 à 30°E soulignent des avancées relatives, toujours dextres, qui décalent les rebords de terrasses et surtout isolent trois grands compartiments où la roche paraît de plus en plus fragmentée et déformée du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Des alignements morphologiques orientés N 10°W et N 60°E sont également décelables.

3.2 Le conditionnement géologique.

L'Argentera est le massif cristallin externe le plus méridional des Alpes occidentales. Il s'agit d'un élément ancien de croûte profonde porté à haute altitude par le jeu récent de la tectonique et du réajustement isostatique alpins.

Lithologie.

L'essentiel du massif est formé par des gneiss, la plupart migmatitiques, chimiquement diversifiés, d'âge hercynien, associés à des granites d'anatexie crustale et recoupés par un batholite granitique tardi-tectonique (fig. 4A). Un grand couloir mylonitique - la zone de Ferrière-Molières-St-Martin-Vésubie - sépare le massif en deux ensembles pétrologiquement distincts : le complexe de Malinvern-Argentera à l'Est et le complexe de la Tinée à l'Ouest (Faure-Muret et Fallot, 1954 ; Faure-Muret, 1955 ; Malaroda, 1970). Le glissement de la Clapière intéresse l'un des affleurements du complexe tinéen. Il mobilise sur les pentes les matériaux de la série d'Anelle composée de gneiss plagioclasiques à deux micas renfermant

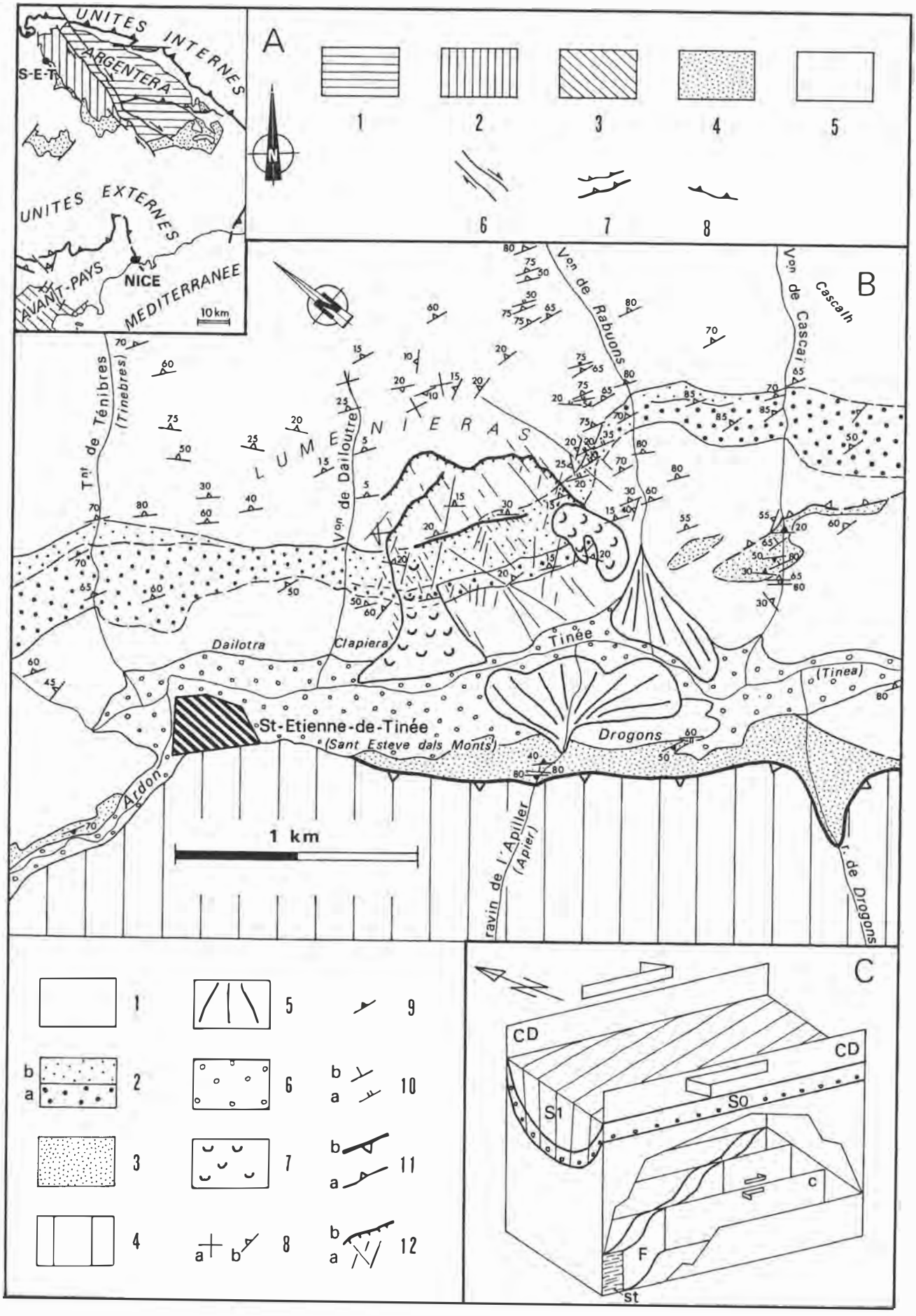
---

Fig. 4. Cadre structural du glissement de la Clapière.

A. Carte de situation.
1. Complexe cristallophyllien de Malinvern-Argentera ; 2. Complexe cristallophyllien de la Tinée ; 3. Socle provençal du Tanneron ; 4. Tégument carbonifère et permo-triasique de l'Argentera et du Barrot ; 5. Mésozoïque et Cénozoïque de la zone alpine externe et de son avant-pays ; 6. Décrochements ; 7. Chevauchements ; 8. Charriages.

B. Carte morpho-tectonique.
1. Formation d'Anelle ; 2. Formation d'Iglière (a : barre principale ; b : termes de passage à la formation d'Anelle) ; 3. Tégument triasique ; 4. Couverture sédimentaire décollée ; 5. Cônes de déjections ; 6. Formations récentes de fond de vallée ; 7. Eboulis vifs ; 8. Foliation hercynienne horizontale (a), pentée (b), avec la valeur du pendage en degré ; 9. Surfaces de stratification dans le tégument ; 10. Surfaces de cisaillement dextres (a) et de schistosité (b) d'âge alpin ; 11. Chevauchement (a) et surface de décollement (b) ; 12. Alignements morphologiques (a), ruptures de pente (b).

C. Bloc-diagramme explicatif des relations spatiales des différentes surfaces stratigraphiques et tectoniques. Dans le socle, la foliation hercynienne (F) est découpée en "poissons" à surfaces striées (st) par les plans de cisaillement dextres alpins (c). Dans le Trias tégumentaire, les surfaces de stratification (S0) sont déformées lors du fonctionnement des couloirs de décrochement dextres (CD) orientés N 140°E, alors qu'apparaissent les surfaces de la schistosité régionale alpine (S1).


A
UNITES INTERNES
ARGENTERA
S-E-T
UNITES EXTERNES
AVANT-PAYS
NICE
MEDITERRANEE
10 km
1
2
3
4
5
6
7
8
B
Von de Rabuons
Von de Cascalh
Cascalh
Tnt de Ténibres
(Tinebres)
Von de Dailoutre
LUMENIERAS
Dailotra
Clapiera
Tinée
(Tinea)
St-Etienne-de-Tinée
(Sant Esteve dals Monts)
Drogons
Ardon
1 km
ravin de l'Apiller
(Apier)
r. de Drogons
1
2 a b
3
4
5
6
7
8 a b
9
10 a b
11 a b
12 a b
C
CD
CD
S1
S0
c
F
St

un corps stratiforme de méta-diorites : la formation d'Iglière (fig. 4B).

Déformations et genèse des anisotropies mécaniques des roches.

Le litage des gneiss plagioclasiques d'Anelle et des méta-diorites d'Iglière correspond à une foliation acquise au cours de l'orogenèse hercynienne dans un contexte tectonique fortement compressif et un climat métamorphique de haut degré. Cette foliation est définie par l'agencement de lits quartzo-feldspathiques et micacés bien développés et continus dans les gneiss plagioclasiques, plus fins et discontinus dans les méta-diorites. Elle confère aux roches une anisotropie mécanique qui croît avec l'importance des lits micacés. La méta-diorite, compacte et massive, d'épaisseur variable, détermine ainsi l'apparition d'une barre rocheuse qui arme inégalement le versant de Duminiere installé sur les gneiss plagioclasiques plus fissiles. Cette barre, bien développée au coeur du glissement et de part et d'autre vers Cascaï au Sud-Est et vers le vallon de Ténibres au Nord-Ouest, présente à l'affleurement des lacunes aux limites du glissement, en rive droite du vallon de Rabuons et dans le vallon de Dailoutre. Les variations qui affectent l'épaisseur des formations métamorphiques et leur faciès pétrographiques constituent une cause de fragilisation des matériaux rocheux.

La foliation régionale a une direction générale NW-SE conforme à l'allongement actuel du massif cristallin, avec de forts pendages, de 55 à 85° vers l'axe du massif, soit vers le Nord-Est sur le versant français et vers l'amont en rive gauche de la Tinée. Des virgations senestres, probablement tardi-hercyniennes, l'affectent localement le long de couloirs de direction NE-SW.

A la périphérie de la zone des désordres actifs, les foliations sont plus couchées et souvent subhorizontales ; dans cette zone, les pendages, quoique encore faibles, sont supérieurs à ceux de l'encaissant.

La déformation progressive alpine du socle de l'Argentera a été appréhendée par comparaison avec celle des formations tégumentaires carbonifères, permiennes et triasiques (Guardia et Ivaldi, 1985).

Dans l'ensemble du massif, la déformation souple est étroitement liée au fonctionnement de couloirs mylonitiques souvent hérités de la tectonique tardi-hercynienne, qui jouent soit en décrochements dextres, soit en chevauchements suivant leur orientation. Elle atteint son intensité maximale dans ces couloirs et à leur aplomb. Dans le tégument, elle se traduit par l'apparition de deux schistosités, l'une régionale, l'autre locale. Au Sud du massif, la schistogenèse est accompagnée par un important épisode de flexuration.

La déformation ductile du socle est plus hétérogène que celle du tégument en raison de sa pré-structuration hercynienne. Cela se traduit, à toutes les échelles, par la présence de zones de cisaillement dans lesquelles se concentre la déformation rotationnelle. Une schistosité alpine apparaît dans les roches du socle lorsque la déformation par dissolution-cristallisation est assez importante. Dans les zones de cisaillement, cette schistosité forme un angle variable, inférieur à 45°, avec les surfaces de cisaillement qui les limitent. La valeur de cet angle est une fonction inverse du taux de cisaillement.

La déformation cassante se manifeste surtout, dans l'Argentera, par la présence d'une fracturation répétitive post-schisteuse de direction N 350-N 30°E. Cette fracturation est très récente comme l'indique son rôle morphologique linéamentaire.

Sur le site du glissement, la combinaison de ces surfaces tectoniques fragilise les roches en favorisant leur fragmentation en éléments de petite taille. La présence d'une virgation de la foliation hercynienne réoriente cette dernière surface selon des directions qui sont obliques sur la direction des surfaces de cisaillement alpines. Les gneiss plagioclasiques d'Anelle sont alors découpés par des surfaces de cisaillement très rapprochées faisant un angle compris entre 10° et 55° avec la foliation déformée en surfaces sigmoïdes. L'angle entre les surfaces de schistosité et de cisaillement d'âge alpin n'a pu être directement évalué sur un même site. Des

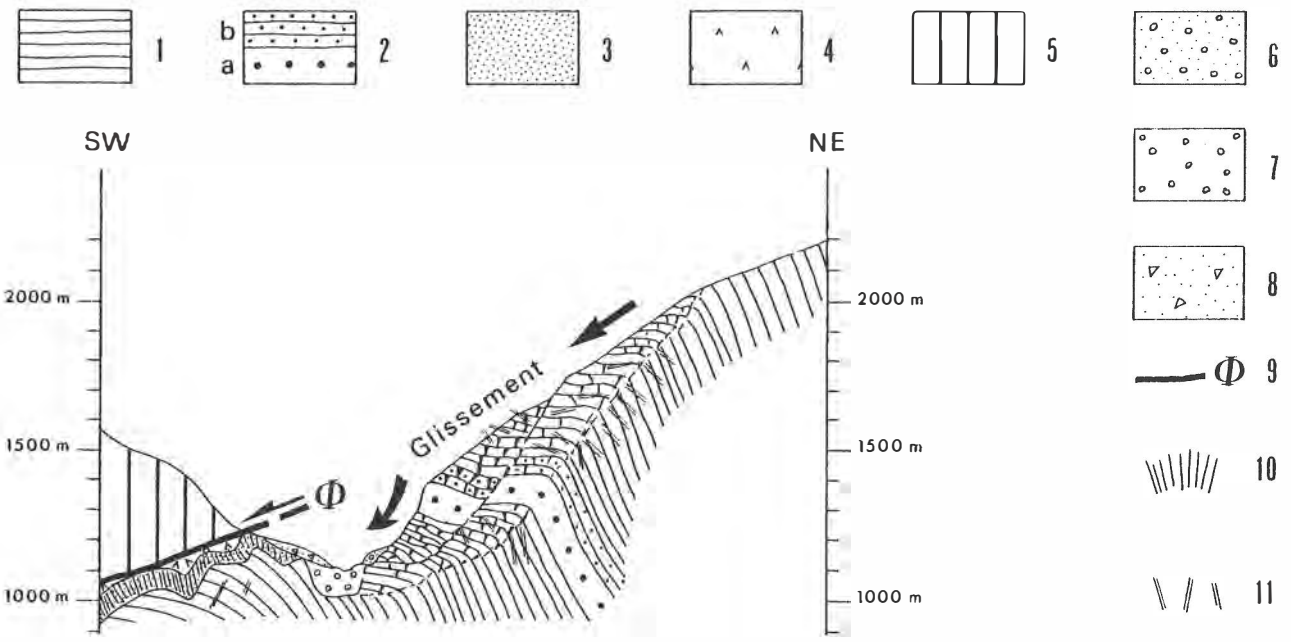


Fig. 5. Coupe du glissement de La Clapière.

1. Formation d'Anelle (la disposition du figuré indique le plongement de la foliation hercynienne) ; 2. Formation d'Iglière (a: barre principale ; b : termes de passage à la formation d'Anelle) ; 3. Trias tégumentaire ; 4. Cargneules du Trias moyen ; 5. Couverture sédimentaire d'âge triasique et jurassique ; 6. Formation fluvio-glaciaire ; 7. Alluvions ; 8. Déjections torrentielles ; 9. Surface de décollement de la couverture sédimentaire ; 10. Schistosité régionale alpine ; 11. Surfaces de cisaillement dextres alpines.

mesures effectuées dans le Trias et le socle, de part et d'autre du ravin de Rabuons, donnent un plan moyen de N 115°E penté 82°N pour la schistosité dans le Trias et de N 128°E penté 66°N pour les surfaces de cisaillement dans les gneiss, ce qui est en bon accord avec le modèle d'une schistosité naissant dans un couloir de cisaillement dextre (fig. 4C).

Les effets de la tectonique souple sur la fragmentation des roches sont encore augmentés par le jeu de la fracturation post-schisteuse. La fracturation répétitive récente, qui affecte la totalité du massif, est ici représentée par des familles de diaclases orientées N 5-30°E et N 155-165°E. Il s'y ajoute des décrochements dextres à N 50°E moins fréquents. Le nombre de surfaces de rupture possibles se recoupant en dièdres multiples a facilité, sur le versant de la Clapière, le fauchage en masse des gneiss d'Anelle et de la méta-diorite d'Iglière (fig. 5).

4 LA SUCCESSION DES DESORDRES ET LES MECANISMES DE RUPTURE

Nous considérons que les désordres se sont déroulés en deux phases principales :

- au terme des glaciations un fauchage en grande masse, débordant le site des désordres actuellement actifs, les a préparés par le basculement des foliations qui facilite les ruptures transversales selon les lits micacés horizontalisés ;
- durant la période historique récente, s'est initialisé un mouvement de terrain à commande hydraulique. Celui-ci évolue, dans le temps et avec l'accroissement des déplacements, d'un glissement polyédrique fruste vers un glissement de type rotationnel affectant un matériau progressivement divisé par les ruptures internes. Le découpage lithostructural (barre d'Iglière d'une part, accidents subméridiens d'autre part) sépare des compartiments ayant atteint des stades différents de cette évolution.

5 L'ORIGINE DU PHENOMENE

L'interfluve Tinée-Rabuons était prédisposé au fauchage en masse et au mouvement de terrain qui en a découlé par :

- les lacunes ou amincissements de l'armature de méta-diorites d'Iglière ;
- la virgation qui confère aux foliations hercyniennes une convexité défavorable, reprise par la topographie post-glaciaire, et les oriente obliquement par rapport aux surfaces de cisaillement alpines déterminant un débit de la roche "en poissons" à faces micacées aisément mobilisables ;
- la densité de la fracturation issue de la déformation cassante post-schisteuse dont l'orientation verticale subméridienne est propice à l'ouverture des plans de discontinuité par les contraintes N-S et par les contraintes de surrection verticales ;
- l'effet des variations du champ de contraintes induites par les progressions et fusions asynchrones des deux glaciers qui l'enserraient ;
- l'effet de la décompression finale lors de la fusion ultime.

Nous avions également envisagé la présence d'un synclinal de Trias tégumentaire pincé dans les gneiss de la série d'Anelle prolongeant normalement les affleurements situés au Sud-Est du vallon de Rabuons. Sur ces affleurements ainsi qu'en amont, en rive droite de la vallée de la Tinée au débouché du ravin de l'Apiller, les surfaces de stratification du Trias sont orientées N 130 à N 140°E. Entre ces deux bandes synclinales, à Drogons, les mêmes surfaces de stratification sont orientées N 115°E. Comme au début du vallon de l'Ardon, à Saint-Etienne-de-Tinée, le Trias épouse les virgations du socle et traverse la vallée de la Tinée en aval de la Clapière.
L'existence de Trias sur le site du glissement paraît donc peu probable.

Si l'on admet que les altitudes supérieures de la crête au Nord de Rabuons, comme les accumulations glaciaires au Sud dans le cirque de Rabuons et le bassin d'Auron, sont des indices d'une surrection différentielle analogue à celles qui ont provoqué ailleurs des flexurations, celle-ci pourrait avoir joué un rôle moteur dans le fauchage, en sus de la gravité.

Cette surrection différentielle pourrait manifester une ancienne et permanente faiblesse transversale du socle du massif de l'Argentera qui serait également traduite par la virgation et par le changement du style tectonique de la couverture en rive droite, en aval du vallon de Rabuons.

6 CONCLUSION

L'étude du cadre géodynamique de la Clapière a permis de dégager un faisceau d'arguments et d'hypothèses expliquant la localisation et l'occurence des désordres.

On constate une fois de plus que c'est la succession des phénomènes géodynamiques survenus tout au long de l'histoire géologique du site qui a déterminé le fauchage d'abord, puis le glissement et ses conséquences socio-économiques prévisibles.

On retiendra aussi le rôle des anisotropies sécantes dans la dégradation des résistances mécaniques, permettant à des gneiss de se comporter comme des sols plastiques ou granulaires, ainsi que l'importance déterminante des manifestations gravitaires inhérentes aux fortes pentes des reliefs alpins.

REFERENCES

Blanc, A. ; Durville, J.-L. ; Follacci, J.-P. ; Gaudin, B. et Pincent, B. (1987) . Méthodes de surveillance d'un glissement de terrain de très grande ampleur : la Clapière, Alpes-Maritimes, France. Bull. A.I.G.I. 35 : 37-46.

Faure-Muret, A. (1955). Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mém. Serv. Carte géol. France : 336.

Faure-Muret, A. et Fallot, P. (1954). Carte géologique à 1/50 000 de Saint-Etienne-de-Tinée XXVI-40.

Follacci, J.-P. (1987). Les mouvements du versant de la Clapière à Saint-Etienne de Tinée (Alpes-Maritimes). Bull. liaison Labo. P. et Ch. 150 : 31-46.

Guardia, P. et Ivaldi, J.-P. (1985). Les déformations schistogènes du tégument de l'Argentera (Alpes-Maritimes) : description, genèse et chronologie relative dans le cadre géodynamique des Alpes sud-occidentales. Bull. Soc. géol. France 8 (I/3) : 353-362.

Malaroda, R. (1970). Carta geologica del Massicio dell'Argentera alla scala 1 : 50 000. Mem. Soc. Geol. Italiana IX : 557-663.

Ollié, P. ; Blanc, A. et Follacci, J.-P. (1986). Surveillance des déplacements du versant de la Clapière à Saint-Etienne de Tinée (Alpes-Maritimes). XYZ Rev. Ass. Fr. Topographie 28 : 43-44.

The instability of the Wengen auct. formation in Dolomitic region, Italy

Instabilité de la formation de Wengen dans les Dolomites, Italie

C.FRIZ, Institute of Applied Geology, National Research Council, Padua, Italy
A.PASUTO, Institute of Applied Geology, National Research Council, Padua, Italy
S.SILVANO, Institute of Applied Geology, National Research Council, Padua, Italy

ABSTRACT: After some brief considerations of an introductive nature we give a description of the physical environment relative to the Wengen auct. formation. We then briefly describe the more common landslide typologies and we mention the socio-economic cosequences. The final part indicates the criterion used to evaluate the risk factors.

1 INTRODUCTION

The ever increasing exploitation and urbanization of mountain areas in the dolomitic region creates a need to study in depth those factors that are at the origin of the mass movements, and that have a strong environmental impact. This is because, in the recent and remote past, there have been multiple occurrences of these calamities that have been forgotten. Moreover their correct value and meaning was not fully appreciated in relation to the progressive use of the territory.

It is well known that the slope instability and the typology of the related processes depend on factors such as lithology and structure of the rocks and soils. It follows that there is a more or less marked tendency for a natural deterioration of the geomechanical properties of these rocks. As a consequence, in particular climatical conditions, changes may occur that trigger movements for a fairly long period.

In the dolomitic region, ladinian-carnian clastic and vulcanoclastic rocks acquire a major role, in particular those rocks belonging to the Wengen auct. formation (fig. 1), either for their composition and structure or for their stratigraphic position.

2 PHYSICAL ENVIRONMENT

The formation is also characterized by its extreme variability of thickness and lithology, due to the presence of several heteropies of facies; a common situation in the triassic sequence of the dolomitic area.

The Wengen auct. formation is composed of several different kind of rocks including: tuffs, silt tuffs, heterogeneous tuffs, para-conglomerates, fine quarzitic sandstones, argillaceous limestones, pelites, shales etc..

From a structural point of view a thin stratigraphical subdivision of a flysch type (fig. 2) is generally present with a prevalence of tufaceous-argillaceous and arenaceous-pelitic rocks; the latter are more abundant in the eastern sector of the area.

We have prepared a general geotechnical characterization of the rock mass, with both laboratory and field tests. The results allowed us to classify the rock mass using the methods proposed by Barton and Bieniawski. We have obtained RMQ and RMR values that indicate geomechanical qualities ranging from poor to very poor.

The Wengen auct. formation is very important in the dolomitic area because it often underlies the thick norian-carnian carbonatic rocks. The Wengen auct. formation undergoes plastic deformation caused by the load applied by the overlying dolomitic rocks. The deformation closely determines the instability of the overlying dolomites.

The formation, due to its extreme erodibility, creates flat morphologies in the valley bottom that are intensely urbanized. The natural brittleness and the high landslide susceptibility of this formation are affecting all the anthropic structures existing in these areas.

Sometimes this formation outcrops at high elevation at the head of several watersheds. In this case its contribution in terms of solid transport, effected by the streams, has been and still is consistent, so that wide-spread and thick alluvial fans have formed. These fans are often the site for urban settlements. Several of these settlements have been destroyed in the past and are still exposed to hydrogeological risk due to mud flow, debris flow and boulder flow processes.

The map (fig. 1) shows the outcrops of the Wengen auct. formation in the dolomitic area. Being a mountainous region the climatical conditions are closely determined by the topography. In particular, the periods with heavier rainfall are the autumn and the spring. The average annual rainfall ranges between 1000 and 1400 mm.

3 TYPOLOGY OF THE MORE COMMON MASS MOVEMENTS

In the areas where the Wengen auct. formation outcrops several examples of landslides are historically recorded and can be recognized by topographic and morphologic evidences.

We will discuss below the principal and more common landslide types (Varnes 1978) that we have identified in the study area.

3.1 Slide and debris flows

These are phenomena that originate at the valley heads (fig. 3) or in the upper part of the basins where slopes are very steep (fig. 4).

The gradually evolving landslides have a clear retrogressive character. They develop fairly rapidly depending on the hydrogeological characteristics of the rock mass in relation to the particular meteorological conditions.

Each slide in the first phase, shows the formation of cracks favoured by the high fissility and degree of fracturing of the Wengen auct. formation.

This first phase evolves with the separation and disarticulation of large portions of slope, that finally slide or fall. On the landslide body the water can easily exert its erosive action, increasing the instability of the landslide itself.

When the landslide body is sufficiently saturated, a mixture of water and sediment, as a viscous fluid, begins to flow downstream in the channel, sometimes travelling for very long distances. In the meantime, on

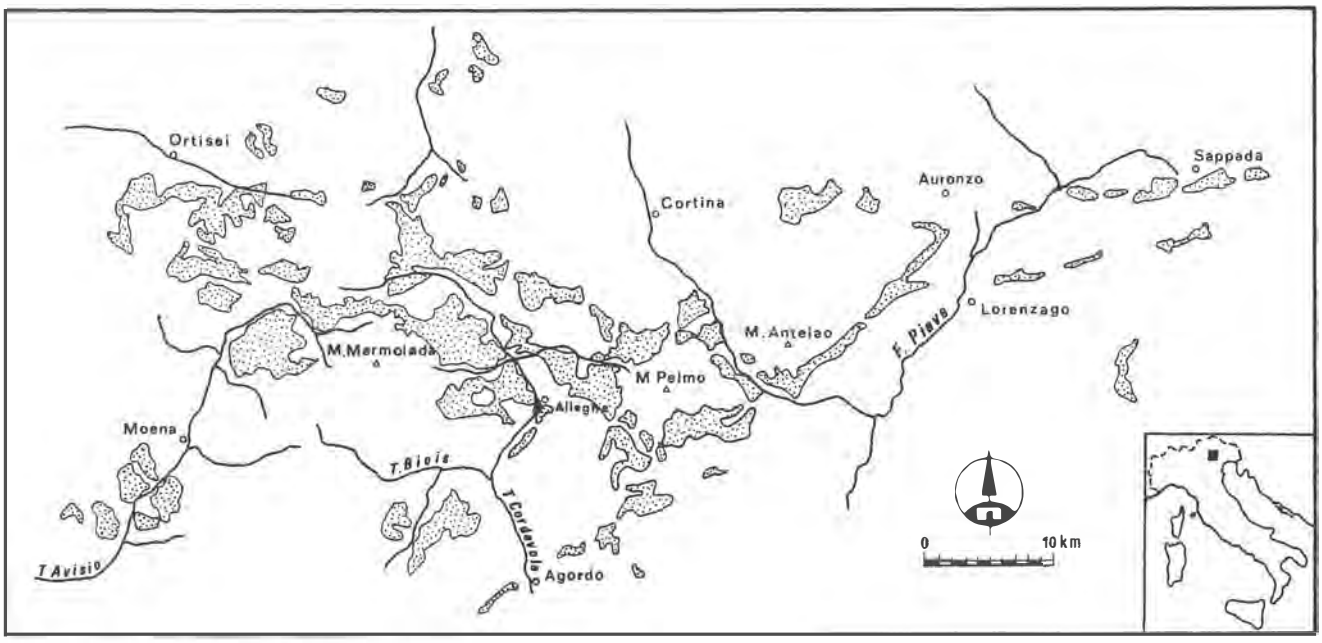


Fig. 1 - Location map and extension of the Wengen auct. formation outcrop.



Fig. 2 - Flysch-type lithological sequence of the Wengen auct. formation.



Fig. 3 - Example of landslide in advanced state of evolution, at the head of watershed.

the landslide scarp erosion processes appear, due to overland flow, which contribute to the increase in transportation of solid material by the watercourse.

Because of their high density and high velocity, debris flows cause great damage along the valleys and in particular to the alluvial fans, where the major urban settlements are located (Fenti et al. 1983).

The debris flow processes are more common during the spring when snow melting occurs in connection with intense rainfalls.

3.2 Flow in bedrock

Where the Triassic series of the dolomitic region is deeply eroded and the valley bottoms are formed of rocks of the Wengen auct. formation, the morphology is "soft", with rounded hills separated by small catchments and with gentle slopes.

In these areas wide-spread mass movements with very slow dynamic characteristics, and which involve the upper part of the bedrock and the eluvial and colluvial deposits are common. The overall movement is the result of a set of partial and differential displacements that do not occur along a well defined slip surface, but involve entire mobilized masses.

This process is due to the plastic nature of the Wengen auct. formation flysch, favoured by the seepage water that exerts a softening action and an hydraulic over-pressure that also causes a reduction in the mechanical resistance. This process is known as a creep and can be easily recognized from the analysis of some particular morphological forms, such as the alternation of small dips and depressions (fig. 5) due to swelling and plastic deformations. In some cases, where there is an increase in steepness, a series of fissures occurs that, as time goes by, tends to join up causing small and dispersed cases of superficial landslides.

The described processes have a pulsating character, and are particularly related to the snow melting period when the water seepage is greater. Several of these areas have been exploited, due to the expansion of the urban areas and the realization of facilities for tourist activities. Around these areas the morphological indicators of the wide-spread landslide movements previously mentioned, have been masked or ever cancelled by farming, building expansion and continuous anthropic changes in the terrain. However even in these cases significant indicators of landslides remain, such as



Fig. 4 - Example of landslide that forms more frequently on the steep slopes of the upper section of a watershed, usually due to toe erosion processes.



Fig. 5 - Typical morphologic feature due to bedrock flow processes.



Fig. 6 - Damages on building. Several fractures are evident.

the deformation of buildings and roads, leaning trees and the compression failures of breast walls (figg. 6, 7).

The landslides described do not create conditions of immediate risk for the population, which is accustomed to living with these conditions and constantly provides the necessary maintenance and repairs.



Fig. 7 - Damages along the road system.

3.3 Deep-seated gravitational deformations

Only during the last few decades (Zichinsky 1969) and in particular the last few years (Guerricchio 1985), has there been increasing interest regarding deep-seated gravitational deformations.

These are in general complex phenomena through which rocks having a plastic behaviour are compressed by the weight of the overlying more rigid rocks. Lateral movements in the plastic rocks take place, that in turn produce disarticulations, cracks and shear surfaces in the rigid rocks, predisposing them, in the long run, to falls.

For a better understanding of the typology in our specific case, it is advisable to refer to the stratigraphic sequence of the middle Triassic to which we have already referred.

The thick carbonate rock masses of the Dolomites, sometimes rest either directly on tuffs, slates and sandstones of the Wengen autc. formation, or on clayey slates, sandstones and conglomerates of upper Carnian age, that, in turn, rest on the Wengen auct. formation. In both cases the rocks have the same geomechanical characteristics and the dynamic of the landslide processes remains the same.

Deep-seated deformations originate in the clastic rocks underlying the dolomitic masses and evolve generally in a slow and progressive way because of the plastic behaviour of these rocks. Consequently a gradual change in the equilibrium conditions determining the stability of the slopes which affect the stability of the overlying dolomitic masses occurs. These, because of their rigidity and compactness, are fractured and subdivided into several blocks.

The evolution of this complicated process gradually increases the instability of the slope and the tendency of isolated masses to slide with the falling down of big blocks and in extreme cases, of entire portions of the slope.

The dynamic of deep-seated gravitational movements is very slow. The effects of such deformations are very difficult to notice during a normal observation period. They can be quantified by observing several morphological indicators that can be identified either in the field or by using remote sensing tecniques.

The morphological variations in the clastic formations, apart from their plasticity and the effects of water seepage that increase the hydrostatic pressure, depend in most cases on the absence of a lateral sup-



Fig. 8 - Typical example of splitting of the ridge line in dolomitic formation (A) in relation to the progressive deformation in the undelying plastic Wengen auct. formation (B).



Fig. 9 - Landslide in a dolomitic mass with reverse scarp.

port, due to the erosion of deep valleys. It follows that important morphological features are caused by lateral expansion evident in the slope profiles that are fairly markedly convex. These shapes, however, are often well masked by thick and wide-spread debris deposits. More evident morphological indicators are present in the dolomitic masses and range from decompression cracks, and marked splittings on the ridge lines (fig.8), to multiple splittings with the formation of trenches in the intermediate stages, and trenches that reach enormous dimensions, even with reverse slopes in the more advanced stages (fig. 9).

It is important to point out that near some of the more subdued deformations several large landslides of other types are present.

Historically, disastrous events with a high socio-economic impact in terms of damage to people and properties are recorded.

4 RISK EVALUATION CRITERIA

We have evaluated the risk connected to all of the above mentioned mass movements using a tecnique that encompasses our experiences and the data reported in previous studies.

We can say that landslides and other mass movements, connected to the Wengen auct. formation, are mainly recent effects of processes already active several times in the past, at different intervals.

The first phase of our research has been the acquisition of historical data on the typology, the location and, above all, recurrence interval of landslide processes. We have also tried to identify the principal causes that condition the development and recurrence interval of these phenomena.

The second phase has been the study of the risk indicators; i.e. the effects produced by the events in the past. More specifically, the negative effects on the territory and the consequences produced in terms of damage to human activity, anthropic structures and human survival. These facts depend on the lithological and geotechnical structure that is virtually constant in the Wengen autc. formation, but also on local attributes such as structural and geomorphic conditions, and peculiar climatical characteristics, with particular regard to rainfall, persistency of snow cover and melting rates.

The third and last phase of our research has been the statistical analysis of the recurrence interval of events, in terms of return period with careful attention to calamitous events.

Since a close relationship seems to exist between mass movements and particular pluviometric patterns, a careful statistical analysis of these patterns allows us to define, approximatly the probability that a certain movement will take place sometime in the future. We are trying to evaluate the maximum possible rainfall for a cumulative rainfall of 1, 3, 5, 10 and 15 days and a return period of 2, 5, 10, 20, 50 and 100 years, using Gumbel's distribution laws. We are using the 15 days period, from a pluviometric point of view, because of the already established significance of this period in causing landslides (Friz et al. 1986).

The recurrence of the same mass movement typologies, the quantification of the damage in different historical situations and the frequency of events are the base factors for a complete analysis of the conditions of risk in our case.

This procedure is more suitable in the case of landslides that evolve in debris flows and in superficial flows in bedrock.

It is more difficult to estimate the degree of risk as regards deep-seated gravitational deformations, that move slowly and progressively for centuries and which are difficult to forecast. In these cases the recognition of a situation of instability that necessarily implies a periodic control and, in extreme cases, a control with automatic recording devices, is already a positive fact.

REFERENCES

Eisbacher G.H., Clague J.J. 1984. Destructive mass movements in high mountains: hazard and management. Ottawa, Morgan.

Fenti V., Silvano S., Carampin R. 1983. Frane e dissesti nel bacino del Ru di Roccia presso Caprile (Belluno). St. Trent. Sc. Nat., Acta Geologica, 60, Trento.

Friz C., Silvano S., Carampin R., Dall'Acqua R. 1986. Studio preliminare sulla correlazione tra precipitazioni e dissesti idrogeologici nel bacino del torrente Cordevole (Belluno). Mem. Sc. Geol., Univ. Padova, 38, Padova.

Guerricchio A. 1985. Fenomeni gravitativi profondi e struttura geologica nei Monti di Fagnano Castello (Calabria Settentrionale). Geol. Appl. e Idrogeol., 20, Bari.

Servizio Geologico d'Italia. Carte geologiche 1:100.000 fogli: 11 Marmolada, 12 Cortina d'Ampezzo, 13 Ampezzo, 22 Feltre, 23 Belluno.

Varnes D.J. 1978. Types of slope movements. Transportation Research Board Commitee, A2T58, USA.

Zichinsky U. 1969. Uber Sackungen. Rock Mech., 1.

Rock slide on the Red Wall above Hallstatt, Upper Austria

Eboulement à la Paroi Rouge au-dessus de Hallstatt, Haute-Autriche

E.K.HAUSWIRTH, Technical University, Vienna, Austria
A.E.SCHEIDEGGER, Technical University, Vienna, Austria

ABSTRACT: A rock slide occured on Dec. 3, 1985, at 06:35 hours on the so-called "Red Wall" in the area of the Salzberg above Hallstatt, Upper Austria. The events leading to this slide had been monitored since the year of 1954, when a bench mark was installed at the highest point of the wall. This bench mark was related to a network of further bench marks established in the region. Since 1976, an increasing overhang of the wall was observed leading to the collapse of December, 1985. In May and June of 1986, terrestrial and aerial photogrammetric surveys were undertaken. From these surveys the volume of the fallen rock was determined as equal to 32,000± 2,000 m3. The kinematics of the collapse of the wall was reconstructed from the identification of old markings.

RESUME: Un éboulement des roches arriva à 06:35 heures du 3 décembre de 1985 à la "Paroi Rouge" dans la région de Hallstatt dans la Haute Autriche. Les évènements conduisant a cet éboulement étaient surveillés depuis de 1954, quand une marque de triangulation fut stabilisée au sommet de celle-ci. Cette marque fut reliée à un réseau de marques de triangulation additionelles qui furent stabilisées dans la région. Depuis de 1976, on observait une inclinaison qui croissait jusqu´ au point de déstabilisation en décembre de 1985. En mai et juin de l´année suivante, une surveillance photogrammétrique fut faite par laquelle le volume des roches tombées fut estimé à 32,000 ± 2,000 m3. De plus, il était possible de reconstruir la cinématique de l´éboulement par le moyen de l´identification des anciennes marques.

1 INTRODUCTION

The Section of Geophysics of the Technical University of Vienna has had various areas with mass movements under study for many years. One of the most interesting of these is situated in Upper Austria in a region underlain by a characteristic formation known locally as "Haselgebirge"; the latter dates from the lowermost Mesozoic era and contains halite (salt), shales, anhydrite and other evaporites. When in contact with water this formation becomes unstable so that overlying carbonate blocks of middle to upper Triasic age more or less "float" on it and undergo noticeable displacements. The halite has been mined underground since the middle ages.

One of these carbonate blocks was the "Red Wall" near Hallstatt; in the space of about two decades it slid and tilted so much that it eventually collapsed on December 3, 1985. It is this event which prompted the writing of the present paper.

The study was supported by the Austrian National Foundation for the Advancement of Science, under project No. P 5591. Without this support, the study could not have been made.

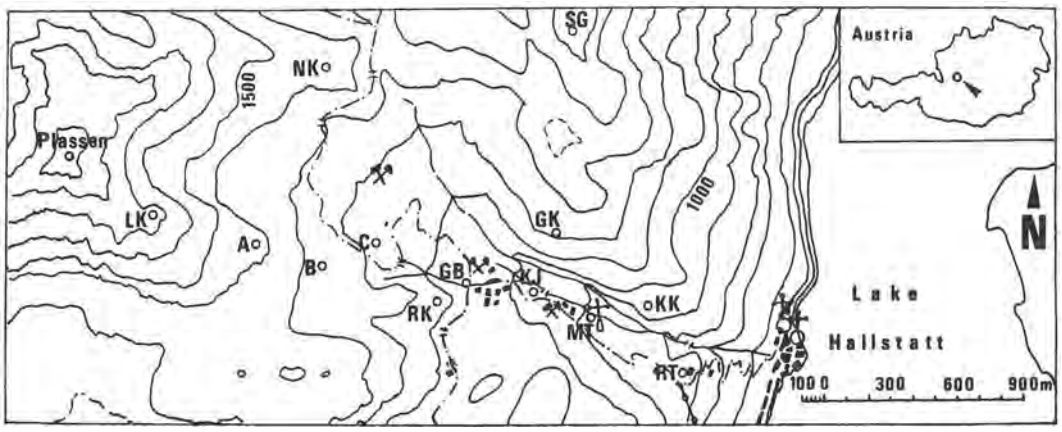


Figure 1. The region of the mass movements above Hallstatt, showing the position of the Red Wall (RK) and of the pertinent bench marks (NK, SG, GK etc.) relating to it.

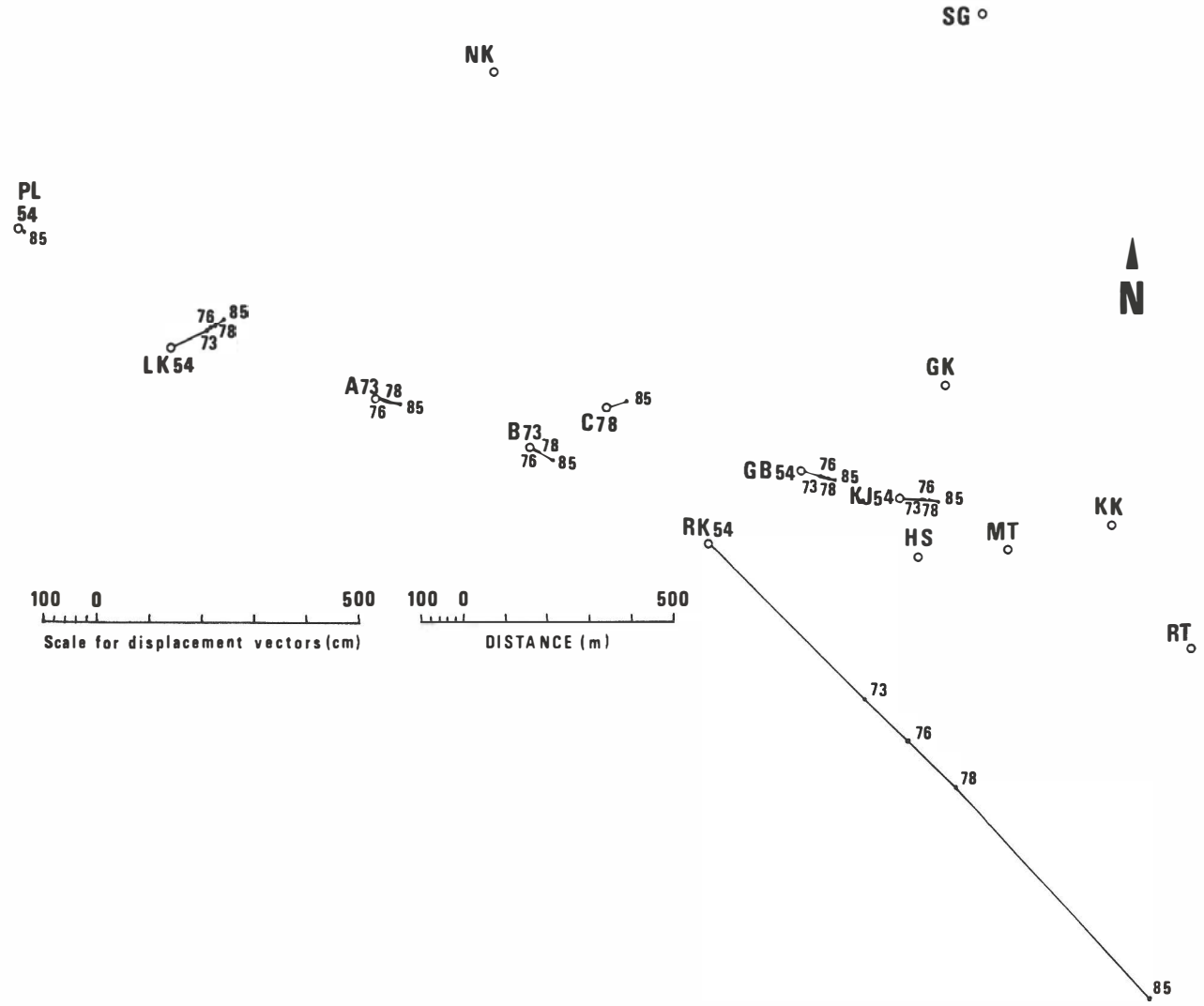


Figure 2 a. Mass movements in the vicinity of the Salzberg above Hallstatt during the year of 1954 to 1985: horizontal components of the displacement vectors. The designation of the bench marks corresponds to that of Figure 1.

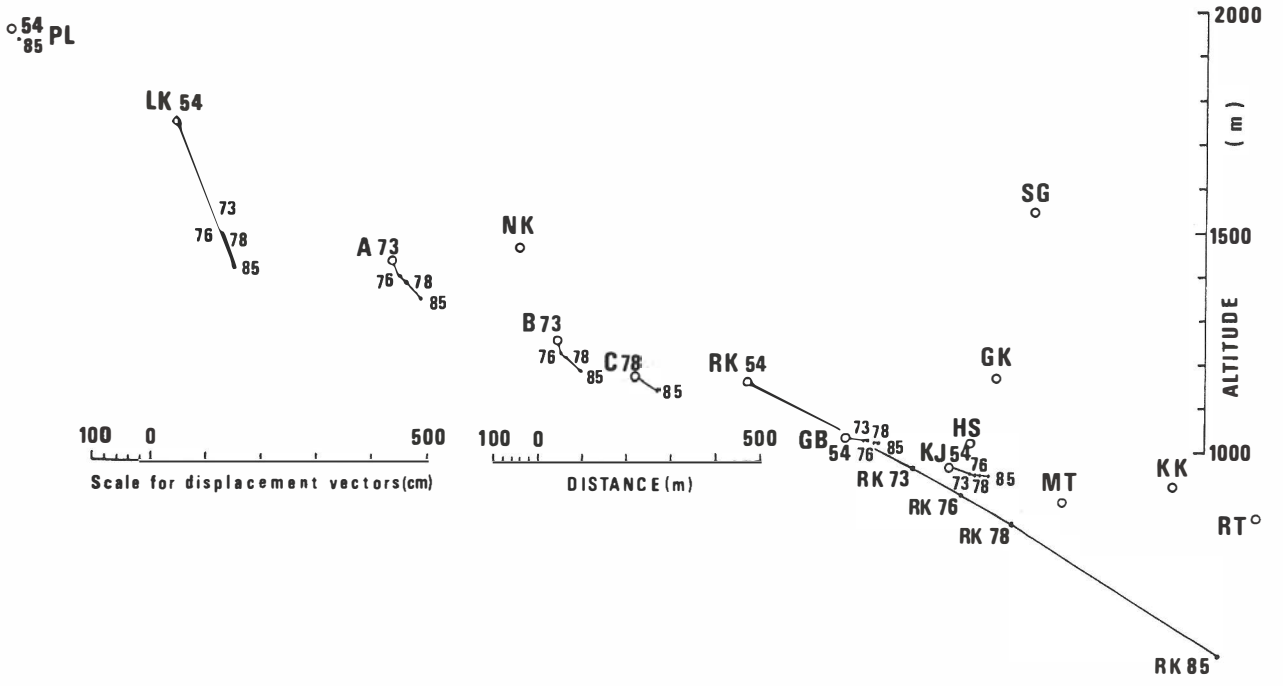


Figure 2 b. The same, but shown are now the vertical components of the displacement vectors.

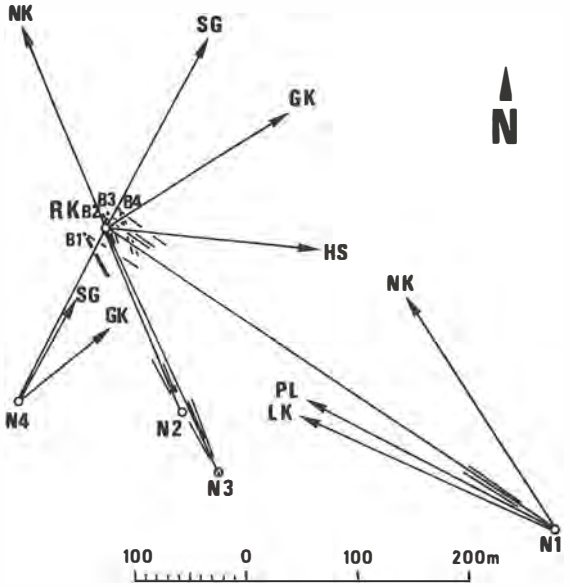


Figure 3. Geodetic subnet for the determination of the tilt-changes of the "Red Wall".

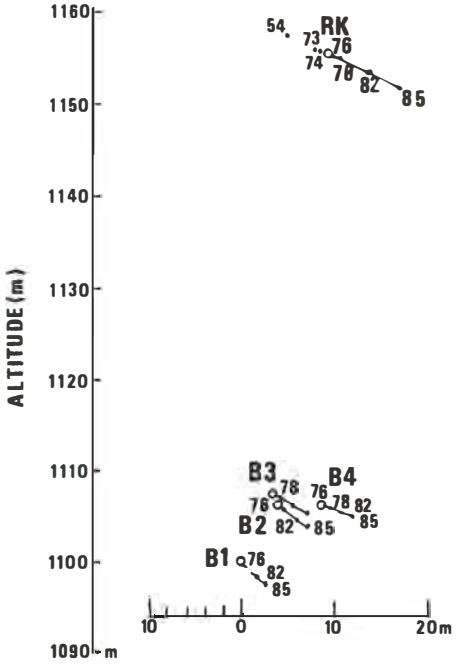


Figure 4 a. Tilting of the "Red Wall": Vertical displacements of bench marks at the top (RK) and the foot (B1...B4) of the wall.

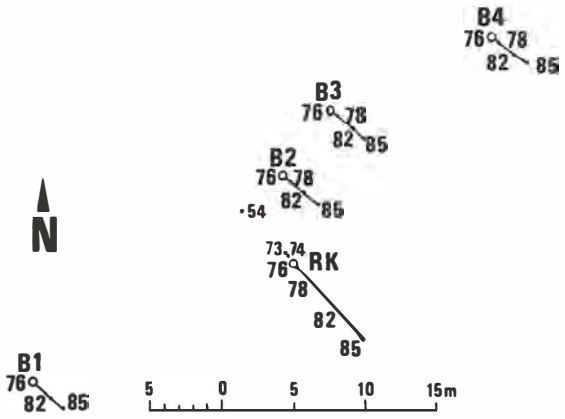


Figure 4 b. The same; - horizontal displacements.

2 LOCATION AND MORPHOLOGY

As noted in the introduction, the area under study lies near Hallstatt in Upper Austria. Fig. 1 gives a sketch map of the location.

Morphologically it is notable that various blocks of carbonates (limestone, dolomite) that overlie the "Haselgebirge" originally conformably are in a state of decay and downhill motion. Thus, not only the "Red Wall" under study, but also other peak elevations in the area (Plassenstein, Lahngangkogel; cf.Fig.1)are severely jointed and have evidently been subject to rapid displacement. Indeed joint measurements in the area yield an inconsistent pattern (Hauswirth and Scheidegger, 1976) which has been specifically tested for randomness (Kohlbeck and Scheidegger, 1985): it turned out that the data are one of the few joint orientation sets which are completely random. This fact is interpreted as a consequence of the rapid and accidental decay of the carbonate blocks lying on the "Haselgebirge", with no tectonic predesign present. Traces of displacements are also visible in the walls of the houses of the "Salzberg" camp which had been constructed by the salt mining company.

The manifest mass movements have induced various Austrian authorities to make studies of the area at various times. The first geodetic survey (by the "Bundesamt fuer Eich-und Vermessungswesen"; BAfEV) dates from 1954. The BAfEV measured also in 1978 and 1985 partly with us. Our institution has made further measurements and studies in 1973, 1974, 1976, 1981, 1982 and 1986. In this fashion the displacements have been under surveillance for 31 years.

3 GEODETIC SURVEYS

3.1 General area

As noted, a first special survey of the surrounding area was made in 1954. For this purpose, 11 bench marks were stabilized. Later, the net was increased to 15 bench marks. Originally the coordinates were determined by triangulation; in later years, trilaterations were also employed. The location of the bench marks is shown in Fig.1.

An evaluation of the data up to 1975 has already been reported by Brunner and Hauswirth (1976) and by Hauswirth and Scheidegger (1976). Further evaluations of data up to 1986 were made at our institute (Kobaschitz, 1977 and internal reports). The data from 1978 and 1985 were evaluated by the BAfEV and were kindly put at our disposal.

When all the results and evaluations are combined, a continuous monitoring of the displacement is obtained from 1954 to 1986. The corresponding presentation is given in Fig. 2 (a and b).

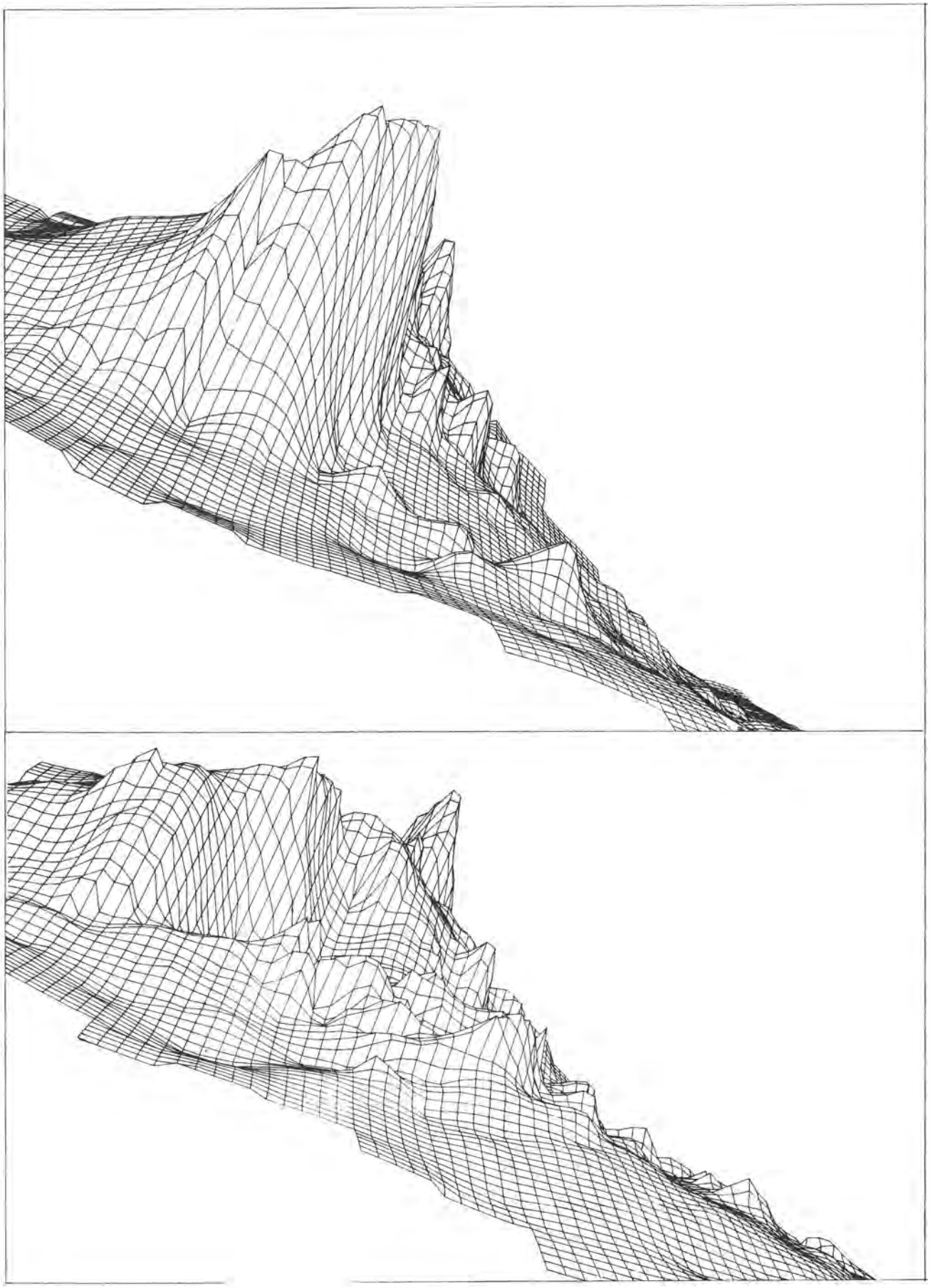


Figure 5. Comparison of "Red Wall" before and after the collapse. Perspective views drawn from air photographs evaluated by the Institute of Photogrammetry of the Technical University Vienna.

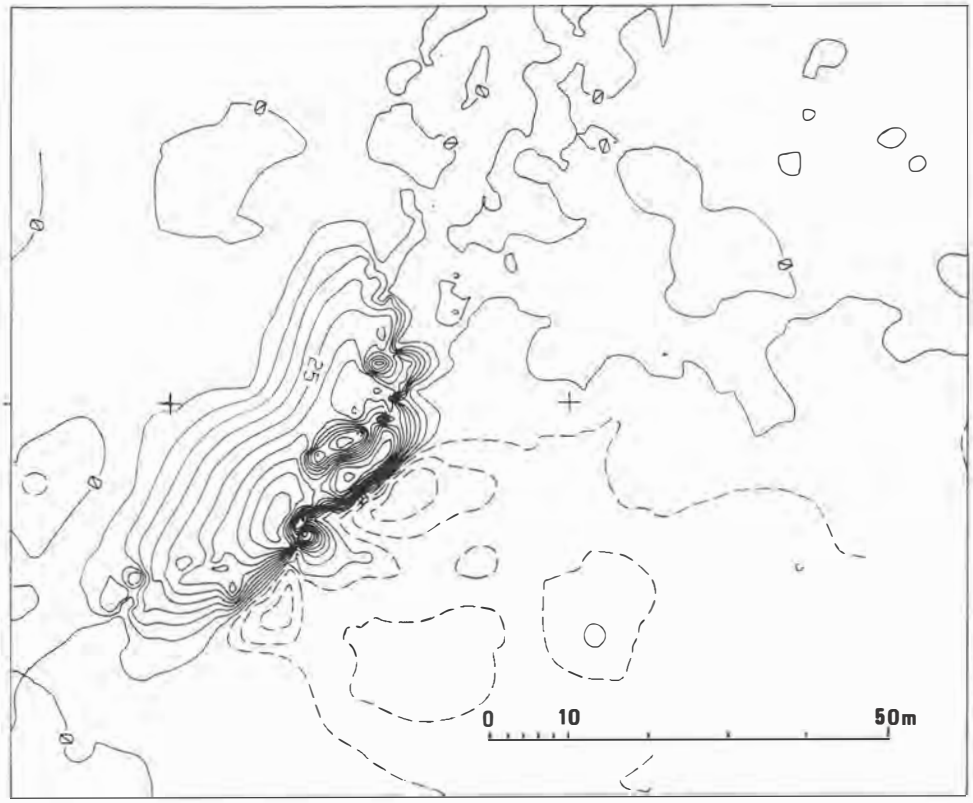


Figure 6. Height differences on "Red Wall" before and after the collapse: solid lines signify a height loss, broken lines a height gain (by deposition of debris).

3.2 Tilt measurements on the "Red Wall"

The geodetic measurements of the years up to 1975 showed clearly an extreme displacement rate for the summit of the "Red Wall". It was not known, however, how far down these displacements would be felt, i.e. whether the "Red Wall" was subject to a sliding or to a tilting motion.

For this reason, a geodetic subnet of lesser accuracy was constructed around the "Red Wall"; it is shown in Fig. 3. In the course of the investigation, additional bench marks were stabilized in the wall as well an in the vicinity of the summit which could be related to points of the main net. Measurements were taken in the years 1976, 1978, 1982 and 1985.
Originally, the displacements were only referred to the local net. However, in 1985, the local net was tied into the regional net. A representation of the results obtained is shown in Fig. 4 (a and b).

4 ROCK SLIDES

4.1 General remarks

The rapid sliding and tilting motions of the "Red Wall" cause the latter to become unstable on several occasions. It was evidently the increasing overhang which caused parts of the wall to break off, until the final, almost complete, collapse of 3 December, 1985.

4.2 Slide of 8 October 1981

The first big slide occured on October 8, 1981 on the north end of the wall. Reportedly, 800 m3 of rock slid off the wall and interrupted the Salzberg forestry road (Anonymous, 1981). The location was visited after the event by our people on 13 an 14 November 1981, amidst much snow and ice. The "Red Wall" presented quite a different appearance from that before (a fact documented by photographs), notably did it appear to have a forward tilt which was much increased.

4.3 Collapse of 3 December 1985

A large rock fall occured around 06:30 h on the date mentioned. It was noted acoustically by workmen in the vicinity; However, no records could be seen of the event on the seismograms from earthqake stations in Austria. No effects could be seen in the salt mine workings below the "Red Wall", either.

The effect of the slide caused the immediate destruction of the forestry road in the vicinity over a distance of 80 - 100 m. Aftereffects of the slide, occuring during the following 24 hours, caused further damage to the road to the South of the slide by the appearance of tear cracks and uplifts.

The changes on the "Red Wall" caused by the slide were assessed qualitatively by the comparison of photographs taken before and after the event. In order to get quantitative information, an aerial survey was investigated by us which could be evaluated photogrammetrically and compared with corresponding earlier surveys (Fig.5). Upon this basis, a mass difference diagram could be constructed (Fig.6). From this, the

volume of fallen rock was calculated as equal to 32000± 2000 m3, somewhat less than had been estimated qualitatively (50000 m3) just after the event. The photogrammetrically obtained results were confirmed by a terrestrial survey, as far as this was possible: many of the bench marks on the wall as well as that at the summit could no longer be found after the collapse.

5 CONCLUSIONS

The particular pattern of motions observed on the "Red Wall" confirms the original assumption that these are caused by gravity effects. The hard carbonate rock material slides downhill on the soft haselgebirge. As a particular rock spur comes into a position of internal instability (overhang) it collapses under the action of internal stress concentrations.

One could attempt to set up a mechanical model of the phenomenon by envisaging an elastic block embedded at the top of an inclined plastic-viscous layer. However, since nothing is known regarding the depth of immersion of the block, specific calculations cannot be made.

REFERENCES

Anonymous 1981. Hallstatt: Rote Wand eingestuerzt. Salzkammergutzeitung No. 41 of 15 Oct. 1981

Brunner, F.K., Hauswirth, E.K. 1976. Geodaetische Untersuchungen einer rezenten Grosshangbewegung bei Hallstatt/Oberoesterreich. Oesterr. Zeitschrift fuer Vermessungswesen 64(1): 1-17

Hauswirth, E.K., Scheidegger, A.E. 1976. Geomechanische Untersuchungen der Grosshangbewegung Hallstatt-Plassen (Oesterreich). Revista Italiana de Geofisica & Sci. Aff. 3(1-2): 85-90

Kobaschitz, J. 1977. Beitrag zur Gelaendeerfassung und Bewegungsbestimmung um den Hallstaetter Bergbau im Jahre 1976 und dessen geophysikalische Bedeutung. 127 p. Diplomarbeit Technische Universitaet Wien.

Kohlbeck, F., Scheidegger, A.E. 1985. The power of parametric orientation statistics in the earth sciences. Mitteilungen der Oesterreichischen Geologischen Gesellschaft 78: 251-265

Mass movements in the Sarmatian clays of the Carpathian Foredeep

Mouvements de masses dans les argiles du Sarmatien des Précarpathes

R.KACZYŃSKI, Warsaw University, Poland
J.MUCHOWSKI, Polish Academy of Sciences, Warsaw, Poland

ABSTRACT: Forming and properties of the Sarmatian clay sediments from various parts of the Carpathian Foredeep and adjacent areas are presented, their influence on mass movements development in Poland, western Ukraine and Moldavia is analysed. In spite of local differences the presence of distinct concurrence is stated. The concurrence refers to both the Sarmatian clays properties and development conditions and stabilization of the slides in these soils.

RÉSUMÉ: L'article présente les conditions lithologiques et les propriétés /geotechniques/ des depôts argileux /sarmatien - tertiaire/ situeés dans de l'avant pays des Carpathes, on a analysé de leur l'influence sur du développement des glissements et autres mouvements de terrain sur le territoire de la Pologne et dans les régions de l'Union Sovietique /Sud-Ouest de la Ukraine, Moldavie/. On a constaté l'existence des convergences disticles, malgré les différences locals conditionnées de la diversité structure géologique et morphologie. Ceci regarde aussi bien les propriétés argiles tertiaires de mème que les conditions du développement et de la stabilisation des glissement de terrain.

1 INTRODUCTION

The area of distribution of the thick /up to about 3000m/ Sarmatian clay series /the Krakowiec clays/ in the Polish part of the Carpathian Foredeep is charcterized by increased intenseness of landslide phenomena. This intenseness also increased in the E and S parts of the foredeep and adjacent areas of Moldavia and Ukraine. The extent of the landslide-affected menace in these areas is such, that above half of the area of some regions in central Moldavia is covered by landslide forms of different ages, mainly stabilized or even transformed, but still making the areas of potential activation of the said processes /Orlov & Timofeeva 1974/.

The analysis of references on the landslide development in the E Carpathian foreland and Moldavia,and comparison of these with observations from Poland lead to conclusions,that in spite of differences in morphology and geological structures of these areas both courses of the processes and slide slope stabilization conditions seem to be similar. Therefore an attempt has been undertaken to more exact determination of convergences and differences, and to explain how far they can be well founded concerning likeness and dissimilarity of development and properties of sediments these areas.

Three following regions with high landslide activities and differentiated with morphology and geological structure are considered /Fig.1/: I - - the South Poland area: mainly the upper Vistula and the lower San valleys - the authors' own investigations; II - the foreland of the Pokucie Carpathians /Ukraine/; III - the area between the Dniester and the Prut rivers /Moldavia/.

2 THE SARMATIAN CLAY SEDIMENTS OF THE CARPATHIAN FOREDEEP AND THEIR DIFFERENTIATION

The occurrence of the thick /hundreds-thousands meters/ clay and sandy-clay sediments of the Upper Miocene is limited almost exclusively to the outer zone of the Carpathian Foredeep, the Sarmatian sediments does not cross the Cracow meridian in the West. In Poland,the Lower Sarmatian clay sediments

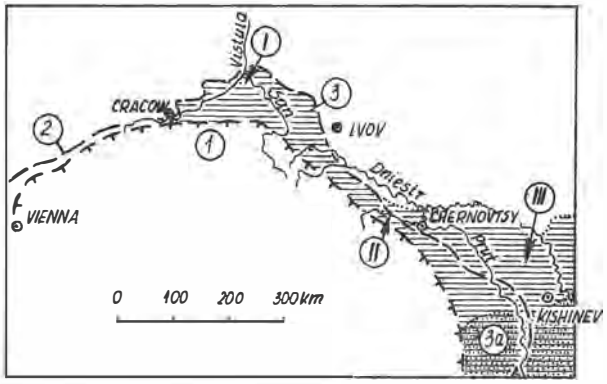


Figure 1. Location of the analysed landslide areas. 1 - the Carpathian boundary, 2 - outer boundary of the Carpathian Foredeep, 3 - area of occurrence of Sarmatian clay sediments /a - with cover of Pliocene deposits/, I,II,III - analysed areas.

/with the similarly developed Upper Badenian sediments/ are usually designated as the Krakowiec clays. This series consits of fine laminated grey and dark grey clays,mudstones and clay shales with numerous inserts of fine sand, silt and bentonite. The coars grained clastic material participation increasing in clays towards the peripheric zones of the Sarmatian basin. A homologue of the Krakowiec series in the E part of the foredeep is the similarly developed sediments of the Dashava series /Vialov 1965/. They mainly consists of grey clays and clay shales inserted with sands and sandstones, and sometimes gravels and tuffites. The Pokucie clays /Wyszyński, Teisseyre &Obtułowicz 1939; Vialov 1965/ are a local facial modification of the Dashava series. They are developed as the fine laminated grey and greenish clays and clay shales with the sand, sandstone and conglomerate inserts. In the foreland of the Pokucie Carpathians they are divided into two levels by a thick /up to 80m/ unit of the Pistyń conglomerates, sandstones and gravels. The upper parts of the Pokucie clays are characterized by numerous sand inserts with brown



Figure 2. Lamination and discontinuity-surfaces of the joint type in Krakowiec clays. Machów.

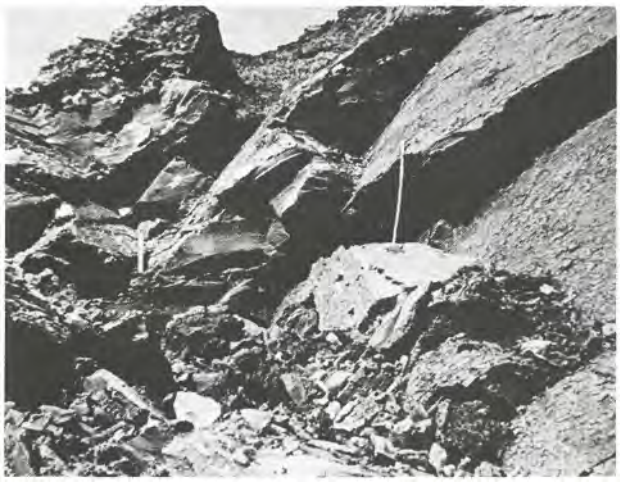


Figure 3. Discontinuities of the slickensides type in Krakowiec clays. Machów.



Figure 4. An example of the weathering of the laminated clays /Krakowiec clays/. Machów.

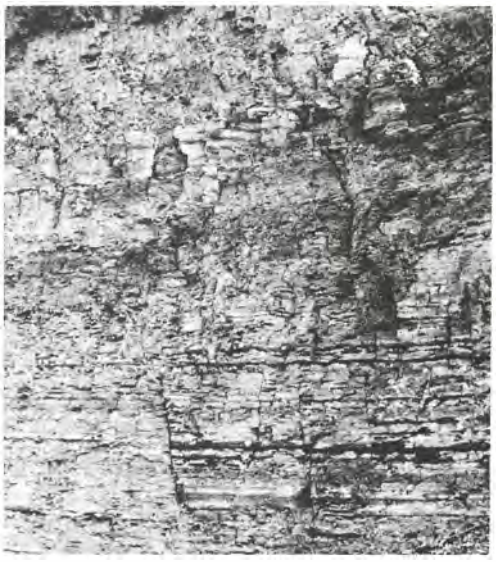


Figure 5. Typical profile of the weathered zone in Krakowiec clays. Machów.

coal.

South from Chernovtsy there occur the Middle and Upper Sarmatian sediments exceeding the limits of the foredeep and covering the peripheral, very lowered parts of the southern slope of the Ukrainian Shield. Inside the foredeep there are mainly deep-water marine clay sediments, in the platform part of the basin passing into the comparatively thick /up to 200m/ series of clays, sands and sandstones sometimes inserted with limestones. The Sarmatian sediments in the South gradually sink under the continuous cover of the Pliocene sediments /developed similarly/.

3 PHYSICAL AND MECHANICAL PROPERTIES OF THE SARMATIAN CLAYS

From the engineering-geological point of view, the massif of the Sarmatian clays should be treated as an heterogenous, anisotropic and discontinuous medium. The soil massif is cut by weakness surfaces, which may be divided into two types: sedimentary surfaces and discontinuities. The weakness surfaces of sedimentary type /$\alpha \approx 0^{\circ}$/ are represented by various laminae intercalations of silty-sand deposits. The surfaces of discontinuity-type /Fig.2,3/ represent structural surfaces of the joint /$\alpha \approx 90^{\circ}$/ or slickenside /$\alpha \approx 45\text{-}50^{\circ}$/ nature.

The Sarmatian clay sediments represented by marine, montmoryllonitic /in Moldavia 45-55%/ and illitic, marly, consolidated, laminated clays. A thickness of laminae /Fig.2/ is varying from less than a millimetre to several centimetres.

The physical and mechanical properties of clays were formed during a long complex geological history, when they underwent several loading and unloading cycles. The results of this is their overconsolidated state. In the natural state the Sarmatian clays are of high strength parameters /Tab.1, Fig.6/. Due to the clay overconsolidation state remarkable changes in strength as a function of time may be expected. When limiting state is reached, a quick decreasing in bearing capacity succeded. The weakness surfaces in the clays effected substantially but differentiately on decrease of strength /to value close to residual strength/.

The Sarmatian clays in Poland are similar both lithologically and in relation to physical-mechanical properties to the Middle and Upper Sarmatian clays of Moldavia and south Ukraine. Generally they are characterized by a higher content of clay particles and higher consolidation rate.

In all areas analysed the Sarmatian clays are very sensitive to exogenic factors /Fig.4,5/. Due to the cyclic drying and getting wet they were trans-

CHEMICAL, PHYSICAL - MECHANICAL PROPERTIES OF THE SARMATIAN CLAYS OF THE CARPATHIAN FORE - DEEP

TABLE 1

PROPERTIES / TERRITORY	MINERAL COMPOSITION	MINERAL COMPOSITION OF CLAY FRACTION	CHEMICAL COMPOSITION (IN WEIGHT) [%]	CLAY FRACTION CONTENT [%]	SPECIFIC DENSITY [Mg/m³]	VOLUME DENSITY [Mg/m³]	NATURAL WATER CONTENT [%]	POROSITY [%]	DEGREE OF PLASTICITY	VOLUME DEFORMATION DURING SWELLING [%]	VOLUME DEFORMATION DURING SHRINKAGE [%]	SWELLING PRESSURE [MPa]	COHESION [MPa]	ANGLE OF INTERNAL FRICTION [°]	RESIDUAL COHESION [MPa]	RESIDUAL ANGLE OF INTERNAL FRICTION [°]	SHORT-TERM INCLINATION OF SLOPE [%]	LONG-TERM INCLINATION OF SLOPE [°]
THE VISTULA AND SAN VALLEYS POLAND N₁S₁	CLAY MINERALS CLAY CARBONATE; QUARTZ, ORGANIC SUBSTANCES SULFIDE IRON, GLAUCONITE BARYTES	MONTMORILLONITE ILLITE ORGANIC SUBSTANCES	SiO_2 = 41-70 Al_2O_3 = 10-23 Fe_2O_3 = 1.2-9.4 CaO = 1.1-21.3 Mg = 0.3-6.4	20 – 60 av. 38	2.63 – 2.77 av 2.69	1.85 – 2.32 av 2.10	10 – 30 av 22	22 – 52 av 32	~1.0 FOR 0.2	1.3 – 12.5	3.4 – 16.6	0.05 – 1.0	0.015 – 0.50 av 0.16	10 – 30 av 18	TO 0.01	5 – 20 av 8-10	35 – 55	7 – 9, TO 20
SOUTH UKRAINE USSR AFTER M.G. KOSTJANOJ 1974 N₁S₂ + N₁S₃	CLAY MINERALS QUARTZ, CALCITE	MONTMORILLONITE HYDROUS MICA KAOLINITE CHLORITE	$SiO_2 : Al_2O_3$ = = 3.52 – 7.05 $SiO_2 : (Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ = 2.96-4.17	> 20 ϕ < 0.001 mm	2.65 – 2.80	1.77 – 2.27	15 – 41	30 – 53	~ 0.04	0.6 – 56	0.6 – 35.2	0.2	0.05 – 0.125	10°50' – 15°40'	—	—	—	—
THE PRUT AND DNIESTR VALLEYS MOLDAVIA, USSR AFTER N.L. SHESHENJA, J.O. TICHANSKI, 1989 N₁S₂	CLAY MINERALS CLAY CARBONATE QUARTZ	MONTMORILLONITE HYDROUS MICAS KAOLINITE	IN THE COMPLEX OF SORPTION ASCENDANCY K^+, Mg^{2+}	33 – 90	—	1.98 – 2.19	20 – 35	32 – 46	HALF-STIFF HARD-PLASTIC	TO 43	4 – 18 max. 32	0.05 – 0.16 max. 0.48	—	—	0.001 – 0.003	5 – 8	28 – 40	5 – 8

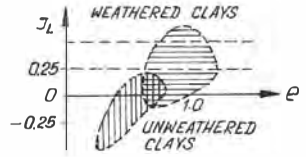


Fig.6.1. DEGREE OF PLASTICITY WEATHERED AND UNWEATHERED CLAYS

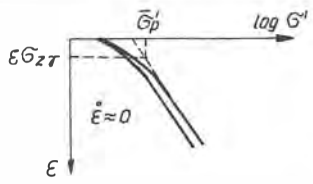


Fig.6.2 LOAD - DEFORMATION BEHAVIOUR

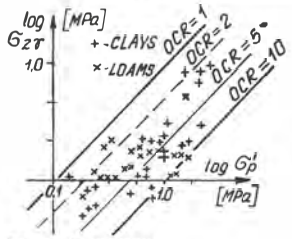


Fig.6.3 OVERCONSOLIDATION RATIO
σ_{zr} - OVERBURDEN LOAD

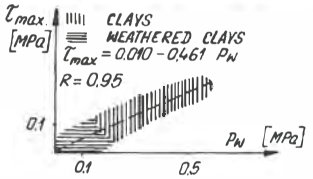


Fig.6.4 VANE RESISTANCE - POCKET PENETROMETER RESISTANCE DEPENDENCE

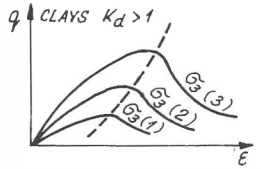


Fig.6.5 STRESS - STRAIN DEPENDENCE

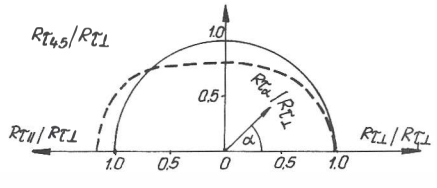


Fig.6.6 COEFFICIENTS OF STRENGTH ANISOTROPY

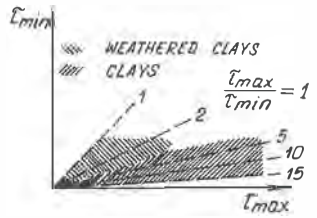


Fig.6.7 COEFFICIENT OF REDUCTION SHEAR STRENGTH $\tau_{max} : \tau_{min}$

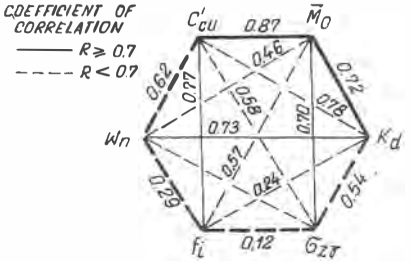


Fig.6.8. INTERDEPENDENCE OF LITHOGENETIC PARAMETERS AND STRENGTH AND DEFORMABILITY OF CLAYS (LINEAR CORRELATION)

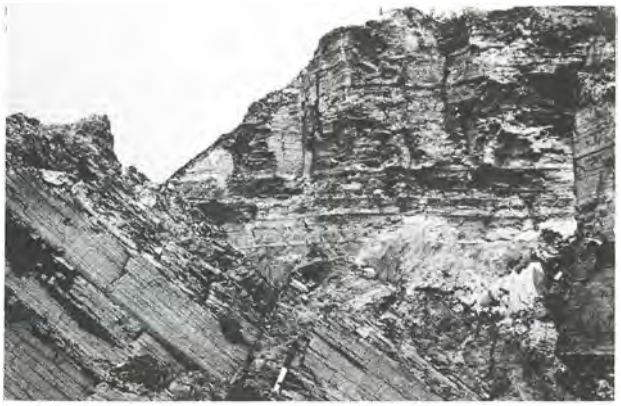


Fig.7.1. Fall in Krakowiec clays. Machów.



Fig.7.2. Slide along discontinuities. Machów.

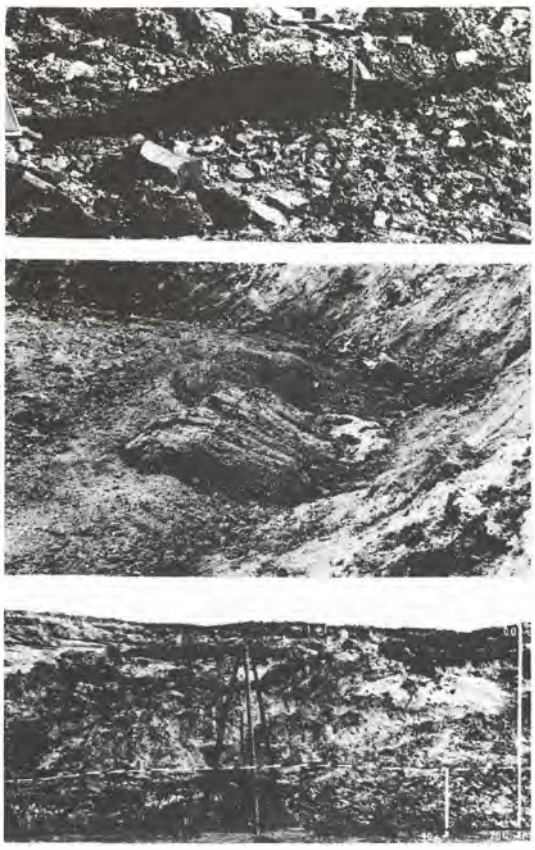


Fig.7.3. Failure by lateral spreading. Machów.



Fig.7.4. Landslide on natural slope of Vistula river valley at Siedleszczany, 1972.



Fig.7.5. Landslide on natural slope of San river valley at Wólka Tanewska, 1972.



Fig.7.6. Landslide on natural slope of San river valley at Wólka Tanewska, 1972.



Fig.7.7. Landslide on natural slope of San river valley at Wólka Tanewska, 1972.

formed from a soil with very favourable properties into a weathering waste with low strength parameters. Related to non-weathered clays, the weathered soils are characterized by higher values of porosity /to 60%/, natural moisture content /to 40%/, and lower values: of volume density /1,7-2,1 Mg/m^3/ and overconsolidation ratio /to 1,1/. These soils may be treated as the unconsolidated or normal consolidated. The values of the angle of internal friction and cohesion are determinated by soil moisture content. In case of the upper part of the crust of weathering /clays with completely transformed primary properties/ the obtained values are characteristic for high soil moisture content during autumn and spring rains. The angle of internal friction range from 3 to 10^0 and cohesion from 0,001 to 0,05 MPa. Soils of the lower part of the weathering cover have respectively 5-10^0 and 0,01--0,1 MPa. The thickness of the weathered zone in the Sarmatian clays in the Vistula and the San valleys ranges from 3 to 5 meters.

4 CONDITIONS OF LANDSLIDE DEVELOPMENT IN POLAND AT THE BACKGROUND OF OTHERS LANDSLIDE-AFFECTED AREAS CONNECTED WITH THE OCCURRENCE OF THE SARMATIAN CLAYS

The landslide-affected areas chosen for comparison differ remarkably from each other both in morphology and geological structure. It highly results from their location in relation to the Carpathian Foredeep limits /Fig.1/. Investigated by the authors the landslide zones of the Vistula and the San valleys /area I/are located distantly from the Carpathian boundary, in the N part of the foredeep, which beyond the border parts is characterized by monotonous development of the Lower Sarmatian clay series. The area II /the foreland of the Pokucie Carpathians/ occurs in the narrowing zone of the foredeep that is in the zone of direct influence of the Carpathians on sedimentation course in the Sarmatian basin. The area III /Moldavia/ lies outside the foredeep in the zone of sinking platform areas.

On the investigated area /area I/ the average height of the major valley slopes range from 15 to 30m, locally reaching 50-60m. The presence of slides or even traces of late activities is seen on almost all slopes of height exceeding 5m and of inclination higher than 10^0. Here the old slide zones /Fig.7/ positively predominate they are generally remarkably transformed by secondary mass movements of vaious range and mechanism /Kaczyński & Muchowski, in print/. The recent activity in these zones is highly differentiated - from complete stabilized slopes to very active ones. The latter are most commonly connected with section of slopes undercut by rivers. The slopes with high degree of saturation of slide material by groundwaters /from sand inserts in clays and from the lower parts of the Quaternary cover/ are characterized of the high activity too. Recently, most landslides develop in weathering cover and inside old colluvial soils. Commonly there are shallow rotational slips and slow earthflow-type displacements.

The primary slides developed in unweathered and intact soil massif are /not commonly/ of the relatively deep rotational slip-type, with rather steep inclined, circular-cylindrical surface of rupture. This surface is usually linked with surface of discontuity existing in the massif, clossing this to deformation process of wedge failure type. In case of steep slopes exceeding 40-50m in height, sometimes failures by lateral spreading are observed. The occurrence of these displacements is particularly seen on escarpment deformations in open-pit mines /Kaczyński 1977/.

Inclinations of the investigated slide slopes are characterized indirectly in diagrams of slope height /H/ vs. its horizontal projection /L/. Such

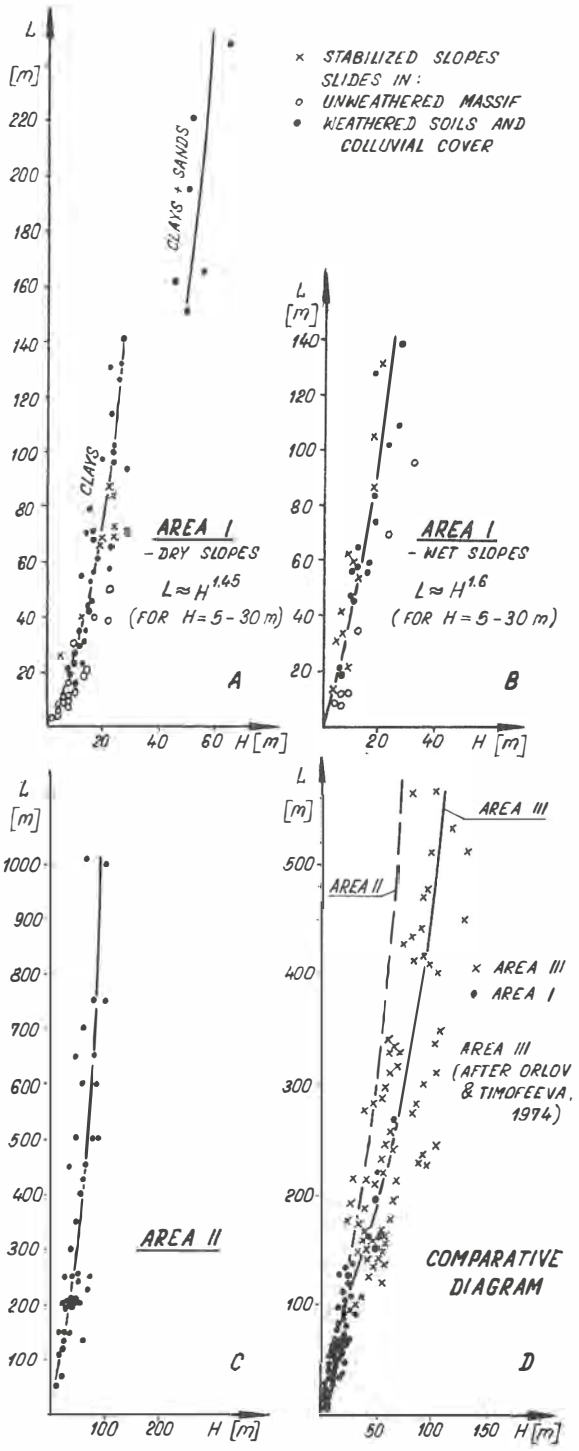


Figure 8. Diagrams of the relation L = f/H/.

a dependency is stated distinctly in case of old slopes formed by numerous generations of mass movements of various ranges and character /Fig.8/ both in the dry /diagram A/ and wet /diagram B/ condition of soil massif. Strayed from the others, points in the upper right part of diagram A relate to the slopes composed of non-cohesive soils in more than 30% of the whole material. It is noticed that some stabilized slopes are characterized by remarkable /higher than average/ inclination. It can be explained by earlier covering the slopes by bushes and trees, efficiently counteracting the long term development of secondary slide processes.

Areas: II /the foreland of the Pokucie Carpa-

thians/ and III /Moldavia/ are characterized by remarkably higher slopes sometimes exceeding 100m and of incomparably wider spread of slides /Teisseyre 1936; Orlov & Timofeeva 1974; Sheshenia & Tikhvinskii 1984/, resulting from very large erosive dismemberment of these areas. In extremal cases the landslide scars nearly reach the divide lines. On the both areas the old slides are strongly transformed by secondary processes.

Most landslides in the foreland of the Pokucie Carpathians are featured by a high water content, connecting with an abundance of groundwaters in sand inserts in the upper Pokucie clays and the Pistyń gravels and conglomerates /Teisseyre 1936/. Slow earthflows predominate among recently developed mass movements. Among wide spread slide zones of frontal- and areal-type one can distinguish the local streamlike landslides. Analysis of the map worked out by Wyszyński, Obtułowicz & Teisseyre /1938/ shows the local occurrence rather well developed natural drainage systems, that is the phenomenon often occurred in Moldavia /Orlov & Timofeeva 1974/ and recently described in Poland /Kaczyński & Muchowski, in print/. The diagram of L=f/H/ dependency set on the base of this map, shows substantial concurrence with the analogues diagram of the Krakowiec clays, particularly with water content /Fig.8/.

Two factors are essential for landslide development in Moldavia /Orlov & Timofeeva 1974; Sheshenia & Tikhvinskii 1984/:

1. The recent substantial tectonic activity in the area expressed in the high value of the earth's crust recent vertical movements /+10mm/a/ and frequent earthquakes of large intensity.
2. The occurrence of rich water-bearing horizons in numerous /sometimes of large thickness/ sand inserts in clays.

The comparison of the diagrams of the L=f/H/ depedency worked out for Moldavia /Orlov & Timofeeva 1974/ and for Poland shows a remarkable concurrence /Fig.8/,but the first is characterized by higher spread of results.It is connected undoubtedly with incomparably higher diversification of the geological structure of the slopes in Moldavia. It is confirmed by the analysis of results cited by Sheshenia & Tikhvinskii /1984/. The analysis shows univocally the remarkably lower value of the average inclination /ca 10^{0}/ characterized for these slopes built mainly of clays /in the upper parts/. There is an analogue in relation to the slopes in the Krakowiec clays.

In comparison with the Krakowiec clays /7-9^{0}/ the slighty lowered limiting value of static slope inclination in Moldavia /5-8^{0}/ is probably conditioned by earthquake effects. The high water content of the slide slopes with simultaneous substantial admixture of montmorillonite in the sand inserts, determine their liquefaction capacity under the influence of quakes. As the result there are frequent phenomena of forming the landslides connected with spontaneous liquefaction.

5 CONCLUSIONS

The comparison of the physical, mechanical and mineralogical properties of the clay sediments from various parts of the Carpathian Foredeep shows numerous concurrence,reflected also in similar conditions of slide developments and in approximate geometric parameters. Some differences result from a higher content of noncohesive soils /sand, sandstones etc/ in the clay series of the S part of Ukraine,and from generally lower overconsolidation ratio of the latter in comparison with the Krakowiec clays.

The foloowing features of the soil medium are substantial for the slide development in the Sarmatian clay sediments:

1. The common presence of the weakness surface influences on lowering the soil strength in the massif and facilates its water content increas.
2. Very high sensitiveness for actions of atmospheric factors.

When the factor 1 conditioning stability of slopes formed in the unweathered massif, the factor 2 /beside the degree of saturation/ determines the behaviour of slopes in the subsequent development stages.

The slope stabilization is a long term process /tens - hundreds years/, depending much on the water content conditions in the soil massif. However, a natural drainage system may originate and a landslide zone completely or almost completely stabilized even when the massif is strongly saturated with water.

On the analysed areas the slopes in the Sarmatian clays reach a completely stabilization, when their inclination are equal 5-8^{0}. In exeptionally favourable conditions /a dry massif, good surface water run-offs, dense brushwoods and groves/ stabilization of landslides may even occur with inclinations of 16-20^{0}.

Attention should be paid to marked similarities in properties of the Sarmatian clay sediments from the Carpathian and Caucasus Foredeeps, and conditions of development and character of landslides reported from the two regions /see also Moniushko 1974/. It is concluded that carrying out the common and coordinated research programme on properties and proneness to forming the landslides in the Neogene clay sediments entering into the composition of the Carpathians-Caucasus foreland molasse zones or even the European Alpide zone.

REFERENCES

Kaczyński, R. 1977. Engineering-geological estimation of the influence of weakness surfaces on the stability of slopes built of Krakowiec clays in the area Tarnobrzeg. Wars. Univ., Bull.of Geol. 22: 5-60.

Kaczyński, R. & J.Muchowski /in print/. Mass movements on natural slopes composed of Krakowiec clays /Southern Poland/. Bull. of IAEG.

Kostianoi, M.G. 1974. Vlianie uslovii formirovaniia i sostava neogenovykh glin iuga Ukrainy na ikh inzhenerno-geologicheskie svoistva. In: G.I. Moliavko /ed./, Inzhenerno-geologicheskaia kharakteristika osadochnykh porod Ukrainy, p.102--130. Kiev: Naukova dumka.

Moniushko, A.M. 1974. Inzhenerno-geologicheskaia otsenka sarmatskikh glin. Moskva: Nauka.

Orlov, S.S. & T.A.Timofeeva 1974. Geodinamicheskie protsessy v Moldavii i borba s nimi. Kishinev: Shtiintsa.

Sheshenia, N.L. & I.O.Tikhvinskii 1984. Geologicheskie i zonalno-klimaticheskie osobennosti formirovaniia opolznei. Moskva: Nauka.

Teisseyre, H. 1936. Matériaux pour l'etude des éboulements dans quelques région des Karpates et des Subkarpates. Annal. de la Soc.Géol. de Pol. 12: 135-192.

Vialov, O.S. 1965. Stratigrafia neogenovykh molass Predkarpatskogo progiba. Kiev: Naukova dumka.

Wyszyński, O., J.Obtułowicz & H.Teisseyre 1938. Carte géologique de l'avant-pays des Karpates de Pokucie, feuille de Kuty, 1:50 000. Serv.Géol.de la Soc.An. "Pionier". Lwów.

Wyszyński, O., H.Teisseyre & J.Obtułowicz 1939. Le levé géologique de l'avant-pays des Karpates sur la feuille de Kuty. Annal.Soc.Geol.Pol. 15: 1-28.

Le glissement du Mont Leté

Mount Leté landslide

A.PICCIO, Département des Sciences de la Terre, Université de Pavia, Italy

RESUME: Le glissement du M.Leté se développe dans les micaschistes des Alpes Méridionales près du village de Dorio sur le lac de Como. On y distingue 4 zones: la niche du front à la cote 1120 m, où il y a des blocs en mouvement de renversement et translation; la zone de roulement des blocs dans un couloir; l'accumulation du débris; la zone de transport par un torrent jusqu'au lac, à la cote 200 m. Les études ont mis en évidence que: ce glissement est une reprise de mouvement d'un vieux et très large glissement; les discontinuités qui isolent les blocs sur le front peuvent être mises en corrélation avec des lignes téctoniques régionales; l'intensité de pluie joue un rôle très important sur le mouvement du débris; l'abondance de mica favorise la désagrégation du débris et aussi donne fluidité à la boue du torrent.

ABSTRACT: The Mount Leté landslide develops in the micaschists of Southern Alps near the village of Dorio, on the Como lake. Four zones have been there recognized: the head, at 1120 m el., where blocks are moving by toppling and translation; the zone of block rolling in a gully; the debris storing; the zone of transport by a stream down to the lake, at 200 m el. The studies put in evidence that: this movement is a revival of an old and very great one; the discontinuities separating the blocks in the head can be related to regional tectonic lines; rain intensity plays a very important role on the moving of the debris; the abundance of mica makes easier the debris disaggregation and gives fluidity to the stream mud.

1 APERCU GEOLOGIQUE ET HISTORIQUE

Le glissement du Mont Leté se trouve sur la bordure du lac de Como (Italie du Nord) dans les Alpes Méridionales (fig. 1). La formation géologique de base est celle de l'embasement cristallin sudalpin des Alpes Méridionales, bien connu comme "Scisti dei Laghi" Auctt., de âge pré-Westphalien.

Cette formation, de largeur environ 15 km, se développe selon une allure est-ouest sur plusieures dizaines de km entre les Alpes proprement dites au nord, de quelles est separée par la ligne tectonique Jorio-Tonale, et les formations sédimentaires au sud. Dans l'endroit considerè, il s'agît plus exactement de micaschistes foncés à deux micas et à grenats, qui peu au nord du site du glissement passent à gneiss (Mottana et al. 1985). La schistosité a, en général, une direction est-ouest avec inclinaison de 75° vers le sud.

Le glissement en question est une reprise de mouvement dans une petite bande d'une large niche, etendue sur plus qu'un km, qui faisait partie d'un vieux glissement. En effet, l'allure circulaire de la grande niche et le recouvrement en éboulis (fig. 1), d'une épaisseur jusqu'à m 40 (verifiée lors de l'execution des tunnels de la nouvelle R.N. 36 en variante), témoignent d'un mouvement très étendu qui eut lieu après la retraite du glacier responsable de la formation de la cuvette actuellement remplie par le lac de Como.

La chute de blocs des parois du front actif est connue dès plusieures dizaines d'années mais c'est seulement à partir du printemps 1982 que, après de fréquents et petits détachements, à la suite de pluies à haute intensité, des éboulements très importants ont commancés. Parmi les autres, un éboulement pendant l' été 1985 aboutit à un écoulement de debris dans le village de Jorio, près du lac. De plus, le recul du front menace une route vicinale et un village de maisons touristiques qui ont été bâties au Mont Leté dans ces dernières années.

2 LE GLISSEMENT ACTIF

Dans tout le développement du glissement à partir de la cote 1120 m jusqu'au lac on peut distinguer 4 zones différentes quant à mecanique du mouvement et dimensions du matériau instable. Ces zones sont mises en évidence dans les figures 1 et 2.

2.1 La niche du front

Au sommet d'un vieux couloir, égal à bien d'autres dans la grande niche, plusieurs blocs se sont detachés et le vieux front est devenue à nouveau actif. Le mouvement doit avoir commencé sur le flanc sud du couloir par renversement et chute de prismes; après, des blocs plus en haut ont commencé à glisser par manque de soutènement, en agrandissant de plus en plus le front instable vers le flanc sud et vers le haut.

La surface active a maintenant un'aire d'environ 5000 m^2, sur une dénivellation de 50 m; les blocs rocheux instables, de volume jusqu'à 20 m^3 chacun, sont délimités par des discontinuités structurales, fractures, qui ne coïncident pas avec la schistosité, toujours très serrée. Pour aboutir à un modèle géomécanique du massif en mouvement on a fait des levés sur place et des essais en laboratoire suivant les méthodes proposées par ISRM (1977) et par Barton & Choubey (1977). En particulier, on a agi d'une façon statistique sur le flanc gauche, où l'espacement entre les blocs est réduit et l'affleurement de roche est assez étendue et on a considéré chaque bloc séparément sur le front en haut, où l' espacement est ample et il y a beaucoup de couverture végétale. Dans les figures 3, 4 et 5 sont reproduits des exemples de données relevées.

On peut noter que le mouvement de renversement sur le flanc gauche dépend du fait qu'il n'y a pas des surfaces à faible inclinaison et que l'espacement est serré, tandis que en haut ces conditions sont tout à fait différentes et y prévaut la translation.

Dans la fig. 6 une situation simplifiée est esquissée à titre d'exemple pour un bloc qui pourrait glisser: au moyen des levés et essais cités plus haut on a obtenu les paramètres annotés et on a calculé la résistance au cisaillement résiduelle et de pic (Barton & Choubey, op.cit.) et le coefficient de sécurité F pour différentes hateurs d'eau dans les discontinuités (A= eau absente). L'exemple confirme l'importance de la présence d'eau en pression, et de la glace aussi, dans les frac-

tures du massif rocheux. Des calculs complets, qui tiennent compte de la forme tridimensionnelle des blocs, sont en cours et seront publiés prochainement.

2.2 Le couloir

Les blocs detachés du front roulent et se brisent le long d'un couloir de longeur 300 m sur une dénivellation de 300 m et de inclinaison variable à cause de tronçons verticaux où affleurent des filons basiques; pendant le trajet, aussi des morceaux de roche en place sont arrachés. Le roulement se produit surtout lorsque il y a de l'eau dans le couloir, c'est-à-dire pendant les pluies saisonnières et les orages d'été.

2.3 La zone d'accumulation du débris

A la réduction de pente aux pieds du couloir, à la cote 850 m, le materiau se dépose en éventail sur une surface de 3.000 m^2 environ; l'amas de débris est instable et a une épaisseur très variable pendant l'année, en fonction des apports du couloir et des décharges en aval. Les dimensions des cailloux sont hétérogènes, bien que très inférieures à celles de départ, et vont de quelque m^3 à quelque cm^3. Dans cette zone il y a une nappe phréatique pérenne, qui jaillit à des cotes qui changent selon les saisons et qui s'ouvre des voies toujours différentes.

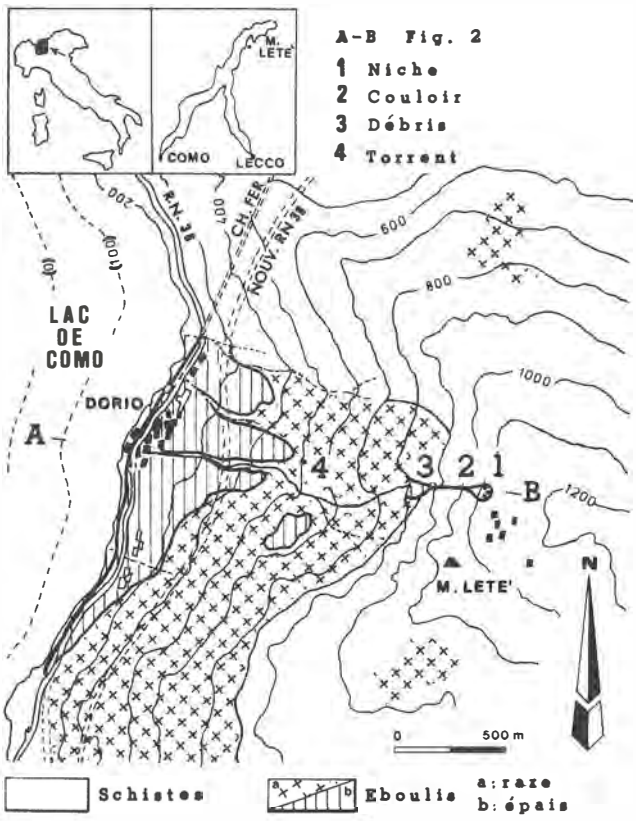


Figure 1. Planimétrie de la zone étudiée.

2.4 Le torrent

A partir des émergences du corps détritique, un cours d'eau se dirige en aval: après une bande où le parcours peut changer seulement à la suite de pluies particulièrement intenses, le torrent entre dans une vallée, petite mais bien gravée. Avec un parcours de 1400 m et une dénivellation de 500 m traverse le village de Dorio et se jette dans le lac de Como.

Pendant ce voyage, les blocs et cailloux repris de la zone d'accumulation en temps de crue subissent une ultérieure draconienne réduction de diamètre. L'abondance de mica favorise la désagrégation du débris et la formation de sable. La mica va aisement en suspension et pendant les crues donne fluidité à la boue du torrent qui en aval a tendance à sortir de son lit, aidée aussi par la présence, sur son chemin, de rétrécissements tels que les ponts de la R.N. et du chemin de fer, contre lesquels peuvent se bloquer des arbres arrachés par la violence des eaux.

3 ETUDES ULTERIEURES ET OUVRAGES D'ASSAINISSEMENT

Des mesures doivent être faites à la niche du front pour connaître vitesse et profondeur du mouvement, et position des nappes aquifères. On prévoit de placer des témoins de surface et des inclinomètres et piézomètres dans des forages. Dans la zone d'accumulation du débris, par des essais géophysiques et des sondages, les épaisseurs du débris et de la nappe aquifère seront déterminés.

Quant aux ouvrages d'assainissement de la niche, comme les blocs se meuvent en succession de l'extérieur à l'interieur, on envisage la possibilité d'utiliser sur le front encore stable des tiges d'ancrage, de tir et longeur à établir par les mesures à faire. Les blocs désormais détachés pourraient être fixés sur place par des boulons d'ancrage.

A l'aval du débris, 3 épis filtrants ont été batîs le long du torrent mais ils ont été rapidement comblés. Un nouveau épis de longeur 50 m est en construction dans la zone d'accumulation du débris et l'observation de son comportement sera très utile pour décider d'autres ouvrages semblables. Dans le torrent, il faudra garantir toujours un déblayage du lit afin que les crues puissent aller vite vers le lac sans déborder; dans ce but, les sections particulières du lit et la portée des

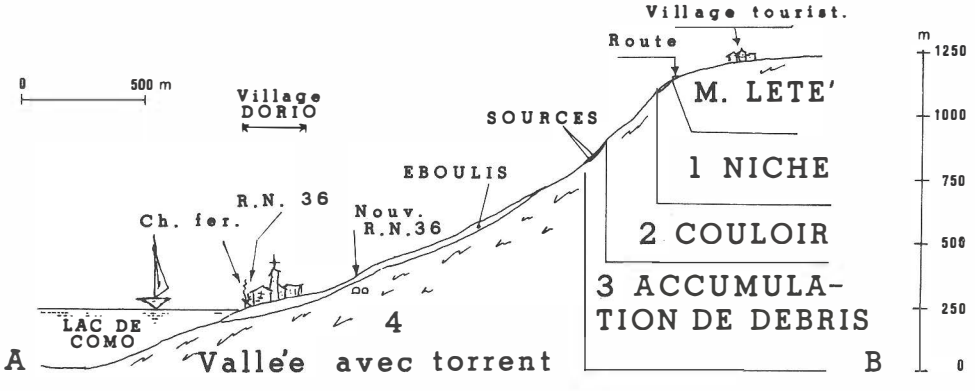


Figure 2. Coupe en long du glissement du M.'eté.

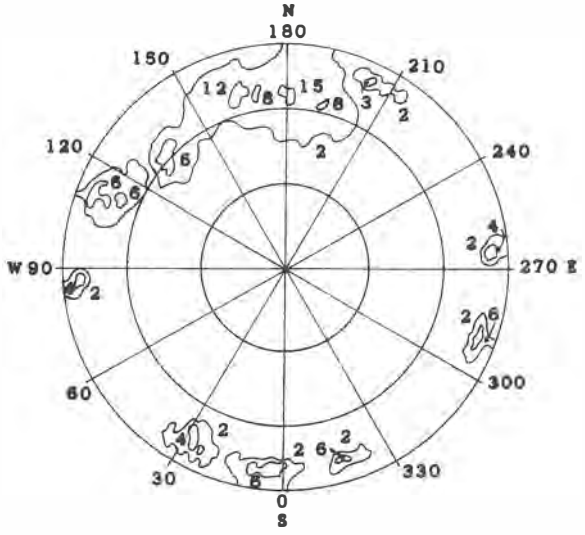


Figure 3. Orientation des plans de discontinuité dans le flanc sud (Proj. de Schmidt, hémisph. inf.).

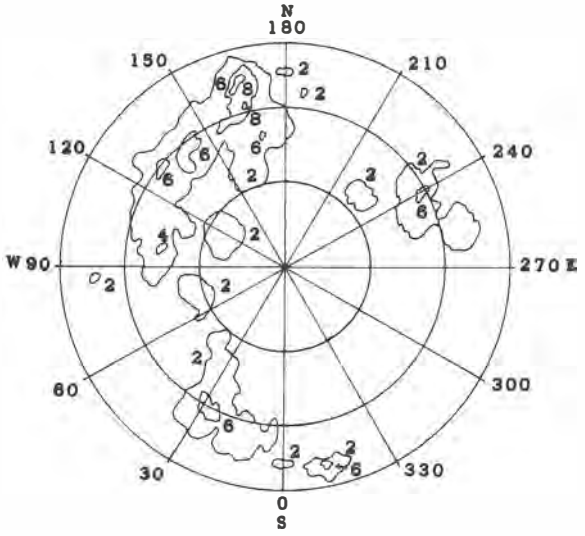


Figure 4. Orientation des plans de discontinuité dans le front en haut (Proj. de Schmidt, hémisph. inf.).

ponts de la R.N. et du chemin de fer devront être vérifiées en tenant compte des dernières crues exceptionnelles.

4 COMMENTAIRES ET CONCLUSIONS

L'étude du glissement du M. Leté se situe dans des plus amples recherches en cours sur les risques géodynamiques du bassin hydrographique du lac de Como. Les récents études déjà publiés (Gianotti et al. 1986) ont montré que dans cette région ce sont les formations métamorphiques les plus soumises à ces risques; des données générales sur les glissements dans la formation des "Scisti dei Laghi" sont présentées à ce même symposium (Piccio 1988).

Le mouvement du M. Leté est particulièrement intéressant à être étudié car il se développe le long d'une vallée, à partir du stade initial de détachement du front jusqu'au stade final de désagrégation complète du débris, au niveau de base du lac, sans qu'il y ait de autre apport de materiau, ni par glissements ni par rivières confluentes. L'étude a mis en évidence les suivants points, entre autres:

- le type de mouvement au front (renversement ou glissement) dépend non seulement de l'orientation des discontinuités par rapport à la pente du versant, mais aussi de leurs espacements.
- La schistosité, bien que très développée, joue un rôle tout à fait secondaire sur la stabilité du front.
- L'intensité de pluie exerce une influence considérable sur l'équilibre soit des blocs au front où, à conditions égales de morphologie des discontinuités, peut favoriser l'accumulation et l'instauration de pressions d'eau, soit du débris aux pieds de couloir, qui est entraîné vers aval lorsque il y a des pluies exceptionnelles.

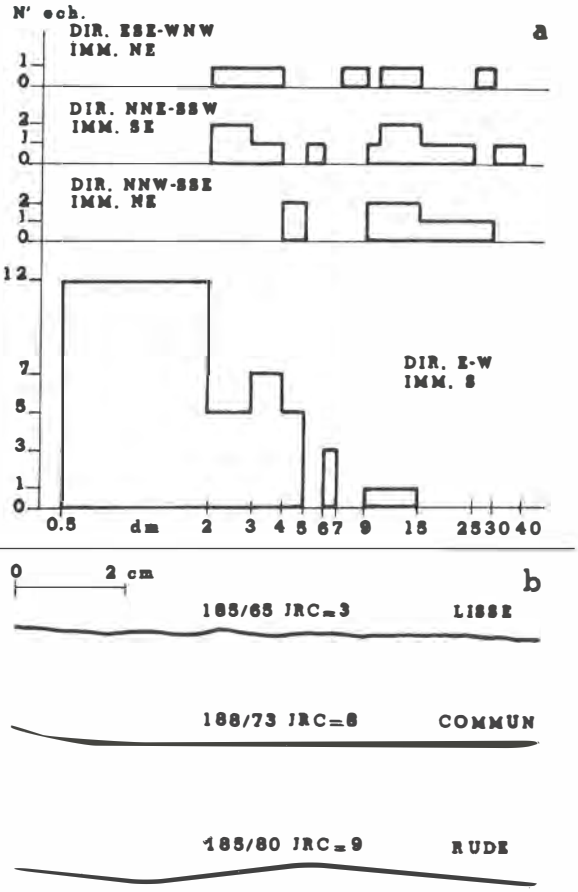


Figure 5. Exemple de distribution de l'espacement (a) et de la rugosité (b) dans le flanc sud.

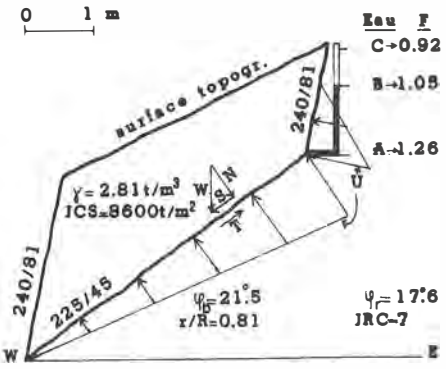


Figure 6. Conditions de stabilité (simplifiées) pour un bloc dans le front en haut.

- La composition minéralogique, avec abondance de mica en lits iso-orientés, facilite, pendant le transport, le passage de blocs à sable. Le comportement de la mica à l'eau courante aide à comprendre la considérable fluidité de la boue transporté pendant les crues.

Quant aux rapports entre les discontinuités mesurées sur le front stable et la téctonique régionale, on a constaté, comme déjà dans d'autres études (Piccio 1982 et 1983), qu'il y a une correspondance entre les deux. Les groupements qui prévalent ici ont directions dans les secteurs ENE-WSW et NW-SE. Le premier, le plus nombreux, correspond à un système de lignes téctoniques pour la plupart compressives qui ont joué un rôle principal lors de la mise en place des unités structurales (Gianotti & Perotti 1986); une de ces lignes, "Linea della Val Grande", se trouve peu de km au sud de M. Leté. Le deuxième groupement se rattache à un système tectonique plus récent à caractère transcourant.

REMERCIEMENTS

Cette étude a été financée par les contributions du Ministère de l'Education Nationale (MPI 40%) à la recherche "Instabilité des versants et méthodes d'assainissement", coordonnateur prof. V. Cotecchia.

REFERENCES

Barton, N. & Choubey, V. (1977). The shear strength of rock joints in theory and practice. Rock Mechanics, 10: 1-54.

Gianotti, R. & Perotti, C.R. (1986). Introduzione alla tettonica e all'evoluzione strutturale delle Alpi Lariane. Mem.Soc.Geol.It., 32: sous presse.

Gianotti, R., Perotti, C.R., Piccio, A. (1986). Fenomeni di dissesto idrogeologico nel bacino lariano (avec map 1:50.000). Mem.Soc.Geol.It., 32: sous presse.

ISRM (International Society for Rock Mechanics) (1977). Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. Int.J.Rock.Mech.Min. Sci. & Geomech.Abstr., 15: 319-368.

Mottana, A., Nicoletti, M., Petrucciani, C., Liborio, G., De Capitani, L. & Bocchio, R. (1985). Pre-alpine and alpine evolution of the South-alpine basement of the Orobic Alps. Geol.Rund., 74 (2): 353-366.

Piccio, A. (1982). Proprietà geomeccaniche degli "Scisti di Edolo"; I- Orientamento, frequenza e resistenza a taglio delle discontinuità. Atti Ist.Geol.Univ. Pavia, XXX: 161-170.

Piccio, A. (1983). Engineering geology studies for underground structures in the "Edolo Schists" formation. Proc.Int.Symp. on Eng.Geol. and Under.Constr., 1:125-133, Lisboa.

Piccio, A. (1988). Slope movements in the "Scisti dei Laghi" (Como District, Southern Alps, Italy). Proc. V ISL: sous presse, Lausanne.

Slope movements in Scisti dei Laghi (Como Lake, southern Alps, Italy)

Glissements de terrain dans les Scisti dei Laghi (lac de Côme, Alpes méridionales, Italie)

A.PICCIO, Earth Science Department, University of Pavia, Italy

ABSTRACT: The paper deals with the slope movements surveyed in "Scisti dei Laghi" (Lake Schists) Formation outcropping in the catchment basin of the Como lake. These schists constitute the cristalline basement of Southern Alps. In all, 67 landslides have been mapped, 33 quiescent and 34 active, and 26 km of active crests. Landslides belong mostly to translative slides and to falls. The density of landslide and of active crest is compared with those surveyed in the Alpine and sedimentary formations that outcrop near the Como lake. "Scisti dei Laghi crests seem more prone to give rise to landslides than the other investigated formations. The areas occupied by the displaced material have also been examinated and the most dangerous landslides have been put in evidence. Studies are yet in progress on geomechanical properties.

RESUME: L'article traite les glissements de terrain levés dans la formation "Scisti dei Laghi" (Schistes des Lacs) qui affleure dans le bassin hydrographique du lac de Como. Ces schistes constituent l'embasement cristallin des Alpes Méridionales. On a étudié les glissements, actifs et en repos, et les crêtes actives. Au total, on a enregistré 67 glissements, 33 desquels en repos et 34 actifs, et 26 km de crêtes actives. Les glissements sont surtout des chutes et des translations. Les densités des glissements et des crêtes actives ont été comparées avec celles des formation des Alpes et sédimentaires qui affleurent dans le bassin du lac de Como. Les crêtes des "Scisti dei Laghi" donnent origine à des glissements plus aisement que les autres formations. On a examiné aussi les sites occupés par le matériau déplacé et les glissements les plus dangereux ont été mis en évidence.

1 PURPOSE OF THE WORK

The Earth Science Department of Pavia University has in progress studies and investigations, in the ambit of the national scientific research theme "Slopes instability and remedial methods" financed by the Ministry of Education, on the instability of slopes in the Southern Alps, Como district (Northern Italy). These studies comprise two themes: detailed investigations on single landslides and widespread researches on the instability of various areas. An example of the former is the paper, submitted to this same Symposium, on Mount Leté landslide (Piccio 1988).

On the latter theme, at the Varenna Meeting in 1986 on the geology of Lario Alps, a map at the scale 1:25000 on the geomorphology hazards in the catchment basin of the Como lake has been produced. The same survey has then been published at the scale 1:50000 (Gianotti et al. 1986).

This study showed that, among the various rock formations present in Como mountains, the metamorphic ones have the greatest number of slides per unit area of outcrop. Metamorphic rocks in Como Alps belong to two distinct structural units: Alps s.s. and "Scisti dei Laghi" (Lake Schists), cristalline basement of Southern Alps. This latter formation is now being investigated in order to achieve a better knowledge of geomorphologic and geomechanical processes governing its instability phenomena.

In this paper data so far collected by surveys, photo interpretation and inquiries among local authorities, are concisely exposed; prevalently, they refer to morphology, type and geometry of the landslides. Their geomechanical properties are still under study and they will be published later.

2 LOCATION AND GEOLOGY OF THE AREA

2.1 Acquired information

The formation "Scisti dei Laghi" is present with continuity over 220 sq. km in the northern part of the catchment basin facing Como lake. It occupies both the sides of the basin with an east-west lying and extends outside as far as river Adda, in Valtellina, towards east and beyond Lake Maggiore towards west.

Como lake is 200 m deep and fills a basin of glacial origin, with SW-NE trend. Numerous valleys, especially in the western side, come into the lake with a W-E trend. Elevations rise in a few km from 200 m, near the lake, to the mountains where the highest elevation is Mount Legnone 2609 m. A detailed list of published studies on climatology, geomorphology and engineering geology of Como region is reported in a cit. paper (Gianotti et al. 1986).

The structural unit of "Scisti dei Laghi" formation is better defined as cristalline basement or lake massif. Essentially, there can be recognized, as lithotypes, micaschists and clear gneiss ("Gneiss Chiari" Auctt.) (fig. 1). "Gneiss Chiari" outcrop in the eastern side of the area, near the contact with the southern sedimentary formations and with Val Grande tectonic line. They are composed by K feldspar, plagioclase, quartz and muscovite. Micaschists occupy almost all the studied area. They are dark rocks with biotite or with two micas and garnets, changing to gneiss towards north in the east side of the basin. In the west side there can be recognized micaschists as well as micro-gneiss, amphibolites and mylonites.

A pre-Westphalian age is ascribed to "Scisti dei Laghi" but various metamorphic events have been recognized, the last being the Alpine event. Schistosity of the formation prevalently strikes E-W and dips towards south.

Principal faults of the region have a E-W strike (Gianotti & Perotti 1986). The most important is Insubric Line, separating Southern Alps from Alps s.s.; some triassic sedimentary rocks are there present. Musso Line, with sedimentary rocks too, in the west and Val Grande Line in the east side belong completely to the cristalline basement. Grona and Orobic Lines mark the southern limit of the area.

These faults have worked probably many times in the past, while no evidence is known on their eventual recent movements.

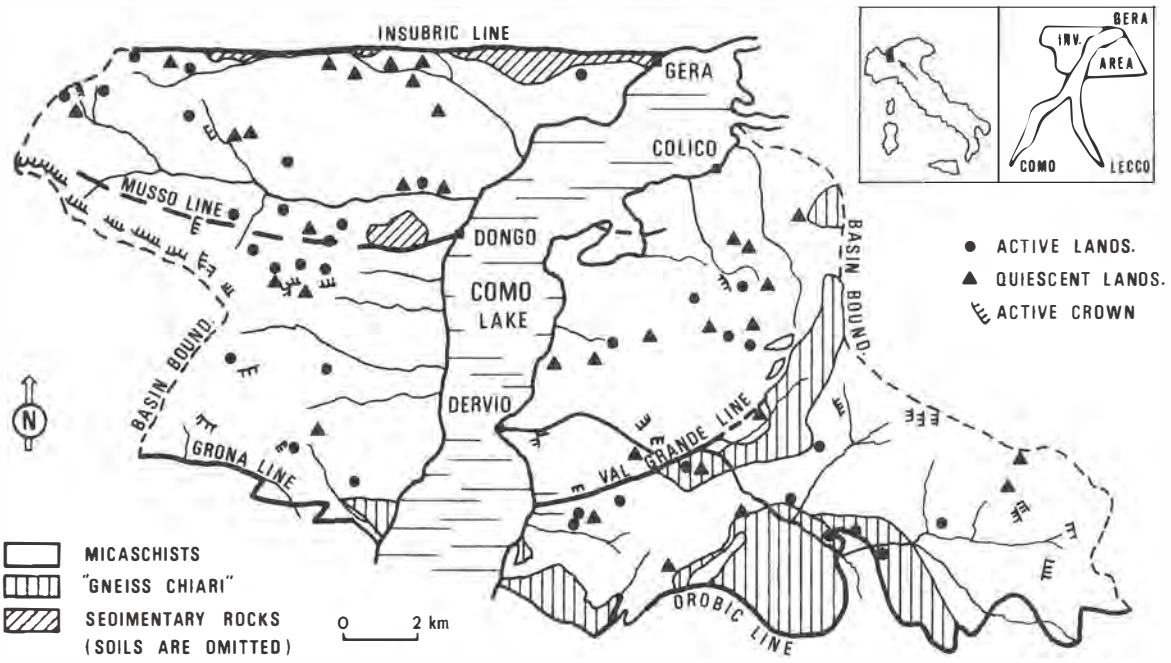


Figure 1. Schematic geology of studied area and location of slope movements.

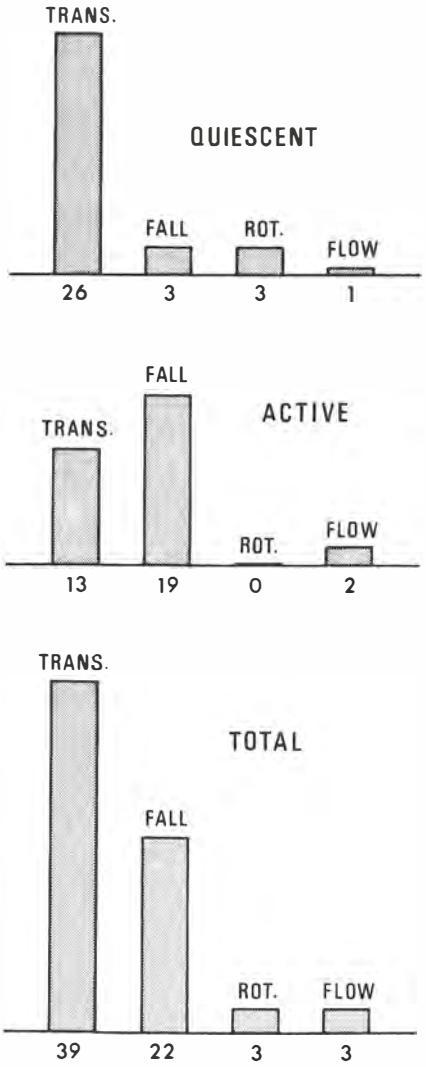


Figure 2. Type and quantity of landslides in "Scisti dei Laghi" formation.

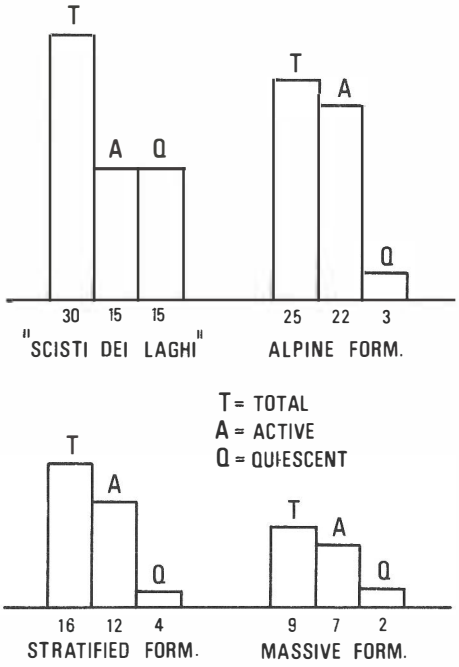


Figure 3. Number of landslides every 100 sq.km in the formations of Como lake catchment basin.

2.2 Comments

Further subdivisions of the area have been made on the basis of the metamorphic gradient (Mottana et al. 1985) They cannot yet be utilized for engineering geology purposes, because detailed geologic maps are not yet available. In their absence, the general "micaschists" term is here employed. This term comprises also "Gneiss Chiari", for less than 10% of all studied slope movements belong to them. Schistosity in undisturbed outcrops is very close.

The knowledge of laying and distribution of faults is very important to understand landslides causes, through fracturation and weakening of rock shear strenght or, if faults are active, by directly beginning the slope movement. It is known that in formations like the one here described, there is a correspondence between dis-

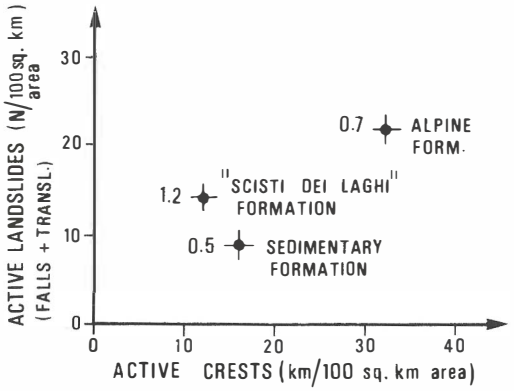


Figure 4. Active crests vs quantity of active landslides in the formations of Como region.

continuities affecting an outcrop and regional tectonic structures (Braga & Piccio 1980; Piccio 1982). Data so far collected at a metric scale on the crown of landslides show that there are at least two principal systems of discontinuity; broadly speaking, one strikes E-W and the other N-S. The former may be referred to the compressive tectonic lines above described. The latter system is better known in the southern region of Como mountains (Gianotti & Perotti op.cit.) and it is believed to be a more recent one, with the character of transcurrent fault.

3 QUANTITY AND TYPE OF SLOPE MOVEMENTS

3.1 Illustration of data studied

Slope movements have been classified according to Varnes (1978), making a distinction between active and quiescent landslides; crest of the slopes that periodically discharge stones has also been put in evidence. The situation of the surveyed movements is drawn in fig. 1. In fig. 2 types and quantities of landslides are reported. In all, 67 landslides have been mapped, 33 quiescent and 34 active; of them, 4 active and 2 quiescent belong to "Gneiss Chiari" formation. The density (number of movements per 100 sq. km of investigated area) is in all 30, quiescent 15 and active 15.

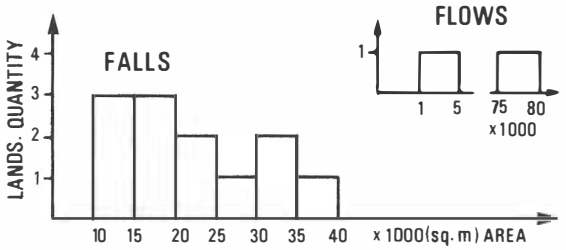
The most numerous in active landslides is fall (19), in quiescent translational (26). Three rotational slides were recognized in quiescent, none in active; a few, 2 in active and 1 in quiescent, flows. Active crests were evaluated according to their total length: 25,0 km were mapped, corresponding to a density value (active crest km/100 sq. km area) of 12.

3.2 Comments

Landslides studied are those with dimensions consistent with the original map scale, 1:25000, therefore only movements with at least one dimension greater than 50 m have been mapped. Therefore many little movements were neglected but this fact may be regarded of minor importance, the aim of this study being a general knowledge of slope movements in an area of over 220 sq. km. Detailed and complete surveys require a different methodology.

Varnes' classification, as any other classification, delineates schematically situations that in reality may be very complex and pass gradually one into another. This fact should be beared in mind to evaluate the following considerations.

Falls and translational slides develop easily in this formation, while rotational slides are very few. This is because discontinuities play a very important role in governing mass movements. As discussed in the second chapter, there are various systems of discontinuity



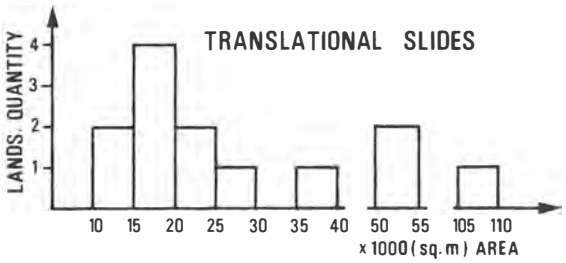


Figure 5. Area occuped by displaced materials of active landslides in "Scisti dei Laghi" formation.

that consitute potential and preferential surfaces of movement, so hardly can a circular surface develop, except when fracturing is so much dense that rock behaves like a soil. In these movements, the role of schistosity is not yet well known; generally discontinuities don't follow schistosity surface, but some systems are very near to it. Flow is quite rare: it can develop in a completely degraded rock rich in mica and weathered feldspars. On gentle slopes yet fallen or translated masses can progressively degrade, their shear strenght properties decrease and when they approach limit equilibrium conditions, than a variation of the water table elevation can made them unstable. No topple is reported in fig. 2; this is because only detailed studies on the dynamics of movement can put it in evidence and probably there are many of them associated with falls. One example of topple is reported in the paper on Mount Leté landslides (Piccio op. cit.).

In quiescent landslides, translational movements prevail, while in active, falls. This difference could be explained in various ways: maybe we now interpret as translational some old movements that really were falls, because of softening of the crown owing to degradation of slopes.

In fig. 3 a comparaison between landslides density in various formations surrounding Como lake is reported. There, Alpine formations lye just over the Insubric Line and stratified and massive ones, to the south of Scisti dei Laghi. An abundance of landslides in sedimentary formations greater than in micaschists can be explained considering that sedimentary rocks are younger, lesser weathered, have an homogeneous mineralogical composition and above all there is a lower number of discontinuities, so cohesion plays a great role in the stability problems. In the Alpine formations, because of the greater intensity of physical weathering processes, evidence of old movements is easily cancelled.

Active crests are typical signallers of slope evolution. In the micaschists all the passages can be found from a single bloc falling, to falls and translational landslides of rock masses. Some active crests are inclined to stability, others yet stable may become unstable. The evolutive tendency of the crown has been argued by observations on slope scree: presence or absence of grass and trees, vadose water and so on. Active crest density 12, in the micaschists, is lesser than in sedimentary formations (16) and in Alpine formations (12). If we compare fig. 4, these data with the density of active landslides (fall + translational), we can understand why. Ratio of the micaschists values is

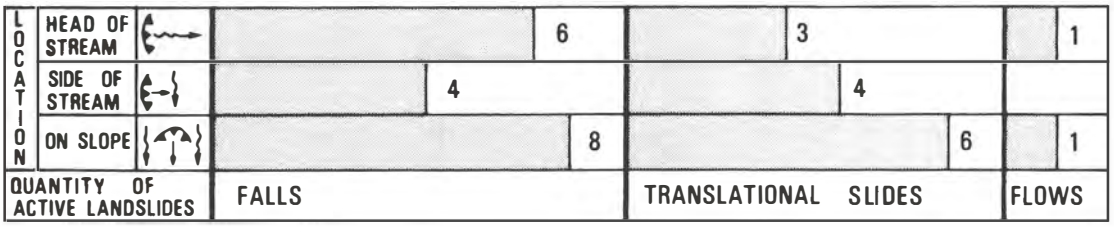


Figure 6. Active landslides location in respect to streams in "Scisti dei Laghi" formation.

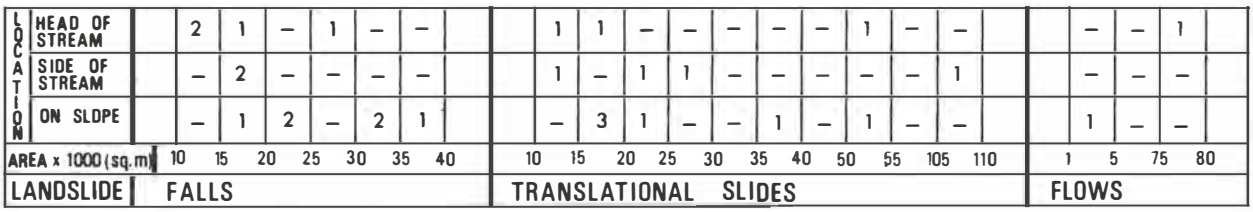


Figure 7. Quantity of active landslides according to stream location vs displaced material area.

1.2, greater than in Alpine formations 0.7 and sedimentary formations 0.5. This fact could mean that in micaschists the active crests give rise to landslides easilier than in other formations.

4 GEOMETRIC AND LOCATION DATA

4.1 Data collected

In figure 5 areas occuped by the displaced materials of active landslides are reported. Falls surveyed occupe 10.000 to 40.000 sq.m, while translational slides show a wider range of values, up to 110.000 sq.m. The two flows reported have surfaces quite different. In figure 6 the location of active landslides in respect to streams is reported. For both falls and translational slides, the location on slope between streams prevails. At the side of stream, the same number of landslides is found; on the head of stream, falls are more abundant than translational slides. Figure 7 is derived by the coupling of fig. 5 and 6, showing distribution of various sized landslides according to stream location. The largest falls are on slope between streams; the largest translational slides are one for every location of stream. The greatest flow is near the head of a stream.

4.2 Comments

The figures illustrated give good indications on the problems involved as regard as the dangerousness of the landslides. Besides the dimensions, in fact it is important to consider the interference of slide with stream. In this respect the location "side of stream" seems the most serious because the slide moving can dam the stream and a temporary lake with subsequent rupture and floos down can take place. Of course, quantitative forecasts of such events need knowledge of depth of displaced material, besides geotechnical data on material properties and water levels in the landslide. From the observations to now made, it seems that materials from falls may be scattered on wide areas but not too much thick.

5 MAN AND LANDSLIDES

On this subject, only some aspects peculiar to the area under study are pointed out:

- Man leaved the care of hilly and mountainous territory about twenty-five years ago. Since then on, erosion and weathering could develop without any contrast. Some years later, also the reclamation works made by public bodies on the mountain streams lessned.
- Tourist settlements developed since fifteen years ago. Many houses and roads were built, making cutting of slopes and interfering in water circulations.
- Public bodies now intervene when there is an impending danger, often limitedly in individual points. A planning of reclamations has not yet begun.

6 CONCLUSIONS

In every chapter the fundamental aspects of the argument have been exposed. Studies and surveys in course should make it possible to define the geomechanical conditions of landslides in "Scisti dei Laghi". A right knowledge of the various aspects governing the slope movements will throw light on the recent geological history of the region and will enable to plan remedial works.

AKNOWLEDGEMENTS

This study has been financed by the Ministry of Education (MPI 40%) in the ambit of the national research "Slopes instability and remedial methods", co-ordinated by prof. V. Cotecchia.

BIBLIOGRAPHY

Braga, G. & Piccio, A. (1982). Etudes de mécanique des roches pour une usine souterraine. IAEG Bull., 21: 37-42.

Gianotti, R. & Perotti, C.R. (1986). Introduzione alla tettonica e all'evoluzione strutturale delle Alpi Lariane. Mem.Soc.Geol.It., 32: in press.

Gianotti, R., Perotti, C.R., Piccio, A. (1986). Fenomeni di dissesto idrogeologico nel bacino lariano (with 1:50.000 map). Mem.Soc.Geol.It., 32: in press.

Mottana, A., Nicoletti, M., Petrucciani, C., Liborio, G., De Capitani, L. & Bocchio, R. (1985). Pre-alpine and alpine evolution of the South-alpine basement of the Orobic Alps. Geol.Rund., 74 (2): 353-366.

Piccio, A. (1982). Proprietà geomeccaniche degli "Scisti di Edolo"; I- Orientamento, frequenza e resistenza a taglio delle discontinuità. Atti Ist.Geol.Univ. Pavia, XXX: 161-170.

Piccio, A. (1988). Le glissement du Mont Leté. Proc. V ISL: in press, Lausanne.

Varnes D.J. (1978). Slope movements. Types and processes. Schuster & Krisker (ed.). Landslides: analysis and control. Spec.Rep. 176, Nat.Ac. of Sc.Washington.

A contribution to the systematics of rock mass movements

Rapport sur la systématique des mouvements de terrains rocheux

R.POISEL, Technical University Vienna, Austria
W.EPPENSTEINER, Technical University Vienna, Austria

ABSTRACT: Failure mechanisms at the edges of hard rock slabs some hundred metres thick and lying on a soft, incompetent base are described, which have been investigated by field studies, geomechanical model tests and FEM-calculations. Examples of geologic formations, in which these instability phenomena occur, are given.

RESUME: On décrit les mécanismes de rupture des bords des blocs rocheux de quelques 100 mètres d'épaisseur reposant sur une base molle et inappropriée. Ces mécanismes ont été observés sur place, par des essais géomécaniques sur modèle et des calculs FEM. On donne des exemples de formations géologiques dans lesquelles de tels phénomènes se produisent.

INTRODUCTION

Hard rock is usually supposed to be so strong that a slope failure under gravity alone is only possible if discontinuities permit easy movement of discrete blocks. Dependent on the degree of rock dissection rock slope failures are said to combine one or more of four main types (e.g. Hoek & Bray 1981): circular failure (e.g. in heavily fractured rock), sliding of a rock block on one or two (intersecting) discontinuities, and toppling failure (overturning of rock columns like dominos).

Actually, however, there are a number of further failure mechanisms (e.g. Fookes et al. 1985, Voight 1978), which probably occur more often than the so called main types mentioned above, such as the disintegration of a block of hard competent rock by gliding apart on a soft, incompetent base (similar to a tub of sand turned upside down on a sheet of teflon instead of putting it on a wood-fiber board).

The phenomena described below have been observed at the edges of rock slabs several hundred meters thick lying on a soft base of approximately equal thickness (see fig. 1). Thus block slides (s.Záruba & Mencl 1982, Malgot et al. 1986) and mass movements in hard rock 1000 m or more thick are not included.

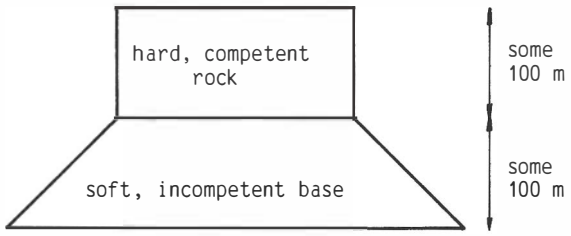


Fig.1. Sketch of the investigated structure

INVESTIGATION METHODS

Field observations

Hard rock slabs lying on a soft base show two areas with different joint patterns:
a central area less fractured and a marginal area more intensively fractured by vertical joints edge parallel and partly forming Graben-like structures. These giant rock blocks at the edges have various possibilities to move downhill.

Geomechanical model tests

The slab of hard rock was modelled by sand, clay and by a mixture of sand, plaster and oil respectively 5 - 15 cm thick. The soft base (10 cm thick) was modelled by silicon-caoutchouc and by bitumen respectively in order to investigate the influence of varying viscosity of the soft base on the behaviour of the hard slab. The materials were stowed into a steel plate form, which was lifted off at the start of the tests. The test runs were documented by two fixed cameras for systematic evaluation and another two cameras for recording details (Silberbauer 1987).

Finite Element Method Calculations

Finite Element Method Calculations were carried out by means of the programme system MARC in order to learn something about the stress distribution inside the hard rock and the base. The hard rock was simulated by a linear elastic, isotropic material, and the base by a viscoelastic (Maxwell) or visco-elastic- visco-plastic fluid respectively and the joint between the slab and the base was simulated by gap-friction elements.

Both model tests as well as FEM calculations show a typical syncline as a consequence of the sinking in of the slab and the squeezing out of the base material (fig.2). Consequently the central part of the slab shows vertical bending cracks.

FRACTURES AT HARD ROCK SLAB EDGES

The marginal area of the hard rock slab is divided by three main joint systems. The material of the base is hindered from gliding sideways by the friction on the slab, which results in horizontal tensile stresses within the slab. There are high stress concentrations especially in the marginal area of the slab dependent on the friction between the slab and the base, which make the vertical joints edge parallel open from the bottom. Fig. 3 shows the increase of the horizontal stress at a marginal point at the bottomside of the hard rock slab, as is shown by a FE-calculation. If the shear

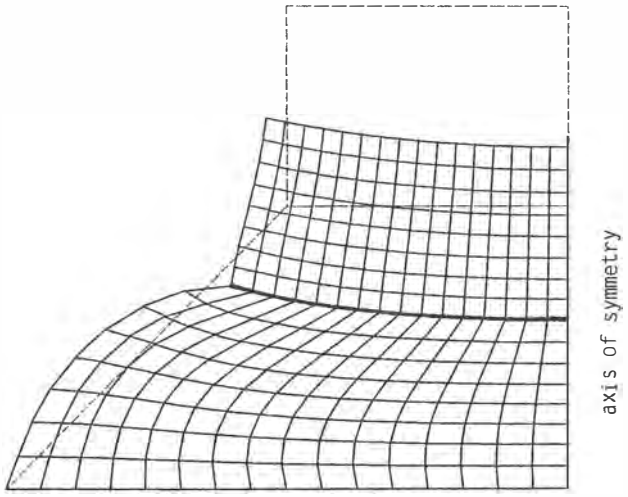


Fig.2. Formation of a syncline calculated by FEM (base: Maxwell fluid)

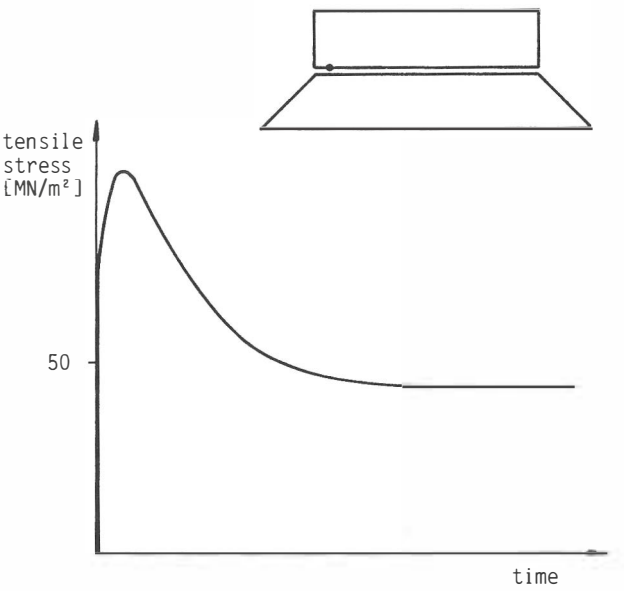


Fig.3. Course of horizontal stress normal to the edge at a marginal point at the bottomside of the hard rock slab

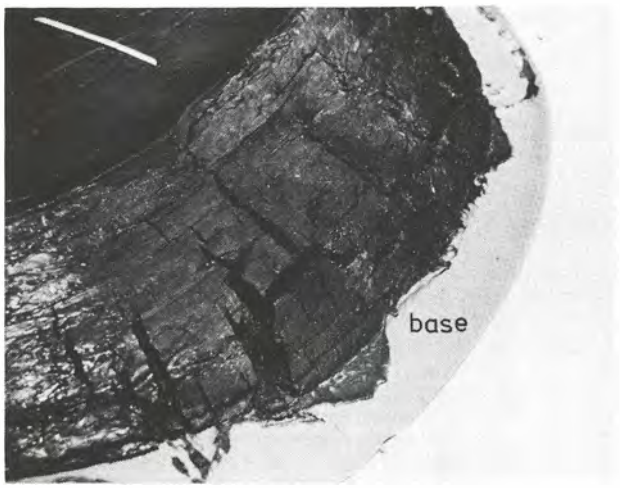


Fig.4. Pattern of vertical joints in a clay slab lying on a base of silicon-caoutchouc (model test)

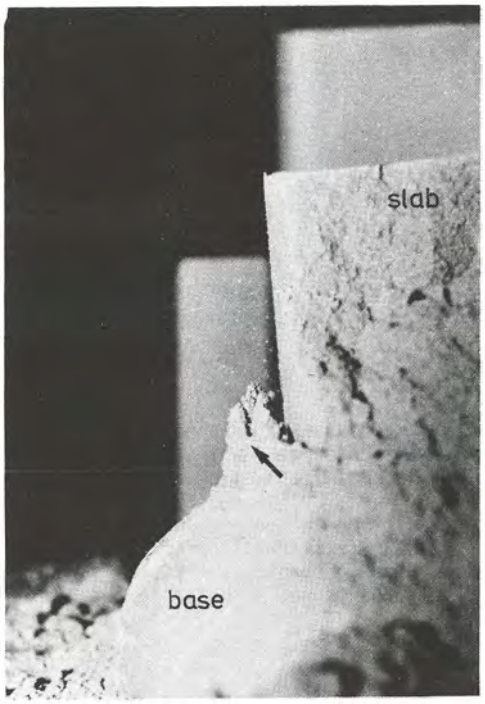


Fig.5. Sheard off slab edge in a model test (slab: sand, base: silicon-caoutchouc)

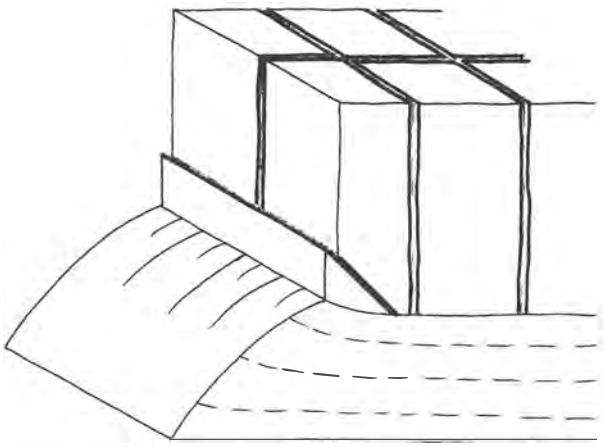


Fig.6. Fractures in the marginal area of a hard rock (competent) slab lying on a soft (incompetent) base

strength in this point is exceeded, the horizontal stress is reduced at the same time. But before that the high stresses most likely result in a vertical fracture edge parallel. It is similar with the horizontal stresses edge parallel, which lead to the opening up of vertical fractures normal to the edge of the hard rock slab (comparable to Sander's ac-joints, Sander 1948). Fig. 4 shows the pattern of vertical joints perpendicular to each other in a slab made of clay lying on a base of silicon-caoutchouc in a model test. Both the joints as well as the stress influence can be seen very well. The fractures are more distinctly formed in the area where the squeezed base adheres to the slab than in those areas where it glides off.

But there is a third group of joints besides these two vertical joint systems. By squeezing the base material high shear stresses occur in the lower edge corner. Once the strength beeing exceed these shear stresses may result in the shearing off of the edge, as is illustrated by the model test shown in fig.5.

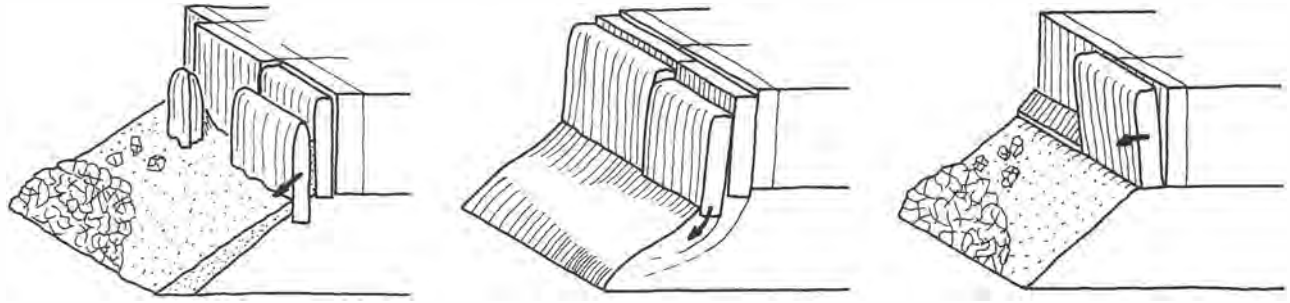


Fig.7. Movements of tower- or slab shaped rock blocks at the edges of a competent slab lying on a soft (incompetent) base
I Translational and upright sliding down
II Circular failure in the base
III Toppling downhill and shearing off at the bottom

Those shears are very difficult to observe in nature because the terraces formed are naturally highly exposed to erosion respectively because they are filled with debris.
Fig. 6 shows the fracture sets described above.

MASS MOVEMENTS AT THE HARD ROCK SLAB EDGES

The failure of a rock slope resting on a flowing base - as described above - is primarily determined by its vertical joints edge parallel. These vertical joints produce tower- or slab shaped rock blocks, which can move downwards in different ways (fig.7, comp. Okagbue & Abam 1986). Isolated towers tend to slip down mainly if such a slope has already been intensively covered up by debris. The second case is likely to happen if the difference in the behaviour of both materials (base, slab) is not too great. If both materials share the same properties or are even identical, there is most likely to occur a shell (or circular) failure through both layers.
Equally an oversteepened slope of the base seems to result in this failure mechanism.
Fig. 8 shows a model rock block toppling downhill and breaking (case III).
The courses of actions in such slopes are largely determined by the susceptibility of the base material to erosion and by the water coming in through the fractures, which softens the base material on its surface. This situation has been simulated by a model test using a base made of frozen bitumen. Thus the natural base softer at its outside was simulated by the bitumen melting slowly from outside to the centre, as a consequence of the normal temperature. In this test the toppling downhill could especially well be observed.
Models with dipping boundaries between hard and soft materials inside mainly brought forth the same results as those with horizontal boundaries.
Concerning the influence of joint sets in the rock slab, such as e.g. vertical joints at an angle of less than 90 degrees to the slab edge it can only be said that according to investigations carried out so far these joints are only of any consequence if the angle ist very small. Tests concerning questions like this and others not yet solved as discussed above are still being carried through.

EXAMPLES

Case I

Figure 9 shows the top of a rock tower of massive Wetterstein limestone sliding down on Tertiary, tectonically crushed shaly clay, marls, sandstones and conglomerates (Unterinntal, Tyrol). As mentioned above stabilization of the squeezing base by thick debris cover plays an important role with this mechanism.

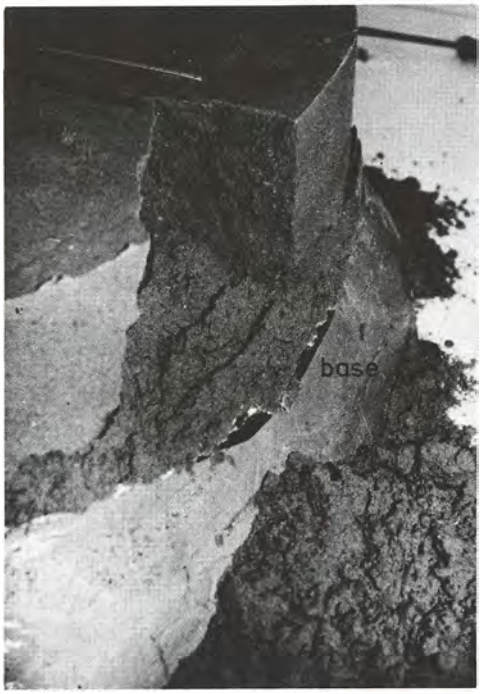


Fig.8. Toppled and sheard off tower shaped block in a model test (slab: sand, base: silicon-caoutchouc)

Case II

Figure 10 shows a very large mass movement in the Karawanken mountains (Carinthia, Austria; van Husen, 1985). Wetterstein limestone and dolomite tectonically overthrust and thus heavily broken lie on Tertiary, coal bearing clay and sand overlied by gravel.

Case III

Figure 11 shows the hanging layers of the Sella (Dolomite mountains, Italy), where Hauptdolomit lies on Raibler beds (shaly clay, marl; Leonardi 1967).
Figure 12 shows a set of edge parallel giant joints on the Veitsch alp (Styria, Austria) foreshadowing a rock mass movement. The Veitsch alp



Fig.9. Rock tower sliding down (case I)



Fig.10 Large mass movement in the Karawanken mountains (case II; photo: van Husen)

is a model for the investigated structures: a slab of Wetterstein limestone and dolomite some hundred meters thick and a thin layer of Gutenstein limestone (mostly thin bedded) some 10 m thick lie on a base of Werfen beds (shaly clay, sandstone, gypsum in several parts; Cornelius 1952). The slab is still in good condition because karstification prevents erosion of the sharp edges.

Figure 13 shows a tower shaped giant rock block cut off by two nearly edge parallel giant joints (now at the bottom 20 m wide) and toppling downhill ("Bergzerreißung" = mointain tear, following Ampferer) at the Reißkofel (Carinthia, Austria). Wetterstein limestone and dolomite some hundred meters thick and platy limestone underneath lie on a base of Werfen beds (s. above) and tectonically crushed diaphtoritic mica schists (van Husen 1987).



Fig.11. Hanging layers of the Sella
a toppling block
b toppled block



Fig.12. Edge parallel joints on the Veitsch alp



Fig.13. Toppling giant rock block at the Reißkofel (view downhill)

REFERENCES

Cornelius, H.P. (1952). Die Geologie des Mürztal-gebietes. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband 4: 1-94.

Fookes, P.G., Sweeney, M., Manby, C.N.D. & Martin, R.P. (1985). Geological and geotechnical engineering aspects of low-cost roads in mountainous terrain. Engineering Geology 21: 1-152.

Hoek, E. & Bray, J.W. (1981). Rock slope engineering. 3rd edition, London: The Institution of Mining and Metallurgy.

van Husen, D. (1985). Private communication. Geological map of the Karawanken mountains 1:25000, western part. Wien: Geologische Bundesanstalt.

van Husen, D. (1987). Private communication. Geological map of Austria, Blatt 198 Weißbriach 1:50000. Wien: Geologische Bundesanstalt.

Leonardi, P. (1967). Le Dolomiti, geologia dei monti tra Isarco e Piave. A cura del consiglio nazionale delle ricerche e delle giunta provinciale di Trento.

Malgot, J., Baliak, F. & Mahr, T. (1986). Prediction of the influence of underground coal mining on slope stability in the Vtacnik mountains. Bulletin of the international association of engineering geology 33: 57-65.

Okagbue, C.O. & Abam, T.K.S. (1986). An analysis of stratigraphic control on river bank failure. Engineering Geology 22: 231-245.

Sander, B. (1948). Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, 1. Teil. Vienna: Springer.

Silberbauer, J. (1987). Geomechanische Modellversuche zum Zerbrechen und Zergleiten starrer Felsmassen auf weicher Unterlage. Vienna: M.Thesis, Technical University of Vienna.

Voight, B. ed. (1978). Rockslides and avalanches, 1. Amsterdam: Elsevier.

Zâruba, Q. & Mencl, V. (1982). Landslides and their control. 2nd edition, Amsterdam: Elsevier.

Enseignements tirés de deux écroulements par glissement couche sur couche en terrain calcaire

About two large rock slides in limestones

A.RAMIREZ, Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et Mécanique, Grenoble, France
D.FABRE, Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et Mécanique, Grenoble, France
P.ANTOINE, Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et Mécanique, Grenoble, France

RESUME : On discute ici de deux cas de mouvements de versants en terrain calcaire. L'étude du glissement historique du Claps de Luc et de l'écroulement fossile de Proveyzieux soulignent l'intérêt d'une analyse géologique très détaillée avant de pouvoir envisager le calcul rétrograde et l'estimation des paramètres mécaniques sur les surfaces de glissement.

ABSTRACT : Two case studies of slope movements in limestones are discused here : the historical failure of "Le Claps de Luc" (Drôme) and the very old rock slide at Proveyzieux (Isère). They show the necessity of very detailed geological investigations before any stability analysis and the estimation of mechanical properties or rock discontinuities.

Les écroulements par glissement couche sur couche constituent un cas de rupture très fréquent dans les massifs de roches sédimentaires. On les observe à toutes les échelles depuis le glissement plan de plaques de petite taille (<1 m3) jusqu'au mouvement de versants entiers comme dans l'exemple tristement célèbre du Mont Toc en Italie, responsable de la catastrophe de Longarone. De nombreux exemples de rupture de ce type ont été rapportés dans la littérature. Nous en avons extrait quelques exemples (voir tableau 1) qui soulignent qu'il s'agit d'un cas classique et bien connu.

Or, si les calculs modélisant ce type de rupture existent depuis de nombreuses années (John 1968, Hoek et Bray 1974), force est de constater qu'ils ne sont que rarement appliqués en ce qui concerne les ruptures naturelles de grande ampleur (> 10^6 m3).

Ayant tenté, dans le cadre d'une recherche effectuée dans notre laboratoire, d'appliquer la méthode de l'analyse rétrograde à plusieurs exemples de ce type de rupture, nous avons constaté que la reconstitution géomécanique n'est pas aussi simple qu'il y paraît. L'étude de deux mouvements en terrain calcaire dans les Alpes du Dauphiné (France) nous en donnera quelques unes des raisons.

Le premier concerne le célèbre glissement historique du Claps de Luc, dans la Drôme, généralement considéré comme un cas d'école. Il présente le gros avantage de pouvoir accéder à une grande partie de la surface de rupture.

Le second est un mouvement beaucoup plus ancien, en Chartreuse, dans les environs de Grenoble. Il montre que l'analyse morphologique peut conduire à des interprétations erronnées sans observation géologique détaillée, même lorsque le mécanisme de glissement banc sur banc paraît clair dans le contexte local.

1. L'écroulement historique du Claps de Luc (Drôme)

C'est aux environs de 1442 qu'une masse rocheuse d'environ 2 x 10^6 m3 s'est détachée du Pic de Luc depuis la cote 1000 et a glissé sur un plan de stratification au sein des calcaires tithoniques formant au pied du versant, entre 600 et 750 mètres d'altitude, un formidable chaos. Le pendage des couches est dirigé vers le sud et varie entre 42° dans la partie haute et 28° dans la partie basse. La taille des blocs bien visibles encore est impressionnante (1000 m3 et plus) et contribue au caractère pittoresque du site. La masse glissée a été séparée en deux par un éperon, appelé le Pigeonnier, resté en place en bas du versant (voir fig. 1) ; elle a barré la Drôme en deux endroits formant deux lacs, appelés respectivement Grand Lac et Petit Lac, de l'amont vers l'aval, qui ne furent asséchés qu'au XVIIIe siècle.

La surface de glissement est encore bien visible entre 750 et 1000 m d'altitude. Au moment du glissement, la Drôme devait se trouver au pied du versant vers l'altitude 550, comme le montre l'épaisseur des terrains traversés par un sondage effectué à l'amont du Claps dans les alluvions du Grand Lac.

Cependant, le bas du versant étant aujourd'hui recouvert d'une forte épaisseur d'éboulis, la situation précise de la base de la surface de rupture reste hypothétique. En particulier, se pose le problème de la position exacte de la Drôme au moment du glissement. Deux tracés sont envisageables (fig. 2) : l'un (A) entre le Pic de Luc et le Pigeonnier, l'autre (B) au sud du Pigeonnier peu différent du lit de la Drôme actuelle. Plusieurs arguments convergent cependant pour écarter la première hypothèse :

- en cas d'une gorge taillée par la Drôme entre le Pigeonnier et le Pic de Luc, on a du mal à imaginer le creusement de la vallée au niveau du Petit Lac et du verrou de Salles par le seul petit affluent du Ravin de Salles. (voir fig. 1).
- l'existence d'une masse glissée entre Pigeonnier et Pic de Luc offrirait une possibilité de circulation souterraine non négligeable ; or, aucune trace de perte d'eau à l'amont et surtout aucune source ni suintement à l'aval ne sont visibles actuellement.
- le volume de la masse glissée provient de la dislocation d'une couche de calcaire massif d'épaisseur 15 m et de superficie voisine de 100 000 m2 ; ce volume paraît insuffisant pour barrer complètement la gorge et déborder de part et d'autre du Pigeonnier, même en admettant un foisonnement important.

La position de la surface de glissement probable étant précisée, il reste à effectuer le calcul de stabilité. Celui-ci exige la connaissance

Tableau 1 : Quelques exemples de glissements selon le plan de stratification.

Glissement (pays)		Date	Pendage du plan de glissement (strate)	Volume approximatif 10^6 m^3	Matériaux impliqués	Références
USOY	U.R.S.S.	1911	22°	2000	schistes argileux	GAZIEV
ELM	Suisse	1881	40°	10	ardoises	HEIM
GOLDAU	Suisse	1806	15 à 30°	10 à 20	conglomérats	EISBACHER, CLAGUE
MALIGNE LAKE	Canada	?	25 à 40°	500	calcaires et dolomies	CRUDEN (1976)
BRAZEAU LAKE	Canada	1933	27°	4,5	calcaires	CRUDEN (1982)
MONT TOC	Italie	1963	11 à 40°	250	calcaires et marnes	CARLONI, MAZZANTI, CHOWDHURY
TAGLIAMENTO	Italie	1692	22°	30	dolomies	EISBACHER, CLAGUE
SASSENAGE	France	post-glac.	26°	500	calcaires	MONJUVENT , MARNEZY
GRANIER	France	1248	17°	> 200	marnes	GOGUEL, PACHOUD, CRUDEN, ANTOINE
CLAPS DE LUC	France	1442	28 à 42°	2	calcaires	RAMIREZ
PROVEYZIEUX	France	inter-glac.	40°	> 150	calcaires	

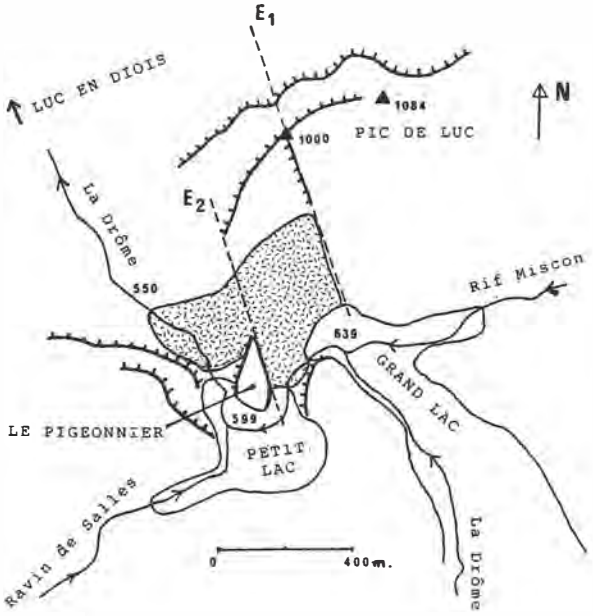


Fig. 1 : Le Claps de Luc (Drôme).

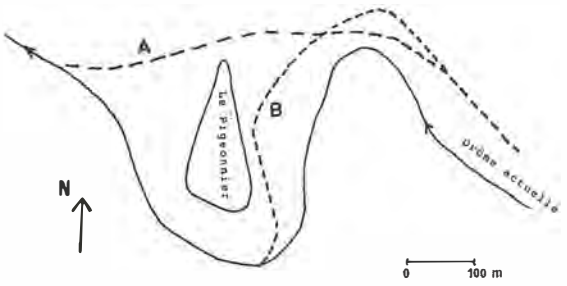


Fig. 2 : Tracés possibles de la Drôme avant l'écroulement.

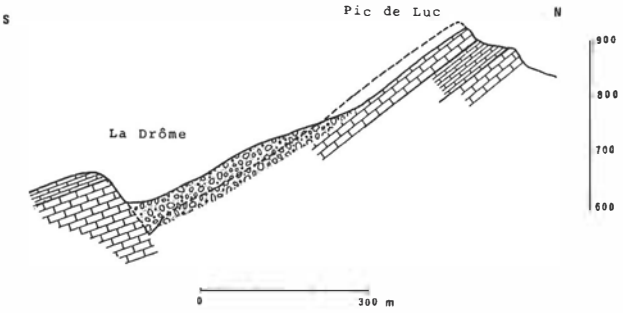


Fig. 3 : Coupe géologique schematique (N-S) à l'est du Pigeonnier.

de nombreux paramètres dont l'estimation est délicate. Un modèle simple consiste à réduire le mouvement au glissement d'une strate épaisse entre deux fractures latérales sensiblement parallèles (E1 et E2, voir fig. 1). Il nous faut donc connaître les caractéristiques mécaniques sur ces trois surfaces et faire des hypothèses sur les forces hydrauliques avant même d'envisager l'action des forces extérieures comme celles engendrées par un séisme.

L'examen du voisinage de la surface de rupture montre que cette dernière, pour des raisons sédimentologiques, était loin d'être uniforme. Elle a correspondu très probablement tantôt à la base d'un banc de brèche massif, tantôt à une surface sédimentaire affectée de "cone in cone" tantôt à des interlits marneux intercalés entre les bancs calcaires minces. Aucun essai de laboratoire ne peut rendre véritablement compte de ces variations.

Pour effectuer néanmoins un calcul rétrograde et examiner s'il était nécessaire d'expliquer la rupture par des fortes valeurs de pression interstitielle ou par les effets d'une secousse sismique, nous avons simplifié le problème en prenant des valeurs moyennes plausibles de cohésion et de frottement. Pour le premier calcul, l'hypothèse retenue est celle d'une cohésion nulle. Avec cette simplification, discutable il est vrai, il reste dans le calcul au moins trois inconnues constituées par les deux frottements (sur le plan de stratification et sur les surfaces latérales E1 et E2) et par la résultante des forces hydrauliques. Le calcul par la méthode de Londe (1965), adaptée par John (1968), et la référence à quelques

essais de cisaillement de discontinuités au laboratoire nous ont conduit, dans le cas d'une sous pression nulle, à proposer pour le frottement Ø' la valeur de 28° sur le plan de stratification et de 40° sur les surfaces latérales au moment de la rupture. Si l'on tient compte de la cohésion (stabilisatrice) et de la pression interstitielle (destabilisatrice), d'autres couples de valeurs de frottement peuvent également convenir. Ces calculs sont en cours de réalisation.

On retiendra pour le moment que si l'on ne dispose pas de valeurs fiables de cohésions et de frottements sur les différentes surfaces limitant le panneau glissé, il reste assez illusoire d'étudier les effets sur la stabilité d'une pente rocheuse de paramètres surajoutés tels la sous-pression ou la composante horizontale fournie par un séisme. Mais dans le cas que nous venons d'exposer, des calculs simples sont encore possibles et fournissent au bout du compte, un ordre de grandeur plausible du frottement sur les discontinuités.

2. L'écroulement préhistorique de Proveyzieux

Cet écroulement affecte un des chainons du massif de la Chartreuse au Nord de Grenoble et son aspect caractéristique est parfaitement visible de certains quartiers de l'agglomération. Sa surface actuelle est de 1,2 km2 et le volume conservé est probablement supérieur à 150 x 10^6 m3.

2.1. Morphologie de l'écroulement actuel (fig.4)

L'ossature de chainons rocheux qui court du Fontanil-Cornillon aux Rochers de Chalves est constituée d'une série monoclinale de calcaires du Crétacé moyen (faciès "Urgonien") à fort plongement vers l'est.

Le versant Est est donc en pente forte relativement homogène, alors que le versant Ouest est marqué à sa partie sommitale, de la vallée de l'Isère jusqu'au delà du col de la Placette, par une importante falaise. Toutefois, entre les rochers de l'Eglise, culminant à 1 300 m et les rochers de Chalves (1 845 m) un ensellement très marqué abaisse la ligne de crête, auquel correspondent deux anomalies morphologiques du contexte général précédemment décrit :

- une réduction considérable de la hauteur de la falaise occidentale (de 300 m à 100 m)
- l'apparition concomittante d'une falaise ruiniforme sur le versant Est,

Ces deux anomalies présentent exactement la même longueur que l'ensellement du Sappey, soit 2,2km.

Une telle disposition suggère l'existence d'un tassement de versant par glissement couche sur couche de la partie sommitale de la falaise ; mais, les choses sont en fait plus compliquées, comme nous allons le montrer.

2.2. Constitution géologique du chainon (fig.5)

La structure monoclinale montre d'Ouest en Est :

- un talus de calcaires argileux et de marnes de l'Hauterivien (niveau 1 de la fig. 5),
- la puissante masse des calcaires urgoniens qui forme les falaises sommitales et le haut du versant Est du chainon (2). Le tiers supérieur de la série voit apparaître sporadiquement des couches marneuses connues sous le nom de couches à Orbitolines.
- des calcaires spathiques roux lités et des niveaux de sables glauconieux qui déterminent une légère vire morphologique (Albo-aptien, 3).
- des calcaires bien lités du Crétacé supérieur (Sénonien, 4).

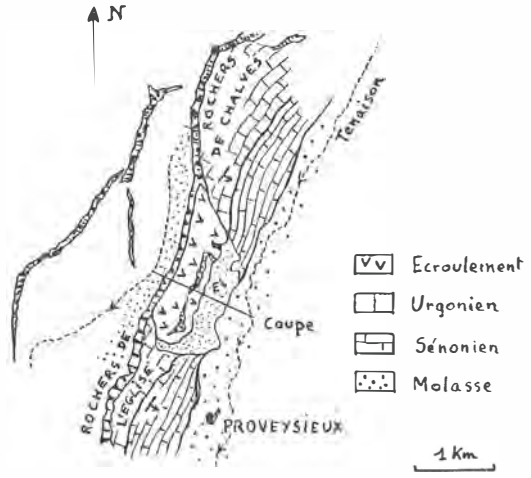


Fig. 4 : L'écroulement de Proveyzieux (Isère)

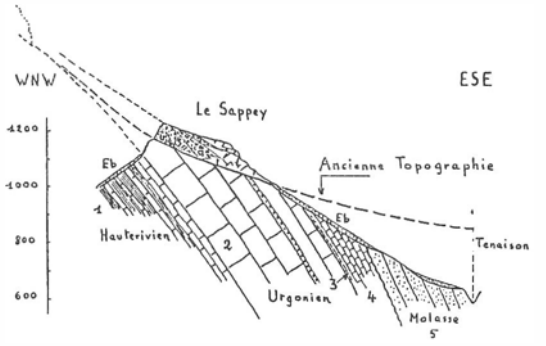


Fig. 5 : Coupe géologique à travers l'écroulement.

- enfin, discordante sur cet ensemble, une formation molassique tertiaire (5) qui occupe le coeur du synclinal de Proveyzieux.

2.3. Hypothèses sur l'origine possible de l'écroulement

La masse glissée est constituée d'un chaos de blocs de calcaires urgoniens plus ou moins recimentés avec quelquefois des panneaux rocheux à structure conservée conformément au pendage général du monoclinal. Ceci suggère la possibilité d'un glissement en masse, les couches marneuses à Orbitolines pouvant fournir les zones de faiblesse nécessaires. Cependant, le remaniement de la masse glissée paraît trop important pour qu'il puisse s'agir d'un glissement à faible déplacement (tassement).

L'examen détaillé de la falaise sommitale au niveau de l'ensellement confirme ce point de vue. Toute la moitié supérieure du ressaut est encore constituée par la brèche à blocs parfois énormes qui constitue la masse proprement dite de l'écroulement. Bien plus, le ressaut terminal, à regard Ouest, montre des sections bien reconnaissables de cônes d'éboulis dont le pied se trouve conservé vers l'Est au sein de la brèche mais dont le sommet, situé plus à l'Ouest, a disparu par érosion. Le plus spectaculaire de ces vestiges d'éboulis est constitué par une aiguille de 15 m de haut, appelée l'Oeillon, curieusement dressée sur la crête actuelle et qui présente un litage traduisant une source de matériaux située vers l'Ouest,là où, aujourd'hui, se trouve le profond vallon de Mont-St Martin.

La seule explication possible de ces faits est que la masse disloquée donnant l'ensellement du Sappey représente, en fait, les vestiges d'un écroulement très ancien correspondant à une topographie disparue de nos jours et non pas le résultat d'un simple tassement de versant selon une topographie proche de l'actuelle.

Ceci implique que la surface basale actuelle de la masse bréchique ne représente pas une surface de glissement couche sur couche comme on pouvait le penser initialement, mais l'ancienne surface topographique sur laquelle s'est produite l'accumulation. Sa pente est notablement plus faible que celle du versant actuel, ce qui permet, en la prolongeant vers l'Est (un peu arbitrairement certes), d'estimer que le fond de la vallée était alors situé à une côte supérieure d'au moins 200 m à la côte actuelle. Par ailleurs, étant donnée la flexure structurale amorcée vers l'Ouest et déjà visible aux Rochers de Chalves, la pente de l'ancienne surface topographique peut coïncider aussi vers l'Ouest avec une surface structurale où le glissement couche sur couche a été possible. Mais, de ce côté, l'érosion a été encore plus impressionnante puisqu'un vallon a pris la place du paléorelief origine des vestiges de l'écroulement étudié.

Les modifications considérables de la morphologie régionale qu'implique la présence de cet écroulement perché sur une ligne de crête, conduit à lui attribuer un âge très ancien (Mindel-Riss, voire antérieur). Des datations sur les concrétions calcitiques et le ciment bréchique sont actuellement en cours. Elles devraient préciser prochainement cette hypothèse.

CONCLUSIONS

L'étude détaillée de mouvements de versants naturels montre que les conditions géologiques des sites jouent un rôle tout à fait déterminant dans le déclenchement des mouvements et le style des déformations engendrées. La bonne compréhension des mécanismes impliqués ne signifie pas que l'on soit à même de mener à bien les classiques calculs de stabilité, même dans ces situations en apparences très simples. L'exemple de l'écroulement fossile de Proveyzieux montre qu'une interprétation hâtive de la morphologie peut orienter les recherches vers un mécanisme inadéquat, alors que celui du Claps de Luc montre que dans un contexte extrêmement simple et proche de la théorie, il subsiste encore de nombreuses inconnues. Ceci incite à la prudence chaque fois qu'il s'agit d'émettre un pronostic sur la stabilité d'une pente rocheuse naturelle.

REFERENCES

ANTOINE P., BIAREZ J., DESVARREUX P., MOUGIN J.P. (1971) Les problèmes posés par la stabilité des pentes dans les régions montagneuses, Géologie alpine, n° 47, p. 5-24.

BIAREZ J., HASBANI N., MONTEL B. (1976) Rôle des surfaces de faiblesse des propriétés mécaniques des roches dans les grandes accidents. Bull. Soc. geol. Fr., n° 6, p. 1551-1571.

CARLONI G.C., MAZZANTI R. (1964) Rilevamento geologico della frana del Vaiont Giornal de Geologia, XXXII, fasc. 1, p. 105-138.

CHOWDHURY R. (1978) Analysis of the Vajont slide. New approach. Rock Meck. vol 11, p. 29-38.

CRUDEN D.M. (1976) Major rock slides in the Rockies. Can. Geotech. J. vol. 13, p. 8-20.

CRUDEN D.M. (1982) The Brazeau Lake slide, Jasper National Park, Alberta. Can. J. Earth Sc., vol. 19, p. 975-981.

CRUDEN D.M., ANTOINE P. (1986) The slide from Mt. Granier, Isère and Savoie, France on November 24, 1248. Proc. 4 th I.S.L. Toronto p. 475-481.

EISBACHER G.H., CLAGUE J.J. (1984) Destructive masse movements in high mountains : hazard and management. Geol. Survey of Canada, paper 84-16, W.-C. Morgan ed., 230 p.

GAZIEV E. (1984) Study of the Usoy landslide in Pamir. Proc. 4 th I.S.L., Toronto, p. 511-515.

GOGUEL J., PACHOUD A. (1972) Geologie et dynamique de l'écroulement du Mont Granier dans le massif de la Chartreuse, en novembre 1248, Bull. B.R.G.M. (2), section III, n° 1, p. 29-38.

HEIM A. (1932) Bergsturz und Menschensleben. Frets und Wasmuth, Zürich, 218 p.

HOEK E., BRAY J. (1974) Rock slope Engineering I.M.M. ed., London, revised third edition in 1981, 358 p.

JOHN K.W. (1968) Graphical stability analysis of slopes in jointed rocks, A.S.C.E., J. or Soil Mech. and Found. Div., SM2, p. 497-526.

LONDE P. (1965) Une méthode d'analyse à trois dimensions de la stabilité d'une rive rocheuse. Annales Pts et Ch. I, p. 37-60.

MONJUVENT G., MARNEZY A. (1986) Processus d'évolution de versants dans les Alpes françaises. Géologie alpine, n° 62, p. 87-105.

RAMIREZ A. (1987) Analyse géotechnique des glissements de versants sédimentaires sur des plans de stratification. Thèse, Université de Grenoble, 180 p.

Instability as a consequence of deep disintegration in gipseous marls

Instabilité provoquée par la décomposition des marnes gypseuses

B.RICK, Ingenieur Geologie, ETH-Hönggerberg, Zürich, Switzerland

ABSTRACT: Instabilities and landslides occur frequently in the Swiss Jura. Particulary the gipseous shales and marles of the Triassic (the "Gipskeuper") produce instabilities. Related to a considerably deep local weathering various mineralogical changes such as dissolution of gypsum as well as leaching of carbonate and a gradual desintegration of the claystone have been observed. First results concerning the changing of the physical properties due to the weathering are discussed.

RESUME: Les instabilités et les glissements du terrain sont fréquentes dans les formations du Jura Suisse. Surtout les marnes du gypse triassic (le "Gipskeuper") inclinent à produire des terrains instables. Localement l'altération est profonde grâce aux procès téctoniques, qui ont facilités la circulation d'eau en brisant les dolomies et les pélites. Les effects d'altération ont été examinés: Changements minéralogiques comme dissolution du gypse et du calcaire et une décomposition des formations pélitiques. Ces phénomènes provoquent un affaiblissement du terrain. Les changements de la plasticité et des propriétés mécaniques sont présentés par rapport à l'altérabilité. Les conséquences correspondantes naturelles sont généralement lentes, mais peuvent être activées par des interventions humaines. Les problèmes d'affaisement ou de glissement dans le Gipskeuper ne devraient pas être sous-éstimés.

INTRODUCTION

Among the main rock forming minerals gypsum (2.04 g/l, 20 °C) and anhydrite (2.98 g/l) are - beside halite - the most soluble ones. Therefore, it is not astonishing, that sulfate bearing rock suffer important alteration due to leaching processes, accordingly. As a consequence, the influence of weathering on the physical properties of residual soil is of importance.

During tectonic processes the sequences of shales with anhydrite behave ductile and serve as detachment horizons for most of the Swiss Jura (Trümpy, 1980). The more competent limestone and dolomite beds are generally broken. These circumstances increase the permeability of the rock sequence and weathering by dissolution of gypsum continues, which culminates on some cases in producing karst areas with cavities and induced sink-holes.

The Triassic gypseous marls and shales of the Swiss Jura Mountains are concentrated in the formations of the Middle Muschelkalk (mainly as anhydrite, which transforms to gypsum near surface) and Gipskeuper. As consequence of the tectonic processes in the eastern Jura (slices of Triassic formations) they produce a soft morphology of shallow depressions, which are used for pasture-land, between the harder dolomitic beds of the Muschelkalk. Sometimes the gypseous marls are accumulated in anticlines like in the Lägern anticline at Ennetbaden (see Fig. 1).

Mass movements in the Gipskeuper occure frequently and are observed at many places in the Swiss Jura. But we only take notice of geotechnical problems in sulphate bearing rocks, when they appear in dense settled regions. Similar problems are known from Paris (Thorin, 1986) and Stuttgart, Southwestern Germany (Mack, 1981). As a result of new road and railroad developments more remote areas are involved in engineering projects. If the new road is placed in the depression, it is cutting across the weathering products of the Gipskeuper and is exposed to the risk of landslides and connected injuries. Fabre & Dayre (1982) report, that at least in the Northern Alps of France (Savoie) this problems have been underestimated.

In the eastern most thrust-fold of the Swiss Jura, the Lägern, the core of the anticline is of Triassic sediments. Construction activities in Ennetbaden initiated further interest in the weathered Gipskeuper. The geomechanical and geological investigations are still in progress. Therefore, this paper deals with first results only. The whole aspect of the geotechnical behaviour and the complex groundwater balance (high mineralized waters) will be published later as a thesis.

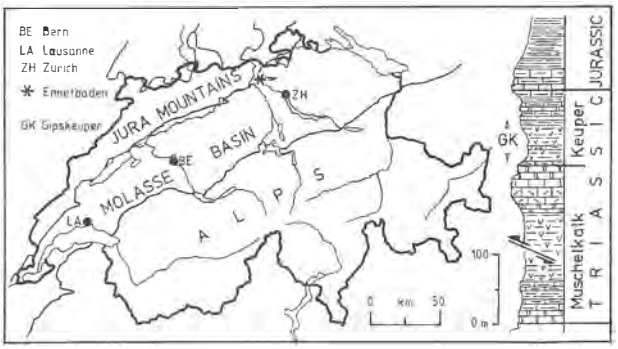


Figure 1. Situation of test site in a simplified tectonic map of Switzerland and stratigraphic section at Ennetbaden (after Schindler, 1977).

Figure 1. Situation dans une carte tectonique simplifiée de la Suisse et coupe stratigraphique à Ennetbaden (après Schindler, 1977).

GEOLOGICAL OBSERVATIONS

The gypsum bearing shales and marles of the Gipskeuper are studied in Ennetbaden (Lägern chain). Many investigations with extensive drilling for a tunnel project revealed, that these clays and marls are deeply weathered, in some cases up to 30 meters below surface. The internal structures, such as folding and primary bedding are still preserved, but gypsum is entirely dissolved. The enriched sulfate waters are a good evidence of this process. At places the carbonat layers transforme to fine debris (like grus). Especially in the lower part of the weathering profile some marls

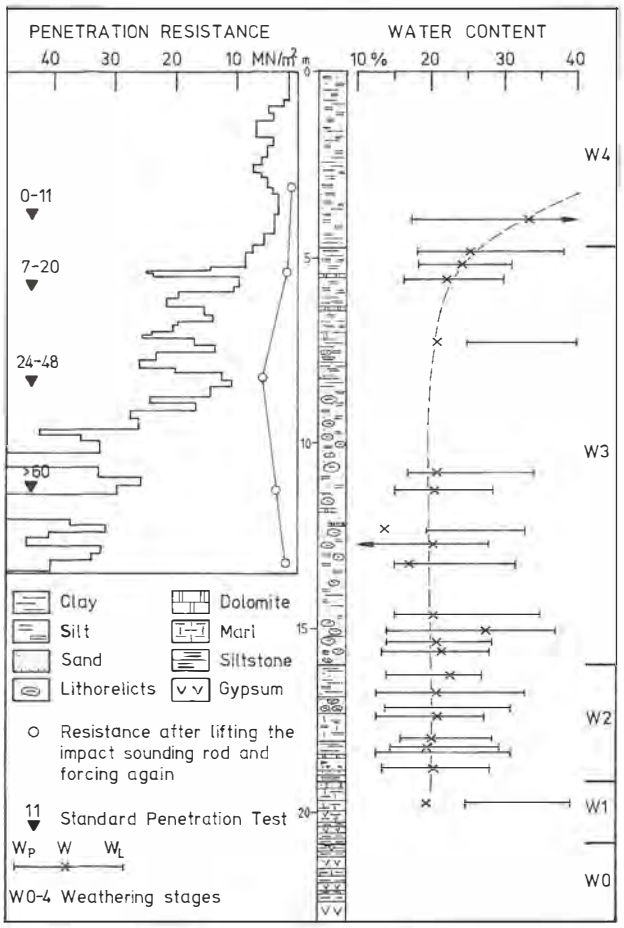


Figure 2. Generalized weathering profile of Gipskeuper at Ennetbaden with appropriate water content and impact sounding profile.

Figure 2. Profile d'altération généralisé du Gipskeuper à Ennetbaden.

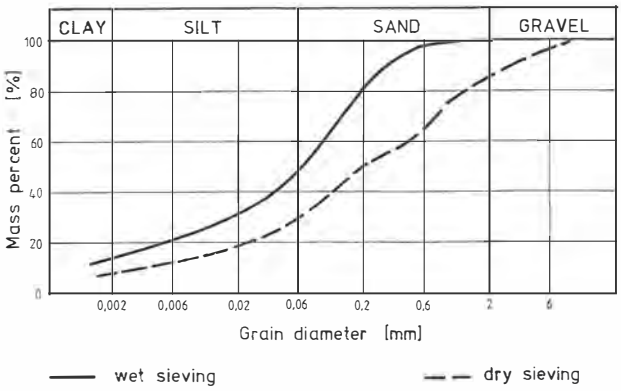


Figure 3. Grain size distribution curve of a highly weathered (W3) Gipskeuper sample.

Figure 3. Courbe granulométrique d'un echantillon altéré (W3) du Gipskeuper.

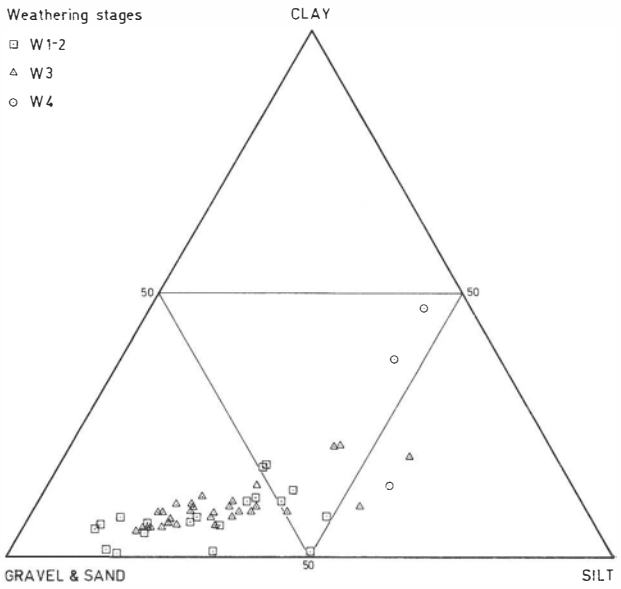


Figure 4. Particle-size distribution according to different weathering stages.

Figure 4. Diagramme triangulaire granulométrique des diverses états d'altération.

are calcareous.

Dolomit is dominant either in thin layers or as a weathering product of a dolomitic silty sand with plastified lithorelicts of black to greyish claystone. The dolomite beds show a random disintegration and transformation to sand. With encreasing weathering the samples have to be considered geotechnically as a soil.

In field we tried to classify the samples in the weathering profile after the recommendation of Einsele et al. (1985) into 4 weathering stages (besides the residual soil, W5):

W0: fresh rock with intact gypsum beds

W1: beginning of disintegration and oxidation at fractures; dissolution of gypsum

W2: gypsum entirely dissolved; leaching of carbonate; marls discoloured; close spacing of joints

W3: very small, randomly plastified, laminated lithorelicts in a silty matrix; strong loosening of original pattern

W4: strongly weakend and plastified lithorelicts perceptible in a loamy, sandy matrix

As it is shown in Fig. 2, the dynamic sounding passes through the stages W4 and W3 without remarkable resistance. The results of the Standard Penetration Tests confirm the low bulk density (14-17 kN/m3) due to the loosening. Only more compact layers of W2 especially when they consist of dolomite offer slightly elevated resistance.

According to Einsele et al. (1985) and Lempp (1981) the bulk mass of the Gipskeuper with the variable properties associated with the weathering processes is a critical medium between a soil and a rock. Geotechnically it is classified as "weak rock". In drill holes we tend to classify the clayey silt and silty sand with lithorelicts in the gravel fraction as a soil. But in pits and shafts the primary structure is visible and for a short time the material is stable. Nevertheless the little clay and silt matrix can be removed by hand easily.

RESULTS

With increasing water content, the soil turns into a pulpy behaviour. On the other hand the desiccation is accompanied by a shrinkage process. The decay from dry to wet conditions causes the rock to change progressively into friable material (cf. Lempp, 1981). The disintegration promotes the plastifying of the clay aggregates and the sand- and silt-sized particles decay gradually also after a short exposure at an artificial outcrop. This particularity is also recorded in the changing grain-size distribution pattern with the enrichment of the silt-sized particles by wet sieving (Fig. 3).

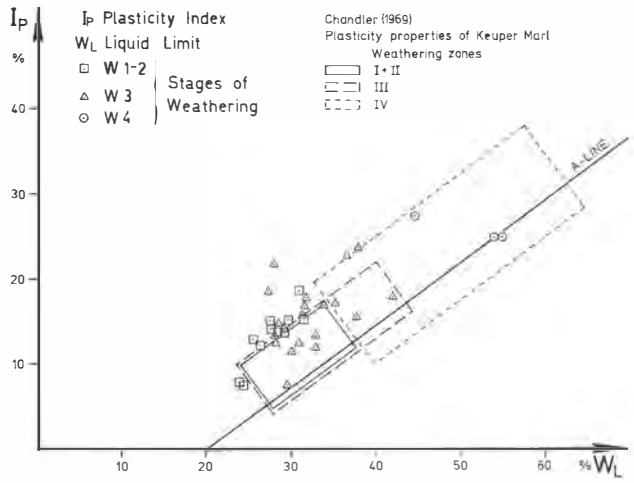


Figure 5. Plasticity chart for weathered Gipskeuper

Figure 5. Diagramme de plasticité pour le Gipskeuper altéré.

Mineralogical investigations demonstrate that, after storage under water, the dolomitic aggregates as well as "pebbles" of clay mineral aggregates obviously decay. It is only a matter of dispergation energy.

In normal cohesive soils the effect of the case friction along the rod influences the value of the penetration resistance in impact sounding tests. Thus, for estimating this effect, after penetration to some depth the impact sounding rod is lifted for 30 cm and forced again for 20 cm. The measured resistance is related to the case friction as well as to the length of the sounding rod. With increasing depth we would expect the resistance to increase correspondingly. We observe in the weathered Gipskeuper a very low penetration resistance related to the second forcing, as described above (Fig. 2). This can be explaned by the quite small content in cohesive and clay-sized particles in the weathering stage W1 to W3 (see Fig. 4). However the supplied data by impact sounding are only qualitativ. But the measured content in clay minerals, which momentarily apppears as sand-sized aggregates, is often higher than 30 percent.

According to the results of Chandler (1969) on studies of weathering profiles in the English Keuper Marl, the slightly to moderately weathered samples (W1-W2) cannot be differentiated in the plasticity chart (Fig. 5). Passing from the weathering stage W3 to W4 the clay content increases (Fig. 4) and the plasticity is increasing correspondingly.

The weathering zone classification of Chandler (1969), into which zones accorde to the degree of weathering, is not accurately corresponding to the descriptive weathering stages of Einsele et al. (1985) who recommend to use the term "degree of weathering" for quantitative description.

The shear strength properties of the weathering product of the Gipskeuper have been investigated as well (Fig. 6). The results are consistent with the general relationship between residual strength and clay fraction of Skempton (1964). Some high friction angles have been observed due to the high percentage of sand. If the clay fraction is less than 20 percent the strength is controlled by the sand and silt particles (Skempton, 1985). A turbulent mode of residual shear behaviour occurs (Lupini et al., 1981). The effect of particle reorientation of platy clay minerals parallel to the direction of shearing causes decrease in residual shear strength. The residual shearing mechanisme changes correspondingly. Skempton (1985) pointed out that, with clay fractions exceeding 50 percent, the shear behaviour as well as residual strength depends exclusively on the type of clay particles. But with encreasing weathering, as already mentioned, the total percentage of clay minerals in

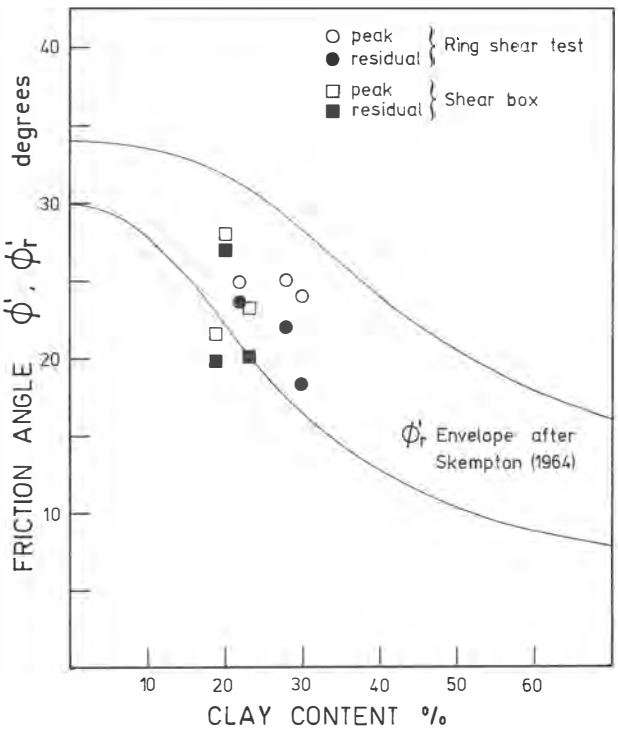


Figure 6. Relationsship between shear strength properties and measured content of clay minerals.

Figure 6. Résistances maximales et résiduelles de cisaillement en fonction de la teneur mesurée en argile.

the clay fraction - and they are critical in soil mechanics - will increase too, which will decrease the shear strength and increase the potential of instabilities.

Besides the mineralogical data point out that most of the clay minerals are mixed-layers and illite with some more or less cristalline chlorite. The plasticity and shear strenght of these mineral aggregates are of great importance. With increasing content of this minerals in the clay fraction the risk of instability should not be underestimated.

CONCLUSIONS

Due to the weathering of sulfate bearing rocks various mineralogical changes such as transformation from anhydrite to gypsum, dissolution of gypsum and leaching of carbonate as well as a gradual disintegration of the claystones occur. Related changes in plasticity properties and shear strength are crucial due to the considerably deep local weathering. The reduction of mechanical shear strength and related consequences are normaly slow, but may be accelerated by human interferences (slopes, terracing, exposure to increased desiccation and wetting).

ACKNOWLEDGMENTS

The author is indepted to Prof. Dr. H. Lang, chairman of the IGB-ETH, for the permission to carry out the laboratory work at the soil mechanic laboratories.

Gratefully acknowledgment is made to geotechnical bureau Dr. von Moos AG, in particular to Dr. A. Wildberger, for permission to consult unpublished data and helpful discussions.

My thank is due to Prof. Dr. C. Schindler for supporting in this subject and to Dr. Ch. Schlüchter for reviewing this paper.

REFERENCES

Chandler, R.J. (1969). The effect of weathering on the shear strength properties of Keuper Marl. Géotechnique 19 (3): 321-334.

Einsele, G., Heitfeld, K.H., Lempp, Ch. & Schetelig, K. (1985). Auflockerung und Verwitterung in der Ingenieurgeologie: Uebersicht, Feldansprache, Klassifikation. In: Heitfeld, K. (1985). Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen. New York: Springer.

Fabre, D. & Dayre, M. (1982). Geotechnical properties of gypsum and anhydrite (Trias of the Northern Alps in France). Bulletin IAEG 25: 91-98.

Lempp, Ch. (1981). Weatherability of overconsolidated pelitic rocks of the Keuper and Jurassic in Southwestern Germany. Bulletin IAEG 23: 101-108.

Lupini, J.F., Skinner, A.E. & Vaughan, P.R. (1981). The drained residual strength of cohesive soils. Géotechnique 31 (2): 181-213.

Mack, K. (1981). Die Verwitterung diagenetisch verfestigter Tonsedimente und ihr Einfluss auf mineralogische und bodenmechanische Kenngrössen. Dissertation, Universität Stuttgart.

Schindler, C. (1977). Zur Geologie von Baden und Umgebung. Beitr. Geol. Schweiz, kl. Mitt. 67.

Skempton, A.W. (1964). Long-term stability of clay slopes. Géotechnique 14 (2): 77-102.

Skempton, A.W. (1985). Residual strength of clays in landslides, folded strata and the laboratory. Géotechnique 35 (1): 3-18.

Thorin, R. (1986). Characteristics of gypsum masses and interstratified marls in Parisis. Methodology of geotechnical studies. Bulletin IAEG 33: 73-89.

Trümpy, R. (1980). Geology of Switzerland. A guide book. Basel: Wepf & Co.

Fissured clays of the Carpathian Foredeep in Moravia

Argiles fissurées des Précarpathes en Moravie

M.ŠAMALÍKOVÁ, Brno Technical University, Czechoslovakia

ABSTRACT: The article deals with the neogene clays and marls of badenian from the area of central Moravia. The mineral composition and physical properties of massive and fissured clays are described. As a main swelling clay mineral the chlorite - rippidolite has been newly found. On artificially made samples corresponding to the chemism of both the massive and fissured clays failure was proved during the pressuremeter test under condition of different saturation. The samples of clays which correspond to fissured clays were slightly faulted by tensile fractures. The article also presents some examples of landslides and their stabilization.

RESUME: Dans lárticle ságit de les marls du neogéne de la Moravie Centrale. La composition minerale de marles massifs et fissures décrit. Les examples du glissements sont décrit.

INTRODUCTION

The groups of beds of badenian pelites belong to the typical rock environments which are typical for the origin of mass movements in the neogene of the Carpathian foredeep. These are either massive or fissured clays and marls (hereinafter clays only) which are variable pervious. The origin of landslides is usually due to the failure of the hydrological regime, the effects of both surface and ground water. A man's activity often acts as a trigger at the extraction of masses during the excavation. Substantial landslides also occur due to the release of horizontal stress in the rock massif by the action of the water stream erosion.

1 PETROLOGY OF CLAYS

Badenian pelites are gray to green-gray clays of two types. They are partly massive which are penetrated by irregular characteristic slide surfaces which are in distance of several metres to several tens of meters one from another, partly fissured which are articulated into stronger small irregular lumps of size being in cm (Fig. 1) and a softer clayey mass which is enclosing them.

From the mineralogical point of view both clay types are similar. The main part of the clayey component is formed by the swelling chlorite which according to Melka's classification corresponds to rippidolite. The typical course of the line d 001 from the X-ray diffraction analysis is in Fig. 2. The sample having been saturated with ethyl-glycol, this line was shifted up to 1.9 nm.

The clay skeleton is formed by grains of quartz, orthoclase, by muscovite and by microfossils (Figs. 3 and 4). The number of microfossils, prevailingly foraminifers usually determines the $CaCO_3$ content in the rock. Other minerals presented may be gypsum, pyrite and limonite.

Due to the effect of weathering the colour is changed into yellow-rusty to gray-rusty. The difference between fresh and weathered clays is perfectly recognisable also from the DTA course in Fig. 5. The full line represents the fresh massive clay, the dotted line represents the weathered massive type of clay. The first exothermic reaction of fresh clay corresponds to the limonite the second to hematite.

The average values of chemical analysis are in table 1.
A higher potassium content was found in all fissured clays analysed.

2 FISSURED TEXTURE

The origin of the fissured texture of neogene clay was the frequent subject of investigation in the middle of this century and it was explained by different authors in different ways.
According to the authors observation fissure originated by the action of the mountain-building pressures when the behaviour of strata of higher potassium content was more brittle than that of others clay mass, and therefore were faulted by the system of pressure cracks which resulted in the origin of the typical fissured texture. The other clay mass, of a lower potassium content, was faulted by main shear discontinuity planes being considerably distant one from another.

This assumption was proved by laboratory tests a long time ago (Šamalíková 1961).

2.1 Laboratory tests

The natural massive clay was dried, ground and moistened during permanent plastification. For moistening either destilled water or KCl was used. KCl was added in the proportion corresponding to the K_2O content in fissured natural material. The moisture was chosen from the plasticity limit w_P 26 to the state when the sample could still

Table 1. Chemical analysis (%)

	Massive	Fissured clay
SiO_2	44.61	46.01
Al_2O_3	13.21	12.59
Fe_2O_3	4.82	6.49
TiO_2	0.86	0.88
CaO	11.68	11.34
MgO	3.04	3.11
K_2O	1.49	2.31
Na_2O	0.42	0.41



Figure 1. Fissured clay, Moravia

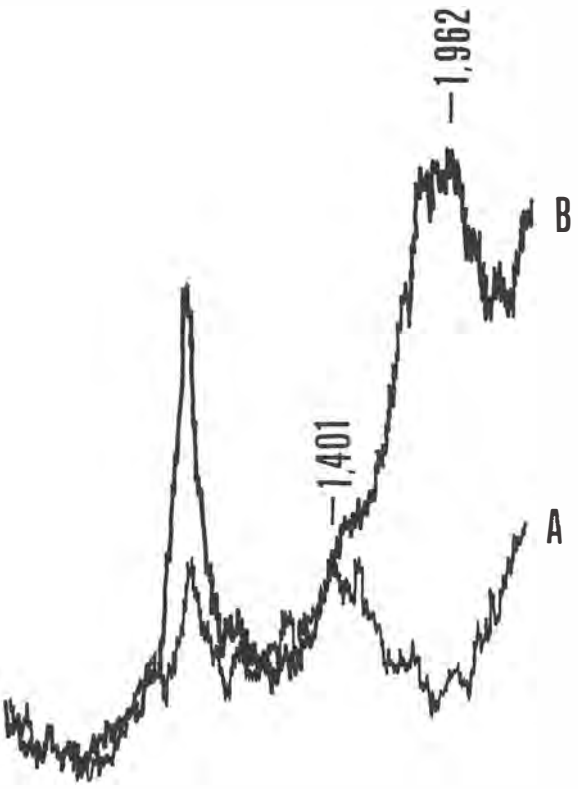


Figure 2. The line d 001, gray clay, fine fraction, A - natural sample, B - sample with ethylglycole

be compacted (38). The mix of clay prepared in this way was compacted in the Proctor compacter in six layers by 25 strokes. Conditions obtained were near the natural compaction.

Samples for the simple pressure test were taken from the clay mass prepared in the above way, then



Figure 3. Quartz grain enclosed by the clayey mass, SEM, enl. 2300 x.

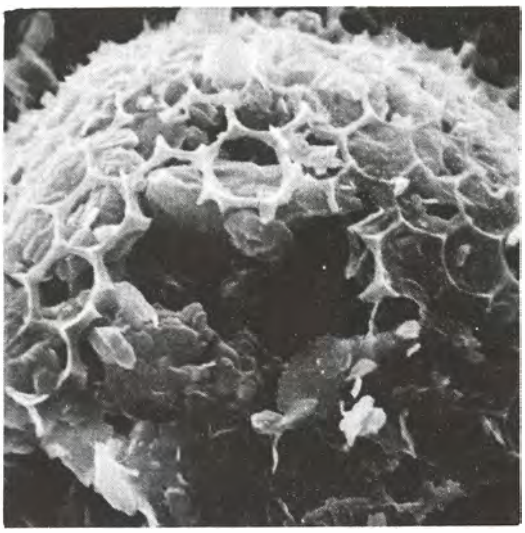


Figure 4. The microfossil filled with clayey mass, SEM, enl. 3300 x.

hermetically packed and sealed with paraffine. After the period of 8, 29 and 40 days the samples were tested in the pressure tester at constant velocity 1.6 mm of vertical deformation per minute.

As shown in Fig. 6, the same compaction requires different stress in samples with destilled water and with KCl.

Shear cracks were formed in the clay with KCl only at the moisture above the plasticity limit. Otherwise the clay would be slightly faulted by the system of tensile cracks.

2.2 The teory of the origin

On the basis of these tests and observations it is possible to explain the origin of fissured texture of neogene pelites of badenian in the region of Moravia.

The parts of the rock massif which contained higher quantities of potassium were less compressible and stronger than neighbouring mass by the influence of stronger attractive forces among

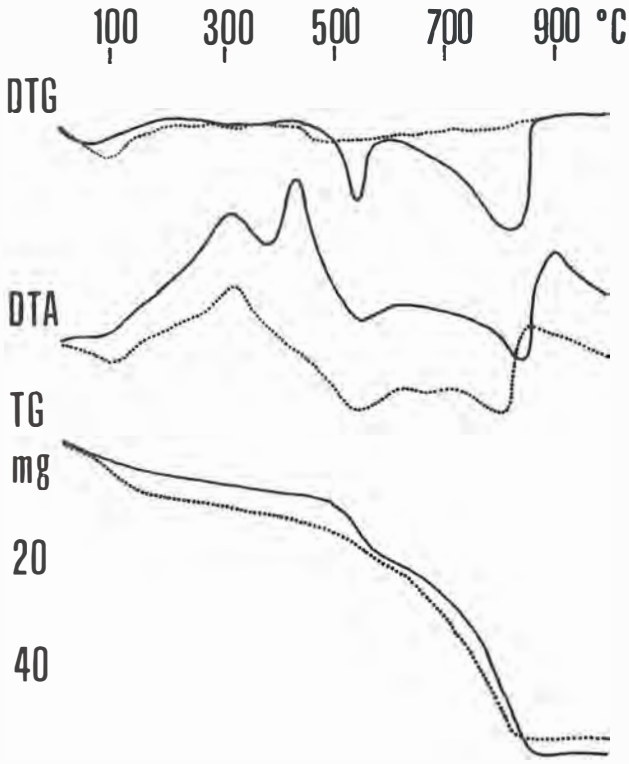


Figure 5. The difference between fresh and weathered massive clay. Full line - fresh clay, dotted line - weathered clay

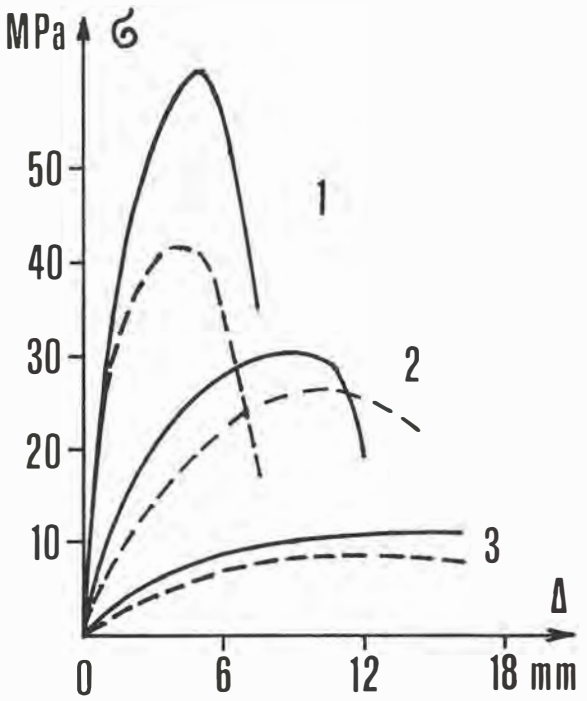


Figure 6. The course of deformation of artificially made samples of clay after 40 days. Full line - clay with KCl, dashed line - clay with destilled water. 1 - moisture 26 %, 2 - moisture 31 %, 3 - moisture 38 %.

colloidal particles. Thus, during the deformation of the whole group of strata, the parts of the rock massif became more resistant, the deformation forces concentrated to them, and after the depletion of strength, they were suddenly faulted by the system of minute, irregular tensile cracks.

3 LANDSLIDES IN NEOGENE PELITES

Based on the acquired experience of many years landslides in neogene clays in Moravia are divided into shallow landslides of fissured clays and large landslides of fissured clays and massive clays of groups of neogene strata.

3.1 Shallow landslides in fissured clays

These originate even on very gentle slopes mainly due to the change of water regime in the slope.

The trigger being most frequently the man's interference in the slope.

First, the movements have the character of sliding, the texture is faulted, solid lumps are twisted and the enclosing plastified mass becomes soft.

By the increase of moisture sliding may change into flowing. In such a case, first the scaled part of the clay mass round the firm lumps slakes, but soon also the firm lumps become soft, and the consistence of the whole moving rock mass is pasty-plastic. The root area is low, usually up to one metre, shear zones are not too thick and the cracks do not open to the depth. The example is in Fig. 7.

Such landslides occur even in case when clays form "pockets" in the erosive hidden ditches of the crystalline rocks.

Shallow landslides often originate also on the border of loesses and clays, spavins in case when fissured, and therefore pervious for water, are activated and vast sliging occurs (Fig. 8).

This type of sliding is most frequent in the construction of traffic structures. The characteristic feature is the persistence of sliding and the permanent tendency towards the restoration of the movement even after the stabilization.

For securing the stability we use the fill in the form of a stone bench at the foot of the slope (Fig. 9) and all kinds of drainage. For the final stabilization of large slidings in important structures pile walls are used at present.

3.2 Landslides in groups of strata of neogene pelites

These prevailingly occur on slopes near water streams. The reasons of their origin are usually the effect of water erosion, fluctuation of water level in the stream and the influence of the year season or flood water.

The permanent reduction of the horizontal force and the interference of the proportion of vertical and horizontal pressure in the soil results in the formation of slow movements in the form of the creep up to the sliding.

The sliding are vast in surface, the shear zone is relatively wide and the cracks open into great depths. Thus, the access of rain water into the rock massif and the restoration of movement along the original shear planes of separation are made possible.

The activity of sliding is in relation not only to the water stream erosion but also to the fluctuation of the water table. These landslides, if endanger the building activity, are secured by permanent drainage and by the construction of tie walls and pile walls.

These landslides occur also in case when the slope margin is given by the fault line.



Figure 7. Shallow landslide in fissured clay, express highway Brno - Prague.
The clay forms a "pocket" in crystalline rocks, thickness of the clay - 12 m.

Moisture 37.8 %
w_P - 28.8
w_L - 82.7



Figure 8. Landslide on the border of the loess and neogene fissured clay, highway Brno.

Character of the matrix SEM, 2300 x, EMA: Si-48.70, Ca-21.90, Al-10.33, Fe-8.80, K-6.20, Ti-1.75, Mg-0.40 %

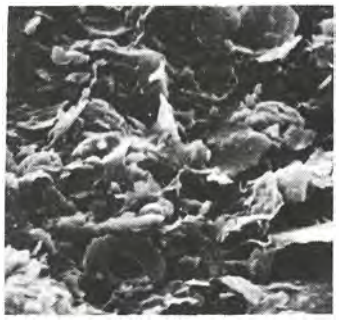




Figure 9. Stone bench at the foot of the slope as the stabilization of the landslide in fissured clays, reconstruction of the tramway line, Brno.

Moisture 38 %
w_P - 27.6
w_L - 84.5

REFERENCES

Šamalíková, M. 1985. Clayey soil microstructures of Brno region. Sborník ČSVTS. 110-113.

The landslides of Zug seen 100 years after the analysis of Albert Heim

Les glissements de Zoug vus 100 ans après l'expertise d'Albert Heim

C.SCHINDLER, Ingenieur Geologie, ETH-Hönggerberg, Zürich, Switzerland
M.GYGER, Dr. von Moos AG, Geotechnisches Büro, Zürich, Switzerland

ABSTRACT: Our knowledge of the subsurface of Zug, but also in geotechnics, improved during the last 100 years. How conclusive are the statements of the experts in 1887 for the evaluations of today? What are the results of the observation of fixpoints and of drainage initiated then? Methods of construction changed - are the old prescriptions to avoid a new catastrophe still valid and how can the zones of danger be fixed? The authors try to answer these questions.

RESUME: Grâce à nombreux sondages, nous connaissons aujourd'hui le sol de Zoug bien mieux que les experts de 1887. La géotechniques s'est développée pendant les 100 ans passés. Est-ce que l'ancienne analyse des glissements reste valable? Quels sont les résultats des mésurements et des drainages initiés par les experts? Les prescriptions pour éviter une nouvelle catastrophe ont un âge de 100 ans - quelle est leur valeur dans une période où les méthodes de construction ont complètement changés? Peut-on délimiter les zones de danger? Les auteurs essayent de donner une réponse à ces questions.

1 INTRODUCTION

July 5th 1887 a 180 m long section of the shore of lake Zug (Central Switzerland) collapsed, killing 11 persons, destroying 35 houses and making 650 persons loose their home. It was the third catastrophe of this type hitting the small town after the landslides of 1435 (60 dead, 26 houses destroyed) and 1594 (9 houses destroyed). The situation of the landslides can be seen on Fig. 1. The experts A. Heim, R. Moser and A. Bürkli studied these events and made a famous report (1887) giving an analysis, but also proposing immediate and long term measures to improve the situation and making prescriptions for future building activity. The government of the canton and of the town of Zug entrusted 1980 the geotechnical office Dr. von Moos with the analysis of all new data available especially with the aim to modernise the old prescriptions, but also to know if there is still a danger of new landslides. The extensive final report was partly published in a commemorative volume 100 years after the catastrophe of 1887 (Buri & Raschle 1987, Schindler & Gyger 1987) including also the historical background and many pictures, technical plans etc. In this article, only some geotechnical results of general interest will be presented.

2 GEOLOGY, REASONS FOR THE LANDSLIDES

The possibilities for soil investigation in soft sediments improved tremendously since the time of Albert Heim who only got very little information from the subsurface by a few primitive boreholes. As shown on Fig. 2, many new tools are in use including echosounding and piston coring in the lake or laboratory tests, allowing a detailed analysis of the situation at Zug. The results of plenty of boreholes with continuous coring (Fig. 1) and observations at the surface or in deep excavations are available. With regard to the danger of the collapse of the shore, two types of characteristic situations occur (Fig. 3).

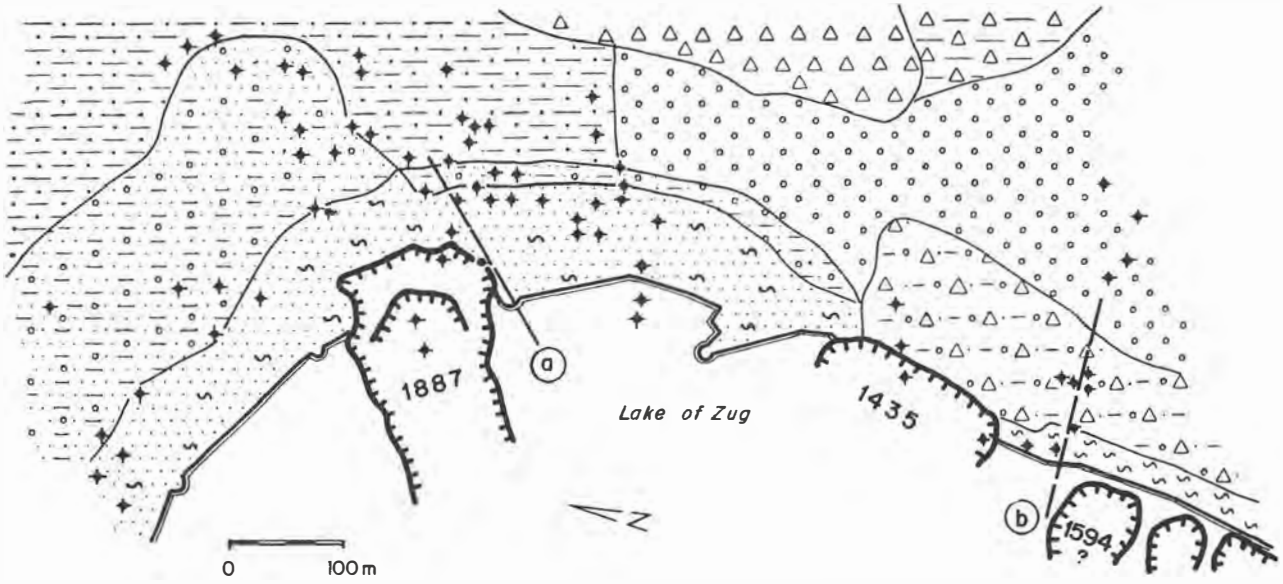
2.1 Southern part with the landslides of 1435 and 1594 (Fig. 3, Profile b)

Rock surface is lying here very deep, being covered with thick glacial sediments. Due to repeated changes in the position of the front of the glacier, different types of soil occur: Groundmoraine and fine grained lacustrine sediments, both with poor permeability and coarse, permeable soils sedimentated near the front of the glacier. As the ice melted, the higher part of the slope got unstable and moved. Our profile shows the foot of this ancient slide. Later, the area was covered with gravel and sand by a rivulet. For our stability problems it is important to know that the level of lake Zug changed in the past (Kopp 1950): First, with the melting of the ice, it quickly sank from a level of 425 m to 418 m and was stabilized there - this within the final part of the last glaciation. Later, it oscillated between 415 m and 416 m. In our profile, this second period is represented by lacustrine chalk interfingered with sands near the coast. Due to the action of the waves, these very soft sediments form a platform near the waterline, abruptly changing toward the lake to a slope some 20 m high and inclined with 25° in profile b.

As lacustrine chalk has an unstable structure and can suddenly collapse, the situation gets more and more instable with accumulation of sediments. It is worsened by the groundwater situation. Water is flowing through permeable glacial or rivulet sediments down to the shore. Lacustrine chalk, but in the depth also ground moraine form an obstacle to the outflow, causing an overpressure with regard to the level of the lake. Profile b on figure 3 is typical for the original situation at the slides of 1435 and 1594. In the borehole at the shoreline we found an overpressure of nearly 2 m.

In 1435 a part of the old town suddenly sank into the lake, the quick collapse being typical for lacustrine chalk. The destroyed houses stood on the unstable coastal platform and overloaded it. The reason for the collapse seems to have been an extreme difference between the water levels: On March 4th, at the end of an extremely long and cold winter, the lake level was probably very low, but the start of melting and maybe in addition rain brought plenty of groundwater from the slope, which was partly blocked near the shore. It is possible - but not proved - that the ancient slide within the glacial sediments moved and goes on moving very slowly. This would make the situation of stability worse.

The landslide of March 7th 1594 had another cause: By digging a deeper outlet to the lake its level had



LEGEND :

- borehole
- profile
- scar of landslide

POSSIBILITY OF LANDSLIDE

- lacustrine chalk, sands
- silts, fine sands, some chalk, org. material

NO DANGER OF LANDSLIDE, BUT SETTLEMENTS

- sands and silts, some chalk, cover of gravel

OLDER SEDIMENTS, NOT OVERCONSOLIDATED

- sands and silts, cover of gravel
- gravel and sand

GLAZIAL SEDIMENT, OVERCONSOLIDATED

- moraine and waterlaid sediments
- dito, old landslide area
- dito, but thin cover of gravel and sand

Figure 1. Geotechnical situation at Zug, with the scars of the different historical landslides into the lake and with zones of danger

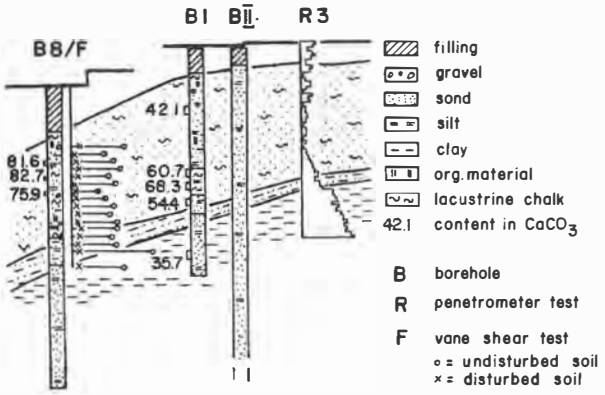
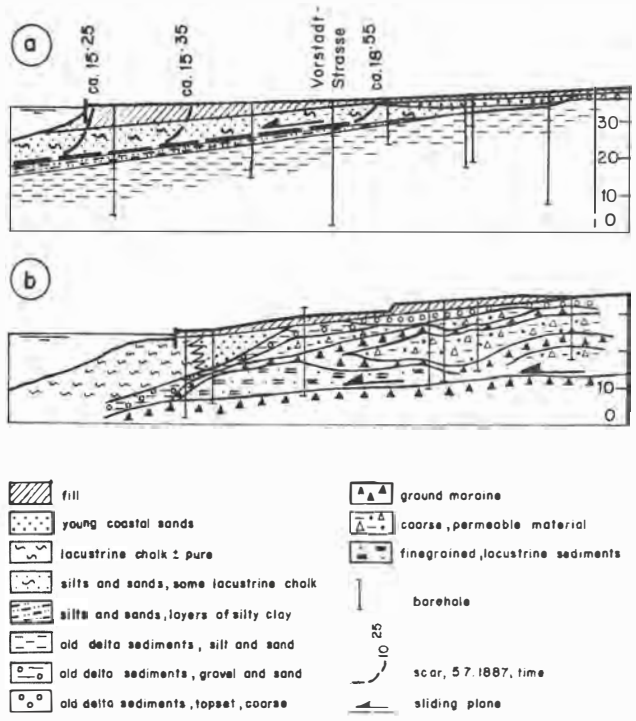


Figure 2. Details of a profile landward of the scar of 1887, Fig. 3, profile a. B II is the record of a primitive borehole made in 1887, to be compared with the results of modern investigations of the same soil. A. Heim only found "silt and fine sand" within the whole drilling depth of 33.5 m. The content of $CaCo_3$ in the young lacustrine sediments increases from B_1 to B_8, with the distance from the ancient shoreline. (For the legend of the profile see fig. 3)

been lowered artificially end of 1592 by 2.5 m. It is easy to understand that the unstable parts of the shore got an additional charge by the higher weight of the sediments now lying over lake level, but also by a massive additional overpressure of the groundwater blocked behind sediments of low permeability. The quick collapse after some former cracking and deformation is again typical for a breakdown in lacustrine chalk. Many other landslides occured around lake Zug in 1593 and 1594.

2.2 Northwestern part with the landslide of 1887 (Fig. 3, Profile a)

Also in profile a (similar to profile b), the rock surface lies very deep and is covered by overconsolidated glacial sediments of different types. However, no ancient landslide affected them. They are covered by soft lacustrine material sedimentated near the front of the glacier, then by silts and fine sand of the most outward part of a delta. Coming from N, the river Lorze filled a considerable part of the original lake during the time of glacier retreat, when the protection against erosion by vegetation was still very little. As proved by the change to topset layers, the level of the lake was still at 418 m when the activity of the delta stopped. The thin cover of



Profile a shows the situation at the southern part of the 1887 scar. The different detachment planes of July 5th are projected to this profile. The base of the young sediments covering the older delta dips with 8-9° to the lake.
Profile b corresponds to a situation as it was typical for the landslides of 1435 and 1594. A complex of overconsolidated glacial sediments (right side of the legend) moved along a deep sliding plane as the ice melted away. There are no proofs for recent displacements. These layers are covered by an old, coarse delta. The youngest sediments - lacustrine chalk interfingered with sands - pinch near the shore.

Figure 3. Two typical profiles from Zug (situation see Fig. 1)

topset sediments consists of gravels. As their permeability is much higher than that of the underlying silts and sands, the groundwater originally run within these gravels and had a table very near to the surface. The gentle slopes of the old delta are covered by 10 - 15 m thick lacustrine sediments (Fig. 2 and 3). Then the climate was warmer and the lake level stood at 415 - 416 m. The sediments are mainly built up by silt and fine sand, but contain near the base layers of silty clay, higher up some organic material and horizons with admixture of lacustrine chalk. The content of $CaCO_3$ was always below 85 %, but research in lake Zurich (Gyger et al. 1975) showed that even sediments with a small admixture of lacustrine chalk still have very unfavorable geotechnical properties and can collapse. Considering the percentage of carbonates indicated on figure 2, it has to be remembered that the fine grained detritic sediments of Lorze delta contain 32 - 36 % limestone or dolomite particles. The content in lacustrine chalk is therefore less than it seems at first sight. The topset sediments of this period are represented by a thin cover of sand and fine gravel.

The sediments of the youngest period (after 1592) cannot be distinguished from the older ones: Long before the landslide of 1887, the shoreline had been shifted by fillings and houses were built there. The aim of the quay construction was to win some additional 10 - 20 m in this area. Work started 1883, the collapse happened four years later.

Based on actual knowledge of the situation, we cannot recognize any extraordinary situation given by nature, e.g. in hydrogeology. There is no doubt that the catastrophe was man made, a fact that the experts of 1887 probably perfectly knew but could not express for political reasons. Three years before, when the quay construction had already progressed, some cracking and movements occured. A. Heim and R. Moser were consulted and said that the method of filling was dangerous and had to be changed, but their advice was not followed. It is obvious today that a filling of more than 7 m height and with a frontal slope of 20° cannot be stable over layers containing lacustrine chalk. The soil falling with 8 - 9° to the lake collapsed at a level below the tip of the wooden piles driven down more than one year before the catastrophe. On the other side, the position of the sliding horizon was also fixed by the topography of the lake floor, but not by the upper limit of the silt and sands with layers of silty clay. Especially in the northern part of the bay of 1887, the detachment occured higher up.

As described by the experts, first a part of the quay collapsed on July 5th at 3.25 pm followed by the first major slide 10 minutes later, this easily to be understood as a problem of stability. But what was the reason for the second, catastrophic slide 200 minutes later at 6.55 pm, destroying houses even landward of Vorstadtstrasse (Fig. 1 and 3, profile a). It occured very quickly and progressed from the lakeside to the land. The result was the sinking of the surface by 7 - 8 m, but no big horizontal displacements occured (maximum 20 m). The experts believed that the reason of this second slide was an unstable situation in the lake floor charged by sediments from the first slide. In our interpretation, the situation on land was unstable by itself: A very steep scar some 10 - 12 m high resulted from the first slide, built up in the upper part by filling material, in the lower part by silt and fine sand with some lacustrine chalk, but with nearly no clay. These deeper, very soft sediments collapsed to a mudflow spreading along the lake floor. There was no true sliding as proved by the small amount of movement of the coarse grained filling material and the houses, trees etc. standing on it. According to the experts of 1887, some 150'000 m³ of material were displaced, the deposits to be found at a largeness of 200 - 250 m and up to a distance of 1200 m from the shore. The average inclination of these sediments lies at an astonishing low value of 2.5°. However we know similar values from other slides in Swiss lakes. The topography of the lake floor was at least partly investigated during the last years by echo sounding. There are plenty of landlide deposits of different age to be seen, an exact delimitation of the 1887 event is therefore quite problematic at least to the W and to the S. Kelts (1978) took some piston cores from the lake floor in the critical region. In undisturbed areas he found at a wather depth of 45 - 55 m 3 to 4 m of sediments containing lacustrine chalk (50 - 80 % $CaCO_3$) covering 0.2 - 1 m sapropel and then clayey silt with some thin layers of sand. The distal parts of the landslide mass contain mainly silt and fine sand with some lumps of lacustrine chalk, but also with a little bit of wood, gravel or other filling material brought from the shore. He interpreted the movement as the flowing of a mass nearly without cohesion, not as a true gliding, but also not as a quick movement of the type of a gravity current.

3 DEVELOPMENT OF THE SITUATION SINCE 1887

After the catastrophe, a network of fixpoints was established and observed since that time. The settlements along the remaining parts of the quay reach a total of 20 - 25 cm within 100 years and are linear in a semilogaritmic plot (Fig. 4). They decrease to the landside, the amount clearly depending from the thickness of filling material, but mainly from that

of the young sediments containing organic material and lacustrine chalk. Lowering of the water table for deep excavations caused strong additional settlements, but these are limited to small areas. The vertical movements directly behind the scar of the 1887 slide are smaller than along the remaining part of the ancient quay (Fig. 4, point 26). Unfortunately, our knowledge on horizontal displacements is rather poor. As far as to be recognized, they are much smaller than the vertical (resulting direction dipping around 75° - 65° toward the lake). In conclusion, the movements have to be interpreted as consolidation (secundary compression), there is no indication for sliding.

Based on the geological situation and these observations the soil of Zug could be classified in different zones including areas with danger of landslides or strong settlements (Fig. 1).

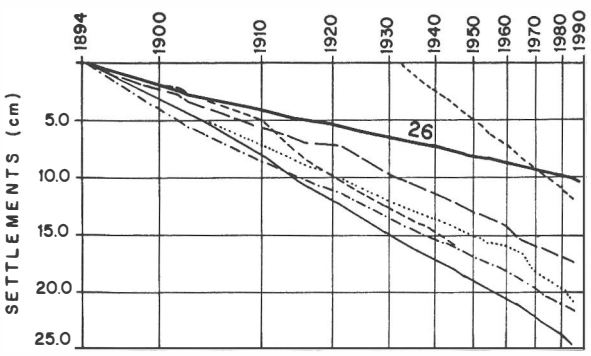


Figure 4. Settlements of some fixpoints along the shoreline since 1894. Vertical settlements, horizontal time, logaritmic. Point 26 lies in the backward part of the 1887 scar, that means more landward, relatively to the original quay. There is no indication for any sliding movement.

4 PRESCRIPTION OF 1891 CONCERNING BUILDING ACTIVITIES

A large zone of danger was fixed by the experts, where houses had to be demolished and new constructions were forbidden. A great part of this zone lies within our area with potential sliding movement, however it is obvious that constructions would be possible with modern techniques if adapted to the subsurface. Another prescription forbids to drive in piles - this to avoid mechanical shaking of a soil with tendency to liquification. It is easy today to find types of piles or proceedings to avoid the danger of a collapse. It was fixed that no additional load should be put on to the surface, especially not by fillings in the area of danger, this still beeing a valuable principle. However, also the experts thought that a filling within the beach of the 1887 slide would be less critical than along the remaining parts of the quay.

Systems of deep drainage were constructed after the catastrophe, going much more landward than the endangered zone. The experts hoped to lower the groundwater table there for several meters, cutting by that the seepage in direction to the shore. In reality, the water table didn't sink much, as the permeability is high only in the thin topset and coastal sediments, but very low in the underlying silt and fine sands. Independently from the drainage, the inflow of groundwater was drastically reduced since 1887 by road or house constructions in more distant parts of modern Zug.

In conclusion, the actual situation is not alarming. However, the old prescriptions became obsolete and should be changed. Today, we understand much better than the experts of 1887 the reasons for the different catastrophes, but it is all the same very impressioning how valid results they could get without modern methods and knowledges, mainly in an intuitive way.

REFERENCES

Buri, Ch. and Raschle, Ch. (1987). Der Untergang der Zuger Vorstadt am 5. Juli 1887. Gedenkschrift zum 100. Jahrestag der Vorstadtkatastrophe. Stadt Zug.

Gyger, M., Müller-Vonmoos, M. & Schindler, C. (1976). Untersuchungen zur Klassifikation spät- und nacheiszeitlicher Sedimente aus dem Zürichsee. Schweiz. min. petr. Mitt. 56.

Heim, A., Moser, R. & Bürkli, A. (1887). Die Catastrophe von Zug, report of the experts of 16.12.1887.

Kelts, K. (1978). Geological and sedimentary evolution of lakes Zürich and Zug, Switzerland. Diss ETH Zürich.

Kopp, J. (1950). Seespiegelschwankungen des Zugersees. Mitt. Natf. Ges. Luzern, Bd XVI, 1950.

Schindler, C. & Gyger, M. (1987). Die Katastrophe von Zug. Gedenkschrift zum 100. Jahrestag der Vorstadtkatastrophe. Stadt Zug.

Instabilities in the area of St.Moritz, Switzerland – Geology, chronology, geotechnology

Les instabilités du versant de Brattas à St.Moritz, Suisse – Géologie, chronologie, géotechnologie

CH.SCHLÜCHTER, Ingenieur Geologie, ETH-Hönggerberg, Zürich, Switzerland

ABSTRACT: The Brattas-instability above the village of St. Moritz is originally a structurally controlled collapse of the moutain slope which has developed in its frontal zone into a complicated landslide. Detailed investigations of the geology of this frontal sliding mass have evidenced an "event stratigraphy" with periods of stability being followed by well defined events of increased instability. Based on the chronological data available the behaviour of the landslide is climatically controlled. - Construction activity in the Brattas area is now resticted by law to certain sites and new developments or restorations are approved only if compulsory geotechnical investigations are carried out and if a proper design is submitted to the Community Council for verification.

RESUME: Les instabilités du versant de Brattas sont liées à un éboulement des couches sédimentaires de Sass Runzöl. Après, les zones frontales de cet éboulement ont donné naissance à un glissement de terrain compliqué. Des phases inactives suivies par des phases d'instabilités importantes ont été vérifié par les investigations géologiques de la région. Les datations au ^{14}C des paléosols mis en évidence dans les accumulations frontales du glissement nous montrent une corrélation des phases d'instabilités avec les oszillations climatiques, c'est-à-dire avec les phases d'avancée glaciaire régionale. - Des futures constructions sont limitées à quelques sites seulement de la zone Brattas et pour les rénovations mêmes, les expertises géotechniques sont demandées par la loi communale.

INTRODUCTION

The story of the St. Mauritius church in St. Moritz is unique for the whole area of the Swiss Alps: it is the rare example of a geotechnical and structural failure of a sacred building. This simple fact points to a change in the geological stability of the area under discussion during the past centuries.

The construction of the St. Mauritius church in St. Moritz goes back to the 12th Century. It has been erected on the hillslope just above the old main settlement. Already in the 17th Century the church building displaid fractures related to unstable foundations. The problems with the building did increase so badly that in 1893 the main church building had to be removed because its collapse was immediate. But the tower, much less affected, has been kept in its leaning state and only the clocks were removed as the church was deprived of its religious functions. It is interesting that the instability of the slope has caused a separation of the church from the tower, the church building being inclined towards the hillslope, the tower being forced to a downslope inclination.

Since the collapse of the main church building in 1893 the Leaning Tower of St. Moritz has developed into a major tourist attraction of this famous resort. But not without causing further worries and problems: discussions went on for many years how to stabilize the leaning position of the tower and how to ensure the structural safety requirements. This discussion acquired some unexpected momentum with the earthquake in the Friaul area in 1976 causing remarkable increase in inclination and asking for countermeasures. So, in 1986 a complicated structural remodelling of the tower was completed with a safe and adjustable foundation system following recommendations by E. Toscano AG for the engineering design and by the ETH-Institute of Foundation Engineering and Soil Mechanics for the geotechnically related decisions (Technical Report No 3676/6, 1978).

Behind this short story on the leaning Tower at St. Moritz is a fascinating geological setting which is presented in the following.

GEOLOGICAL BACKGROUND

The Upper Engadine Valley is characterized geologically by a complicated set of northerly thrusted nappe units. The valley follows in general the Engadine Accident, a major tectonic lineament of the Alps separating the tectonic units to the south from those to the north. The Engadine Accident has - most probably - been affected by the earthquake of 1976 in the Friaul area or it has, at least, acted as a spreading plane of deep-seated stress release.

In the area of St. Moritz-Dorf proper a thrust-fault (= Julierüberschiebung) separates cristalline units of the basement of the Bernina-Julier Nappe from the sedimentary sequences of the tectonically lower Err-Carungas Nappe. Both, Bernina-Julier and Err-Carungas Nappes are lower Austroalpine tectonic units.

It is most instructive to demonstrate the structural background of the large scale instability at St. Moritz (Fig. 1). The zone of contact between the Bernina-Julier cristalline basement and the Err-Carungas units is related, partially, to a highly deformed series of lower mesozoic sediments where gypsum bearing beds and dolomites (including dolomitic breccias) are important. These triassic sediments are of tectonic importance and, later, through extensive karstification directly of primary relevance for the instability as well (Fig. 1).

The tectonically emplaced and deformed triassic sequences are affected by deep and intense karstification, which has been so important so as to cause the crest-area of the Sass Runzöl (Fig. 2) to collapse and to form a big rockfall first, which later on started to develop into a sliding mass in the frontal lobe. The area, where the primary rockfall came to rest is underlay by patchy and relic occurrences of liassic shists, a situation which is in addition of geotechnical relevance.

The actual mountain top of the Sass Runzöl is in a process of continuing collapse and the karstification goes on as well which is evidenced by the high sulfate content in spring water of the neighbourhood.

In short, the instability at St. Moritz, known as "Brattas-Rutschung" can be related to a well defined tectonic setting which places highly deformed and weakened triassic sediments into a position of easy access to karstification. Such weathering and dissolution phenomena cause initial collapses to occur. Controlled then by the hydrologic regime the collapsed material is moving on as large-scale sliding masses.

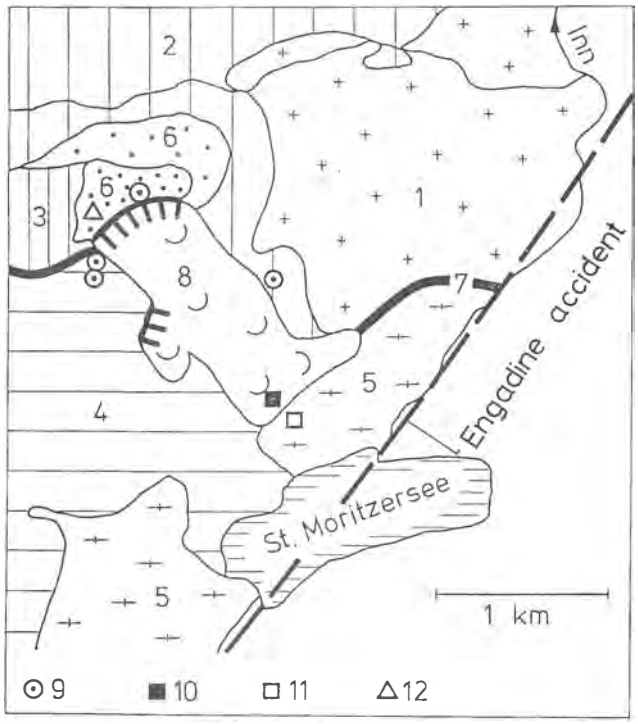


Figure 1. Geological sketch map of the St. Moritz area (modified after Finger, 1978). The tectonic units are:
Err-Nappe s.l. = 1 - Err-Nappe s.str. + 2 - Grisch-scale + 3 - Nair-scale, Bernina-Nappe = 4 - Suvretta-scale + 5 - Julier-scale + 6 - Schlattain-scale, 7 - Julier thrust-fault, 8 - Brattas instability, 9 - Sink-holes, 10 - The Leaning Tower of St. Moritz, 11 - Kulm-Hotel, 12 - Mountain of Sass Runzöl.

SITE SPECIFIC GEOLOGY

Increasing financial speculative stress on areas not yet developed in the surroundings of St. Moritz has made it necessary to investigate more closely and more carefully the geological and geotechnical background of any new construction project (Fig. 3)... It has been known that the hill slopes above the village center with the Leaning Tower as main example are unstable. Comparing the mapping by Cornelius (1932) with actual measurements of surface displacement velocities it is evident that since the years of 1920 lower reaches of the hillslope became affected by the instability or were simply re-activated progressively. Also, the immediate vicinity of the Leaning Tower had to be investigated for the restoration project.

The following aspects have been brought forward to be treated by the geological study:
(1) Defining and mapping as accurately as possible the geometry of the present instability (Fig. 6, 7)
(2) Describe the material involved (and evaluate its physical properties)
(3) Discuss the possibility of short-term main or secondary collapses, naturally or man induced by large excavations (Fig. 8, 9)
(4) Define geology related impacts on future foundation engineering designs.

For this purpose all available documents have been studied and evaluated, also all excavations have been examined. As detailed imformation was needed, an additional drilling programme was carried out in several steps. Slope indicators have been installed combined with geodetic precision measurements.

The most relevant result obtained was the deciphering of paleosoils within the sequence of unstable sediments. Such paleosoils are recorded at two destinct levels: (a) on the undisturbed sediment cover overlying bedrock (Fig. 4) or (b) within the unstable sediment pile (Fig. 5). - The paleosoils recorded are of different pedogenic evolution. But, in any case, their presence is evidence for an "event stratigraphy" of the unstable sediment mass. The paleosoil complex of Fig. 4 is almost indisturbed and complete and this reflects the well defined overriding by the advancing unstable unit as it is presently observed in the Fulum area. Often, in association with the paleosoils slightly reworked and displaced pedogenic A-horizons, peat or pieces of fossil wood, in some cases travertine, is found. Of special interest is the occurrence of peat within the unstable sequence as this indicates a more extended stable phase, prior



Figure 2. General view from Sass Runzöl of the structural collapse and the developing sliding mass in the lower half of the mountain slope.

to the new event. The relevance of the paleosoils and the associated peat and wood fragments for the chronology of the "Brattas-Events" is discussed later.

The sediments affected by the instability are of complex lithological properties with vertical and horizontal changes from a massive silty gravel with material of exclusively triassic origin to a sandy silt with gravelly components derived from the liassic shists in the lower parts of the slope. In most cases mixing has occured. The incorporation of a till-cover in the sliding mass has not been evidenced yet and true glacial erratic material occurs only occasionally. Deeper parts of the frontal zone - in the area of the Leaning Tower - just upslope of the Kulm Hotel bedrock ridge are made up of poorly sorted fluvial sediments which consist mainly of non-local detritus and therefore do not belong, probably, to the "Brattas-Mass" (Fig. 5).

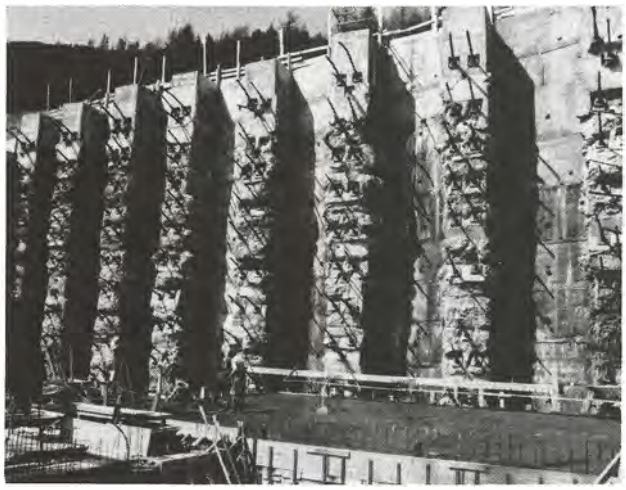


Figure 3. An example of the constructional designs in an attempt to stabilize the sliding masses or at least locally well defined parts of it...
Such developments are under permanent observation.

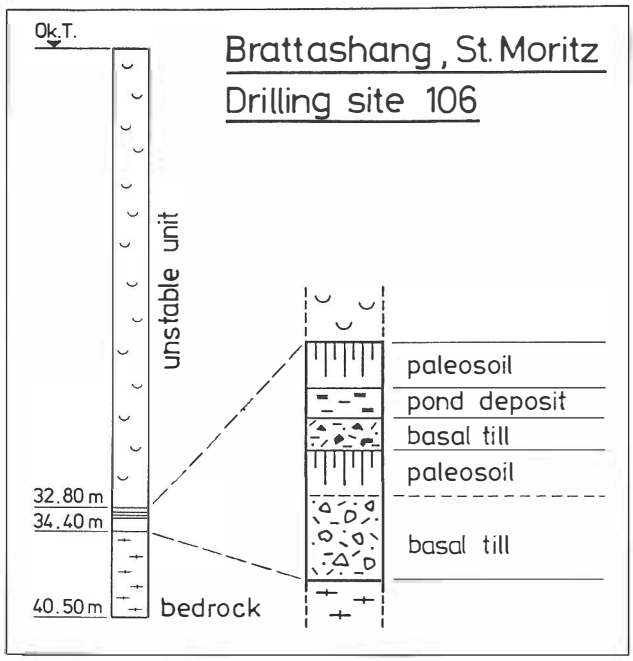


Figure 4. Lithostratigraphy of the reference-site 106 (for location see Fig. 6, 7).

The thickness of the actual instable unit varies considerably but attains 30 m in the eastern and 21 m in the western part with a maximum of >45 m in the central area upslope of the Leaning Tower. The thickness of the moving mass does not correspond closely with the sediment cover. The depths given above are those as evidenced by the slope indicators. An original, authochthonous sediment cover (as given in Fig. 4) or a layer of highly deformed bedrock of variable thickness is underlying the sliding mass. - The active margin, both laterally and frontally, is sufficiently known to understand the actual flow pattern (Fig. 6, 7). Not fully understood is the limit of the moving front where it ends in the village center (W of the Leaning Tower) and where an enormous stress acts on the sediments involved which then is visible in high compaction rates and structural problems.

CHRONOLOGY

Since the discovery of the paleosoils within the sliding mass and their implications for the genetic modelling of the instability as to contain an "event stratigraphy" a dating of the paleosurfaces was of first priority. A selection of fossil peat and wood samples has been submitted to the ^{14}C-Laboratories at the Universities of Bern and Zürich. A total of 20 analyses has been done so far from four different localities in the frontal part of the instability: Chesa Corviglia, Turm (= Leaning Tower), Bontognali (= Bonto) and Cresta (Fig. 6, 7, 8, 9). The results are graphically presented in Fig. 8 and Fig. 9 and are briefly discussed as follows: The data form a time and locality dependant clustering (Fig. 8, 9) with three younger analytical data concentrations at 725, 1400 to 1800 and 2400 y BP, respectively. Except the most recent data set, the two older ones are recorded at two localities each. Older samples are from the Leaning Tower area with a younger set at 3100 y BP and an older set at 3500 to 4100 y BP.

Especially the ^{14}C age determinations on the fossil peat samples are of importance. Peat growth is possible only during relatively stable phases and proves groundwater discharge to the surface. If a peat sample is related to a paleosoil which is covered by a younger layer of instable material the ^{14}C analysis of the peat then gives a maximum age for the emplacement of the overlying (= overriding) mass. Therefore, the top on the time axis of the data clusters in Fig. 8 is equivalent to the maximum age of an "instable event" at the sample site. The clustring of the data in Fig. 8 is therefore an interesting illustration of the "event statigraphy" for the Brattas Sliding Mass. Periods of relative stability are nicely separated from reactivation phases. Of additional interest is the observation that the reactivation phases did not affect all sampling sites at the same time, but that some areas remained untouched when other sites were covered by a "faster (= reactivated) lobe" of the sliding mass. This observation then is summarized in Fig. 6 where the data are distributed according to the sampling sites in the frontal zone of the instability: a central lobe stands outh with the oldest data (>3100 y BP), flanked by the next younger event which affected both eastern and western zones (2300 to 2400 y BP). The next younger set of samples again is from the western margin (Bontognali and Chesa Corviglia, Fig. 6, 8) with an age range from 1400 to 1900 y BP approximately. The mixing of samples from such an age range may be explained by the magnitude of the slope instability which followed. And finally, an astonishingly young event is recorded in the western margin again which coincides with actual increase in instability and slope movement (Fig. 6, event IV).

The reconstruction of events in the frontal lobe of the Brattas sliding area (Fig. 6) summarizes the data on the event stratigraphy and reflects clearly the spatial distribution of older and more active lobes. This map (Fig. 6) also illustrates why the St. Mauri-

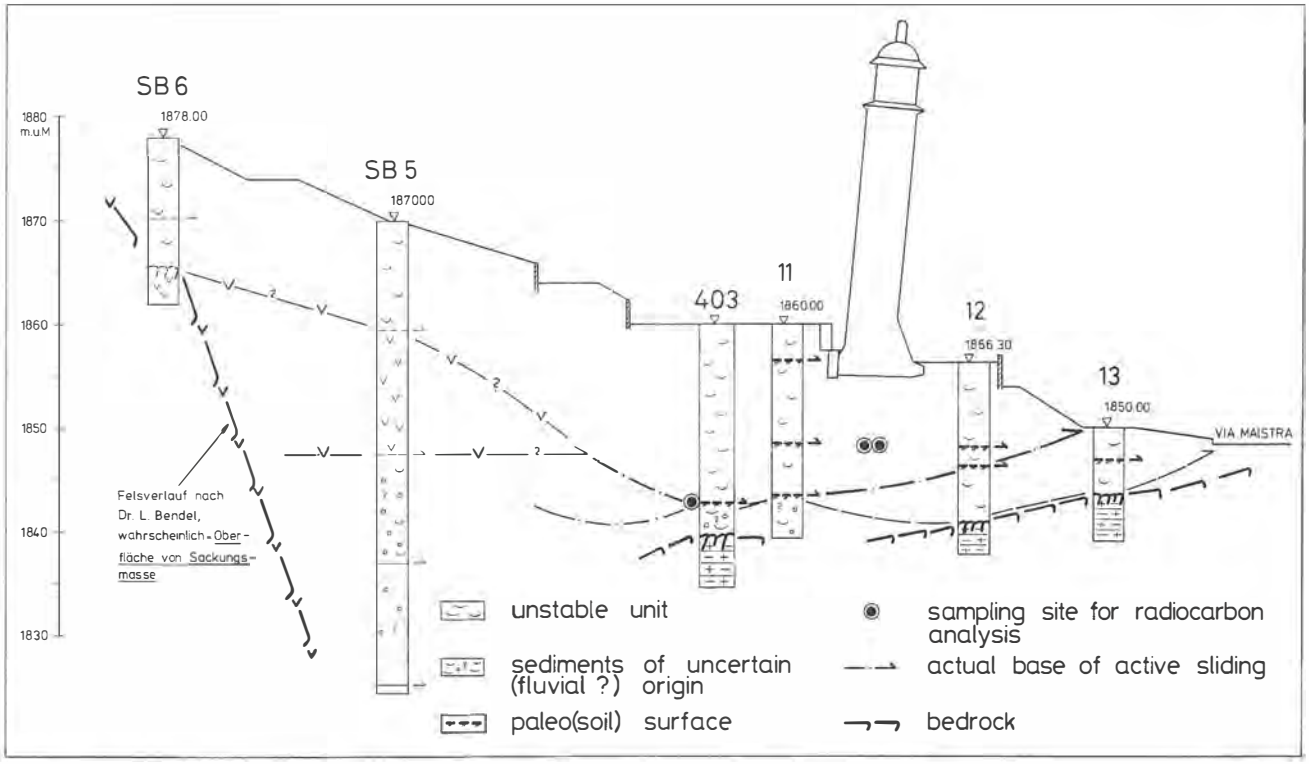


Figure 5. Schematic cross-section in the area of the Leaning Tower, illustrating the complicated stratigraphy of the sliding mass in relation to bedrock topography.

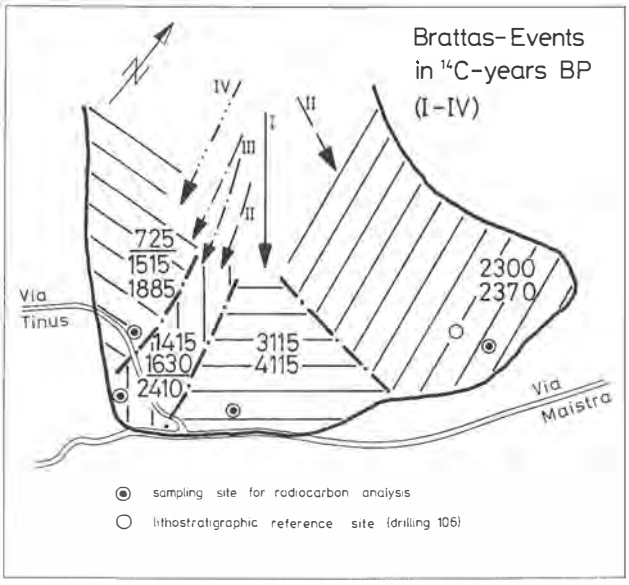


Figure 6. Schematic map of the frontal zone of the Brattas slope with the areal distribution of "events of increased instability I-IV" (for comparison with the "event stratigraphy" see Fig. 8).

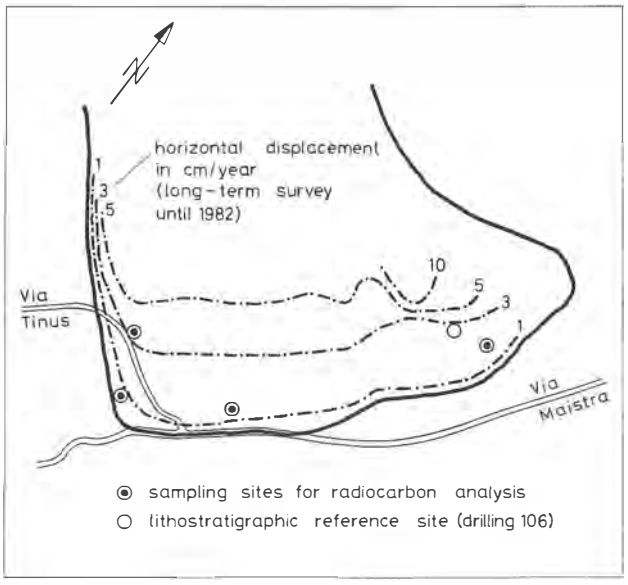


Figure 7. Schematic map of the frontal area of the Brattas slope with the results of a long-term survey of horizontal displacement.

tius church has been erected at that central place: the instabilities did occur to the west and to the east and the central lobe must have been, at that time, relatively stable.

We go one step further in the discussion of the "event stratigraphy" recorded in the Brattas instability and we try to look for a driving force. The pattern of time dependant clustering of the radiocarbon dates (Fig. 8, 9) is so striking that a driving mechanism is controlling the slope activities which is not related to the mechanical behaviour of the sliding mass only.

Recently published material on the glacier oscillations and solifluction phases in the Engadine area (Suter 1981, Gamper & Suter 1982, Gamper 1985) summarize evidence for glacier advances (and related wet

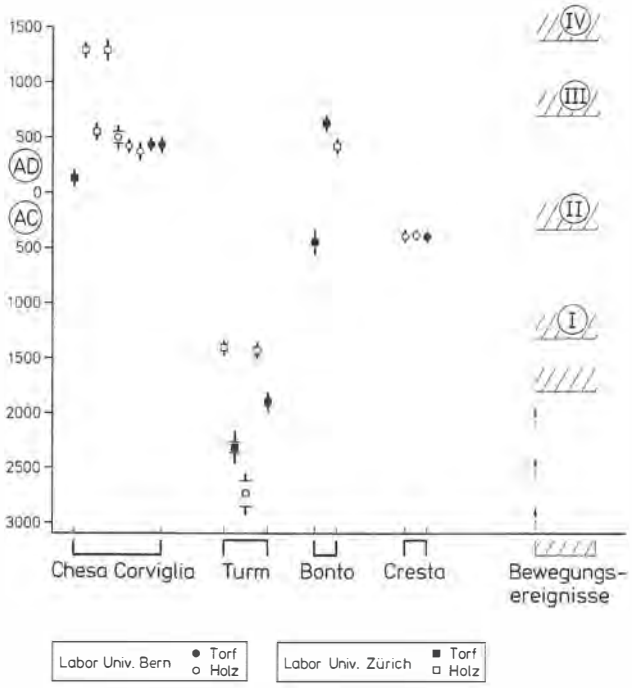


Figure 8. Summary chart of the radiocarbon age analysis for the Brattas area. Bewegungsereignisse = events of incrased instability I-IV, samples: Torf = peat, Holz = fossil wood. Time scale = calibrated radiocarbon years.

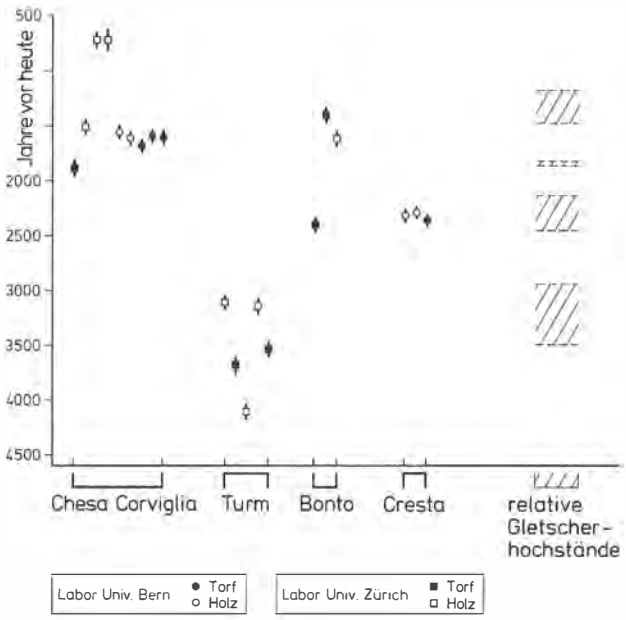


Figure 9. Summary chart of the radiocarbon age analysis for the Brattas area in comparison with local glacier advances (= relative Gletscherhochstände), samples: Torf = peat, Holz = fossil wood. Time scale = conventional radiocarbon years.

climatic phases) for the time ranges of 1200 to 1500, (2000?), 2300 to 2500 and from 2900 to 3400 y BP. The final phase of the glacier advances correlates with the younger end of our data clusters. Such an observation points to an increase in slope instability at the times of glacier readvance with a maximum in morphodynamic activity (= instability speed-up) towards the end of such an advance phase. It is important to notice in this context that our sampling sites are all in the lower (= accumulation) area of the instability and that therefore the actual build-up of a reactivation phase corresponds to the similar advance phase of a glacier. Such an interpretation, then, would imply that the Brattas instability reacts to climatic changes like a solifluction lobe with a somewhat "extended geometry". The driving force of the Brattas instability is climatically controlled and acts through cycles of more wet or more dry conditions. But the direct mechanical control of the system is - once again - the water budget of the slope area (including the karst system in the triassic rocks!) but this again is part of the response to climatic oszillations as demonstrated by the "event stratigraphy".

GEOTECHNOLOGICAL IMPLICATIONS

The results of the detailed geological investigations bear important implications for further developments in the Brattas area of St. Moritz, especially for geotechnological planing and design. The most important aspects are listed as follows:
(a) The zonation for further housing development in the unstable upper part of St. Moritz village has been re-evaluated and adapted to the results of the geological study. Critical areas (with horizontal displacement of > 3 cm/year and with very steep slopes) are excluded by law from any further development.
(b) A geotechnical site investigation and feasibility study needs to be completed with a one year observation time for slope indicators before any new development project is approved by the Community Council in frontal and lateral areas of the instability.
(c) Additional geological information is collected whenever new drillings are put down or new excavations occur to improve the present knowledge on the geological behaviour of the unstable slopes above the village, attempting finally a prediction of future mechanisms of instability.
(d)Some buildings are under permanent observation (e.g. the Leaning Tower and Fig. 3).
(e) A geotechnological feasibility study is compulsory for a restoration of existing buildings as well.
(f) The actual stability of the Brattas slope area is characterized by a more stable central part and by more active lobes along the western (Fulum) and eastern (Ruinatsch) boundary of the instability.

CONCLUSIONS

The Brattas instability at St. Moritz is related to a highly complex geological configuration as given by the tectonic setting (Fig. 1). It has been possible for the first time to estabilish a chronology of events for such an unstable mountain slope and to demonstrate an "event-stratigraphy" in the accumulation area of the frontal zone. These results did imply a revision of the zonation for further developments: geological/geotechnical site investigations and feasibility studies are compulsory for specified areas. - In the future, such instabilities as at St. Moritz will need broader geological investigations as they may be crucial references for discussions on scenarios of climate controlled natural hazards.

ACKNOWLEDGEMENT

Formal thanks are transmitted to the Community Council of St. Moritz for the broad financial support

to run the radiocarbon analysis and to Professor H.J. Lang, Director of the ETH-Institute of Foundation Engineering and Soil Mechanics for his interest in the geological aspects of the study.

REFERENCES

Cornelius, H.P. (1932): Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe 1:25'000, Spezialkarte Nr. 115 B. Geol. Komm. d. SNG, Zürich (Orell Füssli).

Finger, W. (1978): Die Zone von Samaden (Unterostalpine Decken, Graubünden) und ihre jurassischen Brekzien. - Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F. Nr. 224, 141 S.

Gamper, M. (1985): Morphochronologische Untersuchungen an Solifluktionszungen, Moränen und Schwemmkegeln in den Schweizer Alpen. - Physische Geographie, Vol. 17, Zürich (Geogr. Inst. d. Univ.).

Gamper, M. & J. Suter (1982): Postgalziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. - Geogr. Helv. 37:105-114, Zürich (Geogr.-ethnogr. Ges.).

Suter, J. (1981): Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchungen von Gletscherschwankungen in der Err-Julier-Gruppe. - Physische Geographie, Vol. 2, Zürich (Geogr. Inst. d. Univ.).

Technical Report No 3676/6, Jan. 22, 1979 "Schiefer Turm, St. Moritz. Sondierbohrungen Sept. 1978", ETH-Zürich (Institute of Foundation Engineering and Soil Mechanics).

The landslide of September 8th, 1986, near Giswil (Obwalden, Switzerland)

L'éboulement du 8 septembre 1986 près de Giswil (Obwald, Suisse)

A.WILDBERGER, Dr. von Moos AG, Geotechnical Bureau, Zürich, Switzerland

ABSTRACT: Some traffic-connections were interrupted and two persons were killed by a landslide of a volume of about 800'000 m3. The event occured during a dry period. The original total and part stabilities were investigated numerically with sliding block analyses in many profiles. The following release mechanism proved as plausible: A clod of talus material slid on the rock surface into a deep cutted gully, destabilizing by this way other clods lying uphill. In several stages of expansion the landslide reached the demarcating wall of rock (fig. 2). The slide-material was subject to a pronounced, steeply downhill directed consolidation-movement, which had been accentuated by precipitations. One year after the event,the movement has almost faded away (fig.3)

RESUME: Une ligne de chemin de fer et une route principale avaient été interrompues et deux personnes tués par un éboulement d'une volume à peu prés de 800'000 m3. L'évènement s'était passé en periode sèche. Les stabilités totales et partielles de la pente originale ont été estimées par la méthode "blocs glissants" dans un grand nombre de profiles. Le mécanisme suivant se montrait comme plausible: Une tranche de roche meuble glisse sur la surface du rocher marneux vers un fossé de torrent, destabilisant de cette manière des autres tranches sus-jacentes. Après plusieurs étapes d'élargissement, l'éboulement était stoppé par une paroi de roche en place (fig. 2). La masse tombée était sujet à un mouvement de consolidation prononcé vers l'aval. Ce mouvement, qui était accentué par les précipitations, est cessé presque totalement après une année (fig. 3).

1 INTRODUCTION

On September 8th, 1986, a landslide occured near Giswil (Obwalden, Switzerland) devastating the road and the railway line over Brünigpass over a distance of about 150 m and causing the death of two persons on that frequented road.

Before the landslide happened, there was a woody slope of talus material and sporadic subsided rock,cut by two torrents which locally reached the rock substratum (cf.fig.1).The slide area extends over a surface of approximately 0.077 km2 from 805 down to 525 m above sea-level, the slide-way showing an average incline of 31°. The slide-mass caught approximately 0.8×10^6 m3 of loose material; the loosening produced a deposit volume of approx. 0.9×10^6 m3. The slide reached a maximum thickness of more than 50 m, the sinking of the ground came up to 37 m. The elevation in the deposit area partly reached considerably more than 20 m.

In order to survey the further reactions of the slide-mass and also to inquire into the slide-mechanism, various measures were immediately taken and investigations started. The nearest surroundings were included in those projects since the area north and south of the landslide was supposed to be of precarious stability (exposed spur of loose material, cracks on the forest soil).

In detail the following works were carried out:

- Topographical re-mapping of the slide-area and comparing to records made before the slide happened
- Establishing a net of geodetical measuring points in and around the slide area (34 points, from 1st October 1986)
- 7 core-borings with slope indicators (position of the soundings fig. 1) for investigation of the rock surface (precarious surface of sliding) and the kinetic reactions of the loose material
- Levelling around the re-established railway-line in the slide area (position of some measuring points fig. 1) measuring from December 1986
- Measurings in 2 profiles by means of a tape extensometer (position of 1 profile fig.1) measurings from December 1986.

These investigations were completed by a geological re-mapping, scale 1:1000 and frequent visiting of the area. By means of comparing stability observations of critical profiles, we tried to investigate the slide mechanism, the corresponding soil parameters as well as the stability reserves of the slide-mass and its surroundings.

Compilation, analysis and discussion of the dates are put down in a not published report of our office handed over to the authorities of the canton Obwalden and to the Swiss State Railway. In the following chapters some aspects of the landslide are outlined.

2 SLIDE MECHANISM

There were no signs signalling the imminent slide. Several hypotheses (earthquake, condition of the forest etc.) had to be rejected including the one considering heavy precipitation and consequently a high slope water-level as releasing factor: the slide occured during a dry period after a summer with average precipitation.

The soil-mechanical characteristics of the rock surface and the talus material are practically unfit for experimental laboratory analysis since on the one hand the rugged rock surface and its local degree of weathering, on the other hand the composition of the talus material (stones, blocks,gravel with silty-sandy occasionally also argillaceous matrix; a big porosity is characteristic) don't allow to take representative samples. For these reasons it was not possible to calculate absolute safety rates. In order to get still some hints concerning the factor of safety after the slide, calculations were made comparing the present conditions to those observed immediately before the landslide occurred.

The calculations were made by means of the so-

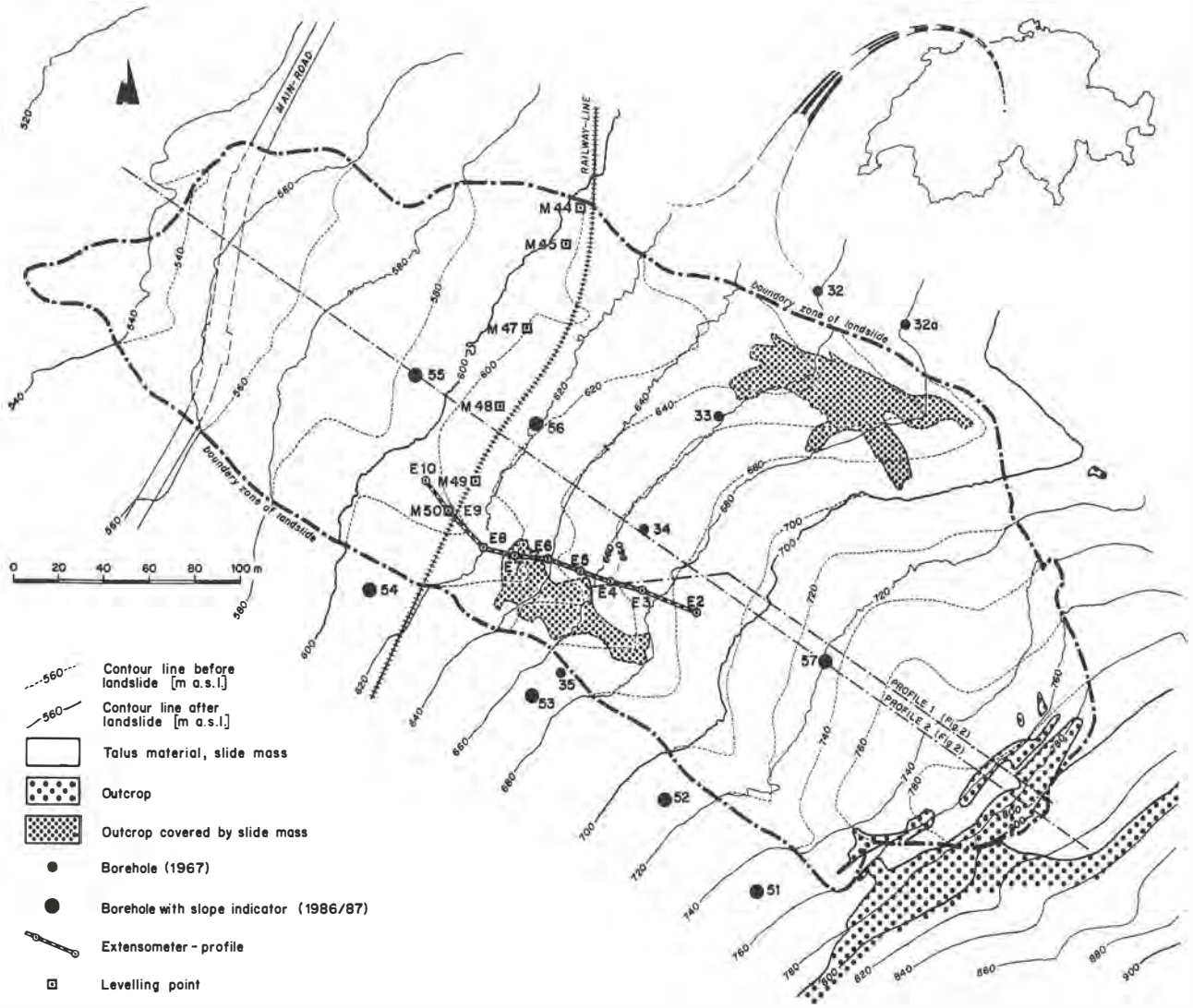


Figure 1: Map of the landslide area

called sliding block analysis*. The shear caracteristics of the talus material were brought into the calculations as estimated rates (angle of friction including cohesion by indentation of the coarse material), the corresponding rates for the rock surface could then be calculated on the basis of safety $F \leq 1.00$.

Because of its great number of angular, indenting, coarse components the talus material shows a considerable indentation (cohesion) at least in some places. These circumstances favoured the formation of very abrupt brinks of erosion in the trenches of the torrents. This cohesion or indentation may be reduced either by destruction of the grain or by loosening the texture, i.e. as result of the lateral erosion of the torrents.

The mathematical examination of profiles across the whole slide - i.e. profile 2 (fig. 2) - soon showed that the movement of the slide probably did not follow from the beginning the supposed direction: the angles of friction on the rock surface - necessary for calculation - were much too low as to explain a break or a slide. The calculation of part-stabilities on numerous profiles showed that the first instability most probably happened in the southern part of the slide area in the trench of a torrent which had cut itself down to the rock (break figure 1, profile 1, fig. 2).

With respect to break figure 1 and taken into consideration the low stability ($F = 1.00$, cohesion = 0) the necessary angles of friction for the talus material were $\phi' = 40°$, respecively 36.5° on the rock surface of the Amden marls, not taken into account the possible influence of water. A considerable part of the shearing resistance of both layers may however be attributed to indentation of coarse material respectively cohesion since weathered Amden marls hardly reach ϕ'-values of more than 33° and the fine-grained matrix of the talus material hardly more than 35°.

Reflexions on stability show that a consecutive gradual break - see break figures 1 - 5, profile 1, figure 2 - can be mathematically proved. So, clod 1 alone shows considerably smaller safety rates than clod 1 plus 2 or even 3 together ($\Delta F \approx 15 - 25\%$). The same is applicable to clods 2 - 5 when deprived of the supporting base by partial slides. Though we could prove the mechanism of the slide, it was not possible to find out why the slide happened just at that time.

The circumstances of the gradual slide could be confirmed by eyewitnesses. They saw parts of the forest, one after another, vertically come downhill

*) Seed B.H. & Sultan H.A. (1967):Stability analysis for a sloping core embankement.- J. Soil Mech. a. Found. Dir., ASCE, Vol.93, N° SM4: 69-83

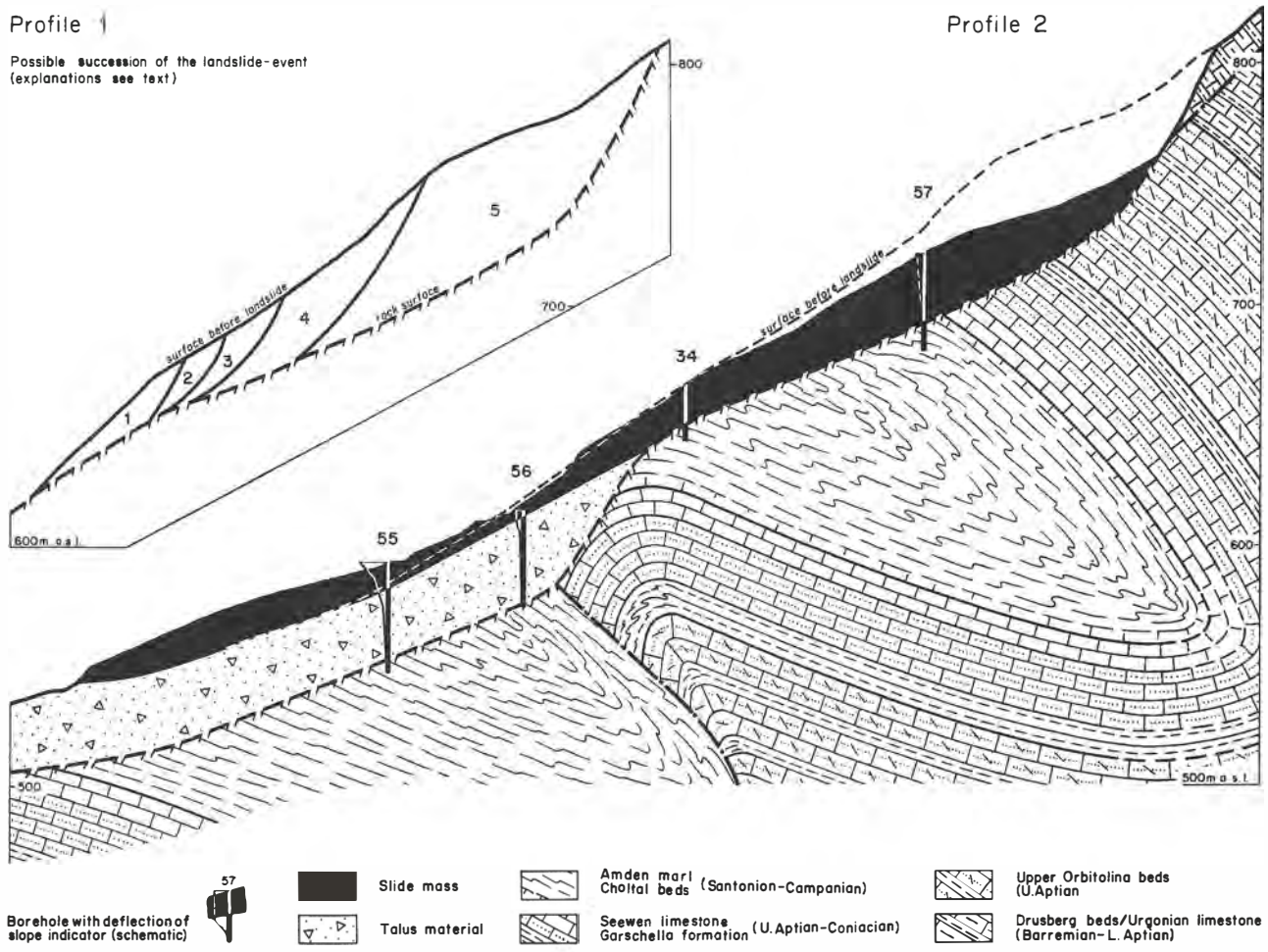


Figure 2: Geological profile through the landslide and sketch of break figures

before the trees tilted backwards. In the upper part of the slide area (break figure 5, figure 2) the soil was split up into small dods causing an extension of this part of the area by the double of its former length. The rest of the area was a chaos of blocks, buried and split trees. The movement of the slide induced strong currents of air which locally tore off branches and leaves in the neighbouring forest.

3 REACTION OF THE SLIDE MASSES AFTER THE EVENT

Apart from frequent stonefalls from the landslide scar slight movements of the slide mass could be noticed during the first days after the event by visual observation alone; the correlating position of the dods obviously changed by tilting etc. Between September 11th and October 24th 1986 - the dates of the survey flights - the ground locally sank by more than 2 m in the area of the southern border of the slide between quota 690 and 620 above sea-level (further down the maps could not be analysed because of the artificial transformation of the ground).

By means of a geodetical survey of the measuring points we could distinguish two zones: the central part of the slide area between 670 and 640 m above sea-level where the rates of displacement were more than 1 m and the rest of the area where the displacement generally was less than 20 cm. The vector of sliding movement is directed downhill at an angle between 20 and 55° (medium 37°, angle between vector of movement and the vertical direction), this can be explained as a movement of settlement on an inclined plane (rock surface resp. gradation slide material / talus material). This reaction of settlement manifests itself also in the reaction of levelled points as well as in an extensometer profile. In figure 3 the changes of level and extension are represented in function of time. We could observe on the one hand an exponential decline of the displacements in the course of time, on the other hand a certain increase of the movements caused by precipitation. This acceleration of the settlements is the result of the transportation of fine material and of a smearing effect caused by seeping water.

The verification of the stability of the slide mass after the event showed F-values clearly above 1 (soil-parameters as calculated in the slide-analysis); only small parts of the area have low stability reserves; but there is no fear of expansion in case of sliding. In order to keep the torrents from eroding the soil down to the rock surface which is a critical sliding plane, the beds of the torrents have been aritificially secured by means of talus-blocks. They have also started re-foresting the area as medium-term measure to stabilize the ground and as long-term measure to protect the traffic-connections against stonefall.

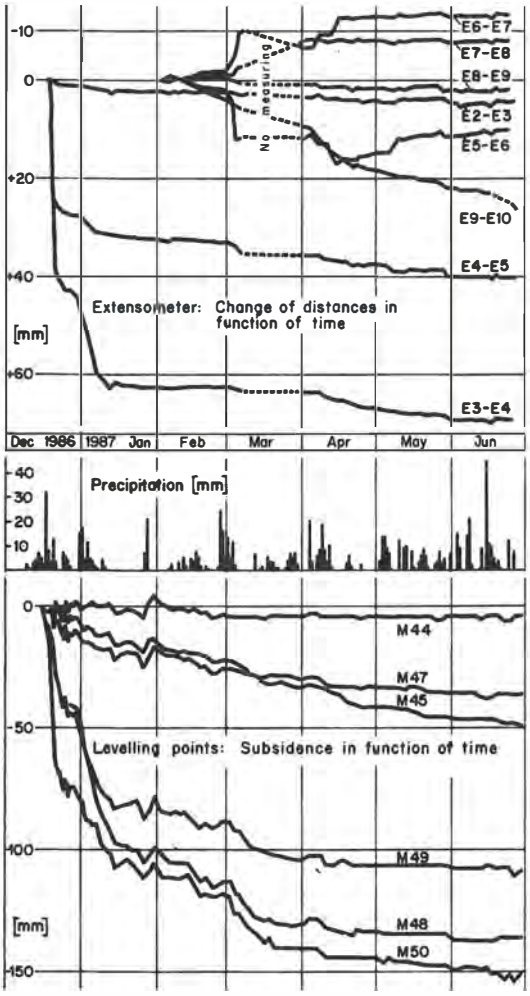


Figure 3: Movements of some measuring points in function of time and precipitation

Authors' addresses
Adressen der Verfasser
Adresses des auteurs

Anagnosti, Petar, Energoprojekt Cons. Eng. Co, Bulevar Lenjina 12, Belgrade, Yugoslavia

Antoine, Pierre, Université J. Fourier, IRIGM, Boîte Postale 53X, 38041 Grenoble Cédex, France

Baumer, Adrian, Via Locarno 60, 6612 Ascona, Switzerland

Bonzanigo, Luca, Case Postale 1152, 6500 Bellinzona, Switzerland

Fabre, Denis, Université de Grenoble, IRIGM, Boîte Postale 68, 38402 St-Martin d'Heres, France

Folacci, Jean-Paul, CETE Mediterrannée, M. Equipement, 56 Bd Stalingrad, 06100 Nice, France

Govi, Mario, CNR, Via Vassalli Eandi 18, 10138 Turin, Italy

Kaczyński, Ryszard, Inst. of Hydrogeology and Engineering Geology, Warsaw University, Al. Zwirki i Wigyri 93, 02-089 Warsaw, Poland

Piccio, Achille, Université de Pavia, Dpt Scienze Della Terra, Strada Nuova 65, 27100 Pavia, Italy

Pilot, Georges, Lab. Central Ponts & Chaussées, Action Internationale, Bd Lefèbvre 58, 75732 Paris Cedex 15, France

Poisel, Rainer, Inst. für Grundbau, Geologie und Felsbau, Abt. Geologie, Technische Universität, Karlsplatz 13, 1040 Wien, Austria

Rick, Beat, Ingenieurgeologie, ETH-Hönggerberg, 8093 Zürich, Switzerland

Šamalíková, Milena, Brno Technical University, Charvatska 44, 612 00 Brno, Czechoslovakia

Scheidegger, Adrian, Technische Universität Wien, Institut Geodaesie, Geophysik, Gusshausstrasse 27-29, 1040 Wien, Austria

Schindler, Conrad M., Ingenieurgeologie ETH-Hönggerberg, 8093 Zürich, Switzerland

Schlüchter, Christian, Ingenieurgeologie ETH-Hönggerberg, 8093 Zürich, Switzerland

Semenza, Edoardo, Université de Ferrara, Corso Ercole 1 d'Este 32, 44100 Ferrara, Italy

Silvano, Sandro, Consiglio Naz. delle Ricerche, C. So. Stati Uniti 4, 35100 Padova, Italy

Wildberger, Andres, Dr Von Moos AG, Bachofnerstrasse 5, 8037 Zürich, Switzerland