

**LE MOUVEMENT DE VERSANT
DE LA “CLAPIERE”
Vallée de la Tinée**



Vue générale du glissement de la Clapière (1995).

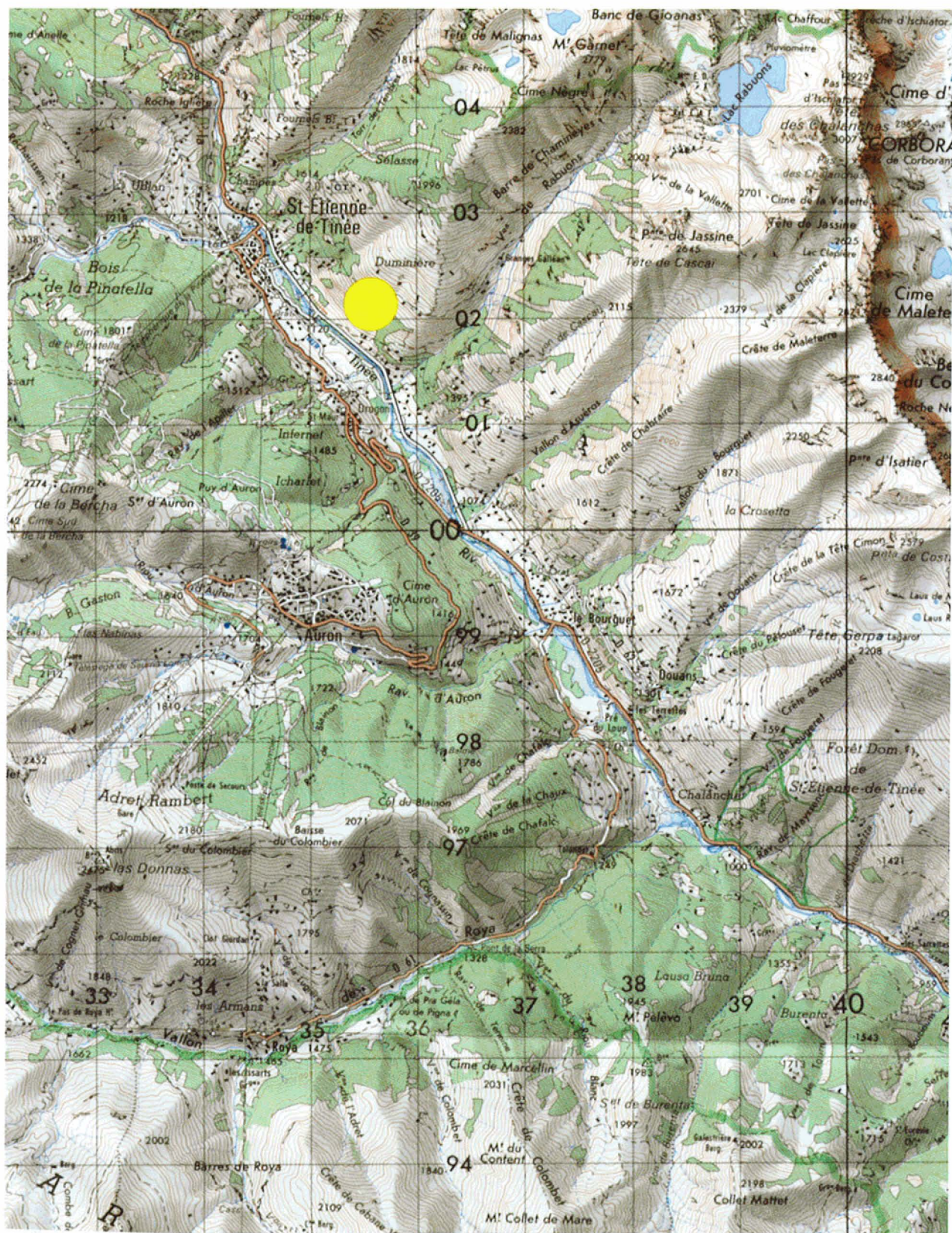


Fig. 1. Plan de situation (extrait de la Carte IGN au 1/50.000). Dans la haute vallée de la Tinée, en bordure du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour, le glissement de la Clapière affecte une centaine d'hectares au pied du versant français de la crête frontalière avec l'Italie.

INTRODUCTION

Dans les Alpes-maritimes françaises (figure 1), immédiatement en aval d'un village de 1800 habitants, le glissement de la Clapière mobilise cinquante millions de mètres cube sur une centaine d'hectares et sur 650 mètres de dénivelée, avec des vitesses annuelles plurimétriques à décimétriques.

Ayant de longue date préoccupé les autorités en charge de la sécurité publique, il fait l'objet d'une stratégie de protection qui a comporté d'importants travaux préventifs mais pas d'investigations lourdes du site. Par contre, il supporte depuis 1982 des instrumentations et observations qui offrent une mine de données comportementales.

1. HISTORIQUE

L'étude historique, réalisée sans le concours d'un historien professionnel, a consisté en :

- des recherches en archives,
- une collecte iconographique,
- une enquête auprès de la population et notamment des anciens.

Retrouvé dans les Alpes de haute Provence, un cadastre du XV^e siècle mentionne déjà un lieu-dit «Clapière» à l'emplacement actuel du glissement, témoignant ainsi de l'ancienneté sinon de la permanence des chutes de blocs sur ce site.

Un mémoire (le rapport de 1752 de l'intendant général G. Joanini pour l'administration piémontaise) signale le barrage de la vallée par un éboulement en 1711 avec retenue d'un lac qui persistait en 1752 lors de la rédaction du rapport. Il y a lieu de penser que ce sont en fait les déjections du torrent de l'Apillier, face au glissement, qui étaient à l'origine du barrage.

L'iconographie retrouvée concernant le versant de la Clapière est pauvre et le premier document objectif est une photographie de 1938 qui montre que le glissement était déjà déclenché, traduit par un escarpement décimétrique au-dessus du lobe Sud-Est et par des déformations à l'emplacement du lobe Nord-Ouest.

La très grande majorité des Stéphanois que nous avons interrogés ont affirmé avoir toujours eux-mêmes connu ou entendu mentionner par leur parents l'existence d'un escarpement continu à hauteur du sommet du glissement et on peut donc considérer que cet escarpement avait commencé à se constituer avant le début du siècle.

Des constatations sur les positions relatives de blocs et de granges anciennes confirment l'ancienneté de certains des éboulements.

Pour les périodes antéhistoriques, on n'a évidemment pas d'information sur l'âge du basculement qui a préparé le glissement s.s. (cf. ci-des-

sous) et qui est probablement lié aux influences glaciaires.

On peut dater de la dernière déglaciation (moins 8 000 ans) des désordres qui ont affecté, face au glissement, le Trias de la rive droite et ont laissé des traces dans la morphologie du versant. Outre des blocs géants enchâssés dans le piémont fluvio-glaciaire, on a trouvé au niveau actuel de la rivière des bois de cette âge dans des cavités de dissolution du gypse, qui témoignent d'un abaissement du niveau de base.

2. DOCUMENTS DISPONIBLES

Le glissement ayant été observé, étudié, puis surveillé, principalement par le LPC (laboratoire des ponts et chaussées) de Nice depuis 1970, les documents disponibles sont nombreux et seuls les plus importants seront cités.

2.1. Plans et cartes topographiques

Carte IGN au 1/25 000 (levé 1952 et mises à jour ultérieures).

Restitutions de la zone du glissement au 1/1000 en 1978, au 1/2000 en 1982, 1987 et 1989.

Restitution de l'ensemble du secteur (1800 hectares environ) au 1/5000 débordant le glissement, réalisée en 1990, mise à jour en 1994 et destinée aux interventions de crise ou après-crise.

Pour mémoire, plans du seul fond de vallée au 1/1000 en 1977 et au 1/2000 en 1988.

2.2. Photographies aériennes

Couvertures générales

A petite échelle à partir de 1948.

Prises de vues spéciales à grande échelle (>1/10 000)

Principalement en 1970, 1978, 1982, 1985, 1987, 1989, 1990, 1992 et 1994.

2.3. Modèles numériques de terrain

Modèles à la maille de 2 mètres des topographies 1970, 1987, 1989 et 1994 couvrant toute la surface mobilisée.

2.4. Photographies terrestres

Premiers clichés couvrant le secteur en 1938 par le service R.T.M.

Photographies systématiques depuis le même point de vue à partir de 1976, annuellement au moins à partir de 1984.

2.5. Principaux rapports techniques d'ordre opérationnel

- *Désordres de la Clapière à Saint-Etienne-de-Tinée - Avis géologique* - LPC - Octobre 1977.

– Carte Zermos des zones exposées à des risques liés aux mouvements du sol et du sous-sol de la région de Saint-Etienne-de-Tinée au 1/25.000 - 1979.

– Glissement de terrain de la Clapière - Saint-Etienne-de-Tinée - Rapport du Comité National d'Evaluation des Risques de Mouvements de Terrain remis au Délégué aux risques majeurs - Décembre 1984.

– Glissement de terrain à Saint-Etienne-de-Tinée - Visite de Monsieur Haroun Tazieff, secrétaire d'état à la prévention des risques majeurs - Août 1985.

– Désordres de la Clapière - Déviation du CD 2205 - Analyse de propagation - LPC - Février 1986.

– Surveillance du glissement de la Clapière - Avis sur le zonage des risques dans la vallée - LPC - Mars 1988.

– Glissement de la Clapière à Saint-Etienne-de-Tinée - Barry Voight - Mai 1988.

– Glissement de la Clapière - Analyse des conséquences possibles et des moyens à mettre en œuvre - LPC et BRGM - Février 1988.

– Amélioration de la surveillance du glissement de la Clapière - Compte rendu de l'installation et de la mise en œuvre de l'instrumentation complémentaire - LPC - Septembre 1992.

– Surveillance du glissement de la Clapière - Avis complémentaire sur le zonage des risques dans la vallée - LPC - Mai 1993.

– Glissement de la Clapière - Synthèse des connaissances et actualisation des risques - LPC pour la Délégation aux risques majeurs - Mai 1993.

– Glissement de la Clapière - Système de surveillance - LPC pour la Délégation aux risques majeurs - Novembre 1993.

– Mission du Conseil général des ponts et chaussées sur le glissement de la Clapière - Rapport du groupe d'experts n. 93-142 - Juillet 1994.

2.6. Comptes-rendus de suivi et de surveillance

– Comptes-rendus périodiques sur les résultats du suivi topométrique de 1982 à 1989.

– Comptes-rendus trimestriels sommaires sur les données brutes de la surveillance à partir de Juillet 1989.

2.7. Principaux rapports de recherche et travaux universitaires

VIBERT C., *Apport de l'auscultation de versants instables à l'analyse de leur comportement: les glissements de Lax le Roustit (Aveyron) et Saint-Etienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes)*, Janvier 1987.

BOUCHELAGEM A., *Le glissement de terrain de Saint-Etienne-de-Tinée: une étude de la corrélation données hydrologiques-cinématique du mouvement*, Juillet 1987.

FOLLACCI J.-P., *Mouvements du versant de la Clapière - Rapport de synthèse*, Mars 1988.

LOCAT J., *Analyse de la mobilité du bloc supérieur, glissement de la Clapière, Alpes-Maritimes, France, à l'aide du modèle glissement-consolidation*, Juin 1989.

SERRATRICE J.-F., *Bilan de volume du glissement de la Clapière d'après des modèles numériques de terrain de 1970, 1987 et 1989*, Janvier 1990.

GERVREAU E., *Etude de l'évolution des versants naturels en mouvement: prévoir, alerter*, Février 1991.

GIRAULT F., *Auscultation de versants instables par imagerie numérique*, Juin 1992.

DIDIER F., *Calcul des coordonnées Lambert des cibles à partir de mesures automatiques - Etude des contraintes et réalisation du protocole de traitement des données*, Février 1994.

DURVILLE J.-L., *Chronique d'une chute annoncée: la fin de la cible cinq à la Clapière*, Mai 1994.

POUGET P., *Comportement des pentes instables: exploitation des données de suivi. Site de la Clapière - Corrélation entre différents paramètres climatologiques et déplacements*, Juin 1994.

ALFONSI P., *Comportement des pentes instables: exploitation des données de suivi. Site de la Clapière - Etude d'un modèle analogique: influence des précipitations sur la vitesse du glissement*, Décembre 1994.

SERRATRICE J.-F., *Bilan de volume du glissement de la Clapière - Modèles numériques de terrain de 1970, 1989 et 1994*, Février 1995.

3. CONTEXTE GEOLOGIQUE

3.1. Contexte géologique régional

Lithologie

La Tinée sépare le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour (rive gauche) de sa couverture mésozoïque (rive droite).

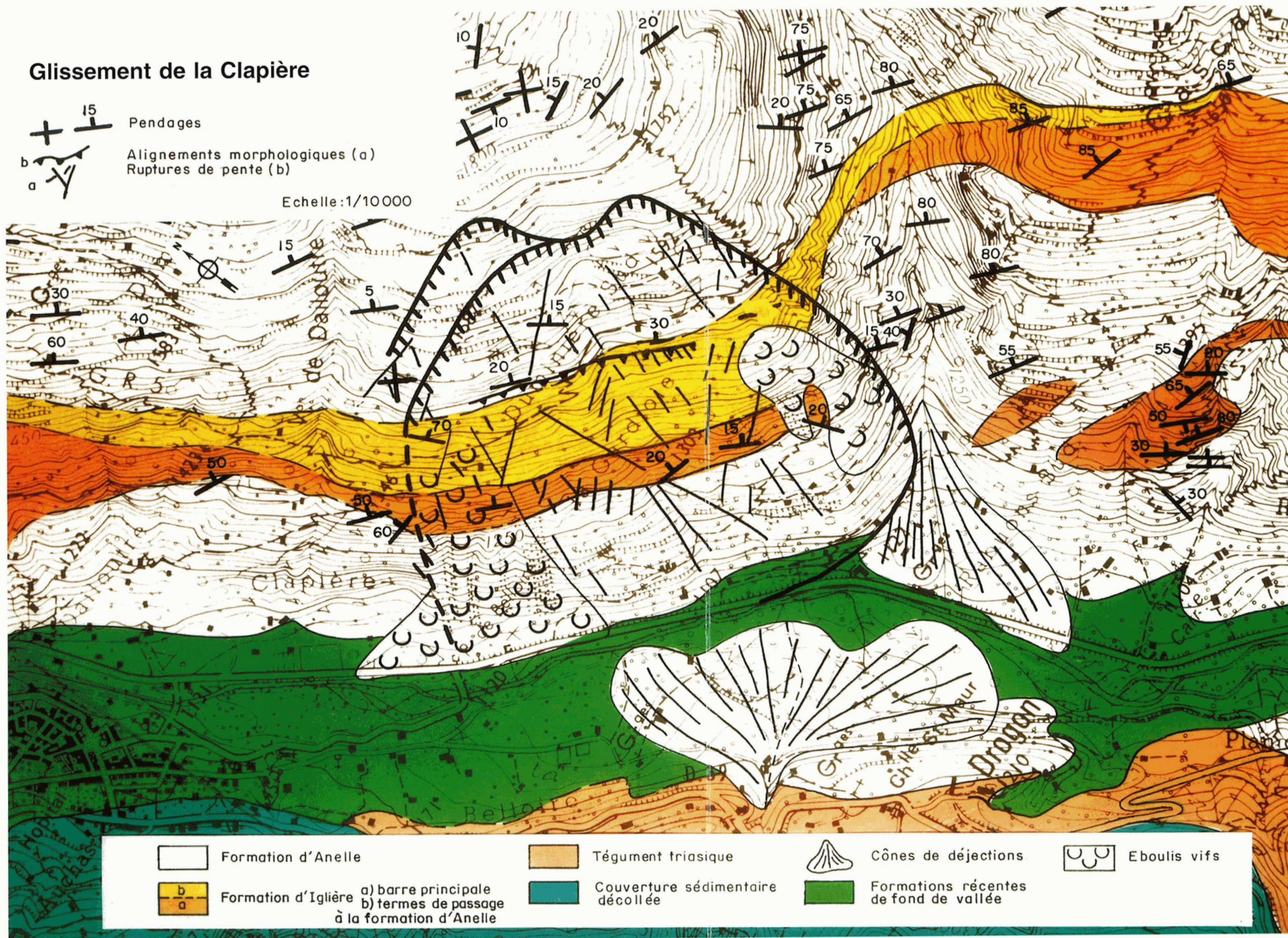
En bordure Sud du massif, gisent des formations de gneiss migmatitiques plus ou moins micacés qui doivent l'essentiel de leurs faciès et de leur foliation au métamorphisme hercynien avec des résistances mécaniques, une anisotropie et une altérabilité qui sont fonctions de leur proportion en micas. Celle-ci est minimale dans la série d'Iglière avec une roche dure et massive, une faible anisotropie et une maille de discontinuités lâche.

Plus hétérogène, la série d'Annelle est composée de faciès moins résistants, avec des proportions de micas supérieures mais variables, localement très élevées (gneiss surmicacés), lui conférant une importante anisotropie et une sensibilité à l'altération. Ces roches ont été faiblement affectées par le métamorphisme alpin, avec développement de

Glissement de la Clapière

 15 Pendages
 Alignements morphologiques (a)
 Ruptures de pente (b)

Echelle: 1/10 000



Carte géologique et géomorphologique schématique.

A l'interfluve entre deux vallées glaciaires, le glissement de développe dans des migmatites hercyniennes à foliation orientées parallèlement à l'axe de la vallée principale.

A mi-pente, la formation d'Iglière formée de gneiss massifs constitue une armature rigide plus résistante que la formation d'Annelle encaissante de faciès plus feuilletés.

A l'échelle du glissement, la fracturation subverticale selon des directions N 20° et N 60° E s'exprime mieux que les accidents majeurs, décrochements parallèles à la vallée.

quelques minéraux spécifiques et de schistosités souvent difficiles à distinguer des foliations.

Géodynamique interne

Les foliations ont été redressées à la verticale dans une direction NW-SE, puis déversées sur le versant français vers l'axe du massif, soit vers le Nord Est, et enfin localement déformées par des virgations senestres.

La fracturation, induite par un raccourcissement Nord Est, s'organise autour de trois familles majeures:

- décrochantes dextres N-140°-E,
- verticales senestres conjuguées subméridiennes,
- normales autour de N-60°-E.

Bien que la sismicité du secteur apparaisse modeste comparativement à celle de la bordure Nord du massif, des indices révèlent d'une persistance de l'activité tectonique après les glaciations avec notamment :

- une surrection continue et probablement différentielle de l'axe du massif,
- des serrages générateurs, selon les accidents, d'extensions ou de jeux inverses pouvant pincer des lambeaux triasiques.

Géodynamique externe

Les traces des dernières phases glaciaires sont inscrites dans la morphologie.

Le glacier principal a modelé la vallée de la Tinée avec une pente de 40 à 45° jusqu'à 250 mètres de hauteur par rapport au lit actuel. Il a laissé peu de vestiges, plus probablement fluvio-glaciaires que morainiques : des graves polygéniques en pied de versant ainsi que, surtout rive droite, en placages à mi-pente qui semblent jalonner un ancien tracé plus méridional.

Des glaciers affluents issus de cirques creusés vers 2500 mètres ont creusé des vallées sur la rive gauche avec gradins de confluence à + 400 mètres.

On n'a pas recherché d'éléments sur la paléoclimatologie postglaciaire; on sait seulement que poussait des genévriers dont on a retrouvé un tronc daté de 8000 ans.

L'érosion a été et reste violente sur les versants de la couverture triasique avec de méga écroulements et effondrements et la constitution de cônes de déjections emboîtés ayant provoqué des embâcles de la Tinée.

L'alluvionnement, très grossier, est abondant : plus de 60 mètres d'épaisseur au droit du glissement.

L'anisotropie «en direction», le fort pendage et la pente ont favorisé des basculements des têtes de couches à toutes les échelles, métriques à hectométriques, qui évoluent parfois jusqu'à constituer un manteau de roches désagrégées.

Ces basculements, comme la présence de ban-

des de mylonites dans les accidents décrochants ont favorisé la formation d'une morphologie en terrasses, parfois en contre-pente et d'escarpements à regard amont.

Ils ont dû aussi favoriser l'infiltration des eaux météoriques et, avec elle, l'altération des roches en profondeur. Cette dernière se traduit en surface par des oxydations mais n'a pas fait l'objet d'étude minéralogique approfondie.

Des éluvions peu épaisses empâtent la partie haute du versant, où la pente de 25° a limité l'ablation ; elles sont souvent le siège de ravinements régressifs amorcés par des ruissellements hypodermiques qui évoluent en constituant des vallons temporaires frustes entre les vallons glaciaires affluents.

Les pierriers d'éboulis actifs sont très abondants dans les parties amont de ces derniers, plus localisés sur les flancs de la vallée principale.

3.2. Description de la zone en mouvement

(Voir la Carte annexe dans le texte)

Géomorphologie

Le glissement est étagé entre 1100 et 1800 mètres en pied d'un versant qui culmine à 3000 mètres (figure 2).

Il affecte l'interfluve entre la vallée de la Tinée et le vallon glaciaire de Rabuons. Deux vallons postglaciaires frustes et sans écoulement l'incisent faiblement, mais sans ravinement, contrairement à ce qui s'observe latéralement.

Le découpage structural est bien inscrit, avec notamment des linéaments N-20°-E en moyenne, dont deux principaux divisent le glissement en trois compartiments assez contrastés. D'autres linéaments entre N-40°-E et N-60°-E et entre N-120°-E et N-160°-E sont aussi fréquents, plus sensibles dans l'aire du glissement qu'alentour.

En amont de l'épaule à 250 mètres environ, des replats ou terrasses, parfois en contre-pente, alternent avec des corniches frangées de pierriers actifs. Avant 1988, les deux principaux pierriers couvraient la partie basse du compartiment Nord-Ouest (clapière sensu stricto) et l'arrêt interfluve Tinée-Rabuons.

L'escarpement sommital penté à 50° en moyenne s'allongeait sur 650 mètres entre 1550 et 1735 mètres en dessinant deux lobes dont celui du Nord-Ouest qui s'amortit progressivement jusqu'à disparaître.

Depuis 1988, au delà de l'accroissement généralisé de la fracturation, des éboulements et de la désorganisation tendant à une certaine homogénéisation des faciès morphologiques, l'évolution morphodynamique a été importante et significative.

Une fissure amorcée en 1986 dans le lobe Nord-Ouest atteint une hauteur de 50 mètres, tradui-



Fig. 2. Photographies. Entre 1976 et 1994, le glissement a entraîné un affaissement aisément discernable et des éboulements superficiels. Apparaissent également sur la photographie de 1976 :

- le talus provoqué par le différentiel de mouvement après ralentissement de la partie supérieure du lobe N-W (partie gauche),
- le glissement supérieur en deux parties déclenché par régression en amont du talus sommital du lobe S-E (partie droite).

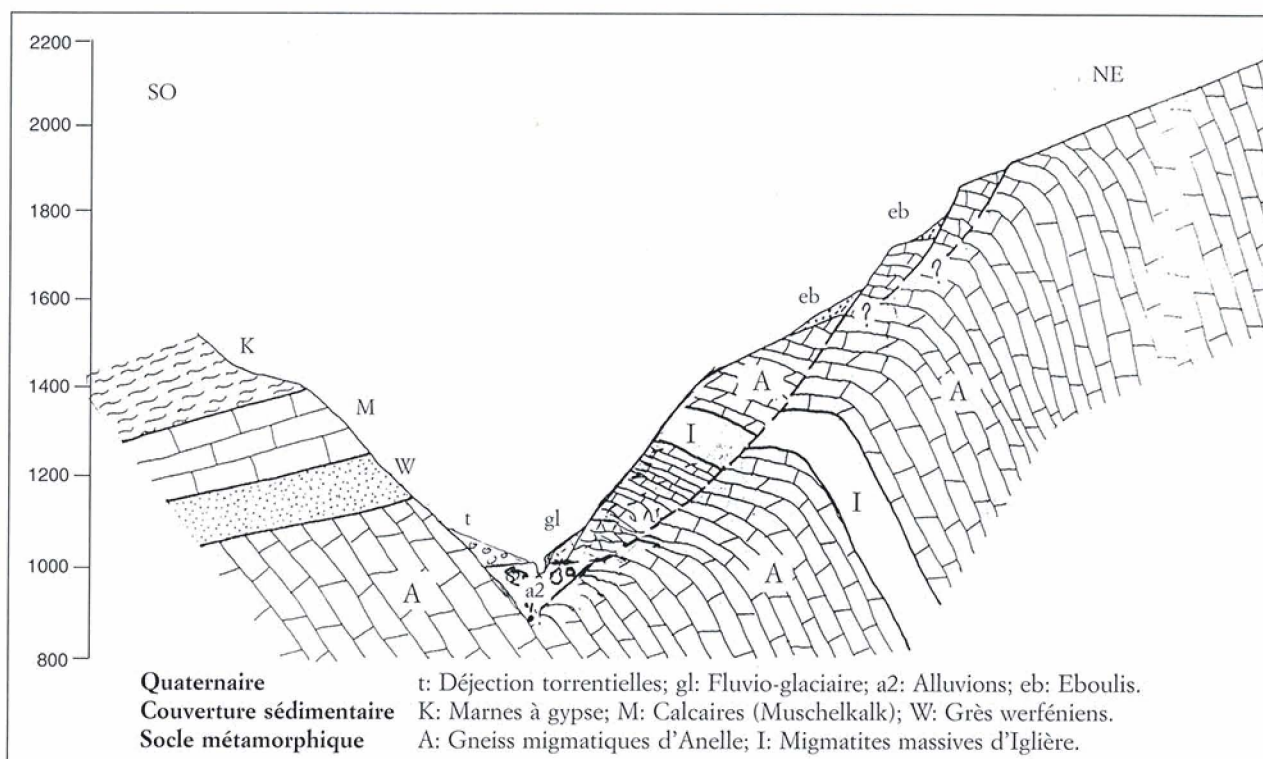


Fig. 3. Coupe géologique schématique. Le glissement affecte un secteur où les foliations des migmatites normalement fortement inclinées vers l'intérieur du massif ont été préalablement (lors du retrait des glaciers?) basculées à l'horizontale.

sant le blocage de la partie supérieure de ce lobe. L'escarpement sommital n'ayant pratiquement plus évolué en amont, elle constitue la limite actuellement majeure du glissement principal dans ce secteur.

Une régression s'est produite, au dessus du lobe Sud-Est, à partir de l'été 1988. Une première fissure, avec un rejet de 1,75 m en moyenne, continue sur 500 mètres, s'est d'abord ouverte. Tangentant l'ancien escarpement sommital, elle s'oriente d'abord à Nord-20°-Est entre 1700 et 1780 mètres puis se développe horizontalement à Nord-140°-Est et s'interrompt brutalement en amont du promontoire central, l'ancienne jonction entre les deux lobes. Cette fissure n'a pratiquement plus évolué jusqu'au deuxième semestre 1992 depuis lequel elle se réactive lentement.

Par contre, à l'intérieur du glissement supérieur qu'elle délimite, une autre fissure s'est ouverte dès janvier 1989, le séparant en une partie amont et une partie aval. La partie aval a immédiatement accéléré tandis que la partie amont se stabilisait pratiquement : un talus s'est constitué entre les deux dont la hauteur ne cesse de s'accroître et atteint actuellement 80 mètres.

Le pied de versant progresse. La route rive gauche a disparu complètement au droit du compartiment central dit «des trois granges» et s'est déformée, dans les zones de part et d'autre où elle était antérieurement épargnée. La rivière a été progressivement repoussée et étranglée jusqu'à ce que la crue (55 mètres cubes par seconde) de septembre 1991 élargisse son lit par érosion de la rive droite détruisant une déviation routière construite en 1985.

La trace de la partie basse de la rupture du glissement principal apparaît clairement sauf au droit du compartiment des trois granges où elle semble proche de la surface des alluvions. Latéralement, elle s'inscrit nettement, au-dessus du pied de versant, dans la déchirure du piémont fluvio-glaciaire au Sud-Est et dans une déformation croissante en arc de cercle du glacier d'éboulis au Nord-Ouest.

En sus de l'engraissement des pierriers principaux (particulièrement de celui de l'interfluve Tinée-Rabuons pendant l'été 1990), des éboulements et des glissements élémentaires engageant plusieurs milliers de mètres cubes affectent la surface du glissement principal, jalonnant souvent les accidents principaux, tel le glissement de novembre 1992, en pied de l'accident de bordure Sud-Est du compartiment des trois granges. Ce dernier, qui se situe sur une des seules zones d'émergence temporaire d'eau souterraine, s'inscrit sur une série de désordres qui depuis 1988 circonscrivent sous l'épaulement une zone convexe d'environ 7 hectares évoquant l'amorce d'un glissement élémentaire d'envergure, emboîté dans le glissement principal.

Des replats relatifs se sont constitués dans la partie supérieure de la partie Sud-Est, sous l'ancien escarpement sommital, et, dans la partie inférieure, sous la barre d'Iglière.

Un dernier trait majeur de l'évolution morphologique récente est l'individualisation de plus en plus nette par le jeu des accidents d'une zone grossièrement triangulaire entre la limite latérale Nord-Ouest du glissement principal et l'accident de bordure Nord-Ouest du compartiment des trois granges, confortant l'hypothèse de l'existence d'un «dièdre Belloire». Au sein de ce dièdre, les mouvements relatifs entre le sommet de la barre d'Iglière et les gneiss sus-jacents, qui s'observaient avant 1986 ont cessé. D'autres, conformes à la foliation, s'amorcent dans les gneiss sous-jacents depuis 1992.

Lithologie

Hormis les formations superficielles (éluvions en amont de l'épaulement, liseré fluvio-glaciaire du piémont, éboulis disséminés ou organisés en pierriers et alluvions) qui restent marginales, le phénomène implique des gneiss des séries d'Annelle et d'Iglière.

La série d'Iglière constitue une barre principale de 80 mètres à hauteur de l'épaulement et trois barres décimétriques supérieures de métadiorite faiblement anisotrope, avec une maille de discontinuités plurimétrique et formant saillies au sein de la série d'Annelle.

Celle-ci est composite avec un faciès type de gneiss migmatitiques mais aussi des passées de «granite» fin orienté, de quartzites, de quartzo-leptynites, d'amphibolites, de «leptyno-amphibolites» et de gneiss surmicacés.

A titre indicatif, des essais mécaniques ont été réalisés pour approcher les résistances **matricielles** de ces roches (en parallèle avec l'étude des microfaciès sur les mêmes éprouvettes). Les résistances relativement modestes par rapport à l'aspect macroscopique peuvent, en partie, s'expliquer par la mylonitisation assez générale observable en lame mince.

Orientation de la contrainte par foliation		Normale	Parallèle	Oblique
Annelle	Rc (MPa)	58,7	46,9	23,8
	Rt (MPa)	8,7	4,4	5,0
Iglière	Rc (MPa)	110,6	82,5	74,2
	Rt (MPa)	11,7		6,8

Il a paru intéressant de rechercher les caractéristiques mécaniques des faciès broyés susceptibles d'occuper les surfaces de rupture majeures

après des déplacements relatifs décimétriques de leurs épontes. On a étudié :

- les fines de lessivage que produisent en abondance les versants gneissiques et qui garnissent très rapidement les interstices fissuraux et les vides des éboulis,

- les produits d'un broyage au laboratoire de fragments de faciès d'Iglière et d'Annelle dans une proportion analogue à leur proportion sur une génératrice du glissement. Ces derniers sont moins résistants ($c' = 29,8$ kPa contre 32,7) et moins frotants ($\phi' = 28,9^\circ$ contre 30,6) que les fines de lessivage dans lesquels une partie des micas a été éliminée.

Données structurales et géomécaniques

Deux facteurs structuraux semblent avoir joué un rôle essentiel dans le déclenchement du glissement :

- le basculement préalable,
- les lacunes de la barre d'Iglière.

Autour du glissement, les foliations, normalement fortement inclinées vers le N-E (amont-pendage), sont généralement subhorizontales. Ce phénomène est attribué à un basculement de versant à grande échelle tardi-glaciaire et a pu favoriser le glissement par réduction des résistances mécaniques (cisaillement des interlits micacés et traction dans les strates rigides), ouverture de joints conduisant les eaux et l'altération et, surtout, en favorisant les mouvements à composante transversale (figure 3).

L'armature du versant constituée par la barre d'Iglière présente, en affleurement, des solutions de continuité précisément aux limites latérales du glissement, probablement initialisées par la migmatisation, peut-être accusées par la tectonique.

La fracturation locale, comprend trois familles majeures d'accidents (dextres N-140°-E, verticaux senestres conjugués subméridiens et normaux autour de N-60°-E). Ce réseau est conforme au modèle d'une zone de décrochements selon une direction majeure N-140-160°-Est induite par un raccourcissement orienté de N-20-25°-E à N-40-45°-E.

Le jeu des discontinuités en fonction de la topographie locale (interfluve convexe entre vallées à N-140°-E et N-40°-Est) est accusé par les mouvements gravitaires et réciproquement. Les directions subméridiennes étaient initialement morphologiquement prépondérantes dans la morphologie (et vraisemblablement l'hydrogéologie) de la zone des désordres actifs avec des décalages décimétriques dextres et peut-être tendance à l'ouverture en traction (fractures T) sous l'effet des contraintes récentes et/ou actuelles. Actuellement l'amplitude des déplacements accuse de mieux en mieux l'importance des directions N-60°-E.

La néotectonique, avec la permanence de la surrection, a pu jouer un rôle, sinon dans le glis-

sement, du moins dans le basculement qui l'a préparé.

Les orientations localement sécantes de la foliation hercynienne et de la schistosité alpine sous l'effet d'une virgation tardi-hercynienne ont pu réduire les résistances en déterminant le débit de la roche « en poissons » qui s'observe en rive droite du vallon de Rabuons.

4. CLIMATOLOGIE ET HYDROGEOLOGIE

4.1. Conditions d'alimentation

Pluviométrie

Entre 1100 et 3000 mètres, les précipitations sont pluvio-nivales (figure 4). Les données issues du pluviographe installé en fond de vallée à moins d'un kilomètre du glissement, si elles sont fiables concernant les quantités, sont à considérer avec circonspection quand à leur date d'effet sur l'infiltration : celle-ci peut être différée entre novembre et mai quand l'eau reste pro parte stockée sous forme de neige sur le versant.

La pluviométrie moyenne de 1982 à 1992 a été de 936 millimètres par an.

De 1982 à 1989 les périodes modérément déficitaires et modérément excédentaires en pluie ont alterné (figure 5). Le déficit s'est creusé fin 1989 et surtout en 1990. Le retour à l'excédent s'est réalisé de 1991 à 1994 mais avec une alternance saisonnière très marquée et des pluies souvent concentrées sur des périodes courtes (près de 500 mm en 30 jours à l'automne 1991 572 mm en 63 jours à l'automne 1994). Le régime saisonnier est en effet sensible, avec des maxima au printemps et, certaines années, en automne.

Nivométrie

La nivométrie indispensable pour raisonner au plan temporel sur l'infiltration. On dispose de deux nivomètres (enregistreurs et non totalisateurs) installés en 1983 à 2500 mètres et en 1990 à 1800 mètres.

L'enneigement à 2500 mètres diffère naturellement de celui à 1880 mètres (figure 6). Sur 10 cycles de mesure, la moyenne a été de 810 millimètres (lame d'eau équivalente) avec des écarts importants, de 495 mm (1989-1990) à 1136 mm (1983-1984). Après trois cycles excédentaires (1983-1984 à 1985-1986), l'enneigement a été fortement déficitaire avec seulement deux cycles excédentaires (1990-1991 et 1992-1993) en 7 ans. À l'altitude de 2500 mètres, l'isotherme 0° C remonte rarement en hiver, la neige se conserve, le stock s'accroît jusqu'au printemps (au cours duquel les chutes sont souvent abondantes) puis il fond en bloc. La fusion est souvent d'autant plus rapide qu'elle est tardive. Les volumes d'eau libérés ain-

Fig. 4. Pluie, neige et débits annuels. Depuis le début de la surveillance en 1982, les années 1988, 1989 et 1990 ont été les plus sèches. L'enneigement a été particulièrement réduit en 1990.

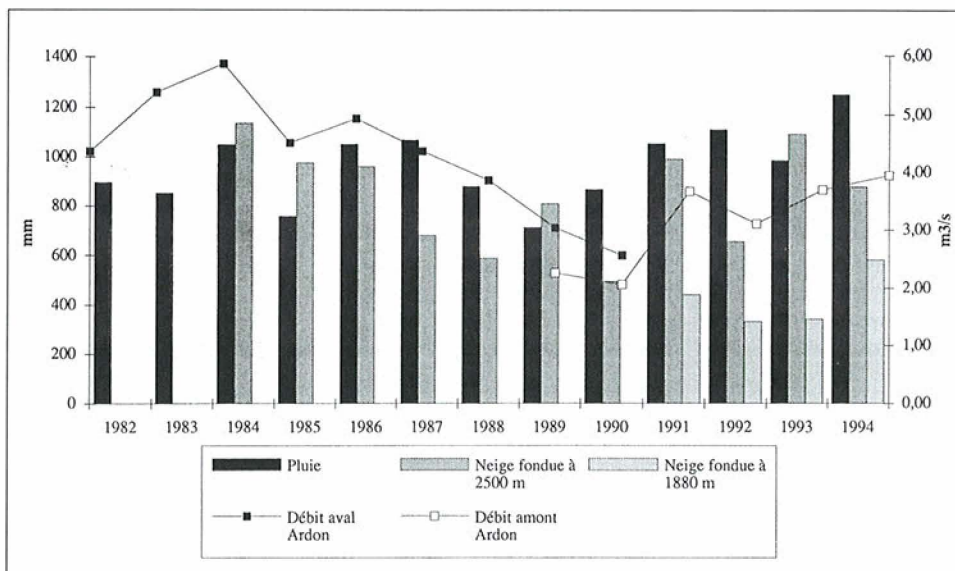
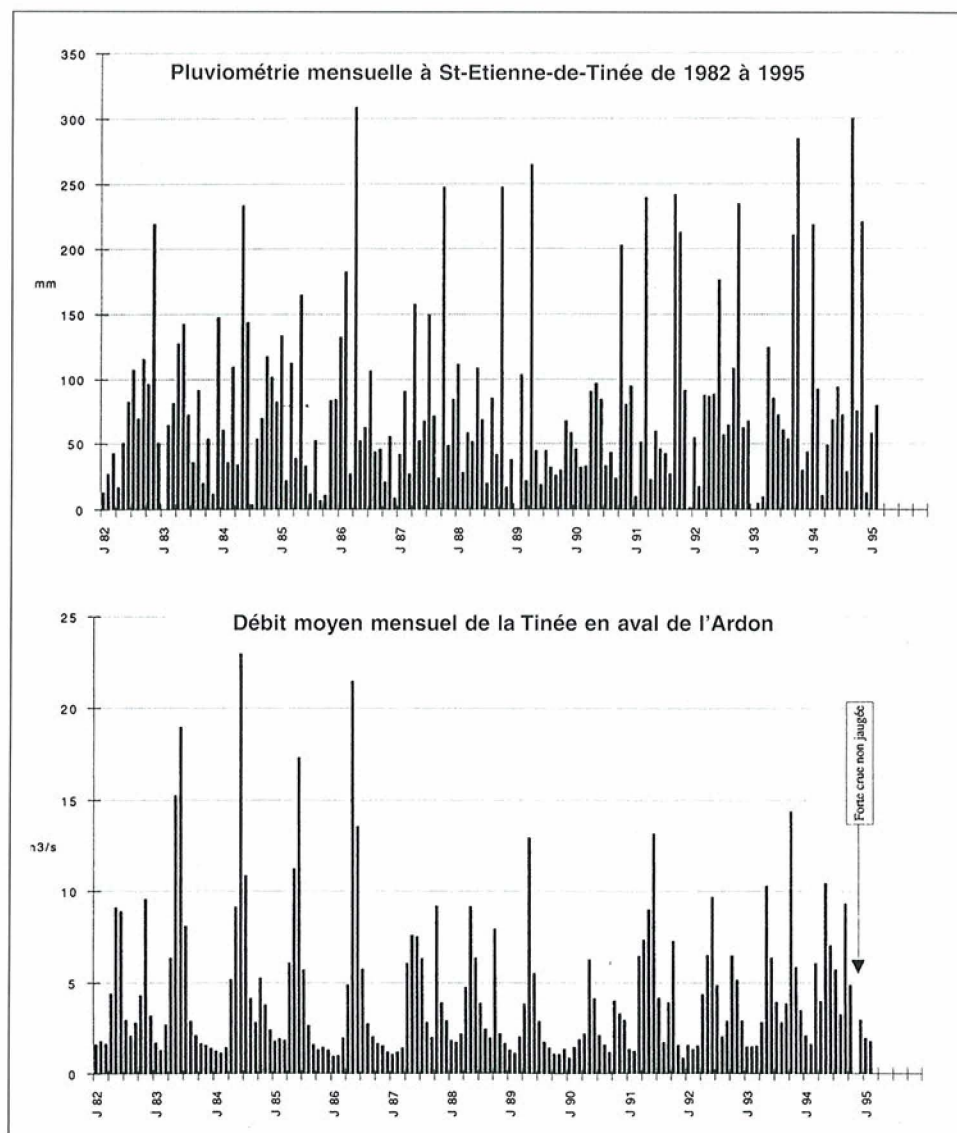


Fig. 5. Pluviométrie et débits mensuels. La rétention en altitude d'une part des précipitations du premier semestre et les averse automnales, souvent intenses, se traduisent dans le régime pluvionival de la Tinée.



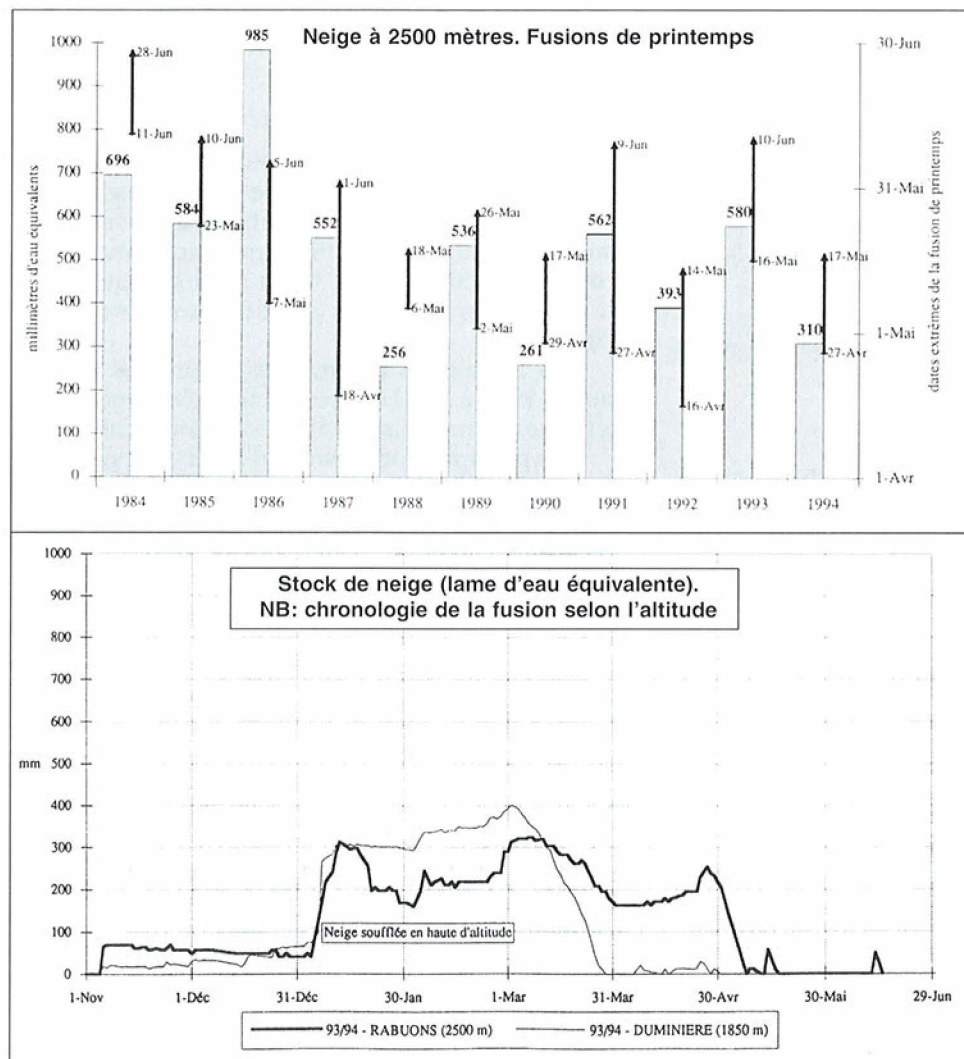


Fig. 6. Fonte de neiges. Au printemps, en sus de la quantité d'eau libérée, la durée de la fonte des neiges détermine les débits d'infiltration. Elle est souvent d'autant plus réduite qu'elle est tardive.

Les deux nivomètres, à 1800 et 2500 mètres d'altitude, mettent en évidence le déphasage de la fusion selon l'altitude dans l'aire d'alimentation des eaux souterraines percolant dans le glissement.

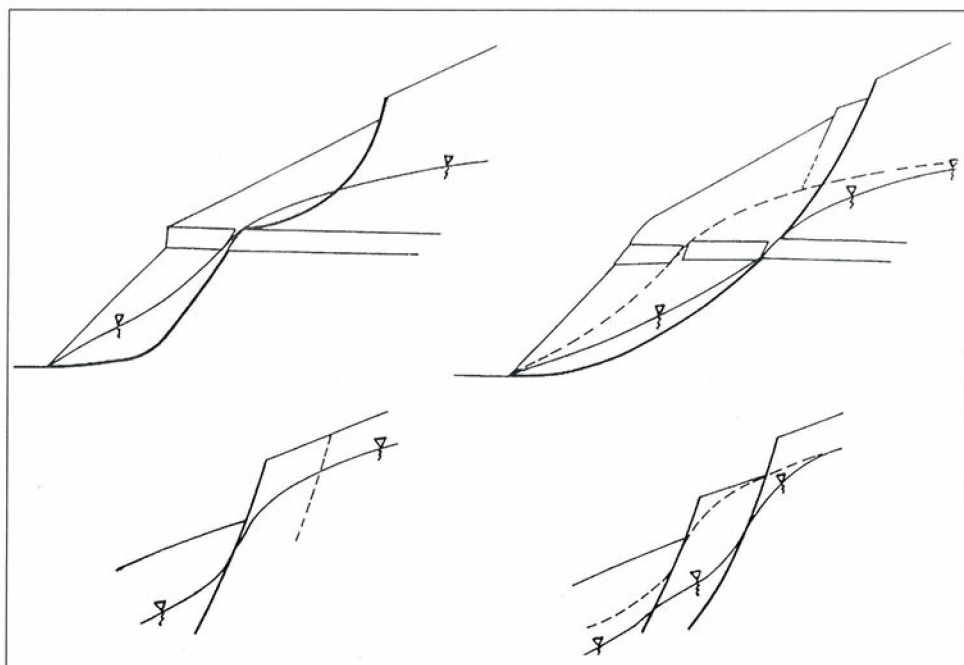


Fig. 7. Régime transitoires. Au cours du processus de glissement, des ruptures modifient les perméabilités, dévient les trajets des eaux souterraines et font varier la répartition de leurs pressions.

Les schémas illustrent deux cas où un déstockage dû à l'abaissement de la surface piézométrique peut transitoirement accroître les débits.

si en peu de semaines sont considérables : jusqu'à 985 mm en 29 jours en 1986, les minima étant de 256 mm en 1988 et 261 en 1990.

Pour l'enneigement à 1880 mètres, on manque de recul après trois ans et demi d'observation. Les quantités sont naturellement inférieures (de moitié en 1991 et 1992), une plus grande part des précipitations s'effectuant sous forme de pluie. A cette altitude la température est plus douce, la neige est plus facilement reprise par la fusion et ne peut généralement accumuler pour la fusion ultime, normalement plus précoce, un stock aussi important qu'à 2500 mètres.

Débit des cours d'eau

Il n'y a pas de réseau de ruissellement sur le glissement proprement dit et le versant sus-jacent, ni de sources de débit supérieur à 0,01 litre/seconde, ni même de traces notables de ravinement.

Le débit de la Tinée à Saint-Etienne (drainant 167 kilomètres carrés d'un bassin versant ramassé et homogène dans la répartition des altitudes et des pentes entre 1000 et 3000 mètres) reflète dans ses variations annuelles l'évolution de la ressource fournie par les précipitations, pluie et neige. Après un maximum en 1984 (5,9 m³/s), le débit moyen annuel décroît fortement jusqu'en 1990 (2,6 m³/s) avant de remonter en 1991, marqué par la forte crue d'automne liée aux 500 mm de pluie en 30 jours.

Le régime saisonnier, pluvio-nival, est accusé.

Les crues de printemps sont toujours présentes, plus ou moins violentes et plus ou moins durables : elles ont été les plus fortes de 1983 à 1986, faibles en 1988, 1989 et surtout 1990, modérées mais prolongées en 1987 et 1991.

Les crues d'automne manquent certaines années : 1983, 1985, 1986 et 1989. Souvent plus brèves, elles transportent moins d'eau que les crues de printemps bien qu'elles soient plus intenses (débit maximum journalier de 80 m³/s en 1982 et 50 m³/s en 1991).

Pour rattacher au débit de la Tinée les quantités d'eau qui traversent le massif qui circonscrit le glissement, il convient de rapprocher chaque pic de débit des courbes correspondantes de pluviométrie et de fonte de neige ; cela aide à déterminer l'origine prépondérante des eaux et le mécanisme d'alimentation, à distinguer les épisodes de crue qui caractérisent le mieux les percolations intéressant plus directement le glissement et à éliminer ceux qui correspondent à une origine extérieure (averses localisées extérieures au secteur, fonte de neige à l'amont du bassin versant ou aux altitudes extrêmes).

Températures

On dispose depuis 1990 de mesures de températures fréquentes sur le site.

Les résultats n'ont pas fait l'objet d'une exploitation poussée.

4.2. Conditions d'infiltration

Dans la zone des désordres actifs, en cohérence avec l'absence de réseau de ruissellement et de ravinement, la morphologie en terrasses fréquemment en contre-pente, l'intense fracturation et le couvert végétal arbustif (bien qu'il ait tendance à se réduire au profit des pierriers) sont propices à l'infiltration.

Les conditions restent très favorables au-dessus de 1750 à 2400 mètres environ avec encore des terrasses et un boisement en développement.

Les précipitations solides d'hiver sont plus efficaces pour l'infiltration que la pluie : la neige constitue un stockage tampon de l'eau, libérée suffisamment progressivement par la fusion pour ne pas ruisseler. La fusion est plus ou moins différée selon l'altitude. En raison de l'orientation au Sud-Est, jusqu'à 1500 mètres la neige persiste rarement au delà d'une quinzaine de jours.

Il apparaît néanmoins, à l'examen visuel et à l'étude des réactions cinématiques, que malgré leurs intensités, sur le site, les pluies d'automne ne conduisent pas à des taux de ruissellement importants mais à des infiltrations massives.

Avec moins de 10 mm/mois d'évapotranspiration potentielle en hiver et moins de 100 mm/mois en été, l'influence de l'évapotranspiration réelle apparaît marginale et a été jusqu'à présent peu prise en compte.

4.3. Exutoires

Compte-tenu de l'importance des apports d'eau, les quelques exutoires superficiels du versant à la périphérie du glissement ont des débits infimes, hors de proportion avec les débits infiltrés :

- quelques sources d'un débit cumulé inférieur à 0,1 litre/seconde dans le vallon de Rabuons,
- en pied, au printemps, la saturation du fluvioglacière, voire des suintements,
- quelques taches d'humidité fugitives apparaissant quelques jours, parfois assez haut, jusqu'à 1300 mètres.

Il semble donc que l'essentiel des eaux soit drainé souterrainement par l'inféoflux de la Tinée dans les alluvions grossières et perméables (dont l'épaisseur dépasse 60 mètres en pied de glissement).

4.4. Hypothèses pour les circulations aquifères

En l'absence de toute piézométrie, on ne peut faire que des hypothèses sur les circulations souterraines.

Ces hypothèses se fondent sur la nature du massif (faciès et fracturation), les conditions d'ali-

mentation et les exutoires (*cf.* ci-dessus), sur des calculs de stabilité indicatifs paramétrant, entre autres facteurs, le niveau des eaux souterraines ainsi que sur l'observation des réactions cinématiques aux épisodes d'alimentation (*cf.*, ci-dessous, analyse des données d'auscultation).

Elles sont énoncées, ci-dessous, comme modèles hydrogéologique et hydraulique.

4.5. Données extrêmes

On sait que, pour certains processus érosifs, l'essentiel du travail s'effectue lors de circonstances paroxystiques extraordinaires.

La constitution temporaire de gradients hydrauliques exceptionnels peut résulter de conditions d'alimentation résultant d'une conjonction de précipitations extraordinaires par leurs valeurs et par leur enchaînement ; par exemple, lors d'un printemps tardif et chaud succédant à un hiver rigoureux, de fortes pluies cumulant leur effet avec la fonte brutale d'un épais manteau de neige. Dans ces conditions, un apport de 1200 mm d'eau en un seul mois résultant de 985 mm de fonte de neige (comme en mai 1986) et de 234 mm de pluie (comme en mai 1984) est très vraisemblable.

Elle peut aussi provenir de brusques accroissements ou modifications de perméabilité, consécutifs à des ruptures internes, changeant des conditions limites des écoulements et provoquant des débits de vidange de volumes antérieurement saturés (figure 7).

5. TECHNIQUES DE RECONNAISSANCE MISES EN ŒUVRE

On a considéré dès 1976 :

- que la dimension du site, sa mobilité, sa dangerosité et ses difficultés d'accès rendaient prohibitive et difficile (voire impossible) l'application des techniques de reconnaissance (géophysique, sondages, piézométrie, inclinométrie, etc.) en usage sur les glissements courants,

- que la compréhension qui aurait pu en découler ne pourrait déboucher sur un confortement jugé impossible.

De ce fait, on a opté pour une stratégie de prévention privilégiant la surveillance et le déplacement gradué des aménagements vulnérables. La reconnaissance a été limitée à la collecte, relativement économique, des informations disponibles en surface, sans investigations lourdes en profondeur.

5.1. Cartographie géologique de terrain et photogéologie

Appuyée sur les photos aériennes et les levés à grande échelle, les levés ont été réalisés au 1/10.000

et au 1/2.000, couplés avec des études pétrologiques des différents faciès.

Il n'a pas été réalisé d'étude minéralogique des processus d'altération.

Coût très approximatif: 200.000 F (topographie et levé géologique).

5.2. Photogrammétrie

Elle n'a pas été seulement utilisée pour la confection des plans et pour conserver l'information relative à un stade caractéristique de l'évolution mais aussi pour l'étude quantitative de la déformation.

Ainsi 4 couvertures anciennes (1952, 1964, 1974 et 1983) ont été réexploitées par l'Institut géographique national permettant notamment de suivre l'évolution des coordonnées d'environ 300 points caractéristiques et de confirmer l'ancienneté des mouvements et leur accélération (figure 8).

Coût approximatif: 80.000 F.

Les déformations à partir de 1970 ont été également quantifiées par comparaison de modèles numériques successifs de terrain à grande échelle à la maille de 2 mètres (*cf.*, ci-dessous, «Auscultation»).

Coût approximatif par opération: 20.000 F pour la prise de vue et 50.000 F pour le MNT.

5.3. Auscultation

Les différentes opérations décrites ci-dessous dans la rubrique «Auscultation» ont fourni de précieuses informations sur le site et sur le phénomène et ont ainsi, indirectement, apporté une contribution essentielle à la reconnaissance.

6. AUSCULTATION

Le site a fait l'objet, dès 1982, de mesures cinématiques et d'un suivi hydrométéorologique.

Le premier système mis en œuvre était basé, en sus de l'observation morphodynamique du versant et du suivi hydrométéorologique, sur des mesures de distances pratiquées par des opérateurs locaux.

Il a été décidé en 1988 d'en améliorer la fiabilité par l'automatisation permettant d'accroître la fréquence des mesures et de réduire les délais d'interprétation et de transmission des conclusions aux décideurs en charge de la sécurité publique. Le système, entré en service à partir de 1990, a nécessité l'installation et la mise au point d'une infrastructure de mesure et de transmission, le développement de procédures d'exploitation et communication rapides et la constitution d'une équipe d'exploitation et de maintenance (figures 9 et 10).

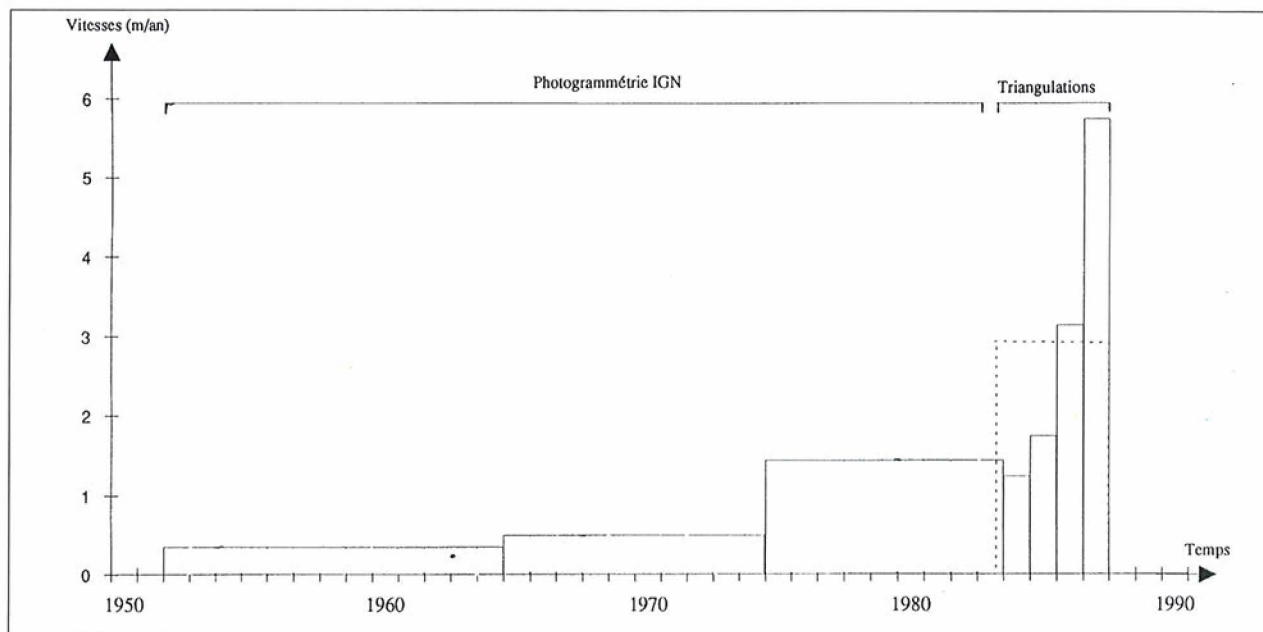


Fig. 8. Evolution des vitesses moyennes à partir de 1952. L'exploitation d'anciennes photographies aériennes a permis de mettre en évidence et de quantifier les déplacements d'un certain nombre de points singuliers entre 1952 à 1983. Les vitesses moyennes sont régulièrement croissantes et cohérentes avec celles qui ont été calculées à partir des triangulations à partir de 1982.

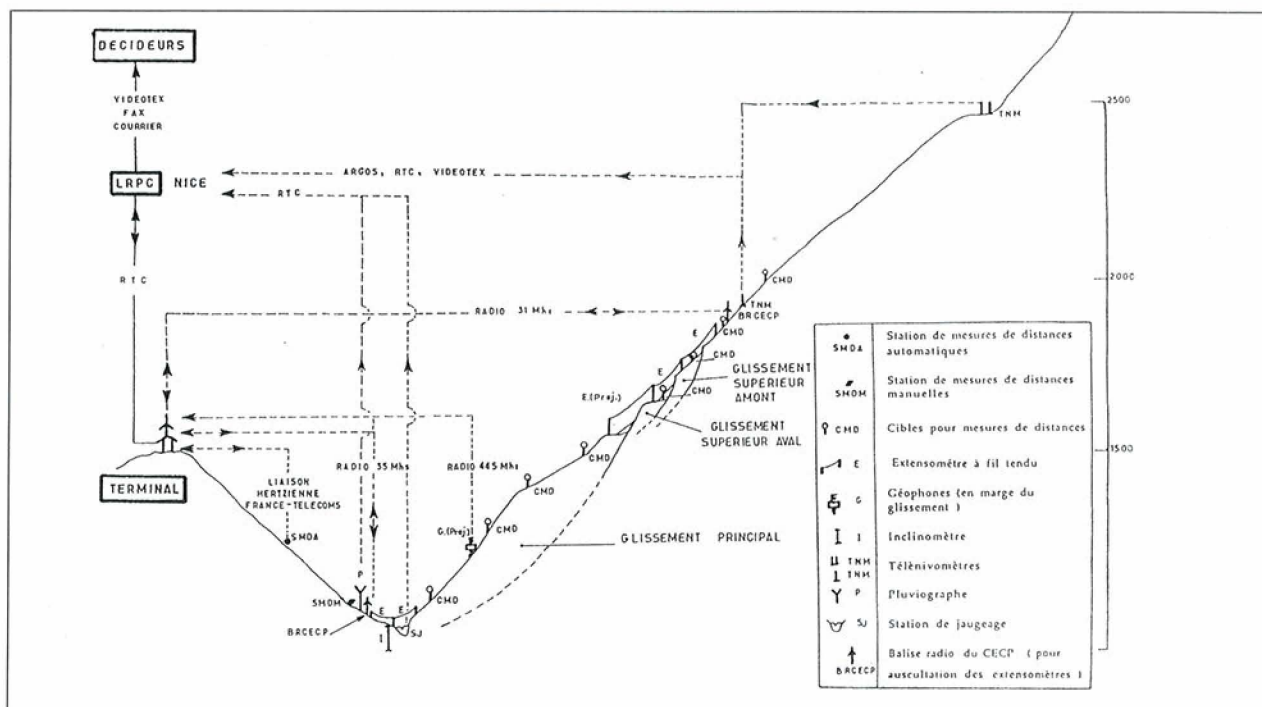


Fig. 9. Dispositif de surveillance installé en 1991. La surveillance installée en 1991 comporte:

- des capteurs de déplacements superficiels
 - extensomètres à fils tendus,
 - stations topométriques automatiques installées sur le versant immobile de la vallée pour suivre des cibles placées sur le versant en mouvement,
- des capteurs pour les facteurs hydrologiques neige et pluie et une station de jaugeage de la rivière,
- des enregistrements de la nanno-séismicité,
- les systèmes de transmission, essentiellement hertzienne, des résultats vers un terminal de proximité et le centre de traitement.

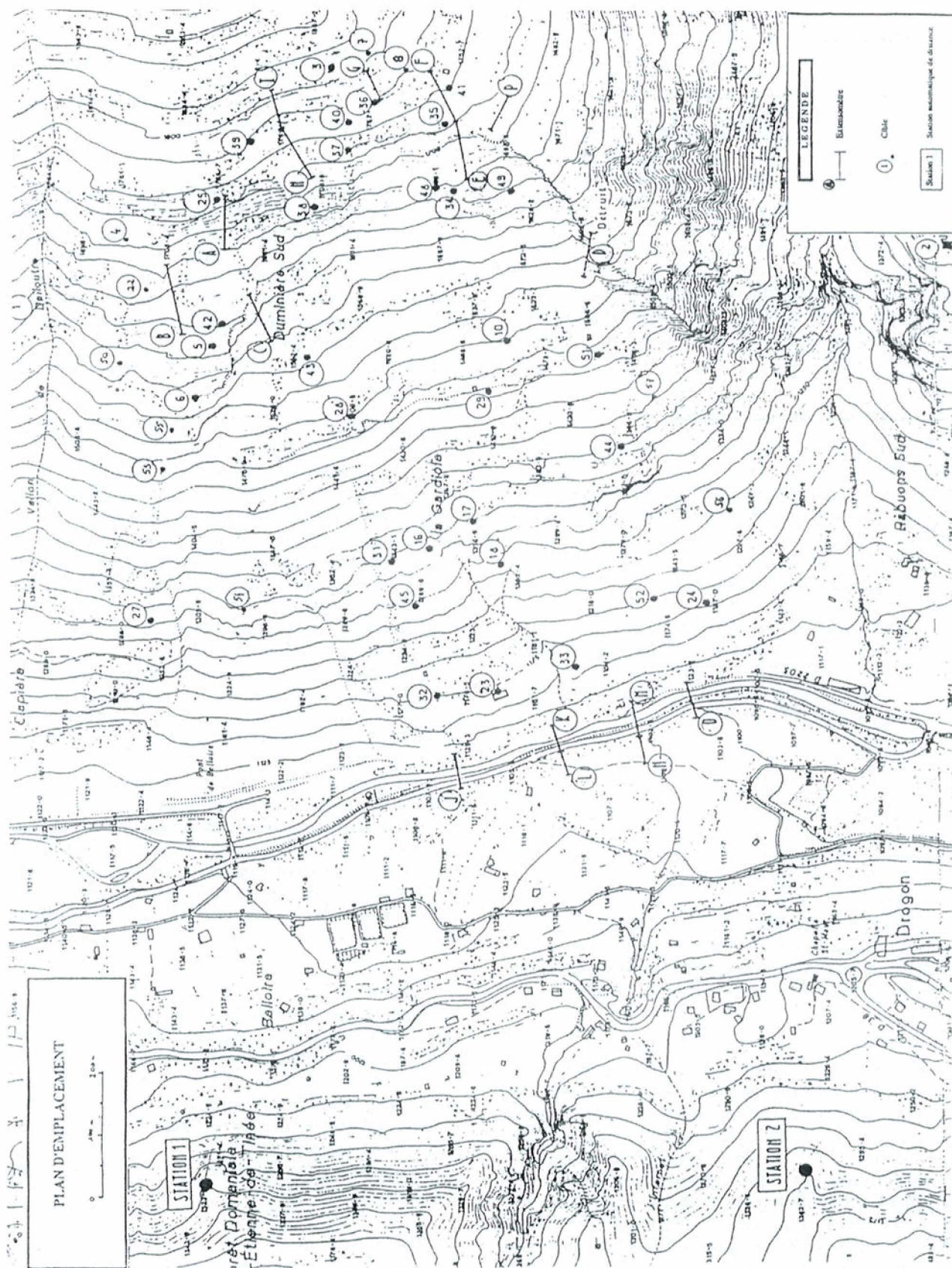


Fig. 10. Plan de situation des capteurs de déplacement. Les extensomètres ont été disposés sur les fissures périphériques. Les cibles topométriques sont implantées sur les différentes parties du glissement mais aussi sur ses marges, pour vérifier leur stabilité ou déceler des extensions éventuelles des désordres.

6.1. Objectif de la surveillance

L'objectif de la surveillance est double :

- prédiction des phénomènes : déceler au plus tôt les indices annonciateurs d'une évolution dommageable afin que les responsables opérationnels disposent du maximum de temps pour mettre en œuvre des mesures de sauvegarde et évacuer la population et le maximum de biens mobiliers susceptibles d'être impliqués,

- assistance à la gestion des crises : reconstituer, après un bouleversement, une capacité de diagnostic de la stabilité du site résultant permettant de fonder les décisions des responsables (sécurité des équipes d'intervention, retour dans les zones évacuées, etc).

6.2. Le système de surveillance

La surveillance (figure 11) comprend principalement des fonctions:

- d'observation morphodynamique qualitative,
- de mesure, cinématique et hydrométéorologique,
- de transmission,
- d'exploitation (dépouillement et interprétation) des résultats,
- d'information des décideurs,
- de maintenance (entretien, dépannage et modifications) du dispositif instrumental.

Elle requiert des moyens en locaux et en personnel, donc en financement.

L'observation du site

L'observation géomorphologique systématique est indispensable pour déceler des phénomènes qui échappent à la maille de l'instrumentation, forcément discontinue, et des manifestations morphodynamiques significatives quoique non quantifiables.

Elle est assurée par des agents de l'équipement et des services communaux coordonnés par le CETE qui procède aussi à des inspections en s'appuyant sur des clichés de référence répétitifs.

Les mesures cinématiques

Mesures «manuelles» de distance (système 1982). Le dispositif a fonctionné avec des fréquences quotidiennes à hebdomadaires de 1982 jusqu'à la mise en œuvre des mesures automatiques en 1991. Des géodimètres à infra-rouges manœuvrés manuellement délivrent les distances entre des cibles, disséminées sur le glissement et alentour, et deux stations installées sur le versant stable face aux désordres et accessibles en automobile. Les mesures, réalisées, dépouillées et transmises par des agents de la commune sans qualification en topographie, permettent de disposer en moins de 3 heures de vitesses apparentes, proches des vitesses réelles,

entre deux mesures.

Il est encore régulièrement utilisé à fréquence réduite comme complément, d'une part, à titre d'entretien d'une solution de secours pouvant pallier des pannes du dispositif automatique, d'autre part.

Extensométrie. 15 extensomètres à fil tendu avec des bases longues, excédant parfois 100 mètres, ont été répartis à la périphérie du glissement. Ils suivent les mouvements relatifs de certains compartiments du glissement entre eux et avec l'encaissant immobile au sommet et en pied. Ils contrôlent l'immobilité de zones de régression et compression potentielles.

Les mesures sont réalisées et retransmises 12 fois par jour.

Mesures automatiques de distance. Elles constituent l'axe de la télésurveillance.

Le dispositif instrumental comprend :

- 43 cibles constituées de miroirs rétrodirecteurs passifs, installées dans les différentes zones du (des) glissement(s), dans les zones de régression potentielle ainsi qu'à l'extérieur du secteur,
- deux appareils standard du commerce, un théodolite motorisé TM 3000 et un distancemètre Wild DI 3000, pilotés par le logiciel APS implanté dans des micro-ordinateurs.

Les automates sont installés dans deux abris spécialement aménagés sur le versant rive droite qui fait face au glissement, implantés sur des critères de visibilité, d'intervisibilité et d'intégration au réseau géodésique.

Les mesures (distances et coordonnées angulaires) sont réalisées et retransmises 6 fois par jour.

L'absence de résultats pendant les précipitations les plus intenses (qui empêchent la propagation des infra-rouges) peut durer une demi-journée, voire une journée, et rend précieuses les informations des extensomètres qui continuent alors de parvenir.

Triangulations

Une fois l'an environ, les coordonnées des cibles sont mesurées par triangulation. Ces mesures (poursuivies depuis 1982) ont permis de contrôler l'amplitude et surtout l'orientation des mouvements de surface ainsi que les variations de cette dernière qui sont riches d'enseignements pour la compréhension du phénomène.

Le canevas d'appui de ces opérations a été élargi et renforcé en 1990.

Inclinométrie

Le suivi annuel de deux forages inclinométriques installés en 1990 en fond de vallée en rive droite a permis de mieux apprécier la position de la rupture par rapport à la surface mais ils ont été

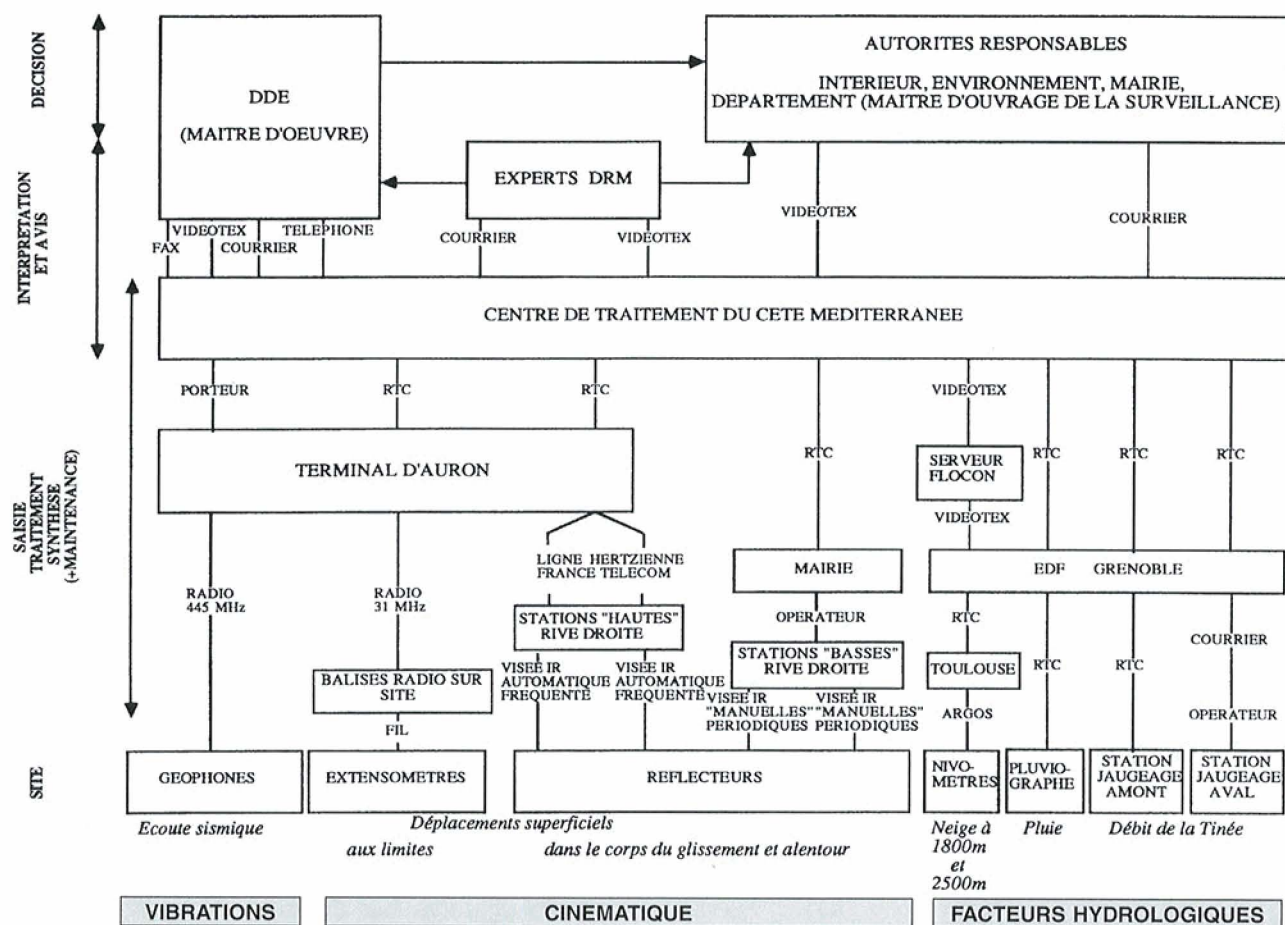


Fig. 11. Organigramme de la surveillance. L'information saisie sur le site doit être traitée, interprétée et mise à disposition des décideurs dans les meilleurs délais. Elle transite par divers canaux vers le centre de traitement qui en assure la synthèse et la répercuté vers les autorités responsables.

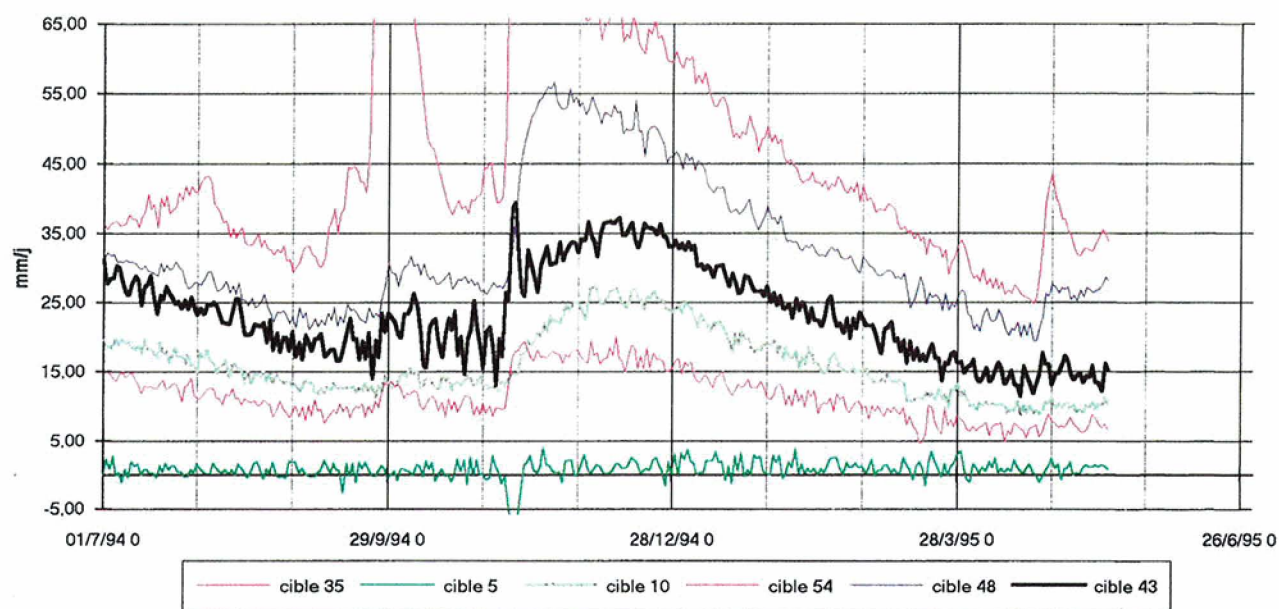


Fig. 12. Vitesses journalières. Des graphes synthétiques sont utilisés pour élaborer les diagnostics au jour le jour. Les vitesses de déplacement des différents secteurs, ici lissées sur trois jours, constituent l'information primordiale.

malheureusement détruits en 1993 par la rivière repoussée par la progression du glissement.

Les mesures hydrométéorologiques

La pluviométrie. Elle est connue grâce au pluviographe téléconsultable de Saint-Etienne-de-Tinée suffisamment représentatif des conditions du versant.

Le débit de la Tinée. Paramètre globalisant les apports des précipitations liquides récentes et ceux provenant de précipitations solides plus anciennes libérées par la fonte, il permet une approche de l'eau disponible pour l'infiltration.

Il est connu par deux stations de jaugeage. L'une d'elles, téléconsultable, est installée hors de la zone d'influence des éboulements prévisibles, immédiatement en amont. Elle devrait continuer à fonctionner, après ces événements, et permettre ainsi de déterminer les délais avant remplissage de la retenue.

L'évolution de la couverture neigeuse. Elle est connue par deux télénivomètres implantés l'un à 6 kilomètres du glissement et à 2500 m d'altitude, l'autre à 1 kilomètre et 1850 mètres d'altitude, dans la zone où l'infiltration intervient plus directement dans l'alimentation du glissement. Ils sont téléconsultables quotidiennement durant l'hiver.

Les transmissions

Pour des raisons de technique et de fiabilité, elles empruntent plusieurs vecteurs. Seules certaines sont, entièrement ou partiellement automatiques.

Architecture du système de transmission. Elle comporte quatre niveaux.

Sur le site, les capteurs et leurs sources de transmission émettent l'information.

Le terminal de mesures fonctionne de façon automatique dans un immeuble d'Auron. Il réceptionne, trie, ordonne et stocke les données cinématiques émises par le site. Il transmet automatiquement les résultats chaque matin au centre de traitement et les garde disponibles dans l'intervalle pour une interrogation à l'initiative de ce dernier. Il peut émettre des signaux d'alerte automatique.

Il peut enfin, en cas de crise, être transformé en centre de traitement.

Au centre de traitement installé au CETE à Nice, les données sont réceptionnées, dépouillées, interprétées et archivées. À ce niveau sont élaborés et émis les messages d'information et, le cas échéant, d'alerte graduée en direction des autorités responsables. Au même niveau, se situe une réflexion plus générale sur l'évolution du phénomène. Un ordinateur portable permet aux agents d'astreinte hors du laboratoire, en cas d'alerte émise par le

terminal, de reprendre à distance le contrôle du traitement.

Les autorités responsables de la décision, Préfecture et Mairie, et leurs conseils des ministères de l'intérieur, de l'équipement, de l'environnement (collège d'experts à créer) constituent le quatrième niveau.

Transmission des données extensométriques. Les informations conduites par câbles à trois balises sont transmises par voie hertzienne au terminal. Les balises comprennent une alimentation électrique autonome (panneaux solaires, batterie et régulateur), une carte d'acquisition et d'alimentation des capteurs et un émetteur-récepteur.

Transmission des distances automatiquement mesurées. Les micro-ordinateurs des stations de mesure transmettent les fichiers issus du programme de mesure APS vers un micro-ordinateur du terminal de mesures par l'intermédiaire de lignes spécialisées hertziennes installées par France-Télécom.

Transmission des distances mesurées «manuellement». Les résultats saisis sur un micro-ordinateur (qui assure une correction des variations dues aux conditions atmosphériques, calcule les vitesses puis se met en position de serveur) sont téléchargés par l'intermédiaire du réseau télécommuté depuis le centre de traitement.

Transmission des données pluviométriques et des données de débit. Les données, récupérées par le réseau télécommuté et dépouillées par EDF Grenoble, sont chargées dans un serveur où elles sont disponibles pour le centre de traitement.

Transmission des données nivométriques. La hauteur de neige et celle de la lame d'eau équivalente sont transmises quotidiennement par Argos à EDF Grenoble qui charge les données dans un serveur Vidéotex.

Transmission des signaux d'alerte automatiques. Elle s'effectue par Opérateur : réseau télécommuté entre le terminal de mesure et un central, voie hertzienne entre celui-ci et l'agent d'astreinte.

Transmission de l'information aux décideurs. Cf., ci-dessous, «L'information des autorités responsables».

L'exploitation des résultats

Premier niveau : les dépouillements automatiques. Au terminal de mesures, lors de chaque mesure extensométrique, les déplacements sont automatiquement comparés à des seuils prédéterminés et, en cas de dépassement, un signal d'alerte automatique est émis sur Opérateur vers les seuls agents de surveillance.

Au centre de traitement, les résultats reçus chaque matin sont automatiquement répartis dans des

tableaux et transcrits en graphes permettant de rapidement déceler, le cas échéant, les changements importants du régime des mouvements ainsi que les grosses anomalies fonctionnelles.

Deuxième niveau : synthèse, interprétation et diagnostic. Les différentes données, cinématiques et hydrométéorologiques, sont ensuite quotidiennement retraitées (calcul de vitesse et d'accélération, lissage, rapports, etc) et intégrées (figure 12) pour constituer un «tableau de bord» qui permet d'élaborer le diagnostic sur l'état du versant et de formuler le pronostic sur son évolution à court terme qui sera transmis aux autorités responsables.

Les procédures de traitement, largement automatisées, ont été progressivement élaborées et adaptées à la problématique spécifique du phénomène et elles évoluent en fonction de celui-ci.

Le tableau de bord renseigne aussi sur l'état de l'instrumentation, soumise sur le site à des agressions naturelles et, parfois, anthropiques, et il permet de décider les interventions de maintenance.

On ne peut dissocier de l'auscultation le travail de recherche sur les données qui prolonge la surveillance et vise un approfondissement des connaissances dont elle devrait bénéficier (adaptation des méthodes et techniques, amélioration des capacités de prévision et prédiction, etc).

L'information des autorités responsables

Absence d'alarme automatique. Il est apparu que le phénomène est (encore ?) insuffisamment déterminé pour que l'on puisse se fier à des critères et des seuils préconçus pour déclencher des mesures de sauvegarde sans qu'un niveau d'expertise raisonnée, circonstanciée, critique et valide, après acquisition d'une information préprogrammée comme alarmante.

L'alerte automatique est réservée au personnel en astreinte, à charge pour lui de compléter son information et de donner l'alarme, s'il le juge opportun.

L'information au jour le jour. Elle s'effectue par vidéotex, ce vecteur permettant à tous les intervenants de consulter, à tout moment et de n'importe où, la même information.

Les messages, concis, comprennent une description sommaire du comportement du versant, un diagnostic sur le niveau de risque, un avis sur les mesures de sécurité qui paraissent opportunes et quelques données plus techniques (vitesses, précipitations, hauteurs de neige, etc).

Les rapports. Comptes rendus trimestriels et rapport annuel.

La maintenance

C'est un poste important dans un site agressif où l'instrumentation, qui comporte des modules

d'inégale rusticité, est souvent éprouvée. La permanence d'une capacité de diagnostic convenable repose sur des redondances instrumentales et systématiques permettant de pallier les dysfonctionnements inévitables, d'une part, sur la disponibilité d'une équipe d'intervention spécialement entraînée, d'autre part.

Les moyens en personnel

Les tâches d'exploitation et de maintenance requièrent des intérim et des astreintes et ne sont pas réparties uniformément dans le temps ; elles sont partagées par une équipe de trois agents à mi-temps (un ingénieur et deux techniciens supérieurs) qui a dû s'organiser pour pouvoir réagir à des accroissements inopinés en s'adjoignant temporairement le renfort de spécialistes d'autres services et/ou d'équipes d'intervention pour les travaux spéciaux sur le terrain.

Les coûts

Système «1982». Installation: 500.000 F (valeur 1982).

Exploitation et maintenance: 200.000 F par an.

Surveillance actuelle. Terme fixe initial pour l'installation progressive et la montée en puissance de l'exploitation maintenance durant deux ans: 7.000.000 F.

Exploitation et maintenance: 1.700.000 F par an.

Il est envisagé de ramener ce coût à 1.100.000 F par an par diverses mesures d'économie portant principalement sur la suppression des extensomètres et la réduction des astreintes ainsi que le déplacement du terminal, d'une station automatique de mesures de distance dans un site plus accessible, etc.

6.3. Auscultation complémentaire

On rattachera à l'auscultation des opérations de photogrammétrie, d'écoute sismo-acoustique et de télédétection réalisées dans le cadre d'action de recherches.

Photogrammétrie

Des photos aériennes sont périodiquement réalisées dans des conditions répétitives permettant la réalisation de modèles numériques successifs de terrain à grande échelle à la maille de 2 mètres.

La comparaison de ces derniers permet de quantifier les déformations (figure 13) et de contrôler les contractions et dilatations. Elle permet aussi par la réalisation d'images de synthèse (figure 14), de profils sériés denses (figure 15), etc, des approches plus qualitatives de la morphodynamique d'ensemble ou de détail. Elle permet enfin de contrôler la représentativité des modèles cinématiques.

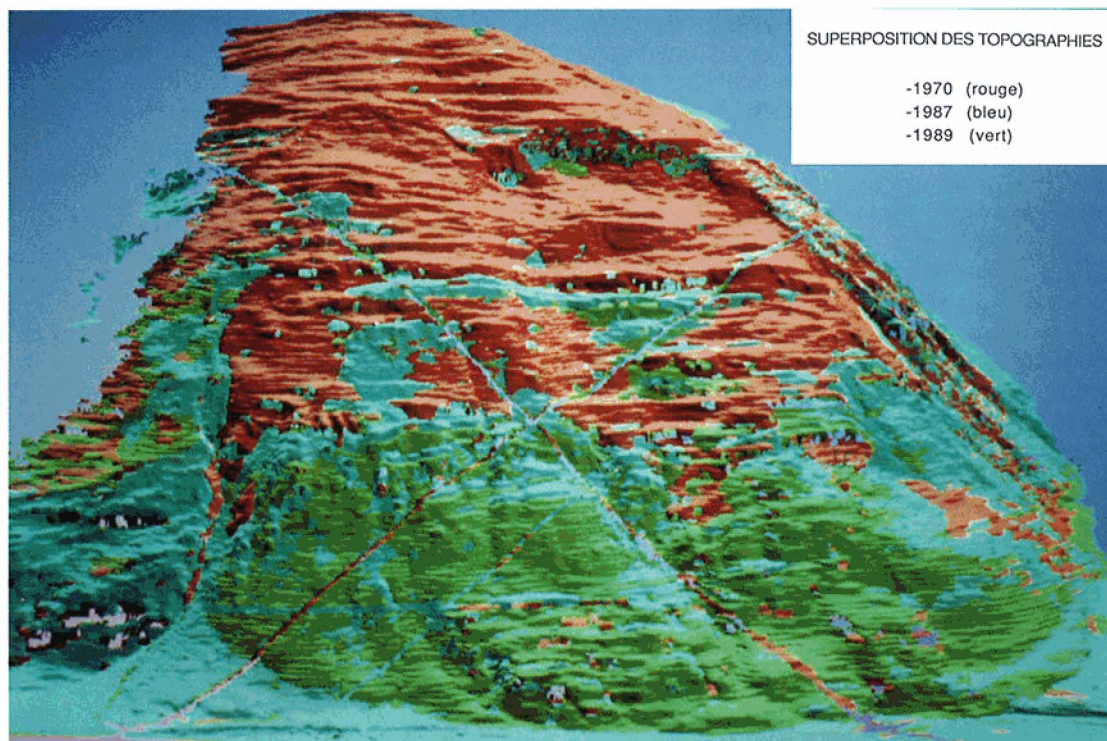


Fig. 13. Modèles numériques de terrain - Superposition des topographies. Des MNT à haute résolution (maille de 4 mètres carrés) permettent de comparer les topographies successives. La superposition sur une image de synthèse, faisant apparaître en chaque point la surface la plus haute, traduit l'abaissement en tête et la progression en pied.

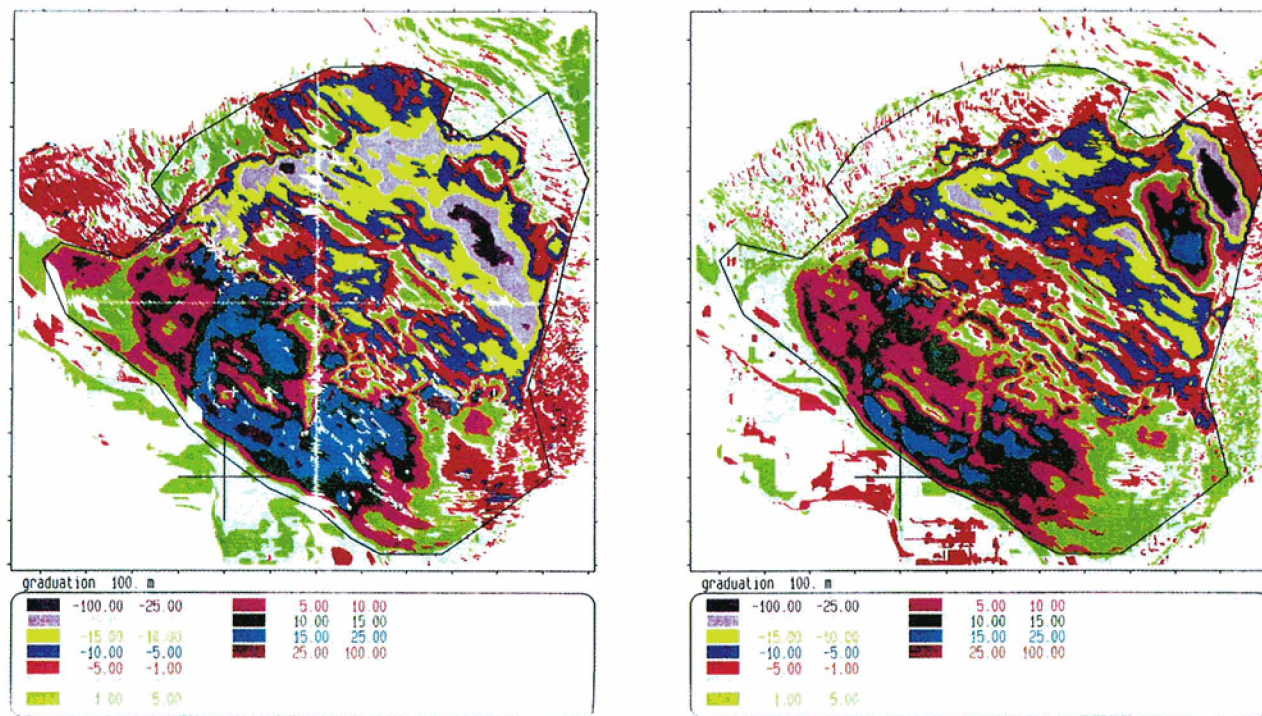


Fig. 14. Modèles numériques de terrain - Quantification de la déformation.. La comparaison des MNT successifs permet de quantifier les déformations. Les deux cartes d'isovariation d'altitude font ressortir les directions structurales limitant les différents compartiments; elles illustrent aussi l'immobilisation de la partie sommitale du lobe Nord-ouest entre 1989 et 1994 ainsi que la régression du glissement au sommet du lobe Sud-est.

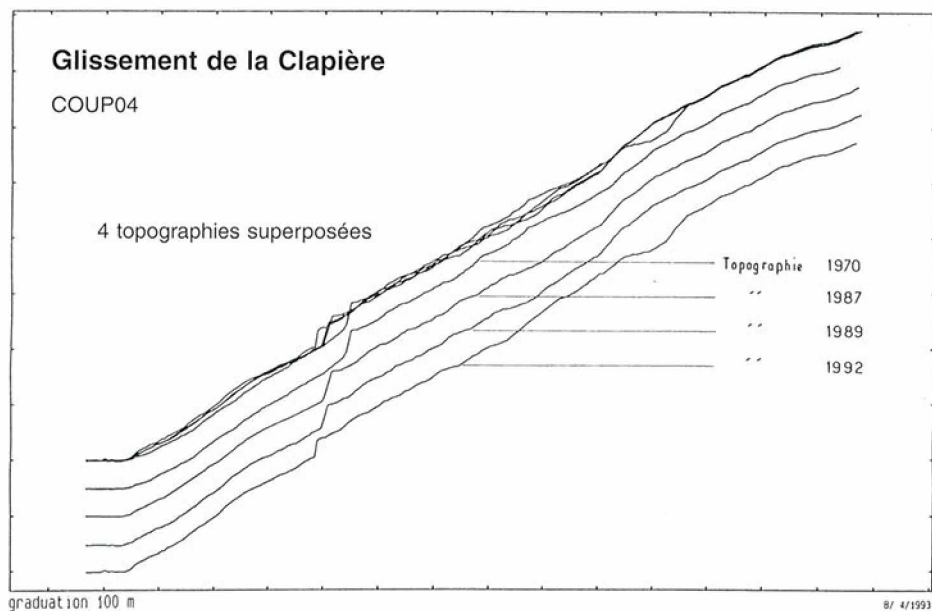


Fig. 15. Suivi des déplacements sur profils photogrammétriques sériés. L'évolution de la topographie dans les mêmes plans verticaux fournit des informations morphologiques sur les mécanismes (ici, accentuation de l'escarpement sommital, avancée de la falaise médiane, gonflement du pied, etc.) et permet de caler des modèles cinématiques.

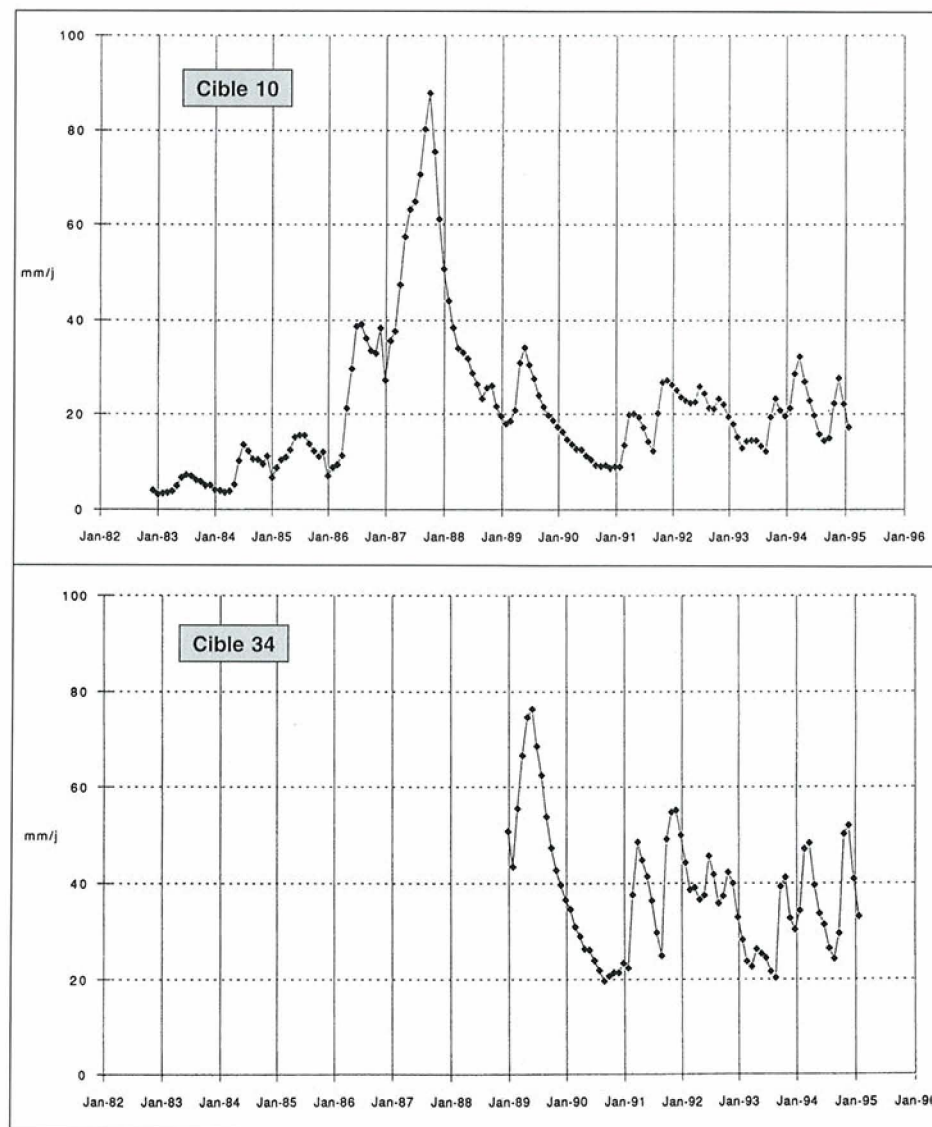


Fig. 16. Vitesses mensuelles - Glissement principal et glissement supérieur. Outre le régime saisonnier pluvio-nival avec accélérations à la fonte des neiges au printemps et, le cas échéant, lors des orages d'automne, les courbes montrent les changements de tendance avec la « crise » de 1986 et 1987 et l'effet des années sèches, 1988, 1989 et surtout 1990 à enneigement réduit.

Ecoute sismo-acoustique

Elle est destinée à rechercher des corrélations entre les déplacements et l'activité nano-sismique engendrée par les ruptures du glissement, en vue d'une possible utilisation ultérieure pour la surveillance et la prédiction des phénomènes. Deux géophones sont implantés en bordure Nord du glissement. Les signaux, transmis par radio, sont enregistrés au terminal et traités au CETE à Nice.

Coût approximatif: 800.000 F d'investissement (matériel et installation) et 200.000 F par an pour l'exploitation et la maintenance.

Télédéttection

Le glissement a servi à des essais des balises Doris du Centre National d'Etudes Spatiales et il fait actuellement l'objet de suivis expérimentaux par interférométrie différentielle satellitaire.

6.4. Analyse des données d'auscultation

Données hydrométéorologiques

Elles sont résumées sous la rubrique «Climatologie et hydrogéologie».

Données cinématiques

Elles ne peuvent être que résumées dans le cadre de ce document.

Les vitesses ont régulièrement crû de 1982 à 1985 selon une «loi» combinant une *tendance* croissant de façon à peu près linéaire et des «pics» saisonniers au printemps, et en automne, quand ils étaient pluvieux (figure 16). Cette «loi» a été perturbée en 1986, 87 et 88. En 1986 et en 1987, l'accélération s'est accrue et a conduit à des vitesses dépassant localement 100 millimètres par jour pendant un mois. Ces vitesses semblent résulter davantage d'une variation de la tendance que des pics saisonniers, restés proportionnés avec ceux des années précédentes et avec l'alimentation en eau. En 1988, à l'exception de deux pics très peu marqués en automne et au printemps, la décélération se poursuit toute l'année, et les vitesses n'atteignent plus en janvier 1989 que le cinquième de leurs valeurs d'octobre 1987. Il semble que ce soit encore la *tendance* qui ait été modifiée fin 1987, cette fois dans le sens de la diminution des vitesses de base.

De 1988 à 1995, la variation des vitesses en fonction du temps n'a pas retrouvé une «loi» apparente aussi régulière que celle de 1982 à 1985. On a constaté :

- une vive accélération «nivale» au printemps 1989,

- une décélération continue jusqu'en janvier 1991, ramenant la moyenne des vitesses du glisse-

ment principal à 7 mm/jour, soit le niveau atteint en avril 1986 et dix fois moins que la vitesse moyenne atteinte en octobre 1987,

- de nouveau une accélération de 1991 à 1995, rythmée par des pics aux printemps et automnes, amenant la vitesse moyenne à 25 mm/jour en décembre 1994 et 12 mm/jour en mars 1995.

Est à noter le pic bref enregistré le 22 janvier 1991 (figure 17) sur pratiquement toutes les cibles, lors de la chute d'un bloc d'un millier de mètres cube depuis la partie Sud-Est de la barre d'Iglière survenue, en période sèche après 30 jours sans pluie (et en absence de séisme).

Exceptés les blocages et régressions (figure 18), le comportement du glissement est globalement homogène, les accélérations et décélérations sont synchrones sur l'ensemble des cibles mais la hiérarchie des vitesses entre les différentes zones évolue, et parfois s'inverse notamment au tournant des années 1986-87. Ainsi l'écart se réduit continuellement entre les vitesses supérieures dans la partie haute et celles des parties basses. La partie Nord-Ouest se déplace maintenant davantage que la partie Sud-Est, contrairement au comportement constant des premières années du suivi.

Les mesures automatiques de distances effectuées depuis juillet 1991 permettent de calculer des vitesses apparentes qui sont naturellement cohérentes avec celles du dispositif manuel (à des coefficients près, liés à la situation des stations sur la rive droite). En sus du complément de fiabilité qu'elles confèrent à la surveillance par leur fréquence (6 mesures par jour) et leur temps de réponse réduit, ces mesures apportent des précisions utiles sur la cinématique. Elles démontrent que (pendant la période de mesure) les mouvements ont été progressifs, sans saccade significative en période normale ; elles mettent par contre en évidence, sur certaines cibles, des «pics fugitifs» immédiats de forte amplitude se dissipant en peu de jours (figure 19), en prélude aux accélérations majeures mais plus progressives consécutives aux fortes précipitations (*cf.* ci-dessous).

Les orientations des déplacements sont restées assez constantes au cours des années mais l'analyse détaillée révèle des variations, minimes mais significatives. L'azimut des trajectoires est, sauf dans la partie basse du compartiment des trois granges, dévié vers le Sud-Est par rapport à la plus grande pente du versant. Cette déviation tend à s'atténuer progressivement en même temps que la dispersion; on note néanmoins une tendance résiduelle à la divergence «en éventail», les cibles côté Nord-Ouest divergeant plutôt vers l'amont (vers le village) et les cibles côté Sud-Est divergeant souvent nettement en direction du vallon de Rabuons. Leur site varie peu avec le temps mais décroît avec l'altitude. Il est supérieur à la pente topographique et peu dispersé en amont ; dans la partie basse, il est inférieur mais si les mouvements sont pra-

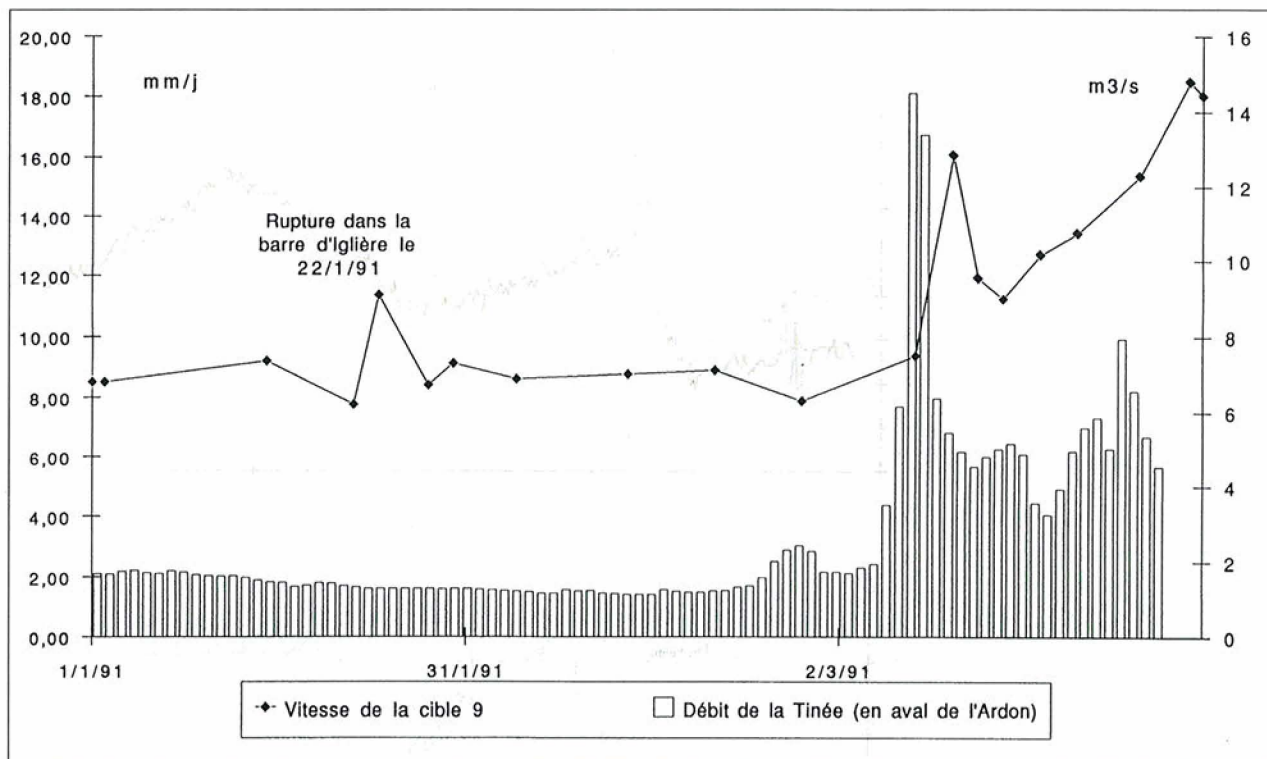


Fig. 17. Débit de la Tinée et vitesse de déplacement au premier trimestre 1991. L'évolution des vitesses enregistre trois influences. En janvier, hors sollicitation hydraulique un premier pic d'accélération est à relier à une fracturation illustrée par des éboulements superficiels. Un deuxième pic, début mars, est consécutif à des orages intenses traduits par une crue nerveuse. Ensuite l'accélération, réduite mais prolongée durant tout le mois, correspond à la fonte des neiges de moyenne altitude qui provoque aussi une crue continue.

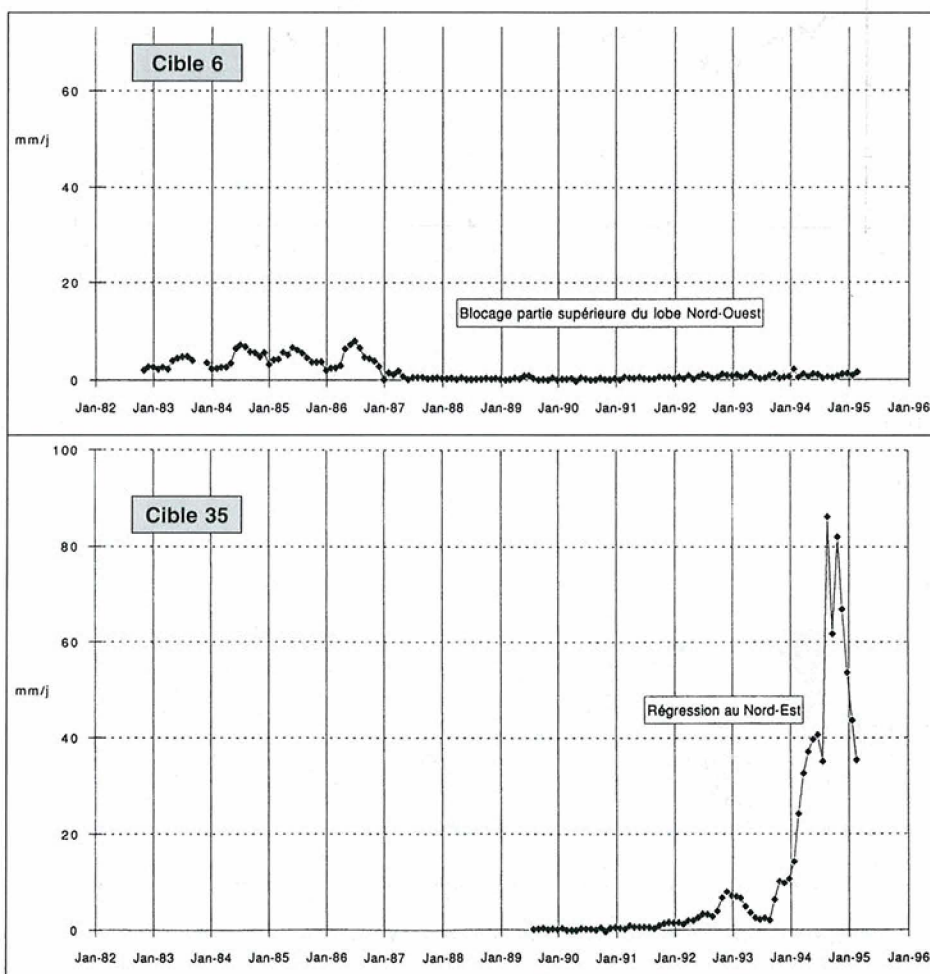


Fig. 18. Vitesses mensuelles - Lobe Nord-ouest et glissement supérieur. La cible 6, dans la partie supérieure du lobe Nord-ouest s'est pratiquement quand cette partie du glissement principal s'est bloquée en 1987. Inversement la cible 35, implantée en amont de l'escarpement sommital du glissement principal, s'est mise en mouvement quand les mouvements ont régressé pour constituer le glissement supérieur au Sud-est.

Fig. 19. Vitesses journalières. L'automatisation des mesures, autorisant des mesure fréquentes, a permis de mettre en évidence après les précipitations majeures des réactions cinématiques très violentes et parfois peu durables, les «pics fugitifs».

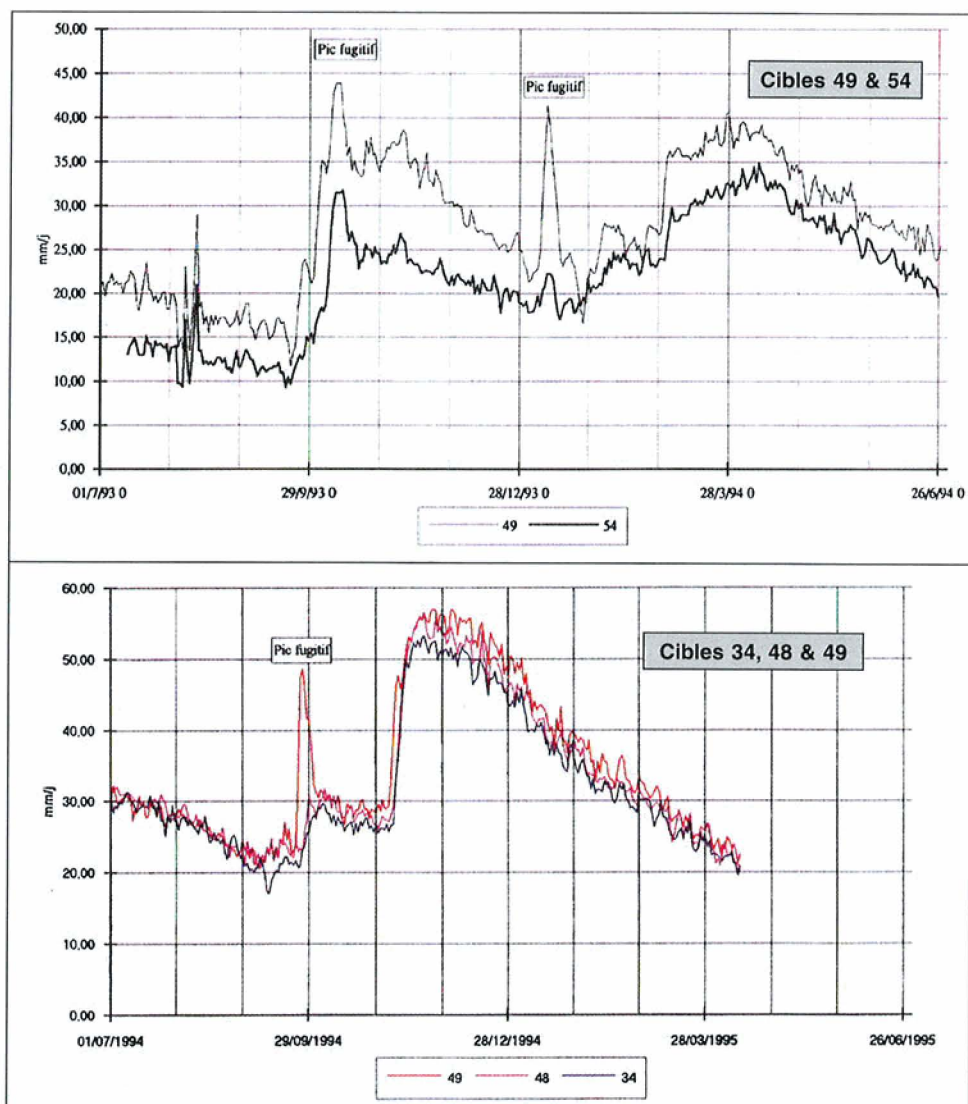
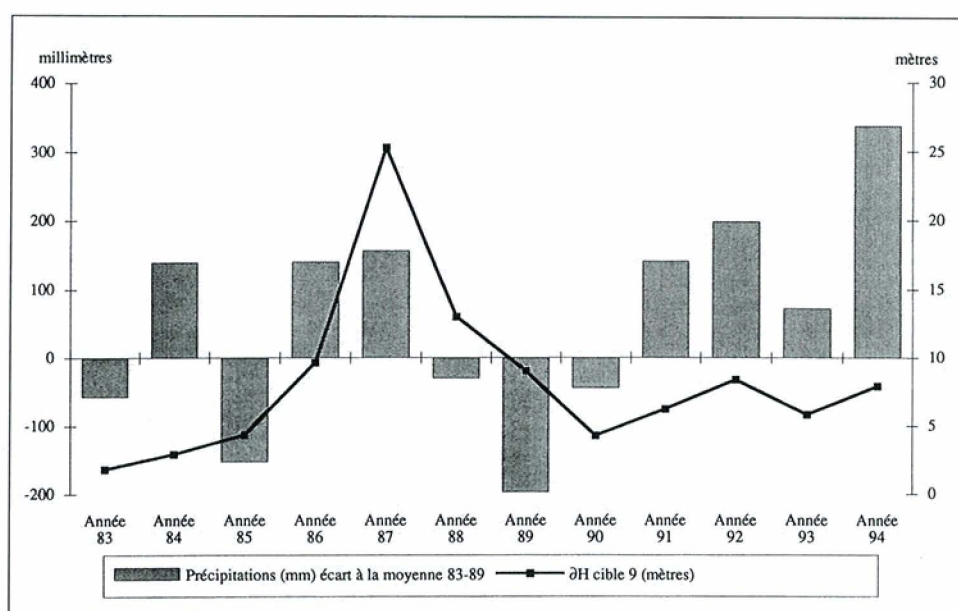


Fig. 20. Précipitations et déplacements annuels. A l'échelle annuelle, la corrélation se discerne entre les excédents en pluies et les accélérations et, inversement, entre les déficits et les ralentissements. La «crise» cinématique de 1987 semble toutefois hors de proportion avec la pluviométrie correspondante et à rattacher à d'autres facteurs.



tiquement horizontaux en pied du compartiment central, ils sont encore inclinés de 25° vers l'aval dans le compartiment Sud-Est (cible 24).

Corrélations hydrométéorologie-cinématique

La coïncidence des périodes d'accélération et des périodes humides, ainsi que l'amplitude des mouvements liées à la pluviosité confirment l'influence de l'eau souterraine dans les mouvements du versant. Les corrélations apparaissent nettement quand on considère les grandes masses, à l'échelle annuelle et saisonnière (figure 20). Les corrélations fines aux horizons courts (figure 21), visant à faire ressortir la "nervosité" du système et à rapporter l'amplitude des réactions cinématiques à des volumes de précipitations, sont plus floues.

Les travaux de Gervreau, Durville et Alfonsi, basés sur un modèle de type «boîte noire» précipitations-mouvements, et ceux de Pouget, basés sur des analyses statistiques, quantifient des corrélations et ils débouchent sur des modèles prédictifs utiles pour la surveillance. Les pics fugitifs de vitesse consécutifs aux infiltrations majeures, qui peuvent correspondre à des situations critiques pour la stabilité, échappent à ce modèle.

L'approche plus qualitative basée sur l'observation au jour le jour montre notamment que, pour des quantités d'eau isolées et inférieures à quelques dizaines de millimètres, les réactions sont ténues ou imperceptibles. Il s'agit généralement davantage d'une inflexion passagère de la tendance en cours que d'une accélération franche. Les réactions à ce type d'événements, comme aux infiltrations plus conséquentes, sont devenues plus rapides depuis les grands déplacements de 1986 et 1987; elles sont aussi plus précoces et plus intenses dans la partie aval du glissement supérieur que dans le glissement principal. Pour les quantités d'eau importantes, supérieures à une ou plusieurs centaines de millimètres concentrées sur peu de semaines, les accélérations sont généralement fortes et prolongées. La partie aval du glissement supérieur réagit encore plus vite et plus fort que le glissement principal avec trois principaux types de réaction :

- après une série prolongée d'épisodes pluvieux d'intensité moyenne qui n'ont pas provoqué de réaction importante, une nouvelle série d'averses, guère plus abondantes que les précédentes, déclenche enfin une accélération (printemps et début d'été 1992),

- l'accélération débute peu de jours après les fortes averses et se prolonge durant une période de ordre du mois,

- succession d'un «pic fugitif», brève accélération sur 24 ou 48 heures, décélération jusqu'à la vitesse initiale puis réaccélération prolongée du type précédent.

7. ETAT ACTUEL DE LA MODELISATION

7.1. Modèle géologique

Le glissement se développe, en pied d'un versant de migmatites hercyniennes soulevées et restructurées à l'Alpin, dans un secteur d'interfluve où elles ont été horizontalisées par un fauchage post-glaciaire de grande ampleur favorisant les déplacements transversaux.

Une barre de migmatites plus massives qui constituent l'armature du versant est interrompue aux limites du glissement.

Parmi les fractures régionales, des failles verticales subnormales au versant et des failles normales obliques favorisent le découpage à l'intérieur et aux limites de la masse mobile.

7.2. Modèle hydrogéologique

Faute de reconnaissance, l'indétermination est presque totale.

On est réduit à des spéculations appuyées sur l'observation des conditions d'alimentation ainsi que sur l'étude des réactions cinématiques aux variations temporelles de ces dernières.

En raison de:

- l'importance de l'alimentation par la surface et, vraisemblablement, par l'encaissant amont,
- la forte perméabilité liée aux failles subnormales et, dans la zone mobile, à la fracturation,
- la quasi-absence d'exutoires superficiels,
- l'épaisseur et du faciès des alluvions,
- des calculs de stabilité paramétriques,

on a admis :

- que des débits importants s'infiltrant et parcourent le massif,
- qu'ils sont drainés vers l'inféoflux de la Tinée,
- que la zone de saturation est basse dans la zone du glissement principal,
- qu'elle est beaucoup plus haute dans l'encaissant avec, en particulier, une nappe perchée dans les éluvions sur les migmatites moins désorganisées, nappe perchée pouvant se prolonger dans le glissement supérieur,
- que, si elle se réalise en surface du glissement principal, la saturation ne peut y être que très ponctuelle et temporaire
- que le transfert entre la surface, saturée ou non, et la zone de saturation en base du glissement s'effectue au travers de fissures diverses et rarement saturées.

Les notions de seuils et d'état initial revêtent une importance particulière pour tenter d'élucider les comportements quand on met en parallèle la typologie des événements cinématiques et celle des épisodes hydrométéorologiques qui les précèdent.

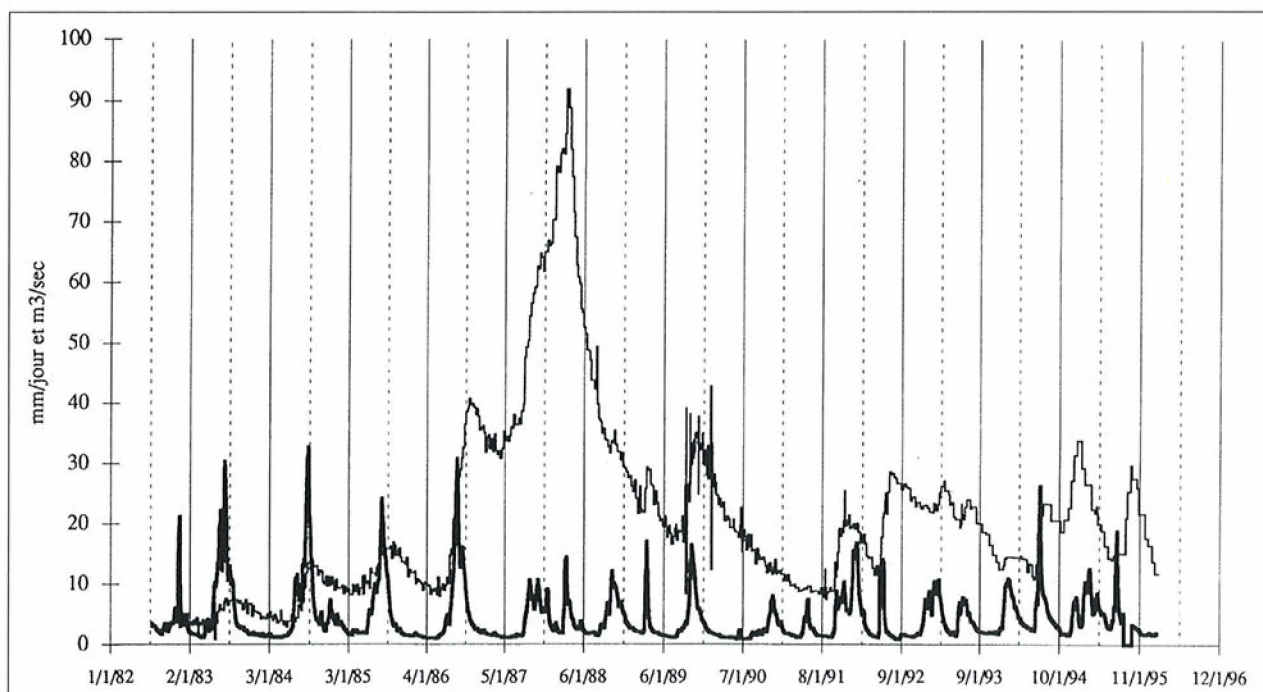


Fig. 21. Débit de la Tinée et vitesse de déplacement. Le débit de la rivière peut être, avec précautions, utilisé comme marqueur de l'eau disponible sur le site. Son rapprochement avec une courbe de vitesse montre la complexité des corrélations. Des effets de seuils, la typologie des hydrogrammes, les vitesses antérieures interviennent dans les délais, l'intensité et la durée des réactions cinématiques. Les temps de réponse ont globalement tendance à se réduire.

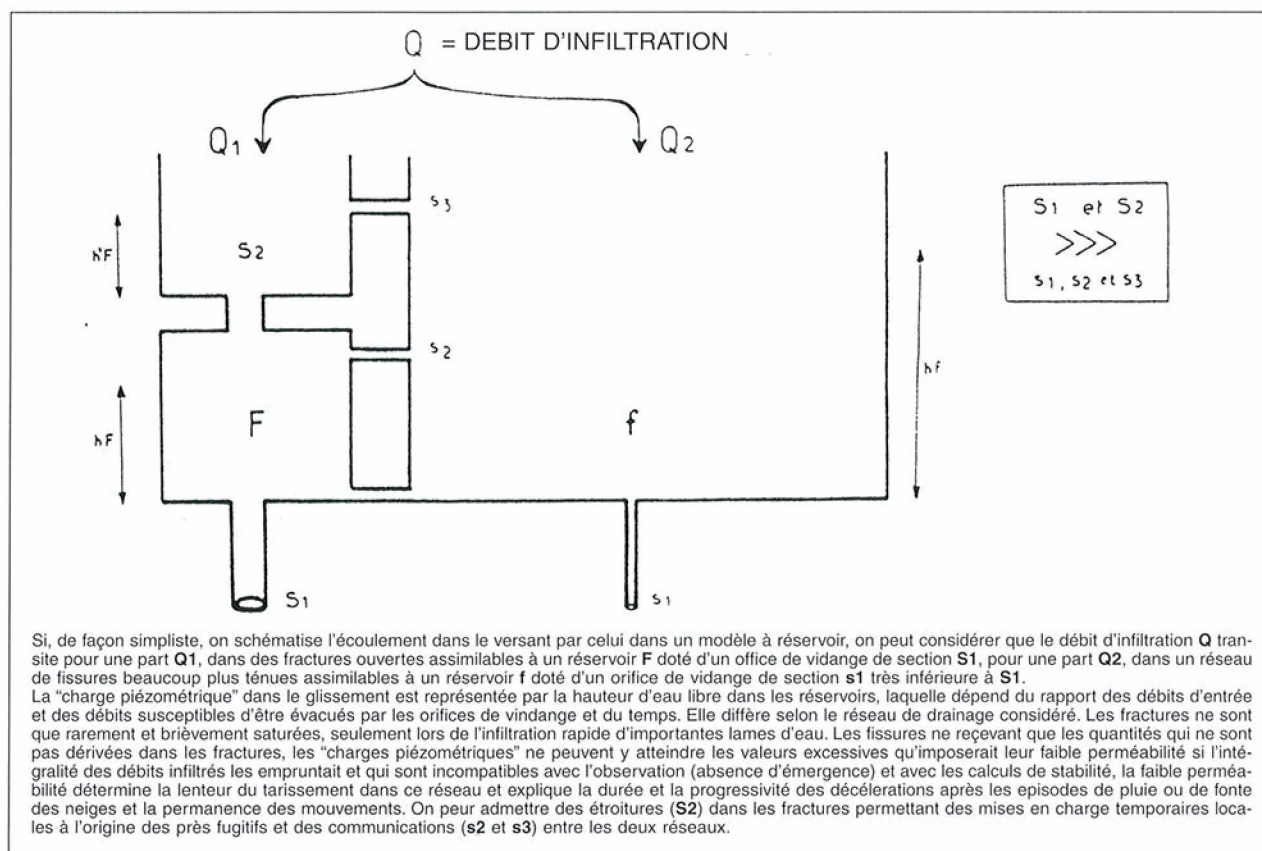
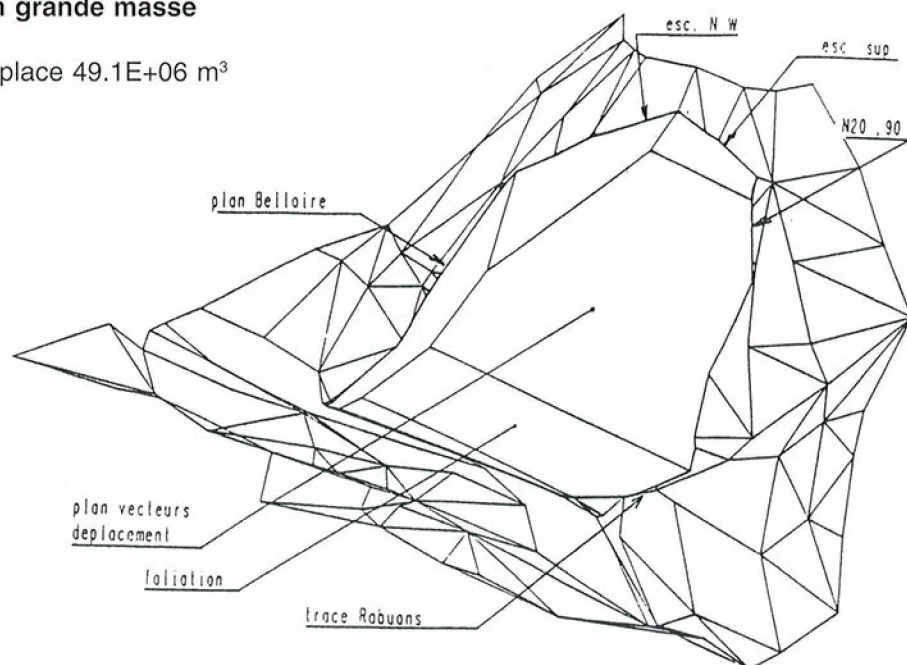


Fig. 22. Schéma hydraulique. Un schéma est proposé pour rendre compte de spécificités de l'hydrogéologie des milieux fracturés où semblent coexister des réseaux de drainage intervenant dans une certaine indépendance selon les débits d'infiltration.

Rupture en grande masse

Volume en place 49.1E+06 m³



Rupture en grande masse

Volume foisonne 57.8E+06 m³

bicone de pente 20 degrés

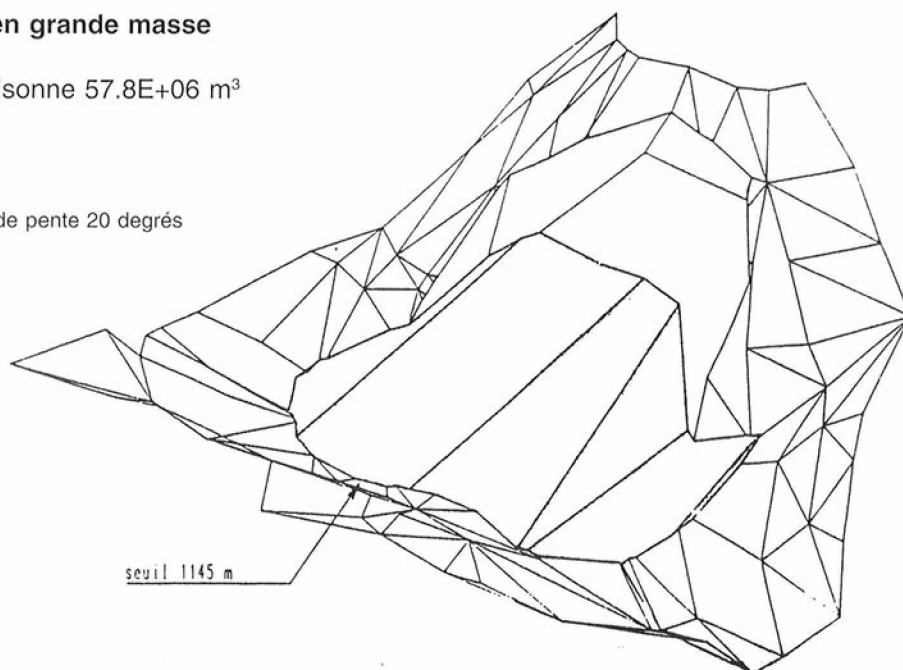


Fig. 23. Modèles géométriques. Des modèles tridimensionnels à facettes ont été utilisés pour reconstituer des géométries de glissement compatibles avec les données structurales (orientation des failles), morphologiques (pente escarpements, tracés des limites, etc.) et cinématiques (vecteurs déplacement). Ces modèles ont été ensuite utilisés pour simuler divers scénarios d'éboulement et les morphologies des bouchures susceptibles d'en résulter. Les figures représentent, après un éboulement d'ensemble, le massif restant en place sans (en haut) et avec (en bas) une des configurations envisageables pour les terres ébouleées.

7.3. Modèle hydraulique

Ne disposant pas (*c.f.* ci-dessus) d'un modèle hydrogéologique précis du massif, on ne peut non plus se référer à un modèle hydraulique général qui fait défaut pour les aquifères de versants rocheux fracturés ; une large part des circulations doit s'y effectuer dans des réseaux de fissures et fractures, de perméabilités variées et variables, qui ne seaturent que temporairement et, probablement, pas en phase.

On a encore raisonné sur la chronologie et l'amplitude des réponses cinématiques aux épisodes de pluie et de fonte des neiges et sur leurs évolutions au cours des treize dernières années.

On a proposé pour les interpréter un schéma simpliste où coexistent deux (au moins) réseaux de drainage (figure 22) :

- l'un, à perméabilité moyenne, ne transférerait qu'une part modeste des débits infiltrés, insuffisante pour provoquer des montées en charge très rapides, mais dont le tarissement se prolonge durant de nombreux mois,

- l'autre, par des fractures ouvertes, évacue rapidement une large part des eaux infiltrées et il ne peut se saturer que très temporairement, lors des

alimentations massives excédant son débit capable élevé.

Cette hypothèse est compatible avec des travaux inédits de Serratrice qui constatent l'impossibilité d'expliquer par un régime de drainage unique, d'une part, la permanence des mouvements et, d'autre part, le non-cumul des alimentations.

Enfin l'accélération de 1987 et le ralentissement qui l'a suivi ne peuvent s'expliquer sans variation des perméabilités. Ils pourraient, de plus, impliquer des modifications des niveaux de base internes avec des régimes de vidange transitoires.

7.4. Modèle de rupture

Les mouvements de surface indiquent que le mouvement, tridimensionnel, n'est ni translationnel plan, ni rotationnel circulaire.

En raisonnant sur les traces de la rupture principale en surface, sur les données structurales (pendages des foliations et des fractures principales) et sur les orientations des déplacements superficiels, on peut proposer une hypothèse de surface enveloppe profonde, continue et cylindrique, avec une pente croissant de bas en haut (figure 23).

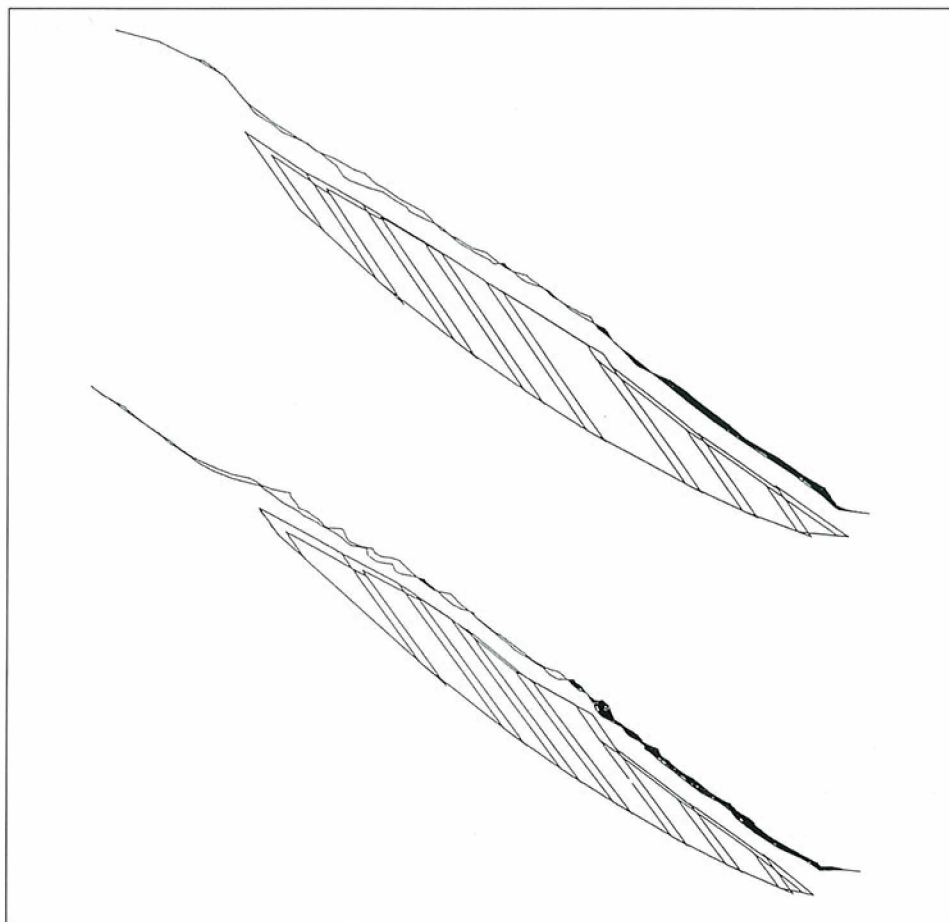


Fig. 24. Modèles cinématiques. Des modèles en deux dimensions de déplacements de blocs rigides inclinés vers l'aval glissant sur une surface limite choisie conduisent à des mouvements superficiels compatibles à la fois avec les déformations réelles et avec l'orientation des vecteurs déplacements.

La surface limite cylindrique ainsi définie circonscrit un volume de 49 millions de mètres cubes. Des possibilités d'extension du glissement existent, par régression dans les migmatites encaissantes basculées, vers l'amont ainsi que, latéralement, vers le Nord à la faveur des accidents Nord 60°Est.

Sur cette surface, on peut caler un modèle bidimensionnel de déplacement de tranches rigides séparées par des surfaces planes inclinées vers l'aval (figure 24). Ce modèle, dont la représentativité peut être discutée, conduit à des déplacements superficiels analogues en orientation et en amplitude aux déplacements réellement observés aux différents niveaux.

Rupture en cours

Les désordres semblent avoir régressé au cours du temps, depuis le vallon de Rabuons vers le Nord-Ouest ainsi que de l'aval vers l'amont du versant, et avoir, ce faisant, progressivement évolué d'un stade initial de foisonnement gravitaire sans rupture limite continue (ou stade de rupture interne avec dilatance) au stade final de glissement rotationnel de matériaux relativement homogénéisés par le broyage, en passant par des stades intermédiaires avec surface limite polyédrique et intenses fracturations et déplacements à l'intérieur de la masse mobile (figure 25).

Les déformations de la masse mobile constatées en surface impliquent pour un matériau rocheux des ruptures internes en sus de la rupture limite avec l'encaissant, quand elle existe.

L'inertie de la barre de migmatites d'Iglière, supérieure à celle des gneiss sus et sous-jacents avec une maille de discontinuité décamétrique, introduit une discontinuité déterminante et ses ruptures successives se répercutent sur la localisation de la rupture principale et ses migrations en surface (figure 26).

Ruptures prévisibles

Des analyses prévisionnelles ont été réalisées par L. Rochet pour simuler la propagation des débris rocheux dans plusieurs scénarios d'éboulement en masse, celui de l'ensemble du volume déstabilisé et ceux des parties sommitales (figures 27 et 28). Ces analyses sont utilisées en prévention pour circonscrire des zones exposées, positionner les ouvrages de déviation, etc.

NB - D'autres études théoriques ont été conduites sur le sujet par J. Locat ainsi que J. Sousa et B. Voight.

7.5. Modèle géomécanique

Le déclenchement du glissement a été favorisé par les effets du basculement : fracturation et perméabilité accrues, altération, horizontalisation

des foliations favorable aux mouvements transversaux.

La prépondérance de la commande hydraulique s'est manifestée dans les modulations du régime des déplacements constatés en treize ans. Elle n'est pas exclusive.

Des calculs de stabilité appuyés sur le modèle géométrique évoqué ci-dessus ont été réalisés (Serratrice, 1990). Dans un tel phénomène, où les données souterraines, notamment la piézométrie, nous échappent et où la rupture est acquise et active en permanence, ils n'ont pas de réelle valeur diagnostique pour la stabilité à un moment donné. Leur intérêt réside dans la pondération paramétrique de différents facteurs:

- déformations intervenues depuis 1970,
- valeur de l'angle de frottement,
- retrait et adjonction des parties hautes à la masse mobile,
- rupture d'un glissement emboîté sous la barre au Sud-Est,
- niveaux piézométriques.

Avec une énergie cinétique négligeable (10^{-3} Joules), une part importante de l'énergie absorbée par le glissement (10^{+9} joules d'énergie potentielle par jour) doit être dissipée par les frottements, ruptures et broyages induits par les déplacements internes à la masse mobile. Cette part, exclusive au début, diminue continuellement au cours du processus et la résistance mécanique globale au mouvement tend, in fine, vers la valeur résiduelle de la résistance au cisaillement selon la rupture limite tant que l'extension du glissement ne varie pas.

L'enchaînement des événements a fait apparaître des rétroactions des mouvements sur la stabilité du massif qu'ils affectent.

Le régime des déplacements à un moment donné résulte du jeu de facteurs, favorables et défavorables, parfois concourants et parfois antagonistes:

- l'effet des circulations d'eau souterraines soumises aux aléas météorologiques, saisonniers comme pluri-annuels ; les impulsions principales requièrent des débits importants, disponibles à la fonte des neiges et lors de pluies intenses et prolongées,
- l'augmentation de la perméabilité par l'ouverture des fissures plus ou moins progressive, rapide quand elle résulte de la dilatance de fractures jeunes,
- la diminution des perméabilités dans les zones de compression aval ou par colmatage des fissures par les fines de lessivage,
- des régimes d'écoulement transitoires consécutifs à des ruptures internes,
- la réduction de la proportion du poids moteur du fait de l'évolution continue déprimant le sommet (cinquante mètres depuis 1982) et gonflant le pied,
- l'augmentation du poids moteur par les régressions abondant la masse mobile en tête,

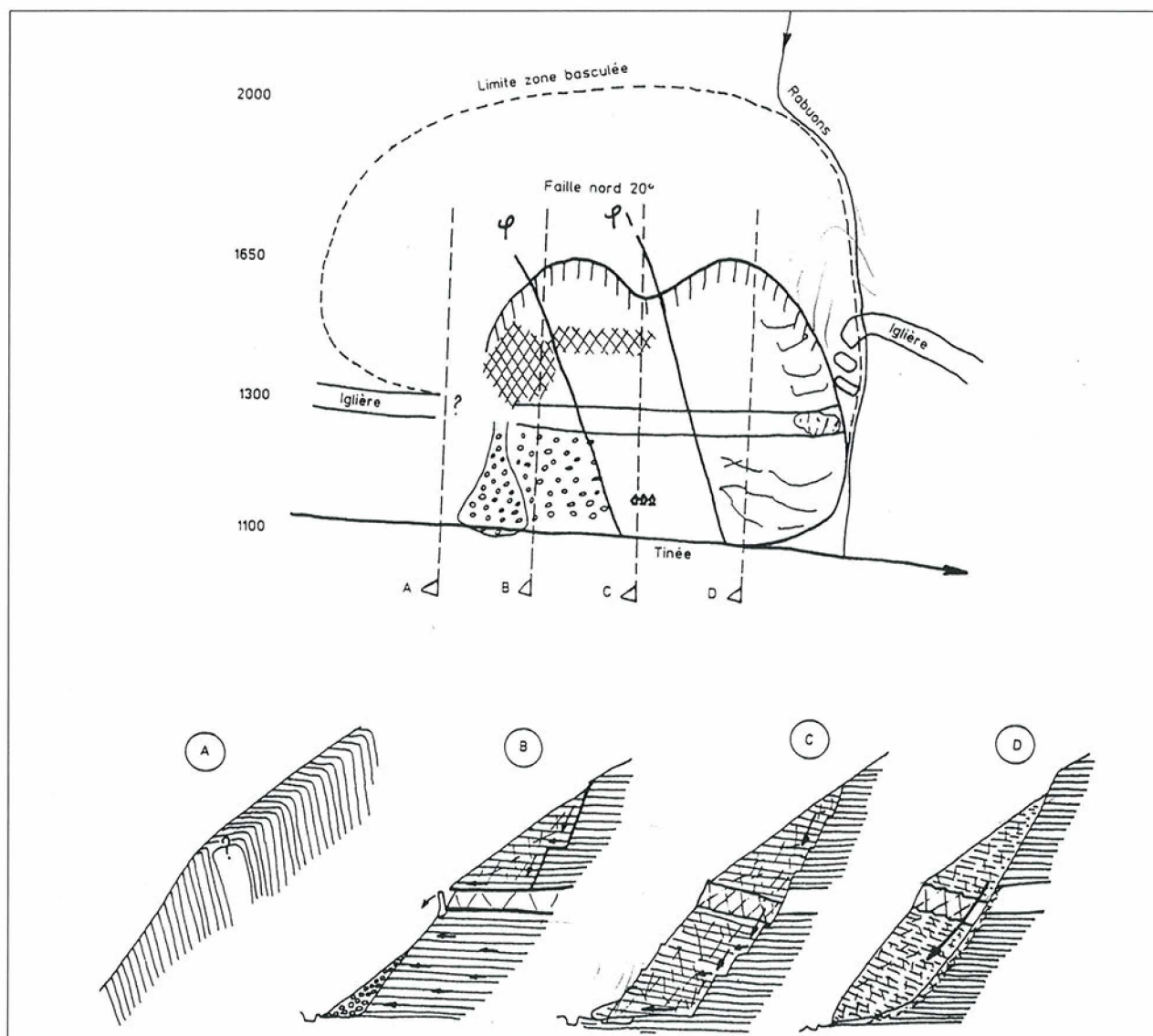


Fig. 25. Différents stades du glissement. Le glissement s'est probablement développé progressivement depuis le vallon de Rabuons au Sud-est vers le Nord-ouest. Les différents compartiments, séparés par les accidents, en sont à des stades d'évolution successifs. Le schéma présente l'état du versant en 1986: basculement limité (profil A), foisonnement gravitaire sous la barre non encore rompue (profil B), glissement polyédrique fruste d'ensemble (profil C), glissement rotationnel dans un matériel très fracturé (profil D).

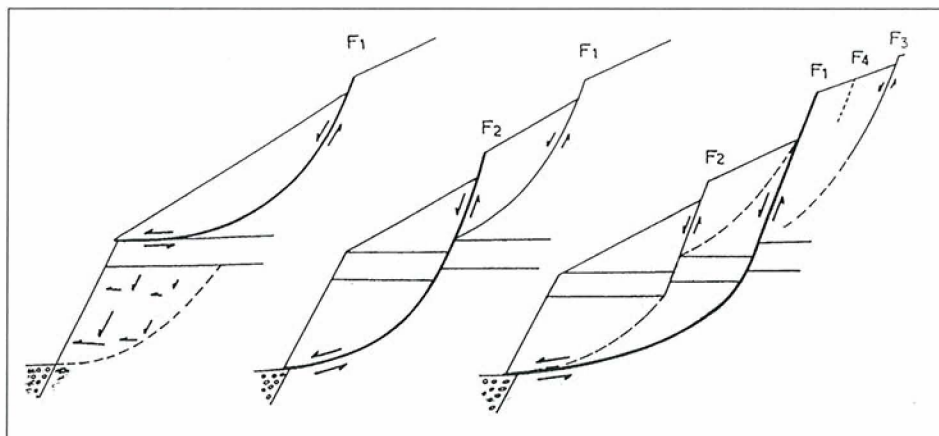


Fig. 26. Schéma d'un possible mécanisme de régression. Une explication basée sur un recul des ruptures de l'armature de gneiss de la série d'Iglière, modifiant les limites imposées aux déplacements, est proposée pour rendre compte de l'activation successive des fissures amont et aval observée dans les parties haute du glissement.

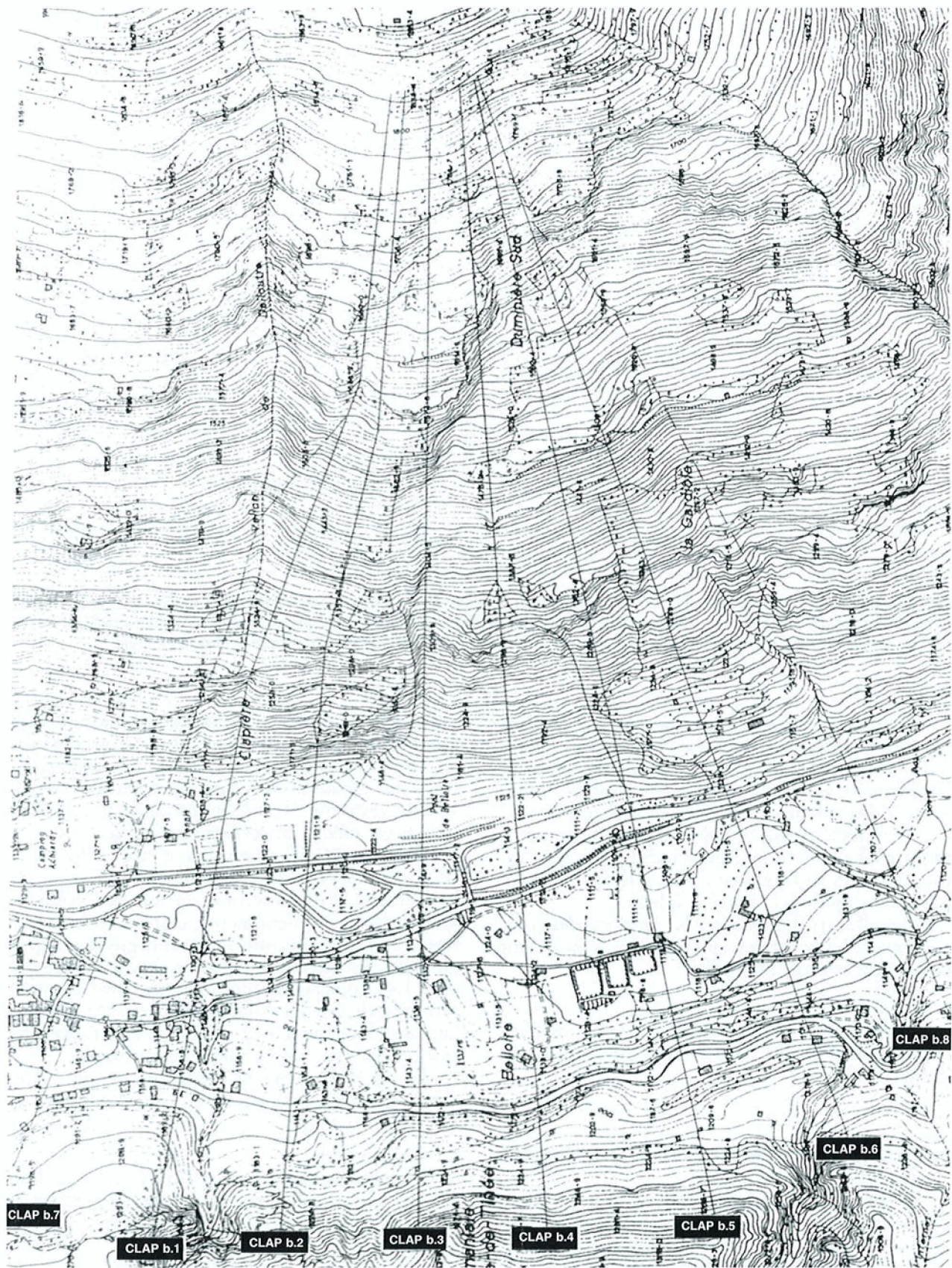


Fig. 27. Analyse de propagation - Trajectoires. La propagation des matériaux éboulés est calculée sur des profils correspondant aux trajectoires déterminées en fonction de la morphologie superficielle.

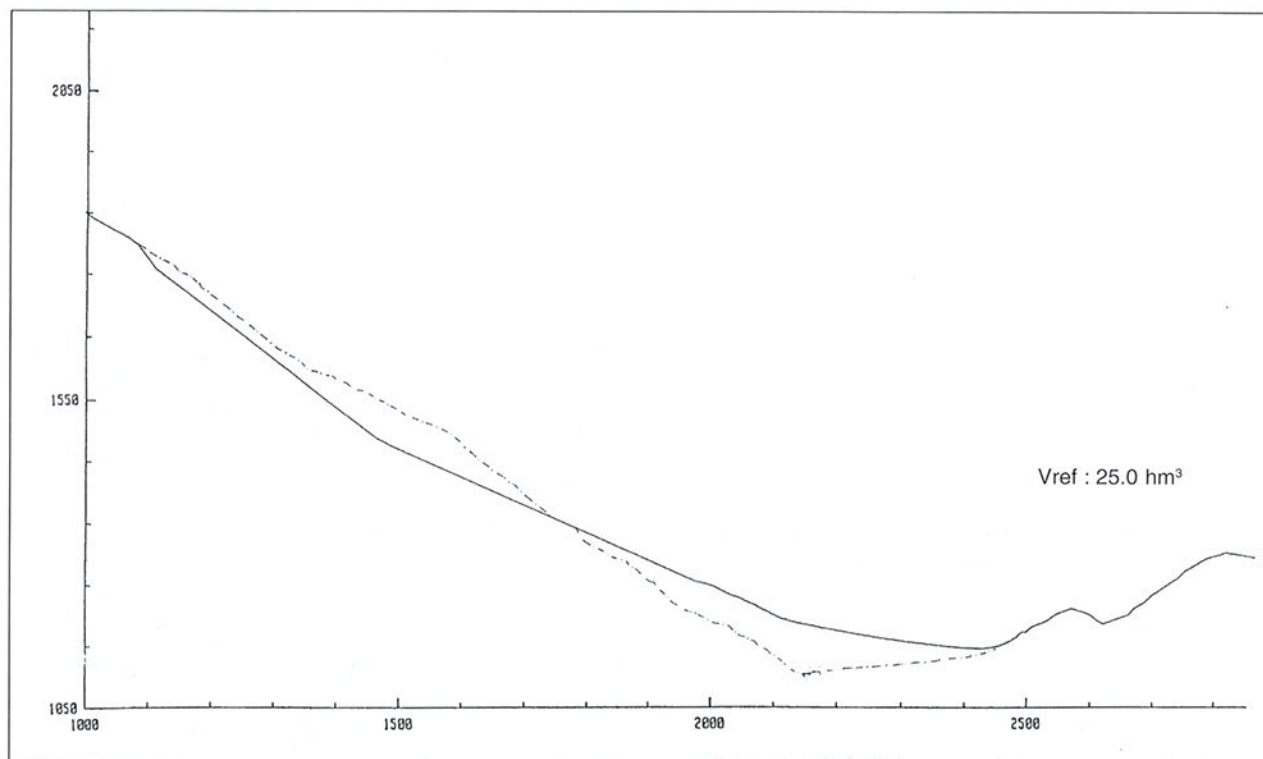


Fig. 28. Analyse de propagation - Profils avant et après l'éboulement en masse. Dans l'hypothèse maximaliste d'un éboulement en masse de l'ensemble du volume actuellement mobile, les matériaux pourraient se propager jusqu'au delà de la rupture de pente en pied de rive droit, avec un cote de déversement 40 mètres plus haut que le thalweg actuel.

- la diminution du poids moteur par les blocages provisoires en tête (lobe N-W depuis 1986),
- la réduction progressive de la résistance au cisaillement selon les surfaces de rupture limite jusqu'à des valeurs résiduelles constantes,
- la réduction plus brutale de la résistance mécanique globale au mouvement induite par les ruptures internes surtout quand elles affectent des secteurs clefs comme la barre d'Iglière,
- les effets tridimensionnels : rapports des compartiments entre eux et, surtout, avec l'encaissant stable non basculé au N-W,
- etc.

L'apparence parfois erratique du comportement du glissement résulte de l'ignorance de nombre de ces facteurs.

8. EVOLUTION DE L'ACUITE DU RISQUE

Le versant actuel est loin d'une position d'équilibre : des déplacements considérables, pluridécamétriques à hectométriques, sont à attendre, en pied et en tête, avant stabilisation (figure 29).

Ces déplacements peuvent s'effectuer jusqu'à leurs phases ultimes suffisamment «lentement»

(mètres par jour ou même par heure) pour ne pas menacer la sécurité des personnes et ne détruire les constructions, par effet direct des matériaux rocheux déplacés, que dans un périmètre relativement restreint, pluridécamétrique à hectométrique. C'est même un scénario probable.

D'autres scénarios ne peuvent être exclus : tous ceux qui comportent une ou plusieurs phases d'éboulement brutal mettant en jeu des volumes importants. Ces phénomènes, dispersant les matériaux solides avec une forte énergie cinétique, auraient des effets destructeurs directs plus étendus. La propagation intéresse une aire d'autant plus grande que les volumes élémentaires s'ébouillant simultanément sont importants, le maximum étant atteint par un éboulement en masse.

En cas d'éboulement brutal, en sus de l'effet *direct* des matériaux rocheux, on peut envisager des effets *indirects*:

- simultanés:

- le déplacement violent d'un volume de fluide (air et, éventuellement, eau occupant le thalweg) étendant largement les destructions par effet de souffle,

- la bouchure de la vallée par un barrage de terres jusqu'à une cote de déversement variable, pouvant atteindre 1130 à 1160 m,

- différés:

- en amont, remontée des eaux retenues par le barrage,

- en aval, une onde de crue dans la vallée en cas de rupture rapide du barrage par déversement ou par renard.

Il faut souligner que les effets hydrauliques, inondation amont et onde de crue aval, sont également à craindre dans le cas d'une bouchure édifée progressivement par des mouvements «lents».

Les déplacements majeurs ont été considérés comme imminents en fin 1988. Ils ont été différés avec le ralentissement début 1991 mais restent prévisibles à l'horizon de quelques années ou de la décennie.

Sauf s'ils sont déclenchés par une secousse sismique, les mouvements majeurs devraient être précédés par des manifestations cinématiques et morphologiques (fissuration, grenailage, etc) constituant autant d'indices annonciateurs de l'imminence du phénomène. La durée entre ces manifestations et le phénomène devrait être de quelques jours. Ce «préavis» peut être réduit lors des mises en charge rapides induites temporairement par les plus fortes infiltrations (*cf.* «pics fugitifs»). La détection de tels indices ne devrait, dans le cas général, pas permettre de déterminer s'ils annoncent pour les phases ultimes des déplacements majeurs des cinématiques «lentes» ou des cinématiques rapides.

Les périodes humides (fonte des neiges, fortes pluies) sont les plus propices aux mouvements majeurs et c'est durant ces périodes qu'ils sont les plus probables. Lorsque les alimentations sont massives, le tout début des périodes d'infiltration peut être particulièrement critique («pics fugitifs»). Toutefois les mouvements majeurs peuvent être aussi déclenchés inopinément en période sèche par d'autres facteurs que le facteur hydraulique tels que des ruptures fragiles soudaines dans des secteurs clefs.

On peut être affirmatif sur l'amplitude au moins pluridécimétrique des déplacements majeurs prévisibles avant stabilisation. Par contre les indéterminations demeurent nombreuses sur leurs modalités et leurs circonstances :

- les ultimes mouvements pourront être «lents» ou bien brutaux, d'ensemble ou bien pluriphasés ;

- ils sont à attendre dans un avenir plus ou moins lointain [mois, année(s), décennies(s), ... ?] ;

- ils peuvent se produire durant un épisode, *a priori* défavorable, de fortes pluies ou de fonte de neige, mais des ruptures int peuvent aussi les déclencher, inopinément, pendant la saison sèches considérées comme moins dangereuses ;

- le préavis entre les premiers indices annonciateurs et le déclenchement, évalué empiriquement à quelques jours, peut varier en plus ou en moins ;
- etc.

Ces indéterminations découlent, en sus de la

complexité inhérente à tout mouvement de versant naturel de grande ampleur, du fait que nous n'avons d'information directe que sur la surface et que nous n'en possédons pas en profondeur [piézométrie, débits souterrains, géom de la ou des rupture(s) limite, *etc.*] qui permettrait de caler les modèles.

9. VULNERABILITE

La vulnérabilité des différents secteurs est fonction de leur position par rapports aux périmètres concernés par les conséquences des phénomènes envisageables (*cf.* ci-dessus):

a) chutes de blocs isolés avant déplacements majeurs (phénomènes d'ores et déjà relativement fréquents),

b) éboulements, avant déplacements majeurs, de volumes importants (milliers à millions de mètres cubes) émanant des parties supérieures du glissement,

c) déplacements majeurs à cinématique «lente»

d) déplacements majeurs à cinématique rapide

d-a) partiels

d-b) d'ensemble

d-b-a) pluriphasés

d-b-b) en masse (simultanés pour tout le volume)

e) effets de souffle pouvant accompagner les déplacements à cinématique rapide (notamment b et, surtout, d-b-b)

f) chutes de blocs isolés sur les talus résultants après déplacements majeurs

g) éboulements sur les talus résultants après déplacements majeurs et émanant de zones amont déstabilisées par ces derniers

h) remontée du niveau de l'eau retenue en amont une bouchure due à c ou d

i) onde de crue en aval de l'eau libérée par la rupture de la bouchure

j) chutes dans une retenue d'eau des matériaux mobilisés par le phénomène g.

On s'est efforcé d'apprécier et cerner, fût-ce de façon approximative et subjective, les périmètres correspondant à ces différents phénomènes. On s'est basé sur l'observation (pour a) ainsi que sur des analyses de propagation (Louis Rochet) et sur des modélisations des massifs rocheux par blocs diagrammes (Jean-François Serratrice) en tenant compte de la topographie de la rive droite.

Ces méthodes ne fournissent d'éléments rationnels, quoique très approximatifs, que pour les aires menacées par les phénomènes qui mettent en jeu des éléments solides (a, b, c, d). Par contre on ne sait pas évaluer et circonscrire l'impact potentiel des déplacements de fluides (e et j) qui intéressent, dans les pires des cas, des surfaces considérables (*cf.* éboulement de Val Pola en 1987).



Fig. 29. Le village et le pied du glissement en mars 1992. La photographie est prise de l'amont vers l'aval, dans l'axe de l'ancienne route détruite en rive gauche et elle montre la proximité entre le village et le glissement. L'avancée du versant repousse la rivière vers la rive droite où une route provisoire a également été détruite.

On a ainsi défini quatre zones principales:

- une zone 1 de «risques majeurs actuels», correspondant aux éboulements sur le talus actuel, d'ores et déjà fréquents; elle couvre une largeur inférieure à 200 m,

- une zone 2 de «risques majeurs prolongés durables», correspondant aux glissements de pied progressifs et aux éboulements élémentaires associés; elle tangente le village en amont et, en aval, recouvre une zone d'habitat dispersé en rive droite de la Tinée,

- une zone 3 de «risques majeurs temporaires», correspondant aux effets directs et indirects (souffle) d'un éboulement d'ensemble brutal; elle englobe actuellement l'intégralité du village (environ 1500 habitants permanents),

- une zone 4 de «risques immédiats en raison d'un éboulement imminent d'une part importante du lobe Nord-Ouest»; elle étend la zone 2 à un camping et des habitations en rive gauche de la Tinée.

L'aire menacée par l'onde de crue (phénomène *i*) a été étudiée par le BRGM dans le cas d'un effacement instantané de la bouchure.

9.1. Accès et réseaux

L'ancienne route d'accès à Saint-Etienne-de-Tinée, à Auron et aux Alpes de Haute Provence par le col de la Bonette et une déviation provisoire édifiée en 1985 ont été détruites par l'avancée du versant. La route actuelle a été construite en 1986 en rive droite, à une altitude minimale de 70 mètres par rapport au thalweg face au glissement, et devrait être (sauf ponctuellement?) hors d'atteinte des débris rocheux même lors d'un éboulement en masse.

Les réseaux d'électricité et de téléphone, initialement en rive gauche, ont été déplacés en rive droite au niveau de la route ou au-dessus.

La vulnérabilité de ces infrastructures a ainsi été réduite et, s'ils étaient atteints, ils pourraient être remis en service au prix de travaux relativement mineurs et rapides.

9.2. La Tinée

Il a été estimé que la cote de déversement des bouchures susceptibles d'être provoquées par le glissement pouvait atteindre 1130 à 1160 mètres. Une grande partie du village, construit entre 1125 à 1170 mètres, pouvait être inondée par les eaux retenues.

L'étude des vitesses de remontées du plan d'eau selon les débits a montré que les délais avant inondation, déversement et éventuellement rupture avec onde de crue en aval, étaient insuffisants pour la mise en œuvre d'interventions curatives post-bouchure et une galerie de dérivation préventive

a été construite, avec une capacité de 100 mètres cubes par seconde, soit le débit de pointe de la crue décennale (coût: 400.000.000 F).

Les risques indirects d'ordre hydraulique liés à la Tinée ne subsistent donc que pour les débits supérieurs.

9.3. La population

La population résidant dans les aires menacées est vulnérable dans la mesure où elle n'est pas prévenue et évacuée en temps utile avant le déclenchement de déplacements majeurs. Le délai nécessaire, après une alarme, pour évacuer la population est fonction de son information, de sa préparation, des performances des services de secours, des circonstances, etc. Il ne paraît pas pouvoir être inférieur à 24 heures.

La sécurité de la population est donc directement dépendante de la fiabilité du système de surveillance.

9.4. Les biens mobiliers et immobiliers

La mise à l'abri des biens mobiliers (ou de certains d'entre eux) requiert probablement des délais supérieurs.

Leur vulnérabilité dépend des durées entre les moments où les indices annonciateurs sont perceptibles, où ils sont perçus, où l'alarme est donnée et le déclenchement d'un mouvement majeur. Elle aussi dépend donc très directement de la surveillance.

Par nature, l'immobilier restera exposé dans les aires menacées.

10. PREVENTION ET PROTECTION

La stratégie de prévention des risques induits par le glissement comporte trois volets:

- des mesures préventives préalables,
- la mise en œuvre d'une surveillance,
- l'établissement et l'application d'un plan de secours.

10.1. Mesures préventives préalables

Chronologiquement elles ont principalement comporté:

- une zone non edificandi dans la basse vallée face au glissement définie par le Plan d'occupation des sols en 1982 et révisée en 1995,
- la déviation de la route d'accès en rive droite (1986),
- la déviation des réseaux du téléphone et de l'alimentation en électricité (1986),
- quelques mesures d'ordre hydrologiques (mise

à l'abri de la station de jaugeage de la rivière) et topographiques (mise en place d'un réseau géodésique robuste encadrant le site, plan à grande échelle destiné à faciliter les interventions post-déplacement, MNT à grande échelle du fond de vallée permettant de rapidement connaître la géométrie de la bouchure ainsi que la capacité de retenue pour différentes cotes de plan d'eau),

et, surtout,

– la construction d'une dérivation souterraine de la rivière pour les débits inférieurs ou égaux au débit de pointe de la crue décennale (1989 à 1993).

10.2. Surveillance

Le système installé en 1982 a permis de suivre les modulations de l'activité du glissement et de gérer la «crise» de 1987 durant laquelle les vitesses ont durablement dépassé 10 centimètres par jour et l'évacuation a été envisagée à plusieurs reprises.

L'actuelle surveillance, décidée suite à cette crise (et à la catastrophe de Val Pola qui a contribué à accréditer les risques auprès des autorités administratives), contrôle la dangerosité du phénomène et, de par sa fonction de prédiction, doit jouer un rôle essentiel dans le déclenchement des mesures de sauvegarde et du plan de secours.

Il a notamment permis de prévoir des éboulements localisés intervenus durant l'été 1993 et de faire, à cette occasion, mettre en vigueur puis rapporter des mesures particulières de protection justement proportionnées.

10.3. Plan de secours

Outre l'organisation générale des secours, le Plan particulier de secours et d'évacuation de Saint-Etienne-de-Tinée, édicté en 1988 et périodiquement mis à jour, prévoit des interdictions et évacuations graduées en fonction de la surveillance et du zonage de risques (cf. ci-dessus).

La zone de «risques majeurs actuels» doit être interdite à la première alerte.

La zone de «risques majeurs temporaires» (comportant le village) a vocation à être évacuée dès que l'on décèlerait les indices d'une rupture imminente, quelque soit son mécanisme apparemment prévisible.

Le territoire compris entre la zone de «risques majeurs temporaires» et la zone de «risques majeurs prolongés durables» (incluant la majeure partie du village) pourrait être réoccupé si l'on acquiert la certitude que le mouvement est un mouvement à vitesse permanente modérée.

La zone de «risques immédiats liés à l'éboulement imminent d'une partie du lobe Nord-Ouest»

est à évacuer lorsqu'on y constate des accélérations.

II. STRUCTURE DE DECISION

L'application des dispositions prévues par le Plan particulier de secours et d'évacuation de Saint-Etienne-de-Tinée ou des autres mesures de prévention qui pourraient s'avérer nécessaires relève des autorités préfectorale et municipale.

Ces autorités sont informées en permanence des résultats de la surveillance gérée par le CETE méditerranée.

Ce dernier, service extérieur du Ministère de l'Équipement, agit comme prestataire de service pour le compte de la Préfecture des Alpes-maritimes, maître d'ouvrage au nom de l'État, sous la maîtrise d'œuvre de la Direction départementale de l'équipement.

Le maître d'ouvrage pourra s'appuyer, notamment en surveillance renforcée et haute surveillance lors des périodes critiques, sur l'avis d'un collège d'experts nationaux qui doit être organisé par le Ministère de l'Environnement pour pouvoir le conseiller.

BIBLIOGRAPHIE

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: La Clapière, Alpes-Maritimes, France*. Bulletin AIGI, 35, p. 37-46.

FOLLACCI J.-P. (1987), *Les mouvements du versant de La Clapière à Saint-Etienne-de-Tinée (Alpes-mar.)*. Bulletin de liaison des Ponts et Chaussées, 150/151, p. 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 du 5^{ème} symposium international sur les glissement de terrain, p. 1323-1327.

RAT M. (1988), *Problèmes posés par la prévision de la rupture des mouvements de terrain: La Clapière*. Comptes rendus du 5^{ème} symposium international sur les glissement de terrain, Lausanne, p. 1503-1504.

GERVREAU E., DURVILLE J.-L., SÈVE G. (1992), *Relations entre précipitations et cinématique des glissements de terrain déduites du suivi des sites instables*. Comptes rendus du 6^{ème} symposium international sur les glissement de terrain, Christchurch, p. 409-414.

SOUSA J., VOIGHT B. (1992), *Computational flow modeling for long-runout landslide hazard assessment, with an example from Clapière landslide, France*. Bulletin of the association of Engineering Geologists, 24, p. 131-150.

LA FRANA DI “ROSONE”

Valle Orco



Parte orientale della frana di Rosone con la zona delle condotte forzate, il vecchio abitato in basso a destra e, oltre, gli impianti di valle dell'A.E.M.

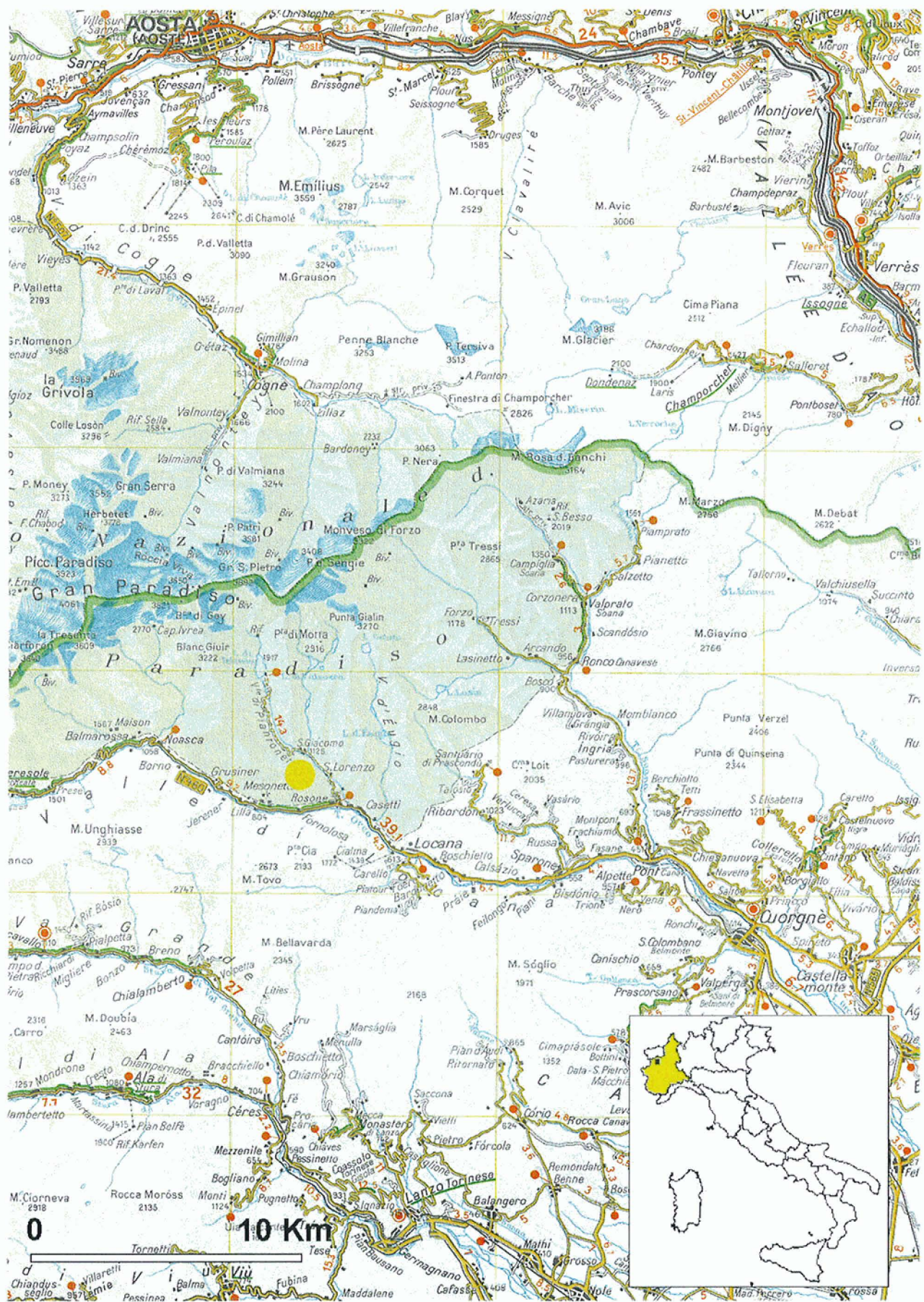


Fig. 1. Ubicazione della frana di Rosone, Valle Orco (Torino).

INTRODUZIONE

L'intero versante meridionale della dorsale tra i torrenti Orco e Piantonetto, in provincia di Torino (fig. 1), è interessato da un lento processo di *deformazione gravitativa profonda*, che si sviluppa su una superficie di circa 5,5 kmq per profondità superiori a 100 m. Il fenomeno coinvolge il versante per un dislivello di oltre 1300 m, da 700 m nel fondovalle fino a 2000 m sulla cresta spartiacque. Nell'ambito di questa deformazione si è sviluppato un movimento franoso di grosse proporzioni storicamente riconosciuto come frana di Rosone. Alla confluenza dei due corsi d'acqua sono ubicati il nuovo abitato di Rosone (dopo l'avvenuto trasferimento del 1956) e la centrale idroelettrica dell'Azienda Energetica Metropolitana di Torino (potenza installata di 99 MWh), alimentata dalle acque provenienti dallo sbarramento di Ceresole Reale e convogliate per 17 km in galleria attraversando per intero la deformazione gravitativa sino alle vasche di carico di Perebella, dove, con un salto di 813 m, precipitano in condotte forzate verso la centrale stessa.

I. DATI STORICI

1.1. Fonti dei dati

- Archivio Comunale di Locana
- Archivio di Stato di Torino
- Archivio CNR-IRPI di Torino
- Archivio A.E.M. di Torino
- Giornali locali.

1.2. Cronologia

Inizio secolo XVIII (1705-1706): da una relazione di sopralluogo («Atti di Visita») si può stabilire che il fenomeno si manifestò allora in modo analogo a quanto avvenne durante la fase parossistica dell'autunno del 1953, con gravi lesioni a molti edifici e distruzione dei terreni coltivati.

Inizio secolo XX (1916): Rosone inserito tra gli abitati da consolidare ai sensi della Legge n. 445 del 1908.

1933-1934: gli abitanti di Rosone vengono trasferiti per circa 7 mesi.

Inizio anni '40: uno scivolamento a quota 1300 m, che coinvolge vaste porzioni di terreno, produce il rotolamento a valle di grossi massi che minacciano Rosone, Grumel e la parte orientale di Bertodasco.

1953: dopo notizie di riattivazioni nel 1948 e nel 1951, nell'autunno-inverno del 1953 si verifica, in seguito ad abbondanti precipitazioni, il collasso di una parte del versante interessato dalla fra-

na. I movimenti nella zona di Bertodasco lesionano o addirittura distruggono alcune case; dalle pareti sovrastanti Rosone si generano processi di colamento di detrito e di rotolamento di massi: evacuazione dei 250 abitanti e del bestiame.

Dal 1953 al 1957: progressivo rallentamento dei movimenti (sulla base dei controlli effettuati dall'A.E.M. sui propri impianti).

1956: il D.P.R. n. 772 sancisce la definitiva evacuazione delle tre frazioni: Rosone, Grumel e Bertodasco.

Dal 1957 ai primi anni '60: accelerazioni nei movimenti, con fenomenologie simili a quelle del 1953 anche se in forma meno grave.

Autunno 1963, primavera 1964 e 1969, 1988: successive riattivazioni.

Movimenti significativi permangono nella parte alta della frana, come indicato da misurazioni topografiche effettuate sui blocchi di ancoraggio della condotta forzata.

1.3. Sintesi

La frana di Rosone ha avuto, stando a quanto risulta storicamente, due importanti fasi parossistiche, all'inizio del secolo XVIII e nell'autunno-inverno del 1953.

In tali occasioni i movimenti profondi hanno coinvolto tutto il versante in frana, con sviluppo in superficie di fenomenologie quali fessurazioni, movimenti differenziali di zolle, colate di detrito, ribaltamento, crollo e rotolamento di massi.

Nell'arco di questo secolo il fenomeno ha mantenuto un lento movimento di fondo, a prescindere dalla fase parossistica del 1953. Le fasi di maggiori attività sono testimoniate da manifestazioni superficiali più localizzate (fig. 2).

2. DOCUMENTI TECNICI DISPONIBILI

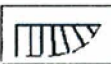
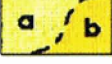
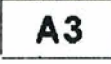
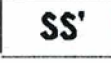
2.1. Documentazione fotografica

- Volo Ferretti (1979), scala 1:13.500, infrarosso, Compagnia Generale Riprese Aeree, Parma;
- Volo "Valle dell'Orco" (1973), scala 1:20.000, colore, Alifoto, Torino.
- Volo G.A.I. (1954), scala 1:50.000, bianco e nero, I.G.M./A.M.S.;
- Volo Ferretti (1976/80), Compagnia Generale Riprese Aeree Parma, scala 1:13500, colore;
- Volo Provincia di Torino (1963/64);
- Volo Provincia di Torino (1975);
- Volo ALIFOTO 1982;
- Volo IGM F41, 1988.
- Volo «Centrale di Rosone» (1982), I.R.T.A.

DEFORMAZIONE GRAVITATIVA PROFONDA DI ROSONE (Valle Orco)

Carta degli elementi morfostrutturali

LEGENDA

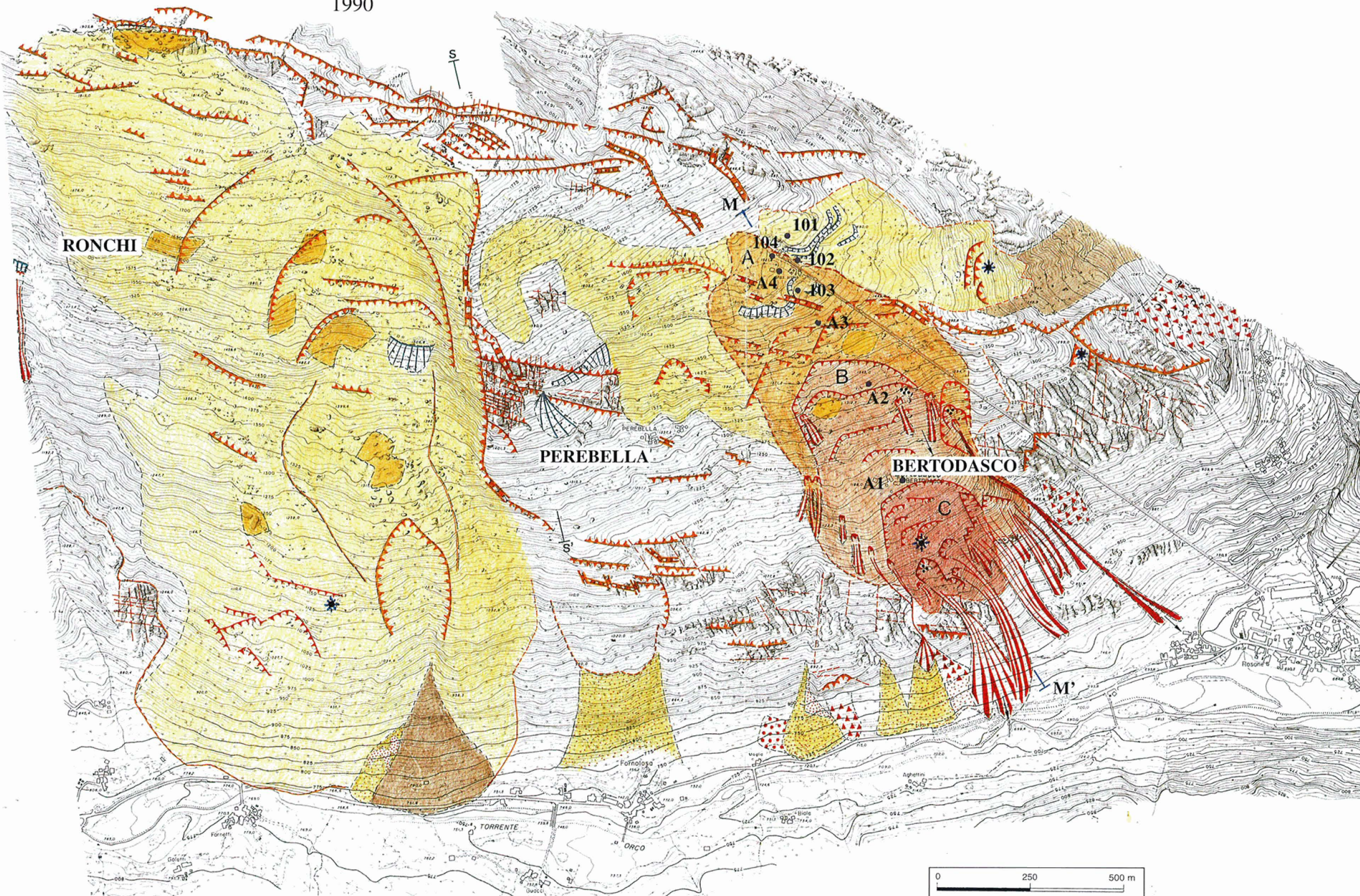
	Limite, ove identificabile, dei principali corpi interessati da movimento di massa.		Crollo di roccia in massa.
	Traccia delle principali superfici di rottura per movimento di massa (i trattini indicano la parte abbassata).		Zona di origine e traiettoria di caduta di massi isolati.
	Traccia delle principali superfici di rottura per movimento di massa attivate durante l'evento dell'autunno 1953.		Grande massa instabile.
	Area caratterizzata da movimento gravitativo tipologicamente non identificabile.		Trench e frattura beante.
	Area caratterizzata da movimento gravitativo con scivolamento a prevalente componente planare.		Principali sistemi di frattura.
	Area caratterizzata da movimento gravitativo con scivolamento a prevalente componente rotazionale.		Zona di accumulo di materiale di smarino della galleria - serbatoio A.E.M.
	Accumulo di antica frana.		
	Copertura detritica per disaggregazione del substrato roccioso (a), settore ove è ancora visibile l'originaria struttura rocciosa (b)		Ubicazione dei sondaggi.
			
	Colate di detrito verificatesi durante l'evento dell'autunno 1953 (da aerofoto del 1954)		Sezione (cfr. figura 14)
	Falde e coni di detrito, vegetati e non, talora a grossi blocchi alla base delle principali pareti rocciose.		Sezione (cfr. figura 15)

DEFORMAZIONE GRAVITATIVA PROFONDA DI ROSONE

Valle Orco

(F. Forlati - M. Ramasco - G. Susella)

1990



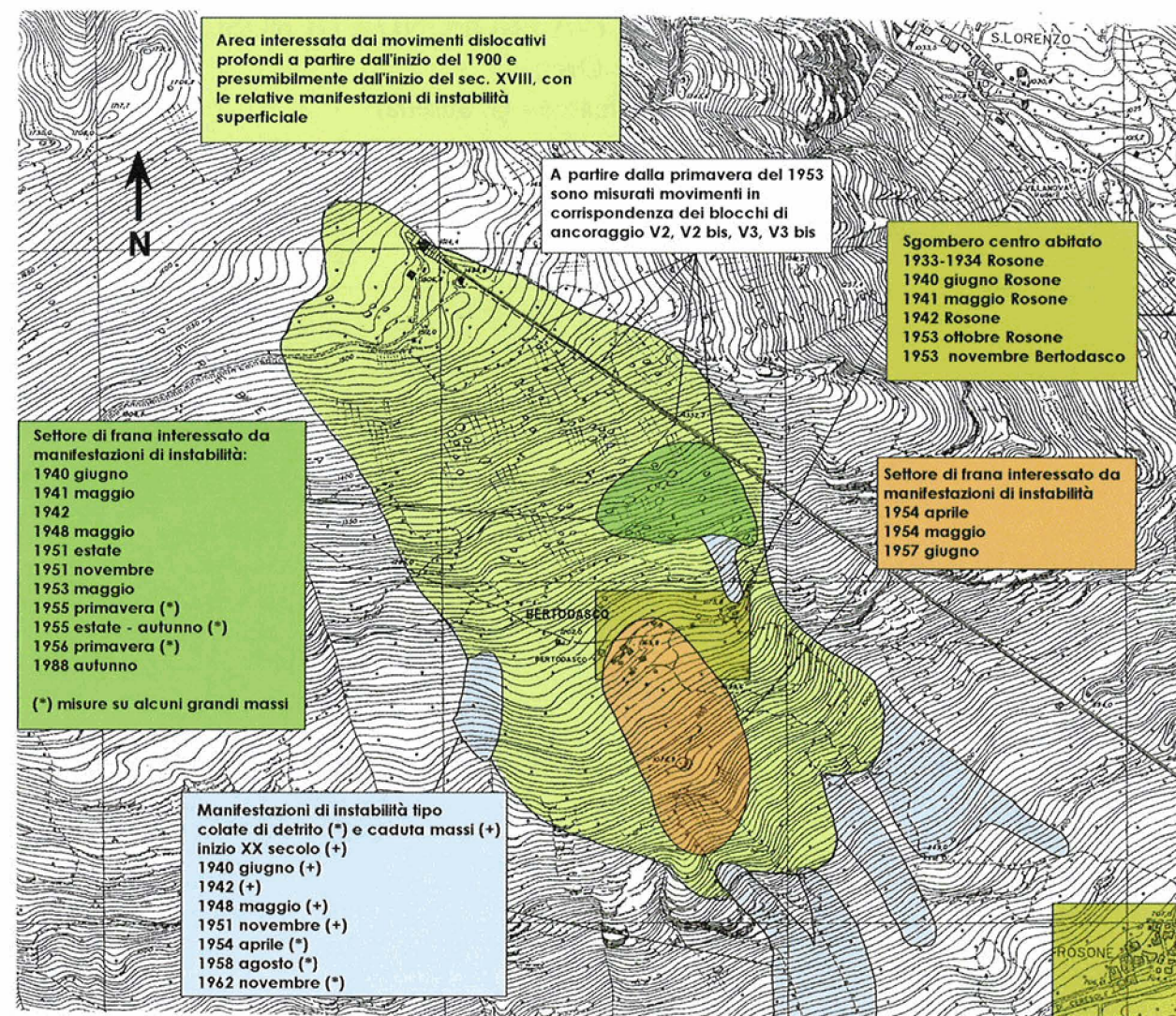


Fig. 2. Sintesi delle informazioni storiche inerenti i movimenti avvenuti nel settore di versante di Bertodasco.

Esiste, a corredo delle informazioni geomorfologiche, una completa documentazione fotografica realizzata dal Settore Geologico della Regione Piemonte a partire dal 1987. Risulta evidenziato il fenomeno franoso sia nel suo complesso (con foto panoramiche da terra e dal cielo) sia per punti di particolare importanza tutti collegati a precisi siti della Carta degli Elementi Morfostrutturali (es. sistemi di frattura, doppie creste sullo spartiacque, abitati ed infrastrutture danneggiate, colate detritiche sul fondovalle...)

2.2. Carte topografiche

- I.G.M. - F. 41 Gran Paradiso (scala 1:100.000);
- I.G.M. - F. 41 II NE - Fornolosa (scala 1:25.000);
- I.G.C. - 3 - Parco Nazionale del Gran Paradiso (scala 1: 50.000, carta turistica);

- Carta Tecnica della Provincia di Torino: elementi 113131-113144 (scala 1:5.000);
- Carta Tecnica Regionale: elemento 113130 (scala 1:10.000);
- Carta Topografica di Dettaglio della Frana di Rosone (scala 1:2.000) anno 1953.

2.3. Carte tematiche

- REGIO UFFICIO GEOLOGICO - Carta Geologica delle Alpi Occidentali alla scala 1:400.000, Roma, 1908.
- E.N.E.L. - Carta degli Elementi Neotettonici del Territorio Italiano, 1981;
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - Carta Geologica alla scala 1:100.000, Foglio 41 - Gran Paradiso;
- CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica - Structural Model of Italy, scala 1:500.000;

- CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica - Gravity Map of Italy, scala 1:500.000;
- REGIONE PIEMONTE, Banca Dati Geologica - Carta Tematica delle Frane alla scala 1:100.000, F. 41 - Gran Paradiso;
- REGIONE PIEMONTE, Banca Dati Geologica - Carta delle Frane alla scala 1:250.000;
- REGIONE PIEMONTE, Banca Dati Geologica - Carta Litologica alla scala 1:100.000, Foglio 41 - Gran Paradiso;
- REGIONE PIEMONTE, Banca Dati Geologica - Carta Litologica alla scala 1:250.000;
- REGIONE PIEMONTE, Banca Dati Geologica - Carta Assetto Morfostrutturale alla scala 1:5.000 della Deformazione Gravitativa Profonda di Rosone.

2.4. Pubblicazioni

Ogni pubblicazione è stata archiviata nel Sistema Informativo Geologico del Settore Geologico della Regione Piemonte sotto forma di scheda riepilogativa (fig. 3).

- FORLATI F., RAMASCO M., SUSELLA G., BARLA G., MARINO P. & MORTARA G. (1991), *La deformazione gravitativa profonda di Rosone. Un approccio conoscitivo per la definizione di una metodologia di studio*. Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica, vol. 68, 71-108;
- RAMASCO M., STOPPA T. & SUSELLA G. (1989), *La deformazione gravitativa profonda di Rosone in Valle dell'Orco*. Boll. Soc. Geol. It. 108, 401-408;
- LUINO F., RAMASCO M. & SUSELLA G. (1994), *Atlante dei centri abitati instabili piemontesi*, Regione Piemonte - C.N.R. I.R.P.I.

2.5. Documenti tecnici non pubblicati

- PERETTI L. (1953), *Relazione geologica sulla frana presso Rosone (Valle Orco)*, Amministrazione della Provincia di Torino, Documentazione inedita in archivio della Struttura Studi e Ricerche - Banca Dati Geologica, Regione Piemonte;
- DAL PIAZ G.V., DAL PRA (1983), *La frana di Rosone in Valle Orco. Caratteri del movimento franoso e possibilità di intervento*. A.E.M., Torino, Documentazione inedita in archivio della Struttura Studi e Ricerche - Banca Dati Geologica, Regione Piemonte;
- ERCOLI A. (1984), *Studio fotogeologico della frana di Rosone ed aree limitrofe*. GEOMAP, Rapporto interno (A.E.M.);
- COMMISSIONE TECNICA CONSULTIVA REGIONALE EVENTI NATURALI (1990), *La frana di Rosone*, Rapporto interno;
- STUDIO GEOTECNICO ITALIANO (1984), *Rilievo geologico-strutturale di dettaglio. Prove di laboratorio e descrizione dei sondaggi*, Milano, Rapporto interno (A);

- COMMISSIONE TECNICA CONSULTIVA REGIONALE EVENTI NATURALI (1990), *La frana di Rosone*, Rapporto interno.

2.6. Rapporti interni

Esistono rapporti interni e verbali di seduta relativi della Commissione Tecnica Regionale per lo Studio della Frana di Rosone istituita con DGR n. 9/23422 del 15-3-1993.

Inoltre sono disponibili tutti i rapporti intermedi redatti nell'ambito di questo Progetto Interreg.

2.7. Vulnerabilità

- *Frana di Rosone*. Scenari di pericolosità geologica. Alcune considerazioni preliminari. Regione Piemonte, Struttura Studi e Ricerche - Banca Dati Geologica, Rapporto interno.

3. CONTESTO GEOLOGICO

3.1. Contesto geologico regionale

Aspetto litologico

Il massiccio del Gran Paradiso è costituito da una unità di crosta continentale del Dominio Pennidico delle Alpi occidentali, affiorante nel settore centrale delle Alpi Graie, in corrispondenza di una grande culminazione assiale. Esso è stato sovrascorso da diversi elementi strutturali, appartenenti alla Zona Piemontese dei calcescisti con metaofoliti ed al sistema Austro-Alpino della Falda Dent-Blanche.

Dal punto di vista paleogeografico, il massiccio viene classicamente collocato in corrispondenza del margine paleo-europeo della Tetide; secondo teorie più recenti risulta attribuito al paleo-margine della placca adriatica (Polino et. al., 1990).

Il massiccio del Gran Paradiso è costituito da un basamento cristallino composito e da una copertura permo-liassica, localmente preservata alla periferia. Sono stati riconosciuti i seguenti complessi litostratigrafici, che si sovrappongono dall'alto verso il basso secondo il seguente ordine (Compagnoni et al., 1974) (fig. 4):

- *Complesso degli Gneiss Minuti*, costituito da un basamento cristallino polimetamorfico intruso da granitoidi tardo-paleozoici, trasformati durante l'orogenesi alpina in ortogneiss (Complesso degli Gneiss Occhiadini);

- *Complesso monometamorfico del Money*, costituito da una sequenza metasedimentaria di probabile età tardo-paleozoica, che comprende metaconglomerati, metareniti, metapeliti e scisti grafici;

- *Ortogneiss dell'Erfauflet*, costituiti da ortoderivati di composizione leucogranitica.

Un netto contatto tettonico separa il complesso degli Gneiss Minuti dal complesso monometamorfico del Money e quest'ultimo dai sottostanti ortogneiss dell'Erfauflet.

La Valle dell'Orco si sviluppa nel settore centrale del massiccio e risulta incisa unicamente entro il Complesso degli Gneiss Occhiadini.

Geodinamica interna

Per quanto riguarda l'evoluzione strutturale del massiccio, sono state riconosciute almeno quattro fasi di deformazione alpina, che fanno seguito ad una fase deformativa pre-alpina riconosciuta unicamente entro gli gneiss minuti.

La prima fase di età alpina (D1) risulta rappresentata unicamente da rare tessiture relitte; la seconda fase (D2) è traspositiva e definisce la scistosità regionale, la quale risulta disporsi in modo sub-parallelo alle superfici litologiche. In tutto il massiccio si riscontra una lineazione minerale disposta secondo una direzione all'incirca EW (Vearncombe, 1986), cioè parallelamente agli assi di piega, come verificato presso il margine settentrionale del massiccio (Borghi et al., 1994).

La terza fase plicativa (D3) genera pieghe a scala variabile le quali deformano gli elementi strutturali associati alla D2. Le pieghe a piccola scala generate dalla D3 sono generalmente le parassite di pieghe a scala maggiore. Le pieghe D3 costituiscono anticlinali e sinclinali molto aperte (lunghezze ed ampiezze dell'ordine di vari chilometri); nel settore settentrionale del massiccio, sono da chiuse a isoclinali in corrispondenza della Valle dell'Orco, con orientazione variabile.

La quarta fase deformativa si esplica sotto forma di sovrascorrimenti di entità limitata, riscontrati unicamente presso il margine settentrionale e quello occidentale del massiccio; una quinta fase sarebbe responsabile della formazione di una locale scistosità di crenulazione, non correlabile con alcuna struttura a grande scala (Vearncombe, 1985).

Neotettonica e sismologia. La frana di Rosone risulta soggetta ad un condizionamento strutturale, dovuto alla disposizione a franapoggio della scistosità principale degli gneiss, avente immersione di 155° ed inclinazione di 35° circa, ed alla presenza di due sistemi di giunti pervasivi ortogonali tra di loro, disposti secondo una direzione rispettivamente NS ed EW.

Alle orientazioni dei sistemi di frattura principali si possono altresì ricondurre le orientazioni delle incisioni operate dall'acqua incanalata e delle creste spartiacque. È possibile che la dinamica di alcuni di tali sistemi sia riconducibile ad una tettonica recente, di età pliocenico-quadernaria (neotettonica).

Gli studi sulla sismicità storica e su quella stru-

mentale nell'ultimo decennio hanno messo in evidenza l'esistenza nelle Alpi occidentali di alcuni *distretti sismici*, caratterizzati dalla contiguità spaziale dei terremoti e da analogie nello stile sismico, che possono essere correlati a grandi strutture geologiche sepolte.

Arco sismico brianzonese: concerne un raggruppamento di eventi localizzati lungo il margine esterno della catena metamorfica, in corrispondenza del fronte pennidico.

Arco sismico piemontese: concerne un raggruppamento di eventi situato lungo la fascia pedemontana (distretti di Cuneo, Pinerolo, Ivrea, Biella), in corrispondenza del Lineamento Periadratico e del suo prolungamento meridionale sepolto.

Tale distribuzione delle aree sismiche sembra connessa alle discontinuità crostali che limitano la parte assiale della catena (caratterizzata da una sismicità relativamente bassa) verso la Zona Elvetico-Delfinese ad Est e verso il Dominio Sudalpino ad Ovest (Polino in Dal Piaz et al., 1992).

Geodinamica esterna

Storia glaciale. L'attuale conformazione morfologica delle valli alpine è il risultato dell'interferenza fra processi di modellamento di origine fluviale e glaciale.

Le valli principali delle Alpi Occidentali si erano impostate già prima del Pliocene, come dimostrato dalla presenza di depositi sedimentari di età plio-villafranchiana (di ambiente rispettivamente marino e fluviale), in lembi isolati a diverse altezze lungo i versanti.

Come risposta ad una mobilità tettonica non uniforme, il modellamento erosionale risulta caratterizzato da alternanze di periodi di attività e di stasi. Durante questi ultimi si verifica la formazione di temporanei fondovalle, che si presentano attualmente come cambi di pendenza lungo il versante (terrazzi fluviali), tanto più antichi e rimodellati quanto maggiore è la loro altezza rispetto al fondovalle attuale.

Durante il Pleistocene medio e superiore si manifesta nella catena alpina il fenomeno glaciale, per la cui origine furono determinanti l'aumento delle precipitazioni ed una loro uniforme distribuzione nel corso dell'anno; l'abbassamento della temperatura fu modesto e limitato ad una diminuzione del valore medio estivo.

Analogamente al fiume, il ghiacciaio ha approfondito progressivamente il proprio letto come risposta al sollevamento dell'edificio alpino, con formazione dei terrazzi glaciali. I diversi meccanismi erosionali innescati dal ghiaccio e dall'attività fluviale sono attestati tuttavia dalla diversa morfologia delle valli da essi prodotte.

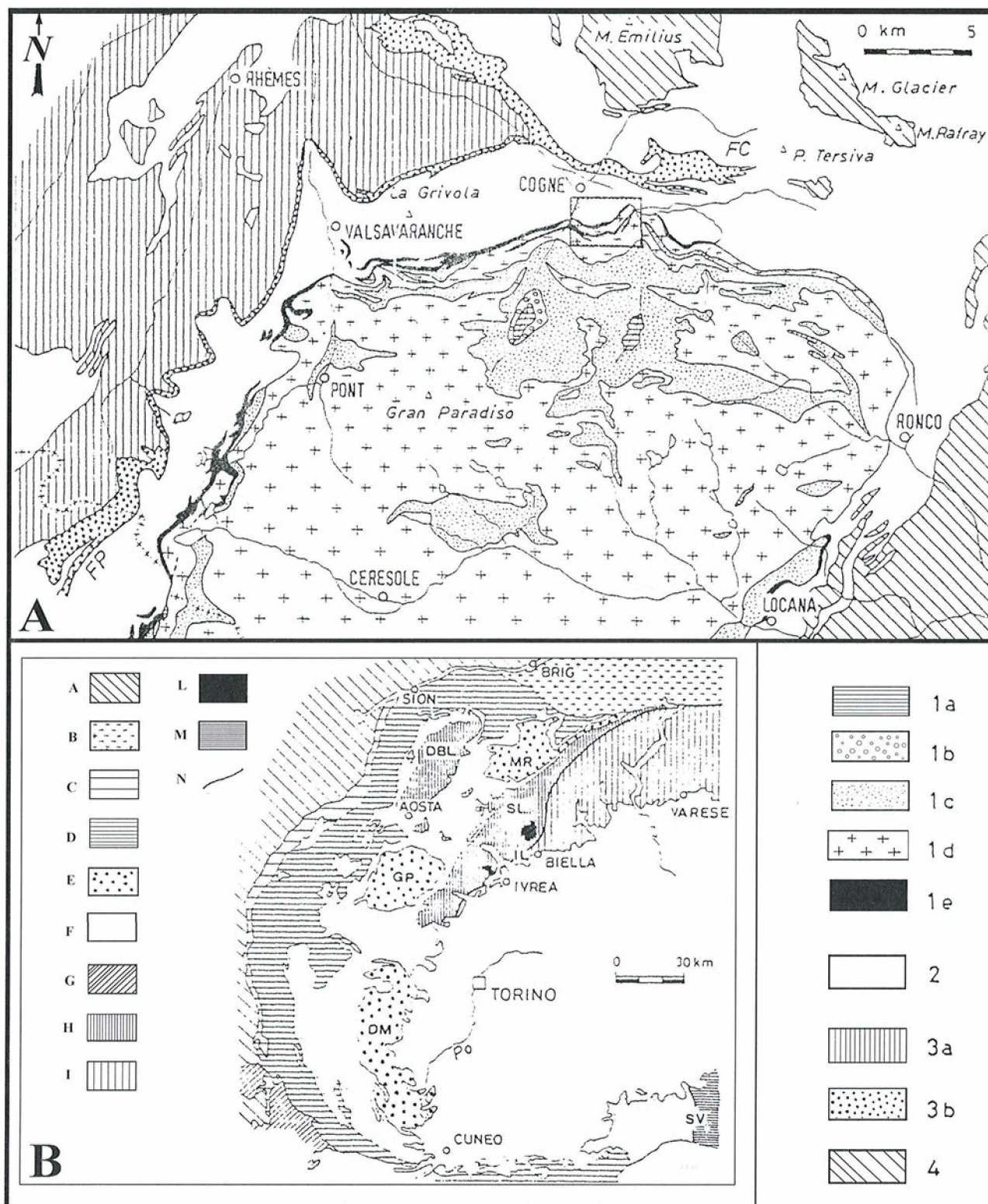


Fig. 4. A) Schema geologico del Massiccio del Gran Paradiso e delle unità limitrofe (da Compagnoni et al., 1974).

Legenda: 1) Massiccio del Gran Paradiso: 1a) Ortoderivati granitici dell'Erfaultet; 1b) Complesso monometamorfo del Monev; 1c) Complesso dei parascisti ("gneiss minuti" p.p. auct.); 1d) Complesso degli ortogneiss; 1e) Copertura mesozoica; 2) Zona piemontese; 3) Falda del Gran S. Bernardo; 3a) Massiccio della Valsavaranche; 3b) Faisceau di Cogne (FC) e Faisceau di Prariond (FP); 4) Austroalpino: Zona Sesia-Lanzo e Klippe dell'Emilius, Glacier-Raifray e Tour Ponton.

B) Schema strutturale delle Alpi Occidentali (da Arnaud et al., 1980).

Legenda: A) Flysch ad Helminthoidi; B) Provenzale - Delfinese - Elvetico e Ultradelfinese - Ultradelfinetico, C) Vallese, D) Subbrianzone e Brianzone, E) Prepiemontese e Piemontese s.l., F) Basamento pretriassico europeo, G) Ophioliti, H) Austro - Sudalpino: basamento e copertura.

I fenomeni di movimento di massa che interessano i versanti delle valli alpine presentano un'età posteriore a quella dell'ultima pulsazione glaciale nel tratto di valle considerato (età ottenuta con metodi di datazione diretta come l'analisi del C14 in tronchi subfossili o con metodi indiretti). Le frane sarebbero perciò tutte oloceniche, essendo il loro innesco verosimilmente permesso, unitamente ad altre concause, dallo scarico di tensione connesso alla scomparsa dello riempimento glaciale nell'incisione (Carraro in Dal Piaz et al., 1992).

All'opera di F. Sacco (1925) si deve l'unica monografia esistente sul glacialismo della Valle dell'Orco. A proposito del tratto di valle compreso fra Locana e Rosone afferma: «...la Valle dell'Orco sempre piuttosto aspra, poco espansa, poté solo qua e là ricevere resti morenici, essenzialmente massi sparsi, su qualche ripiano o lembi morenici locali o del ghiacciaio orcano, non sempre ben distinguibili da detriti di falda o da massi franati in epoca non tanto antica; sonvi anche qua e là tracce di antichi piani o terrazzi glaciali; ma sono invece quasi ovunque tipiche, mirabili, le levigature con relativi arrotondamenti...».

La carta glaciologica, da egli redatta in scala 1:100.000, segnala la presenza di depositi glaciali sparsi immediatamente ad est dell'abitato di Perebella e quattro cordoni morenici longitudinali compresi fra l'abitato di Mesonette e quello di Perebella, associati a detrito sparso.

Sulla base dello studio dei depositi glaciali presenti allo sbocco della Valle dell'Orco si riconoscono tre episodi di massima espansione del ghiacciaio riferiti rispettivamente alla parte media del Pleistocene medio (la più estesa), e alle parti superiore e terminale del Pleistocene superiore.

L'analisi dei rapporti fra morfologia di origine glaciale e quella fluviale sovrainpressa permette di ipotizzare che il tratto di spartiacque Orco-Piantonetto, corrispondente alla zona in frana, rappresentasse il punto di confluenza di più bacini glaciali e quindi come tale fosse sottoposto a maggiori sollecitazioni.

Alterazione. L'influenza del clima sembra avere un'importanza rilevante in quanto un'elevata percentuale di frane si ubica su versanti orientati secondo i quadranti da NW a S, con un massimo

per i pendii rivolti verso occidente. I versanti più ricorrentemente coinvolti da deformazioni gravitative profonde sono proprio quelli dove, per effetto della maggiore insolazione, si alternano più frequenti cicli di gelo-disgelo e di fusione della neve, processi che favoriscono la percolazione profonda dell'acqua e la progressiva destabilizzazione del substrato (Mortara & Sorzana, 1987).

Azione antropica. Gli impianti di derivazione dall'invaso di Ceresole Reale alla condotta forzata di Rosone hanno subito lesioni dovute alla deformazione gravitativa del versante, tali da richiedere una continua opera di manutenzione.

Gli abitanti di Rosone hanno, nel tempo, ripetutamente segnalato possibili relazioni tra l'esistenza degli impianti A.E.M. e l'evoluzione dei movimenti franosi, i quali sarebbero influenzati, secondo l'opinione comune, dalle infiltrazioni di acqua dalla galleria di derivazione e dalle vasche di carico. In ogni caso tali infiltrazioni non possono ragionevolmente essere addotte come causa della grande frana di Rosone, in atto da tempi remoti.

L'esistenza degli impianti entro un versante affetto da problemi di stabilità va piuttosto opportunamente valutato in rapporto agli scenari di evoluzione del fenomeno franoso.

Il coinvolgimento degli impianti di monte della centrale elettrica di Rosone (galleria serbatoio e condotte forzate) in un'ipotesi di sensibile accelerazione dei movimenti potrebbe provocare la fuoriuscita di un'ingente quantità di acqua sul versante aggravando così gli effetti dell'instabilizzazione globale. Inoltre lo scarico accidentale o non programmato di volumi idrici dalle finestre della galleria di derivazione, può provocare locali instabilità superficiali.

Ad esempio, nell'aprile 1994, lo scarico di acqua per 1.5 ore ha prodotto la mobilitazione di circa 7.000 mq di materiale, che si è depositato presso l'abitato di Valsoani, sbarrando l'alveo del torrente Piantonetto.

L'Azienda Energetica Metropolitana ha predisposto controlli di portata lungo l'intero percorso delle condotte, per poter attivare tempestivamente misure di salvaguardia, quali valvole di sicurezza eccetera.

Storia glaciale: scala cronologica

OLOCENE		0.01 Ma: innesco fenomeni franosi
PLEISTOCENE	superiore medio inferiore	0.13 Ma: glaciazione 0.73 Ma: glaciazione 1.65 Ma: erosione fluviale dei depositi sedimentari plio-villafranchiani
PLIOCENE		valli alpine occupate dal mare

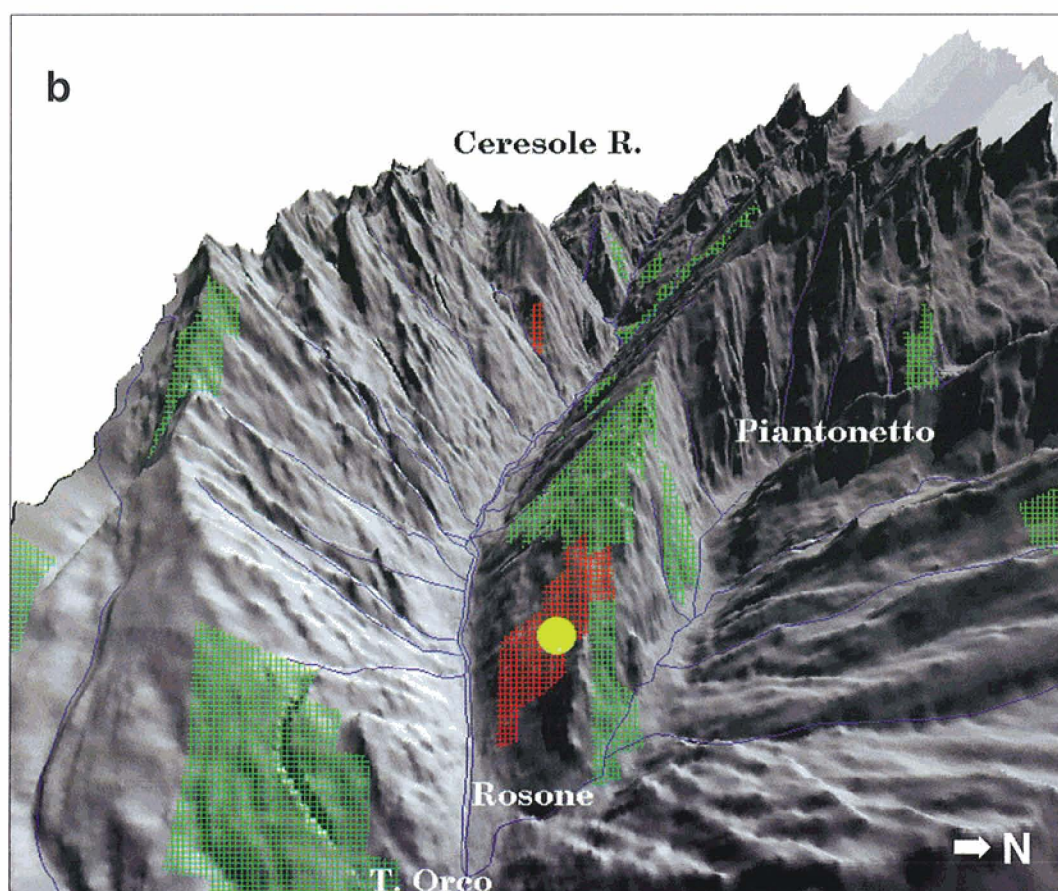
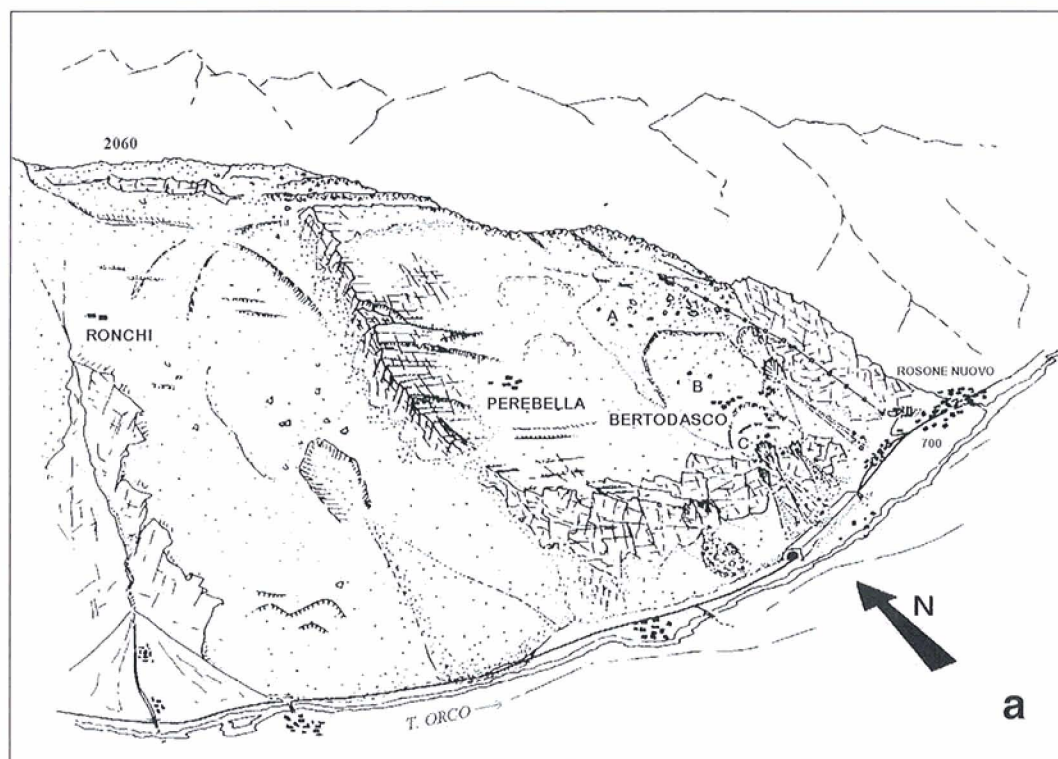


Fig. 5. Modelli schematici del versante interessato dal processo di deformazione gravitativa profonda: a) ricostruzione schematica manuale, b) rappresentazione tridimensionale derivata da modello digitale del terreno (in rosso sono indicati i settori con evidenti indizi di attività di frana).

3.2. Descrizione della zona in frana

(Cfr. Carta allegata nel testo)

Assetto morfostrutturale

Le evidenze morfostrutturali identificate per l'intero versante esaminato hanno consentito di individuare tre settori contigui tra loro, corrispondenti ad altrettanti stadi evolutivi, distinguibili in carta con i toponimi relativi ai tre nuclei abitati di Ronchi, Perebella e Bertodasco (fig. 5). La specificità e singolarità del sito risiede nel trovare concentrata in un ambito ristretto una variabilità di risposte della dorsale alle sollecitazioni subite, tale da consentire un'analisi simultanea e comparata degli stadi evolutivi preliminari, intermedi e finali peculiari di una deformazione gravitativa profonda di versante.

Analizzando il versante da occidente verso oriente si riconosce prima il **settore Ronchi**, caratterizzato da una fase di evoluzione del processo deformativo molto avanzata che ha determinato lo smantellamento dell'originaria compagine rocciosa. Il profilo del versante mostra una vistosa depressione nella parte superiore seguita da una accentuata prominenza, verso l'asse della valle, nel settore inferiore. Movimenti di entità non elevata, ma tali da provocare numerose lesioni nel rivestimento della galleria-serbatoio dell'Azienda Energetica Metropolitana, sono stati registrati già a partire dall'entrata in funzione degli impianti idroelettrici, nel 1929. In nessun luogo del settore Ronchi sono più riconoscibili morfologie riconducibili al modellamento glaciale; per tutto il versante è invece evidente e molto caratteristica la presenza di numerose e grandi ondulazioni, nonché di una potente coltre di detrito a grossi blocchi, con elementi di pezzatura estremamente variabile, molti dei quali raggiungono le dimensioni di centinaia, talora migliaia, di metri cubi. Testimonianze relitte dell'originaria compagine rocciosa sono ancora visibili, soprattutto nelle parti alte, ma solo in settori localizzati e senza alcuna continuità. Nella parte inferiore del versante prossima al fondo valle, si sono verificate in passato (1953) alcune frane che si possono considerare stabilizzate.

Il settore centrale, nel quale è ubicata la frazione di **Perebella**, è riconducibile ad una fase iniziale di sviluppo del fenomeno deformativo. Esso è ben distinto dal settore Ronchi da una discontinuità, avente direzione N-S, a sviluppo lineare di alcune centinaia di metri, lungo la quale si è imposta una scarpata di separazione tra le due aree, determinando dislivelli anche di 50÷90 m. Inoltre è contraddistinto dalla presenza di significativi sdoppiamenti multipli delle creste nella parte sommitale, presenti anche nel settore Ronchi (fig. 6), oltre che da numerose contro pendenze rettilinee e da un'intensa fratturazione che interessa tutto il bordo occidentale del settore. Gli estesi affiora-

menti del substrato roccioso si presentano fratturati nelle parti media e bassa.

Il settore orientale (**Bertodasco**) è quello maggiormente conosciuto dal punto di vista storico, essendo abitato e sede degli impianti dell'A.E.M.; in esso si riconoscono elementi che permettono di collocare il fenomeno in una fase di sviluppo intermedia tra le due precedentemente descritte.

A metà versante vi è lo sviluppo di un fenomeno di scivolamento che coinvolge un'area molto estesa del settore in esame. La presenza di questo scivolamento è da mettere in stretta relazione con la direzione di immersione della scistosità principale che, in questa area, ha la stessa inclinazione e direzione della massima pendenza del versante.

I netti piani di scistosità intersecano l'ammasso roccioso a diverse profondità; essendo questo liberato lateralmente ed a tergo da due sistemi di frattura sub-verticali ed ortogonali, la stessa scistosità sembra assumere, oltre che un ruolo predisponente per l'instaurarsi del processo deformativo, anche un'importante funzione di innesco dei processi di scivolamento e di controllo del loro sviluppo cinematico. L'area entro la quale si sarebbero già in parte sviluppate evidenti superfici di



Fig. 6. Sdoppiamento della cresta spartiacque per deformazione gravitativa profonda del versante, nel settore di Perebella.

rottura è stata delimitata attraverso il riconoscimento di elementi morfo-strutturali distintivi.

Ricorrendo alla medesima metodologia, integrata da rilievi sul terreno, da dati strumentali e sulla base della ricostruzione storica degli eventi principali, è stato possibile suddividere l'area in tre zone, da monte a valle, rispettivamente A, B e C, corrispondenti a differenti tipologie e dinamiche di movimento.

1) La zona C, con un'estensione in pianta di circa 90.000 m², ha subito a partire dagli anni '30 i maggiori movimenti, che risultano distribuiti lungo numerose e complesse superfici di scivolamento, a probabile geometria circolare. Nella zona superiore si sono avuti lenti ma continui movimenti dislocativi, che hanno portato alla progressiva distruzione di parte dell'abitato di Bertodasco. Si sono potute stimare dislocazioni piano-altimetriche delle scarpate principali che vanno da alcuni metri alla decina di metri. L'insieme di questi movimenti ha determinato, nelle parti frontali delle porzioni dislocate, numerosi colamenti di grandi quantità di detrito e rotolamento di massi, anche di

notevole volume (4000 m³), che hanno talora raggiunto il fondovalle (fig. 7).

2) La zona B (180.000 m²) è circoscritta da una serie di scarpate perimetrali abbastanza ben definite che si erano già aperte chiaramente perlomeno durante l'evento del 1953. La geometria delle scarpate, piuttosto definita e rettilinea, lascia presupporre che i movimenti dislocativi si siano sviluppati prevalentemente lungo superfici piane (scistosità), condizionati dai due principali sistemi di fratturazione.

Si può stimare che l'entità degli abbassamenti, durante l'aggravamento del 1953, lungo le principali scarpate di frana sia dell'ordine di 3-4 m.

L'insieme di questi movimenti ha determinato, per processi di richiamo a monte, oltre che il ribaltamento e rotolamento di alcuni grossi massi, anche una serie di lesioni alle condotte forzate ed ai relativi blocchi di ancoraggio, nonché al piano inclinato.

3) La zona A è caratterizzata da elementi morfologici meno definiti. Per essa, interessata da movimenti minori nella parte superiore e più accentuati movimenti di richiamo nel settore inferiore, non è possibile definire né tipologia né entità dei movimenti. È stata considerata come zona di transizione tra aree in cui sono manifesti esclusivamente processi deformativi ed aree in cui si sono già sviluppate superfici di rottura.

Il profilo longitudinale del versante (fig. 12) è caratterizzato da ondulazione a grande scala e mostra forme di rigonfiamento, senza però raggiungere l'espressione tipica del settore di Ronchi. Molti caratteri morfo-strutturali ben visibili nel settore di Perebella, qui cominciano ad essere nascosti dallo scompaginamento dell'ammasso roccioso, a causa del più avanzato stadio di evoluzione del fenomeno. Pur tuttavia gli stessi blocchi mantengono localmente una posizione allineata secondo i principali sistemi di discontinuità.

Caratteristiche cinematiche

Nell'evoluzione dell'intero versante (Ronchi, Perebella, Bertodasco) sembra aver giocato un ruolo predominante la «*bastionata*» rocciosa presente alla base del pendio. È probabile che questa svolga una funzione di struttura di contenimento, infatti:

- il settore **Ronchi**, dove essa è mancante, probabilmente per avvenuto cedimento, risulta sede di un antico fenomeno franoso molto evoluto e di vaste dimensioni;

- il settore **Bertodasco**, dove la *bastionata* rocciosa è presente ma disarticolata in più punti e smantellata localmente, è soggetto tuttora a movimenti franosi interessanti l'intero pendio;

- il settore **Perebella**, che separa i precedenti, riconducibile ad una fase iniziale di sviluppo, evi-



Fig. 7. Porzione frontale-inferiore della zona C del settore di Bertodasco. Al centro dell'immagine è evidente il contatto tra substrato roccioso e la sovrastante massa detritica in movimento. Alcune centinaia di metri più in basso è posta la strada di fondovalle difesa, in questo punto, da una galleria paramassi.



Fig. 8. Vista aerea della parte media del settore di Perebella con, in evidenza, i due principali sistemi di fratturazione presenti nell'area e diretti circa N-S ed E-W. Su quest'ultimo, diretto verso l'osservatore, si manifestano i movimenti deformativi più evidenti con creazione di scarpate in contropendenza.

denza una generale integrità della compagine rocciosa posta alla base del pendio.

Focalizzando l'attenzione al settore di Bertodasco interessato da movimenti significativi negli ultimi 50 anni, ma documentati anche all'inizio del XVIII secolo, si può affermare che esso è sede di processi di instabilità palesi e ben riconosciuti da tempo.

L'analisi della tipologia cinematica dei movimenti e l'esame delle ricorrenti notizie storiche hanno consentito di individuare il settore di Bertodasco come quello più suscettibile di evoluzione catastrofica.

I movimenti riconosciuti possono essere definiti come l'evoluzione di un lento e continuo movimento deformativo, in conseguenza del quale si sono determinati fenomeni di accelerazione dei movimenti, con sviluppo di superfici di rottura continue, anche profonde.

Esiste infine un aspetto tutt'altro che trascurabile riguardante lo sviluppo di processi di ribaltamento, crollo e rotolamento a valle di singoli massi localizzati e spesso anche di volumi rocciosi di grandi dimensioni. Il vasto e complesso fenomeno gravitativo, che si manifesta con tipologie e dinamiche di movimento molto differenziate su

tutto il versante meridionale della dorsale spartiacque Orco-Piantonetto e in parte su quello settentrionale sovrastante la frazione di Villanova, determina, anche in relazione alla morfologia del pendio, condizioni favorevoli allo sviluppo di questi processi lungo buona parte della fascia medio-bassa del versante. Il settore di versante in cui si sviluppano più frequentemente i processi di ribaltamento, crollo e rotolamento a valle di volumi rocciosi di notevoli dimensioni è quello di Bertodasco. L'innescò di questi processi, come accennato in precedenza, è direttamente connesso ai movimenti di lento scivolamento gravitativo ed alle sue fasi di accelerazione. Singoli volumi rocciosi tendono a ribaltarsi e, quando sono situati sull'orlo di tratti di versante a pendenza elevata, si innesca il processo di rotolamento a valle. È quanto succede a monte dell'abitato, dove in passato grandi massi sono rotolati fino a ridosso delle case, ma soprattutto lateralmente ed a valle di questo, raggiungendo le sottostanti frazioni di Grumel e Rosone.

Il ribaltamento e crollo di massi, accompagnati dal collasso di consistenti porzioni di versante trasformatesi in colate di detrito e fango, si sono verificati sull'orlo superiore delle pareti sottostan-

ti Bertodasco, coinvolgendo gravemente la strada statale di fondovalle.

L'altro settore interessato da processi di ribaltamento, crollo e rotolamento è quello del versante rivolto a settentrione, sopra Villanova.

Frane per crollo, anche se con minore frequenza, hanno interessato le pareti rocciose sovrastanti il tratto di versante che si estende dalla galleria paramassi, lungo la strada statale di fondovalle, fino a Fornolosa. Questa fascia di pareti rocciose è tagliata in modo piuttosto intenso dai numerosi sistemi di frattura riconosciuti. Molte di queste fratture, di aspetto palesemente fresco, tagliano e dislocano strutture da modellamento glaciale, avvalorando l'ipotesi del coinvolgimento di questo settore nel processo deformativo profondo del versante. Le cause del distacco, oltre a quelle citate, potrebbero essere generalmente attribuibili a fenomeni di variazioni climatiche (gelo-disgelo e piogge intense) ed ad eventuali sollecitazioni dinamiche conseguenti a scosse sismiche, peraltro già verificate in passato.

La carta dell'assetto morfostrutturale allegata contiene dati relativi all'evoluzione gravitativa del versante, ricavati dal confronto di foto aeree eseguite in periodi diversi.

Litologia

In base a dati disponibili, il versante in cui si sviluppa la frana di Rosone risulta costituito da gneiss ortoderivati più o meno intensamente laminati e da subordinati micascisti cloritici (o almeno ritenuti tali all'osservazione mesoscopica). In questo settore si riscontra una scistosità pervasiva con immersione verso S-SE, ritenuta generata da un piegamento isoclinali, in posizione di piano assiale. Non sono disponibili sezioni sottili.

Da sottolineare il rinvenimento, in altri settori del massiccio, di *micascisti argentei* a quarzo-clorite-cloritoide-talco-fengite, sotto forma di corpi lentiformi intercalati concordemente entro gli ortogneiss (Dal Piaz & Lombardo, 1986).

Dati strutturali

Il quadro geologico-strutturale dell'area è relativamente semplice: affiorano generalmente gneiss granitoidi e gneiss occhiadini, a grossi idiolblasti. Localmente si presentano facies a scistosità più marcata, messe in evidenza da un aumento di muscovite e biotite; talora affiorano livelli di micascisti, più raramente cloritoscisti. La scistosità principale risente della giacitura periclinale del massiccio che, in quest'area, ha un'immersione media sui 155° , con inclinazione di 35° . L'insieme di queste bancate è successivamente tagliato da due sistemi principali di fratturazione, ortogonali fra loro e subverticali, con direzione circa E-W e N-S (fig. 8).

4. CLIMATOLOGIA ED IDROGEOLOGIA

4.1. Climatologia

In un lavoro di F. Capello (1963) si trovano le elaborazioni dei dati nivo-pluviometrici relativi agli anni compresi fra il 1921 ed il 1950 nelle valli di Lanzo ed in valle dell'Orco.

Dall'osservazione della carta delle isoiete, si ottiene che per tale periodo le precipitazioni piovose medie annuali sono state all'incirca di 1200 mm nel settore intermedio della valle dell'Orco (stazioni di Noasca e Fornolosa: rispettivamente 1240 e 1235 mm).

Le precipitazioni aumentano spostandosi verso valle e diminuiscono verso monte e verso nord. Un massimo di piovosità (1500 mm di pioggia) si situa in corrispondenza della Valchiusella ed un minimo (1100 mm) in corrispondenza della stazione di Ceresole (alta valle dell'Orco). La piovosità è minima nei mesi di dicembre, gennaio, febbraio e marzo. Il Capello, sulla base dei valori delle temperature, ottiene tabelle in cui è riportato, per ogni mese dell'anno del periodo indagato (1951-52 / 1961-62), il numero di giorni con gelo discontinuo, ovvero i giorni in cui le coppie di temperature massime e minime diurne si alternano rispettivamente al di sopra ed al di sotto dello zero, essendo i fenomeni crioclastici dipendenti da questa oscillazione positiva e negativa.

Oltre i 1000 metri di altitudine sono almeno 5 (da novembre a marzo) i mesi in cui le temperature oscillano sopra e sotto lo zero, ed in cui si verifica perciò l'azione di crioclastesi.

Per quanto riguarda la durata della permanenza della neve al suolo, nel periodo compreso fra il 1929 ed il 1948 si è riscontrata una durata media di 18 pentadi (90 giorni) a Rosone (714 m di quota); nella fascia altimetrica compresa fra i 1000 ed i 1250 m (Bertodasco: 1175) essa varia dalle 10 alle 20 pentadi (50-100 giorni), mentre nella fascia compresa fra i 1250 ed i 1500 m (Perebella: 1339 m) essa varia fra le 20 e le 25 pentadi (100-125 giorni).

Bisogna comunque tenere presente che tale durata varia anche in funzione dell'esposizione del versante e che i valori riportati da Capello sono ottenuti effettuando una media di valori ricavati da 21 stazioni nivometriche disperse fra la Val di Susa e la Val Chiusella.

Per quanto riguarda la dinamica del torrente Orco nell'ambito vallivo e più in particolare in corrispondenza di Rosone, non risulta possibile evidenziare delle tendenze particolari che possano in qualche modo influenzare il cinematismo della frana.

4.2. Condizioni di alimentazione

Pluviometria

Bacino di alimentazione. Il bacino dell'alta Valle dell'Orco sotteso a Rosone risulta caratterizzato da una superficie planimetrica di circa 145 km², in parte glacializzato.

La superficie dell'area instabile, interessata dalla deformazione gravitativa profonda, è di circa 5,5 kmq, e occupa l'intero versante dal fondovalle alla cresta.

Punti di misura. I dati provengono dalla Banca Dati Pluviometrica della Regione Piemonte. Per la caratterizzazione del regime pluviometrico del tratto vallivo in corrispondenza della deformazione gravitativa profonda di Rosone, si è fatto riferimento ai dati raccolti presso la stazione pluviometrica di Rosone (quota 715 m), per il periodo 1938-80. Dal 1990 è in funzione la stazione pluviometrica e termometrica di Bertodasco (quota 1120 m).

Valori. I grafici rappresentativi dei dati raccolti e delle elaborazioni statistiche effettuate sono presentati nelle figure 9a, 9b. I dati forniti non consentono di differenziare le precipitazioni piovose da quelle nevose.

Regime. La piovosità media annuale è stata calcolata su di un periodo di 42 anni, compreso fra il 1938 ed il 1980. Il valore ottenuto (circa 1200 mm) è riferibile al centro abitato di Rosone posto a circa 700 m di quota alla base del versante in frana. Sulla base del confronto di cartine delle isoiete ottenute sia con valori medi annuali (Capello, 1963) sia riferiti a singoli episodi (Anselmo et al., 1971) la distribuzione della piovosità presenta un massimo posto nell'intorno del settore medio della valle principale.

Grazie al confronto fra medie mensili delle precipitazioni e numero medio dei giorni di pioggia, ottenuto nel medesimo periodo 1938-80 (fig. 9b) è stato possibile caratterizzare il regime pluviometrico ed il suo variare al passaggio delle diverse stagioni. Poiché i dati forniti associano i valori di acqua da neve fusa ai valori di acqua piovana verrà cautelativamente considerato come sicuramente piovoso il periodo compreso fra maggio ed ottobre.

Maggio: presenta il maggiore valore mensile di piovosità (160 mm) ed il maggior numero medio di giorni piovosi (12); i massimi valori cumulati di precipitazione vengono raggiunti in tre o quattro giorni di precipitazione (sino a circa 195 mm).

Giugno: progressiva diminuzione della piovosità e del numero di giorni piovosi.

Luglio: è il periodo più secco dell'anno.

Agosto: progressivo aumento di entrambi i valori.

Settembre: progressivo aumento della piovosità

accompagnata da una diminuzione del numero medio di giorni piovosi: si osserva cioè una tendenza alla formazione di intensi rovesci di durata relativamente limitata.

Ottobre: la media mensile delle precipitazioni è analoga a quella di maggio (155-160 mm), mentre il numero medio dei giorni piovosi rimane relativamente contenuto, confrontabile con quello dei mesi estivi (7-8 giorni). Si accentua pertanto la tendenza alla formazione di precipitazioni piovose intense.

Da tali considerazioni risulta possibile ricavare una caratterizzazione stagionale della piovosità, non essendo ovviamente separati da limiti netti i valori ottenuti mese per mese.

Nivometria

Bacino di alimentazione. Il settore di Bertodasco si sviluppa altimetricamente entro una quota compresa fra i 1000 ed i 1400 m; l'esposizione a Sud del versante e la quota massima raggiunta dalla frana non dovrebbero permettere condizioni di innevamento molto superiori rispetto a quelle del fondovalle, né un perdurare della neve al suolo di molto superiore: ciò risulta comprovato del resto dalle temperature relativamente elevate registrate dalla stazione termometrica di Bertodasco.

Punti di misura. I dati sono stati rilevati presso la stazione di Rosone, posta a 715 m di quota, per un periodo compreso fra il 1965 ed il 1979 (Archivio dei Dati Nivometrici della Regione Piemonte).

Valori. Il valore massimo di innevamento registrato a Rosone è di circa 1 m (febbraio 1974), quello minimo di circa 10 cm (inverno 1966), mentre in media si raggiungono 35 cm circa.

Nel 30 % dei casi considerati, lo spessore della neve al suolo si annulla durante il mese di aprile; lo spessore massimo registrato in tale periodo risulta di 12 cm (aprile '76). Nel 50% dei casi considerati ciò avviene durante il mese di marzo: lo spessore massimo della neve al suolo registrato a Rosone in tale periodo è di circa 75 cm (marzo 1974). Nei restanti casi la neve al suolo scompare almeno un mese prima della fine dell'inverno.

Il versante sovrastante il settore Ronchi sfiora i 2000 m di quota. Come rappresentativi della quantità e della persistenza della neve in tale punto si possono considerare i dati forniti dalla stazione nivometrica posta a 1900 m di quota presso il lago Teleccio. A tale quota la neve risulta ancora presente in maggio nell'80% dei casi considerati (1965-1979), con spessori anche considerevoli (161 cm di media nel maggio 78).

In concomitanza con il verificarsi delle piogge primaverili si verifica un intenso e veloce processo di fusione del manto nevoso; il corpo di frana

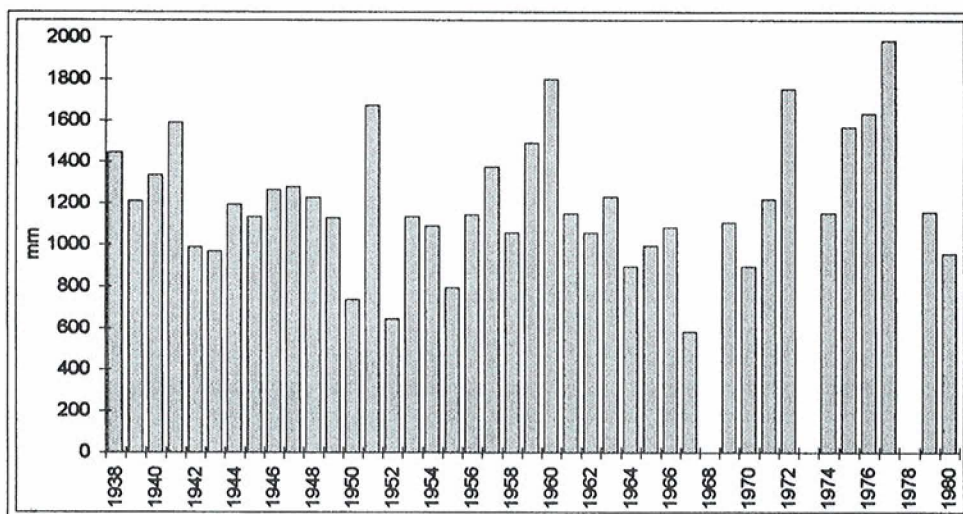


Fig. 9a. Istogramma delle precipitazioni annuali presso Rosone (1938-1980).

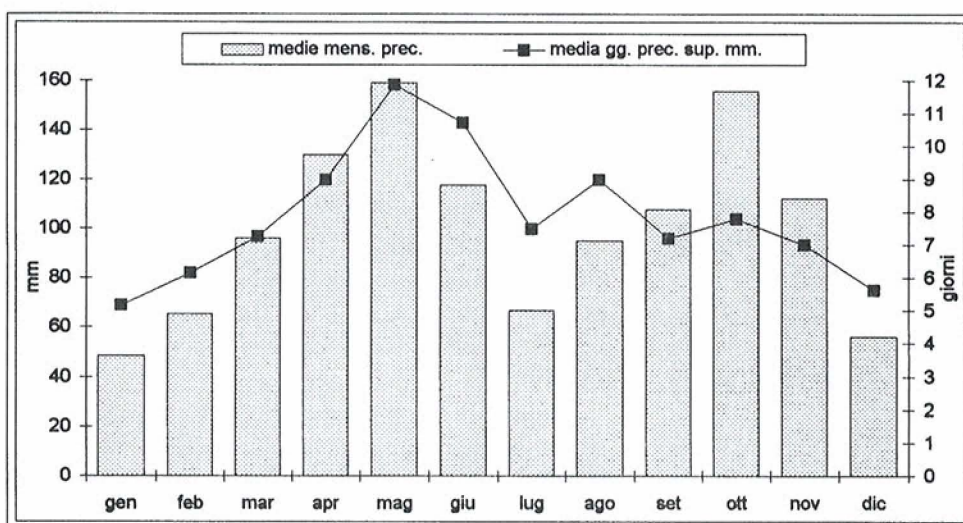


Fig. 9b. Rapporto tra medie mensili dei giorni piovosi e medie mensili delle precipitazioni nel periodo 1938-1980 (la neve è espressa come acqua equivalente).

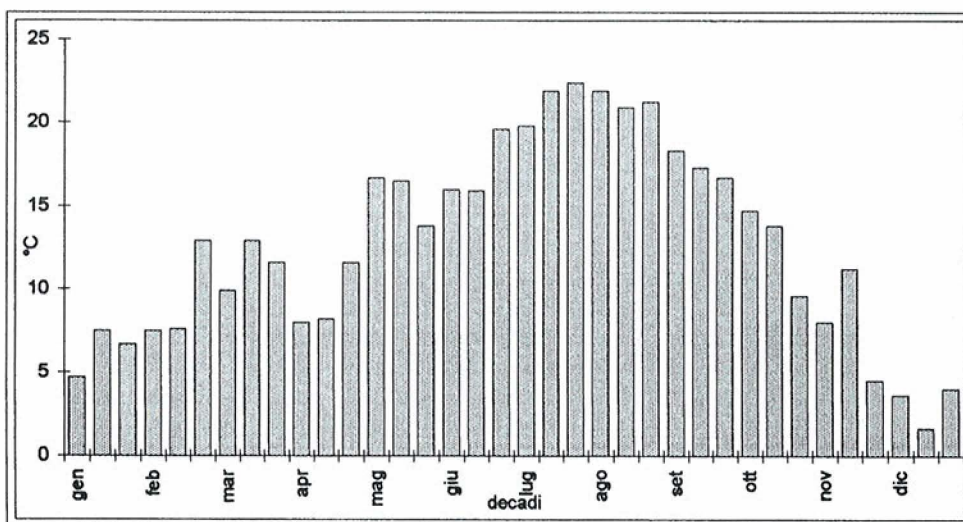


Fig. 9c. Temperature decadiche medie a Bertodasco (1120 m s.l.m.).

raccoglie perciò in questo periodo un elevato quantitativo di acqua.

Portate dei corsi d'acqua

Non è stato possibile ottenere precise misurazioni in relazione alla portata del torrente Orco in corrispondenza di Rosone. Tuttavia sulla base di uno studio condotto dal Settore per la Prevenzione del Rischio Geologico Meteorologico e Sismico della Regione Piemonte, in relazione alla possibilità di formazione di un lago di sbarramento per opera dell'accumulo di frana, è stata supposta una portata di 15 m³/s, che risulta essersi verificata e mantenuta più volte nel mese di giugno durante il periodo considerato (1956-1972). Tale valore, apparentemente contenuto, risulta in effetti decurtato della frazione intercettata dalla diga di Ceresole, posta 15 km più a monte.

Tuttavia in corrispondenza di uno scenario di totale crisi della rete idrografica si può ipotizzare che dallo scaricatore di fondo e dagli sfioratori della diga potrebbero essere rilasciati ingenti volumi idrici nell'alveo del torrente Orco.

A titolo di esempio pare opportuno sottolineare che il 25 e il 26 settembre 1947 transitarono a valle della diga 275 m³/s e per i 25 giorni successivi la portata del torrente Orco si mantenne pari a 115 m³/s.

Temperature

Nonostante l'esiguità dei dati disponibili (Annale Meteorologico, 1990), l'analisi delle temperature medie decadiche presso la stazione meteorologica di Bertodasco permette di evidenziare, almeno per quanto riguarda il limitato periodo preso in considerazione, come già a partire dalla terza decade di febbraio si registrino temperature medie comprese fra i 10 ed i 15°C, che, tenuto conto anche della favorevole esposizione del versante, determinano la predisposizione ad uno scioglimento precoce del manto nevoso (fig. 9c).

4.3. Condizioni d'infiltrazione

Altezza, pendenza, esposizione. Il dislivello del versante interessato da movimento gravitativo profondo (dal settore Ronchi al settore Bertodasco) è di 1400 m: da quota 760 m a quota 1900 m circa.

Dal punto di vista altimetrico, il settore Bertodasco può essere così schematizzato:

- Zona A: da quota 1560 m a quota 1400 m circa;
- Zona B: da quota 1400 m a quota 1160 m circa;
- Zona C: da quota 1160 m a quota 900 m circa.

L'esposizione dell'intero versante è rivolta verso S-SEst.

Non sono disponibili carte della pendenza, la pendenza media del settore orientale (Bertodasco) è circa 27°.

Copertura vegetale. La zona «C» e la zona «B» sino a circa quota 1250 sono occupate dal bosco; per il resto del corpo di frana la vegetazione è arbustiva o assente.

Permeabilità del sottosuolo

Come indicato nel paragrafo 3.2., la divisione in zone geomorfologicamente omogenee implica un diverso comportamento di infiltrazione dell'acqua. Anche da questo punto di vista, si possono riconoscere le tre zone a permeabilità diversa:

Ronchi: areale caratterizzato da superficie detritica a grossi blocchi. Ciò significa, da un punto di vista idraulico, che la permeabilità totale è essenzialmente di tipo secondario.

Perebella: in questo settore il fenomeno gravitativo profondo si trova ad uno stadio iniziale. Nella parte alta si trova inoltre un campo detritico di copertura che porta ad una maggiore infiltrazione dell'acqua.

Bertodasco: in questo settore lo stadio evolutivo del fenomeno è intermedio e l'assetto strutturale è variabile. Dal punto di vista della permeabilità, le tre zone mostrano un *disordine* della struttura via via crescente verso il piede, con conseguente aumento della permeabilità secondaria. Di contro procedendo verso valle la permeabilità primaria diminuisce.

Reticolo idrografico

Sulla superficie del corpo di frana è assente una rete di deflusso superficiale; a lato del margine orientale si ritrovano invece alcune incisioni.

4.4. Sorgenti

Presso Bertodasco (settore B) e presso Perebella sono presenti due sorgenti perenni. Al piede del corpo di frana ed in corrispondenza del margine sinistro sono presenti alcune sorgenti temporanee.

4.5. Ipotesi sulla circolazione sotterranea

Acquiferi

Al momento non si possono fare delle ipotesi realistiche sulla presenza e disposizione degli acquiferi.

Circolazione preferenziale

Non sono disponibili prove sulla circolazione sotterranea eseguite con traccianti. Un'ipotesi comunque sulla circolazione si può fare notando che le sorgenti sono allineate secondo due direzioni preferenziali: lungo il margine inferiore della zona B del settore Bertodasco e lungo il margi-

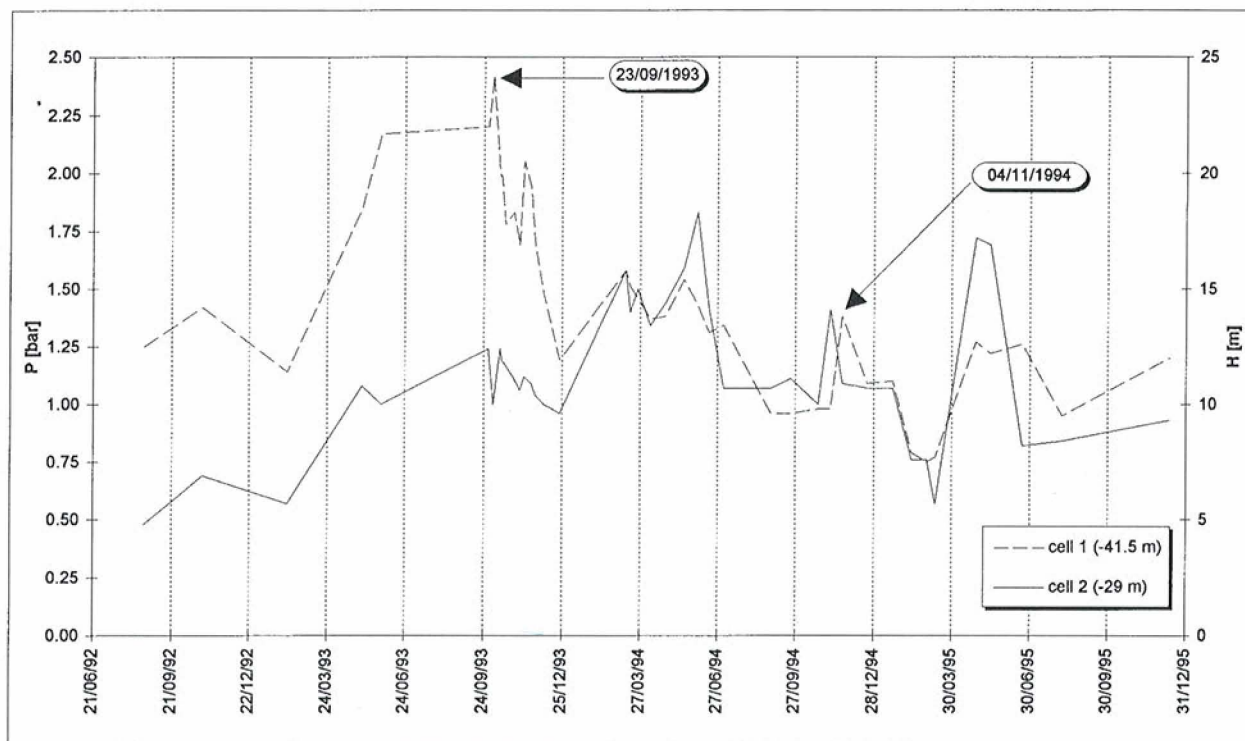


Fig. 10. Andamento della pressione piezometrica misurata a Bertodasco. I due picchi di intensità corrispondono ai due eventi alluvionali del Settembre 1993 e del Novembre 1994.

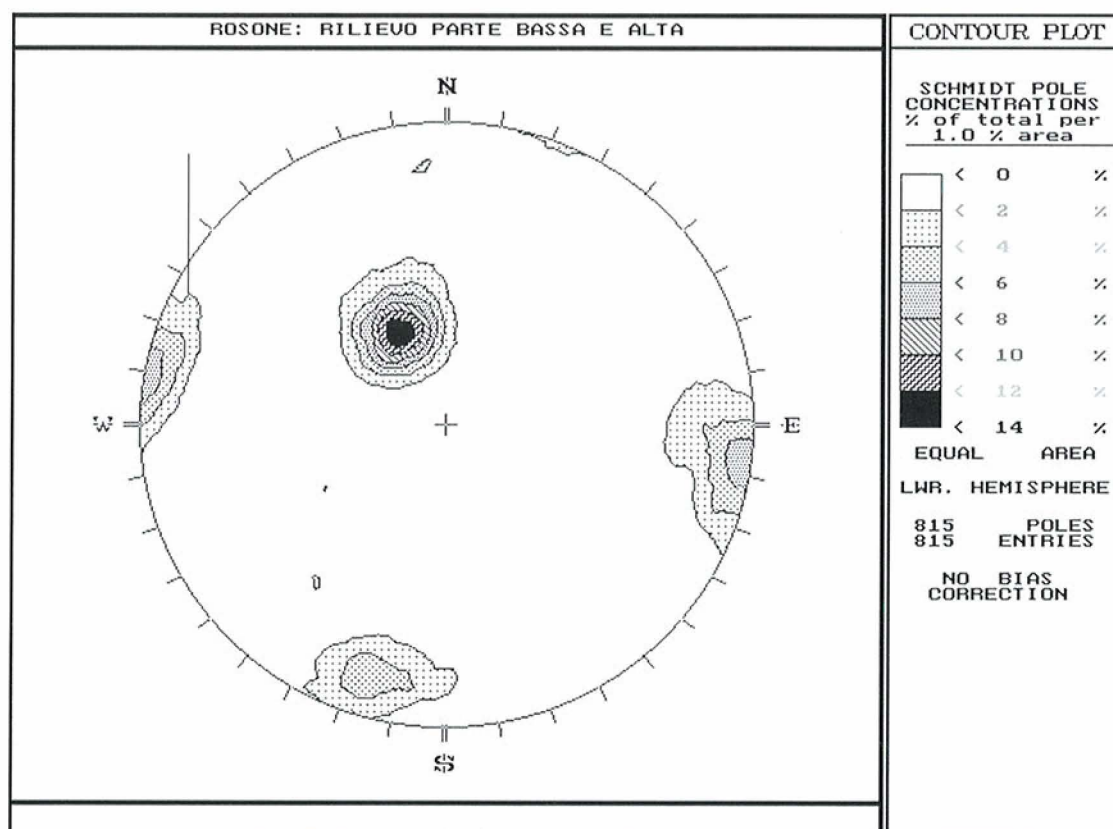


Fig. 11. Rappresentazione stereografica dei poli delle principali discontinuità.

ne inferiore della zona C sempre del settore Bertodasco. Ciò fa pensare ad una circolazione preferenziale dell'acqua in corrispondenza della superficie di scivolamento.

Misure piezometriche

Sono stati realizzati due fori a distruzione di nucleo nel 1991, attrezzati con piezometri. L'individuazione della superficie piezometrica è stata possibile grazie all'interpretazione dei risultati dei sondaggi.

Nel foro A1 bis sono installate 2 celle piezometriche: la cella 1 alla profondità di -41.50 m, la cella 2 a -29 m. Dall'analisi dei dati (fig. 10) si possono trarre alcune considerazioni:

- l'andamento delle pressioni piezometriche induce a pensare che ci siano due acquiferi, poiché le due celle dello stesso foro poste a profondità diverse hanno valore simile di pressione;

- i picchi di intensità evidenziati nel diagramma corrispondono a due eventi alluvionali verificatisi nel settembre 1993 e nel novembre 1994. I picchi locali si registrano nella tarda primavera, in corrispondenza dello scioglimento delle nevi e quando i giorni piovosi sono più frequenti.

- la cella 1, più profonda, mostra che l'ammasso ha un tempo di scarico decisamente inferiore rispetto alla superficie; probabilmente ciò è dovuto alla permeabilità secondaria.

- è possibile che la cella 2, essendo posta nell'intorno della superficie di scivolamento, risenta in maniera determinante dei movimenti, i quali provocano una ridistribuzione delle pressioni dell'acqua.

Nel foro A2 bis è installata una sola cella piezometrica a fondo foro (-46.50 m). In tutte le misure eseguite risultano valori di pressione pari a 0 bar.

Valutazione dei costi

La tabella seguente vuole dare semplicemente un ordine di grandezza sul costo di installazione e manutenzione della rete di piezometri all'epoca della installazione (1990). I costi sono espressi in Lire Italiane.

Esecuzione foro	200.000/m
Piezometri	600.000 cad.
Centralina	1.500.000 cad.
Cavo	3.500/m

Note. I piezometri hanno subito un innalzamento nel periodo immediatamente successivo a quello dell'evento alluvionale: la loro risposta è stata quasi immediata poiché il 5/10/93 l'aumento di pressione dell'acqua è stata di 0,22 bar, mentre il tempo necessario al ritorno ai valori di partenza è stato decisamente più lungo. Inoltre le altezze piezometriche dalla lettura del marzo 1994 al successivo aprile non sembrano abbiano avuto l'apporto della fusione delle nevi. Infatti come si può notare dalla tabella seguente in 12 giorni la neve nella zona del piezometro è passata da 60 cm a zero, senza un corrispondente aumento dell'altezza dell'acqua.

<i>data</i>	<i>neve zona piezom.</i>	<i>neve zona Perebella</i>	<i>pressione cella 1</i>	<i>pressione cella 2</i>
10-3-94	60 cm	130 cm	1.58 bar	1.58 bar
15-3-94	10 cm	80 cm	1.51 bar	1.40 bar
22-3-94	0 cm	30 cm	1.46 bar	1.50 bar
08-4-94			1.37 bar	1.34 bar

5. TECNICHE DI RICONOSCIMENTO MESSE IN OPERA E CARATTERIZZAZIONE GEOMECCANICA

5.1. Caratterizzazione geomeccanica

Dal 1985 ad oggi è stata eseguita una sistematica campagna conoscitiva dell'ammasso roccioso interessato dai movimenti.

Le metodologie impiegate sono state:

1. Rilievo in superficie;
2. Descrizione del materiale proveniente dai sondaggi;
3. Prove di laboratorio.

All'interno di esse, si è cercato, per quanto possibile, di descrivere indipendentemente l'uno dall'altro ciò che riguarda:

- discontinuità;
- roccia intesa come materiale;
- ammasso roccioso.

A completamento della caratterizzazione si sono inoltre eseguiti:

- rilievo televisivo in foro;
- misure di spostamento superficiale.

I sistemi di discontinuità principali sono tre, le giaciture dei quali sono le seguenti (fig. 11):

SS	Imm: 154°	Incl: 34°
S1	Imm: 203° Imm: 15°	Incl: 86.3° Incl: 68.0°
S2	Imm: 100° Imm: 277°	Incl: 85.0° Incl: 79.6°

Di seguito si riporta una tabella riassuntiva relativa alle principali caratteristiche delle discontinuità e della roccia intatta:

	Valore
peso unità di volume γ [$\alpha\text{N}/\text{m}^3$]	26.5
resistenza a compr. mon. Co [MPa]	110
angolo di attrito di base ϕ_b [°]	34
JRC	11
JCS [MPa]	75

5.2. Misure di spostamento superficiali

Dal novembre del 1953 si è iniziata una campagna di misure periodiche, atte a verificare l'e-

voluzione degli spostamenti dell'asse della condotta forzata. Mediante la collimazione di vertici topografici posti sui blocchi di ancoraggio della condotta forzata si riescono ad individuare eventuali spostamenti in direzione perpendicolare all'asse della condotta. A causa della non eccessiva precisione del metodo, dall'ottobre del 1980 il sistema di controllo degli spostamenti superficiali mediante allineamento è stato sostituito da triangolazione topografica. La rete di triangolazione, comprende i seguenti vertici dei blocchi di ancoraggio, come da planimetria di figura 13: V0, V1, V2, V2 bis, V3, V3 bis, V4.

Allineamento

Da un diagramma dell'Azienda Elettrica Metropolitana del 1959 (fig. 12a), nel quale sono riportati i movimenti perpendicolari alle condotte forzate dal 1953 al 1971, si vede che il vertice V2 bis dal novembre al dicembre 1953, periodo durante il quale sono avvenuti significativi movimenti, presenta una velocità di circa 25 mm/mese. La velocità diminuisce dal dicembre 1953 al giugno 1955, mantenendosi mediamente sui 10 mm/mese. In seguito per più di due anni la velocità è decisamente bassa (1.7 mm/mese) fino all'agosto 1957 quando si ha un brusco aumento della pendenza (7.5 mm/mese) fino al febbraio 1958, data in corrispondenza della quale ritorna ad essere molto blanda. Da ricordare che in occasione dei movimenti del 1957, la frazione di Bertodasco è stata evacuata e la condotta in corrispondenza del vertice V2 bis ha risentito di tali movimenti anche se sicuramente in maniera minore che nel 1953. Dopo tale periodo e fino all'agosto 1971 la pendenza ritorna ad avere valori bassissimi. Anche il vertice V2 ha risentito di tali movimenti, essendosi mosso di 7 cm in 5 mesi ed attestandosi immediatamente dopo a velocità decisamente modeste. Gli altri vertici non mostrano dei grandi cambiamenti di velocità degli spostamenti.

Le operazioni di allineamento topografico sono continuate in modo saltuario e non affidabile fino al 1980, anno in cui si è cominciato ad eseguire triangolazioni topografiche, che danno una precisione decisamente superiore. Tuttavia si è pensato di riportare le misure di allineamento in corrispondenza degli eventi storici più significativi per la vita della frana, cioè il periodo che va dal 1953 al 1960.

	ΔS [mm]	ΔT [mesi]	Vmedia [mm/mese]	Vmedia [mm/mese]	Periodo misure
V2	110	80	1.4	0.11	11/53 - 6/60
V2 bis	345	80	4.3	0.36	11/53 - 6/60
V3	170	80	2.1	0.18	11/53 - 6/60
V3 bis	70	80	0.9	0.1	11/53 - 6/60

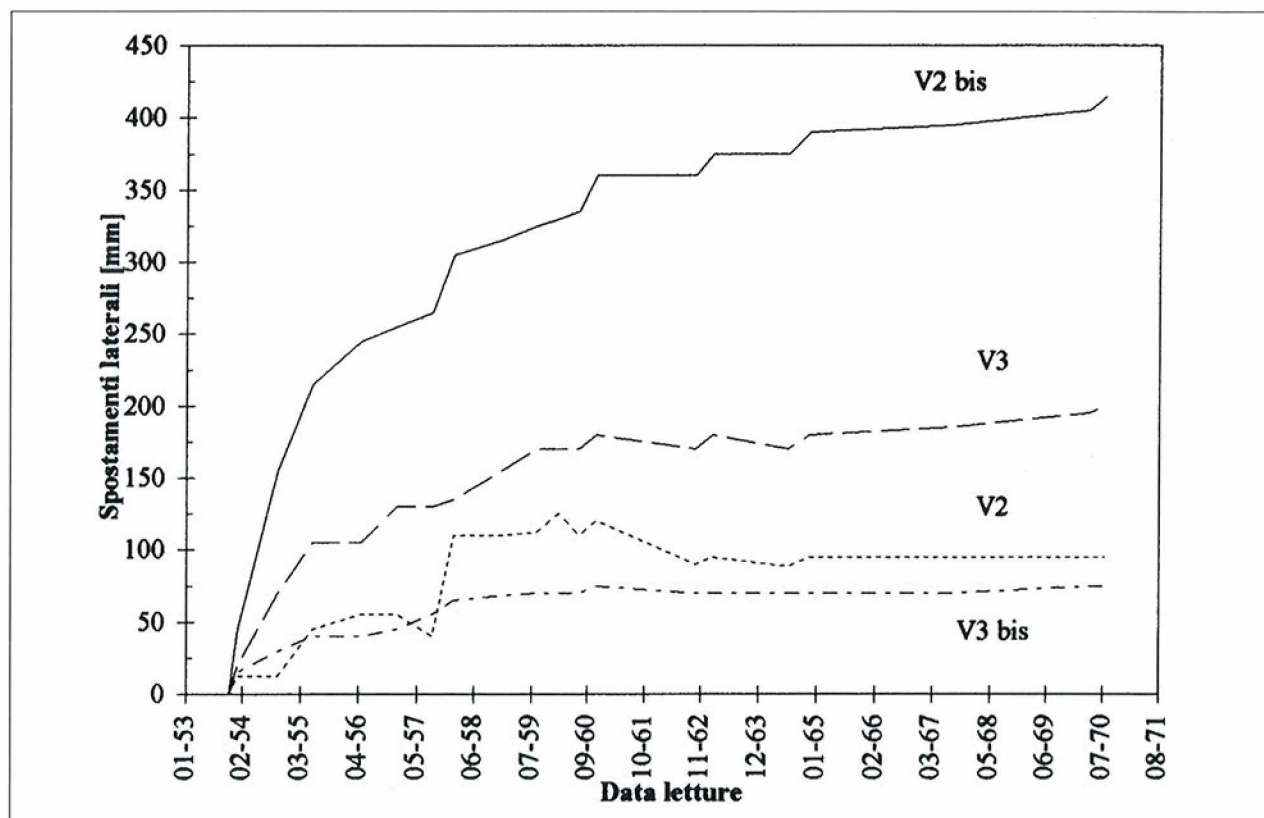


Fig. 12a. Spostamenti laterali dei blocchi di ancoraggio ottenuti mediante allineamento (1953-1971).

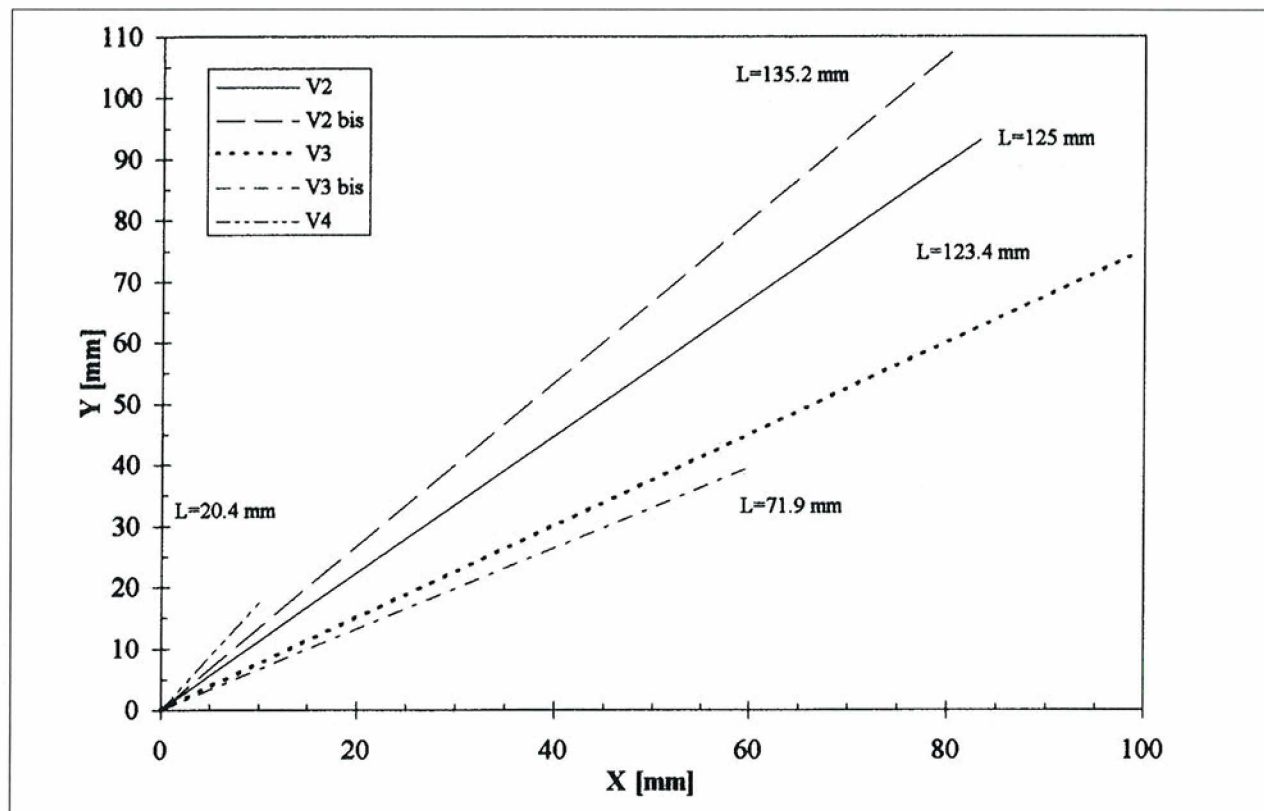


Fig. 12b. Risultanti vettori spostamento applicati nei blocchi di ancoraggio, ottenuti mediante triangolazione.

Triangolazione

Dall'esame della figura 12b, si può notare:

- L'entità del vettore spostamento applicato sul vertice del blocco di ancoraggio è superiore a quella rilevata con gli inclinometri;
- Il blocco V2 bis, controllato anche altimetricamente, si è abbassato di circa 8 cm;
- Il periodo di osservazione va dal 18/5/81 al 16/10/93.

	Spostamento [mm]	Direzione rispetto al Nord [°]	Vmedia [mm/anno]
V2	125	277	10.4
V2 bis	135	272	11.3
V3	123	288	10.3
V3 bis	72	292	5.9
V4	20	265	1.7

6. MONITORAGGIO

6.1. Misure inclinometriche

Metodologia e strumentazione

Sono state realizzate due reti di fori attrezzati con tubi inclinometrici a 4 guide direzionali che permettono la lettura di inclinazione con sonda inclinometrica mobile ad intervalli di 0.50 m. Nella figura 13 è riportata l'ubicazione dei sondaggi attrezzati con sonde inclinometriche, rappresentati dalla serie 101-104 e A1-A4, messe in opere rispettivamente nel 1984 e nel 1991.

La lettura viene eseguita ad intervalli di qualche mese, non essendoci l'acquisizione automatica in continuo dei dati. I dati, provenienti dall'Azienda Energetica Metropolitana (A.E.M.), sono stati rielaborati verificandone la coerenza interna e l'attendibilità.

Presentazione dei risultati

In figura 14 è riportata per ogni foro la risultante dei movimenti inclinometrici, su un piano *profondità vs spostamento*.

Si è inoltre valutato, per ogni foro, la variazione della posizione di massimo spostamento con la profondità nel tempo e la variazione dell'azimut del foro dalla profondità del punto di spostamento massimo fino alla bocca foro.

Valutazione dei costi

La tabella seguente vuole dare semplicemente un ordine di grandezza del costo di installazione e manutenzione della rete di inclinometri. I costi sono espressi in Lire Italiane.

Installazione tubo inclinometrico	100.000/m
Lecture ed interpretazione	32.000.000/anno

Note

I risultati ottenuti dalle misure inclinometriche presentano una buona affidabilità, poiché si sono eseguiti confronti puntuali con quanto ricavato dalle perforazioni di sondaggio e dal rilievo televisivo in foro.

Nella tabella di pagina seguente sono riportate tutte le informazioni relative agli inclinometri e ai fori. Nella colonna degli spostamenti in superficie, per i fori 101, 102, 103 e 104 è riportato, a titolo di confronto, anche lo spostamento avvenuto da quando sono operativi gli inclinometri nei fori A1, A2, A3 e A4 (11/12/91).

Nelle deformate dei singoli inclinometri, il flesso più pronunciato indica la profondità alla quale avviene il movimento principale. In tutti gli inclinometri installati il flesso è facilmente individuabile.

Analizzando la descrizione dei sondaggi alle profondità indicate dalle superfici di scivolamento evidenziate dagli inclinometri, si nota che in corrispondenza dei flessi esiste sempre un livello di materiale sciolto argillo sabbioso dotato di scadenti caratteristiche meccaniche. L'individuazione di tali livelli ha consentito di scegliere la profondità alla quale spingere lo scavo dei fori piezometrici e la collocazione delle celle piezometriche.

7. STATO ATTUALE DELLA MODELLAZIONE

7.1. Tratti generali del fenomeno di instabilità

Le considerazioni di tipo morfostrutturale presentate nelle sezioni precedenti consentono di fare alcune riflessioni che portano alla proposizione di modelli di tipo geometrico, cinematico, idraulico, geomeccanico.

7.2. Modello geometrico

Nota l'estensione planimetrica delle zone A, B e C, è stato possibile stimare i volumi di roccia potenzialmente instabili per mezzo della valutazione della posizione della superficie di instabilità; le misure inclinometriche indicano, in corrispondenza del flesso nella curva degli spostamenti, per le tre zone una profondità di:

- Zona A: da 30 m a 72 m
- Zona B: 46 m
- Zona C: 39 m

La posizione del flesso coincide con il passaggio da una zona di roccia più sciolta ad una più competente, come indicato nei risultati relativi al recupero di carotaggio nei sondaggi ed interessa uno strato (variabile da pochi centimetri a decine di centimetri) di materiale sciolto a debole com-

	<i>Tipo di perforazione</i>	<i>Profondità [m]</i>	<i>Data inizio misure</i>	<i>Profondità superficie di taglio [m]</i>	<i>Max. (°) spostamento in superficie [mm]</i>	<i>Azimut medio [gradi]</i>
A1	carotaggio continuo	102.20	12-12-91	38.98	121.8	292
A2	carotaggio continuo	120.00	12-12-91	45.72	77.2	277
A3	carotaggio continuo	100.00	12-12-91	71.31	chiuso	
A4	carotaggio continuo	120.00	12-12-91	30.00 47.54	38.7	293
101	rotazione	31.25	06-12-84	3.05	chiuso	
102	rotazione	39.20	06-12-84 (12-12-91)	22.55	74.5 (36.2)	297
103	rotazione	81.00	06-12-84 (12-12-91)	52.42	94.5 (47.1)	291
104	rotazione	30.40	06-12-84 (12-12-91)	20.12	72.8 (31.2)	302

(*) All'agosto 1997.

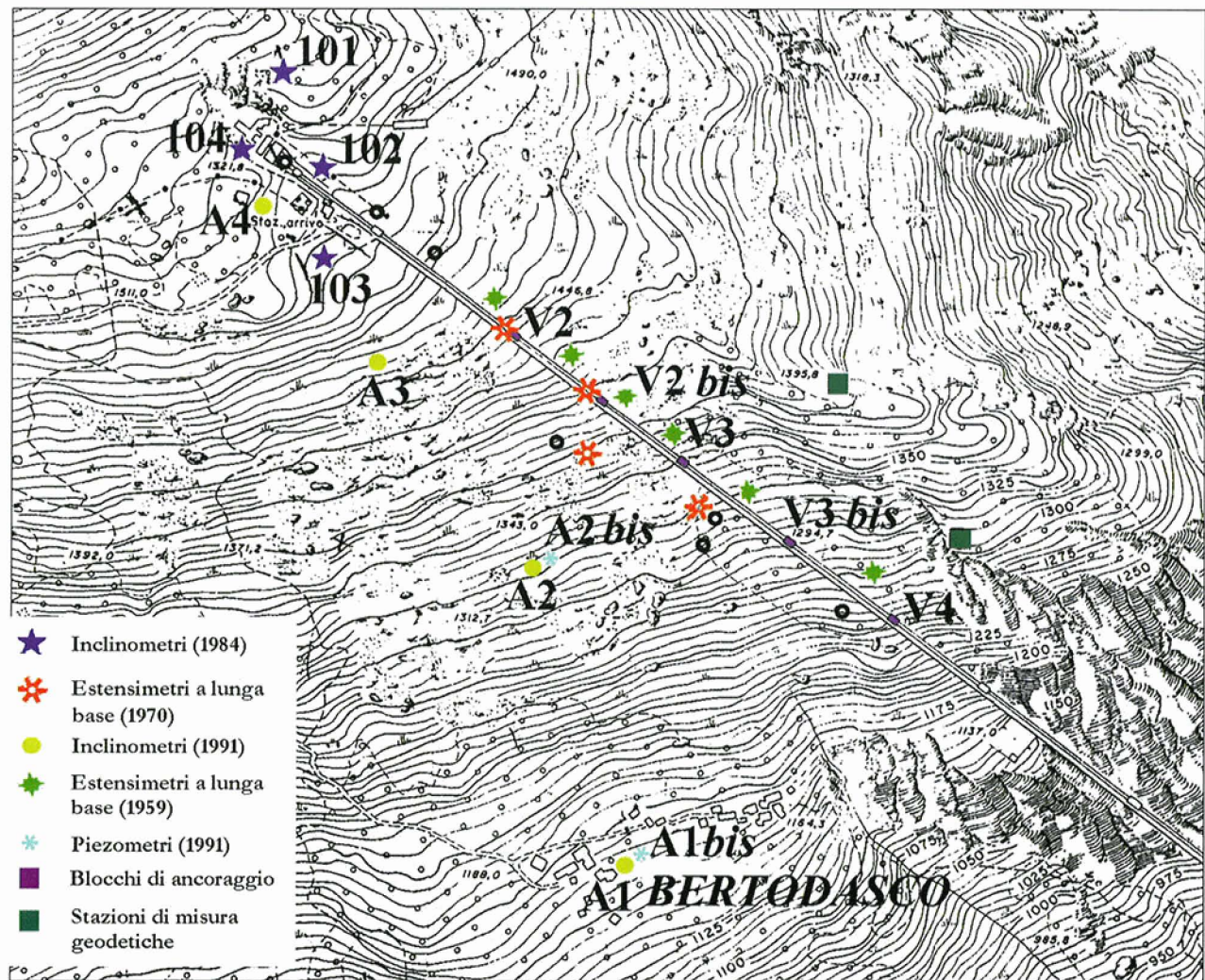


Fig. 13. Ubicazione planimetrica dei sondaggi e dei blocchi di ancoraggio.

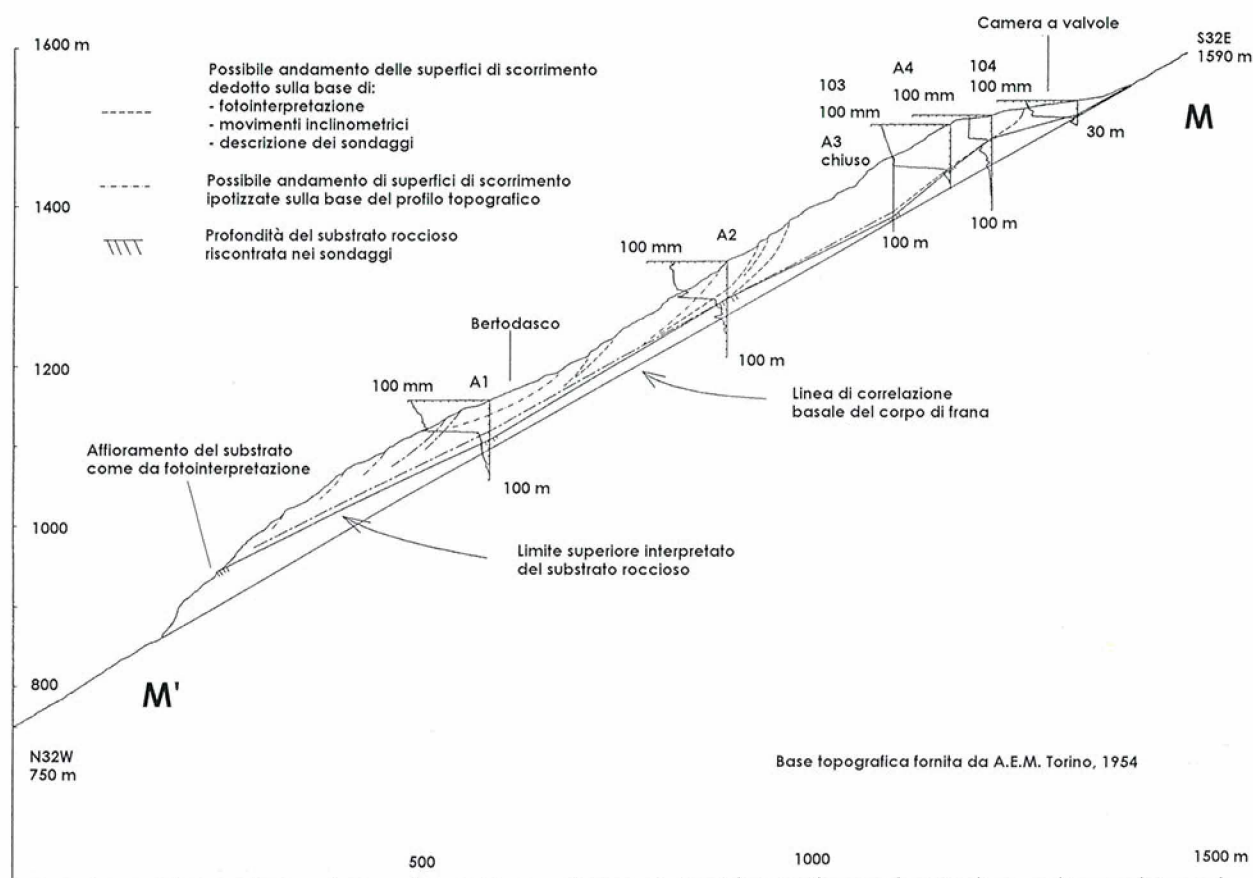


Fig. 14. Profilo longitudinale e deformato di alcuni sondaggi attrezzati con sonda inclinometrica.

ponente coesiva, come evidenziato dalle stratigrafie ottenute nei sondaggi con recupero di materiale.

Il modello geometrico così costruito consente di fare alcune valutazioni sui diversi volumi interessati dal movimento franoso:

$$V_A = (9.3 \div 12.1) \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

$$V_B = (8.2 \div 14.5) \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

$$V_C = (4.5 \div 8.5) \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

$$V_{\text{tot}} = (22 \div 35.1) \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

7.3. Modello cinematico

Sulla base dei dati morfologici e delle misure di spostamento superficiali e profonde, appare ragionevole considerare un fenomeno di scivolamento di tipo traslatorio nella zona B e di tipo rotazionale nella zona C, lungo le superfici ipotizzate nel paragrafo precedente.

Nella tabella seguente sono indicati gli incrementi di spostamento subiti dagli inclinometri dal 20/7/93 al 26/11/93, periodo nel quale è compreso l'evento alluvionale del settembre 1993, e la velocità di spostamento in questi 4 mesi rispetto a quella calcolata su tutto il periodo di osservazione (68 mesi).

	$\Delta S_4 \text{ mesi}$ [mm]	$V_4 \text{ mesi}$ [mm/anno]	V_{tot} [mm/anno]
A1	13.7	41.5	21.4
A2	3.7	11.2	13.5
A3	13.2	40.0	
A4	3.8	11.5	6.8
101	8.5	25.7	
102	1.8	5.4	6.3
103	x	x	8.3
104	1.1	3.3	5.5

La velocità totale per i fori 101, 102 e 104 è stata calcolata sullo stesso periodo di tempo dei fori della serie A, cioè 68 mesi.

Il foro 103, nel periodo esaminato non ha manifestato spostamenti positivi, ma negativi, portandosi su livelli di spostamento superficiali inferiori a quelli rilevati nel luglio 1993.

Sono state considerate invece globalmente le misure di spostamento eseguite e divise per zone di appartenenza. Alla zona A appartengono gli inclinometri 101, 102, 103, 104, A3, A4. Alla zona

B appartiene il solo inclinometro A2, mentre nella zona C vi è solo l'inclinometro A1.

Occorre inoltre osservare che le misure si riferiscono ad un periodo di quattro anni, effettuate ad intervalli irregolari (circa due volte all'anno).

Nella tabella a pie' di pagina sono riportate l'entità media e massima delle velocità per ogni intervallo. La velocità massima è stata calcolata nel periodo che va dalla fine di luglio 1993 alla fine di novembre 1993, periodo in corrispondenza del quale si è verificato l'evento alluvionale.

I fori 101 ed A3, ormai inutilizzabili, non sono stati considerati.

Dall'osservazione di tali dati è possibile concludere quanto segue:

1. La parte inferiore si muove sempre di più delle altre, con variazioni trascurabili della direzione di spostamento molto prossima a quella di massima pendenza del pendio;

2. La parte centrale mostra una variazione nel tempo degli spostamenti sfasata rispetto a quella della parte inferiore (ad esempio alla crescita degli spostamenti nella parte inferiore può corrispondere una diminuzione nell'altra). La direzione dei movimenti si discosta anche di più 40° rispetto alla parte inferiore;

3. Nella parte superiore si nota una certa variabilità delle intensità e delle direzioni delle velocità da inclinometro ad inclinometro (l'esistenza di tale variabilità non può essere peraltro verificata per le zone inferiori); i valori comunque sono sostanzialmente coerenti con quelli registrati nelle zone inferiori;

4. Sulla base dei punti precedenti non è possibile pensare al moto rigido di un solido comprendente le tre zone. Anche all'interno delle singole zone sembrano esistere aree che si muovono indipendentemente;

5. Non si nota comunque una tendenza all'aumento delle velocità o delle accelerazioni in nessun punto di misura: le accelerazioni dovute a eventi alluvionali provocano dei locali aumenti di velocità di spostamento ma ciò non conduce al collasso della struttura.

Altro elemento da rilevare sul fatto che la giacitura delle discontinuità condiziona la direzione di movimento, è che componendo con la regola del parallelogramma le tracce delle discontinuità, si nota che la risultante non si discosta di molto dalle direzioni ottenute dalle misure in profondità.

7.4. Modello idraulico

Anche per la definizione di questo schema, lo studio morfostrutturale, assieme ai dati piezometrici, fornisce alcune indicazioni. L'infiltrazione dell'acqua in profondità avviene, all'interno del settore in frana, con modalità diverse a seconda della zona considerata.

La porzione superiore (zona A), costituita da cospicuo campo detritico a grossi blocchi e da un substrato contenente un sistema di discontinuità S2 ampiamente beante e dotato di continuità, ha in sé condizioni per offrire efficace veicolazione delle acque di precipitazione verso il basso.

Tale situazione non consente, per notevole profondità, la creazione di una falda vera e propria ma semplicemente il transito, entro il campo di fratture, delle acque di infiltrazione.

Nelle porzioni inferiori, B e C soprattutto, la presenza di una coltre di alterazione più consistente e continua consente invece la presenza di due acquiferi posti a profondità diverse.

7.5. Modello geomeccanico

Il volume roccioso definito nel paragrafo 7.2. è soggetto a spostamenti continui, con variazioni dipendenti da grandi precipitazioni e dallo scioglimento delle nevi.

Da un'analisi preliminare dei dati, appare come i movimenti siano legati più agli apporti meteorici prolungati che a picchi di intensa piovosità. L'acquisizione dei dati piezometrici, assieme a quelli inclinometrici e climatologici, renderà possibile uno studio quantitativo più approfondito della relazione esistente tra gli spostamenti, le velocità delle pressioni idrauliche e delle altezze dell'acqua e le precipitazioni.

Condizioni al contorno:

1. Allo stato attuale delle conoscenze, la mancanza di un preciso modello idraulico del pendio non permette alcuna ipotesi sulla distribuzione delle pressioni idrauliche. Il confronto tra la velocità degli spostamenti e la piovosità è difficile a causa degli intervalli di lettura degli spostamenti troppo grandi (anche dieci mesi). Le letture eseguite pochi giorni dopo l'evento alluvionale del settembre 1993 indicano, tuttavia, un chiaro aumento delle velocità in tutti i punti di misura. Tale comportamento è proporzionalmente più marcato nelle zone

	ΔS [mm]	ΔT [mesi]	V [mm/anno]	V max [mm/anno]	ΔT [mesi]	[°] α_{Nord}
zona A	38.3	68	6.7	9.7	4	291
zona B	77.2	68	13.5		4	272
zona C	121.8	68	21.4	41.5	4	294

superiori. Non è possibile invece alcuna correlazione con le misure piezometriche in relazione all'esiguo numero di dati disponibili

2. È in corso una ricerca avente lo scopo di stimare le tensioni presenti nell'ammasso roccioso e quelle precedenti la formazione del pendio (arretramento del ghiacciaio, incisione della valle).

Caratteristiche geomeccaniche:

L'ammasso roccioso è stato caratterizzato in modo approfondito, sia con riferimento al materiale roccioso che alle discontinuità, per mezzo di prove di laboratorio su campioni ottenuti dai sondaggi e di determinazioni sperimentali in situ. Ciò ha condotto alla valutazione dell'angolo di attrito su grande scala della scistosità compreso tra 30° e 35° ed ad un valore medio stimato di resistenza a compressione monoassiale di 80-130 MPa per il materiale roccioso.

I valori stimati di angolo di attrito per il materiale sciolto campionato in corrispondenza della presunta superficie di scivolamento sono variabili tra 25° e 35°.

Valutazione del grado di stabilità del versante:

1) Al fine di una prima valutazione della stabilità del pendio, è stato preso in esame il profilo S-S' (fig. 15) mediante un metodo basato sui principi dell'Equilibrio Limite proposto da Scavia et al. (1990), che permette di valutare le forze di interazione tra i vari concetti in cui le discontinuità trasversali suddividono il pendio, ed il grado di mobilitazione locale.

Dalle analisi effettuate, si possono trarre le seguenti considerazioni:

- impiegando come parametri di ingresso i valori di resistenza al taglio medi, ricavati dalla caratterizzazione delle discontinuità di interesse, il pendio risulta in condizioni prossime all'equilibrio limite, anche considerando valori trascurabili di eventuali pressioni idrauliche;

- l'influenza di ipotetiche sollecitazioni di tipo dinamico, determinate da accelerazioni sismiche indotte da eventi tellurici (già verificatisi peraltro in zone limitrofe con magnitudo pari a 4.3), potrebbe avere un ruolo non trascurabile nei riguardi della stabilità del pendio;

- esiste una buona corrispondenza tra il quadro conoscitivo desunto direttamente da osservazioni sul terreno (o ricavate dalla foto interpreta-

zione) e quanto risulta dalle analisi eseguite. In particolare emerge una buona relazione tra il tipo di cinematismo messo in luce dal modello e quanto rilevato in situ; inoltre si ottengono valori elevati del *grado locale di mobilitazione* per settori del pendio che morfologicamente appaiono maggiormente caratterizzati da indizi riconducibili ad instabilità del versante;

- le analisi effettuate sembrano confermare il ruolo predominante svolto dalla parte inferiore del versante, che funge da *struttura chiave di contenimento* della massa superiore. Tale deduzione è confermata ad esempio dal fatto che il settore Ronchi, dove tale parte ha raggiunto condizioni di collasso, è sede di un fenomeno di instabilità molto evoluto di vaste dimensioni.

2) Le ipotesi semplificative che stanno alla base dei Metodi dell'Equilibrio Limite non permettono di studiare alcuni aspetti fondamentali del fenomeno di instabilità in atto a Rosone, in particolare:

- a) la definizione degli elementi morfologici caratteristici dei fenomeni gravitativi profondi presenti sul pendio;

- b) l'interpretazione degli spostamenti misurati, ai fini di un'ipotesi di previsione del comportamento del fenomeno deformativo.

È di primaria importanza chiarire da un punto di vista meccanico in quale rapporto i fenomeni di instabilità delle zone A, B e C si trovino rispetto alla deformazione gravitativa profonda dell'intero versante.

A tal fine sono state ottenute alcune indicazioni relative all'influenza dei parametri geometrici e della genesi del pendio sull'insorgenza delle deformazioni in generale mediante un'indagine condotta su circa 150 casi di dissesto classificati come deformazioni gravitative profonde nelle Alpi Piemontesi. L'indagine ha permesso di individuare, per i litotipi prevalenti (calcescisti e gneiss), campi di variabilità caratteristici dei dislivelli e delle configurazioni geometriche della zona instabile, della giacitura della scistosità e della direzione di avanzamento del ghiacciaio, che ben si accordano con quelli relativi a Rosone.

Nella tabella seguente sono sintetizzati i risultati ottenuti (configurazione del pendio 1: nessun cambio significativo di pendenza tra il ciglio della frana e la valle sottostante, 2: cambio di pendenza e concavità verso l'alto, 3: cambio di pendenza e concavità verso il basso).

<i>Litotipo</i>	<i>Altezza (moda) [m]</i>	<i>Scistosità</i>	<i>Configurazione</i>	<i>Pendenza</i>
Calcescisti	800 - 1000	franapoggio (80%)	1, 2, 3	15° - 20°
Gneiss minuti	400 - 600	franapoggio (80%)	1, 2	20° - 25°
Gneiss occhiad.	400 - 600	franapoggio (65%)	1, 3, 2	25° - 30°

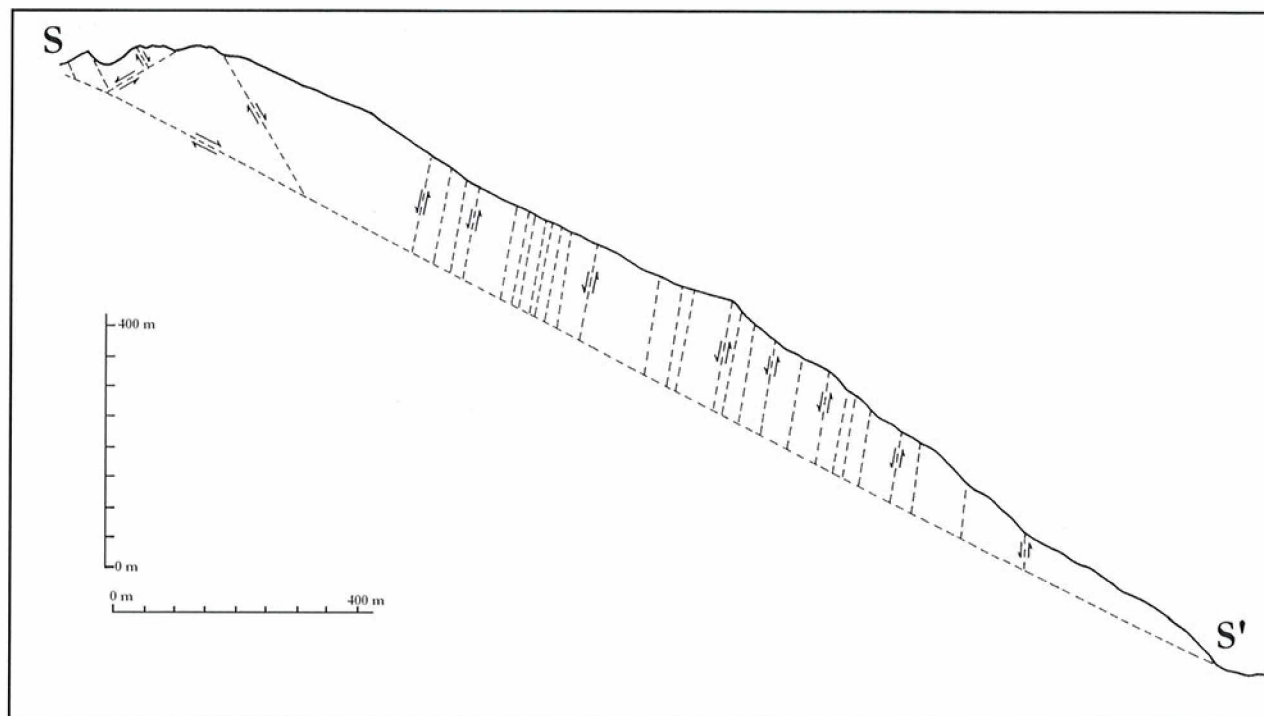


Fig. 15. Profilo S-S' impiegato per lo studio del grado di mobilitazione locale.

L'attenzione è stata quindi focalizzata sugli effetti tensionali generati dalla presenza e dal successivo ritiro dei due ghiacciai che occupavano la valle oggetto di studio e la vallata attigua. Il ritiro del ghiacciaio è riprodotto per fasi successive, in modo da simulare una graduale rimozione della sollecitazione indotta nel pendio dal ghiacciaio. Contestualmente ed in maniera analoga si procede a riprodurre la progressiva erosione del fondovalle. Le simulazioni vengono effettuate mediante il codice numerico alle differenze finite *FLAC*.

La simulazione delle azioni indotte dalla presenza dei due ghiacciai costituisce un problema complesso perché è necessario tenere conto dell'interazione del ghiaccio e della roccia lungo la superficie di separazione. Uno studio preliminare ha evidenziato la non significativa influenza della modalità di simulazione di tale fenomeno nel presente caso. Tutte le analisi successive sono state quindi condotte seguendo la procedura meno onerosa dal punto di vista della complessità del modello, applicando un sistema di forze equivalenti all'azione del ghiacciaio e rimuovendole progressivamente.

È stata in seguito eseguita un'analisi parametrica sull'influenza delle caratteristiche di resistenza e dei sistemi di giunti sulla stabilità dell'ammasso roccioso.

I risultati delle analisi effettuate tenendo conto della presenza simultanea del sistema di giunti verticali e della scistosità permettono di eviden-

ziare la formazione di tre zone caratterizzate da gradi diversi di plasticizzazione.

In particolare, nella parte superiore ed inferiore del pendio si osservano zone plasticizzate, mentre nella zona centrale il materiale roccioso presenta un limitato rapporto di mobilitazione.

Questo assetto rispecchia qualitativamente la condizione attuale del pendio e costituisce un elemento di conferma dell'ipotesi che l'azione del ghiacciaio sia causa importante del fenomeno gravitativo.

La necessità di riprodurre i fenomeni deformativi e l'evoluzione del movimento franoso nel tempo, richiede la realizzazione di un modello più complesso che permetta di introdurre la superficie di scivolamento, ipotizzata sulla base delle misure inclinometriche e dei risultati dei sondaggi.

In particolare (Odasso, 1996) la superficie di scivolamento viene modellata da un sottile strato di materiale a comportamento viscoelastico. Per il materiale sovrastante, si fa invece riferimento ad una legge di comportamento elastico-idealmente plastico, con possibilità di introduzione di giunti ubiquitari verticali.

A tale materiale vengono attribuiti parametri di deformabilità e resistenza ridotti, al fine di rappresentare il comportamento dell'ammasso attuale, che risulta danneggiato dall'azione (ormai esaurita) del ghiaccio. In tal senso si assume che gli spostamenti misurati e quelli che potranno avvenire in futuro siano dovuti all'azione del solo peso sul materiale danneggiato.

Una prima serie di analisi è stata condotta al fine di valutare gli spostamenti avvenuti negli ultimi 10 anni. Il confronto con i risultati delle misu-

re inclinometriche mostra un accordo nell'andamento degli:

- a) spostamenti lungo le verticali corrispondenti ai fori attrezzati con gli inclinometri;
- b) spostamenti nel tempo che risultano lineari;
- c) velocità che risultano crescenti procedendo verso il piede del pendio.

A tale riguardo occorre osservare come, seppure in presenza di un legame costitutivo viscoelastico, il modello globale del pendio possa cogliere un eventuale fenomeno di collasso in seguito alla propagazione nel tempo delle zone plasticizzate od al raggiungimento di una configurazione geometrica instabile.

Con una seconda serie di analisi si è privilegiato il comportamento del pendio nell'arco di 50 anni, a partire dalla situazione attuale. I risultati della simulazione mostrano un'ampliamento delle zone plasticizzate, la cui entità non è tuttavia tale da evidenziare il collasso del pendio.

Occorre tuttavia osservare come, oltre agli usuali limiti di previsione dei modelli numerici, esista un ulteriore elemento di incertezza nei risultati ottenuti legato al modello costitutivo semplificato utilizzato; è quindi previsto l'utilizzo di un metodo di calcolo agli Elementi Finiti che permetta di adottare una legge elasto-plastico-viscosa per il materiale costituente il pendio.

8. EVOLUZIONE DEL RISCHIO

In attesa del completamento del quadro geomeccanico ed idraulico, si possono formulare le seguenti considerazioni preliminari:

– Il versante di Rosone è in movimento con spostamenti diversificati dalla zona alta alla zona bassa;

– Le caratteristiche fragili dell'ammasso roccioso e la libertà al piede non possono fare escludere che i contenuti spostamenti avuti fino ad ora evolvano in una rottura catastrofica. Vista l'incompletezza del modello geomeccanico, non è possibile fornire un valore di soglia per gli spostamenti oltre la quale ci sia da aspettarsi un'evoluzione catastrofica.

In tal senso, solo l'aumento dell'attività di caduta massi o dei fenomeni locali della zona C soprattutto nei periodi di maggiore infiltrazione delle acque (primavera-autunno), possono essere considerati elementi di allarme.

I possibili fenomeni di instabilità possono essere così suddivisi:

- a) caduta di blocchi isolati;
- b) instabilizzazione della zona C, delle zone B e C simultaneamente o in tempi diversi e delle zone

A, B e C, anch'esse simultaneamente o in tempi diversi;

- c) coinvolgimento del versante di Perebella a seguito di b).

Per quanto riguarda l'ipotesi a), è in previsione lo studio della caduta massi mediante metodi di analisi cinematici e dinamici. Sulla base dell'interpretazione delle foto aeree e dell'osservazione in situ, è possibile comunque affermare che i solidi rocciosi isolati coinvolgibili hanno forma prismatica e volume massimo pari ad alcune migliaia di metri cubi e si distaccano a partire approssimativamente dalla zona di cambiamento di pendenza del versante tra le quote 1000 m e 1200 m circa. I volumi rocciosi hanno lambito l'abitato di Rosone est, raggiungendo il torrente Orco ed hanno volume massimo di alcune centinaia di metri cubi.

Per quanto riguarda l'ipotesi b), si è fatto riferimento ai due metodi semi empirici di Scheidegger (1973) e Li Thianchi (1985), i quali permettono di valutare i limiti di elongazione di un movimento franoso a partire a posteriori di valanghe di detrito verificatesi in passato. L'analisi si basa su semplici criteri energetici e mette in relazione i volumi di materiale instabilizzatosi con l'elongazione. Trattandosi di interpretazione di dati empirici, è necessario definire un valore minimo e massimo di elongazione, a diversi livelli di affidabilità. Nella figura 16 è riportata l'area interessata ed i limiti massimi e minimi ottenuti con i due metodi per volumi di roccia corrispondenti alle diverse ipotesi di instabilizzazione del versante.

9. VULNERABILITÀ

Con riferimento alle ipotesi di evoluzione del rischio formulate nel paragrafo precedente, si cercherà qui di dare una stima della vulnerabilità associata al rischio.

Caduta di blocchi isolati:

Considerando la massima distanza alla quale in passato sono arrivati i massi, si può affermare che tutta la zona di fondovalle fino al torrente Orco può essere interessata da caduta massi, con potenziale coinvolgimento degli abitati di Rosone Vecchio, Fornolosa e della strada statale 460 per Ceresole.

Instabilizzazione della zona C, delle zone B e C e delle zone A, B e C:

Considerando le tre ipotesi di instabilizzazione, con i due metodi utilizzati si individua in termini di elongazione una fascia compresa tra l'abitato di Rosone Vecchio e il centro abitato di Locana, con limiti di confidenza inferiore e superiore pari al 99.7%.

Considerando invece i valori minimi di elongazione, al 95% di confidenza inferiore, si ottie-

IPOTESI C		IPOTESI B + C		IPOTESI A + B + C	
Ls	Li	Ls	Li	Ls	Li
Sino a lambire Rosone Vecchio	Nell'intorno di Cusalma	Sino ad interferire con Rosone Nuovo	Sino a lambire <u>Locana</u>	Sino a lambire e/o interferire con <u>Perebecche</u>	Sino ad interferire con <u>Locana</u>

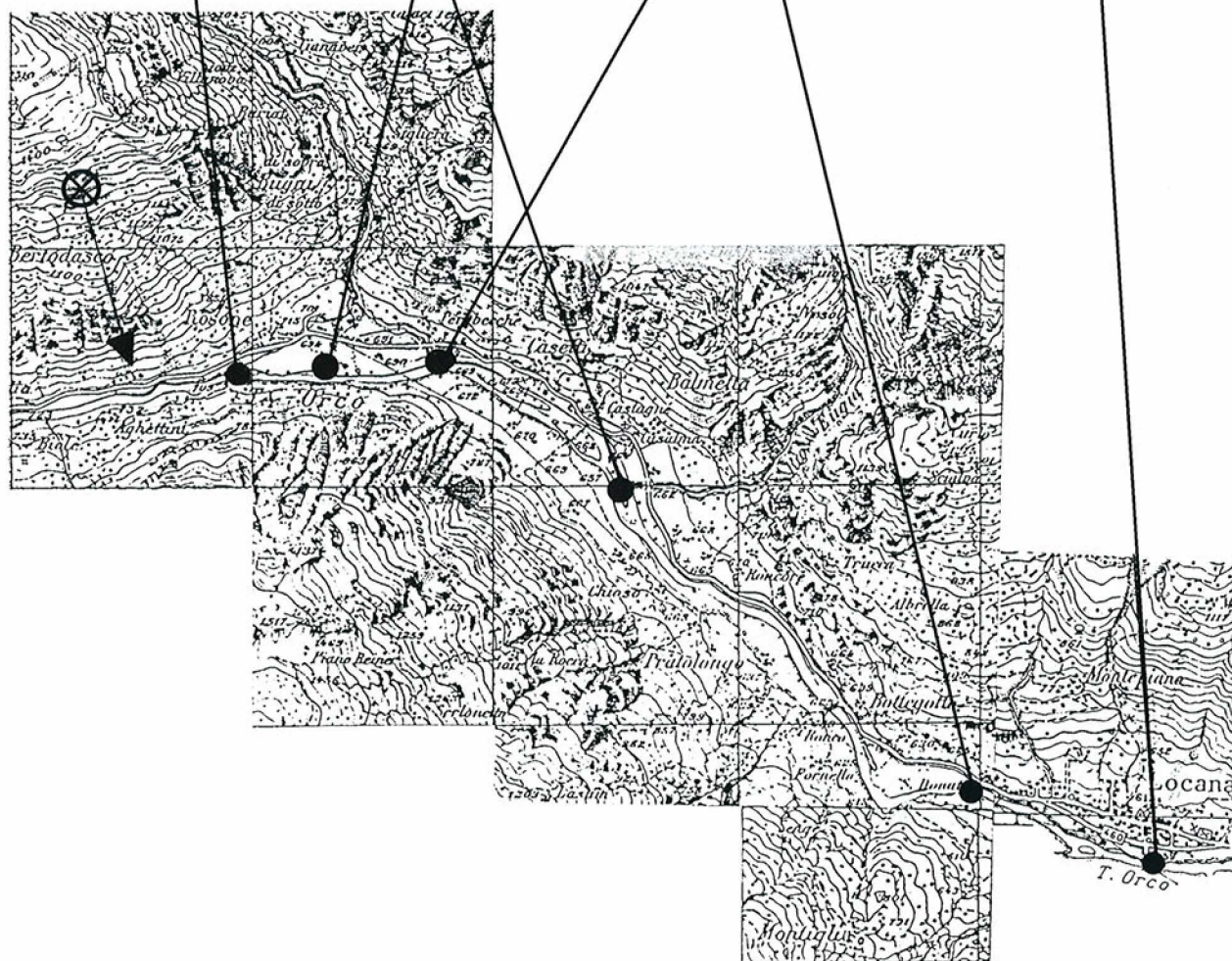


Fig. 16. Limiti di elongazione del movimento franoso secondo i metodi empirici di Scheidegger (1973) e Li Thianchi (1985).

ne che la zona interessata dal movimento del versante dovrebbe estendersi per lo meno da Rosone Vecchio a Rosone Nuovo compreso.

Comunque a favore di sicurezza bisogna prevedere l'eventualità che il materiale franato si espanda anche a monte del punto di impatto, tenendo conto che:

- il tratto vallivo a monte di tale punto ha pendenza non elevata;

- una delle ipotetiche direzioni di caduta della massa instabile forma con l'asse della valle un angolo prossimo a $75^\circ \div 80^\circ$.

Più complessa e difficilmente quantificabile è invece la valutazione dell'area di influenza a monte del punto di discesa. Considerati i volumi di roccia coinvolgibili, la presenza di un accumulo sul fondovalle costituirebbe, quantomeno, un ostacolo al deflusso del torrente Orco e, più probabilmente, sbarrerebbe la valle. Tale eventualità comporterebbe la formazione di un lago e la conseguente progressiva sommersione delle aree del fondovalle situate a monte dello sbarramento.

La presenza di un lago rappresenterebbe un pericolo anche per le zone a valle in caso di tracimazione o peggio, di cedimento dello sbarramento. Da non sottovalutare sarebbe anche l'effetto ondata, qualora ulteriori masse rocciose dovessero precipitare nel bacino lacustre.

In funzione dell'altezza che potrebbe raggiungere l'accumulo sul fondovalle, a seconda che si verifichi il collasso della porzione C o C + B o C+B+A, si sono ipotizzati volumi d'acqua invasabili ed i tempi necessari per il riempimento del lago, con una portata del torrente Orco supposta pari a $15 \text{ m}^3/\text{s}$. Nell'ipotesi di collasso di tutte e tre le zone, il bacino si estenderebbe per circa 2.8 km a monte dell'abitato di Rosone. La portata supposta del torrente Orco è superiore di tre volte la portata media giornaliera valutata a Rosone dall'Azienda Elettrica Municipale nel periodo 1956-1972.

Modesti apporti all'ipotetico lago di sbarramento potrebbero consentire la predisposizione di mirati interventi di protezione civile in tempi operativamente ragionevoli. Tuttavia non si può escludere che il collasso della frana possa verificarsi in un momento di totale crisi dell'intera rete idrografica e quindi con la possibilità che il bacino idroelettrico di Ceresole, posto 15 km più a monte e di capacità pari ad oltre 34 milioni di metri cubi, risulti già colmo, senza possibilità di ulteriore immagazzinamento. In simili frangenti, per altro già verificatisi nel settembre 1947, nel giugno 1957 e nell'ottobre 1977, dallo scaricatore di fondo e dagli sfioratori della diga potrebbero essere rilasciati ingenti volumi d'acqua nell'alveo del torrente Orco.

Qualora si realizzasse lo scenario sopra descritto, sono facilmente immaginabili le conseguenze per l'area al contorno della zona interessata dal-

l'ipotetica frana, in termini di durata di riempimento del lago di sbarramento oltre che di sicurezza per la popolazione.

POSTFAZIONE

Il presente lavoro si basa sulle misure strumentali, rilievi, osservazioni e studi aggiornati al 1995.

Secondo le ultime misure pervenute, lo spostamento totale dell'inclinometro A1 è attualmente di poco superiore ai 10 cm.

Da allora l'attività di monitoraggio e di studio è continuata attraverso più forme rappresentate da alcune Tesi di Laurea discusse presso la Facoltà di Ingegneria del Politecnico di Milano, inerenti la modellazione numerica visco-plastica della deformazione.

Inoltre è stato perfezionato un cospicuo finanziamento per la realizzazione di un sistema integrato di monitoraggio del settore Bertodasco al fine di misurare in continuo le grandezze significative e valutare in maniera tempestiva eventuali anomalie di comportamento dell'ammasso.

BIBLIOGRAFIA

ANSELMO V., GOVI M., LEPORATI P., TROPEANO D. (1971), *L'evento alluvionale del 12/14 Giugno 1957: i danni nei bacini del Piemonte e della Valle d'Aosta*. Carta presentata al XXI Congresso Geografico Italiano per il tema "Le calamità naturali nelle Alpi".

BORGHI A., COMPAGNONI R. & SANDRONE R. (1994), *Evoluzione termo tettonica alpina del settore settentrionale del massiccio del Gran Paradiso*. Atti Tic. Sc. Terra, non pubblicato.

CAPELLO C.F. (1963), *Le morfologie crionivali (periglaciali) delle Alpi Graie meridionali italiane*. Ist. Geogr. Alpina, vol. 3 (Studi sulle morfologie crionivali, n. 1), 126 pp.

CARRARO F. (1993), *Revisione del Quaternario allo sbocco della Valle dell'Orco*, in: MARCO CIMA, *Belmonte alle radici della Storia, ricerca su una comunità preistorica nelle Alpi Occidentali*, Orco Anthropologica, vol. 5.

CASOLI R. & RATTALINO E. (1993), *Frana di Rosone (Valle dell'Orco): carta degli affioramenti alla scala 1:5000 e appunti di rilevamento*. Settore Geologico Regione Piemonte, non pubblicato.

COMPAGNONI R., ELTER G. & LOMBARDO B. (1974), *Eterogeneità stratigrafica del complesso degli gneiss minuti nel massiccio del Gran Paradiso*. Mem. Soc. Geol. It., 13 (1), 227-239.

DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1986), *Early Alpine eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa-Gran Paradiso basement nappes of the northwestern Alps*. Geol. Soc. Am., 164, 249-265.

DAL PIAZ G.V. (coordinatore): *Guide Geologiche Regionali* (1992), *Le Alpi dal Monte Bianco al Lago Maggiore*. Soc. Geol. It., n.3, vol. 1.

- FORLATI F., RAMASCO M., SUSELLA G., BARLA G., MARINO P., MORTARA G., 1991, *La deformazione gravitativa profonda di Rosone. Un approccio conoscitivo per la definizione di una metodologia di studio*. Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica, vol. 68, 71-108.
- HOEK E., BROWN E.T., 1980, *Empirical strenght criterion for rock masses*. J. of Geot. Eng., ASCE. vol. 106, N. GT9.
- LI THIANCHI, 1983, *A mathematical model for predicting the extent of a major rockfall*. Zeitsch. Geomorph., 27, 473-482.
- LUINO F., RAMASCO M. & SUSELLA G.F. (1994), *Atlante dei centri abitati instabili piemontesi*, Regione Piemonte - C.N.R. I.R.P.I.
- MAHR T., 1977, *Deep-reaching gravitational deformation of high mountain slopes*. Bull. Ass. Int. Eng. Geol., Krefeld, 16, 121-127.
- MILLER R.P., 1965, *Engineering classification and index properties for intact rock*. Ph. D. Thesis, Univ. of Illinois.
- MORRA S. (1996), *Analisi della stabilità di un grande movimento franoso sito in località Rosone*. Tesi di laurea, Università degli Studi di Genova, Facoltà di Ingegneria. Inedito.
- MORTARA G. & SORZANA P.F. (1987), *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'arco alpino occidentale italiano. Considerazioni lito-strutturali e morfologiche*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 303-314.
- ODASSO A. (1996), *Studio dei fenomeni deformativi lenti di un grande pendio in roccia*. Tesi di laurea, Università degli Studi di Genova, Facoltà di Ingegneria. Inedito.
- PENNACCHIONI G. (1988), *Studio Geologico del tratto meridionale della dorsale tra Valnontey e Valleile (Cogne, Valle d'Aosta)*. Mem. Sc. Geol., 15, 333-354.
- POLINO R., DAL PIAZ G.V., GOSSO G. (1990), *Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps*. Mém. Soc. Géol. France, N.S., 1990, n. 156, 345-367. Mém. Soc. Géol. Suisse, 1990, n. 1, 345-367. Vol. spec. Soc. Geol. Italiana, (1), 345-367.
- RAMASCO M., STOPPA T. & SUSELLA G. (1989), *La deformazione gravitativa profonda di Rosone, in Valle dell'Orco*. Boll. Soc. Geol. It. 108, 401-408.
- REGIONE PIEMONTE (1982), *Archivio dei dati nivometrici della Regione Piemonte*. Ass. Reg. Viab. Trasp., ISNEV.
- ROMANA M., 1988, *Practice of SMR classification for slope appraisal*. Proc. Fifth Int. Symp. on Landslides, Lausanne, 1988, vol. 2, 1227-1231.
- SACCO F. (1925), *Il glacialismo nelle valli dell'Orco e della Soana*, Boll. Com. Glac. It., 6, 32.
- SCAVIA C., BARLA G., BERNAUDO V., 1990, *Probabilistic stability analysis of block toppling failure in rock slopes*. Int. Journal of Rock Mech. and Min. Sci., Vol. 27, n. 6, 465-479.
- SCHEIDEGGER A. (1973), *On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides*. Rock Mechanics, 5, 231-236.
- VEARNCOMBE J.R. (1985), *The structure of the Gran Paradiso basement massif and its envelope, Western Alps*. Eclog. Geol. Helv., 78(1), 49-72.

LE MOUVEMENT DE VERSANT DES “RUINES DE SÉCHILLENNE” Vallée de la Romanche



Vue du site depuis la deviation de la R.N. 91; au centre le cone d'eboulis actif.

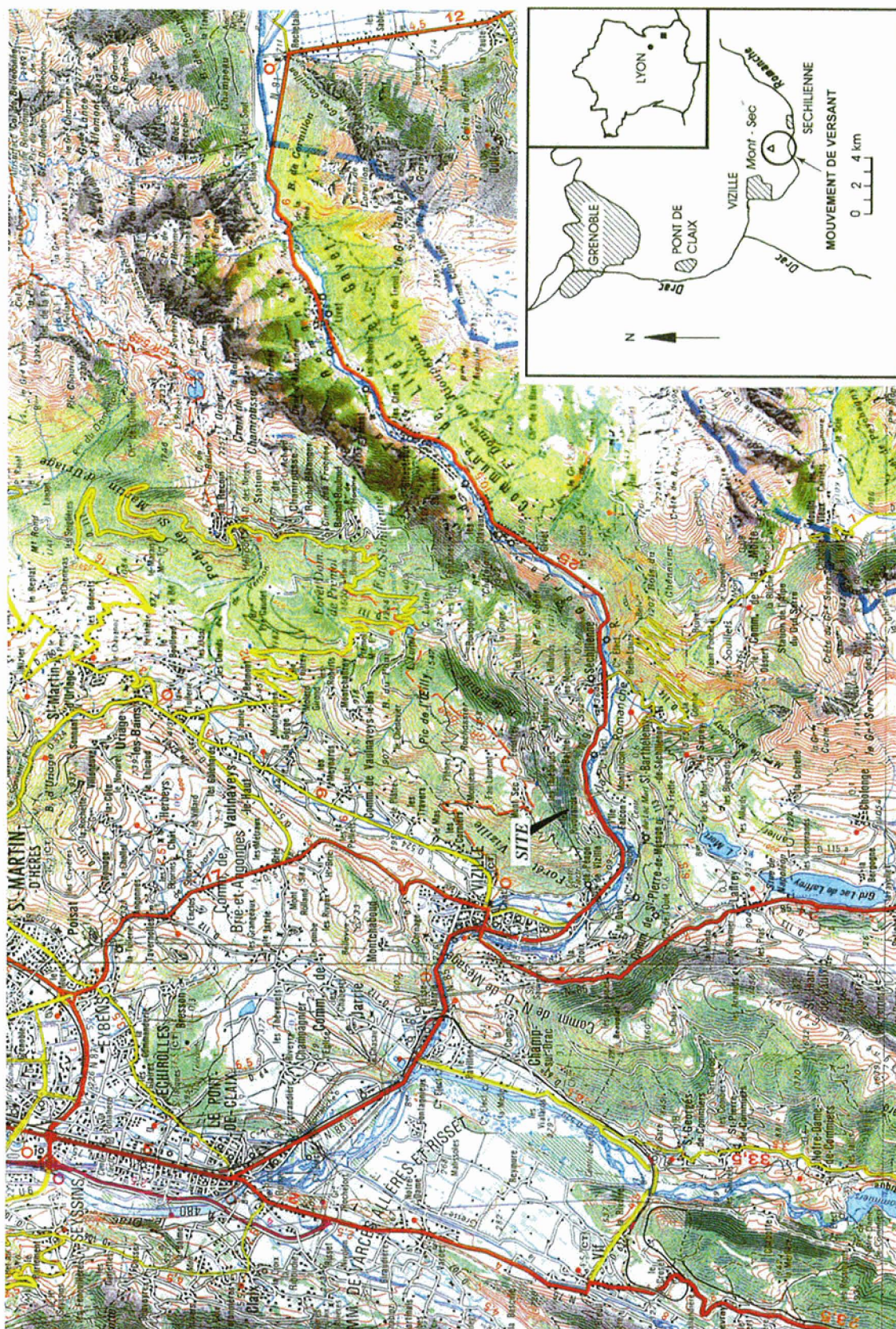


Fig. 1. Plan de situation du site des Ruines de Séchilienne (extrait de la carte IGN au 1/100000). Le flanc sud du Mont-Sec, affecté d'un grand mouvement de versant, domine la rive droite de la Romanche 20 kilomètres en amont de Grenoble et menace la Route Nationale 91 Grenoble-Briançon.

INTRODUCTION

Entre Vizille et Séchilienne (à proximité de Grenoble, Isère), dans le secteur des «Ruines de Séchilienne», la vallée alpine de la Romanche est le siège d'un grand mouvement de versant qui affecte le flanc sud du Mont-Sec (sur une dénivellée de 900m) et menace la route nationale 91 Grenoble-Briançon (fig. 1). Cette instabilité, réactivée au cours de l'hiver et du printemps 1985, a révélé l'existence d'un risque à court terme d'éboulement en masse d'un volume de deux à trois millions de mètres cubes susceptible d'entraîner une destruction partielle du lit de la Romanche et la coupure de la R.N. 91. Pour parer à cette menace, une déviation de la R.N. 91 et un chenal de déviation pour la Romanche ont été créés en 1986.

La poursuite d'études géologiques et géomorphologiques a montré que cette instabilité se développe sur la majeure partie du versant rocheux, jusqu'à la crête, et mobilise un volume de plusieurs dizaines de millions de mètres cubes. Ceci conduit à retenir l'hypothèse d'un risque majeur d'éboulement en masse pouvant entraîner l'obstruction complète du fond de la vallée.

I. HISTORIQUE

1.1. Éléments anciens

La recherche historique nous renseigne à la fois sur le versant des Ruines et sur la portion de la vallée de la Romanche située juste au-dessous.

Le versant des Ruines de Séchilienne

L'instabilité du versant des Ruines de Séchilienne est avérée par de multiples témoignages, au moins depuis le XVII^e siècle. La toponymie confirme pour les âges plus anciens les très mauvaises conditions agro-sylvo-pastorales de ce secteur.

Les relations précises d'éboulements sont rares. En 1726, un rocher d'environ 5 mètres de large vient combler le lit de la Romanche au lieu-dit La Faussette sous les Ruines de Séchilienne. En 1762, trois blocs d'environ 15 mètres cubes se détachent de la montagne des Rivoirands et obturent complètement la route. Le même scénario se reproduit en 1794. La route est endommagée en plusieurs endroits. En 1833, une série d'éboulements de rochers énormes se produit au passage des Ruines, interceptant à chaque fois la route. Le dernier éboulement important répertorié survient dans la nuit du 23 au 24 février 1906.

Au XIX^e siècle, l'ancien chemin qui traverse le secteur est régulièrement détérioré par les chutes de blocs et les glissements. Les difficultés de son entretien et le déclin de l'occupation du sol

le feront bientôt abandonner au profit d'autres voies de communication.

Ce versant a également fait l'objet d'une exploitation minière. L'extraction du zinc date du milieu du XIX^e siècle et prend fin en 1914. Un certain nombre de galeries et puits parcourent aujourd'hui encore le périmètre. Aucun plan de ces travaux n'a pu à ce jour être découvert alors même que des procès verbaux en font mention et précisent même l'existence de galeries de roulage entre la concession des Ruines et celle de Pierrerousse située de l'autre côté de la montagne.

La vallée de la Romanche

Les informations proviennent d'une part des travaux consécutifs au tracé et à l'entretien de la R.N. 91 et, d'autre part, des travaux d'endiguement de la Romanche.

Entre le début du XVII^e siècle et le milieu du XVIII^e siècle, la petite route de Grenoble à Briançon est adossée au pied du coteau pour éviter les excès de la Romanche. Pendant le siècle qui suit les Ingénieurs des Ponts et Chaussées, profitant d'un déplacement naturel du lit du torrent, l'écartent du pied du versant des Ruines où les chutes de blocs sont continues. Parallèlement, les premiers travaux d'endiguement soulèvent le mécontentement des habitants de l'Ile Falcon. Dès le début du XIX^e siècle et malgré d'importants ouvrages la Romanche regagne du terrain en rive droite. Les inondations de 1856 et 1859 détruisent presque entièrement la R.N. 91 sur l'ensemble du secteur. Son tracé est rétabli en pied de versant moyennant d'importants travaux d'excavation entre les Rivoirands et les Ruines. Les premiers projets d'endiguement continu de la Romanche sont lancés à cette occasion.

1.2. Éléments récents (depuis 1937, date de la première mission photographique aérienne disponible)

Sur les cinq séries de photographies aériennes IGN disponibles au CETE de Bron (1937, 1948, 1956, 1982, 1987), on peut observer une nette modification de l'activité du site à partir de l'hiver 1984-85.

– Sur le cliché de 1937, la zone de l'actuel couloir Est (qui limite à l'Est la zone frontale inférieure Est) est marquée par un enchevêtrement de ravines.

– Entre 1937 et 1948, une évolution de ce secteur est perceptible en partie haute.

– Sur le cliché de 1982 (34 ans plus tard), on note une forte évolution de la branche Est du Couloir Est, désormais bien individualisé.

– En 1987 (5 ans plus tard), toute la zone des ravines de 1937 est active et désorganisée, ce qui

signifie une nette accélération de la dégradation du secteur.

Ce changement dans l'activité du site coïncide avec les chutes de blocs observées sur la route nationale 91, qui ont attiré l'attention sur ce secteur en 1980. Lors de visites sur le site, on a observé une évolution entre 1980 et 1984, puis une très nette aggravation à partir de l'hiver 1984-85.

Durant ce demi-siècle, les différents chemins ou pistes autrefois empruntés par la population (entre les Rivoirands et les Thiébauds) ou les ouvriers des mines ont disparu faute de fréquentation mais aussi du fait de la désorganisation du versant.

2. DOCUMENTS TECHNIQUES DISPONIBLES

2.1. Prises de vues

- 5 mission-photos aériennes IGN : 1937, 1948, 1956, 1982, 1987
- 4 mission-photos aériennes Sintégra :
 - 15/12/84, éch 1/1000, réf 558;
 - 25/4/85, éch 1/5000, réf 571;
 - 5/3/89, éch 1/15 000, réf 2994;
 - 14/7/91; éch 1/6000, réf 3659;
 - 12/12/91, éch 1/10 000, réf 3668.
- 4 mission-photos obliques (hélicoptère): 1987, 1988 (neige au sol), 1992, 1993.
- Collection de prises de vues à terre depuis 1985 au CETE de Bron.
- Vues systématiques à terre (diapositives) prises en 1994 (site et système de télésurveillance). La normalisation des conditions de prise de vues au sol (position de l'appareil, focale, conditions d'éclairage, couvert végétal...) est essentielle pour leur utilisation ultérieure

2.2. Plans topographiques

- Feuille IGN 1/100.000 Grenoble-Gap, série verte réf. 54 ;
- feuille IGN 1/50.000 Vizille, série M761, réf. XXXIII-35 ;
- feuille IGN 1/25 000, réf. 3335 Ouest ;
- plan Sintégra 1/1000, réf. 558 2348, 1985 : plan topogramétrique de la zone frontale inférieure Est ;
- plan Sintégra 1/5000, réf. 2539 2834, Mai 1986 : plan photogramétrique du versant rive droite de la Romanche, sans compléments au sol ;
- plan Sintégra 1/5000, réf. 2994 3917, Mars 1989 : complément rive gauche et fond de vallée ;
- plan Sintégra 1/1000, réf. 571 2452 / 571 2453 : projet de déviation de la RN 91 ;
- une photographie aérienne au 1/5000 a été

réalisée en 1994, afin de restituer un plan au 1/1000 de l'ensemble Rive Droite et Rive Gauche ;

- plans cadastraux 1/2500, sections E et C, dressés en 1825, révisés 1968 et 1987 (raccordement difficile avec le fond IGN) ;

- plan d'implantation de la galerie EDF d'aménée de la chute de Péage de Vizille, 1/10.000, 1948 : document schématique peu fiable, qualité topographique incertaine. Accompagne le rapport géologique de Mr. Moret, 1941.

2.3. Cartes thématiques

- Carte des Risques Naturels de la commune de Séchilienne, 1/10.000, 1987, classement RTM ;
- Cartes géologiques 1/250.000 et 1/50.000 (feuille Vizille), 1972, BRGM ;
- Carte géologique de la zone frontale inférieure Est des Ruines de Séchilienne, 1/1000, 1991, IRIGM ;
- Carte géologique du versant du Mont-Sec, 1/5000, 1993, IRIGM.

2.4. Rapports

- *Etude de l'extension des zones exposées aux effets d'un éboulement catastrophique dans la zone des Ruines de Séchilienne*, LPC Lyon, Juin 1988, réf. 16 841/2.
- *Séchilienne, risque majeur d'éboulement en masse, point sur la surveillance du site*, LPC Lyon, Juin 1989, réf. H/16841/3
- *Le risque majeur d'éboulement des Ruines de Séchilienne*, DDE et LPC Lyon, Juin 1993: présentation des différents scénarios de crise envisagés.
- *Etude hydraulique des conséquences d'un éboulement à Séchilienne*, Sogreah, Mars 1989, réf. 60407: Risque d'occurrence d'une crue, temps de remplissage du barrage naturel formé par l'éboulement et conséquence de la rupture de ce barrage pour la zone entre Séchilienne et le Pont de Catanne.

2.5. Bulletins d'information

7 bulletins d'information ont été diffusés par le CETE de Bron (LPC Lyon) à l'intention des décideurs, des élus et des citoyens concernés: Déc 1988, Mars 1989, Mars 1990, Juin 1991, Nov 1991, Fév 1993, Fév 1994.

2.6. Vulnérabilité

- *L'éboulement de la Séchilienne ; gestion du risque*, Dr C. THIBAUT, Mémoire de Médecine des Catastrophes, Université de Nancy 1, Sept 1993.
- *Les Cahiers de H. Ferrand* : récit de la rupture du barrage de Bourg d'Oisans le 14-9-1219, un exemple historique d'accumulation improba-

ble de circonstances aggravantes menant à un drame de grande ampleur.

– *Rapport économique des investissements réalisés pour la prévention des risques, vis à vis des coûts à supporter par la collectivité en cas de catastrophe naturelle ou écologique.* Conseil Général de l'Isère Août 1990, MH IZAC/VM, XII: CG16.doc.

3. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

3.1. Contexte géologique régional

Lithologie

Le massif cristallin hercynien de Belledonne est scindé en deux rameaux par une dislocation majeure appelée «accident médian», de direction sensiblement Nord-Sud et qui passe par Séchilienne.

Le rameau interne, à l'Est, est essentiellement formé de roches amphiboliques (série verte).

Le rameau externe, auquel appartient le versant instable du Mont-Sec, est principalement constitué de micaschistes (série satinée), avec quelques pincées de terrain houiller au contact d'accidents tectoniques et des recouvrements discordants de sédiments triasiques et liasiques (plateau de Fau-Laurent).

Cette «série satinée» est une ancienne série grésopélitique en couches régulièrement alternées, dont l'âge n'est pas connu avec précision (datations variant du Précambrien au Carbonifère). Elle a été affectée par un métamorphisme polyphasé principalement hercynien.

Les principaux faciès sont composés de micaschistes à deux micas (quartz, muscovite, biotite et chlorite, structure lépidoblastique à granolépido-blastique) et de faciès leptynitiques (parfois quartzitiques, structure granoblastique) en lits bien individualisés d'épaisseur métrique à décimétrique.

Géodynamique interne

Evolution structurale : Sur le plan structural, l'architecture de l'unité est mal connue et plus complexe que ne le laisse supposer la carte géologique. Le caractère structural le plus évident est l'allure isoclinale de la série, marquée par la foliation métamorphique (qui correspond généralement au litage sédimentaire initial).

De nombreux plis isoclinaux (verticaux ou horizontaux, parfois tordus dans une déformation plus récente), dont l'axe est compris dans le plan de foliation, soulignent que celle-ci constitue la faiblesse mécanique majeure du massif et qu'elle a concentré les déformations (coulissages).

L'unité est de plus marquée par deux familles

principales de fractures, que l'on peut rapprocher de phases tectoniques successives connues:

– des failles Nord-Sud et de grandes fractures sensiblement Est-Ouest (absentes entre la zone instable et l'accident médian), qui appartiennent à un schéma ancien (ère primaire). Elles ont été réactivées en failles normales au début de l'ère secondaire (phase d'extension, Carme, 1971). Elles sont absentes à l'Est de la zone instable, peut-être du fait de la modification de l'état global de contrainte induit par la proximité de l'accident médian de Séchilienne et de ses répliques (failles N/S);

– des fractures conjuguées NE-SW dextres et NW-SE senestres, qui dénotent une compression sensiblement E-W que l'on peut rapporter à la phase alpine, débutant au Tertiaire. Cette phase de serrage a eu pour effet de réactiver en ouverture les anciennes fractures E-W précédemment décrites.

Néotectonique et sismologie : Les travaux récents (nivellements de précision, paléomagnétisme, mécanismes aux foyers des séismes régionaux...) et les informations tirées du réseau Sismalp montrent que les déformations géologiques se poursuivent à l'heure actuelle, avec semble-t-il une tendance au soulèvement de certaines parties de la chaîne alpine (taux de 1mm/an environ) avec des mouvements de décrochement au niveau des massifs cristallins externes.

Dans ce schéma, le massif de Belledonne subirait les effets d'un chevauchement vers l'Ouest-Nord-Ouest et d'un coulissage dextre parallèlement aux directions structurales majeures de la chaîne (sensiblement N30).

Ceci concorde avec les séismes superficiels récemment enregistrés à proximité de la zone étudiée, et du synclinal médian en particulier :

– séisme «d'Uriage», 1992, Magnitude 3, de type coulissage ;

– séisme «d'Allevard», 1994, Magnitude 2.5, de type coulissage également

Géodynamique externe

Paléoclimatologie : pas d'éléments.

Histoire glaciaire : Au quaternaire, les Alpes ont connu plusieurs glaciations, dont les dernières (Riss entre -300 000 et -100 000, et Würm entre -90 000 et -10 000) ont laissé leur empreinte dans le modelé de la vallée de Romanche (origine glaciaire des replats des Thiébauds et des Rivoirands, Antoine et al., 1987).

A son extension maximale, au Würm II (-90.000 à -35.000), le glacier a atteint 1400 m (placages morainiques du Mont-Sec). Ensuite, il a reflué lors de l'interstadiaire Würm II-III (vallée libre de glace?) avant une nouvelle incursion au Würm III (-35.000 à -24.000) jusqu'à 800 à 900 m d'altitu-

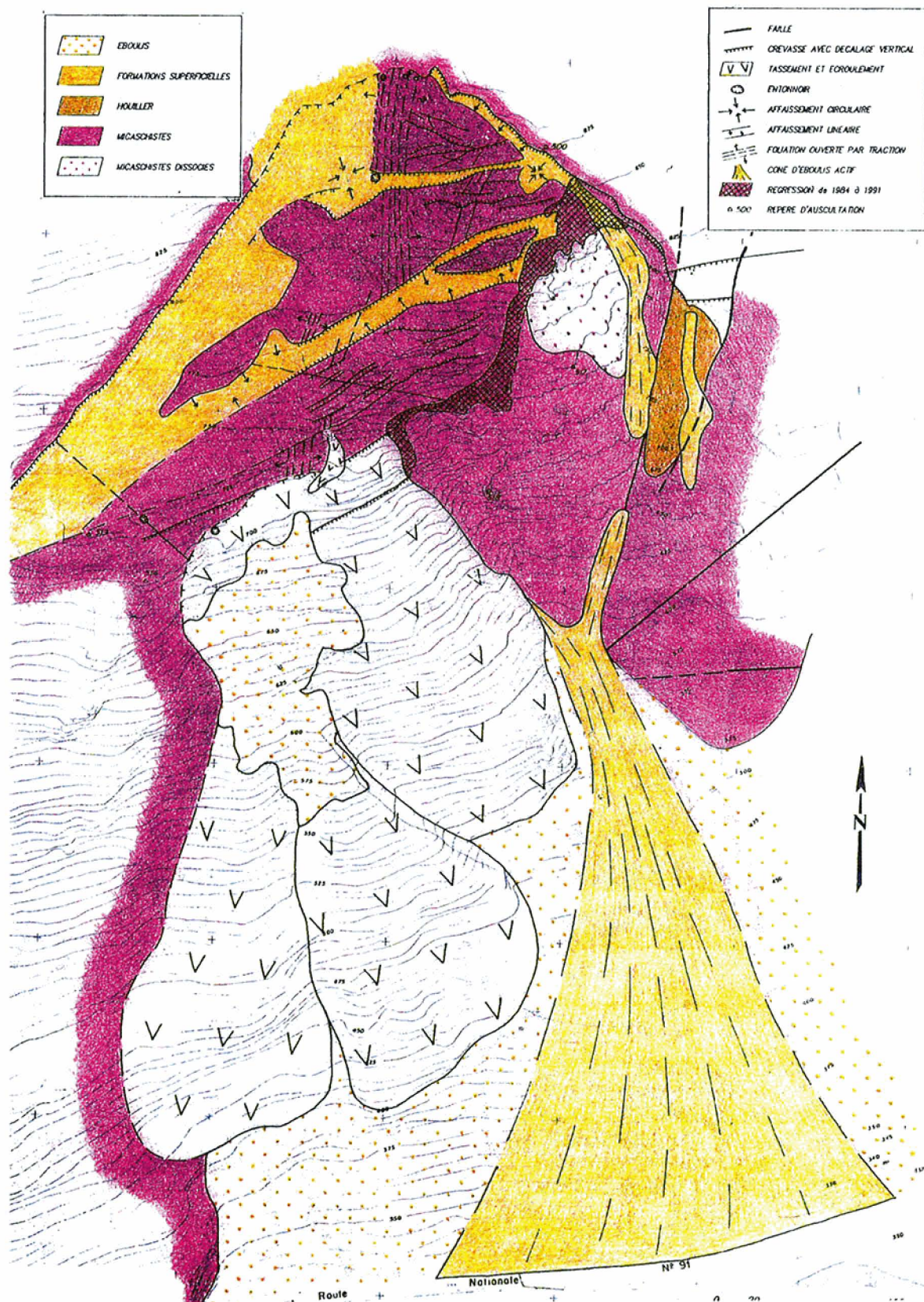
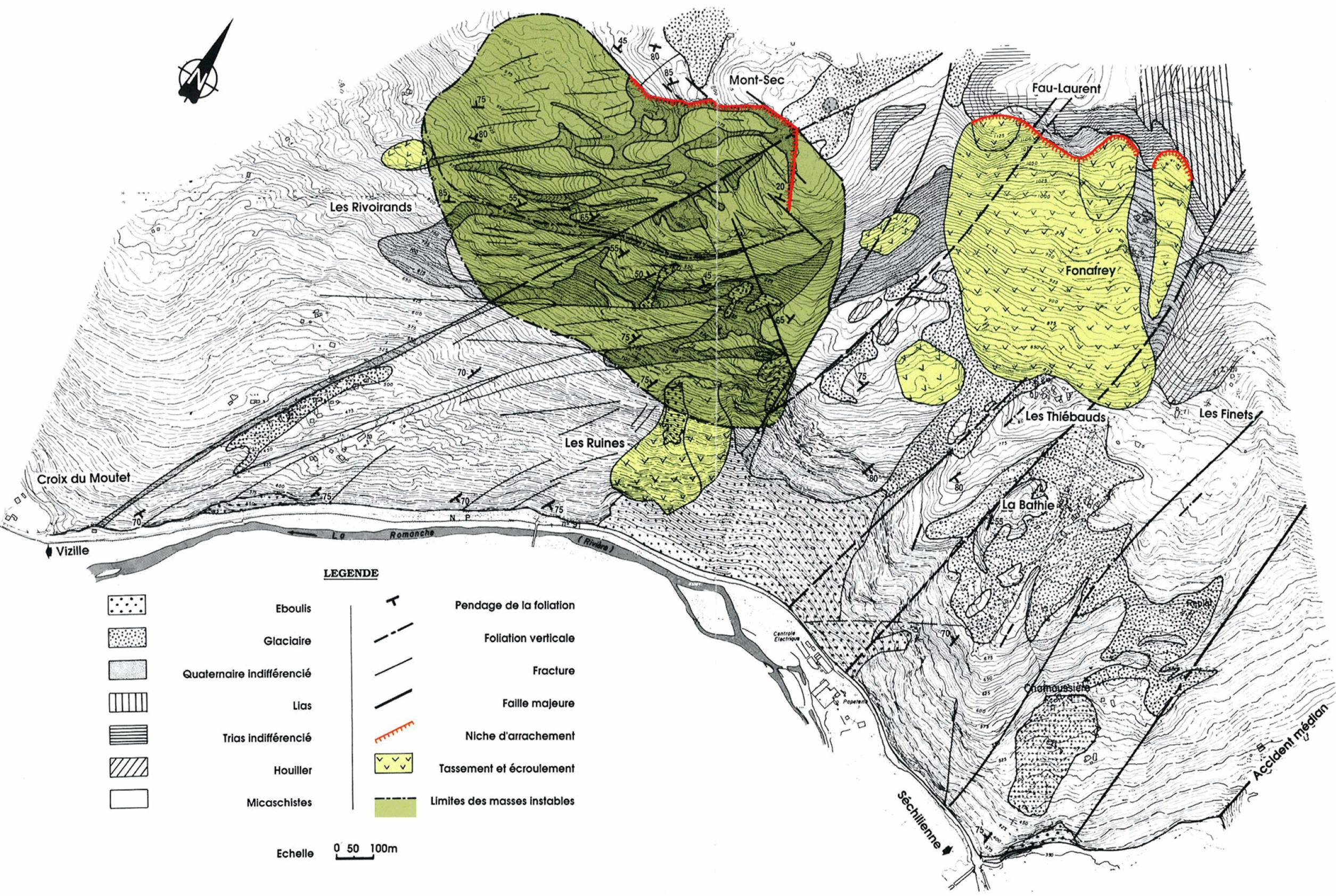


Fig. 2. Carte géologique de détail de la zone frontale la plus active.
Le volume de cette zone, où les vitesses atteignent 20 cm/an, est estimé à 7 millions de m³.



Carte géomorphologique du versant des Ruines de Séchilienne.

La zone instable, entourée en pointillés, est marquée par de grandes dépressions E-W à NE-SW correspondant aux grandes fractures tectoniques qui contrôlent la déformation du versant.

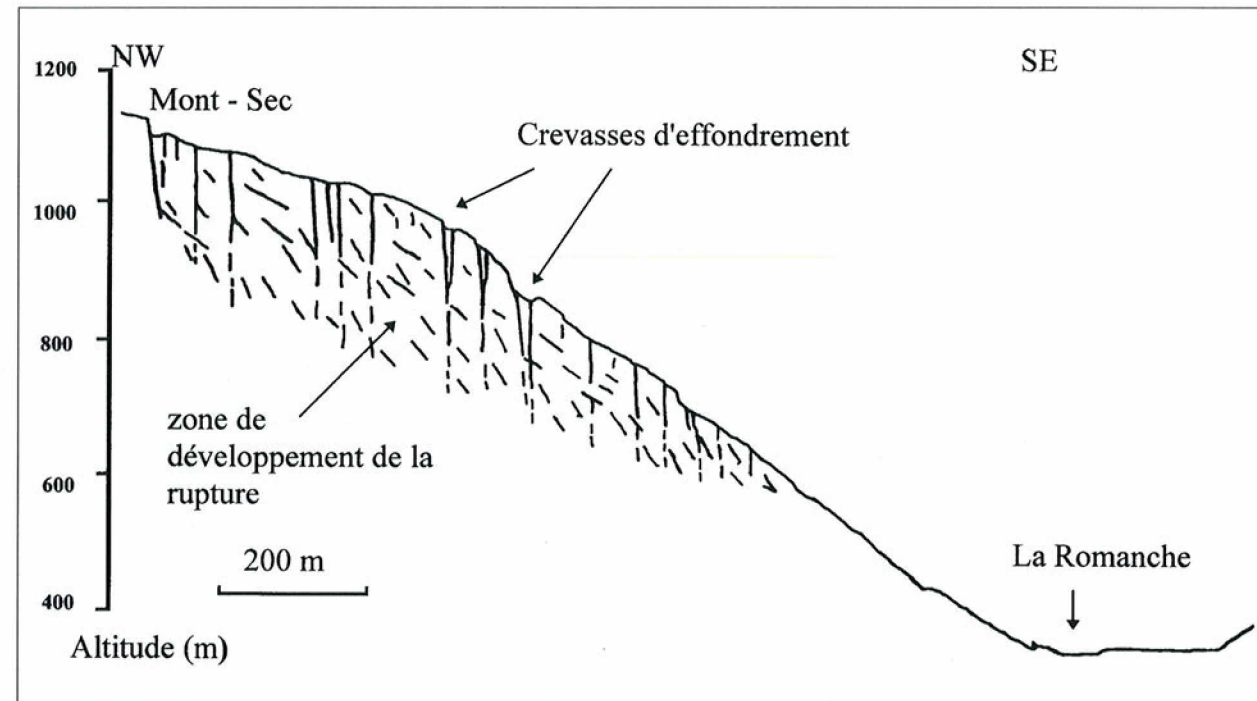


Fig. 3. Coupe schématique du versant des Ruines de Séchilienne. Les grandes fractures d'origine tectonique, proches de la verticale, sont pénétrantes sur plusieurs centaines de mètres. Il n'existe pas de surface de glissement continue prédéterminée mais un réseau de fractures discontinues inclinées vers la vallée.

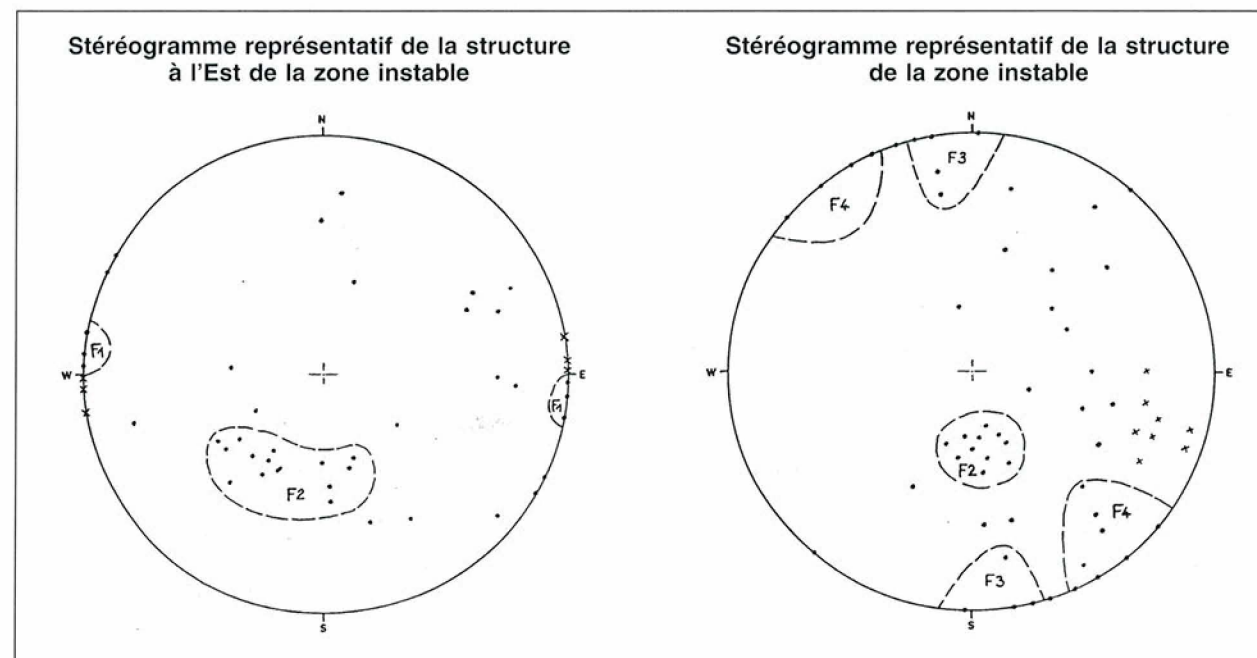


Fig. 4. Stéréogrammes représentatifs de la structure du massif à l'Est de la zone instable (a) et à l'intérieur de celle-ci (b). Convention : les pôles sont projetés sur le demi-hémisphère supérieur. On remarque que la zone instable se distingue du reste du massif par la présence des familles de fractures subverticales orientées E-W (F3) et NE-SW (F4).

de environ, suivie d'une lente et définitive fusion sur place.

Altération : Les périodes de fonte des glaciers sont propices aux déclenchements d'importants mouvements gravitaires sur les versants laissés libres :

- suppression d'une butée latérale (partielle);
- grande augmentation des pressions interstitielles liée à la fusion de la glace (particulièrement intense en versant Sud);
- «fatigue des massifs», c'est à dire détérioration de leur caractéristiques de résistance au cours du temps, accentuée par des écarts thermiques cycliques très importants.

Les micaschistes sont peu altérables dans l'ensemble, à l'exception des passées très micacées, plus litées, qui se dégradent mécaniquement par débit en plaquettes, ce qui favorise la dislocation de l'ensemble.

Evolution fluviale ou torrentielle : pas d'éléments.

Action anthropique : On trouve dans le versant deux types de travaux souterrains :

- les anciennes mines d'extraction filonienne de blende, galène, chalcopryrite.

Cette exploitation, vraisemblablement répartie sur une longue période, est antérieure à la Première Guerre Mondiale et on ne dispose pas du lever complet des galeries de ce versant de la vallée de la Romanche. Trois galeries de mines sont actuellement connues dans le versant instable, mais des indices de surface suggèrent la présence d'autres travaux miniers non encore reconnus ;

- la galerie d'amenée EDF de la chute de Péage de Vizille, creusée en 1948 (document schématique d'implantation et rapport géologique préalable de 1941 disponibles).

3.2. Description de la zone en mouvement

(Voir la Carte annexe dans le texte).

Géomorphologie

Descriptive : voir le fond topographique 1/5000 de 1985, utilisé pour la carte géologique (fig. 3). Le profil du versant au droit du Mont-Sec montre une pente assez homogène de 45° entre le fond de vallée (cote 325 m) et la base de la déformation sommitale du Mont-Sec, puis une pente moyenne de 20° jusqu'à la crête, ce qui est très faible pour un versant instable.

A l'Est du versant instable, la topographie est marquée par l'important replat du village des Thiébauds (entre 725 et 800 m), avec un pied de versant également à 45° (puis 30°).

Au pied du versant, l'épaisseur des alluvions atteint 80 à 100m, formant un surcreusement du substratum entre les seuils de Séchilienne et de la Croix du Moutet (20 m d'alluvions environ).

Quantitative : restitution au 1/5000 en mai 1986 et en 1994.

Evolutive : L'ordre de grandeur des déplacements ne permet pas de procéder à une comparaison automatique des deux modèles de terrain.

Lithologie

L'instabilité se développe dans une série très monotone de micaschistes peu altérés, présentant des alternances métriques à décamétriques, tantôt micacées tantôt plus quartzieuses (avec quelques niveaux plus compacts d'amphiboles).

Des lames minces ont été réalisées en 1994 sur six échantillons prélevés dans la partie basse du versant.

On note des filons de quartz avec traces de minéralisation, et la zone est bordée à l'est par des pincées de schistes houillers, de Trias et de Lias (voir fig. 2).

Données structurales et géomécaniques

Le secteur étudié montre clairement quelques grandes familles de discontinuités, en accord avec les grands traits structuraux de l'unité évoqués au «géodynamique interne» (fig. 4).

– La foliation métamorphique est sensiblement subverticale et méridienne dans la partie basse et médiane du versant, alors que la partie haute apparaît plus plissée. De nombreux mouvements de cisaillement sont décelables dans la foliation, donnant naissance à des accidents sub-méridiens tels que celui qu'a suivi la galerie de reconnaissance de la cote 710m jusqu'au PM 35. Cette galerie creusée en 1994 est décrite au chapitre 5 «Moyens de reconnaissance mis en oeuvre».

– On retrouve les grandes structures hercyniennes: failles N-S (comme l'accident qui limite à l'est la zone frontale inférieure Est) et de grandes fractures sensiblement E-W (absentes entre la zone instable et l'axe médian) qui ont permis le découpage du versant en lanières verticales. Elles ont été réactivées en ouverture par la compression E-W de la phase Alpine débutant au Tertiaire.

– On retrouve également les fractures conjuguées NE-SW dextres et NW-SE senestres attribuées à une compression sensiblement E-W lors de la phase Alpine.

– On observe de plus des fractures à pendage vers le sud. Certaines, discontinues et à très faible pendage vers le sud, présentent des caractères de fentes de traction et peuvent aussi résulter de cette phase de serrage, traduisant un étirement de la masse rocheuse vers le haut. Mais celles qui sont plus pentées pourraient être intimement liées à la décompression du massif à proximité du versant lors du creusement de la vallée et des fusions suc-

cessives du glacier, par le biais des déformations indépendantes des compartiments étirés («lanières»).

Cette déformation par flexion globale vers l'aval crée des conditions favorables à la propagation de ces fractures («tractions» sur la face arrière des lanières et «cisaillement» en pied), qui en retour autorisent le développement de ce mécanisme complexe de déformation du versant.

Les fractures à pendage sud (aval) sont omniprésentes et réparties de façon homogène dans tout le versant étudié et le plus souvent discontinues.

La comparaison entre la zone en mouvement et la zone stable à l'Est révèle que c'est la combinaisons de ces discontinuités avec les accidents E-W et NE-SW qui crée les conditions d'instabilité. Cette présomption est renforcée par le fait que les niches d'arrachement du sommet du Mont-Sec et du sommet de la zone «active» inférieure Est sont en grande partie délimités par ces accidents.

De plus, lors de la visite de la galerie d'amenée EDF de Vizille (cote 430, orientée E-W), les fractures E-W n'ont été observables qu'au droit de la zone instable.

4. CLIMATOLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE

4.1. Conditions d'alimentation

Pluviométrie

Bassin versant : l'instabilité des «Ruines de Séchilienne» est située sur le versant S-E de l'épéron qui s'étend entre le Pic de l'Oeilley (1547m) et la Croix du Moutet dans la vallée de la Romanche (310m), d'orientation SW-NW.

Le bassin versant topographique du versant des Ruines de Séchilienne est de l'ordre de 218 ha (2.18 km²), entre la Croix du Moutet et la limite Est de l'instabilité. La superficie de la zone instable est de 72 ha (0.72 km²), avec un bassin-versant topographique de l'ordre de 110 ha (1.1 km²) difficile à évaluer du fait de la topographie peu marquée du replat du Mont-Sec.

On dispose de peu d'informations sur le bassin-versant hydrogéologique efficace qui alimente le versant instable, mais les hypothèses actuelles d'interprétation du comportement hydromécanique du site poussent à considérer une étendue bien supérieure à celle du bassin-versant topographique.

Points de mesure : depuis 1992 on dispose d'une station météorologique spécifiquement installée au sommet du Mont-Sec. Avant 1992, les précipitations et l'évapotranspiration étaient estimées à partir des données des stations météo voisines de Saint Martin d'Hères et du Rivier d'Allemont (1280 m).

Il serait intéressant de disposer d'informations plus anciennes, même qualitatives, relatives à des périodes très pluvieuses ou des désordres (ex: récit de la crue de 1940 dans le rapport de l'étude hydraulique Sogreah).

Valeurs : les graphes représentatifs des données recueillies depuis 1969 sont présentés sur la figure 6a, sans différencier la nature des précipitations (pluie/neige/fonte). Cette distinction, importante pour corréler finement le suivi du site avec les observations météorologiques, est possible depuis l'installation de la station du Mont-Sec en 1992.

Régime : l'observation du graphe de la figure 6a ne permet pas de dégager une tendance nette dans l'évolution des précipitations affectant la vallée de la Romanche depuis 1969. Il n'y a pas de tendance climatique, mais l'année 1985 clôture une période de moindres précipitations depuis l'année 1982, succédant à une succession d'années à fort cumul annuel (1979 à 1983).

Les graphes des figures 6a et 6b permettent de constater que les fortes précipitations ont lieu préférentiellement à l'automne et au printemps, cette répartition ayant été particulièrement marquée au cours des années 1992 et 1993 (fig. 7a).

Nivométrie

Bassin versant : on se reportera aux observations faites plus haut pour le bassin versant hydrogéologique, mal connu, en remarquant que pour la neige, les phénomènes de transport par le vent, d'accumulation et l'influence de l'exposition augmentent l'incertitude.

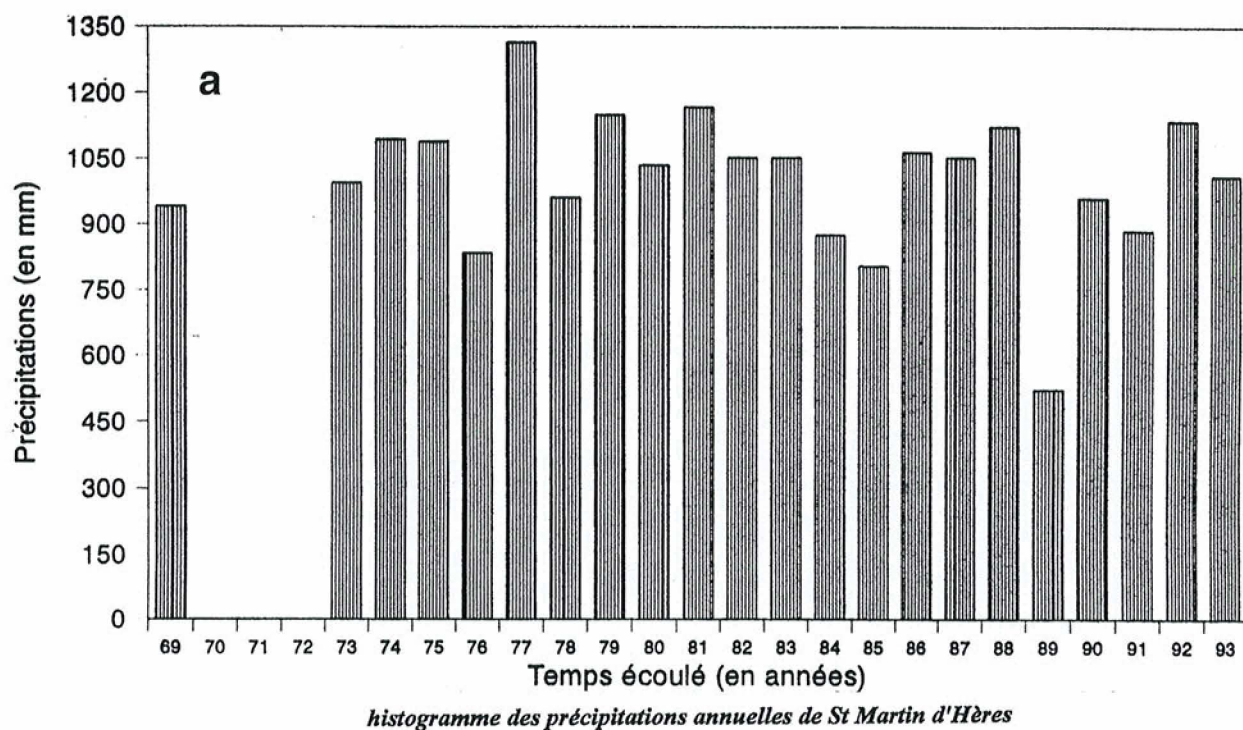
Points de mesure : Les stations météo voisines (Saint Martin d'Hères, Rivier d'Allemont...) ne sont a priori pas représentatives des conditions d'enneigement et de fonte sur le versant sud du Mont-Sec. Depuis 1992 on dispose d'une station météo au sommet du Mont-Sec qui permet de s'affranchir de cette incertitude. On pourra peut-être aussi mieux utiliser les mesures antérieures sur les stations voisines (pour les études de corrélation entre météo et déplacement) à la lumière des comportements comparés entre stations depuis 1992.

Valeurs : voir les histogrammes de la station du Mont-Sec (fig. 5b)

Régimes : remarquons la difficulté à dégager des éléments précis concernant le ou les régimes nivométriques affectant le versant Sud du Mont-Sec. On peut tout de même signaler la tendance de ces dernières années qui ont connu un enneigement relativement important et tardif alors que les périodes hivernales étaient plus sèches.

Conditions de la fonte des neiges : pas d'éléments.

SAINT-MARTIN-D'HÈRES - Hauteurs annuelles des précipitations - 1969 → 1993



SECHILIENNE - Télé-Nivomètre - Avril 1994

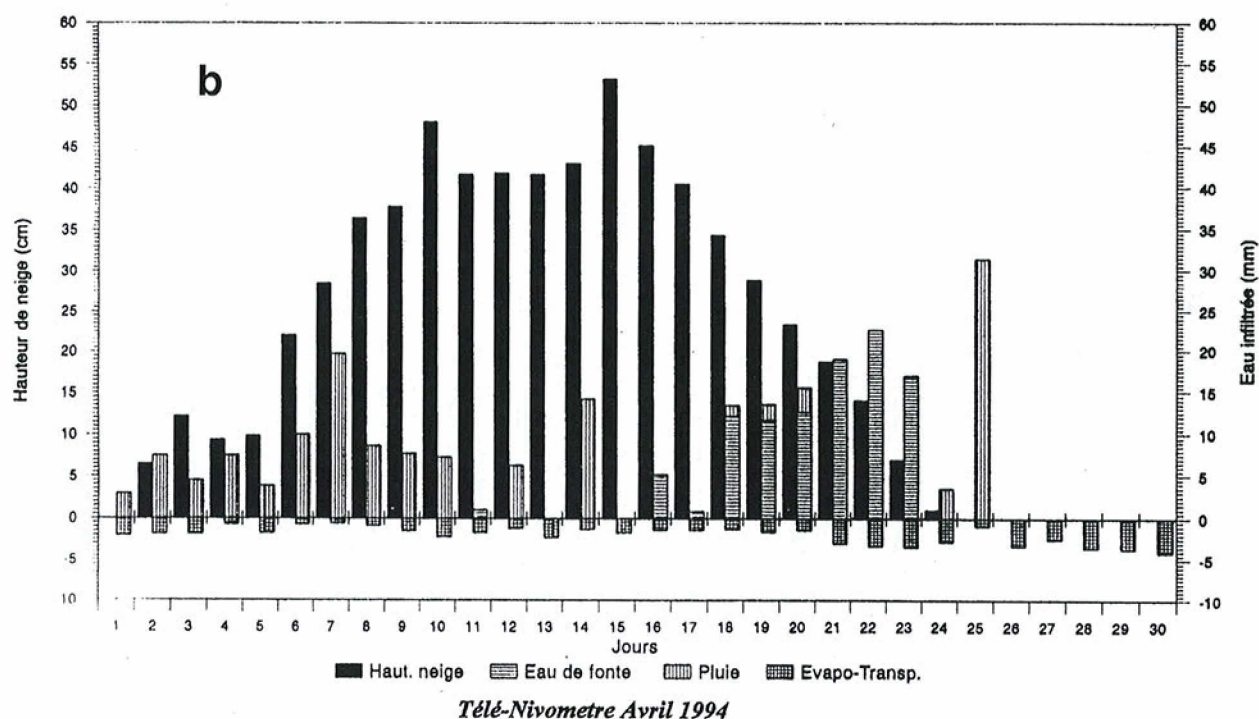
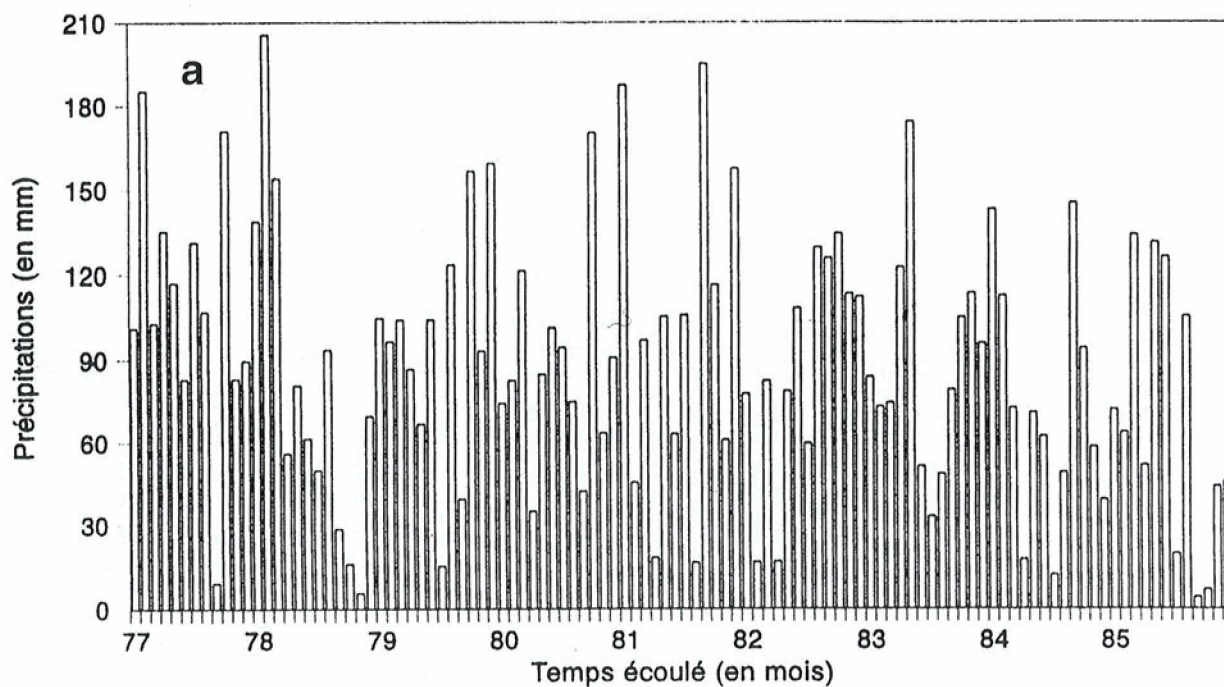


Fig. 5. (a) Hauteurs annuelles des précipitations relevées au centre météorologique de Saint-Martin d'Hères, près de Grenoble.
(b) Mesures quotidiennes de précipitations enregistrées en avril 1994 par la station du Mont-Sec.

SAINT-MARTIN-D'HÈRES - Hauteurs mensuelles des précipitations - 1977 → 1985



SAINT-MARTIN-D'HÈRES - Hauteurs mensuelles des précipitations - 1986 → 1993

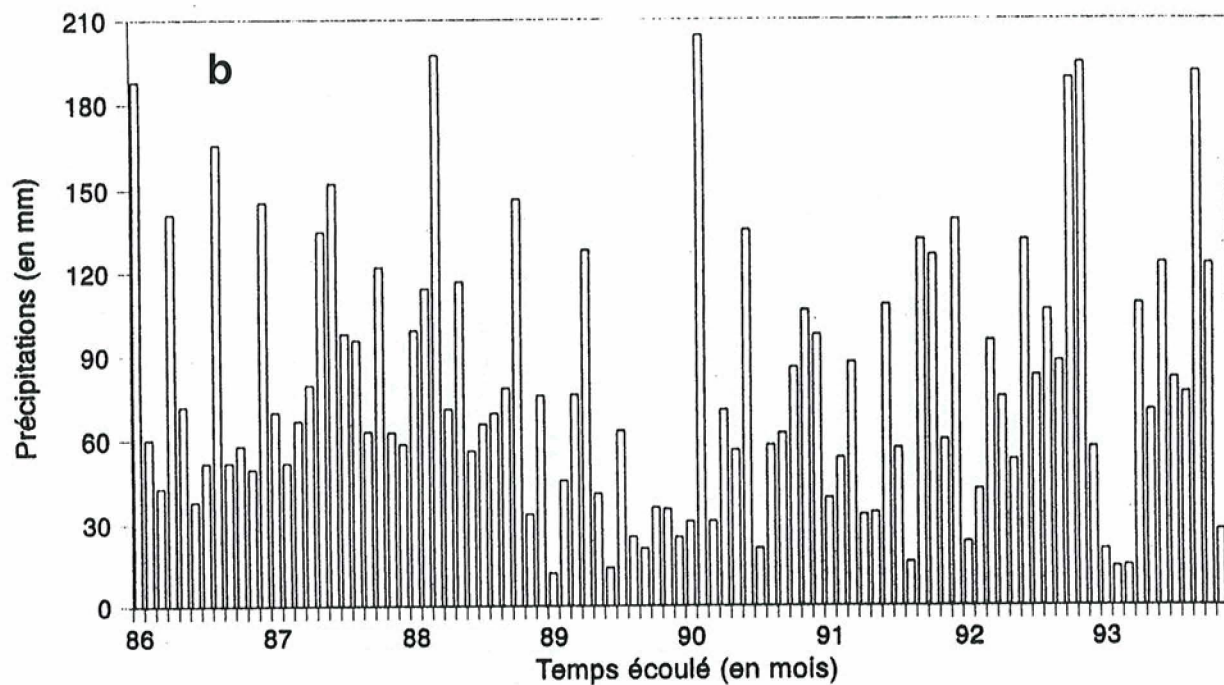


Fig. 6. Histogrammes des précipitations mensuelles relevées au centre météorologique de Saint-Martin d'Hères, près de Grenoble.
(a) de 1977 à 1985
(b) de 1986 à 1993.

Débit des cours d'eau

Torrents collecteurs: Néant.

Affluents: Néant.

Sources: en surface Néant; dans la galerie à la cote 585 m, les venues d'eau sont notables et régulières en hiver.

Températures

Les températures sont enregistrées automatiquement par la station du Mont Sec (fig. 7b).

De plus, chacune des quatre balises de télé-surveillance est équipée de sonde de température, mais ces mesures ne répondent pas aux normes.

Le versant se développant sur une dénivelée de 900 m, cela crée une différence de température moyenne de 5° environ.

4.2. Conditions d'infiltration

Altitude, pentes, exposition : le versant se développe entre les cotes 330 et 1120 m, en versant S-E, avec des pentes principalement boisées inclinées entre 20° dans la partie haute et 35 à 45° dans la partie médiane.

Evapotranspiration potentielle : elle est estimée par le centre météo de Saint Martin d'Hères à l'aide d'une formule intégrant la température moyenne, le vent, l'exposition, la période de l'année et la latitude, pour un sol de référence engazonné, ce qui pose la question de la représentativité de cette valeur d'ETP pour Séchilienne où plusieurs paramètres diffèrent notablement.

L'ordre de grandeur de l'ETP est faible devant celui des précipitations mais son impact est important sur la qualité des corrélations entre déplacements et précipitations effectuées au CETE de Bron.

Perméabilité du sous-sol : dans la partie instable, à proximité de la surface, la conductivité de fissure est très grande du fait de la désorganisation. En profondeur, elle semble hétérogène dans la zone moins disloquée rencontrée au fond des galeries (mine à la cote 585 m et galerie de reconnaissance à la cote 710m).

Réseau hydrographique : néant sur le site instable, normal en dehors (ruisseaux à l'Est).

4.3. Exutoires

On n'a jamais relevé d'émergence dans le secteur instable ni près de sa base, mais les résultats de l'auscultation effectuée depuis 1985 montrent

une variation cyclique «saisonnière» des vitesses de déplacement, qui indique un contrôle hydraulique de la vitesse de déformation du versant.

Il est donc probable que la nappe profonde du versant se raccorde à celle de la Romanche à une cote inférieure à celle de la vallée actuelle (l'épaisseur du remblayage alluvial est proche de 100 m à ce niveau de la vallée).

4.4. Hypothèses pour les circulations aquifères

Malgré la dislocation observée en surface, cela amène à penser qu'il subsiste dans le massif une perméabilité de fracture suffisamment faible pour permettre l'élévation du niveau piézométrique lors de longues périodes humides et une baisse lente et régulière de celui-ci en période sèche.

Des corrélations plus fines entre mesures extensométriques et pluviométrie (données de la station météorologique installée sur la crête) indiquent que le cumul des apports hydriques sur environ deux mois crée la composante cyclique «saisonnière» (basse fréquence) dont le niveau «haut» autorise des crises de vitesse de déplacement intenses (cumul des apports hydriques sur une semaine environ).

Ce schéma «à double détente» suggère l'existence de deux mécanismes distincts et complémentaires :

- l'infiltration directe des eaux météoriques dans le bassin versant (susceptibles de s'écouler dans la zone supérieure du massif à la faveur de fractures ouvertes pentées vers le Sud (écoulements observés dans la galerie cote 585 m)

- des circulations profondes liées à une alimentation plus globale du massif au gré des fractures privilégiées. Ces circulations ont pu être observées à un niveau d'étiage lors de la visite de la galerie d'amenée EDF de Vizille en août 1993 et peuvent être alimentées par un bassin versant réel bien supérieur aux bassins versants topographiques. Il faudrait pour le connaître caractériser les rôles hydrauliques respectifs de la foliation et des fractures E-W.

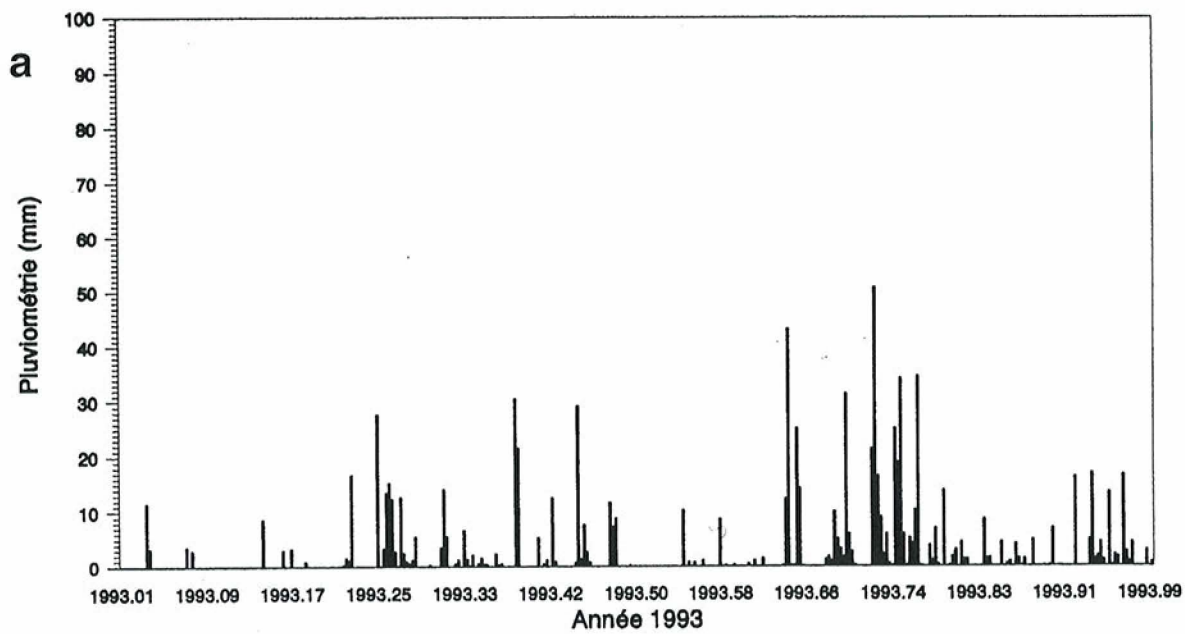
4.5. Données extrêmes

Circulations souterraines à distance : pas d'éléments.

Alimentations extrêmes : la période continue la plus pluvieuse enregistrée par la station du Mont Sec est celle d'octobre-novembre 1992, avec un total de 400 mm en deux mois.

En juillet 1973, la station de Saint Martin d'Hères a enregistré un cumul de 280 mm.

SECHILIENNE - Pluviométrie 1993



SECHILIENNE - Télésurveillance - Balise 3

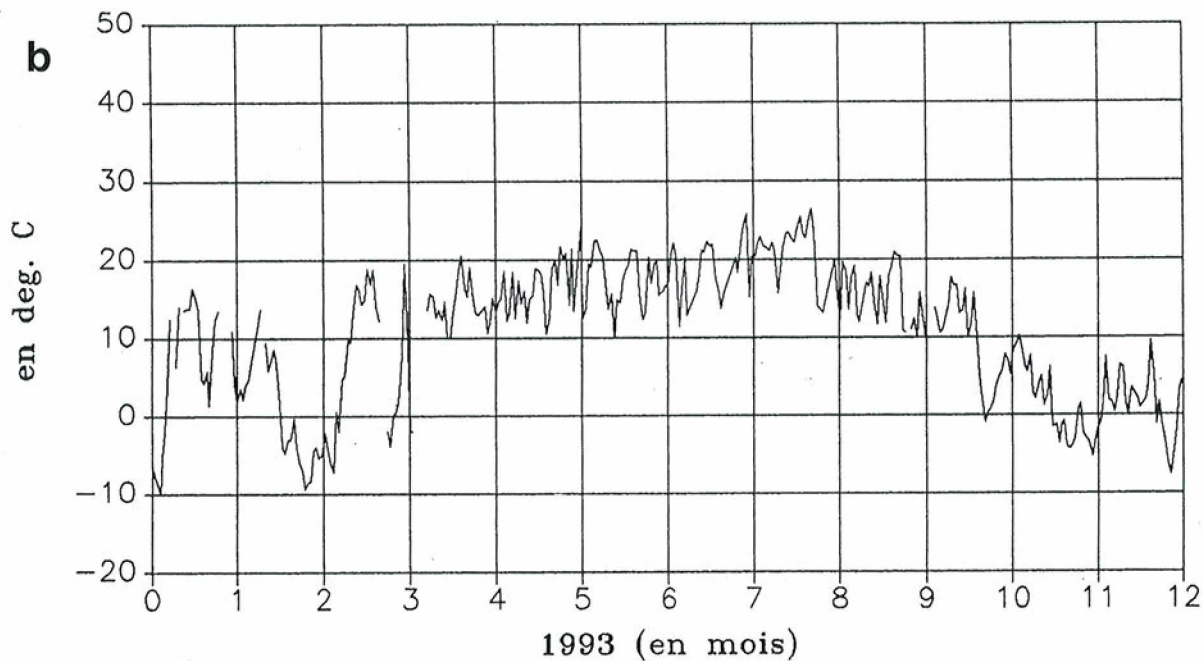


Fig. 7. (a) Histogramme des précipitations relevées par la station météorologique du Mont-Sec en 1993.
(b) Graphe des températures relevées en 1993 dans le versant par la balise de télésurveillance n. 3.

5. TECHNIQUES DE RECONNAISSANCE MISES EN ŒUVRE

Deux types distincts de reconnaissances ont été effectuées sur le site, en surface et en profondeur:

- cartographie géologique (1/1000 pour la zone frontale inférieure Est, 1/5000 pour tout le versant rive droite de la Romanche), levés structuraux d'affleurements et des galeries (celle de la cote 585m se développe sur 240 m dans la direction N-S), photo-interprétation.

- creusement en 1994 d'une galerie de reconnaissance orientée N/S, de 240m de long, à la cote 710 m, et lever structural correspondant (fig. 21).

Coût des travaux (installation, piste, sécurité, creusement, cintrage): 2,5 MF.

Ce projet a été préféré à une série de cinq sondages verticaux depuis la surface, dont le coût était équivalent mais l'exploitation très problématique.

6. ANALYSE DES DONNÉES D'AUSCULTATION

6.1. Les objectifs de l'auscultation

La conception d'un dispositif d'auscultation du site répond à deux objectifs distincts :

- l'analyse des mouvements et l'identification des mécanismes en vue de la compréhension du phénomène ;

- la mise en place d'une infrastructure de surveillance du site permettant de gérer les aspects de sécurité, dans le cadre de la protection des zones exposées à un éboulement. Cette infrastructure comprend, outre l'instrumentation du site, la mise en oeuvre d'une procédure de préalerte et d'alerte définie dans un plan de secours, en cas d'aggravation détectée et jugée dangereuse par les experts responsables.

6.2. Le dispositif d'auscultation

Un premier dispositif d'auscultation et de surveillance a été mis en place en 1985 par le LRPC de Lyon puis complété en 1988 et 1993. Il comporte trois systèmes de mesure complémentaires et indépendants destinés à analyser les mouvements d'ensemble et les déformations locales de la zone instable: un réseau d'auscultation géodésique, un réseau de télésurveillance et une cinquantaine de repères topométriques.

- **le réseau d'auscultation géodésique** couvre l'ensemble du versant rive droite de la Romanche entre la Bathie et les Rivoirands, avec un large canevas d'appui (fig. 9). Il comporte actuellement 35 points de mesure et a été diversifié en faisant appel aux méthodes de géodésie optique (triangulation, mesures de distances) et satellitaires

(méthode GPS) et la précision de détermination des points permet d'assurer une incertitude inférieure à 1 cm sur les composantes des vecteurs déplacement;

Coût d'établissement du réseau initial (canevas d'appui +17 points): 500 kF.

Coût de l'équipement complémentaire (18 points): 300 kF.

Coût d'une campagne géodésique complète (annuelle): 150 kF.

- **le réseau de télémesure extensométrique** assure depuis le Centre d'Exploitation de Lyon (implanté au CETE de Bron) un suivi permanent des 26 capteurs extensométriques installés sur les principales fractures du site et reliés par les balises radio au terminal de site des Thiébauds (fig. 8). Ce terminal interroge les balises toutes les heures en temps normal et tous les quarts d'heure en cas de crise (les paramètres du processus de mesure sont modifiables depuis le Centre d'Exploitation de Lyon) mais il assure également le contrôle technique du réseau et le contrôle des mesures, qui sont comparées à des valeurs prévisionnelles calées sur les trois jours précédents. En cas d'anomalie ou de dépassement de seuil, le terminal alerte en conséquence le personnel d'astreinte (messages vocaux téléphoniques, alphanumérique).

Coût de l'équipement et de l'installation : 2 MF.

Coût de la maintenance et du suivi quotidien : 300 à 500 kF/an.

- **une cinquantaine de repères topométriques** équipent les principales fractures et permettent le contrôle et le recalage des capteurs extensométriques télésurveillés. Le matériel de mesure est constitué d'un jeu de fils Invar (portable) régulièrement étalonnés au LPC de Lyon et d'un dynamomètre gradué (mise en tension normalisée des fils). La longueur des bases de mesure peut atteindre 50 m, la précision est de 0,1 à 0,5 mm selon la longueur de la base.

Coût d'une base : 500 à 15000 F HT suivant la nature (spit, potence...).

Coût de la valise complète de matériel de mesure : 50 kF HT.

6.3. Analyse des mesures d'auscultation géodésique

Les déplacements des repères géodésiques (fig.10 et fig. 11) confirment l'existence d'un mouvement actif affectant l'ensemble de la partie supérieure du massif sous le Mont-Sec : les déplacements cumulés depuis 1988 sont compris entre 10 cm et 25 cm, avec une amplification notable sur le front de la partie inférieure Est (>85 cm). Ces données appellent plusieurs observations :

- l'homogénéité d'ensemble des mesures confirme l'hypothèse d'une déformation intéressant

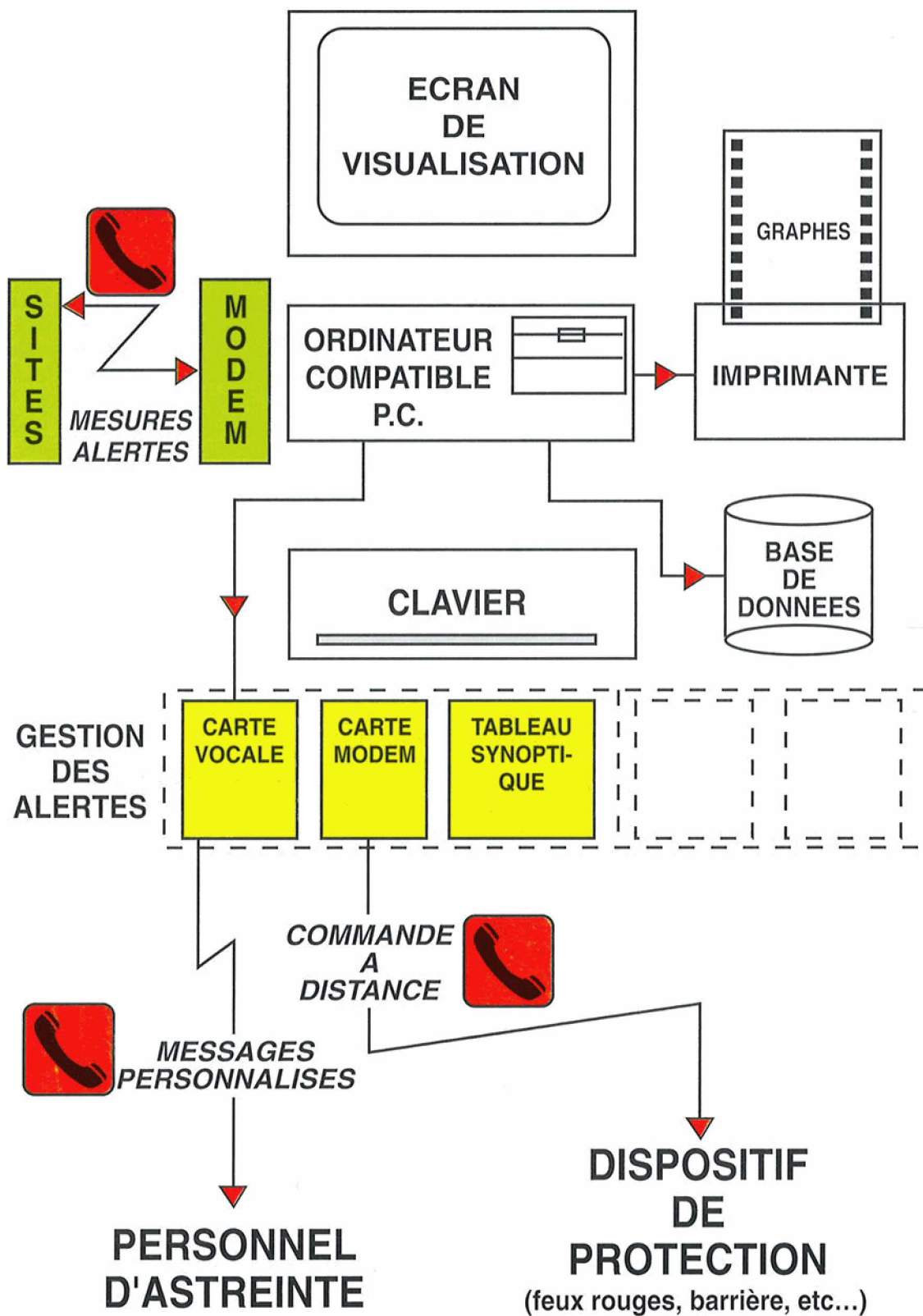


Fig. 8. Schéma du dispositif de télésurveillance. Les mesures des 26 capteurs extensométriques sont transmises au terminal des Thiébauds par quatre balises radio à intervalle de temps choisis (normal : 1h, crise : 1/4h). Le terminal de site vérifie ces mesures et les transmet périodiquement au centre d'exploitation du Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées de Lyon. Des messages d'alerte sont adressés au personnel d'astreinte en cas d'anomalie ou de dépassement de seuil.

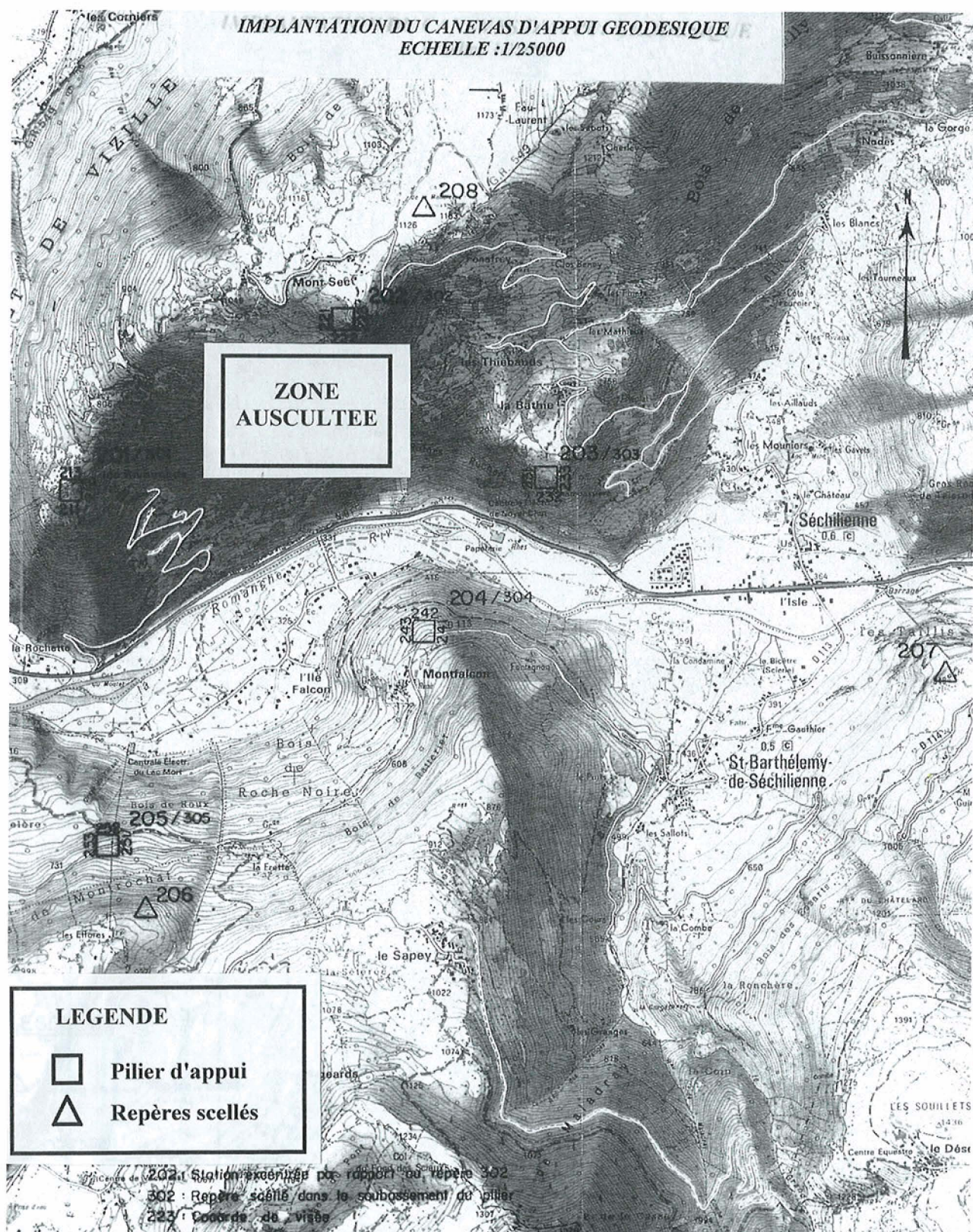


Fig. 9. Implantation du canevas d'appui géodésique. Les mesures des 35 points du réseau, effectuées annuellement de 1988 à 1996, sont répétées plus fréquemment depuis 1996 grâce à l'installation d'un théodolite à visée automatique. La précision de détermination des points permet d'obtenir une incertitude inférieure à 1 cm sur les composantes des vecteurs déplacement. Le réseau de mesures optiques est complété par des mesures satellitaires (GPS).

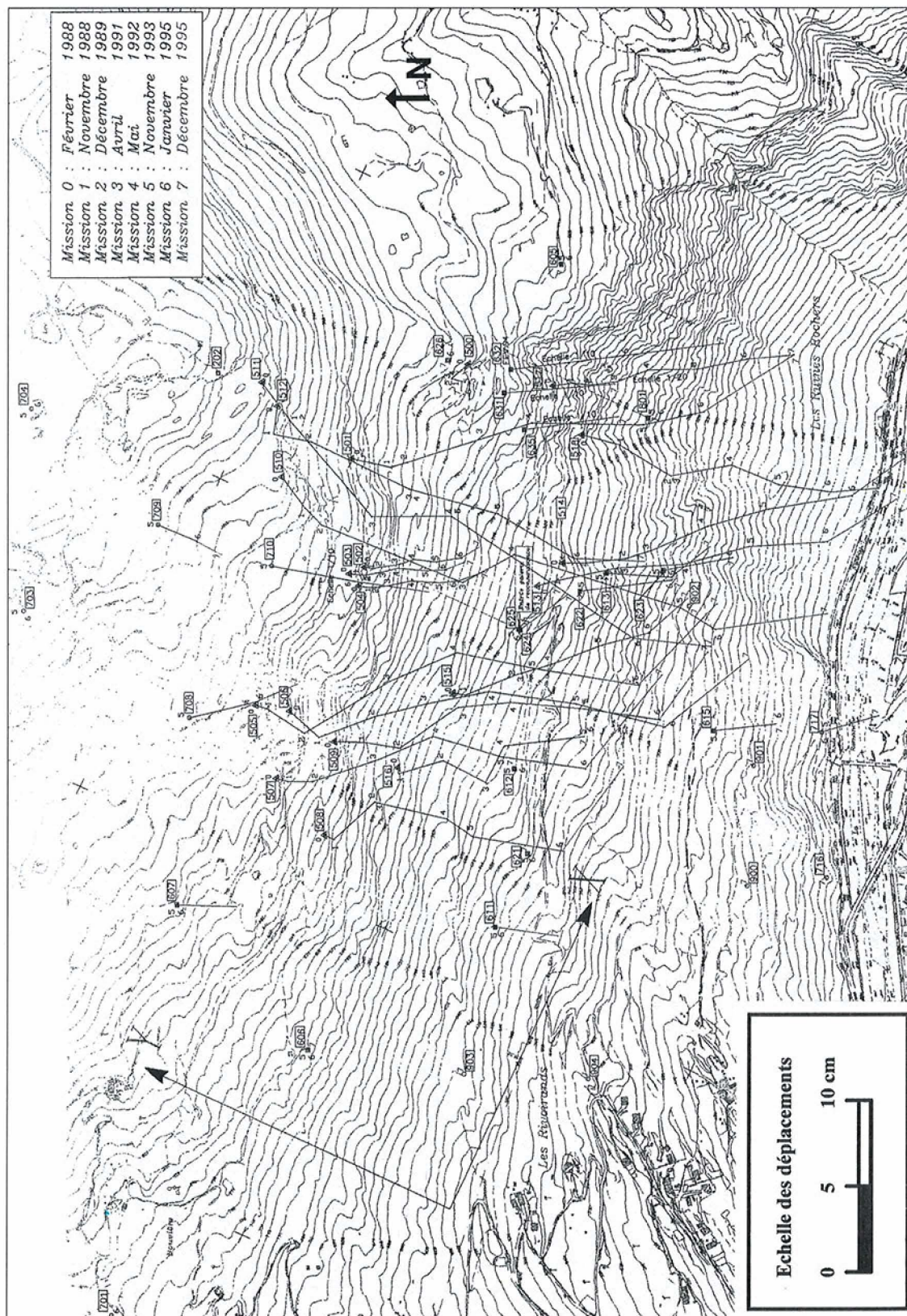


Fig. 10. Auscultation géodésique du versant Sud du Mont-Sec. Les déplacements planimétriques mesurés de février 1988 à décembre 1995 confirment l'existence d'un mouvement actif affectant l'ensemble de la partie supérieure du massif. Ils sont relativement homogènes à l'exception de la zone frontale la plus active (à l'Est) où ils atteignent 20 cm/an.

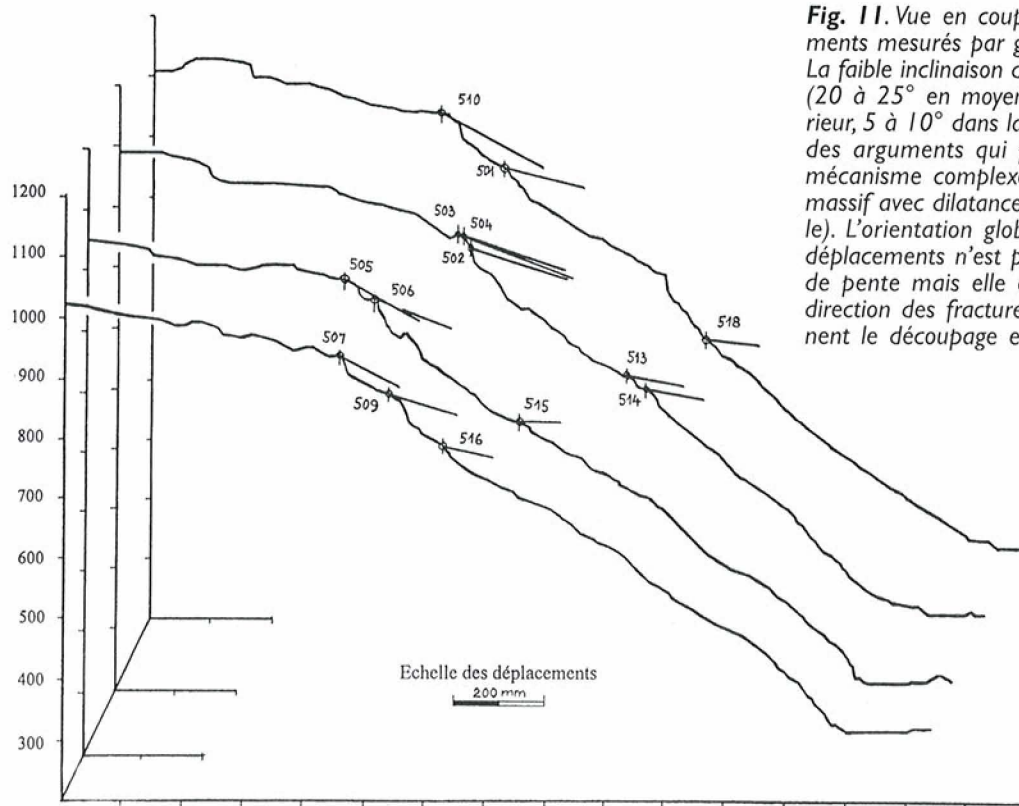


Fig. 11. Vue en coupe des vecteurs déplacements mesurés par géodésie.

La faible inclinaison des vecteurs déplacement (20 à 25° en moyenne dans la partie supérieure, 5 à 10° dans la partie inférieure) est un des arguments qui plaident en faveur d'un mécanisme complexe de rupture interne du massif avec dilatace (déformation horizontale). L'orientation globale N150 des vecteurs déplacements n'est pas celle de la plus grande pente mais elle est perpendiculaire à la direction des fractures majeures qui déterminent le découpage en «lanières» du versant.

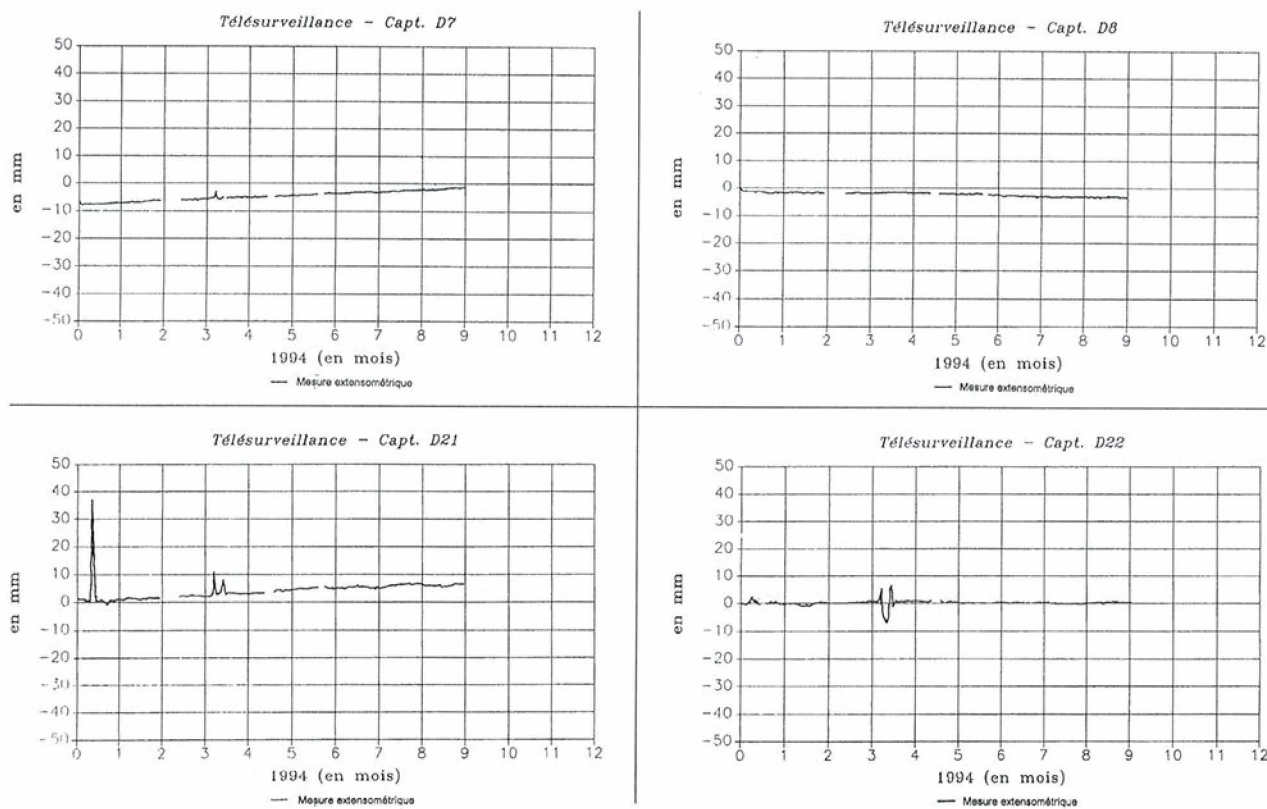


Fig. 12. Ouverture fractures mesurées en 1994 par les capteurs de la balise 2 dans le haut du versant. Capteurs D21, D22, D7, D8.

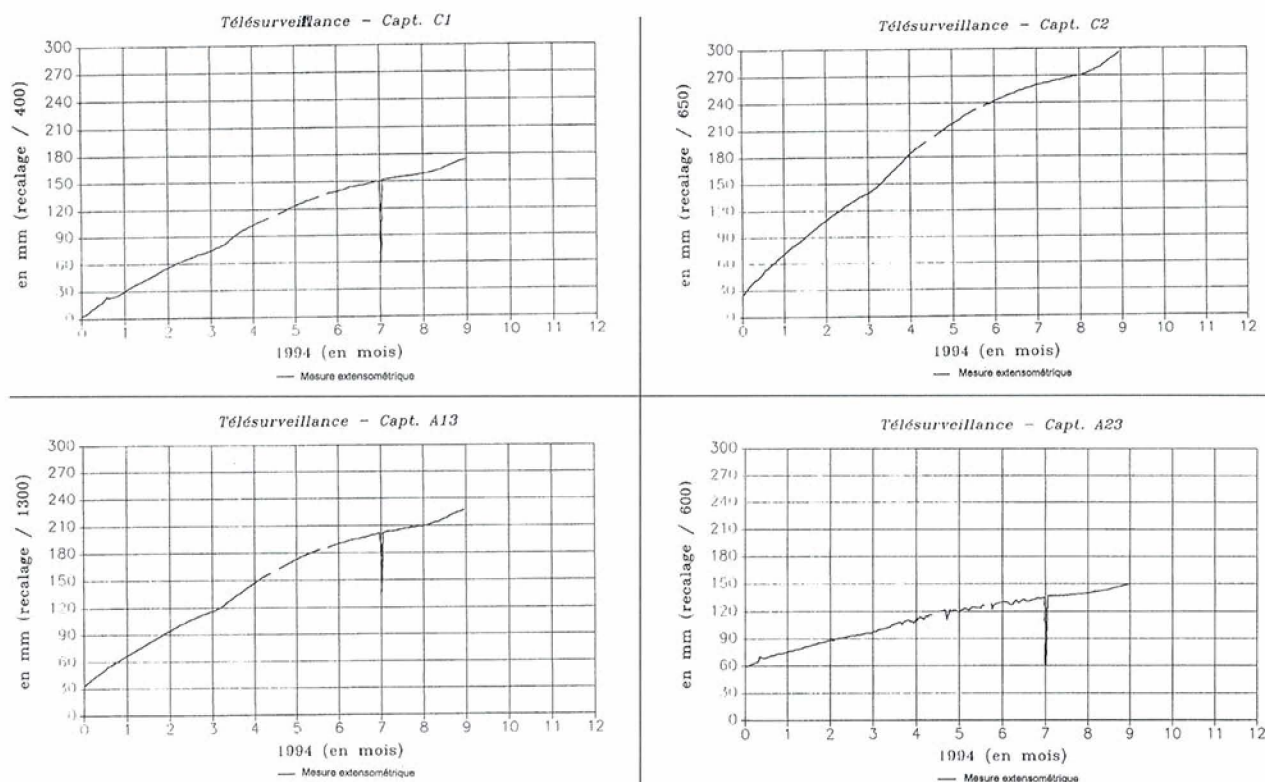


Fig. 13. Ouverture fractures mesurées en 1994 par les capteurs de la balise 3 dans le bas du versant. Capteurs A13, A23, C1, C2.

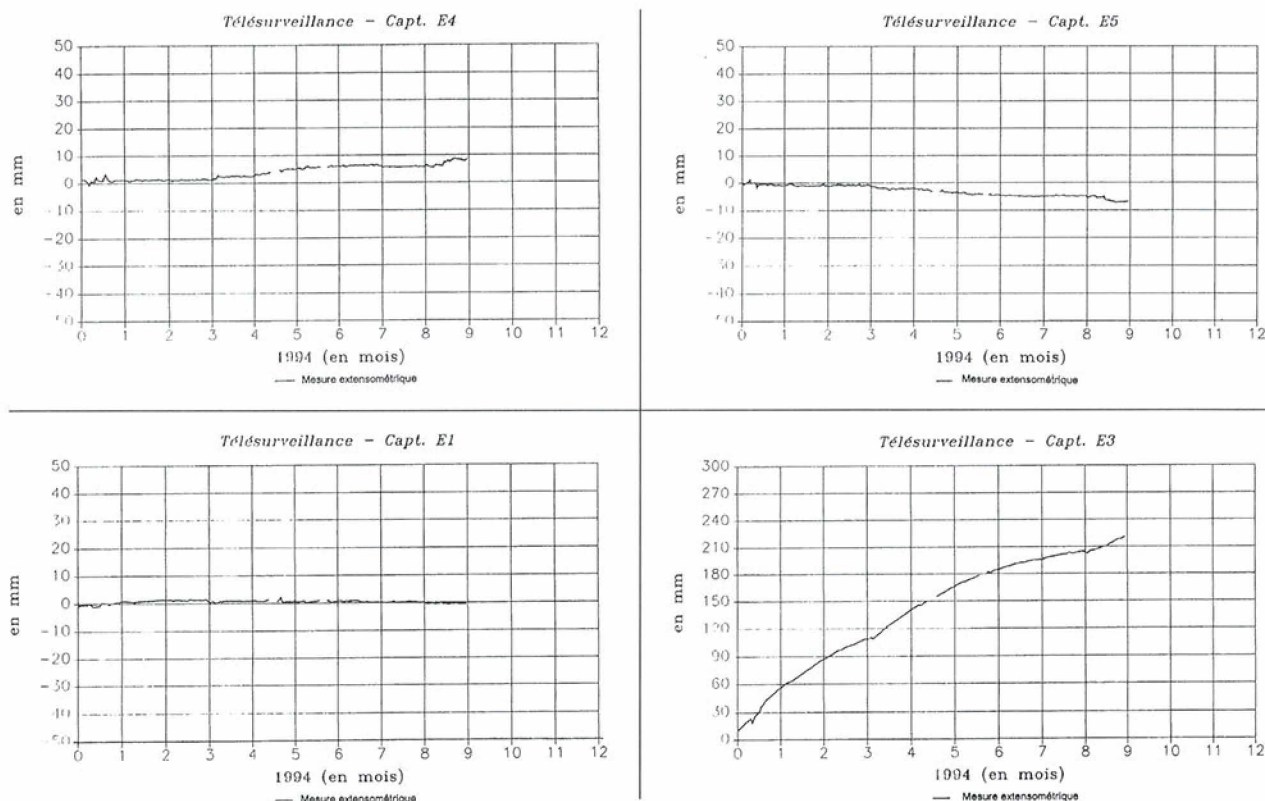


Fig. 14. Ouverture fractures mesurées en 1994 par les capteurs de la balise 3 dans le bas du versant. Capteurs E1, E3, E4, E5.

l'ensemble de la partie supérieure du versant (amplifiée localement au débouché de la limite Est de la zone instable) ;

- les déplacements sont supérieurs dans le haut du versant (limite inférieure remontant dans le versant vers l'Ouest) et les plus importants sont observés dans la partie Est du tassement du Mont-Sec, dont la morphologie semble bien indiquer une déformation plus marquée ;

- l'évolution depuis 1988 montre une tendance générale à l'accentuation des mouvements dans toutes les zones (moyenne 3 à 6 cm/an, avec 20 cm/an pour la zone frontale inférieure Est) ;

- le repère géodésique 500 révèle la présence d'un épaulement stable le long de la limite Est au-dessus de la zone frontale intérieure, dont la résistance joue probablement un rôle important dans le contrôle de la déformation du versant supérieur ;

- les vecteurs déplacements sont en moyenne orientés N150, normaux à la direction des fractures majeures déterminant le découpage en lanières du versant (donc oblique par rapport à la pente, ce qui confirme le contrôle structural de la déformation ;

- les vecteurs déplacement sont faiblement inclinés: 20 à 25° en moyenne dans la partie supérieure et 5 à 10° dans la partie inférieure. Ces inclinaisons sont très inférieures à la pente du versant et indiquent l'existence d'une importante déformation horizontale (comportement dilatant).

6.4. Analyse des mesures extensométriques

L'analyse des données extensométriques confirme l'existence d'une déformation de toute la zone active, croissante avec le temps, avec des ouvertures de fractures sur la limite Est en accord avec les mouvements observés par géodésie et notamment plus grandes (10 à 30 fois) dans la zone frontale Est en dislocation active (voir les graphes des ouvertures enregistrées par les balises 2 et 3: fig. 12-13-14-17).

L'existence d'une composante cyclique nette dans l'ouverture des fractures de la zone frontale (accélération en hiver et au printemps, ralentissement en été et à l'automne fig. 15) traduit l'influence d'une commande hydraulique du mécanisme d'évolution. Celle-ci est confirmée par l'étude des corrélations entre les vitesses de déformation et les apports hydriques cumulés du massif (données de la station météorologique du Mont-Sec, corrigées de l'évapotranspiration et de la fonte de neige fig. 16). Cette étude fait apparaître pour la zone frontale inférieure une réponse intégrée correspondant à des effets à moyen et long terme traduisant le comportement hydrogéologique complexe du site.

6.5. Centrale d'acquisition sismo-acoustique

Une centrale d'acquisition équipée de trois géophones a été installée en 1993 dans une galerie de mine à la cote 900 m.

Le dépouillement des enregistrements exploitables avec le concours du Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique (IRIGM, Grenoble) a permis d'observer une activité sismo-acoustique du site. Des études plus fines du contenu fréquentiel et énergétique des signaux sont en cours.

7. ETAT ACTUEL DE LA MODÉLISATION

7.1. Modèle géologique

La masse instable est formée de micaschistes sains hétérogènes (passées micacées et mylonites observées en galerie), avec une foliation d'allure isoclinal sensiblement subverticale.

Elle est limitée latéralement à l'Est par un accident N-S et s'enracine à W dans l'épaulement des Rivoirands.

La limite inférieure de la zone active est située à mi-pente, remontant obliquement vers W, et la limite supérieure correspond à l'escarpement du Mont Sec.

7.2. Modèle hydrogéologique

Aucun modèle simple ne répondant aux observations réalisées, on a été conduit à retenir des hypothèses dessinant un modèle complexe :

- une alimentation de fond due au massif arrière du Mont Sec («réservoir») ;

- une zone d'écoulement à faible profondeur à la limite de la zone disloquée (contraste de conductivité) ;

- des échanges entre ce niveau «superficiel» et le niveau plus profond du massif qui s'écoule probablement sous le fond de vallée vers la nappe inférieure de la Romanche.

7.3. Modèle hydraulique

Pas d'éléments fiables actuellement.

La difficulté à bâtir un modèle hydraulique du site (pourtant capital pour sa compréhension) provient tout d'abord de l'indétermination globale des conditions d'écoulement et d'alimentation aux limites : le niveau de la «nappe du Mont Sec» n'est pas connu, non plus que celui de la nappe inférieure de la Romanche où doit s'écouler le débit qui transite par le versant.

De plus, les observations faites dans le versant sont extrêmement rares et difficiles à interpréter :

- les écoulements observés dans la galerie cote 585 m durant l'hiver peuvent être dus à l'infiltra-

SECHILIENNE - Capteur extensométrique A22+A16

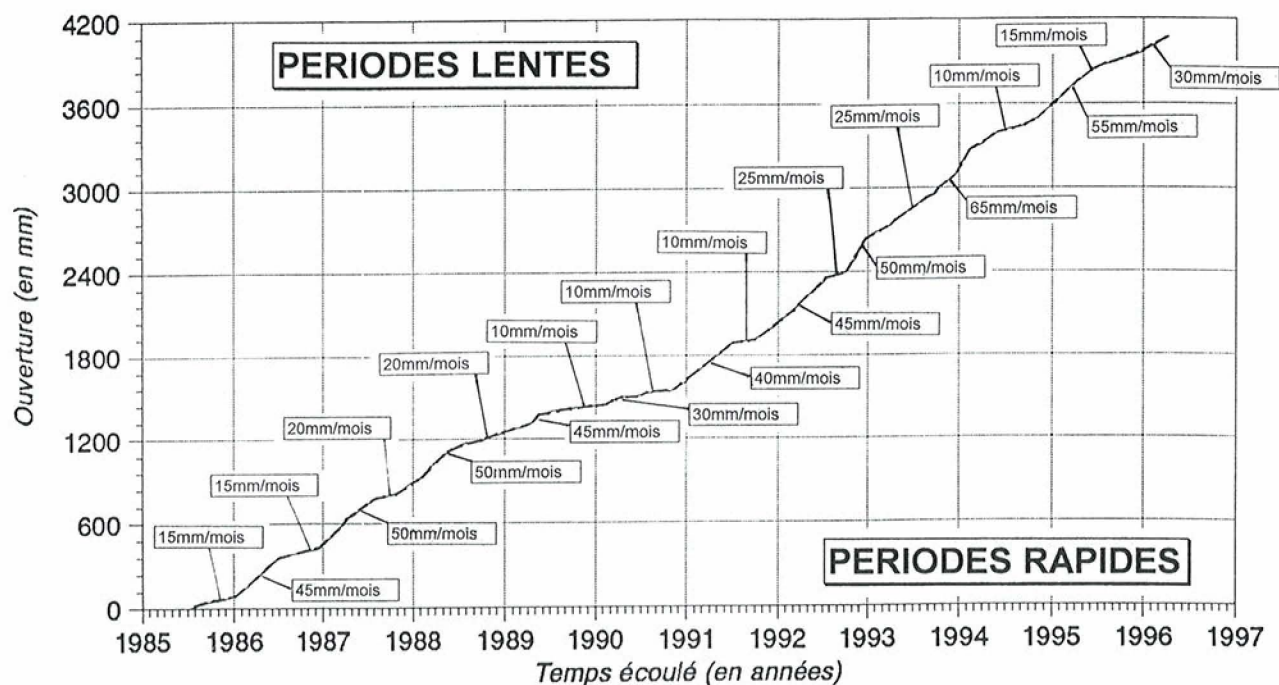


Fig. 15. Mesures extensométriques de l'ouverture de la crevasse en tête de la zone frontale la plus instable, de 1985 à 1996. L'alternance saisonnière de périodes rapides (30 à 65 mm/mois) et de périodes lentes (10 à 25 mm/mois) indique un contrôle hydraulique des déformations.

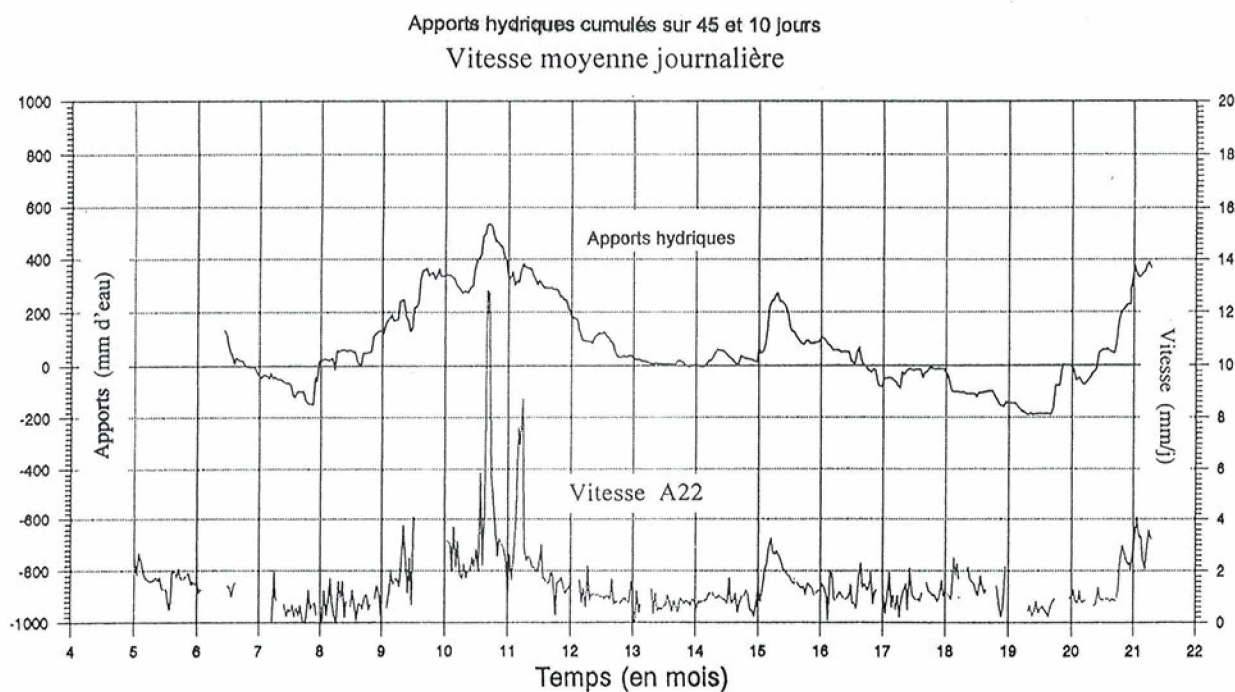


Fig. 16. Corrélation entre les vitesses moyennes journalières relevées par le capteur A22 et les apports hydriques cumulés sur 45 et 10 jours. La fonction de cumul hydrique à deux temps de retard donne les meilleurs coefficients de corrélation avec les vitesses de déplacement pour 45 et 10 jours. Cette observation purement numérique précise le contrôle hydraulique du phénomène : la composante sur 45 jours représente la mise en charge du massif par une alimentation lointaine alors que celle sur 10 jours représente l'infiltration de l'impluvium dans la masse instable.

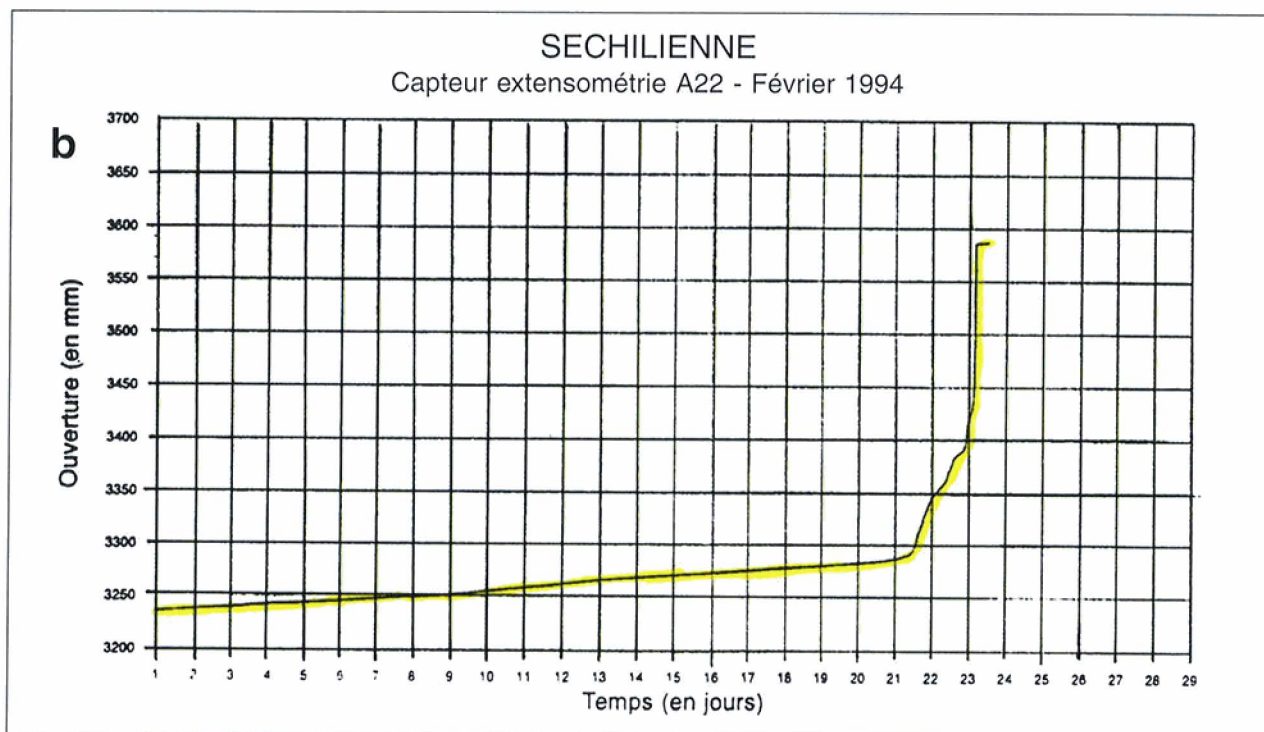
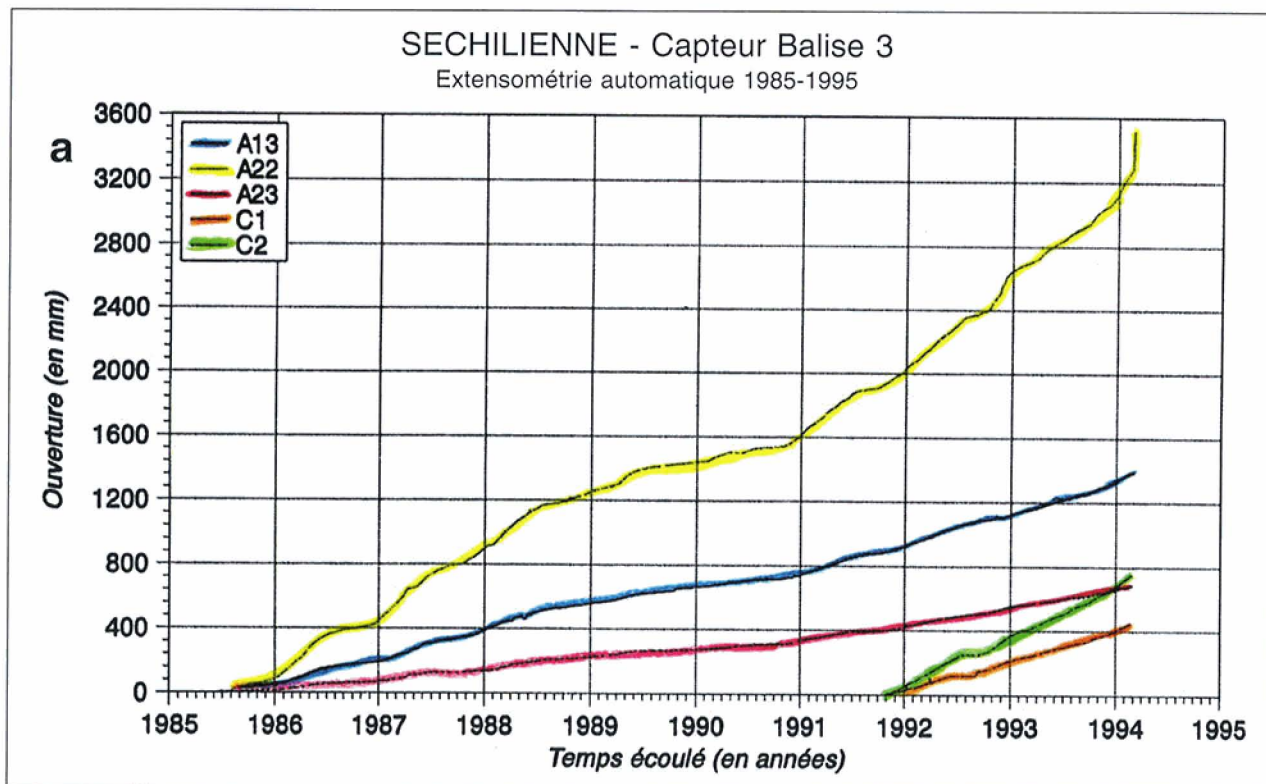


Fig. 17. (a) Mesures extensométriques relevées au sommet de la zone frontale la plus instable (balise radio n. 3), de 1985 à 1995. Le capteur A22, relié à un édifice rocheux disloqué dominant le vide, se comporte comme un amplificateur naturel : il traduit mieux la «respiration saisonnière» des vitesses que les autres capteurs.
(b) Mesures extensométriques du capteur A22 le mois précédant la chute de l'éperon rocheux auquel il était relié (février 1994).

tion de l'impluvium sur le site instable et donc ne pas être représentatifs d'un «niveau haut» de l'écoulement profond à alimentation lointaine,

– les suintements et les écoulements observés durant l'été 1993 dans la galerie EDF d'amenée de la chute de Péage de Vizille sont également sujets à caution car la galerie n'était vidangée que depuis une semaine environ, ce qui n'exclut pas que le massif environnant soit encore influencé par le niveau hydrostatique local induit par l'écoulement dans la galerie (bien qu'elle ne soit pas exploitée en charge). De plus, le plan de la galerie présente des imprécisions topographiques qui empêchent la localisation précise de la galerie au droit de la zone instable.

7.4. Modèle géomécanique

Le massif est découpé en grandes lanières verticales déterminées par la fracturation NE-SW, propices à une décompression du massif. Elles sont recoupées par la foliation N-S, ce qui favorise le desserrement latéral de ces compartiments.

Les fractures discontinues à pendage aval favorisent le développement de ruptures dans la partie inférieure des lames, commandées par les pressions hydrauliques développées par les variations du niveau hydrostatique.

Une analyse bidimensionnelle simple par éléments finis (code CESAR, fig. 18) et par éléments distincts (code UDEC, fig. 19) a confirmé que le schéma structural entraînait un comportement individualisé de chaque compartiment (ou «lanière»). Dans les modèles utilisés, les grandes fractures verticales sont supposées purement frottantes et leur flexion vers l'aval a lieu par basculement en tête pour les compartiments proches du pied du versant et par bombement en pied pour les compartiments du haut du versant. Ces déformations entraînent des accumulations ou des déficits localisés de contrainte, propices à des ruptures locales en cisaillement ou en traction. Cette répartition de contraintes est discontinue d'un compartiment à l'autre, ce qui illustre la thèse selon laquelle ce mécanisme de déformation ne nécessite pas pour se développer de surface de rupture continue à l'échelle du versant. On peut également penser qu'il est favorable à des ruptures partielles.

7.5. Modèle de rupture

Les données structurales et la cinématique des mouvements observés conduisent à écarter l'hypothèse d'un glissement d'ensemble de la partie supérieure du versant au profit d'un **mécanisme de rupture interne du massif entraînant une importante dilatance**, favorisée par les grands systèmes de fracturation NE-SW et compatible avec l'amplification des déplacements vers le haut du versant.

Le caractère discontinu de la fracturation à pendage aval, de même que la faible inclinaison des vecteurs déplacement sont en effet peu compatibles, au stade actuel de déformation, avec l'existence éventuelle d'une surface de glissement localisée.

Le mécanisme de rupture interne avec dilatance utilise les systèmes de discontinuités verticales E-W et NE-SW associées à des fractures discontinues inclinées vers le Sud pour se développer en direction de la surface libre du versant sans que la foliation, sensiblement N-S, ne joue de rôle direct autre qu'un affaiblissement d'ensemble du massif. Cette structure, héritée de l'histoire tectonique régionale, a pu être complétée par la décompression du versant lors du creusement de la vallée et lors de la fonte des glaciers (déconfinement associé à des pressions hydrauliques élevées).

La décroissance des déplacements vers la partie inférieure du versant et l'absence de désordres observables dans la galerie EDF de Vizille (cote 430m environ) confirment l'existence d'une limite inférieure de la zone active.

Enfin, l'existence d'anciennes exploitations minières, localisées en différents points du versant, n'intéresse que des zones limitées du massif et ne semble pas jouer de rôle significatif dans le développement de l'instabilité actuelle.

8. EVOLUTION DE L'ACUITÉ DU RISQUE

Les 5 scénarios de risque suivants ont été retenus et permettant d'extrapoler les conséquences des événements réels intermédiaires. Le raisonnement prend en compte les données d'une crue bicentennale de la Romanche.

- Scénario dit «de non événement» :

Les capteurs de surveillance du site signalent une accélération très importante des mouvements, conduisant l'autorité préfectorale à déclencher le plan de secours spécialisé (PSS) et dans ce cadre, à ordonner l'évacuation de la population menacée. Le mouvement se stabilise alors sans qu'il y ait eu d'effondrement. Quelles mesures pourront être alors prises vis à vis de la population ? Comment et dans quelles conditions organiser le retour de celle-ci ?

- Scénario dit «sans barrage» :

5 millions de m³ s'effondrent. Le barrage formé n'obture pas complètement la vallée. Une petite partie de l'île Falcon est détruite par l'effondrement. La Romanche n'a plus de lit. Elle divague, venant dès la crue centennale inonder le reste de l'île Falcon et la RN 91.

- Scénario dit «à barrage fragile» :

7 millions de m³ s'effondrent. Il se forme un barrage dit «fragile» dont la crête est à une cote voisine de 350 (cote au sol 330). Une retenue d'eau

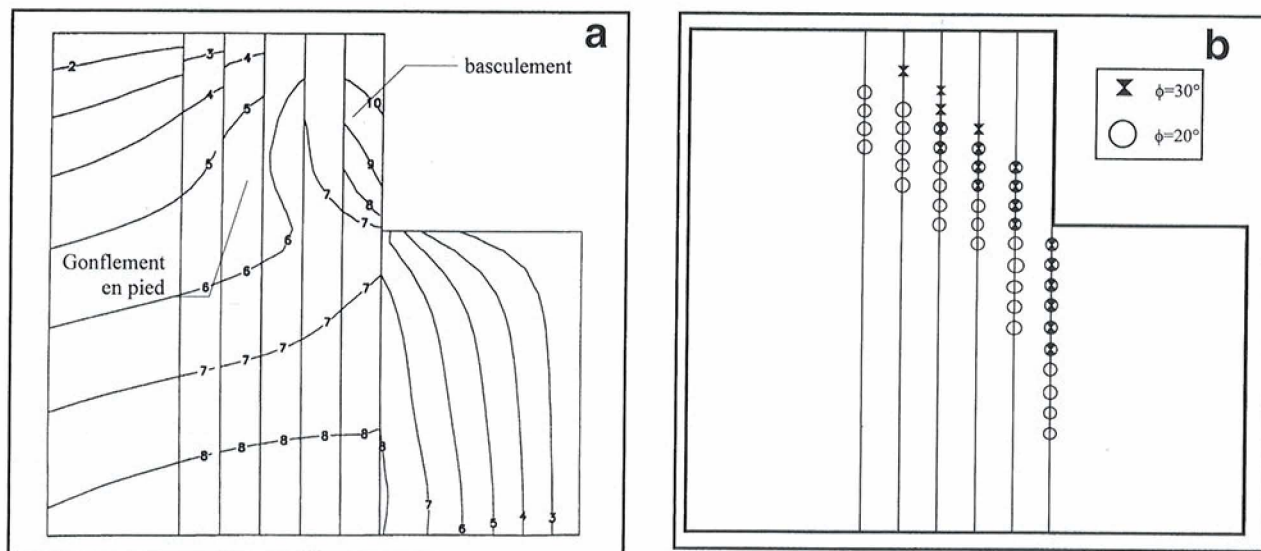


Fig. 18. Modélisation bidimensionnelle par éléments finis (code CESAR) du creusement d'une vallée rectangulaire dans un massif comportant six discontinuités verticales semi-infinies.
 (a) Déplacement horizontal : la zone frontale bascule vers le vide tandis que l'arrière du massif subit un gonflement dans le tiers inférieur des «lanières».
 (b) Zone de glissement sur les fractures verticales : l'épaisseur de la zone augmente lorsque l'angle de frottement sur les fractures diminue.

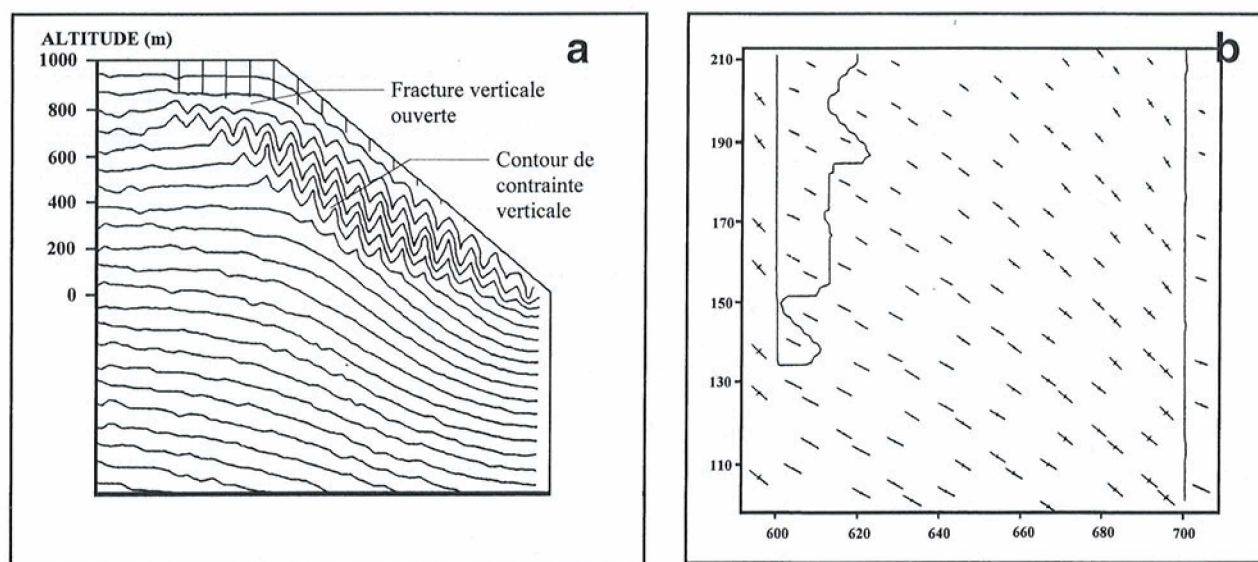


Fig. 19. Modélisation bidimensionnelle par éléments distincts (code UDEEC) du creusement d'une vallée triangulaire dans un massif comportant dix discontinuités verticales semi-infinies.
 (a) Oscillations de la contrainte verticale induites par le glissement le long des fractures verticales : accumulation de contrainte sur la face avant des lanières, déficit sur la face arrière.
 (b) Détail d'une zone de tension sur la face arrière de la quatrième lanière. Cette répartition de contrainte est favorable à la propagation du réseau de fractures inclinées vers la vallée.



Fig. 20. Vue de la partie inférieure du site depuis la déviation de la Route Nationale 91 : au centre le cône d'éboulis actif, au premier plan La Romanche dans le chenal de déviation réalisée en 1986.



Fig. 21. Entrée de la galerie de reconnaissance orientée N/S, à la cote 710 m.

de 2.1 millions de m³ se constitue en un temps qui va de 4 à 7 heures en période de crue. Quelques habitations de l'île Falcon sont détruites par l'éboulement, ainsi que la RN 91. L'eau recouvre l'usine Rhodia et l'usine EDF (Noyer Chut) et atteint la moitié des habitations du lotissement du Grand Serre. Le risque d'effacement de ce barrage, mince et donc très fragile, rend vulnérable la totalité de l'île Falcon, et peut avoir des conséquences importantes sur Péage de Vizille, Vizille, et les usines classées «Sevezo» du sud de l'agglomération grenobloise.

• Scénario dit à «barrage solide» :

25 millions de m³ s'éboulent soit la totalité de la partie fortement active du massif. Il se forme un barrage plus solide dont la crête est à une cote voisine de 380 (cote au sol 330). Une retenue d'eau, elle aussi de l'ordre de 25 millions de m³ se constitue en un temps qui va de 22 à 28 heures en période de crue. A titre d'illustration, le barrage du Chambon a une capacité de 50 millions de m³. Une partie plus large encore de l'île Falcon est détruite par l'éboulement, de même que l'usine Rhodia, l'usine EDF et la RN 91. L'eau recouvre la totalité de la plaine de Séchilienne jusqu'à l'entrée de la gorge de Gavet. Toutes les communications viaires sont coupées : il y a près de 15 m d'eau au carrefour du CD 113 et de la RN 91. Il est impossible de prévoir l'état des bâtiments après l'éventuel retrait des eaux. La rupture éventuelle du barrage provoque un déferlement des eaux en aval jusqu'à Pont de Claix avec des conséquences incalculables sur l'ensemble des zones urbanisées et sur les secteurs industriels lourds (usines chimiques de Jarrie, Pont-de-Claix...).

• Scénario maximal

100 millions de m³ s'éboulent, soit la totalité du massif en mouvement, en un ou plusieurs épisodes. Il se forme un barrage solide. La cote de la crête est indéterminée (430m). Dans tous les cas, la totalité de l'île Falcon est détruite par l'éboulement, de même que l'usine Rhodia, l'usine EDF et la RN 91. Le risque hydraulique s'accroît à l'amont et reste probablement de même ampleur à l'aval.

BIBLIOGRAPHIE

– ANTOINE P., CAMPOROTA P., GIRAUD A., ROCHET L. (1987), *La menace d'écroulement aux Ruines de Séchilienne (Isère)*. Bulletin de Liaison des Ponts et Chaussées, 150/151, p. 55-64.

– EVRARD H., GOUIN T., BENOIT A., DURANTHON J.P. (1990), *Séchilienne, risques d'éboulements en masse. Point sur la surveillance du site*. Bulletin de Liaison des Ponts et Chaussées, 165, p. 7-16.

– ROCHET L., EVRARD H., ANTOINE P., GIRAUD A. (1994), *La déformation du versant sud du Mont-Sec dans le secteur des ruines de Séchilienne*. Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur (AIGI) n. 50, Oct. 1994.

– ANTOINE P., GIRAUD A., EVRARD H., ROCHET L. (1994), *A. Huge Slope Movement at Séchilienne, Isère, France*. Landslide news n. 8 - ISSN 0919 - 5629 - August 1994.

– VENGEON J.-M., HANTZ D., GIRAUD A., RACT D. (1996), *Numerical modeling of rock slope deformations*. International Symposium on prediction and performance in rock mechanics and rock engineering, Torino, Italy, September 1996.

Finito di stampare
nel mese di febbraio 1998
per i tipi de «L'Artistica Savigliano»