

Université Louis Pasteur – Strasbourg I

Ecole Doctorale des Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement

Institut de Physique du Globe, UMR 7516 ULP-CNRS

THESE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de
Docteur de l'Université Louis Pasteur – Strasbourg I

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Géomorphologie dynamique

par

Jean-Philippe MALET

Les ‘glissements de type écoulement’ dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique.

Soutenue publiquement le 12 décembre 2003 devant le jury constitué de :

Jordi COROMINAS, Professeur, Université Polytechnique de Catalogne, Barcelone : Rapporteur externe

Jean-Claude THOURET, Professeur, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand : Rapporteur externe

Michel GRANET, Professeur, Université Louis Pasteur, Strasbourg : Rapporteur interne

Olivier MAQUAIRE, Maître de Conférences, Université Louis Pasteur, Strasbourg : Directeur de thèse

Luciano PICARELLI, Professeur, Seconde Université de Naples, Naples : Examineur

Jean-Claude FLAGEOLLET, Professeur Émérite, Université Louis Pasteur, Strasbourg : Membre invité

A mon grand-père Henri Hirschinger

Et à Anne, à jamais

Avant-Propos

Ce mémoire est l'aboutissement de cinq années de recherches, multidisciplinaires et diversifiées, réalisées au sein du *Centre de Recherches et d'Etudes Géographiques (CEREG)* puis de *l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS)*. Qu'il me soit permis d'exprimer ici ma gratitude et ma reconnaissance envers toutes les personnes qui ont apporté soutien et conseils tout au long de ce travail.

Mes pensées vont tout d'abord à *Olivier Maquaire*, Maître de Conférence à l'Université Louis Pasteur, qui m'a proposé ce sujet d'étude et m'a surtout permis de le réaliser avec beaucoup d'autonomie. Son aide amicale, sa disponibilité de chaque instant et son soutien sincère ont été très précieux. Son souci constant de favoriser les contacts scientifiques les plus pertinents, d'optimiser 'au jour le jour' les conditions de recherches, et de m'impliquer dans la rédaction des appels d'offres nationaux et internationaux ont sans aucun doute permis d'éveiller progressivement une vocation scientifique. Je le remercie de la confiance accordée, notamment pour m'avoir confié quelques uns de ses cours pendant son congé sabbatique et pour avoir favorisé mon recrutement en tant qu'Attaché Temporaire d'Enseignement et de Recherche à l'Université Louis Pasteur. Je porte en haute estime sa compétence et la position qu'il défend sur le rôle de la géomorphologie dynamique dans le domaine des Sciences de la Terre.

Je tiens à exprimer ma gratitude envers le Professeur *Jean-Claude Flageollet*, qui a permis mon intégration, dès la Maîtrise, dans l'équipe dynamique du *Centre Européen sur les Risques Géomorphologiques (CERG)*, notamment dans le cadre du programme européen *Newtech*. Il s'est, par la suite, toujours intéressé à ce travail et a prodigué de nombreux conseils.

Je remercie les Professeurs *Michel Granet*, directeur de l'Institut de Physique du Globe et Vice-Président 'Recherche et Etudes Doctorales' de l'Université Louis Pasteur, *Jordi Corominas*, professeur à l'Université Polytechnique de Barcelone, *Jean-Claude Thouret*, Professeur à l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand et *Luciano Picarelli*, Professeur à la Seconde Université de Naples, d'avoir consenti à être membres du jury de ce doctorat. Tous ont souscrit sans hésiter à cette tâche supplémentaire, malgré les nombreuses charges et un calendrier serré : je mesure les contraintes et l'effort accompli, et je leur sais gré d'avoir, malgré tout, accepté.

Ce travail est issu de nombreuses collaborations approfondies avec différents laboratoires de recherches français et étrangers, qui ont toutes donné lieu à des publications scientifiques conjointes. J'exprime toute ma reconnaissance et mon amitié :

► à *Bruno Ambroise*, de l'Institut de Mécanique des Fluides et des Solides, Strasbourg, pour ses conseils précieux et très bénéfiques, et la rigueur de son analyse.

► à *Théo Van Asch*, Professeur à l'Université d'Utrecht, pour m'avoir accueilli à plusieurs reprises à Utrecht, permis d'utiliser puis de développer le code de calcul STARWARS et pour ses remarques toujours pertinentes sur le comportement hydro-mécanique des glissements de terrain et leur modélisation.

► à *Maurice Meunier*, du Cemagref de Grenoble, pour m'avoir fait profiter de ses connaissances approfondies des aspects méthodologiques, théoriques et numériques de l'analyse des écoulements gravitaires.

► à *Christophe Ancey* et *Dominique Laigle*, du Cemagref de Grenoble, pour les nombreux échanges et conseils apportés en rhéologie des fluides naturels et en simulation numériques des laves torrentielles.

► à *Jacques Locat*, pour m'avoir accueilli pendant trois mois au Département de Géologie et de Génie Géologique de l'Université Laval, Québec, et avoir créé les conditions d'un séjour très productif en termes d'analyses de laboratoire et de simulations numériques.

► à *Michel Estèves*, *Luc Descroix*, *Jean-Pierre Vandervaere*, *Jean-Paul Laurent* et *Jean-Marc Lapetite* du Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement, Grenoble,

pour avoir participé à plusieurs missions éprouvantes de ‘simulation de pluie’ et de caractérisation hydrodynamique à Super-Sauze, et pour avoir permis l’installation de sondes d’humidité TDR.

► à *Eric Calais*, du Laboratoire Géosciences Azur, Nice Sophia-Antipolis, aujourd’hui Professeur à l’Université de Purdue, pour avoir proposé *Super-Sauze* comme site de calage/validation de la mesure des déformations de surface par GPS et pour m’avoir initié au traitement poussé des données GPS avec le logiciel Gamit/GlobK. Nous avons bénéficié du soutien logistique du Parc INSU et de l’aide précieuse de *Jérôme Amman* pour le prêt de plusieurs GPS bi-fréquence.

► à *Anne-Véronique Auzet*, de l’Institut de Mécanique des Fluides et des Solides, Strasbourg, pour ses précieux conseils et services, le prêt de matériel et pour avoir accepté, pour quelques missions, de venir patauger dans la boue des Alpes du Sud.

J’espère que les collaborations engagées se poursuivront au-delà de ce travail.

Je suis très honoré d’avoir eu l’occasion de discuter des résultats d’analyse ou de modélisation, de manière informelle ou au cours de réunion de travail, avec les Professeurs *Laurent Vulliet*, *Christophe Bonnard* et *Lyesse Laloui* de l’Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, *Serge Leroueil* du Département de Génie Civil de l’Université Laval, Québec, *Thomasz Hueckel* de Duke University, Durham et *Hiroshi Suwa* de l’Université de Kyoto. Je remercie *Didier Hantz* et *Denis Fabre* du *Laboratoire Interdisciplinaire de Recherche Impliquant la Géologie et la Mécanique*, Grenoble, et *Réjean Couture* de la Commission Géologique du Canada, pour avoir contribué au levé structural, complexe, de l’escarpement principal du glissement-coulée de Super-Sauze.

Un grand merci aux enseignants, ingénieurs et doctorants rencontrés pendant mes séjours au Département de Géologie et de Génie Géologique de l’Université Laval, Québec, au Centre of Landscape Dynamics de l’Université d’Utrecht, Pays-Bas et au Laboratoire de Mécanique des Sols de l’Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne : *Pascal Locat*, *Marie-Pierre Héroux*, *Patrick Bruines*, *Mattéo Moreni*, *Tom Bogaard*, *Rens van Beek*, *Derek-Jan Karsenberg*, *Karin Pfeffer*.

Tout travail de thèse dans le domaine des risques naturels, marqué par une forte composante terrain, est avant tout un travail d'équipe. Que tous les étudiants de Licence, Maîtrise et DEA, de Strasbourg ou d'ailleurs, qui ont participé activement à des campagnes de terrain, ou ont simplement aidé à porter du matériel sur les versants escarpés ou dans la boue, trouvent ici l'expression de ma reconnaissance. Merci à *Julien Genet*, *David Herrmann*, *Serge Velcin* et *Gérard Bossu*, amis 'de galère' pendant l'investigation géotechnique de Juin et Septembre 1996. Merci à *Sébastien Klotz*, *Stéphane Pierre* et *Sybille Hartig* pour leur abnégation à porter sans relâche, dans la neige et sous la pluie, des batteries de voitures pendant la mission GPS de mai 1999. Merci à *Emmanuel Truchet*, *Arnaud Ritzenthaler*, *Fabien Huser*, *Jullien Guillon*, *Olivier Trisse* et *Philippe Gay* pour avoir participé aux trois campagnes de simulations de pluies de 2000 et 2001. Merci à *Loic Galisson* et *Jean-Baptiste Henry* pour leur aide dans le traitement des données GPS et les différents travaux photogrammétriques. Merci à *Elise Beck* pour les différents relevés topométriques du glissement-coulée et du cône de déjection du torrent. Je remercie *Georges Najjar* pour le prêt annuel d'un abri météorologique pour les mesures de température. *Yannick Thiery* a contribué efficacement à la mise en page finale de ce document dans les dernières semaines ; je l'en remercie sincèrement. Merci également à *Martine Trautmann* du Laboratoire d'Analyses des Sols de l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, pour son café accueillant et nos ¼ heure quotidien de discussion de l'actualité à l'écoute des voix chaleureuses de Stéphane Paoli et Pascale Clarck.

Enfin, *last but not least*, je tiens à remercier tout particulièrement *Alexandre 'Waldorf' Remaître*, qui par sa bonne humeur communicative et sa disponibilité a permis de créer une ambiance de travail sereine. La proximité des thématiques de chacune de nos thèses de doctorat a permis une entraide amicale et efficace, dans le respect intégral des intérêts de chacun. En particulier, un nombre important d'analyses de laboratoire, notamment en rhéologie, ont été réalisées en commun pour multiplier les essais et comparer les résultats.

Mes remerciements s'adressent à mes parents et beaux-parents souvent délaissés ces derniers temps, qui m'ont encouragé avec constance à réaliser ce travail et ont créé les conditions bénéfiques à un travail de rédaction serein au cours des six derniers mois.

Enfin, *Anne*, merci pour tes encouragements, ta patience démesurée, ta compréhension et ta volonté de nous accompagner réaliser des campagnes de terrain, souvent difficiles. Nous avons passé cinq années heureuses à réaliser, ensemble, nos deux thèses de doctorat. Il est temps maintenant de passer à autre chose.

That's it !

Résumé

Résumé : Les '*glissements de type écoulement*' (*flow-like landslides*) constituent un risque naturel majeur dans la plupart des zones de montagne. Ce terme générique regroupe un ensemble de phénomènes variés (glissement-coulée, coulée de débris, lave torrentielle) qui peuvent s'enchaîner dans le temps ; leur trait commun caractéristique est le transport en masse d'un mélange très concentré d'eau et de particules solides. L'énergie considérable mise en jeu rend souvent peu efficace les solutions techniques de stabilisation ou de protection. Il est donc indispensable de mettre en place dans les zones exposées des stratégies de prévention-surveillance. Diverses études dans le domaine de la modélisation ont permis de progresser dans cette voie, sans toutefois conduire à des résultats véritablement satisfaisants. Des approches par la mécanique des sols ou la mécanique des fluides permettent d'obtenir des représentations généralement convenables des écoulements au laboratoire, mais la généralisation de ces modèles à l'échelle du terrain, sur des événements réels, est souvent délicate. Des travaux scientifiques ont été engagés sur la base d'une meilleure connaissance du fonctionnement hydro-mécanique de ces objets. Pour cela, nous avons développé une approche fondée sur des mesures in-situ, le traitement statistique de séries temporelles, des essais de caractérisation hydrodynamique, géomécanique et rhéologique, et une modélisation

numérique. Le site expérimental du *glissement-coulée de Super-Sauze* (Alpes du Sud), représentatif des aléas gravitaires à composante visqueuse (roches marneuses et schisteuses), est notre observatoire d'étude.

Un modèle conceptuel hydro-mécanique de comportement des glissements-coulées est proposé. Des lois de comportement des matériaux sont définies pour différents gradients de cisaillement. Le modèle conceptuel est introduit dans plusieurs codes de calculs pour représenter les différents stades du mouvement (glissement lent, écoulement rapide, étalement). La complexité de ces phénomènes ne permet pas d'utiliser un seul code couplé. Les fluctuations de pressions interstitielles sont modélisées à l'aide du modèle hydrologique spatialisé à base physique *STARWARS*. Le modèle hydrologique est calé (teneurs en eau, pressions interstitielles) sur différents pas de temps et sites de mesures. Les données simulées sont utilisées en conditions initiales de plusieurs modèles géomécaniques (*GefDyn*). Les simulations indiquent qu'une loi de comportement élastoplastique avec effet visqueux doit être introduite pour représenter les vitesses de déplacement. Les modèles sont calés à l'échelle d'une année. Dans certaines conditions topographiques et géométriques, la génération de surpressions interstitielles conduit à de forts déplacements et à la liquéfaction du matériau. La propagation et l'étalement des écoulements rapides libérés sont représentés avec les modèles rhéologiques *Bing* et *Cemagref-1D / 2-D*. Les distances de parcours et hauteurs d'écoulement sont bien représentés avec une loi de comportement viscoplastique (*Herschel-Bulkley*). Des prédictions et des scénarios d'évènements sont proposés.

Utilisés en chaîne, ces différents modèles permettent de représenter les stades successifs d'évolution des glissements-coulées. Ils fournissent 'individuellement' de bonnes simulations et sont calés sur des observations réelles. Ce calage croisé permet de justifier leur performance, la validité de leur formalisation numérique et de dégager leurs avantages et inconvénients pour l'expert en charge de la gestion de l'aléa.

Mots clés : glissement-coulée, lave torrentielle, géotechnique, rhéologie, hydrologie, géomorphologie, modélisation, niveau d'aléa

Abstract: Flow-like landslides constitute a major natural risk in mountainous areas. This generic term gathers a variety of phenomena (earthflow, debris avalanche, debris flow) which

may take place in a sequence and for which the common characteristic is the transport 'en masse' of a highly concentrated mixture of water and solid particles. The considerable energy involved often renders inefficient any techniques of stabilisation or protection. It is therefore necessary to develop assessment and mitigation strategies. A variety of modelling studies has led to some progress, without however reaching completely satisfying results. Approaches through soil mechanics and fluid mechanics allow for a generally satisfactory representation of the flow motion at the laboratory scale, but care has to be taken when generalising these examples at the field scale, on observed events. These models suffer from a lack of calibration and validation. A scientific work has been carried out to deal with these questions on the basis of a better knowledge of the hydro-mechanical behaviour of these landslides. The approach is based on *in-situ* measurements, the statistical treatment of time series, hydrodynamical, geomechanical and rheological tests and numerical modelling. The *Super-Sauze* earthflow (South Alps), representative of viscous landslides in soft rocks has been chosen as experimental study site.

A hydro-mechanical concept is proposed for the short- and long-term behaviour of earthflows. Constitutive equations of the materials are defined for various shear rates. The hydro-mechanical concept is introduced into several numerical codes to represent the different stages of movement (continuous slow-moving slide, fast-moving flow, spreading). Due to the complexity of these phenomena, the use of only one code is not possible. The groundwater and pore pressures fluctuations are modelled with the help of the distributed physically-based hydrological model *Starwars*. The hydrological model is calibrated (soil moisture, pore pressures) on different internal variables, time steps and experimental points. The validity of the model is evaluated. The results are introduced as initial conditions in several mechanical models. An elastoplastic behaviour with viscous effects must be introduced to represent the 'Pore pressures/displacements' relationships. The model is calibrated on an annual scale. Under specific circumstances, excess pore pressures are built up. This leads to intolerable movements and the static liquefaction of the material. The propagation and spreading of the released debris avalanches and debris flows are represented with the rheological models *Bing* and *Cemagref-1D/2-D*. The runout distances and the thickness of the deposits can be correctly represented with a viscoplastic rheology (*Herschel-Bulkley* constitutive equation). Predictions and scenarios of events are proposed. Used in sequence, these different models allow to represent the successive stages of evolution of earthflows. They give 'individually' good simulations and are calibrated on real observations. This cross-calibration allows to

justify their performance and internal structure and to stress their advantages and inconvenience to the expert in charge of the hazard management.

Keywords: earthflow, debris flow, geotechnics, rheology, hydrology, geomorphology, modelling, hazard assesment

Liste des symboles

Symbol1.jpg

Symbol2.jpg

INTRODUCTION GENERALE

Définition du problème

La recherche s'insère dans le cadre de l'étude des risques naturels et plus spécifiquement dans celui de la définition, la compréhension, la prévision et l'évaluation de l'**aléa géomorphologique** (appelé également 'aléa mouvement de terrain' ou 'aléa gravitaire') en terme d'intensité et d'occurrence spatiale et temporelle. Il peut s'agir de phénomènes ponctuels, superficiels, limités dans le temps et dans l'espace, mais aussi de mouvements de grande ampleur affectant l'ensemble d'un versant. Ces mouvements de terrain peuvent être inactifs, dormants, actifs (déclarés) ou potentiels (en devenir).

Les '*glissements de type écoulement*' (*flow-like landslides, mass flows*) constituent une famille très diversifiée et un risque naturel majeur, à l'échelle du globe, dans la plupart des zones de montagne. Dans les secteurs à vulnérabilité élevée, l'impact de grandes masses de matériaux (mélange de gravier, de blocs, de boue, de bois, mêlés à de l'eau) sur les bâtiments et les ouvrages d'art peut conduire à de graves et coûteux dommages structurels, à une destruction totale et à un nombre important de victimes, notamment dans les pays en voie de développement. Les modifications morphologiques du versant (niches d'arrachement, zones de dépôts, etc) conduisent à l'interruption, l'endommagement ou la destruction des infrastructures. Il existe une forte demande sociale pour réduire ces risques naturels, comme le rappellent les événements dramatiques des mois et des années passés, en France ou à l'étranger.

En 1985, lors de l'éruption du volcan *Nevado del Ruiz* (Colombie), la fonte brutale du manteau neigeux et des zones glaciaires sommitales entraîna une lave torrentielle boueuse qui balaya le village d'*Armero* et fit 20 000 victimes. En Europe, les coulées de débris de *Sarno-Quindici* (Campanie, Italie) en 1998 ou la coulée de boue de *Gondo* (Valais, Suisse) en 2000, causant plusieurs dizaines de victimes, rappellent que cette menace est loin d'être marginale. La réactivation catastrophique du glissement-coulée de *Tessina* (Dolomites, Italie) en 1992 (5.10^6 m^3) a entraîné l'évacuation temporaire des villages de *Funes* et *Lamosano* et

l'installation d'urgence d'un réseau de surveillance et d'alerte. En France, les laves torrentielles du *Bez* à *Serre-Chevalier* (Hautes-Alpes) en 1995 et de l'*Arbonne* à *Bourg-Saint-Maurice* (Savoie) en 1996 ont causé des millions d'euros de dégâts en touchant des zones fortement touristiques. Le glissement-coulée de *La Valette* (Alpes-de-Haute-Provence), déclenché en 1982, qui menace un lotissement de la commune de *Saint-Pons* a nécessité l'installation d'un réseau de surveillance et d'importants travaux de confortement (drainage, végétalisation artificielle).

Le terme 'glissement de type écoulement' est un terme générique regroupant ici un ensemble de phénomènes variés (**glissement-coulée, coulée de boue, coulée de débris, lave torrentielle**) dont le trait commun caractéristique est le transport en masse d'un mélange très concentré d'eau et de particules solides (concentration volumique solide $\phi > 0.60$, milieu biphasique fluide-solide) conférant au mélange la consistance d'un sol qui peut, sous certaines conditions, se **liquéfier**. L'effet destructeur (et potentiellement catastrophique) de ces écoulements gravitaires rapides (*fast flow-like landslides*) résulte de leur vitesse de propagation (de 1 m.min^{-1} à 10 m.s^{-1}) et du volume mobilisé. Les teneurs en eau élevées favorisent la propagation des matériaux qui peuvent se répandre sur une aire dépassant de 10 à 100 fois la surface de la zone source. S'ils débouchent dans un chenal torrentiel, ces écoulements concentrés peuvent se transformer en laves torrentielles.

Classiquement, on distingue deux modes de déclenchement d'écoulements gravitaires concentrés, autrement dit deux modes de passage d'un état solide (un sol statique ou en mouvement lent) à un état fluide :

- dans le **premier cas**, l'écoulement concentré rapide résulte d'une érosion, lente et continue, par l'eau de ruissellement sur une grande surface du bassin-versant (zones sources multiples et distribuées). L'eau chargée de sédiments est ensuite acheminée jusqu'au torrent, où le flux de sédiments se concentre et forme l'écoulement gravitaire. Habituellement, le volume annuel produit par érosion dans le bassin-versant est faible et le volume de l'écoulement concentré est limité ($< 10^5 \text{ m}^3$) ;

- dans le **deuxième cas**, l'écoulement mobilise le matériau à partir d'une zone source unique (un glissement actif) et localisée. La transition solide-fluide résulte alors d'instabilités au sein du sol sous l'effet d'une modification de la résistance mécanique, d'un forçage atmosphérique, d'un chargement extérieur, etc. Dans ce cas, le volume de matériaux mobilisés peut être très grand ($> 10^5 \text{ m}^3$) selon le volume disponible dans la zone source. S'il n'existe pas d'effet d'échelle (les écoulements peuvent être mobilisés à partir de glissements superficiels, semi-profonds ou profonds), ce sont les zones sources larges (mouvements de versant de volume $> 10^4 \text{ m}^3$) qui menacent la sécurité des personnes et des biens.

Les grands mouvements de versant sont caractérisés par un mode d'activité complexe. Ainsi, les glissements-coulées profonds (*deep-seated earthflow*) affectant les roches argileuses et schisteuses peuvent associer dans le temps, et de l'amont vers l'aval, des mécanismes de **rupture** et de **glissement *stricto-sensu*** au sein d'un massif rocheux (*rock block-slide*) et un **écoulement lent** (0.01 à 0.4 m.jour⁻¹), chenalisé et continu d'une masse de matériau remanié hétérogène (*earthflow/mudslide*). Cet écoulement s'initie après une phase de météorisation des matériaux accumulés, puis succède au glissement sur une grande distance (hectométrique) et fossilise une paléotopographie plus ou moins chahutée. Il peut lui-même se transformer en **écoulement boueux rapide** (de type coulée de boue, *mudflow*, ou de type lave torrentielle, *muddy debris avalanche*, *muddy debris flow*), caractérisé par des vitesses de propagation élevées (0.5 m.s⁻¹ à 10 m.s⁻¹) et des distances de parcours kilométriques. Vraisemblablement, la 'fluidisation' (ou liquéfaction) de la masse en mouvement lent est due à la combinaison de plusieurs mécanismes : une déformation rapide liée au fluage, une augmentation soudaine des pressions interstitielles, un changement d'état de contrainte (érosion du pied, chargement à l'amont).

Néanmoins, tous les glissements ne se transforment pas en écoulement, ni ne produisent de laves torrentielles. Dans la plupart des cas, les glissements-coulées présentent un comportement significatif de fluage sur une période plus ou moins longue, puis ralentissent et finalement arrêtent de s'écouler quand un nouvel équilibre hydro-mécanique est atteint. Cependant, **dans un nombre limité de cas, les glissements-coulées accélèrent**

soudainement, se liquéfient et peuvent se transformer en lave torrentielle rapide. Caractérisé par de forte non-linéarités, ce fonctionnement résulte de la combinaison de différents processus contrôlés en tout point et à tout instant par les caractéristiques du milieu (morphologie, évolution critique de paramètres intrinsèques tels la loi de comportement ou les pressions interstitielles), les conditions initiales (vitesses, contraintes) et les forçages/perturbations externes (fortes pluies, fonte de neige) ou internes (ondes sismiques). Ces dernières années beaucoup de situations de ce type se sont produites en Europe, souvent liées à l'augmentation de la teneur en eau du sol, après de longs événements pluvieux, une fonte rapide du manteau neigeux, ou le dégel soudain d'un sol gelé. Par leurs volumes, les écoulements rapides déclenchés à partir de glissements sont plus dangereux que les écoulements déclenchés dans les chenaux torrentiels par érosion diffuse et continue des berges.

Objectifs de la recherche

Le cadre général à moyen terme de la recherche engagée est structuré autour de trois grandes questions :

- Pourquoi et comment **certains glissements-coulées se transforment en laves torrentielles**, potentiellement catastrophiques, alors que la plupart évoluent vers la stabilité ?
- Quels sont les **forçages, seuils et processus** (notamment hydrologiques) qui contrôlent ce fonctionnement irréversible ?
- Quelle est **l'extension de la zone menacée** pour divers **volumes** libérés et diverses **rhéologies** ?

Comme les glissements-coulées sont des phénomènes fréquents dans les régions de montagne, particulièrement dans les roches sédimentaires tendres (argiles peu consolidées) ou très tectonisées (marnes, schistes argileux) un point fondamental pour prédire leur évolution et apporter des éléments de réflexion à l'expert, est de développer des modèles numériques capables de reproduire leur fonctionnement complexe. Dans ce travail, une **chaîne de modélisation**, constituée d'un modèle hydrologique, d'un modèle géomécanique pour glissement 'lent' et d'un modèle rhéologique pour 'écoulement rapide', est utilisée. Avant de développer un modèle hydro-mécanique couplé (objectif à moyen terme), la démarche adoptée dans ce travail est de sélectionner plusieurs modèles existants pour les caler/valider sur des observations réelles et vérifier leur applicabilité. Une attention particulière est apportée aux **processus hydrologiques** actifs dans ces mouvements de terrain.

Les objectifs spécifiques sont les suivants :

- identifier les facteurs de prédisposition (structure, tectonique) et de contrôle (pressions interstitielles) des ruptures dans les massifs rocheux marneux (dans un contexte

morphologique de badlands) et les conditions d'acquisition de la mobilité des matériaux accumulés ;

- proposer un modèle conceptuel de comportement hydro-mécanique des glissements-coulées dans les marnes à partir d'observations morphologiques et d'investigations croisées géodésique, géotechnique, géophysique, rhéologique et hydro(géo)logique.
- développer un modèle hydrologique déterministe (relation '*apports d'eau-nappe*') pour les glissements-coulées marneux, qui intègre les processus du bilan hydrique (modèle stationnel) et dans la redistribution de l'eau dans la masse (modèle d'écoulement de nappe) ;
- tester et valider des modèles de comportement mécanique (relation '*nappe-déplacement*') pour les glissements-coulées marneux (à l'interface état solide-état fluide) selon différentes lois de comportement (élastoplastique, viscoplastique) ;
- définir des seuils de déclenchement d'écoulements rapides à partir de glissements-coulées, et modéliser leur propagation et étalement ;
- proposer des scénarios d'évolution possibles (stabilisation, mouvement lent, accélération), pour des conditions hydro-climatologiques normales ou exceptionnelles.

Les observations morphologiques, la base de données multi-paramètres et les séries temporelles, acquises sur le site de *Super-Sauze* depuis 1997, constituent les points de départ de ce travail (analyse de la relation '*apports d'eau – nappe – déplacement*') et les critères de calage/validation des modèles. Des observations et mesures acquises sur d'autres sites (glissements-coulées de *La Valette* et de *Poche*, glissement structural du *Laval* à *Draix*) sont utilisées dans certains cas.

A court-terme, ce travail se veut une contribution à la connaissance du phénomène '*glissement-coulée*' ; les discordances constatées entre les résultats des modèles et les observations doivent permettre d'orienter la recherche vers une meilleure compréhension des processus impliqués et de leurs variations temporelles et spatiales.

A moyen- et long-termes, les modèles développés, calés, doivent pouvoir être employés à des fins opérationnelles. Répondre aux trois questions précédentes est en effet nécessaire pour plusieurs raisons :

- distinguer les glissements ‘stables’ des glissements ‘instables’ par des critères quantitatifs est exigé dans l’aménagement du territoire, pour délimiter ‘raisonnablement’ les secteurs exposés à des écoulements gravitaires rapides. La catastrophe de *Sarno-Quindici* en 1998 peut être vue comme une imperfection dans le zonage des risques ;
- quand un glissement est déclaré, les autorités civiles locales peuvent être confrontées à la décision d’évacuer les habitants ou de construire des ouvrages de confortement. Comme les deux solutions ont des implications économiques et sociales fortes, les décideurs publics ont besoin d’une évaluation quantifiée de la probabilité de déclenchement d’un écoulement rapide. Jusqu’ici, puisque les mécanismes de déclenchements sont peu connus, seul le jugement de l’expert peut les aider à trouver une solution appropriée ;
- la cartographie réglementaire du risque ‘glissement de terrain’ nécessite le développement de modèles numériques, à la fois simple et robuste pour être transposables à d’autres environnements, et à base physique pour construire des scénarios d’évolution.
- enfin, le réchauffement global de la planète est souvent évoqué pour expliquer l’augmentation du nombre de dommages liés à la transformation de glissements lents en écoulements rapides. Un problème similaire surgit dans les régions minières, avec les terrils. Plusieurs écoulements catastrophiques se sont produits en Europe ces trente dernières années dans des débris d’extraction peu consolidés (*Aberfan*, Royaume-Uni, 1964 ; *Jupille*, Belgique, 1966 ; *Val di Stava*, Italie, 1984).

Ce travail a donc pour but d’apporter quelques éléments de réflexion à la construction d’outils d’évaluation pour l’expert ou l’ingénieur. On peut résumer ces outils par une question : **‘Comment prédire, à partir d’un minimum d’informations, l’évolution d’un glissement de terrain lent et la possibilité d’un écoulement gravitaire rapide ?’**

Contexte de la recherche

Cette étude a pour cadre le *Sud des Alpes françaises* où les marnes de l'Oxfordien-Callovien sont susceptibles de générer des écoulements gravitaires plus ou moins rapides. Le paysage est celui des larges affleurements des '**Terres Noires**' Jurassique recouvertes de formations superficielles glaciaires et périglaciaires, et de nappes de charriage de l'Eocène. Cinq grands glissements-coulées actifs (volume > 500 000 m³) y sont localisés, respectivement d'*Ouest* en *Est* et du *Nord* au *Sud*, le glissement-coulée de *Boulc-en-Diois* (Drôme, instabilité ancienne réactivée en 1978), le glissement-coulée de *La Valette* (1982), le glissement-coulée de *Poche* (19^e siècle), le glissement-coulée de *Super-Sauze* (1970's), le glissement-coulée de *Dourbes* (Alpes-de-Haute-Provence, 2002). Des laves torrentielles se sont déjà produites par mobilisation des quatre premiers ; la question d'une mobilisation potentielle se pose pour le dernier. Tous ces glissements-coulées ont la particularité d'être localisés à l'amont de bassins torrentiels plus ou moins anthropisés, sur des versants fortement entaillés par des ravines, et d'affecter dans plus de 50 % de leur parcours les marnes noires.

Le **Bassin de Barcelonnette** (avec les glissements-coulées actifs de *Poche*, *Super-Sauze* et *La Valette*) fournit un cadre approprié à cette recherche. Le **site de Super-Sauze** est particulièrement intéressant pour la recherche envisagée malgré son accessibilité difficile : des dimensions raisonnables et suffisantes (865 m de long, 150 m de large), des pentes modérées (pente moyenne 25°), l'absence de végétation arbustive et arborée, une relative ancienneté (il s'est déclaré à une date inconnue après 1960), et le caractère entièrement naturel du site et de son évolution depuis le déclenchement en font un objet d'étude intact et naturel.

La recherche issue de ce travail de thèse a pour origine les programmes de recherche européens *EPOCH*¹ (1991-1993), *TESLEC*² (1994-1996) et *NEWTECH*³ (1996-1998), fédérant plusieurs universités européennes dans le cadre des activités du *Centre Européen sur les Risques Géomorphologiques (CERG)*, qui ont permis d'étudier et d'équiper le **glissement-coulée de Super-Sauze, observatoire de recherche représentatif des glissements à composante visqueuse**. A ces programmes succèdent plusieurs projets nationaux, soutenus par l'*Institut National des Sciences de l'Univers (INSU)* et le *Ministère de la Recherche* dans le cadre du *Programme National Risques Naturels (PNRN)* et de l'*Action Concertée Incitative Catastrophes Naturelles (ACI-CatNat)*, coordonnés par *O. Maquaire* : *PNRN-Géophy*⁴ (1997-1999), *ACI-CatNat Mote*⁵ (2001-2004), et *PNRN-Eclat*⁶ (2002-2003).

¹ *EPOCH: The Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community*, EC-DG XII, Contrat No. 90-0025, Coordinateur : J.-C. Flageollet, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.

² *TESLEC: The Temporal Stability and Activity of Landslides in Europe with Respect to Climatic Change*, EC-DG XII, Contrat No. EV5V-CT94-0454, Coordinateur : R. Dikau, Universität Bonn, Bonn, Germany.

³ *NEWTECH: New Technologies for Landslide Hazard Assessment and Management in Europe*, EC-DG XII, Contrat No. ENV-CT96-0248, Coordinateur : J. Corominas, Universitat Polytechnica de Catalunya, Barcelona, Spain.

⁴ *PNRN-Géophy : Développement de Modèles de Traitement en Géophysique adaptés aux Glissements-Coulées des Marnes Callovo-Oxfordiennes du Bassin de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence). Modélisation de leur Comportement*, Coordinateur : O. Maquaire, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.

⁵ *ACI-CatNat Mote : Modélisation, Transformation et Ecoulement des Coulées Boueuses dans les Marnes*, Coordinateur : O. Maquaire, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.

⁶ *PNRN-Eclat : Ecoulement, Initiation et Contribution des Laves Torrentielles dans les Bassins Marneux*, Coordinateur : O. Maquaire, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.

La recherche se poursuit actuellement dans le cadre du projet fléché *ACI-CatNat Samoa*⁷ (2003-2005).

Les objectifs de ces projets de recherche étaient d'inventorier les mouvements de terrain, d'identifier les mécanismes contrôlant leur dynamique, de développer des techniques d'auscultation adaptées, et d'aider au développement de modèles numériques de comportement et de prévision, à l'échelle locale du site instable, et à l'échelle régionale du bassin de risque. Ces projets ont permis d'équiper le site de stations d'acquisition en continu, et de construire une base de données multi-paramètres (cinématique, hydro-climatologique, géotechnique, géophysique et hydrogéologique) unique en France sur ce type de phénomène.

Ces programmes de recherche ont également permis d'engager successivement quatre thèses de Doctorat de l'Université Louis Pasteur sur différents aspects de l'analyse des aléas gravitaires rapides, et dont les résultats sont complémentaires et intimement liés : ① la première, soutenue par *D. Weber*⁸ en 2001, est consacrée à l'analyse morphologique et historique multi-échelle du glissement-coulée de *Super-Sauze* et du Bassin de Barcelonnette ; ② la seconde, soutenue par *M. Schmutz*⁹ en 2000, est consacrée au développement

⁷ ACI-CatNat Samoa : *Surveillance et Auscultation de Mouvements Gravitaires Alpines*, Coordinateurs : C. Delacourt (Université Claude Bernard, Lyon), O. Maquaire (Université Louis Pasteur, Strasbourg), D. Amitrano (Ecole Nationale Supérieure des Mines de Nancy, Nancy).

⁸ Weber, D. 2001. *Contribution de la géomorphologie à la connaissance des mouvements de terrains dans les " Terres Noires " alpines : le glissement-coulée de Super Sauze (Alpes de Haute Provence, France)*. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 311 p.

⁹ Schmutz, M. 2000. *Apport des méthodes géophysiques à la connaissance des glissements-coulées développés dans les marnes noires. Application à Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence, France)*. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 230 p.

expérimental de méthodes de prospection géophysiques adaptées aux sites complexes marneux ; ③ la troisième fait l'objet de ce mémoire et est consacrée à la caractérisation et la modélisation hydro-mécanique des glissements-coulées en roche marneuse et à l'évaluation de leur potentiel de mobilisation en lave torrentielle ; ④ la quatrième, engagée en novembre 2000 par *A. Remaître*, est consacrée à l'identification morphologique, hydrologique et rhéologique des zones 'sources' de laves torrentielles dans des substrats marneux. Cette étude est engagée principalement sur le torrent de *Faucon* (Alpes-de-Haute-Provence).

La recherche présentée dans ce mémoire a débuté en décembre 1998 au *Centre d'Etudes et de Recherches Eco-Géographiques (CEREG, UMR 7007 ULP-CNRS-ENGEEES)*, dans l'axe de recherche '*Eau, Sol, Flux*' animé par *A.-V. Auzet*, et s'est poursuivie à l'*Institut de Physique du Globe, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (IPGS, UMR 7516 ULP-CNRS)*, à partir de janvier 2001. Outre les soutiens financier, matériel et administratif, cette thèse a bénéficié de l'appui scientifique et technique de plusieurs équipes de recherche rassemblées dans un pôle de compétence pluridisciplinaire faisant office de comité scientifique. Ce pôle de compétence associe des géomorphologues, des géologues, des géotechniciens, des mécaniciens des sols et des fluides, des hydrologues, des géophysiciens, et des rhéologues. Les laboratoires suivants ont été impliqués dans cette recherche :

- le Cemagref, Unité de Recherche 'Erosion Torrentielle, Neige et Avalanches', Grenoble (*C. Ancey, D. Laigle, M. Meunier, D. Richard*) ;
- le Département de Géologie et de Génie Géologique, Université Laval, Québec (*J. Locat, S. Leroueil*) ;
- le laboratoire Géosciences Azur, Nice Sophia-Antipolis (*E. Calais*) ;
- l'Institut de Mécanique des Fluides et des Solides (IMFS), Strasbourg (*B. Ambroise, A.-V. Auzet*) ;
- le Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), Grenoble (*L. Descroix, M. Estèves, J.-P. Laurent, J.-M Lapetite, J.-P. Vandervaere*) ;
- le Laboratoire de Mécanique des Sols, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (LMS-EPFL), Lausanne (*C. Bonnard, P. Bruines, L. Laloui, M. Moreni, L. Vulliet*) ;

- le Laboratoire Interdisciplinaire de Recherches Impliquant la Géologie et la Mécanique (LIRIGM), Grenoble (*D. Fabre, D. Hantz*) ;
- le Utrecht Centre of the Environment and Landscape Dynamics (UCEL), Université d'Utrecht, Utrecht (*T. van Asch*).

Les '*glissements de type écoulement*' (notamment cohésifs) sont **l'un des aléas naturels dont l'étude scientifique est la moins avancée**. Cela peut s'expliquer par la complexité de la mécanique et de la physique du phénomène, la nécessaire intervention de connaissances très pointues dans diverses disciplines, et des définitions très diverses selon la discipline :

- pour le *géomorphologue*, les glissements-coulées agissent en tant que plan incliné entre une zone source (rocheuse) à l'amont et une zone de dépôt (boueuse) à l'aval, au sein duquel les matériaux évoluent par météorisation et se fragmentent par la cinématique du mouvement. Ceci revient à caractériser l'évolution de la granulométrie d'un matériau, d'une roche grossière à une matrice fine ;
- pour le *mécanicien des sols*, les glissements-coulées possèdent un mode d'activité complexe associant mouvement lent à long terme de type fluage permanent, et mouvement rapide à court terme, de type écoulement viscoplastique transitoire. Ceci se traduit par un profil vertical de vitesse complexe associant des déformations localisées sur une surface de cisaillement en profondeur, et des déformations diffuses au-dessus de cette surface ;
- pour l'*ingénieur civil*, le comportement de la masse en mouvement se situe à l'interface de la mécanique des sols (pour le mouvement à long terme) et de la mécanique des fluides (pour le mouvement à court terme) ;
- pour le *rhéophysicien*, la question se pose en ces termes : comment varie le seuil de contrainte avec la granulométrie du matériau et l'arrangement des grains. Cela revient à décrire deux propriétés fondamentales, pour divers gradients de cisaillement : le comportement solide (sous le seuil de plasticité) et le comportement fluide (quand le seuil de plasticité est dépassé) ;
- pour l'*hydro(géo)logue*, cela revient à étudier le comportement d'un aquifère déformable, anisotropique, et à double porosité (pores, fissures) ;

- enfin, pour l'*expert en charge de l'évaluation de l'aléa*, les glissements-coulées illustrent tous les stades d'évolution temporelle d'un mouvement de terrain (pré-rupture, rupture, post-rupture, propagation).

Comme on le voit, la problématique peut être vue sous divers angles, selon la (géo)discipline considérée. Il s'agit néanmoins ici d'avoir une **approche intégratrice et transdisciplinaire** de l'ensemble des processus qui contrôlent le fonctionnement de ces mouvements de versant. Ce fonctionnement est caractérisé par la superposition de plusieurs types de complexité :

- comportement essentiellement non stationnaire du milieu physique qui implique une caractérisation temporellement évolutive, avec des constantes de temps extrêmement variées ;
- discontinuité et hétérogénéité spatiale du milieu ;
- non-linéarité du système.

L'étude du cas spécifique du glissement-coulée de *Super-Sauze* peut nous permettre de comprendre le comportement et l'évolution à court- et à long-terme de ces phénomènes. La recherche est fondée sur une **approche expérimentale** (terrain, laboratoire), **conceptuelle** et **modélisatrice**. Le **calage** et la **validation** rigoureuse de modèles numériques devraient permettre d'améliorer la connaissance des paramètres critiques et des processus (notamment hydrologique) qui contrôlent leur fonctionnement. Cette quantification a pour double but :

- d'améliorer l'état de connaissance sur le comportement de l'objet géophysique 'glissement-coulée' ;
- d'apprécier l'adaptabilité des modèles et donc leur **transposabilité** à d'autres '*glissements de type écoulement*'.

En particulier, la stratégie de modélisation retenue (chaîne de modèle) est de comparer différentes approches afin d'apprécier le gain lorsque la complexité des modèles augmente, et de valider ces modèles sur des sites et périodes de référence en limitant le calage préalable.

Structure de la thèse

La thèse s'articule en trois parties, avec un total de huit chapitres. Les divers résultats sont présentés de manière analytique afin de tenir compte de l'enchaînement temporel des processus propres à ces mouvements de terrains, et d'une répartition des phénomènes de l'amont à l'aval d'un bassin-versant :

- ruptures et glissements translationnels au sein de la roche marneuse ;
- acquisition des caractéristiques de mobilité du matériau accumulé ;
- comportement hydro-mécanique des glissements-coulées ;
- déclenchement et propagation de laves torrentielles à partir des glissements-coulées.

Les approches originales contenues dans ce travail sont réparties tout au long des chapitres.

Le *premier chapitre* discute la méthodologie d'évaluation du risque géomorphologique, de la collecte des données sur le terrain à la définition de scénarios d'évènements et de probabilités d'occurrence ; en particulier, l'apport de la modélisation déterministe comme outil d'aide à la décision pour l'expert est discutée.

Le *deuxième chapitre* présente la terminologie (complexe) utilisée pour classifier les 'glissements de type écoulement', définit leurs principales caractéristiques morphologiques ainsi que les principaux mécanismes de déclenchement et de propagation répertoriés dans la littérature. Il traduit également l'état des connaissances actuelles sur ces phénomènes et pointe les principales interrogations scientifiques à résoudre. Le chapitre est illustré par quelques cas de figures, essentiellement européens. Un état de l'art des modèles rhéologiques qui décrivent le comportement de ces écoulements est ensuite présenté. Nous résumons les principales approches expérimentales, analytiques, et numériques développées à ce jour, ainsi que leurs avantages et inconvénients, et leur domaine d'applicabilité. Le laboratoire de terrain offert par les affleurements de 'Terres Noires' est ensuite justifié.

Le *troisième chapitre* décrit les caractéristiques physio-géographiques et morphologiques des sites de recherche (le site d'étude du glissement-coulée de *Super-Sauze*, et les sites de validation des glissements-coulées de *La Valette* et *Poche* et du glissement du *Laval*).

Le *quatrième chapitre* examine la stabilité des massifs rocheux marneux dans un contexte morphologique de badlands, définit les paramètres critiques menant à la rupture et analyse le comportement post-rupture des matériaux accumulés (évolution des caractéristiques mécaniques avec le temps). Ceci permet de proposer un modèle conceptuel d'évolution des glissements-coulées au cours du temps.

Dans le *cinquième chapitre*, la structure interne des glissements-coulées (géométrie, matériaux) est détaillée à partir d'une investigation croisée géomorphologique, géotechnique et géophysique. Les caractérisations hydro(géo)logiques, géomécaniques et rhéologiques des matériaux marneux (zones sources et dépôts) sont présentées. En particulier, l'évolution des caractéristiques de résistance avec la teneur en eau et le gradient de cisaillement est discutée. Les lois de comportement des matériaux sont définies.

Le *sixième chapitre* analyse le contrôle exercé par le climat (essentiellement les précipitations et la fonte de la neige) sur le comportement hydro-mécanique annuel des glissements-coulées, de l'échelle de la saison à celle de l'épisode pluvieux. La relation '*apports d'eau-nappe*' est analysée par des outils statistiques et un concept hydrologique pour les glissements-coulées est proposé. Ce concept est introduit dans un modèle hydrologique spatialisé à base physique, modifié pour tenir compte des spécificités des glissements-coulées. Les caractéristiques du modèle, le domaine d'applicabilité, la stratégie de calage/validation retenue et les analyses de sensibilité sont présentés. Une synthèse finale permet d'identifier les paramètres et seuils de contrôle des recharges piézométriques.

Dans le *septième chapitre*, le comportement cinématique des glissements-coulées, en liaison avec le régime hydrologique, est analysé. Différentes formulations analytiques de lois de comportement élastoplastiques et viscoplastiques sont testées pour reproduire le profil de vitesses et les déplacements de surface. Des essais exploratoires avec le code numérique *GefDyn*, utilisé avec une loi de comportement élastoplastique à effets visqueux, sont présentés. Le déclenchement, la propagation et l'étalement d'écoulements gravitaires rapides (de type lave torrentielle) à partir de glissements-coulées est ensuite analysé. Deux codes numériques (intégrant une loi de comportement viscoplastique) ont été sélectionnés pour modéliser l'écoulement (*Bing*, *Cemagref-1D*); le code numérique bidimensionnel *Cemagref 2-D* a été sélectionné pour modéliser l'étalement. Ils sont calés/validés sur des événements réels observés à *Super-Sauze*. Des paramètres critiques pour le déclenchement (pressions interstitielles, contraintes, degré de saturation du matériau, géométrie de la rupture) d'un écoulement potentiellement catastrophique sont identifiés.

Dans le *huitième chapitre*, des scénarios d'évolution du phénomène sont présentés. Des scénarios hypothétiques, à court-terme pour la gestion du risque torrentiel (mobilisation de tout ou partie de la masse en mouvement), et à long-terme (influence du changement climatique global, apport de matériau à l'amont) sont présentés et évalués. Ces scénarios, accompagnés d'une marge d'erreur liée aux limites d'application des modèles, sont proposés comme un exemple d'utilisation opérationnelle de la chaîne de modélisation.

Ce travail a par ailleurs nécessité 1 le développement de techniques d'acquisition de données topographiques et cinématiques (données de base pour le calage des modèles) adaptées aux caractéristiques de ces mouvements complexes (vitesse de déplacement élevée, topographie 3-D, etc), 2 de caractériser de manière robuste le comportement hydro(géo)logique et hydrodynamique des matériaux, en domaine saturé et non saturé, et 3 de caractériser le comportement géomécanique et rhéologique des matériaux, pour divers gradients de cisaillement et indices de liquidité, en combinant les outils de la mécanique des sols et de la mécanique des fluides. Ces recherches méthodologiques, parties intégrantes de ce travail de

thèse, ne sont qu'évoquées dans ce mémoire pour alléger la lecture, et nous renvoyons le lecteur aux annexes où les articles, publiés ou sous presse, sont repris *in extenso*.

Enfin, le lecteur doit garder à l'esprit qu'une **base de données** sur des objets géophysiques aussi hétérogènes que les glissements de terrain reste petite comparée aux bases de données spécifiques élaborées pour des infrastructures de génie civil (fondations, talus routier, etc). Les données disponibles ne traduisent qu'imparfaitement la taille, la complexité, la variabilité et le comportement non linéaire des mouvements de versant. Un effort particulier d'acquisition de longues séries temporelles, si possibles spatialisées, doit être poursuivi dans les prochaines années. Ce travail fournit une synthèse modeste sur le comportement hydro-mécanique des glissements-coulées, répond à un certain nombre de questionnements et ouvre des pistes de recherche.

1^{ère} PARTIE : L'ALEA 'GLISSEMENT DE TYPE ECOULEMENT' : CONSTATS ET BESOINS DE RECHERCHES

RESUME : L'énergie considérable mise en jeu par les '*glissements de type écoulement*' de grande ampleur rend souvent peu efficace les solutions techniques de stabilisation ou de protection. Il est donc indispensable de mettre en place dans les zones exposées, des stratégies de prévention-surveillance.

La prévision de l'extension possible du phénomène constitue un objectif essentiel sur le plan de la prévention. Diverses études dans le domaine de la modélisation ont permis de progresser dans cette voie, sans toutefois conduire à des résultats véritablement satisfaisants. Des approches par la mécanique des sols et la mécanique des fluides permettent d'obtenir des représentations généralement convenables des écoulements utilisés pour leur calage, mais la généralisation de ces modèles à d'autres cas réels est souvent délicate. Des problèmes tels que la complexité des phénomènes physiques, la méconnaissance de certains paramètres ou l'inadéquation des lois de comportement utilisées sont à l'origine des difficultés rencontrées dans les différentes tentatives de modélisations. La multiplicité et l'ambiguïté de certaines terminologies utilisés pour décrire les phénomènes renforce cette difficulté.

Des recherches théoriques et expérimentales sont menées depuis de nombreuses années sur les écoulements boueux dans le but notamment d'améliorer la compréhension des phénomènes physiques liés aux écoulements de matériaux et de développer des approches de

modélisation adaptées à ce type de milieu. Les modèles existants sont pour la plupart uniquement calés par rapport à des formulations analytiques, des résultats d'expériences de laboratoire ou des modèles réduits. Très peu sont validés à l'échelle du terrain, sur des références naturelles bien documentées. La confrontation des simulations numériques aux observations de terrain doit faire progresser l'état des connaissances sur les processus, orienter la recherche sur les développements théoriques et numériques, et évaluer l'opérationnalité des codes de calcul.

Le *premier chapitre* de cette partie rappelle le contexte et les spécificités de l'évaluation de l'aléa géomorphologique ou gravitaire. Le *deuxième chapitre* discute la terminologie utilisée pour les '*glissements de type écoulement*', présente leur morphologie caractéristique, identifie des mécanismes de déclenchement et de propagation, et souligne les difficultés susceptibles de contrarier l'intention de modélisation. Le *troisième chapitre* présente les sites d'études du Bassin de *Barcelonnette*, dans les '*Terres Noires*' du Sud-Est de la France, observatoire de recherche pour les glissements à composante visqueuse.

Chapitre 1. LE RISQUE GEOMORPHOLOGIQUE :

CONTEXTE ET ETAT DES LIEUX

Cette recherche est menée dans le cadre de l'étude des mouvements de terrain actifs (ou déclarés) et non dans celui de la cartographie préventive des risques qui fait l'objet d'une démarche de recherche et d'analyse particulière. La gestion d'un **phénomène actif** nécessite une **évaluation continue du niveau d'aléa** par une procédure cohérente et étendue d'enregistrement de paramètres clés (système de surveillance), la prédiction de son évolution temporelle et la prévision de son extension spatiale (volume libéré, distance de parcours, zone exposée). Cette évaluation exige un ensemble complet d'enregistrements automatiques ou manuels, des investigations couplées *in-situ*/laboratoire, le soutien de simulations numériques pour prévoir l'évolution (non linéaire) du phénomène, et des critères géomorphologiques de comparaison des simulations/observations. Ce cadre méthodologique de gestion de l'aléa est rappelé dans ce chapitre.

1.1 Un constat naturaliste : de la fatalité au risque calculé

Le promeneur attentif aura constaté lors de ses excursions de nombreux signes du **mouvement inexorable des pentes naturelles** : formes bosselées du terrain, escarpements, levées latérales, arbres inclinés, routes déformées, murs fissurés.

Ces mouvements, lents (quelques millimètres par an) ou rapides (quelques mètres par seconde), sont variables dans le temps et dans l'espace et se déroulent sur des dizaines, des centaines, des milliers d'années. Les mouvements potentiellement catastrophiques sont souvent une manifestation locale, instantanée et discontinue d'un mouvement lent général. Ces derniers marquent les esprits, notamment par leur soudaineté, voire leur brutalité (écroulement d'*Elm*, glissement du *Vajont*, écroulement de *Val Pola*, coulées de débris de *Sarno*) pour ne citer que quelques exemples en Europe.

Ces phénomènes sont presque toujours liés à l'action de l'eau : des pluies particulièrement intenses peuvent emporter des quantités de matériaux déposés dans le lit des cours d'eau, éroder les pentes, déclencher des glissements de terrain importants, rehausser le lit des torrents, et provoquer des inondations par rupture d'embâcle. A ces causes naturelles, il est important de ne pas oublier l'incidence de l'activité humaine. L'urbanisation de certaines régions (montagne, littoral) où se trouvent des terrains sensibles crée une surcharge statique pour des matériaux dont la stabilité est précaire. La construction de routes (en déblai-remblai) sur des versants pentus rompt la continuité de la pente d'équilibre originelle, et modifie les écoulements superficiels qui peuvent être acheminés vers des zones préférentielles d'infiltration.

L'homme a parfois une large part de responsabilité dans les conséquences directes ou indirectes de ces phénomènes dans la mesure où il a maintenu et développé des implantations et des activités dans des secteurs réputés '*à risque*'. Les **risques naturels majeurs** (Fig. 1.1a) sont la combinaison d'un **aléa** (le phénomène naturel) et d'une **vulnérabilité** liée à la présence humaine (personnes, habitations, activités économiques, infrastructures, etc). Le nombre de victimes et le coût des dommages peuvent être élevés, en fonction de l'intensité, de la soudaineté et de la durée du phénomène.

Jusqu'à la révolution industrielle, le risque '*mouvement de terrain*' relevait avant tout de la fatalité et de la volonté divine. La tradition orale permettait aux hommes d'avoir une certaine connaissance des événements passés qui leur permettait d'en tirer quelques règles : on ne

bâtissait pas sa maison sur un versant instable, ou sur un cône torrentiel soumis à des coulées de boue ; mais on ne s'interrogeait pas outre mesure sur le pourquoi et le comment des phénomènes. Avec l'essor des sciences et des techniques de la fin du 19^è siècle, l'homme a ressenti un besoin accru de sécurité et s'est tourné vers le scientifique pour qu'il 'apaise' ses angoisses et 'prédise' les catastrophes potentielles. La vague de construction massive et anarchique qui a suivi la seconde guerre mondiale a révélé l'aspect incontournable du facteur '*risque naturel*' : lorsque des dommages corporels ou matériels se produisaient, il fallait situer les responsabilités. Qui était en cause : l'entrepreneur, les autorités, le propriétaire... ? Sous l'impulsion des compagnies d'assurance qui ne pouvaient rembourser les dégâts sans que les responsabilités soient clairement établies, et de l'opinion publique de plus en plus sensibilisée au problème, les pouvoirs publics ont mis en place un programme d'action et une législation adaptés.

L'évaluation du **risque géomorphologique** (ou risque 'mouvement de terrain', ou risque gravitaire) est ainsi devenue un centre d'intérêt principal pour les 'géo-scientifiques' (géomorphologue, géologue, géotechnicien, géophysicien, ...), les mécaniciens des roches et des sols, les ingénieurs civils, et les numériciens. En collaboration avec les différentes administrations et collectivités locales, le travail du scientifique doit permettre, dans la mesure du possible, d'évaluer quantitativement et qualitativement le risque afin d'éviter d'exposer les biens et les personnes ou d'aggraver les risques préexistants par des activités humaines (mines, carrières, déboisement...) ou des grands travaux (ponts, barrages, digues...). Cela implique une **méthodologie** qui doit à la fois synthétiser un grand nombre de **données de terrain et de laboratoire**, définir les **processus physiques de déclenchement et de propagation**, **modéliser les phénomènes** et s'inscrire dans les différentes **procédures d'aménagement** en vigueur.

Les éléments principaux d'une démarche scientifique d'évaluation et de gestion du risque 'mouvement de terrain' (définition de l'aléa, évaluation des enjeux et de la vulnérabilité, zonage du risque) sont définis dans la Figure 1.1a. La majorité de la littérature disponible est fondée sur la terminologie présentée au début des années 1980 (Varnes, 1978 ; Varnes, 1984) et sur des variations proposées par d'autres auteurs (Sassa, 1985 ; Einstein, 1988 ; Hutchinson,

1988 ; Antoine et Giraud, 1992 , Dikau *et al.*, 1996 ; Leroueil *et al.*, 1996 ; Hungr *et al.*, 2001). Les définitions d'aléa, vulnérabilité et risque sont reprises dans la Figure 1.1a, et sont discutées dans Fell (1994), Leroi (1996), Léone *et al.* (1996), Fell et Hartford (1997), Morgenstern *et al.* (2000), Alcantara-Ayala (2002), Petraschek et Kienholz (2003).

Figure 1.1 – Cadre théorique d'évaluation et de gestion du risque 'mouvement de terrain'. (a) : Les différentes composantes de l'évaluation du risque illustrées par le glissement-coulée de Tessina, Belluno, Italie ; (b) : Système intégré d'évaluation et de gestion du risque 'mouvement de terrain' (Dai et al., 2002).

figure1.1.jpg

1.2 le cadre historique et scientifique

1.2.1 Le contexte sociétal : de nombreuses catastrophes et des risques bien réels

Les **instabilités gravitaires de versants**, terme générique qui regroupe les mouvements de terrain et les phénomènes torrentiels, se rencontrent sous toutes les latitudes. Comme ils sont souvent déclenchés par de fortes précipitations, comme celles apportées par les cyclones ou la mousson, ou induits par les séismes, les zones d'aléas peuvent, en première approximation, se caler sur celles des aléas cycloniques, sismiques, et volcaniques (Ledoux, 1995 ; Alexander, 1991, 1993 ; Hervas, 2003). Les pays les plus touchés et dans lesquels on relève le plus de victimes sont la Chine, le Chili, le Pérou, l'Argentine, le Japon, l'Inde, l'Italie, les Etats-Unis, et les pays de l'arc alpin. Les pays dans lesquels les mouvements de terrain constituent l'aléa le plus destructeur sont le Japon, le Canada et l'Italie (Berz, 1992).

Malgré quelques événements très graves, les catastrophes provoquées par les mouvements de terrain n'atteignent pas l'ampleur des inondations, des cyclones ou des séismes car les mouvements de terrain sont très localisés (Ledoux, 1995). Les bilans les plus couramment avancés font état de 800 à 1 000 morts par an dans le monde (Aleotti et Chowdhury, 1999).

Quelques événements ‘catastrophiques’ ont marqué les esprits dans un passé plus ou moins proche. En 1248, l’effondrement d’un flanc du *Mont Granier* en Savoie (France) a entraîné la destruction de cinq villages et la mort de 2 000 à 5 000 personnes. Le glissement du *Vajont* (Dolomites, Italie, 1963) est le glissement qui a occasionné le plus de victimes en Europe au 20^e siècle (plus de 2 000 morts). Plus récemment, des inondations dans la *Région Piémont* (Italie, 1994) ont tué 70 personnes, dont 20 ont été attribuées à des glissements de terrain. En 1998, à *Sarno* et *Quindici* (Campanie, Italie), 161 personnes ont été tuées par des coulées de débris et des laves torrentielles, alors que 13 personnes sont décédées à *Gondo* (Valais, Suisse, 2001) suite à une lave torrentielle. Le nombre le plus important de victimes (10 000 à 15 000) causé par des événements récents s’est produit au Brésil (*Pétropolis*, 1988) et au Venezuela (*Etat de Miranda*, 1999) suite à une série de coulées de boue (Perez, 2001).

En France, environ 7 000 communes sont menacées par le risque ‘mouvements de terrain’ dont un tiers avec un niveau de gravité fort vis-à-vis des populations (Bourrelier, 1997). La plupart, situées en montagne, sont exposées à divers phénomènes dus à l’instabilité des versants et falaises (éboulements, glissements, coulées). D’autres, localisées sur des plaines ou des plateaux, connaissent des mouvements liés à l’exploitation ou à la dissolution du sous-sol.

Les coûts des mouvements de terrain aux Etats-Unis, au Canada, au Japon, dans les régions alpines (Autriche, France, Italie et Suisse) et en Inde sont sensiblement similaires (1 à 1.5 milliards d’euros par an). Dans beaucoup de pays en voie de développement, les dommages liés aux mouvements de terrain atteignent 1-2% du produit national brut et peuvent conduire à une stagnation économique.

Peut-on dire que les risques sont plus élevés aujourd’hui qu’hier ? En chiffres absolus c’est difficile à dire, même si en France les déclarations de sinistre liés aux mouvements de terrain augmentent de façon constante (Besson, 1996). En revanche, il est certain que la

sensibilité sociale aux risques, notamment naturels, s'est accrue sous l'effet de plusieurs facteurs. La vulnérabilité a augmenté sous l'effet conjugué de la croissance économique et démographique, de la mobilité des populations qui perdent la 'mémoire du risque', et d'une confiance excessive dans les systèmes de protection mis en place (Charlier et Decrop, 1997). Le système français d'assurance, qui représente une exception mondiale, a systématisé l'indemnisation des victimes en créant une caisse commune alimentée par des cotisations générales, mais n'a paradoxalement pas encouragé les populations à se prévenir des risques. Quelle sera sa capacité future à prendre en charge les dédommagements ? Il ne faut pas oublier que les risques représentent un enjeu économique énorme : 0.8 à 1 milliard d'euros sont collectés chaque année en France par les assurances dont 0.7 milliards sont redistribués (Bourrelier, 1997).

1.2.2 L'émergence d'une recherche scientifique et opérationnelle

Les raisons de l'intérêt international croissant pour les mouvements de terrain sont doubles : une conscience de leur importance socio-économique, et une pression anthropique élevée sur l'environnement par l'urbanisation et le développement de la société de loisirs (Alexander, 1993 ; Finlay et Fell, 1997).

Sur ce constat, l'Organisation des Nations Unies décidait de lancer la *Décennie Internationale pour la Prévention des Catastrophes Naturelles* pour la période 1990-1999. Son objectif était de sensibiliser les populations et les autorités à la prévention des risques naturels par l'éducation et la formation, d'intensifier les systèmes d'alerte et les connaissances et d'encourager les transferts de savoir-faire vers les pays en développement (Mittchell, 1989). Dans le même temps, la Commission Européenne identifiait, en 1991, les risques hydro-météorologiques (inondations, mouvements de terrains, avalanches) comme un axe de recherche majeur des programmes-cadre, et l'UNESCO lançait, le *Natural Hazard Program* pour la période 1990-1995. Pour la première fois sans doute les pays du monde se mobilisaient ensemble et en même temps sur cette question d'intérêt général et particulièrement cruciale dans les pays du Sud. De nombreuses conférences ont été organisées sur les instabilités gravitaires, dont les conclusions donnent des recommandations pour les

années à venir. La prise de conscience politique internationale de l'incidence des instabilités gravitaires, et le 'transfert de fonds' vers la recherche, sont donc récents (Morgenstern, 1997).

En France, la prise de conscience par la communauté scientifique, est relativement plus ancienne. Dès 1970, à la suite d'un certain nombre de catastrophes (rupture du barrage de *Malpasset*, France, 1959 ; glissement du *Mont Toc* dans la retenue du *Vajont*, Italie, 1963 ; coulée sur le sanatorium du *plateau d'Assy*, France, 1970), la communauté géotechnicienne, géologue, géophysicienne et géomorphologue française engagea alors une large réflexion, qui se termina en 1973 par le colloque '*Sol, Sous-Sol et Sécurité des Constructions*'. Simultanément, à l'initiative du Ministère de l'Industrie, un groupe de travail, auquel participait le Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, définissait le contenu de la cartographie *ZERMOS* (*Zones Exposées aux Risques liés aux MOuvements du Sol et du sous-sol*) mais malheureusement, faute de moyens financiers suffisants, seul un nombre limité de cartes a été levé. Ces expériences ont mis en évidence les **difficultés de l'analyse des mécanismes des mouvements de terrains**, de leur **prédiction** et de leur **cartographie**. L'année 1981 sera marquée par la création du *Commissariat à l'Etude et à la Prévention des Risques Naturels* (devenu depuis la *Délégation aux Risques Majeurs*, puis la *Direction de la Prévention des Pollutions et des Risques*). En 1982 sera votée la loi sur l'indemnisation des victimes de catastrophes naturelles. Cette loi prévoit en particulier que l'État doit délimiter les zones à risques, en établissant les *Plans d'Exposition aux Risques (PER)*, devenu depuis la loi Barnier de 1995, les *Plans de Prévention des Risques naturels (PPR)* (Leroi, 1996).

La connaissance physique et théorique des phénomènes avance petit à petit, grâce à l'apport croisé de la collecte de données 'terrain', de l'instrumentation *in-situ*, de la création de bases de données multi-paramètres, et de la modélisation. La recherche s'oriente progressivement vers une 'démarche scientifique orientée-problème' (*problem-oriented research*) par la production de méthodologies innovantes et d'outils performants, pour observer, modéliser, scénariser, informer, communiquer et évaluer.

Comme le signale Bourrelier (1997) dans son rapport *d'Evaluation de la Politique Publique dans le Domaine des Risques Naturels*, les autorités locales chargées de la prévention contre les mouvements de terrains sont concernées par quatre aspects critiques :

- la distribution spatiale des instabilités gravitaires ;
- la compréhension de leurs mécanismes ;
- leur comportement, occurrence et impact à court- et long-terme, et ;
- la mitigation de leurs effets.

La démarche scientifique ‘mouvement de terrain’ est résolument intégratrice, transdisciplinaire, et mise en application sur des références naturelles. Il n’en reste pas moins que la science ‘mouvement de terrain’ est une science jeune pour laquelle beaucoup de connaissances sont encore à acquérir (Hervas, 2003).

1.3 LE CADRE THEORIQUE D’EVALUATION DE L’ALEA

1.3.1 Un aléa aux multiples facettes

Les mouvements de terrains sont définis comme le ‘déplacement gravitaire d’une masse de sol, de débris ou de roche sous l’effet de processus naturels (fonte de la neige, forte pluie, tremblement de terre, action de la mer, etc) ou anthropiques (terrassment, exploitation du sous-sol, déboisement, pompages)’ (Flageollet, 1988 ; Cruden, 1991).

D’une grande diversité, ils se rencontrent principalement en zones de montagne ou littorale (instabilité de versants et de falaises) mais aussi en plaines ou plateaux (en liaison avec l’exploitation ou l’évolution naturelle du sous-sol). Les causes sont généralement multiples, combinant des facteurs de prédisposition et des facteurs déclencheurs (Casale et Margottini, 1999 ; Dikau *et al.*, 1996).

La classification internationale (Varnes, 1984) distingue les mouvements selon le mécanisme et la composante principale du déplacement, verticale (famille des affaissements et effondrements) et latérale (famille des glissements de versant au sens large). De manière plus détaillée, on distingue :

- les **mouvements lents et continus** qui correspondent à des petites déformations non accompagnées de rupture (gonflement et retrait, affaissement, tassement, fluage, fauchage, déformation gravitaire profonde) et,
- les **mouvements rapides et discontinus** qui correspondent à des grandes déformations accompagnées d'une rupture et d'une propagation en masse (effondrement, éboulement, écroulement, avalanche rocheuse, glissement translationnel, rotationnel ou complexe) ou à l'état remanié (coulée de boue, lave torrentielle).

Des critères supplémentaires de classifications sont utilisés, comme l'*état d'activité* (actif, en suspens, réactivé, inactif, Dikau *et al.*, 1996), le *style d'activité* ou la *morphologie* (simple, complexe, composite, emboîté, multiple, Cruden et Varnes, 1996), la *vitesse de déplacement* (extrêmement lente, très lente, lente, modérée, rapide, très rapide, extrêmement rapide, Cruden et Varnes, 1996), les *matériaux affectés* et leur comportement géotechnique (Sassa, 1985), la proportion relative de matériau solide et d'eau dans la masse en mouvement (Meunier, 1991). Leroueil *et al.* (1996) ont proposé une **harmonisation** sur la base de trois critères : le type de matériau, le type de mouvement, et le stade du mouvement.

1.3.2 Activité temporelle : rupture et post-rupture

La gestion de ces instabilités nécessite de caractériser le fonctionnement général d'un site potentiellement instable, en tentant de répondre à la question : ***quels sont la nature et le niveau d'aléa redoutés dans tel ou tel secteur ?*** Formulé autrement, cela implique que les phénomènes soient caractérisés par une *intensité, une occurrence spatiale et une occurrence temporelle* en répondant à cinq questions : *comment, où, quand, jusqu'où et pourquoi le phénomène se produira ?* (Fig. 1.1a). Face à une pente naturelle, le 'géo-scientifique' doit se poser la question suivante : *les processus ayant façonné le versant sont-ils toujours actifs ou non ?* (Fig. 1.2), et *la rupture est-elle possible ?*

Figure 1.2 – Cadre opérationnel d'évaluation et de gestion du risque 'mouvement de terrain' illustré par une photographie du versant adret du Bassin de Barcelonnette, Alpes-de-Haute-Provence, France (modifié de Chowdhury, 1998 ; Locat, 2001).

figure1.2.jpg

Si la réponse est positive, nous pouvons supposer que le *coefficient de sécurité* (défini comme le rapport entre les forces résistantes et les forces motrices) est proche de l'unité. Si la réponse est négative, il existe deux possibilités d'évolution des processus qui peuvent soit augmenter, soit réduire le facteur de sécurité.

Une des particularités dynamiques des mouvements de terrains est qu'ils évoluent dans le temps (Flageollet, 1996). Certains peuvent stopper définitivement (chute de bloc, écroulement, écoulement), d'autres en partie (glissement), d'autres enfin connaissent une activité cyclique. Quel que soit le matériau concerné (sol ou roche), Leroueil *et al.* (1996) et Vaunat et Leroueil (2002), distingue quatre stades d'activité temporelle sur le plan cinématique (Fig. 1.3a, b, c) :

- le *stade de pré-rupture*, quand la masse, encore continue, est caractérisée par une amorce de rupture progressive ou du fluage ;
- le *stade de rupture*, caractérisé par la formation d'une surface de cisaillement continue à l'ensemble de la masse instable ;
- le *stade de post-rupture*, qui décrit le comportement de la masse de la propagation à l'arrêt ;
- le *stade de réactivation* quand la masse glisse ou s'écoule le long de surfaces pré-existantes. La réactivation est soit occasionnelle et soudaine, soit continue et caractérisée par un rythme saisonnier de vitesses de déplacement.

Pour chaque stade d'activité, un mécanisme de mouvement et des lois de comportement sont définies selon le croisement de plusieurs critères (facteurs de prédisposition, facteurs

déclencheurs, facteurs révélateurs, Fig. 1.3d). Les stades d'évolution se traduisent par une morphologie particulière qu'il est possible de cartographier sur le terrain (Cruden et Varnes, 1996). Cette activité temporelle est manifeste pour les glissements lents, où le stade de rupture généralisée est précédé, durant une plus ou moins longue période, par une phase de déformation plus ou moins localisée, et le stade de post-rupture par des mouvements épisodiques d'adaptation à un nouvel équilibre hydro-mécanique (Leroueil, 2001). Les mouvements complexes, à longue distance de parcours, sont également définis selon la composante spatiale (distance D_p entre le point de départ et le point d'arrêt, -Scott, 1988-) en distinguant un stade proximal ($D_p < 0.1$ km), médian ($0.1 < D_p < 2$ km) et distal ($D_p > 2$ km).

Figure 1.3 – Caractérisation géotechnique des phénomènes hydro-gravitaires (modifié de Vaunat et Leroueil, 2002). (a) : Stade d'activité du mouvement ; (b) : Mode de déplacement ; (c) : Type de matériau mobilisé ; (d) Cube tridimensionnel de classification.

figure1.3.jpg

Dès lors, outre les questions liées à la prévision de la rupture, l'expert doit **étudier le comportement post-rupture** et répondre aux questions suivantes : *comment le phénomène peut-il évoluer dans le temps ? Quelle peut être son extension potentielle ? Quel volume sera déplacé ?* (Fig. 1.1a). Dans la plupart des cas, la réponse à la première question est tellement délicate qu'on se contente de chercher à répondre aux deuxième et troisième. C'est le cas des menaces de chutes de blocs, d'éboulements, et des glissements complexes associant divers types de comportement (glissement, écoulement), tels les glissements-coulées.

L'étude globale d'un mouvement de terrain, en vue de sa modélisation, peut se diviser en six étapes (IUGS Working Group on Landslide, 1997 ; Leroueil et Vaunat, 2002) :

- la reconnaissance des facteurs de prédisposition à l'instabilité (géologie, géomorphologie) ;

- la définition des volumes mis en jeu (auscultation géotechnique et géophysique) et la caractérisation cinématique du mouvement (surveillance géodésique) ;
- la caractérisation du comportement hydro-mécanique et rhéologique des matériaux constitutifs pour diverses sollicitations, au laboratoire et *in-situ* ;
- la définition des forçages internes (sismicité) ou externes (pluie, fonte de la neige, etc) déclencheurs (analyse de séries temporelles hydro-météo-climatiques, chemins de l'eau au sein de la masse glissée) ;
- l'identification du caractère dominant du massif (milieu continu, discontinu) et des mécanismes de déformation et de rupture du versant (rupture localisée, rupture diffuse, bandes de cisaillement) ;
- l'estimation des caractéristiques de mobilité post-rupture et des conditions d'arrêt de la masse en mouvement.

L'analyse croisée de ces informations aboutit à la définition d'un **modèle conceptuel du versant** instable qui est introduit dans un **code numérique**, et au choix de **l'outil de modélisation numérique le plus adapté** (modèle semi-empirique ou modèle à base physique ; modèle 'en chaîne' hydrologique et géomécanique ou modèle couplé hydro-mécanique). Le modèle est ensuite **calé** et **validé** sur des séries temporelles adaptées (teneurs en eau, piézométrie, contraintes, déplacements) et sur les caractéristiques des matériaux.

1.4 La modélisation, outil d'aide à la décision pour l'expert

1.4.1 Typologie des modèles

Pour obtenir des résultats directement exploitables dans le cadre décisionnel de la gestion du risque (en matière de zonage, d'ouvrage de protection, ou d'aménagement compatible avec le risque gravitaire), Charlier et Decrop (1997) conseillent de travailler à deux échelles imbriquées. La démarche consiste, dans un premier temps, à s'intéresser au fonctionnement (local) d'un **versant** ou d'un site instable pour y définir le poids respectif des différents

facteurs d'instabilité. Dans le cas d'un mouvement contrôlé par les conditions hydro-climatiques (*rainfall-induced landslides*), les relations entre précipitations, pressions interstitielles et déplacements (relation 'apports d'eau-nappe-déplacement') sont modélisées en les intégrant à des modèles géomécaniques de stabilité ou de déformation (§ 2.4.1). Les simulations permettent de déduire des seuils de déclenchement et des modes de comportement. Dans un deuxième temps, les mécanismes, seuils et occurrences obtenus à l'échelle locale servent à la spatialisation de l'aléa à l'échelle (globale) d'un **bassin-versant** (selon des critères morphologiques de transposition) pour la cartographie prévisionnelle et préventive.

Schématiquement deux approches (donc deux catégories de modèles) sont appliquées :

- des **modèles géomécaniques** physiques, fondés sur la mesure directe de différents paramètres géotechniques et hydrologiques décrits de manière déterministe ou probabiliste (Bromhead, 1992 ; Giani, 1992) ;
- des **modèles géostatistiques**, fondés sur des corrélations spatiales entre l'occurrence d'un mouvement et des facteurs de prédisposition (Carrara *et al.*, 1995 ; Haneberg, 2000).

Les premiers sont utilisés à l'échelle du versant pour prédire l'activité future ; les seconds sont utilisés pour localiser spatialement des zones potentiellement instables dans un secteur d'étude. La Figure 1.4 synthétise les principaux outils disponibles. Certains sont très simples, d'autres complexes ; certains sont validés et robustes, d'autres demandent encore des développements scientifiques (Bromhead, 1996 ; Brunnsden, 1999). Seuls les outils de modélisation appliqués à l'échelle du versant sont discutés ici (pour les modèles à l'échelle du bassin-versant, le lecteur peut se référer aux articles de Van Westen, 1993, 2000 ; Prellwitz, 1994 ; Wolff, 1996 ; Hergarten et Neugebauer, 1998).

A l'échelle du versant instable, deux méthodes d'analyse géomécanique sont utilisées :

- ► le *calcul à la rupture* (ou *calcul statique*), dans lequel il s'agit de définir l'état d'équilibre limite du versant (selon une loi de comportement rigide parfaitement plastique), exprimé par

Figure 1.4 – Types de modèles de mouvements de terrain pour l'évaluation et la gestion de l'aléa.

figure1.4.jpg

un coefficient de sécurité (par méthodes déterministes, avec paramètres fixes, -Morgenstern et Sangrey, 1978 ; Bromhead, 1992 ; Cernica, 1994-) ou une probabilité de rupture (par méthodes probabilistes avec des paramètres variables, -Chowdhury et Grivas, 1982 ; Oboni, 1984, 1988 ; Christian, 2001-). Dans le premier cas, l'exercice se limite à définir deux catégories : versant stable/versant instable. Cette approche simple permet néanmoins d'envisager certaines prédictions, comme la sensibilité du versant à la variation de certains paramètres ou à la mise en œuvre de travaux de confortement. Dans le deuxième cas, la prise en compte de la variabilité naturelle des paramètres permet de définir une probabilité de rupture et de quantifier le niveau de sécurité d'un versant. Les outils actuels dans ce domaine sont satisfaisants et les méthodes de calcul relativement robustes.

- le *calcul en déformation* (ou *calcul dynamique*), dans lequel on cherche à décrire les mouvements de la masse instable dans le temps et dans l'espace. Le type de problème change radicalement et la question n'est plus d'évaluer un coefficient de sécurité global, mais de modéliser un champ de vitesses ou un champ de déformation, avec des périodes de calme (quelques millimètres ou centimètres par an) et des périodes d'accélération (jusqu'à plusieurs mètres par jour), avec en général des corrélations fortes, mais indirectes, avec les apports d'eau. Dans certains cas, le mouvement peut donner naissance à des *glissements de type écoulement* rapide. Les modèles pertinents pour prédire ces mouvements sont rares, mêmes si les techniques numériques (surtout en éléments finis) et le développement théorique de lois de comportement complexes (visco-plastique, visco-élastique, -De Borst et Groen, 2001-) ont permis de mieux modéliser le comportement du sol. Ces modèles peuvent être classés en trois catégories :

- • des modèles issus des théories de la mécanique des sols, généralement en ‘petite’ déformation ;
- • des modèles issus des théories de la mécanique des fluides, généralement en ‘grande’ déformation ;
- • des modèles couplés hydro-mécaniques où l’ensemble des processus de la relation ‘*apports d’eau-nappe-déplacement*’ est simulé.

L’utilisation conjointe des deux méthodes d’analyse permet de confronter les observations, jugées les plus significatives, à différents scénarios d’évolution du phénomène afin de déterminer le(s) plus probable(s) pour **quantifier un niveau d’aléa**. Ces simulations numériques (à partir de modèles validés et aux limites d’applications été clairement définies) constituent un outil d’aide à la décision permettant à l’expert, sur la base d’éléments objectifs, de formuler et justifier ces choix. En particulier, elles peuvent être utilisées pour (Brunsden, 1999) :

- évaluer les conditions de déclenchement et prédire l’ampleur (volumes mobilisés), l’extension (distance de parcours) et les effets (hauteurs de dépôts, vitesses, forces d’impacts) d’événements spécifiques, pour diverses rhéologies ;
- définir des seuils d’alerte (précipitation, niveau piézométrique, pression interstitielle) ;
- proposer des mesures confortatives et vérifier leurs effets sur la dynamique du mouvement (ouvrages de soutènement, drainage, génie écologique, etc).
- proposer des scénarios d’évolution à long-terme tenant compte des modifications de l’occupation du sol et du changement climatique global.

1.4.2 Stratégie de modélisation et validité des simulations

Malgré les grands progrès réalisés depuis une dizaine d’années dans la modélisation de la réelle complexité des mouvements de terrain, il reste beaucoup à faire pour aboutir à une représentation satisfaisante des niveaux d’eau, des contraintes et des vitesses de déplacement, dans un véritable ‘*modèle intégrateur*’ (Vulliet, 2001). Limitant la validation multi-sites des

résultats, les fortes **hétérogénéités** et **non-linéarités** constatées à toutes les **échelles** doivent être mieux caractérisées et prises en compte. Les aspects constitutifs des **lois de comportement** (qui varient selon les gradients de cisaillement appliqués) et les **interactions** entre constituants du matériau (couplages thermo-hydro-mécaniques) doivent être précisés. De plus, il apparaît clairement que les modèles les plus sophistiqués, les mieux ancrés dans les théories hydro-mécaniques, sont peu différents de modèles plus conceptuels ou de méthodes analytiques (Bonnard, 1994 ; Vulliet et Dewarrat, 2001). Les approximations dans la structure du modèle, la disponibilité, l'adéquation et la précision limitées des informations utilisées, et la faible compatibilité des trois échelles (point de mesure, maille de calcul, versant instable) auxquelles elles sont acquises, rendent difficiles le calage et la validation des modèles, et assortissent les simulations d'une incertitude souvent large mais trop rarement connue (Giani, 1992 ; Ambroise, 1999). Sans doute plus que dans d'autres disciplines, le **degré de confiance** à accorder aux simulations, le **domaine de validité** du modèle et son **champ d'application** doivent être définis. Comme le soulignent Brunsten (1999] et Merrien-Soukatchoff (2002), le choix d'un modèle pose un dilemme :

- soit un modèle simple et maniable, facile à caler mais à domaine de validité étroit, ayant un faible pouvoir d'extrapolation ;
- soit un modèle détaillé, à large domaine de validité mais difficile à caler, fournissant des simulations correctes mais assorties d'une large incertitude.

Il apparaît donc indispensable :

- **d'adapter la complexité du modèle à la nature**, à la quantité et à la qualité des données disponibles tout en restant proche des mécanismes réels ;
- de **tester différents types de modèles à base physique** (calage croisé) sur un même site pour identifier les effets propres à la formalisation interne du modèle (maillage de calcul, résolution numérique, etc), et les processus essentiels que le modèle doit traduire ;
- d'adapter le modèle à l'**échelle d'expression des processus** les plus influents. En effet, l'interdépendance des phénomènes n'est pas forte à toutes les échelles spatio-temporelles ;

- de développer une **chaîne de modélisation cohérente**. Il est en effet inutile de restituer un phénomène de façon très performante si ce n'est pas le cas pour d'autres processus dont il dépend ;
- de **limiter au maximum la part du calage dans la paramétrisation**, quitte à ne pas obtenir le modèle 'optimal' du seul point de vue numérique, mais plutôt un modèle proche de la réalité terrain.

Pour dépasser ces limitations, les modèles numériques doivent s'adosser à un jeu de données 'terrain' adaptées, à un bon modèle conceptuel, à une formulation analytique claire, et être élaborés en étroite concertation entre les '*géo-scientifiques des pentes instables*', les modélisateurs numériques et les experts-ingénieurs en charge de l'évaluation de l'aléa. Les hypothèses et les concepts utilisés pour reproduire chaque phénomène reposent sur l'observation du milieu naturel et en laboratoire ; les paramètres et les données de forçage du modèle dont le modèle dépend sont issus de mesures. Sa validité est constamment renforcée par des vérifications et comparaisons terrain. De plus, si les modèles numériques doivent être utilisés dans un processus de cartographie de l'aléa, puis du risque, il est nécessaire que les utilisateurs possèdent une information sur les performances, variables, des différents codes de calculs existants, et sur une stratégie d'utilisation effective des modèles.

C'est dans cet esprit, la méthodologie d'évaluation de l'aléa 'mouvement de terrain' et les limites de la méthode du modèle clairement établies, et avec la volonté de croiser les méthodes d'investigation et les approches modélisatrices que ce travail a été réalisé. L'objectif de ce travail n'est pas de développer un modèle au sens strict, mais de caler différents modèles existants sur un cas réel complexe, et de les modifier ou de les adapter. Cette étape de calage/validation est nécessaire pour faire progresser les outils de calculs.

Chapitre 2. LES ‘GLISSEMENTS DE TYPE ÉCOULEMENT’ : MORPHOLOGIE, MECANISMES ET MODELES

Cette section est dédiée aux définitions nécessaires à l'étude des '*glissements de type écoulement*', expression utilisée dans la terminologie géomorphologique française pour traduire le terme anglo-saxon '*flow-like landslides*'. La complexité de ces phénomènes nécessite des connaissances pointues dans plusieurs domaines scientifiques. Pour étudier l'aléa (rôle du géo(morpho)logue, du géophysicien, du mécanicien des sols, des fluides, etc) et le risque (rôle du géographe, de l'économiste, de l'aménageur) associés à ces phénomènes complexes, il est essentiel que l'information puisse circuler, pour que la qualité d'une étude d'un site instable puisse être maintenue de bout en bout. Par expérience, ce transfert d'information n'est pas facile. Chaque domaine a son jargon, ses déformations professionnelles. Par exemple, les termes utilisés pour décrire ces phénomènes dans les classifications géophysique et rhéologique sont respectivement '*écoulements gravitaires torrentiels*' (*gravitational torrential flows*) et '*suspensions concentrées*' (*concentrated slurries*). Une **terminologie univoque** et la création de passerelles inter-domaines doivent être construits dans le futur. Ceci déborde du cadre de ce travail. Néanmoins, ce constat pousse à apporter une attention particulière à la définition des phénomènes (morphologie,

cinématique, mécanisme, tentatives de modélisation). Cet état de l'art, centré sur des phénomènes qui affectent les formations argileuses et schisto-argileuses, permet de faire émerger des lacunes et des questionnements scientifiques.

2.1 Phénomènes hydro-gravitaires et 'glissements de type écoulement' : concept et problème sémantique.

Les '*glissements de type écoulement*' débutent par un mécanisme de glissement lent à l'amont, le long d'une surface de rupture, puis continuent de se déplacer sur de longues distances en combinant un mécanisme de glissement et un mécanisme d'écoulement (Hungry *et al.*, 2001). Souvent rapides et discontinus, ils peuvent évoluer vers des phénomènes de rupture soudaine et atteindre des accélérations brutales (Hutchinson, 1988).

Leurs volumes peuvent être très variables. Nous limitons ce mémoire à l'examen des phénomènes de grande ampleur (au sens du colloque de Nainville-les-Roches¹⁰ c'est-à-dire supérieurs, en volume, à la centaine de milliers de m³), et aux phénomènes qui se déclenchent dans des roches meubles (*soft rocks*) ou des formations superficielles à matrice fine (*fine-grained soils*). Dans cette hypothèse, nous excluons de l'analyse les chutes de blocs isolées (*block falls*) ainsi que les écroulements et avalanches de débris catastrophiques (*sturzstroms*). Le terme générique '*glissement de type écoulement*', auquel nous accolons l'adjectif 'boueux' (*muddy*) pour décrire la présence d'une matrice fine, englobe les phénomènes de glissements-coulées (*earthflows, mudslides, flowslides*) qui peuvent donner naissance à des coulées de boue (*mudflows*), des coulées boueuses de débris (*muddy debris avalanches*) ou des laves torrentielles cohésives (*muddy debris flows*). Ces phénomènes peuvent se déclencher dans un même site, et certains se produire à partir de tout ou partie du volume du premier.

¹⁰ Comité Français de Mécanique des Sols, 1992. *Les mouvements de versants de grande ampleur*. Colloque de Nainville-les-Roches, 21-22 septembre 1992.

Les critères de description employés dans ce mémoire suivent la *classification de Varnes* (1978) qui associe des informations sur le mode de déplacement (chute, glissement, écoulement, extension latérale, basculement ; *fall, slide, flow, spread, topple*) et le type de matériau mobilisé (roche¹¹, débris¹², sol¹³ ; *rock, debris, earth*). En réalité, il existe un continuum de phénomènes hydro-gravitaires (Meunier, 1991), des chutes et écroulements aux glissements et écoulements, en fonction de la proportion relative en matériaux fins (supposés cohésifs), en matériaux grossiers (supposés granulaires) et en eau. Cette *classification rhéologique qualitative* (Meunier, 1993) a été établie dans un but descriptif (reconnaissance de terrain), conceptuel (compréhension des mécanismes) et de modélisation (quel type de fluide ? pour quel type d’outil numérique ?). Il est souvent commode de distinguer **trois types d’écoulement concentré**, du pôle solide vers le pôle liquide (Fig. 2.1a), même si dans la pratique une telle distinction peut apparaître quelque peu artificielle (Coussot et Meunier, 1996).

- Le ‘*glissement-coulée*’ désigne un phénomène, dont le trait caractéristique est le déplacement en masse, lent ou rapide, d’un mélange hétérogène de matériaux meubles et rocheux, selon une (ou plusieurs) surface(s) de cisaillement localisée(s) ; la concentration volumique solide est très élevée, typiquement supérieure à 80% et les teneurs en eau, faibles, proches de la limite de plasticité des matériaux.
- La ‘*lave torrentielle*’ est un terme générique regroupant ici un ensemble de phénomènes variés (coulée de boue, coulée de débris, lahar, etc) dont le trait commun caractéristique est le transport en masse d’un mélange très concentré d’eau et de particules solides ; la concentration volumique solide est élevée, typiquement supérieure à 50 %, ce qui confère au mélange la consistance d’un sol qui se serait en quelque sorte liquéfié (Ancy, sous

¹¹ Roche (*rock*) : dans la *classification de Varnes* (1978), le terme définit le faciès du matériau in-situ, intact avant le déclenchement du mouvement (par exemple une roche calcaire, gréseuse, etc).

¹² Débris (*debris*) : dans la *classification de Varnes* (1978), le terme définit les matériaux qui contiennent de 20% à 80% d’éléments grossiers supérieurs à 2 mm (limite des sables).

¹³ Sol (*earth*) : dans la *classification de Varnes* (1978), le terme définit les matériaux qui contiennent plus de 80% d’éléments fins inférieurs à 2 mm (limite des sables).

presse). Ces écoulements sont caractérisés par de grandes déformations internes ($\varepsilon > 10^{-3}$) et de grands déplacements, car leur comportement est régi par un fluide interstitiel plus ou moins visqueux caractérisé par de petites forces inter-granulaires (Innes, 1987 ; Takahashi, 1991 ; Coussot et Ancey, 1999).

- L'écoulement *hyperconcentré* désigne des phénomènes où l'effet des matériaux en suspension devient prépondérant dans le comportement du fluide. Par rapport à l'écoulement fluvial, la concentration est telle (supérieure à 15%) qu'elle induit une irrégularité du débit, modifie le profil de vitesse et la capacité de transport (Julien, 2002). Ce dernier phénomène n'est pas considéré dans ce mémoire.

La différence entre le 'glissement-coulée' et la 'lave torrentielle' est plus lié au mécanisme de déplacement qu'à la composition (Hutchinson, 1988). La 'lave torrentielle' peut être considérée comme un fluide homogène et continûment déformé (forte déformation), alors que le 'glissement-coulée' possède une discontinuité dans le profil de vitesse qui laisse une partie de la masse faiblement déformée et qui concentre le mouvement dans une interface (Picarelli, 2001 ; Baum *et al.*, 2003).

Figure 2.1 – Diagramme conceptuel de répartition des phénomènes hydro-gravitaires (a) et domaines de comportement des matériaux (modifié de Meunier, 1991). Les domaines couverts par les termes 'glissement de type écoulement' et 'suspension concentrée' sont indiqués pour les matériaux boueux. Les pastilles numérotées indiquent la succession temporelle et spatiale des phénomènes observés dans les 'Terres Noires' du Sud-Est de la France (W_n est la teneur en eau massique, W_L est la limite de liquidité, W_P est la limite de plasticité, W_S est la limite de retrait, I_L est l'indice de liquidité).

figure2.1.jpg

La représentation de la Figure 2.1a met en évidence les **transitions entre les domaines de la mécanique des roches, des sols et des fluides et l'hydraulique torrentielle**. Cruden et Varnes (1996) reconnaissent l'existence de cas 'complexes' où le déplacement s'effectue

selon plusieurs modes de déplacement définis par Varnes (1978) (soit simultanément -glissement et écoulement-, soit successivement dans le temps et dans l'espace, -écroulement, puis glissement, puis écoulement-), et où le comportement est tantôt régi par les lois de la mécanique des sols, tantôt par les lois de la mécanique des fluides.

Certaines lithologies et formations superficielles sont plus favorables à ce type d'évolution. Il s'agit des débris de roches meubles et tectonisées (marnes, schistes argileux, ardoises, etc), des argiles, des loess et des cendres volcaniques (Hungar *et al.*, 2001), dont le comportement, selon la teneur en eau, est celui d'un sol, d'une boue plastique ou d'une boue liquide. L'eau et la météorisation des matériaux vont modifier la consistance du matériau source qui acquiert des caractéristiques d'écoulement (ou de mobilité, Fig. 2.1b).

Dans ce cadre, il faut reconnaître que les '*glissements de type écoulement*' sont l'un des phénomènes naturels dont l'étude scientifique est la moins avancée, en particulier pour les phénomènes 'boueux'. Si de très nombreuses et intéressantes études décrivent leur morphologie et indiquent des contextes litho-structuraux favorables ou des seuils de déclenchement, la connaissance des mécanismes de mouvement et les tentatives de modélisation, restent très partielles¹⁴. Morgenstern et Sangrey (1978) ont stigmatisé cette

¹⁴ Il est intéressant de remarquer que si des conférences internationales sur tous les aspects de la prévision des mouvements de terrain ont lieu tous les quatre ans depuis la fin des années 1970 (*International Conference on Landslides ICL ; International Conference and Field Workshop on Landslides, ICFL*), les conférences spécifiques aux '*glissements de type écoulement*' datent du début des années 1990 : *Atelier Mouvements de Versant de Grande Ampleur*, Nainville-lès-Roches, 1992 ; *Pierre Béghin International Workshop on Rapid Gravitational Mass-Movements*, Grenoble, 1993 ; *International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, San Francisco, 1997 ; Taipei, 2001 ; Davos, 2003 ; *Conference on Transition from Slide to Flow: Mechanisms and Remedial Measures*, Trabzon, 2001 ; *NATO Advanced Research Workshop on Massive Rock Slope Failures and Gravitational Flows*, Celano, 2002 ; *International Conference on Fast Slope Movements: Prediction, and Prevention for Risk Mitigation*, Napoli, 2003 ;

insuffisance : *‘Il existe un type de problème de géophysique appliqué où il ne s’agit pas d’évaluer si un versant peut évoluer vers la rupture ou non, mais d’accepter sa déformation et d’estimer les conséquences. C’est le cas des glissements de type écoulement’*. Ainsi, là où il n’est pas question, pour des raisons pratiques, d’éliminer le mouvement, les questions scientifiques se posent en ces termes (Hungar, 2003) :

- quel volume de matériau peut se déplacer ?
- quelle sera l’évolution temporelle en terme de vitesses et d’accélération ?
- comment concevoir des structures de protection (passives ou actives) contre ces masses très mobiles ?

Le développement de modèles de stabilité et de propagation applicables et transposables à de grands secteurs requiert d’établir des inventaires morphologiques de ces phénomènes (§ 2.2), et d’analyser les causes et mécanismes des instabilités (§ 2.3) avant d’envisager leur modélisations (§ 2.4).

2.2 Morphologie des ‘glissements de type écoulement’

Comme certains outils utilisés pour réduire le danger associé aux ‘*glissements de type écoulement*’ ne sont valables que pour ces phénomènes, il est nécessaire de disposer d’une vision claire qui permette d’éviter toute confusion. Les termes et définitions qui suivent sont ceux dont l’acceptation est la plus générale. En cas de différence avec d’autres travaux, ce sont ceux qui font référence dans le reste de ce travail.

2.2.1 Caractéristiques communes des ‘glissements de type écoulement’

Les ‘*glissements de type écoulement*’ ont été étudiés par les forestiers, géologues, et géomorphologues dès la fin du 19^e siècle, ce qui a permis d’établir des inventaires, de répertorier leurs caractéristiques morphologiques, et d’aboutir à une relative bonne connaissance de leurs conséquences. Ces études ont montré que selon la granulométrie du matériau transporté, son origine, et la vitesse de déplacement, le phénomène peut prendre des formes très variées (Johnson et Rodine, 1984 ; Dikau *et al.*, 1996).

2.2.1.1 Les entités fonctionnelles d'un ‘glissement de type écoulement’

Dans la plupart des cas, un ‘*glissement de type écoulement*’ peut être divisé en trois entités fonctionnelles, dénommées ici zones (Fig. 2.2, Fig. 2.4) :

- à l’amont, une zone supérieure élargie, qui rassemble des matériaux au pied d’un escarpement. C’est la **zone d’ablation** (ou zone source) qui possède l’allure classique en couronne d’un glissement rotationnel, translationnel ou complexe. Elle est le pendant de la notion de bassin de réception dans l’étude hydrologique de la formation des écoulements d’un bassin-versant. La zone d’ablation peut être d’un seul tenant ou constituée de plusieurs petites zones élémentaires ;
- dans la partie intermédiaire, une **zone de transit**, beaucoup plus étroite et de longueur extrêmement variable, la longueur d’un ‘*glissement de type écoulement*’ étant toujours très supérieure à la largeur. La zone de transit, où le matériau mobilisé progresse sur une topographie plus ou moins intacte, peut être un versant (Fig. 2.3a) ou un chenal d’écoulement (Fig. 2.3b). Sa géométrie est parfois complexe (existence de ressauts, de barres rocheuses, de goulets d’étranglement). On considère souvent que le bilan de masse est nul dans ce secteur. Toutefois, pour certaines circonstances (géométrie, lithologie), le bilan de masse peut être largement positif (contribution des berges, du versant ou du lit au volume de l’écoulement, -Egashira *et al.*, 2001 ; Hungr, 2003-) ou largement négatif (seuils de pente importants qui arrêtent l’écoulement). Pour certains mouvements, la zone de transit est très courte, voire absente ;

- à l'aval, un lobe terminal (ou pied), élargi, simple ou digité, où des débris grossiers sont accumulés. La pente est relativement faible (quelques degrés), mais se termine par un front prononcé (15 à 30°), au profil très souvent convexe (Ancey, 2001a). C'est la **zone d'accumulation** (ou zone de dépôt). Généralement, ce sont des critères de pente qui fixent la frontière entre la zone de transit et la zone d'accumulation. On considère qu'au-dessous de 15° (25%) de pente, la plupart des '*glissements de type écoulement*' commencent à décélérer (Hutchinson et Bhandari, 1971).

Ces trois entités sont caractérisées par des traits morphologiques spécifiques (Flageollet, 1988 ; Baum *et al.*, 2003), qui témoignent de la cinématique du mouvement : fissures de tension, de traction, rides de compression, bourrelets latéraux et frontaux, petit lobes arrondis (Fig. 2.2a, b).

2.2.1.2 Les composantes d'un 'glissement de type écoulement'

A première vue un '*glissement de type écoulement*' se présente comme une pâte (*slurry*) formée de particules rocheuses grossières et de particules rocheuses fines, caractérisée par une certaine teneur en eau¹⁵. A l'échelle macroscopique, cette pâte se comporte comme un fluide homogène, cinématiquement monophasique, qui se déplace le long d'une surface prédéfinie et/ou se déforme de façon continue (Johnson, 1965 ; Pierson et Costa, 1987 ; Dikau *et al.*, 1996 ; Johnson, 1997 ; Balmforth *et al.*, 2001 ; Ancey, 2001a ; Malet *et al.*, 2003f).

Figure 2.2 – Morphologie caractéristique des 'glissements de type écoulement'. (a) : Vue aérienne du glissement-coulée rapide de Surte (1950, Suède) qui a parcouru 650 m et atteint la rivière Göta à la vitesse de 0.5 m.s⁻¹. Le glissement-coulée ne possède pas de zone de transit,

¹⁵ Les effets d'éventuelles bulles d'air (Jan *et al.*, 2000) dans le mélange sont négligées, même si celles-ci semblent avoir une influence sur le seuil de contrainte (Coussot et Piau, 1994).

mais des bourrelets et des lobes sont bien visibles dans la zone d'ablation et d'accumulation (modifié de Johnson et Fleming, 2001) ; (b) : Vue oblique du glissement-coulée de Rio Roncato (Dolomites, Italie). Une zone de transit est visible, délimitée par des levées latérales et des fissures de cisaillement (modifié de Deganutti et Gasparetto, 1992).

figure2.2.jpg

La taille des deux composantes minérales couvre tout le spectre granulométrique entre les argiles minéralogiques ($2\ \mu\text{m}$) et les blocs ($> 1\ \text{m}$). Comme il n'existe pas de définition univoque de la plage granulométrique dédiée aux particules fines, nous utiliserons dans ce mémoire la limite définie par Bonnet-Staub (1998) et Hungr *et al.* (2001) pour caractériser la matrice de la pâte ($< 400\ \mu\text{m}$). Certains auteurs incluent la matière organique dans les constituants de base des '*glissements de type écoulement*'. Hungr *et al.* (1987) affirment qu'elle peut se retrouver en pourcentage élevé, atteignant jusqu'à 6%. Des événements avec de telles teneurs en matière organique sont formés majoritairement de troncs. Cependant, si certaines similitudes existent, la forme et la densité de ces éléments ne peuvent être assimilées à celles des blocs rocheux.

2.2.1.3 Quelques grandeurs caractéristiques

Une synthèse des articles (Tab. 2.1) décrivant des '*glissements de type écoulement*' permet de faire ressortir quelques grandeurs caractéristiques.

Le **volume** et l'**épaisseur**, très variables, s'étendent respectivement de quelques dizaines de m^3 à plusieurs millions de m^3 , et de 1 m à 20-30 m. Leur mobilité relative peut être comparée en reportant le ratio hauteur de l'escarpement/longueur de parcours ($H/L = \tan \alpha$, où α est le *Fahrböschung*) par rapport au logarithme du volume de débris déplacé (Fig. 2.3a). Un fuseau de mobilité est proposé pour les glissements-coulées dans les argiles et schistes argileux. Ces phénomènes sont généralement aussi mobiles que des laves torrentielles et des coulées boueuses (fuseau proposé pour des écoulements de faibles volumes par Corominas, 1993, 1996) mais pour des volumes approximativement supérieurs de deux ordres de grandeur. Trois des principaux glissements-coulées dans les '*Terres Noires*' se localisent dans la partie supérieure du fuseau.

Figure 2.3 – Mobilité (a) et vitesses (b) des ‘glissements de type écoulement’. La mobilité est exprimée par le rapport H/L, fonction du volume de débris déplacé (adapté de Hutchinson, 1988 ; Corominas, 1993,1996 ; Gili et al., 1993 ; les données pour les glissements-coulées dans les argiles et schistes argileux proviennent de certaines références indiquées dans le Tableau 2.1 ; pour les ‘Terres Noires’, Sau = Super-Sauze, Poc = Poche, Val = La Valette, Bou = Boulc-en-Diois).

figure2.3.jpg

Les **vitesses de déplacement** sont très variables (de 10^{-7} m.s⁻¹ à 20 m.s⁻¹, Fig. 2.3b) et dépendent de la morphologie, des propriétés mécaniques et de la réponse du matériau à un changement de contraintes (Pierson et Costa, 1987 ; Baum *et al.*, 2003). Une distinction claire peut être faite entre les mouvements lents à modérés et les mouvements rapides à très rapides.

Les valeurs élevées de **pooids volumique du mélange** et de **concentration volumique solide** semblent être relativement peu variables à la taille des évènements. Le poids volumique du mélange vaut en moyenne 2300 kg.m⁻³ ; les valeurs de concentrations solides correspondent à des valeurs de teneur en eau (massique) de 5 à 20% (Coussot, 1997), bien au delà des valeurs représentatives des écoulements hyperconcentrés (teneur en eau d’environ 40%).

2.2.1.4 Conclusion : mécanisme du mouvement

De nombreuses expériences (Vallejo, 1979 ; Van Asch *et al.*, soumis) ont montré que les ‘glissements de type écoulement’ acquièrent des caractéristiques d’écoulement uniquement dans le **stade de post-rupture**, indépendamment du mécanisme de déclenchement pré-rupture. Néanmoins, dans la plupart des cas, le matériau glissé ne développera pas de caractéristiques d’écoulement. L’acquisition d’une grande mobilité est liée aux caractéristiques des matériaux (Picarelli, 2001), de processus hydro-mécaniques liées à la fluctuation de pressions interstitielles (Hutchinson et Bhandari, 1971 ; Iverson, 1997 ; Iverson

et Vallance, 2001), et de l'évolution du comportement rhéologique (Locat, 1997 ; Coussot et Ancey, 1999). La capacité d'une masse de matériau à s'écouler et à maintenir une grande quantité de mouvement est contrôlée conjointement par sa résistance au cisaillement selon l'hypothèse de la mécanique des sols (ou son seuil de contrainte selon l'hypothèse de la mécanique des fluides) et sa viscosité. Ces deux caractéristiques vont également contrôler le seuil critique d'épaisseur pour l'arrêt du mouvement (Takahashi, 1991 ; Coussot, 1997 ; Laigle *et al.*, 2003).

Par leur **mobilité**, les écoulements peuvent ainsi parcourir de longues distances, s'étaler sur le versant ou sur les zones plates à l'aval du versant. Dans certains cas, le mouvement est continu et lent, dans d'autres, le mouvement prend la forme de bouffées transitoires plus ou moins rapides, en fonction de l'alimentation en matériau à l'amont.

Dès 1969, Skempton et Hutchinson ont déclaré que **ces phénomènes constituaient une classe négligée dans la littérature scientifique**, avec une terminologie ambiguë dont la compréhension est rendue confuse par des traductions hasardeuses. Après plus de trente ans, même si une clarification très intéressante a été apportée par Hungr *et al.* (2001), ceci est toujours d'actualité. La plupart de ces termes sont associées à la nature du matériau mobilisé ; certains d'entre eux font référence aux mécanismes de mouvement. Malgré des traits caractéristiques communs, de nombreuses différences morphologiques, cinématique et mécaniques existent au sein de ces phénomènes. Elles sont exposées ci-dessous. La vitesse de déplacement a été utilisée pour classer les phénomènes.

2.2.2 Le phénomène 'glissement-coulée lent'

Dans la classification de Varnes (1978) et de Hungr *et al.* (2001), les glissements-coulées lents sont des '*mouvements complexes et composites*'. La terminologie française est très claire puisque les deux termes (glissement et coulée) accolés traduit bien la succession dans l'espace (de l'amont vers l'aval) et dans le temps (stade de rupture et de post-rupture) des deux mécanismes : un glissement (affectant une roche, des débris ou un sol) qui se transforme en

coulée(s) (unique, ou multiples). A l'inverse, la terminologie anglo-saxonne est ambiguë ; ainsi, les 'earthflows' de la *classification de Varnes* (1978) correspondent aux 'mudslides' de la *classification de Hutchinson* (1988). Les auteurs qui veulent mettre l'attention sur le mécanisme de déplacement le long de surfaces de cisaillement internes utilisent le terme 'mudslide' (la traduction littérale 'glissement boueux' est un terme non utilisé dans la terminologie française), alors que le terme 'earthflow' est utilisé dans un sens plus large pour décrire des mouvements complexes de transition lente d'un mécanisme de glissement vers un mécanisme d'écoulement.

Les glissements-coulées lents sont des phénomènes dans lesquels des masses de matériaux fins progressent lentement par glissement le long de surfaces de cisaillements discrètes, formant des accumulations lobées ou étirées selon la forme du versant (Brunsden, 1984 ; Brunsden et Ibsen, 1996). Ils présentent une morphologie caractéristique de langue boueuse, hétérogène et plus ou moins saturée d'eau. Comme nous l'avons déjà mentionné (§ 2.2.1.1), les glissements-coulées lents peuvent être divisés en trois unités distinctes.

Figure 2.4 – Morphologie de quelques glissements-coulées lents. (a) : Le glissement-coulée de Covatta, Italie (Picarelli et al., 2001) ; (b) : Le glissement-coulée de Slumgullion, Etats-Unis (Parise et al., 1997 ; Baum et al., 2003) ; (c) : Le glissement-coulée de San't Agata Feltria, Italie (Angeli et Silvano, 2003) ; (d) : Le glissement-coulée de Tessina (Tarchi et al., 2003 ; Van Westen et Getahun, 2003).

figure2.4.jpg

La **zone d'ablation** (Fig. 2.4) présente souvent une morphologie de détail caractéristique associant un escarpement principal plus ou moins développé (Fig. 2.4a, Fig. 2.5), avec à son pied, un chaos de blocs, de petites dépressions, des mares, et des crêtes étroites faisant office de contreforts (Fig. 2.5 a, Fig. 2.6). Les Figures 2.5, 2.6 et 2.7 montrent respectivement la morphologie générale, et quelques détails morphologiques des zones d'ablation de quelques glissements-coulées lents. Dans certains bassins versants, plusieurs glissements-coulées

indépendants peuvent se rejoindre, comme le glissements-coulée de *San't Agata Feltria*, Italie (Fig. 2.4c, Bisci *et al.*, 1996) ou plus ancien de *Handlovà*, République Tchèque (Zarubà et Mencl, 1982). Ces situations laissent supposer que le mouvement des glissements-coulées résulte de l'alimentation continue en matériau des versants environnants, et des modifications de contraintes associées.

La **zone de transit** prend l'allure d'une coulée étirée ou lobée. Le chenal est souvent pentu ($>25^\circ$), rectiligne, légèrement concave et de longueurs variées. Les glissements-coulées en lobes se développent sur des talus courts à faible pente ($3-4^\circ$), où le chenal d'écoulement est interrompu par une rupture de pente. A l'inverse, les glissements-coulées étirés se développent dans des chenaux d'écoulement longs, étroits et pentus ($>25^\circ$).

Figure 2.5 – Détail photographique de quelques escarpements de glissements-coulées. (a) : L'escarpement du glissement-coulée de Super-Sauze, France, associant glissements structuraux translationnels dans les marnes et chutes de blocs de moraines (Maquaire *et al.*, 2001) ; (b) : L'escarpement du glissement-coulée de Lemieux, Canada, marqué par des glissements rotationnels rétrogressifs (Evans et Brooks, 1994) ; (c) : L'escarpement du glissement-coulée de Slumgullion, Etats-Unis, caractérisé par des écroulements rocheux dans des roches volcaniques (Baum *et al.*, 2003) ; (d) : L'escarpement du glissement-coulée de Poche, France, marqué par des glissements rotationnels emboîtés au contact marnes-moraines (Maquaire *et al.*, 2003).

figure2.5.jpg

La **zone d'accumulation** se développe à la base du versant et prend la forme d'un ou plusieurs lobes étagés ou raides. La zone d'accumulation est en réalité souvent composée de deux parties; une partie amont de pente faible à moyenne, proche de la pente d'équilibre du chenal, et une partie aval (le pied), de forme convexe, plus raide ($>30^\circ$), proche de l'angle de frottement interne du matériau mobilisé. Des replats ($<5^\circ$) peuvent interrompre le profil en

long rectiligne de la zone d'accumulation, où l'on trouve également des zones de bossellements, des griffures et des rigoles.

Figure 2.6 – Détail photographique des zones d'ablation des glissements-coulées de Tessina (Italie) et de Poche (France).

figure2.6.jpg

L'existence de tensions distribuées dans la masse se traduit morphologiquement par la présence d'un **système complexe de fissures**, de lobes, de bombements et de levées latérales (Fig. 2.7) : *fissures de tension* sur la couronne, et au pied de l'escarpement principal ; *fissures de cisaillement* un peu plus à l'aval ; *fissures de cisaillement et friction*, conformes au modèle de Riedel (1929), *levées latérales* caractéristiques et stries qui indiquent le sens du mouvement sur les côtés de la zone de transit ; *fissures de cisaillement conjuguées* et *bourrelets de compression* dans la partie aval de la zone d'accumulation. Ces fissures sont des zones de faiblesses hydrologiques et mécaniques. Plusieurs mécanismes sont proposés pour expliquer la formation des levées latérales, incluant le dépôt de matériau rejeté depuis la partie centrale de la masse, l'extrusion de matériau depuis la surface de cisaillement, les déformations internes ou l'érosion basale (Flemming et Johnson, 1989 ; Baum et Flemming, 1991 ; Corominas, 1995).

Les glissements-coulées lents présentent des **vitesse très variables** (Fig. 2.3b), mais comprise en moyenne entre 0.05 et 2 m.jour⁻¹. Des événements extrêmes (10 m.jour⁻¹) ont été observés à *Falli-Höllli* (Suisse, Noverraz *et al.*, 2001 ; Dapples *et al.*, 2001). Le mouvement saisonnier est lié aux conditions d'alimentation en eau. Dans nos régions tempérées, les glissements-coulées lents possèdent un cycle été/hiver très marqué : pour les glissements-coulées situés relativement bas en altitude (pas d'influence de la neige), le mouvement accélère généralement à la fin de l'automne, atteint un pic au milieu de l'hiver, puis décélère tranquillement pendant le printemps et l'été ; ce schéma général est totalement bouleversé quand un manteau neigeux recouvre le glissement-coulée. Néanmoins, toute

période humide (excepté les orages d'été) va accentuer, déclencher ou préparer l'accélération du mouvement. Ce mouvement continu (aucune phase d'arrêt) peut être maintenu sur de longues distances (hectométriques à kilométriques) et périodes de temps (> 100 ans) par la combinaison de déformations de fluage (continues dans le temps) et de déformations plastiques (épisodiques) en fonction des variations des pressions interstitielles. La combinaison d'une faible résistance (résiduelle) et de conditions d'alimentation en eau variable explique la saisonnalité du mouvement (Picarelli, 2001). Si une augmentation soudaine des pressions interstitielles ou une érosion du lobe frontal ne se produit pas, le mouvement n'atteint pas des vitesses élevées (Hutchinson, 1970 ; Keefer et Johnson, 1983). L'apport important d'eau de fonte peut expliquer les fortes vitesses enregistrées sur certains glissements-coulées alpins (*La Valette* et *Super-Sauze*, France ; *Tessina*, Italie, -Maquaire *et al.*, 2001 ; Angeli *et al.*, 1998-). Ces mécanismes sont détaillés à la section § 2.3. L'amplitude des accélérations va dépendre de l'augmentation des pressions interstitielles et de leur dissipation.

Figure 2.7 – Répartition caractéristique des fissures, des bourrelets et des levées sur un glissement-coulée. Détail photographique des fissures de cisaillement-friction, des levées latérales (actives, inactives) et des stries de glissement observées sur les glissements-coulées de Poche, France et de Slumgullion, Etats-Unis (modifié de Flageollet, 1988 ; Baum *et al.*, 2003).

figure2.7.jpg

Quelques auteurs ont caractérisé leur **structure verticale** en carottant le matériau (Hutchinson, 1970 ; Hutchinson et Bhandari, 1971 ; Picarelli *et al.*, 1995 ; Song, 1996 ; Wasowski, 1998 ; Wasowski et Maezzo, 1998 ; Malet et Maquaire, 2003). Dans certains cas, une zone de cisaillement totalement remaniée, avec une ou plusieurs surfaces de rupture épaisses de quelques centimètres à quelques décimètres, est décelée (Fig. 2.8a) ; dans d'autres, aucune surface n'est identifiée, et la déformation est diffuse au sein de la masse (Fig. 2.8b) ; certains cas sont complexes et associent les deux mécanismes (*Acquara-Vadoncello*, Italie, Fig. 2.8c ; *Falli-Hölli*, *La Frasse*, Suisse ; *Super-Sauze*, France).

Les quelques mesures inclinométriques existantes montrent des cas très variés, avec des profils de vitesses caractéristiques de comportement rigide ou viscoplastique. Le mouvement des glissements-coulées lents, à l'inverse des glissements *stricto-sensu*, n'implique pas des blocs rigides, mais des blocs qui se déforment continûment et de manière différenciée (Baum et Fleming, 1991 ; Baum *et al.*, 1998) au sein d'une même masse, selon des conditions locales de contraintes et d'alimentation en eau et selon la forme de la topographie recouverte (Baum et Reid, 1995 ; Picarelli *et al.*, 1999). En plus d'un cisaillement distribué verticalement au sein de la masse, les glissements-coulées lents montrent un régime de déformation longitudinale spécifique, associant une zone en extension dans la partie amont et une zone en compression dans la partie aval (Fig. 2.5b, Fig. 2.8), souvent séparées par une zone neutre.

D'une analyse morphologique détaillée de plus de quatre cent glissements-coulées lents, déclenchés dans des argiles schisteuses très fissurées et très plastiques en *Campanie*, Picarelli (2001) met en évidence **plusieurs stades dans la 'vie' du phénomène**, et suggèrent que le mode de déplacement dominant change avec son stade de développement¹⁶. Après la rupture

¹⁶ En fonction de traits morphologiques particuliers et de la vitesse de déplacement, quatre stades d'évolution sont définis par Guida et Iaccarino (1991) et Iaccarino *et al.* (1995). Le *stade A* correspond à la phase de post-rupture d'un glissement-coulée récent, ou à la réactivation rapide d'un glissement-coulée ancien. La morphologie de surface est très irrégulière, avec des ruptures de pente, et de nombreuses fissures ouvertes. Pendant le mouvement, le matériau silto-argileux devient rapidement très mou, et il est impossible de marcher sur la surface topographique sans s'enfoncer. La vitesse de déplacement (3-30 cm.jour⁻¹) est qualifiée de très rapide à modérée selon la classification de Cruden et Varnes (1996). Au *stade B*, le glissement-coulée s'écoule entre des levées latérales très facilement identifiables. En saison humide, il reste toujours très difficile de marcher localement sur la surface topographique. Les vitesses diminuent progressivement (0.5-3 cm.jour⁻¹). Au *stade C*, la surface topographique est plus régulière et s'arrondit progressivement, la masse mobilisée se raidit. Les traits morphologiques typiques (petits escarpements, dépressions, fissures) disparaissent. La masse mobilisée glisse plus qu'elle ne s'écoule. Les vitesses de déplacement restent très variables (0.005-0.5 cm.jour⁻¹), mais inférieures à celle du stade B. Au *stade D*, le corps du glissement-coulée n'est plus

initiale, ou après une réactivation, le glissement-coulée connaît une phase progressive de décélération pour atteindre un nouvel équilibre hydro-mécanique après plusieurs dizaines d'années. Avant de définitivement s'arrêter, les glissements-coulées semblent retrouver un style dominant de glissement (Picarelli *et al.*, 1999).

Figure 2.8 – Profil vertical de vitesse de quelques glissements-coulées lents. (a) : Profil inclinométrique type et surface de cisaillement à la base du glissement-coulée de Monte De Nicola, Italie (Picarelli, 2001) ; (b) : Profil inclinométrique type obtenu sur le glissement-coulée de Monte Marino, Italie (Picarelli *et al.*, 1995) ; (c) : Profil inclinométrique type obtenu sur le glissement-coulée de Acquara-Vadoncello, Italie (Wasowski, 1998).

figure2.8.jpg

Dans la plupart des cas, ils se **stabilisent sur le long-terme** en formant une surface bosselée où les formes morphologiques vives sont estompées par météorisation, remblaiement alluvionnaire, érosion par ruissellement, et par le développement de la végétation. Néanmoins, pendant la phase de décélération, ou quand le mouvement est stoppé, une nouvelle réactivation peut survenir sous l'effet de pluies exceptionnelles, d'un tremblement de terre ou de l'érosion du pied. Des mouvements rapides peuvent alors se déclencher par une modification brutale du comportement (§ 2.5). Ces mouvements rapides peuvent s'écouler dans un chenal torrentiel de telle sorte que des dommages aux habitations et des victimes sont envisageables. Le seul moyen de gestion efficace de ces phénomènes est alors de drainer le versant pour diminuer les pressions interstitielles (*La Valette, France*), ou de construire des ouvrages de chenalisation et des pièges à matériaux (*Tessina, Italie ; La Valette, France*).

Les glissements-coulées lents se développent principalement dans des **argiles fissurées**, des **argilites**, des **schistes argileux**, des **argiles surconsolidées** à plasticité moyenne, des

identifiable. Les mouvements sont extrêmement lents, jusqu'à l'arrêt complet après plusieurs dizaines à centaines d'années.

marnes, des **ardoises** ou certaines roches métamorphiques tectonisées (Brunsden et Ibsen, 1996 ; Picarelli, 2000 ; Hungr *et al.*, 2001). Occasionnellement, des glissements-coulées lents peuvent se déclencher dans des flyschs, ou quelquefois dans des sols gelés dans les régions de permafrost (Arenson, 2003). Certains sont superficiels (< 5 m d'épaisseur), d'autres plus profonds (15-20 m, -Maquaire et Malet, soumis). Le Tableau 2.1 indique quelques cas bien décrits de glissements-coulées lents et le type de **matériaux mobilisés**. Les cas, nombreux, répertoriés en Chine, au Japon, en Inde, aux Etats-Unis et au Canada ne sont pas indiqués.

Tableau 2.1 – Quelques glissements-coulées lents (allongés) et type de matériaux mobilisés (modifié et complété de Brunsden, 1984).

Site	Matériau	Auteurs
Bredon Hill, Lyme Regis, Black Ven, Côte du Dorset, Angleterre	Argiles et marnes du Lias	Grove (1953), Brunsden (1973), Conway (1974), Brunsden et Goudie (1981), Chandler et Brunsden (1995), Chandler et Brunsden (1996)
Stoss, Suisse	Marnes et flyschs	Von Moos (1953)
Boulogne, France	Argiles kimméridgiennes	Guilcher (1958)
Vaches Noires, France	Argiles marneuses	Auger et Mary (1968)
Ile de Wight, Angleterre	Marnes oligocènes	Hutchinson et Bandhari (1971)
Côte du Kent, Ile de Sheppey, Angleterre	Argiles de Londres	Hutchinson (1973), Hutchinson <i>et al.</i> (1985), Brunsden <i>et al.</i> (1996)
Vallées de Basento, Miscano et Trigno, Italie	Argiles schisteuses fissurées	D'Elia (1975), Cottechia <i>et al.</i> (1984), Guida et Iaccarino (1991), Giusti <i>et al.</i> (1996), Picarelli <i>et al.</i> (1999)
West Dorset, Angleterre	Argiles du Lias	Brunsden et Goudie (1981)
Sinni, Italie	Argiles schisteuses fissurées	Manfredini <i>et al.</i> (1981)
Handlova, République Tchèque	Andésites et argiles silteuses	Zaruba et Mencl (1982)
La Coma, Gósol, Espagne	Lutites et flysch	Corominas et Moreno (1988), Gili <i>et al.</i> (1993)
Tudela de Veguin	Argiles gypseuses	Ayala <i>et al.</i> (1988)
Poche, Super-Sauze, La Valette, France	Marnes noires callovo-oxfordiennes	Colas et Locat (1992), Le Mignon et Cojean (2002), Maquaire <i>et al.</i> (2003), Malet <i>et al.</i> (2003)
Alverà, Staulin, Rio Roncatto, Italie	Argiles surconsolidées et marnes	Deganutti et Gasparetto (1992), Gasparetto <i>et al.</i> (1996), Panizza <i>et al.</i> (1996), Angeli <i>et al.</i> (1999), Bonomi et Cavallin (1999)

Güejar, Espagne	Argiles et marnes	Sanz (1992), Corominas (1993)
Boulc, France	Marnes bleues aptiennes	Phan (1993), Boggaard <i>et al.</i> (2000)
Sant' Agata Feltria, Italie	Flysch oligocène et argiles fissurées	Bisci <i>et al.</i> (1996), Angeli et Silvano (2003)
Acquara-Vadoncello, Italie	Schistes et argiles tectonisées	Song (1996), Wasowski et Mazzeo (1998), Wasowski (1998), Del Gaudio <i>et al.</i> (2000), Chenouffi (2000)
Falli-Höllli (Chlöwena), Suisse	Marnes et flysch	Bonnard et Vulliet (1996), Dapples <i>et al.</i> (2001)
Covatta, Lama del Gallo, Italie	Argiles schisteuses fissurées	Pelegriño <i>et al.</i> (2000), Picarelli <i>et al.</i> (2001)
Tessina, Italie	Argiles schisteuses fissurées	Angeli <i>et al.</i> (2000), Tarchi <i>et al.</i> (2003), Van Westen et Getahun (2003)
Hohberg, Suisse	Argiles et flysch	Dapples <i>et al.</i> (2001)
Slumgullion, Etats Unis	Basaltes météorisés et andésites	Madole (1996), Smith (1996), Savage (1999), Parise <i>et al.</i> (2003)

De nombreuses expériences de laboratoire (Vallejo, 1979, 1989, 2003) ont montré que la texture et la structure du matériau évoluaient du stade de pré-rupture au stade de post-rupture. Dans la zone d'ablation, la météorisation des blocs et panneaux glissés produit un colluvion silto-argileux¹⁷ qui a perdu sa structure et texture originelle. La consistance est proche de la limite de plasticité avec un indice de liquidité variable (0.5-0.8) en considérant l'hétérogénéité des matériaux (Keefer et Johnson, 1983). La formation de cette matrice silto-argileuse est une condition nécessaire à l'acquisition d'une certaine plasticité et puisse s'écouler en coulée lente (Skempton et Hutchinson, 1969 ; D'Elia, 1975 ; Brunsten, 1984). Dans les

¹⁷ La littérature géomorphologique est confuse sur la meilleure terminologie à adopter. En effet, les matériaux caractéristiques des glissements-coulées lents sont des produits de météorisation de texture silteuse à argileuse, qui humides, sont décrits par le terme '*mud*' dans la littérature géotechnique anglo-saxonne. Néanmoins, cette matrice silto-argileuse n'est pas exclusive, car tout matériau 'lâche' et fragmentable peut se mélanger à une matrice argileuse, d'où le terme '*earth*' utilisé par les Nord-américains. Même si la plupart des cas de référence indiquent un mouvement qui s'effectue par glissement sur une surface de rupture basale (d'où le terme anglo-saxon '*mudslide*'), le matériau peut se déformer rapidement et s'écouler en conditions saturées (d'où le terme nord américain '*earthflow*'). Ce terme a été utilisé la première fois par Sharpe (1938) pour décrire le glissement-coulée ('*slump-earthflow*') de *Slumgullion* en Californie.

glissements-coulées récents, la capacité portante de la matrice permet de transporter des blocs intacts en profondeur, qui se météorisent seulement en surface.

Le déclenchement des glissements-coulées lents, leur réactivation potentielle et leur capacité à se transformer en écoulements gravitaires rapides (*mudflow*, *muddy debris flow*, *muddy debris avalanche*) sont des questions scientifiques non encore élucidées (Picarelli, 2001). *Quel mécanisme et paramètres contrôlent notamment la transformation d'un mode de déplacement en glissement vers un mode de déplacement en écoulement et vice-versa ? Comment les caractéristiques rhéologiques et hydro-mécaniques des matériaux évoluent-elles avec le temps ?*

2.2.3 Les phénomènes 'coulée de boue', 'coulée de débris' et 'lave torrentielle'

Ces trois phénomènes sont présentés dans une même section car ils présentent des morphologies de détail similaires (Fig. 2.9). Ils sont déclenchés par les mêmes mécanismes, peuvent acquérir sensiblement les mêmes vitesses et surtout, dans certaines lithologies, une coulée de boue peut se transformer en coulée de débris ou en lave torrentielle. Si plusieurs modes de déclenchement ont été répertoriés de l'amont vers l'aval d'un bassin-versant (Cojean *et al.*, 1996), les deux modes de déclenchement principaux sont la réactivation de glissements de terrain selon des surfaces de ruptures pré-existantes et la rupture d'embâcle dans le lit d'un torrent.

Les **coulées de boue** (*mudflows*) sont des écoulements, rapides à extrêmement rapides, de particules fines, plastiques et saturées. Le mouvement s'opère à une teneur en eau significativement supérieure au matériau source, proche de la limite de liquidité. Néanmoins, sous certaines conditions, une coulée de boue peut se produire à des teneurs en eau en deçà de la limite de liquidité. Ceci peut apparaître par l'humidification soudaine et brutale d'argiles disséquées en climat aride. Certaines classifications anciennes différenciaient ainsi des coulées de boue '*semi-aride*' et des coulées de boue '*alpines*', plus proches de la définition actuelle des laves torrentielles. Le terme boue (*mud*) fait référence à un matériau de texture argileuse, liquide ou semi-liquide (Blackwelder, 1928). Hungr *et al.* (2001) proposent

d'utiliser le terme boue (*mud*) pour les sols argileux remaniés où la matrice ($< 50 \mu\text{m}$) est plastique (indice de plasticité > 5) et où l'indice de liquidité pendant le mouvement est supérieur à 0.5.

La cinématique des coulées de boue associe toujours une rupture dans la zone source, un écoulement quasi-instantané, et un étalement relativement plat en lobe. Un chargement non drainé continu entraîne des réajustements continus des forces motrices et résistantes au sein de la masse. Des vitesses de l'ordre de 6 à 10 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ont été répertoriées (Fig. 2.4b, Campbell *et al.*, 1989). Si les coulées de boue ont souvent de petits volumes (à cause des caractéristiques de rupture de leur zone source), elles contiennent **au minimum 50% de matrice** et approximativement 500 à 1500 kg de sédiments par mètre cube d'eau (Vallejo, 1980 ; Sauret, 1987 ; Schrott *et al.*, 1996). Les rares sources potentielles sont des pentes raides ($25\text{-}40^\circ$) de matériaux non ou peu consolidés (moraines, zones pro-glaciaires à argiles sensibles, schistes argileux remaniés, produits d'érosion de roches sédimentaires tendres, dépôts pyroclastiques) situées à la limite du permafrost, ou au contact entre une paroi rocheuse raide et un talus colluvionnaire à l'aval (Arenson, 2003).

Très souvent, les coulées de boue accompagnent localement des mouvements plus complexes, quand des conditions locales de teneurs en eau et de matériau sont réunies (Bogaard *et al.*, 2000 ; Malet *et al.*, 2003f). La caractéristique essentielle des coulées de boue est leur potentialité à parcourir de longues distances, même sur des pentes très faibles ($5\text{-}8^\circ$), en empruntant toujours des axes de drainage naturels ou artificiels.

Figure 2.9 – Les 'glissements de type écoulement' rapides à très rapides. (a) : Chenaux d'écoulement et complexe de dépôts de lave torrentielle sur un talus raide à Klare Springs, Californie. Détail de l'arrêt de l'écoulement dans deux couloirs avec levées latérales et bourrelets frontaux (modifié de Johnson et Flemming, 2001) ; (b) : Coulée de débris non chenalisée à San Matéo, Californie, sur une pente rectiligne et un terrain homogène (Cannon et Ellen, 1985) ; (c) : Lave torrentielle de Tsing-Shan, Hong-Kong, caractérisée par une

contribution importante du chenal et des versants (volume de la zone source, 400 m³, volume de la lave, 20 000 m³ ; taux de contribution de 29 m³.m⁻¹, -Hungar, 2003-) ; (d) : Dépôts fins de la lave torrentielle boueuse du torrent des Allibrands, Hautes-Alpes, en juillet 2000 (Crédit photographique C. Ancey, Cemagref) ; (e) : Glissement-coulée rapide d'Aberfan, Pays de Galles, où un volume de 110 000m³ a parcouru 590 m et s'est arrêté sur une pente de 12° après avoir détruit plusieurs maisons (Bishop, 1973) ; (f) : Zone morphologiques caractéristiques et entités fonctionnelles d'un écoulement gravitaire rapide (vue perspective et profil en travers, modifié de Bardou, 2002).

figure2.9.jpg

L'importance de la fraction argileuse (> 10-15%) détermine leur comportement rhéologique viscoplastique (Ancey, 2001a, 2002). La présence d'argiles, qui favorise la lubrification, retarde la dilution et ralentit la dissipation des pressions interstitielles (faible perméabilité), conduit à des distances de parcours élevées (Vallejo, 1980 ; Iverson, 1997a ; Van Asch *et al.*, soumis). La distinction entre coulée de boue et lave torrentielle peut être ambiguë car les deux phénomènes présentent les mêmes caractéristiques morphologiques (Bardou, 2002). De nombreuses laves torrentielles (*debris flows*), d'origine volcanique ou déclenchées dans des roches schisteuses, incorporent une quantité importante de matériaux argileux. Pierson et Costa (1987) ont proposé le terme 'lave torrentielle cohésive' (*cohesive debris flow*) pour les écoulements où le pourcentage d'argiles dans la matrice est supérieur à 10%. Selon l'activité des argiles, ce pourcentage correspond à un indice de plasticité de 5-15%. Ancey (2002) préfère utiliser le terme lave torrentielle boueuse (*muddy debris flow*). Les coulées de boue sont également à différencier des glissements-coulées lents par leur vitesse, et car elles incorporent de l'eau de surface pendant la propagation (comme les laves torrentielles) alors que les glissements-coulées se liquéfient *in-situ*.

Les **coulées de débris** (*debris avalanches*) sont des écoulements, rapide à extrêmement rapide, de débris plastique et saturé. Elles débutent par des glissements superficiels, puis se transforment en écoulement non chenalisé. Au stade initial de développement, avant l'apparition de déformations distribuées au sein de la masse, les coulées de débris pourraient être appelées 'glissements de débris' (*debris slide*). Sharpe (1938) décrit les coulées de débris

comme des glissements superficiels dont la morphologie est similaire à celles d'avalanches de neige. Elles peuvent se déclencher **en tout endroit du versant**, mais à l'inverse des coulées de boue ou des laves torrentielles, ne se répètent pas forcément au même endroit. La zone d'accumulation construite par les dépôts de coulées de débris consiste en un épandage de colluvions non délimité latéralement (pas de levées), qui résulte de la convergence de plusieurs coulées. Dans beaucoup de cas, les coulées de débris peuvent rejoindre, si le volume mobilisé est important, des chenaux d'écoulement bien établis. Elles se transforment alors en laves torrentielles. Ainsi, le terme 'coulée de débris' doit être réservé aux événements très peu chenalisés sur leur distance de propagation, sans couloirs d'écoulement récurrents, ni de dépôts bien délimités dans la zone d'accumulation. Le terme proposé par Hutchinson (1988) reprend cette définition : 'lave torrentielle de versant' (*hillslope unchannelized debris flow*).

Varnes (1978) indique que les coulées de débris ont sans doute des vitesses légèrement supérieures aux laves torrentielles, même si cela est issu de peu de données (Fig. 2.3b). Des bouffées multiples sont rares, mais peuvent se produire en fonction de la cinématique de rupture dans la zone d'ablation. Un autre point de différence avec les laves torrentielles est lié à une concentration volumique solide supérieure et à l'absence de granoclassement longitudinal. Quand le matériau possède une texture avec 20% d'argiles dans la matrice (Coussot, 1997 ; Leroueil, 2002), le comportement rhéologique est viscoplastique et le terme 'coulée boueuse de débris' (*muddy debris avalanche*) est utilisé (Johnson, 1997 ; Malet *et al.*, 2003f). La distinction entre lave torrentielle et coulée de débris est également évidente en terme de gestion du risque. L'évaluation de l'aléa 'lave torrentielle' doit définir le chemin d'écoulement et les limites (latérales et longitudinales) de la zone de dépôt sur le cône, en fonction notamment d'informations sur des événements historiques. A l'opposé, l'évaluation de l'aléa 'coulée de débris' doit examiner en détail plusieurs tracés potentiels, dont la plupart n'ont jamais produit des coulées dans un passé récent.

Les **laves torrentielles** (*debris flows*) sont des écoulements non uniformes, rapides à extrêmement rapides, par bouffées transitoires, de débris non plastique et saturé dans un

chenal pentu. Un épisode de lave torrentielle comprend une ou plusieurs bouffées (jusqu'à 100), chacune séparée par des écoulements plus fluides (Pierson, 1980 ; Costa, 1984 ; Iverson, 2003). Les vitesses mentionnées dans la littérature s'échelonnent entre 0.05 m.s^{-1} et 15 m.s^{-1} (moyenne 2-3 m.s^{-1} , Fig. 2.4b).

La caractéristique morphologique essentielle des laves torrentielles est leur localisation dans un **chenal d'écoulement délimité** (un rapport largeur/profondeur du chenal >5 est nécessaire pour maintenir physiquement l'écoulement de gros blocs sur une pente douce, même si d'autres critères sont à prendre en compte, -Bardou, 2002-). Les torrents dits 'à lave' possèdent des signes d'érosion/dépôt dans le lit et un cône de déjection torrentiel à l'aval, construit par les dépôts d'évènements successifs. Des ravines et canyons sous-marins peuvent aussi être le siège de laves torrentielles sous-marines (*subaqueous debris flows*, -Hampton, 1972 ; Hampton *et al.*, 1996 ; Huang et Garcia, 1999 ; Locat, 2001).

La teneur en eau varie spatialement à cause de l'hétérogénéité des bouffées et de la transition de zones riches en matrice à des zones plus pauvres (Iverson, 1997a ; Anczyk, 2002), et varie temporellement suite à la dilution progressive de l'écoulement quand les débris solides se déposent. Ceci marque le continuum avec les écoulements hyper-concentrés (Fig. 2.1a). La présence d'un chenal délimité est important pour transporter l'eau de surface intégrée aux bouffées (ce qui contribue à augmenter la teneur en eau de la matrice), maintenir des épaisseurs d'écoulement critiques et faciliter le classement granulométrique. Par rapport aux autres 'glissements de type écoulement', un gradient vertical de vitesse élevé tend à laisser les blocs de matériau les plus importants en surface (granoclassement inverse) et à accumuler les plus gros blocs à proximité du front de la lave torrentielle (granoclassement longitudinal, Berti *et al.*, 1999).

Le granoclassement longitudinal permet de distinguer plusieurs zones morphologiques caractéristiques (Fig. 2.9f). Il s'agit :

- du *front*, raide, où des éléments grossiers s'accumulent par ségrégation et migration (Pierson et Costa, 1987). Le front est parfois accompagné de fortes turbulences créant un nuage d'embruns boueux (Bardou, 2002). Cette turbulence indique l'absence d'un écoulement piston (Craig, 1981 ; Johnson et Rodine, 1984). Dans les tronçons rectilignes du chenal, les traces laissées par le front sont représentatives de la plus grande section d'écoulement. Les blocs du front se déplacent vers l'aval par glissement et roulement plus que par écoulement ;
- du *corps de la lave*, qui est majoritairement responsable de la création du volume de l'événement. Le corps, liquéfié, est constitué d'éléments plus fins et saturés qui s'écoulent le plus souvent pendant plusieurs dizaines de minutes (dans des torrents particuliers, cet écoulement peut durer plus d'une heure) ;
- des *levées latérales* (ou *bourrelets*), dont la composition ressemble à celle du front, et qui se déposent parallèlement à l'axe d'écoulement. Ces bourrelets, se forment quand les matériaux du corps se frayent un chemin entre les matériaux grossiers et frictionnels du front. Ils se mettent en place quand l'écoulement n'est plus confiné (cône alluvial, super-élévation au-dessus des berges). Ce sont les dépôts les plus courants dans les torrents des Alpes ;
- de la *queue* qui n'est plus, d'un point de vue rhéologique, un écoulement de lave torrentielle, mais un *écoulement hyper-concentré* qui érode souvent les derniers dépôts laissés par le corps. La queue, plus fluide que le corps, n'est plus capable de transporter de gros blocs qu'en les roulant sur le fond.

Quand le front atteint le cône d'accumulation, le matériau s'étale et la lave s'arrête en formant un *lobe très épais* quand la résistance frictionnelle du front est suffisante pour ralentir le mouvement fluide des particules plus fines du corps (Ter-Stephanian, 2002 ; Major, 1997, 2000 ; Iverson, 1997a, 2003). L'existence de fronts grossiers, et d'un écoulement par bouffées conduit à des pics de débits jusqu'à quarante fois supérieur aux débits extrêmes d'inondations fluviales (Hungry, 2000). Ceci explique les forts moments cinétiques des laves torrentielles et leur potentiel destructif par impacts (Benda et Cundy, 1990 ; Deymier *et al.*, 1994 ; Suwa *et al.*, 2003). Ces observations témoignent de la **composition multiphasique** et de la **rhéologie variable** de l'écoulement.

Les matériaux d'une lave torrentielle s'étendent des argiles aux blocs, certains supérieurs à 10 m en diamètre. Dans les bassins versants forestiers, plus de 80% du volume de la lave peut être formé de débris organiques (troncs d'arbres, branchages). Les bassins-versants dans les zones de roches cristallines ou métamorphiques peu météorisées vont produire des '*laves torrentielles granulaires*' (*granular debris flow*), marquées par l'absence quasi-totale de silts et d'argiles (Bonnet-Staub, 1988 ; Bardou, 2002). A l'inverse, les laves torrentielles très riches en produits fins (argiles et silts) sont appelées '*lahars*' par analogie avec le terme indonésien '*cold lahar*' qui décrit des laves torrentielles se déclenchant sur les pentes des volcans, dans des débris pyroclastiques ou des cendres (Calvari *et al.*, 1998 ; Lavigne *et al.*, 2000). Enfin, pour les laves 'intermédiaires', le terme '*lave torrentielle boueuse*' (*muddy debris flow*) a été proposé par Ancey (2001a) et Bardou (2002).

Depuis la première proposition de Johnson (1965) de décrire le comportement des suspensions concentrées (coulée de boue, coulée de débris, lave torrentielle) comme des fluides viscoplastiques, le débat persiste sur la définition de la loi de comportement la plus adaptée (Takahashi, 1991 ; Coussot, 1993 ; Iverson, 1997a) et sur l'intérêt d'une approche rhéologique (Iverson, 2003). En effet, le comportement de ces suspensions varie à l'échelle de l'événement (Iverson, 1997a ; Iverson et Vallance, 2001) et au cours de la propagation (incorporation ou dépôt de matériau, agitation du fluide, variation de pression interstitielle, -Jakob *et al.*, 2000 ; Iverson et Denlinger, 2001a, b) de rigide à très fluide. En ce sens, Iverson (2003) indique que l'auto-organisation dynamique d'une lave torrentielle en un front non liquéfié (comportement frictionnel) et un corps liquéfié (comportement fluide) ne peut être représentée par une seule rhéologie. Une alternative à l'approche rhéologique classique est d'utiliser la **mécanique du mélange** (Iverson et Denlinger, 2001a, b) et de prendre en compte préférentiellement les effets de la **pression interstitielle** sur la propagation (Iverson, 1997a) et l'étalement (Major, 1997; 2000 ; Major et Iverson, 1999). Ces hypothèses font débat dans la communauté scientifique ; si les hypothèses d'Iverson semblent justifiées pour des écoulements granulaires et des écoulements à très faible pourcentage de matrice (< 5%), pour des écoulements boueux, des mécanismes purement rhéologiques permettent d'expliquer les distances de parcours élevées (§ 2.3.3.2, -Ancey, sous presse-).

2.2.4 Le phénomène ‘glissement-coulée rapide’

Le terme **glissement-coulée rapide** fait référence au terme anglo-saxon ‘*flowslide*’, qui décrit des mouvements caractérisés par des vitesses de déplacement élevées et qui affectent des cendres volcaniques, des dépôts de terrils ou des remblais. Le terme a été défini en terme de mécanique des sols comme une transformation soudaine d’un glissement de matériaux grossiers en une masse fluide capable d’un grand pouvoir destructeur (Bishop, 1973). La rupture du terril d’*Aberfan* au Pays de Galles (Fig. 2.9e), qui a détruit plusieurs maisons et tué 144 personnes, est le phénomène de référence.

Le terme ‘*flowslide*’ (souvent ‘*quick clay flowslide*’) est également utilisé pour décrire des écoulements, rapides à très rapides, d’argiles sensibles liquéfiées, proches de leurs teneurs en eaux naturelles (Cabrerria et Smalley, 1973 ; Locat et Leroueil, 1997 ; Hight *et al.*, 1998). Le glissement-coulée rapide se développe de manière régressive sur des versants subhorizontaux, tranche par tranche, et l’argile glissée se transforme en une boue visqueuse. qui peut parcourir plusieurs kilomètres (glissement-coulée de *Saint Jean Vianney* et de *Lemieux*, Québec, -Evans et Brooks, 1994-). Les glissements-coulées rapides se déclenchent essentiellement dans des argiles marines ou saumâtres, devenues sensibles suite au lessivage des particules les plus fines. Ces argiles sont souvent très légèrement surconsolidées et développent une résistance non drainée en conditions intactes (Leroueil, 2001) La majorité de cette résistance est perdue par l’effondrement de la structure du sol pendant la rupture, de telle sorte que le matériau remanié devient un liquide visqueux qui porte des blocs et des plaquettes de sol non liquéfié (Locat, 1997). A l’inverse des glissements-coulées lents, les glissements-coulées rapides ont une durée de vie très courte, de la minute à la dizaine de minutes. L’arrêt est définitif et le mouvement peut très difficilement être réactivé sur des pentes d’arrêt faible à très faible. Dans tous les cas, la transformation d’un mécanisme de glissement en mécanisme d’écoulement résulte d’une diminution drastique de la résistance au cisaillement.

2.3 Mécanique et mécanismes des ‘*glissements de type écoulement*’

2.3.1 De la transition ‘mécanique des sols / mécanique des fluides’

Le comportement de nombreux ‘*glissement de type écoulement*’, du stade de pré-rupture au stade de post-rupture, est tantôt solide tantôt fluide selon la concentration volumique solide (§ 2.2). Si les stades de pré-rupture et de rupture ont été principalement étudiés avec les outils de la mécanique des sols (lois de comportement plastique, critère de rupture), le stade de post-rupture (en glissement lent ou en écoulement rapide) a été étudié à la fois par les deux mécaniques : ceci souligne qu’il existe un manque entre la description du fluage lent d’un sol menant à la rupture, et la propagation post-rupture rapide des débris. Deux exemples typiques illustrent parfaitement cette transition.

- En mécanique des sols, la résistance au cisaillement est généralement décrite par une grandeur physique, la **cohésion** (non drainée pour un matériau fin, peu perméable, et cohérent), alors qu’en mécanique des fluides, elle est décrite en terme de **seuil de contrainte**. Bien que ces quantités macroscopiques reflètent les mêmes processus physiques microscopiques (formation d’un réseau continu de particules d’argiles par les forces colloïdales et d’un réseau de contacts entre particules grossières, -Coussot, 1993-), aucune théorie ne permet de les relier.
- Les **lois de comportement**¹⁸ proposées pour la description des massifs de sols supposent, de manière très générale, que ces matériaux développent une viscosité négligeable, et que

¹⁸ En mécanique, élaborer une loi de comportement (ou loi constitutive, ou loi de frottement) pour un matériau consiste à construire une relation fonctionnelle permettant d’exprimer les efforts intérieurs, représentés par les contraintes, en fonction de grandeurs cinématiques décrivant la déformation du milieu étudié (Stutz, 1987). Un modèle complet de loi de comportement permet de simuler le comportement d’un matériau sous des sollicitations monotones ou cycliques, dans des domaines de déformations variés (Mestat, 1993). La loi de comportement d’un matériau dépend de l’amplitude des déformations qu’il subit. En pratique, les paramètres d’une loi de comportement sont ajustés sur un nuage de points expérimentaux définis à partir d’un nombre fini d’expériences : tenseur des contraintes (σ) et tenseur de déformation (ε), et leurs incréments $\delta\sigma$ et $\delta\varepsilon$. En mécanique des sols, la valeur du tenseur de

l'effet dû au vieillissement est également négligeable ; c'est évidemment l'opposé pour la mécanique des fluides, où l'on suppose que le gradient de cisaillement a une influence sur le comportement du matériau et où le vieillissement modifie de manière importante le comportement (Coussot, 1997 ; Ancey, 2002). Les règles d'écoulement, qui définissent la façon dont évoluent les déformations, sont donc différentes (Mestat, 1993).

Ancey (sous presse) démontre notamment qu'on ne peut pas trouver une formulation unique du tenseur de contraintes qui permette de décrire l'écoulement d'un matériau pour une large gamme de gradients de cisaillement. Il faut au contraire distinguer plusieurs **régimes d'écoulement** par des nombres sans dimension et proposer pour chacun d'eux une expression particulière de la loi de comportement (Fig. 2.10a, -Coussot et Ancey, 1999-).

Ainsi, pour des mélanges très concentrés, à très faible vitesse de cisaillement, les particules sont en contact direct, et frottent les unes contre les autres. La théorie microstructurelle montre que le comportement macroscopique est celui d'un **milieu frictionnel** régi par la loi de Coulomb (Iverson, 1997 ; Ancey *et al.*, 1999). A l'échelle macroscopique, c'est le domaine de la mécanique des sols *stricto sensu*. Si le gradient de cisaillement augmente, la rupture du contact entre grains amène une modification du comportement. Si le fluide interstitiel est de l'air (matériau granulaire sec), le régime d'écoulement devient **frictionnel-collisionnel** ; si le fluide interstitiel est un fluide visqueux, les contacts entre grain peuvent être lubrifiés et le comportement macroscopique se rapproche de celui d'un **fluide visqueux lubrifié** ; c'est le domaine de la mécanique des fluides *stricto sensu*. Une telle transition se produit lorsque les forces de lubrification (création d'un film hydrodynamique par effet coin d'huile, -Landau et Lifchitz, 1989-) sont suffisamment grandes pour s'opposer aux forces de contact direct. Coussot et Ancey (1999) introduisent le *nombre de Leighton*, Le , pour localiser cette transition.

contraintes (ou gradient de cisaillement) est faible (entre 10^{-7} et 10^{-4} s^{-1}) et produit de petites déformations ($\varepsilon < 10^{-3}$ pour fixer un ordre de grandeur), en mécanique des fluides, le gradient de cisaillement est élevé (10^{-2} à 10^4 s^{-1}) et produit de grandes déformations ($\varepsilon > 10^{-3}$).

Figure 2.10 – Diagramme simplifié des régimes d'écoulement et localisation des 'glissements de type écoulement' dans la zone grisée (a) et transition frictionnelle-visqueuse pour des billes de verres dans une suspension eau-kaolin et eau-glycérol (b). La droite reportée indique une relation linéaire (modifié de Coussot et Ancey, 1999 ; Ancey, 2002). Les transitions entre régime sont définies par des nombres sans dimension : nombre de Péclet, Pe , pour la transition entre régimes brownien et hydrodynamique ; nombre de répulsion, Nr , pour la transition entre régimes colloïdal et brownien ; nombre de Reynolds, Re , pour la transition entre régimes hydrodynamique et turbulent ; nombre de Leighton, Le , pour la transition entre régimes visqueux et frictionnel ; nombre de Bagnold, Ba , pour la transition entre régimes hydrodynamique et collisionnel. Γ est le gradient de cisaillement adimensionnel.

figure2.10.jpg

La figure 2.10b représente une expérience de cisaillement sur un mélange très concentré ($\phi=0.65$) dans un rhéomètre à géométrie coaxiale (cisaillement entre deux cylindres dont l'un est mis en rotation et l'autre maintenu fixe). L'équivalent expérimental du *nombre de Leighton* est le gradient de cisaillement adimensionnel Γ . Ancey (2002) démontre **qu'à très faible vitesse de cisaillement** ($\Gamma < 1$), le comportement suit **la loi de Coulomb** (le cisaillement est localisé dans une couche mince, la contrainte de cisaillement est constante et indépendante de la vitesse de cisaillement). A **forte vitesse de cisaillement**, l'ensemble de l'échantillon est cisailé ; le comportement est **visqueux** (la contrainte de cisaillement est proportionnelle à la vitesse de cisaillement). La transition est fonction de la taille des particules (Fig. 2.12b).

Ceci permet d'identifier quelles sont les **interactions prédominantes** au sein de la masse en mouvement. Si on considère un mélange concentré, les **dissipations visqueuses** sont, en général, prédominantes aux forts gradients de cisaillement ; à l'inverse, les **dissipations par frottement** sont dominantes aux faibles gradients de vitesse. Le comportement macroscopique des 'glissements de type écoulement' se situe à cette interface (zone grisée de la Figure 2.10a).

Ce détour par la physique des mélanges concentrés permet d'expliquer de manière approfondie les propositions faites par plusieurs auteurs sur les mécanismes et le comportement des '*glissements de type écoulement*'. Les phénomènes dont la matrice contient majoritairement des particules colloïdales ont un comportement **viscoplastique** pour une large gamme de gradient de cisaillement; les phénomènes dont la matrice est formée essentiellement de particules non colloïdales ont un comportement macroscopique **frictionnel, visqueux** ou **frictionnel-collisionnel** en fonction du gradient de cisaillement. Les études de terrain confortent cette idée qu'il y a effectivement une forte corrélation entre la granulométrie du matériau, la morphologie des dépôts et le comportement du '*glissement de type écoulement*'. Ainsi, à partir d'une étude sur quelques torrents des Alpes françaises, Bonnet-Staub (1998) a confirmé l'existence d'au moins deux classes de comportement, que l'on peut discriminer à partir de la distribution granulométrique, de la forme du dépôt, du comportement rhéologique de la partie matricielle (particules de taille 0–400 μm), et de certaines caractéristiques géotechniques (test au bleu de méthylène); elle propose de distinguer les '*glissements de type écoulement à matrice granulaire*' (*coarse-grained flow-like landslides*) et ceux '*à matrice cohésive*' (*fine-grained flow-like landslides*). Plus récemment, Bardou (2002) a montré que, parmi les écoulements à matrice granulaire, il existe deux types de comportement : pour les phénomènes mobilisant des matériaux très grossiers, il observe des dépôts massifs alors que pour des phénomènes entraînant des matériaux plus fins (typiquement des limons, des silts, et des sables), les dépôts sont très étalés. Ces différences d'épaisseur des dépôts sont confirmées par Iverson (2003) à partir d'expériences au plan incliné pour de faibles variations du taux de matériaux fins. Major (1997, 2000) indique que ces différences sont plus liées à la dissipation des pressions interstitielles qu'au comportement rhéologique.

2.3.2 Mécanismes de déformation et de rupture

La stabilité d'un versant est décrite en termes de force motrice F_M (ou moment moteur) et de force résistante F_R (ou moment résistant), dont le rapport définit le **coefficient de sécurité F_S** (*safety factor*) du versant. Le moment moteur, qui correspond au poids des terrains et des surcharges éventuelles, est une composante de la gravité dont l'amplitude dépend de

l'inclinaison moyenne du champ de vecteurs-vitesse de la masse en mouvement (Morgenstern et Sangrey, 1978 ; Van Asch, 1984). Selon la forme de la surface de rupture, le moment moteur peut diminuer progressivement avec le déplacement (glissement rotationnel) ou rester approximativement constant (glissement translationnel). A la rupture, le moment résistant est égal au moment moteur ($F_s=1$), ce qui définit la limite d'équilibre du versant, puis diminue en liaison avec le comportement fragile du matériau.

L'état-de-l'art des connaissances sur la stabilité de versants argileux (lois de comportement, expression du critère de rupture, règle d'écoulement associé) est discuté par plusieurs auteurs (Habib, 1987 ; Mestat, 1993 ; Leroueil *et al.*, 1997 ; Leroueil, 2001 ; Leroueil et Hight, 2002) ; en particulier, Picarelli *et al.* (2000) s'intéresse aux mécanismes de déformation d'un versant argileux aux stades de pré-rupture, rupture et post-rupture.

Le **mécanisme de rupture** formalisé, en premier, par la communauté scientifique est la rupture par **glissement sur une surface** (Heim, 1932), exprimée par une relation entre la contrainte tangentielle et la contrainte normale. Le réarrangement des particules du sol qui s'alignent dans le sens du déplacement réduit la résistance au cisaillement d'une valeur maximale de pic à une valeur minimale résiduelle (Hutchinson, 1969 ; Leroueil, 2001). Les essais de cisaillement direct à la boîte de Casagrande en sont la traduction expérimentale.

Par la suite, Palmer et Rice (1973) identifient un deuxième mécanisme de rupture lié à la **plastification** et l'écoulement d'une masse de sol. L'apparition de déformations plastiques permanentes, en un ou plusieurs points du versant (par serrage, rotation individuelle des particules solides ou glissement relatif des particules solides les unes par rapport aux autres) traduit la localisation de la déformation dans une bande de cisaillement. Dans ce cas, le passage d'une valeur de pic à une valeur résiduelle est interprété comme l'existence d'une hétérogénéité forte des déformations, donc comme un effet de localisation (Darve, 1987). Ce mécanisme permet d'expliquer la formation et la propagation d'une surface de rupture latéralement et de l'amont vers l'aval d'un versant (Cooper *et al.*, 1998 ; Leroueil, 2001).

Figure 2.11 – Comportement pré- et post-rupture d'un versant en fonction du régime de pressions interstitielles. Stade de pré-rupture : (a) : Fluctuations des pressions interstitielles au point P ; (b) : Chemin cyclique de contraintes au point P ; (c) ; Variation du coefficient de sécurité avec le temps ; (d) : Déplacement horizontal au point P. Stade de post rupture : (e) : Chemin cyclique de contraintes au point P en fonction des fluctuations des pressions interstitielles ; (f) : Déplacement horizontal au point P (in Picarelli et al., 2000). Aucune unité n'est indiquée car elles dépendent du type de mouvement.

figure2.11.jpg

Les effets de la **pression interstitielle**¹⁹ sont introduits par Terzaghi (1950). Celle-ci fluctue saisonnièrement entre deux valeurs seuil extrêmes qui ne sont généralement pas atteintes à chaque cycle (Fig. 2.11a). Les contraintes effectives fluctuent selon le même rythme en suivant, à chaque cycle, le même chemin de contraintes (Fig. 2.11b) limité par une surface de plasticité dont la taille dépend de la pression interstitielle minimale atteinte dans le passé. La rupture est déclenchée par une augmentation des pressions interstitielles, favorisée par l'adoucissement (Fig. 2.11c) du comportement du matériau sur le long-terme (météorisation, fatigue, fluage, etc., -Picarelli *et al.*, 2000 ; Leroueil, 2001-). Une évolution probable des déplacements horizontaux est indiquée à la Figure 2.11d. Classiquement, le critère plastique de Coulomb est utilisé : le chemin de contraintes atteint l'enveloppe de rupture (état d'équilibre limite) et le mouvement accélère. L'amplitude de l'accélération (et les vitesses atteintes) dépend de la réduction de la raideur du matériau et du fluage.

¹⁹ Le comportement mécanique du sol est lié aux variations des contraintes effectives et non à celles des contraintes totales. Plus précisément, la contrainte normale effective (σ'), c'est à dire la contrainte normale totale (σ) de laquelle on déduit la pression interstitielle de l'eau (u), gouverne la déformation et la résistance du squelette granulaire. Si la contrainte effective supportée par le squelette solide diminue (par augmentation de la pression interstitielle), la résistance au cisaillement diminue (Bromhead, 1992). La relation entre la résistance au cisaillement et la contrainte effective est linéaire : $\tau = c + \sigma' \tan \phi$ et $\sigma' = \sigma - u$ avec τ la contrainte tangentielle, c la cohésion, ϕ l'angle de frottement interne.

Néanmoins, dans certains matériaux la direction que prend la bande de cisaillement n'est pas unique (critère de bifurcation, Chambon et Desrues, 1985 ; Vardoulakis et Sulem, 1995 ; Bésuelle, 1999) et l'instabilité apparaît localement à l'intérieur de la limite de la surface de plasticité (condition de stabilité de Hill, 1950, 1958 ; modèle constitutif incrémental non-linéaire de Darve, 1987). Ceci conduit à de larges déformations diffuses dans le versant (Iverson, 1986a, b ; Flemming et Johnson, 1989 ; Fleming *et al.*, 1989). Ces mécanismes, qui font l'objet d'études intensives sur le plan théorique et numérique, pourraient expliquer certains modes de rupture brutaux observés sur des pentes instables, où l'angle de frottement mobilisé est peu élevé (Vardoulakis, 2000). Dans l'état actuel des connaissances et de la pratique, les ruptures par glissement sur des surfaces et les ruptures par plastification s'analysent séparément, même si des critères de rupture identiques sont utilisés dans les deux cas.

Le **comportement post-rupture**, fonction du régime de pressions interstitielles, est schématisé à la Figure 2.11e, f. Dans les sols contractants, si les déformations se développent rapidement, le chargement, rapide compte tenu de la perméabilité du sol, provoque l'apparition de **surpressions interstitielles** (ie. supérieures à la pression hydrostatique, *excess pore pressure*) qui ne peuvent se dissiper pendant la période considérée et accélèrent le mouvement. Dans les sols dilatants, des pressions interstitielles négatives (ou succions) se développent et limitent l'accélération. Sur le long-terme, la vitesse diminue (variation de la géométrie de la masse qui réduit les contraintes de cisaillement, dissipation des pressions interstitielles) et la masse déplacée atteint un nouvel équilibre hydro-mécanique. Le mouvement peut s'arrêter définitivement, mais dans la plupart des cas, des mouvements faibles (millimétrique à centimétrique) et saisonniers sont maintenus (Fig. 2.11f ; Iacarrino *et al.*, 1995 ; Maquaire *et al.*, 2003). Ce type de mouvement a une composante visqueuse qui dépend de la contrainte de cisaillement (Vulliet, 1986 ; Flavigny, 1987 ; Salt, 1988 ; Bracerdigne *et al.*, 1993, Nieuvenhuis, 1991 ; Malet et Maquaire, 2003). Pour Picarelli *et al.* (2000), ce **mécanisme cyclique**, particulièrement efficace pour des mouvements translationnels, explique le comportement saisonnier des glissements-coulées.

Néanmoins, dans un certain nombre de cas, cet **équilibre dynamique est rompu**. Le mouvement continu, saisonnier et relativement lent accélère soudainement ; la masse devient fluide et des écoulements rapides sont déclenchés (Colas et Locat, 1992 ; Malet *et al.*, sous presse ; Malet *et al.*, soumis-c).

2.3.3 Mécanismes de déclenchement et de mobilité

La transition d'un comportement viscoplastique lent (ou de fluage) à un comportement viscoplastique rapide nécessite la destruction des liaisons fortes entre les grains (Hungry, 2003). Morgenstern et Sangrey (1978) ont quantifié l'influence respective de la réduction de la cohésion et de l'angle de frottement, et du phénomène de liquéfaction sur l'accélération du mouvement, à partir d'un modèle analytique de pente infinie. Ils démontrent que :

- les ruptures déclenchées par une chute de la cohésion sont rapides sur des pentes fortes, mêmes en conditions non saturées. La quantité d'accélération augmente avec une cohésion croissante, ou une épaisseur de matériau et un poids volumique décroissants ;
- la réduction de l'angle de frottement ne cause pas une accélération forte car la diminution de l'angle de frottement de pic à sa valeur résiduelle nécessite des déplacements longs (Leroueil, 2001) ;
- la liquéfaction spontanée, qui ne peut intervenir que si le matériau est très saturé, ($S_r > 0.85$), peut produire des accélérations très importantes sur des pentes faibles, mais n'apparaît pas sur des pentes fortes (mécaniquement instables).

Ces trois cas simples indiquent qu'une accélération rapide apparaît préférentiellement :

- ▶ sur des versants pentus de matériaux cohésifs, souvent non saturés, maintenus en équilibre par la cohésion du matériau, et au comportement dilatant, ou ;
- ▶ sur des pentes plus faibles, de matériaux lâches frictionnels, saturés et au comportement contractant. Des ruptures superficielles et des poids volumiques faibles favorisent par ailleurs l'accélération dans le premier cas.

2.3.3.1 Mécanismes d'accélération pour des matériaux fins

Divers mécanismes ont été proposés pour décrire l'accélération de '*glissements de type écoulement*' à l'échelle macroscopique. Une synthèse détaillée a été réalisée par Hutchinson (1987, 1988, 1993) à partir de l'analyse de cas réels. Iverson (2003) indique que l'amplitude de l'accélération dépend par ordre croissant du volume de matériau libéré, de la topographie du chenal d'écoulement et des caractéristiques rhéologiques ; par contre, la rhéologie joue un rôle préférentiel dans le mode d'écoulement de la masse (§ 2.3.3.2, Ancey, 2001a ; Bardou, 2002).

Figure 2.12 – Mode de déformation, de rupture et d'écoulement pour diverses granulométries grossières et indices de densité relative I_D (modifié de Wang et Sassa, 2003).

figure2.12.jpg

Les études théoriques et expérimentales de laboratoire se sont concentrées presque en majorité sur le comportement des **matériaux granulaires à structure lâche** (sables, cendres volcaniques, loess) et frictionnels dont le comportement devient contractant pendant le cisaillement. Dans ces matériaux, la liquéfaction spontanée, déclenchée par des effets dynamiques (onde sismique) ou statiques (pluie, fonte de la neige), est toujours le mécanisme principal de fluidification. Le lecteur peut consulter les travaux pionniers de Seed (1966, 1979), Casagrande (1971), et ceux récents de De Groot *et al.* (1987), Yoshimini *et al.* (1989), Ishihara *et al.* (1990), Anderson et Riemer (1995), Fuchu Dai *et al.* (1999), Okura *et al.* (2002). L'explication conceptuelle la plus claire du phénomène de liquéfaction utilise le concept de '*surface d'effondrement*'²⁰ introduit par Sladen *et al.* (1985).

²⁰ Dans des matériaux grossiers, une structure propice à l'effondrement est mise en place en conditions saturées par un dépôt rapide de sédiments qui ne permet pas un entassement maximal des grains (deltas, remplissage de barrage). Dans des argiles saturées, elle est liée à des échanges électro-chimiques induits par le lessivage de particules fines. Dans des sols

Quelques auteurs ont déclenché des glissements rapides et des laves torrentielles au laboratoire sur des plans inclinés (Sassa, 1984 ; Eckersley, 1990 ; Iverson et LaHusen, 1989 ; Iverson, 1997 ; Iverson *et al.*, 1997, 2000 ; Major et Iverson, 1999). Ces études suggèrent que l'élément fondamental à prendre en compte est la **fluctuation de pression interstitielle**, elle-même significativement dépendante de la porosité initiale du matériau, avant, pendant et après la rupture (Savage et Iverson, 2003). Les pressions interstitielles varient pendant la déformation et ne se dissipent réellement que pendant la phase de consolidation des débris à l'arrêt (Major, 1997 ; Major et Iverson, 1999). Wang et Sassa (2003) insistent sur l'influence de la granulométrie et de la densité relative du matériau. Ils proposent une typologie des modes de déformation et suggèrent que la quantité de pressions interstitielles générées augmente quand la texture du matériau devient plus fine (Fig. 2.12) : pour des conditions identiques d'alimentation en eau, un sable grossier produit des ruptures lentes rétrogressives, alors qu'un sable fin produit des écoulements lents, sans doute à cause d'une perméabilité plus faible. Pour des mélanges sablo-silteux, les écoulements sont très différents : la vitesse maximale atteinte par l'écoulement augmente avec le pourcentage de silts, aucune phase de ralentissement n'est observée, et les pressions interstitielles augmentent beaucoup plus rapidement pour de faibles gradients de cisaillement. Iverson (2003) indique qu'une incorporation faible de silts et d'argiles (1 à 6% en poids sec) dans une suspension grossière favorise systématiquement la propagation en maintenant des pressions interstitielles élevées.

partiellement saturés, l'origine d'une structure propice à l'effondrement est plus énigmatique. Des particules de loess éoliens sont maintenues ensemble par une cohésion 'apparente' (pressions interstitielles négatives) et une cohésion 'vraie' (ponts et ciments carbonatés). A saturation, les succions s'annulent, de petites déformations sont créées, une rupture progressive se développe, la cohésion 'vraie' disparaît, et le sol s'effondre. Un enchaînement de processus similaires peut expliquer l'effondrement de certains matériaux bien classés (colluvions argileux fins, remblaiements artificiels, Leroueil et Hight, 2002 ; Hight et Leroueil, 2002).

Paradoxalement, peu d'études expérimentales traitent de la génération de surpressions interstitielles dans les **matériaux cohésifs à structure dense** (argiles, silts), peu perméables, au comportement essentiellement ductile (Hutchinson et Bhandari, 1971 ; Nieuvenhuis, 1991 ; Thewanayagam, 1998 ; Vallejo et Mawby, 2000). Les mécanismes, décrits ci-dessous à l'échelle macroscopique, sont liés à des **causes externes** (apport d'eau ou de débris, modification de la géométrie) ou **internes** (compression, cassure des particules).

- *Apport massif d'eau* : dans des versants initialement proches de leur équilibre limite, des fissures de tension, plus ou moins remplies de dépôts alluvionnaires poreux, peuvent se saturer (pluies exceptionnelles, fonte rapide de la couverture neigeuse, capture d'un écoulement de surface) et guider l'eau de surface vers la profondeur (Bogaard *et al.*, 2000 ; Bogaard, 2001). Cet apport massif d'eau génère une pression d'eau élevée sur les bords des fissures, mais également, selon la profondeur de la surface de rupture, entraîne une augmentation des pressions interstitielles sur la surface de rupture. Ce mécanisme a été observé sur de nombreux glissements de terrain (*Antrim*, Hutchinson *et al.*, 1974 ; *Alvèrà*, Gasparetto *et al.*, 1996 ; *Attachie*, Fletcher *et al.*, 2002 ; *La Mure*, Van Asch *et al.*, 1996 ; *La Valette*, Van Asch et Van Beek, 1996).
- *Chargement non drainé en tête du corps instable* : l'apport brutal de débris dans la zone d'ablation (au-dessus du point drainé neutre N_D , -Hutchinson, 1984-) ou le chevauchement d'un bourrelet épais sur la masse accumulée entraînent une augmentation rapide des contraintes effectives (conditions non drainées) à proximité de la surface de rupture (Hutchinson et Bhandari, 1971 ; Hutchinson *et al.*, 1974 ; Sassa, 1985). Le degré de consolidation des matériaux mobilisés chute brutalement et peut atteindre une valeur proche de zéro ; la liquéfaction est spontanée. La coalescence de plusieurs glissements successifs dans un chenal d'écoulement unique produit des mouvements similaires mais plus violents (Salt, 1985 ; Hutchinson, 1987).
- *Déchargement non drainé du pied d'un corps instable* : l'influence d'une excavation anthropique ou d'une érosion du pied par un torrent est décrit par le concept de '*ligne d'influence*' (Huchinson, 1984, 1987). Quand le pied d'un corps instable est déchargé à l'aval du point non drainé neutre N_U , le coefficient de sécurité diminue instantanément et la diminution augmente sur le long-terme. Dans ce cas, les conditions sont très favorables

au déclenchement de mouvements très rapides. L'abatement rapide d'une nappe phréatique dans des formations argileuses est un autre type de déchargement non drainé.

- *Mouvement compressif*: la géométrie de la surface de rupture, souvent irrégulière, délimite des zones en compression et des zones en extension au sein d'un corps instable. Localement et temporairement, le *régime compressif* va réduire localement et temporairement la perméabilité du matériau qui peut se contracter, alors que la perméabilité va augmenter dans les zones en extension (fissuration) où des pressions interstitielles négatives peuvent également se développer (Nieuvenhuis, 1991 ; Baum et Johnson, 1993 ; Giusti *et al.*, 1995).
- *Liquéfaction statique*: dans des matériaux susceptibles à la mise en écoulement, l'effondrement de la structure métastable saturée entraîne le transfert rapide de la charge du squelette solide du sol à l'eau constitutive, et une augmentation des pressions interstitielles (Anderson et Sitar, 1995 ; Olivares, 2001).

Une fois le matériau fluidifié et mis en mouvement, quels sont les paramètres qui contrôlent son écoulement, son étalement potentiel et son arrêt ? Quels sont les mécanismes qui expliquent des distances de parcours et des vitesses différentes ?

2.3.3.2 Mécanismes liés à la mobilité du mouvement

Selon le régime d'écoulement, la **dissipation de l'énergie cinétique** acquise par le mouvement s'effectue par frottements granulaires (particules à particules), frottements visqueux, collisions ou turbulence (§ 2.3.1) ; le passage de particules d'une lame d'écoulement à l'autre et le frottement entre les lames d'écoulement sont également évoqués (Coussot, 1997). Selon le volume de l'événement, la concentration volumique, la granulométrie et la minéralogie des constituants, un mode de dissipation d'énergie prédomine sur les autres et occasionne des différences dans le type d'écoulement.

Dans l'hypothèse d'un **matériau totalement fluidifié** où les tensions internes sont relativement faibles et où la déformation s'exerce de façon continue, l'énergie cinétique peut

être très importante (Vaunat et Leroueil, 2002) et le matériau s'écouler sur de grandes distances à des vitesses élevées (Ancey, 2002). Outre la dissipation de pression interstitielle, rapide (matériaux granulaires perméables) ou lente (matériaux fins peu perméables), pendant la propagation, processus majeur selon Iverson (1997a, 2003), le phénomène de **rhéofluidification** peut expliquer les grandes distances de parcours. Ce phénomène, qui en mécanique des fluides traduit la dépendance de la résistance au gradient de cisaillement, conduit à une diminution de la viscosité du mélange à des gradients de cisaillement très élevés (en d'autres termes, le taux d'augmentation de la viscosité diminue parallèlement à l'augmentation du taux de déformation, -Couarraze et Grossiord, 1983-). Cette réduction de la viscosité entretient des vitesses de déplacement élevées lorsque les déplacements sont grands. Les expériences rhéophysiques citées précédemment (§ 2.3.1 ; Fig. 2.10) montrent que la lubrification des contacts granulaires à l'échelle microscopique est suffisante pour expliquer la mobilité et le comportement hystérétique de certains mélanges concentrés à l'échelle macroscopique [Coussot et Ancey, 1999 ; Ancey, sous presse]. Enfin, il a été démontré que des processus physiques tels que la migration de particules, la thixotropie du matériau, la désagrégation des floculats ou la présence d'un minimum dans la courbe d'écoulement jouent un rôle important, notamment dans les stades transitoires de l'écoulement (Coussot et Piau, 1994 ; Wang *et al.*, 1994 ; Perret *et al.*, 1996 ; Van Olphen, 1997).

L'hypothèse de la dépendance de la résistance du matériau au gradient de cisaillement semble se confirmer également en **mécanique des sols** (pour des gradients de cisaillement beaucoup plus faibles) même si certains résultats sont controversés (Tika *et al.*, 1996). Lemos *et al.* (1985) indiquent que les formations argileuses possèdent généralement, à des taux de cisaillement élevés (pour la mécanique des sols), une résistance résiduelle supérieure à la résistance résiduelle obtenue pour des gradients de cisaillement plus faibles. A l'inverse, Tika et Hutchinson (1999) indiquent que dans certains cas, la résistance résiduelle est nettement inférieure à la résistance résiduelle en cisaillement lent, et peut atteindre 60% comme pour les argiles de la surface de rupture du glissement du Vajont, Italie. Néanmoins les vitesses de déplacement restent relativement faibles (Iverson *et al.*, 1997) et des hypothèses supplémentaires sont utilisées pour expliquer la grande mobilité des 'glissements de type écoulement' boueux :

- *Cassure des particules (grain-crushing) et glaçage de la surface de rupture* : les particules solides peuvent se briser pendant le cisaillement en conditions non drainées. Cette réduction de volume peut augmenter brutalement les pressions interstitielles. Le mécanisme a été identifié expérimentalement dans des essais de cisaillement annulaire par Sassa (1998, 2001) et Wang *et al.* (2000), et semble pouvoir expliquer la grande mobilité du glissement de *Hiegaesi* (Japon) déclenché sur une pente faible (10°) dans des cendres volcaniques (Wang *et al.*, 2002). Un mouvement continu a tendance à lisser les rugosités des surfaces de ruptures et à diminuer l'angle de frottement mobilisé (Patton, 1966 ; Barton, 1976).
- *Entraînement de particules grossières et arrondies* : leur incorporation à la base du mouvement (dans une matrice de flysch ou un conglomérat peu cimenté) peut dans certains cas, jouer le rôle d'une 'couche de bille' (Campbell, 1989), dans d'autres cas, contribuer à la mise en suspension de clastes et à la modification de la structure du matériau, dont le comportement rhéologique peut changer (Pierson, 1981 ; Hutchinson, 1988).
- *Création d'une force de suspension* : Ter-Stéphanian (2002) indique que l'écoulement peut être facilité par la création d'une force de suspension, similaire à la force d'écoulement hydrostatique mais de sens opposé, principalement dans des mélanges concentrés argileux. Elle se forme par condensation de la suspension ou frottement des particules solides qui s'enfoncent lentement dans le fluide interstitiel pendant le mouvement.
- *Chargement non drainé auto-entretenu* : ce mécanisme (§ 2.3.3.1) peut dans certains cas expliquer l'écoulement de mélanges concentrés dans un chenal, et l'incorporation de matériaux pendant le mouvement. Le chevauchement interne de bourrelets les uns sur les autres peut auto-entretenir l'écoulement sur de longues distances (Sassa, 1984). Le pied de la masse en mouvement, placé au-dessus d'un volume de matériau non déplacé et proche de la saturation, peut générer des pressions interstitielles, déplacer le matériau et progressivement se mélanger pour former un fluide composite. Tant que des volumes sont disponibles dans le chenal d'écoulement, le processus peut continuer indéfiniment et accélérer par l'augmentation de volume. La décélération dépend de la dissipation des pressions interstitielles. Un modèle numérique '*glissement-consolidation*' a été proposé

par Hutchinson (1986) pour simuler ce mécanisme, par une approche en contraintes effectives et l'utilisation de paramètres géotechniques plutôt que rhéologiques.

Les mécanismes proposés dans les deux derniers paragraphes s'appuient soit sur des observations morphologiques et cinématiques, soit sur des études expérimentales. Certains mécanismes sont dominants, mais aucun n'a été généralement accepté pour décrire la mobilité des 'glissements de type écoulement' boueux. Les études rhéophysiques devraient permettre de valider certaines hypothèses (Ancey, 2002).

2.4 Modélisation numérique des phénomènes

La recherche dans ce domaine a pu bénéficier depuis une dizaine d'années de sites bien instrumentés (*La Clapière, Séchilienne, Super-Sauze* en France, *Alvérà, Rosone, Tessina, Vadoncello* en Italie, *Vallcebre* en Espagne, *La Frasse* en Suisse) sur lesquels des codes de calculs 1-D, 2-D ou plus rarement 3-D ont été calés et dans certains cas validés (Corominas, 1998). A cause de la complexité du processus d'infiltration de l'eau dans les sols et de leur caractère triphasique, **établir des relations entre les conditions hydro-météo-climatiques, les pressions interstitielles, la résistance au cisaillement, le coefficient de sécurité et les vitesses de déplacement est un challenge délicat** (Delmas *et al.*, 1987 ; Brunsten, 1999).

Pour aboutir à une simulation numérique 'réaliste', un **modèle hydrologique** (relation 'apports d'eau-piézométrie') est couplé à un **modèle géomécanique** (relation 'piézométrie-déformation') par une loi de comportement introduite dans une équation de quantité de mouvement (Fig. 2.13). Ce modèle global admet trois hypothèses : les apports d'eau contrôlent la piézométrie, un modèle hydrologique permet de simuler la liaison 'apports d'eau-piézométrie', une liaison directe existe entre piézométrie et vitesse (Gervreau, 1991 ; Favre *et al.*, 1992). Dans l'équation de quantité de mouvement, le déplacement (court) ou l'écoulement (long) résulte de l'équilibre entre trois termes moteurs : un terme d'inertie (1^{er} membre), un terme de pression (2^e membre gauche) et un terme de gravité (2^e membre droit). Les modèles de 'déplacement court' issus de la mécanique des sols se différencient des modèles 'd'écoulement long' issus de la mécanique des fluides par le maillage et la loi de comportement utilisés.

Figure 2.13 – Les modèles dynamiques ‘glissements de terrain’ : des conditions hydrologiques aux coefficients de sécurité et aux vitesses de déplacement (modifié de Leroueil, 2001).

figure2.13.jpg

L’objectif de ce paragraphe est de dresser un état-de-l’art des différentes approches modélisatrices (hydrologique, géomécanique et rhéologique) testées sur plusieurs ‘glissements de type écoulement’ et leurs limites respectives. Le choix d’un type de modèle dépend des processus qui contrôlent du phénomène, du modèle conceptuel identifié et des objectifs de simulations (Anderson et Woessner, 1991 ; Vulliet, 2001 ; Vulliet et Dewarrat, 2001 ; Merrien-Soukatchoff, 2002 ; Malet et al., 2003b, d).

2.4.1 Modélisation déterministe du régime de pression interstitielle : la relation ‘apports d’eau-piézométrie’

L’influence des fluctuations de la nappe phréatique sur la stabilité des versants est connue depuis Terzaghi (1950), qui introduit la notion de contraintes effectives (§ 2.3.3). Du fait de la forte variabilité de la quantité d’eau stockée dans la zone saturée et non saturée (particulièrement pour des matériaux fins), et parallèlement, de la faiblesse des périodes de retour d’épisodes pluvieux critiques, le comportement des glissements apparaît principalement contrôlé par le système hydrologique (Anderson *et al.*, 1988 ; Van Asch *et al.*, 1999). Schématiquement, les forçages hydro-climatiques à prendre en compte sont la pluie, la neige, le ruissellement et l’évapotranspiration (Blight, 1997). De nombreux auteurs (Walker et Mohen, 1987 ; Haneberg, 1991 ; Reid et Iverson, 1992 ; Reid, 1994) ont montré que **la qualité du modèle hydrologique influençait plus les résultats du modèle général de comportement que la modélisation géomécanique**. Les modèles hydrologiques appliqués aux glissements de terrains sont singuliers notamment car l’effet de la pente devient primordial.

2.4.1.1 Hydrologie de versant et hydrologie de glissement

Dès 1963, Tóth montre par une modélisation numérique 2-D que la forme du toit d'un aquifère et la direction des flux d'eau de subsurface sont contrôlés par la topographie de surface. Il démontre l'existence de plusieurs systèmes hydrologiques imbriqués (local, intermédiaire et régional) et la juxtaposition de zones de recharges et de drainage de la nappe. Les zones locales (celles qui nous intéressent pour l'hydrologie des glissements de terrain) sont caractérisées par des vitesses de réaction hydrologique rapides. Freeze et Witherspoon (1967) établissent l'influence des variations locales de perméabilité de subsurface sur le régime hydrologique, et le caractère temporel dissocié des processus de recharge et de drainage. Rulon *et al.* (1985) établissent que le développement de nappes perchées et de zones non saturées dans des sols horizontaux est contrôlé par le rapport de perméabilité entre ces couches de matériaux. Forster et Smith (1988a, b) modélisent le régime hydrologique de versants et étudient dans le détail le contrôle de certains paramètres. Ils concluent que la conductivité à saturation, la quantité de flux infiltré et le profil topographique influencent significativement les résultats.

Hodge et Freeze (1977), les premiers, couplent un modèle hydrologique et un modèle de stabilité de pente, et démontrent l'influence des variations spatiales et temporelles de la conductivité à saturation sur la stabilité du versant. Des pressions interstitielles positives peuvent se développer dans une stratigraphie hétérogène et anisotrope. Iverson et Reid (1992) et Reid et Iverson (1992) intègrent les forces d'écoulement dans un modèle couplé hydrologie-stabilité. Leurs résultats indiquent que les contraintes de cisaillement sont significativement influencées par l'écoulement de l'eau dans le versant, ce qui peut augmenter le potentiel de rupture. Ces auteurs complètent l'analyse de Hodge et Freeze (1977) en suggérant qu'un rapport de perméabilité de 3-4 est défavorable à la stabilité du versant. Wilson et Dietrich (1987), Johnson et Sitar (1990) et Reid (1994) montrent notamment que les écoulements de profondeur (régionaux) au sein de massifs de roche tendres peuvent dans certains environnements être très importants, mais peu de travaux quantitatifs existent (Bogaard, 2001 ; Guglielmi *et al.*, 2000, 2002).

Le développement de l'hydrologie de versants (relation pluie-débit) dans les années 1980 a permis d'identifier les **processus hydrologiques actifs sur un versant**. Le concept de 'zones actives' et de 'zones contributives', probablement le plus connu (Kirkby, 1978 ; Ambroise, 1999), décrit la réponse hydrologique d'une pente uniforme à une entrée d'eau et la manière dont une zone saturée se développe à la base puis progresse lentement vers l'amont. Ceci peut entraîner une augmentation des pressions interstitielles et des ruptures potentielles à la base des versants (Iverson et Major, 1986 ; 1987 ; Miller et Sias, 1998 ; Iverson, 2000). Néanmoins, ce concept ne permet pas d'expliquer la présence de zones saturées en position haute dans le versant ; ceci nécessite d'intégrer la formation de nappes perchées dans un sol non saturé. La modélisation de la zone non saturée sur une pente présente des problèmes spécifiques : est-ce que la pente augmente la vitesse d'infiltration verticale par rapport à une surface plane ? Comment l'eau infiltrée se déplace-t-elle dans la zone non saturée ? Est-ce qu'un écoulement non saturé²¹ existe réellement et quelle est son amplitude ? De nombreux auteurs ont décrit le processus d'infiltration sur une pente, sur un plan théorique (Philip, 1991a, b, c ; Jakson, 1992) et expérimental (McCord et Stephens, 1987 ; Myazaki, 1988). Ils démontrent que les effets 2-D de l'écoulement non saturé existent de manière très limitée pour les versants de pente inférieure à 30°, et de manière importante dans le cas où le facteur d'anisotropie inter-couches est large. Si la redistribution latérale de l'eau par écoulement de surface (ruissellement) et de subsurface peut être significatif, il est raisonnable de supposer que le modèle vertical 1-D d'écoulement non saturé prédomine largement dans beaucoup de pentes et dans la plupart des glissements de terrain (Van Asch *et al.*, 1999 ; Van Beek, 2002).

D'autres spécificités existent pour l'hydrologie de glissement. A l'inverse des versants stables, les caractéristiques d'un aquifère en terrain remanié évoluent sous l'effet des déplacements avec des phénomènes de butée (contraction, dilatation), sous l'effet du colmatage et sous l'effet de la compaction ; l'organisation du système poral et fissural connaît

²¹ L'écoulement latéral non saturé représente la quantité d'eau qui s'écoule à l'aval du point d'infiltration, dans la zone non saturée, sans préalablement recharger la nappe. Cette eau recharge la nappe plus à l'aval, avant de s'exfiltrer (Jakson, 1992).

des variations spatiales (hétérogénéités latérales et verticales) et temporelles (saisonniers) importantes. Ces effets traduisent **l'unicité des systèmes hydrologiques des glissements de terrain**, et la nécessité d'une approche non classique, c'est-à-dire différente des versants stables.

Van Asch *et al.* (1997) indiquent que le régime hydrologique d'une masse remaniée (interception, stockage temporaire en surface, ruissellement de surface, écoulement préférentiel dans des fissures et macropores, écoulement hypodermique, nappe perchée) est plus difficile à prévoir que celui d'une pente stable où les phénomènes sont reproductibles et prévisibles ; il ne faut donc pas chercher la même précision et **développer des modèles spécifiques** et des techniques de calage adaptées (Merrien-Soukatchoff, 2002). Ng et Shi (1998) suggèrent que chaque glissement est gouverné par des situations locales et que chaque site doit être instrumenté avant d'être modélisé. La transposition ultérieure des modèles doit se réaliser vers des glissements de même type, sur la base de critères morphologiques.

2.4.1.2 Approches de modélisation pour les glissements de terrain

La **modélisation hydrologique** de glissements de terrain suit couramment trois approches déterministes, même si le comportement non linéaire de la zone non saturée nécessite d'utiliser de nombreuses simplifications (Van Asch *et al.*, 1997 ; Merrien-Soukatchoff, 2002) :

- les modèles type '**boîte noire**' qui permettent de relier les entrées (précipitations brutes, effectives, etc) aux sorties (teneurs en eau, succion matricielle, niveau piézométrique) par une loi de passage simple (le plus souvent une régression plus ou moins élaborée) ;
- les modèles conceptuels simples dits '**réservoirs**', adaptés aux glissements profonds, à géométrie complexe, mais aux hétérogénéités spatiales faibles ;
- les modèles '**à base semi-physique ou physique**' adaptés aux glissements superficiels (dans une limite de 4-5 m) ou aux glissements marqués par une forte hétérogénéité. Ces deux dernières approches sont les plus couramment utilisées.

Les **modèles ‘réservoirs’** (réservoir muni à sa base d’un orifice de vidange et alimenté par sa surface) réduisent le glissement de terrain en une unité hydrologique simple, éventuellement subdivisée en sous unités pour tenir compte de l’hétérogénéité spatiale. Chaque réservoir, qui se remplit ou se vide en fonction des alimentations extérieures et du niveau d’eau antérieur, décrit un processus hydrologique différent. Selon les processus, des réservoirs à un ou plusieurs orifices de vidange ou des réservoirs séparés sont utilisés. En positionnant les réservoirs en série ou en parallèle, l’ensemble des processus hydrologiques peuvent être modélisés (Okunishi et Okimura, 1987). La sélection des processus hydrologiques clés et la conception du modèle suivent une démarche déductive, et sont sujets à des adaptations lors de la phase de calage/validation du modèle (Angeli *et al.*, 1998). Le modèle est calé en ajustant la série temporelle simulée à celle observée par un jeu de paramètres. Des séries temporelles longues et continues doivent être utilisées. Ces modèles ont un faible pouvoir de prédiction, et ne sont applicables que si la situation naturelle n’évolue pas avec le temps. Comme les processus sont simulés à l’aide d’estimations empiriques ou analytiques (par exemple, l’estimation du taux d’infiltration par la méthode de *Green et Ampt*, -Terlien, 1997-), ils sont très **spécifiques** au site sur lesquels ils ont été développés et **peu transposables**. De plus, comme les modèles simulent des stocks d’eau dans des réservoirs, il est difficile de les convertir en niveaux piézométriques (le plus souvent, un paramètre de transfert qui représente une porosité moyenne de l’unité hydrologique est utilisé). Cette conversion est difficile dans les terrains peu perméables et fortement fissurés. Enfin, leur structure, souvent unidimensionnelle (1-D), ne permet pas de simuler l’hydrologie de glissements aux géométries complexes (les modèles ne supportent très souvent qu’un angle de pente unique). Le modèle *EPL-1 généralisé* s’inspire des concepts de base exploités par *TOPMODEL* (utilisation d’indices topographiques et physiogéographiques pour tenir compte des hétérogénéités topographiques, spatiales, et végétales, intégration dans un SIG, -Ambroise et al, 1996-). Dans certains cas, les modèles réservoirs sont hybrides, et intègrent des lois physiques pour l’écoulement saturé (Darcy) et des lois empiriques pour l’écoulement fissural (modèle *Gw-Fluct*, -Van Genuchten, 1989 ; Van Asch et Buma, 1997-). Ces modèles sont performants pour une modélisation statique, à la rupture, des glissements de terrain (Gervreau *et al.*, 1992 ; Alcántara-Ayala et Thornes, 1996), mais il faut préférer une approche à base semi-physique ou physique pour une modélisation dynamique (Bromhead *et al.*, 1986).

Les **modèles ‘à base semi-physique ou physique’** utilisés dans l’étude des glissements de terrain sont fondés, pour la plupart, sur les équations d’écoulement laminaire de Darcy (en domaine saturé) ou de Darcy généralisé couplé à l’équation de diffusion de Richards en domaine non saturé. La distribution de l’eau est modélisée afin d’obtenir une représentation spatiale des lignes d’écoulements, de la surface piézométrique ou des pressions interstitielles (Bromhead *et al.*, 1986), qui peuvent ensuite être couplées, par un modèle de comportement, aux contraintes effectives qui s’exercent dans toute la tranche en mouvement (Haneberg, 1995 ; Merrien-Soukatchoff, 2002).

Les codes de calcul d’écoulement saturé les plus connus et utilisés, dans leur architecture 2-D ou 3-D, sont *MODFLOW* (McDonald et Harbaugh, 1988 ; Bonomi et Cavallin, 1999 ; Van Esch *et al.*, 1996), *SEEP/W* (Collison, 2001 ; Malet *et al.*, sous presse), et *FLONET* (Pugh et Bromhead, 1985 ; Bromhead, 1996]. Les codes de calculs couplés saturé/non saturé les plus utilisés sont *UNSAT* (Rulon *et al.*, 1985), *SWATRE* (Belmans *et al.*, 1983), *PORFLOW* (Runchal, 1987), *SWMS-2D* (Simunek *et al.*, 1994) et son successeur *HYDRUS* (Simunek *et al.*, 1998), *TRANSIN 3-D* (Corominas *et al.*, 1997), *FEFLOW* (Diersch et Kolditz, 1996 ; Parriaux *et al.*, 2001) et *MODIF* (Iverson et Major, 1987 ; Reid, 1994). Pour ces derniers, la différence réside surtout dans l’incorporation d’expressions analytiques différentes pour représenter la conductivité non saturée (Kutilek et Nielsen, 1994). La plupart travaille en lame d’eau moyenne infiltrée ; seuls les deux derniers codes de calculs incorporent des variations temporelles des conditions aux limites (séries temporelles de précipitations, etc).

L’inconvénient de ces modèles réside dans le **nombre important de données** à utiliser pour les caler. Certains paramètres d’entrée (comme la conductivité à saturation) sont difficiles à obtenir et sont très variables à l’échelle d’un bassin-versant (Ambroise et Viville, 1986) ou d’un glissement de terrain (Malet *et al.*, 2003a). De nombreux auteurs soulignent l’adaptation de ces modèles à de petites unités hydrologiques où les limites de l’aquifère et les variations de perméabilité sont très bien définies. Ils sont également les seuls susceptibles de modéliser le régime hydrologique de glissement de terrain complexes, marqués par une forte hétérogénéité spatiale et divisés en plusieurs compartiments plus ou moins interconnectés. Pour ces géométries complexes, l’imbrication de différentes sous-unités dans un modèle ‘réservoir’ est très complexe (Anderson et Lloyd, 1991 ; Corominas, 1998).

Néanmoins, les modèles existants sont peu adaptés aux **milieux fissurés** et les écoulements préférentiels sont peu pris en compte. Des modèles à double porosité intégrant un écoulement turbulent dans les fissures sont rarement utilisés pour les massifs de sols. La prise en compte des écoulements dans les fissures s'effectue alors en adaptant un module au noyau de base (Wu *et al.*, 1996). De plus en plus de codes de calculs sont construits dans un environnement SIG (en pré- ou en post-processeur), ce qui permet de diviser le site en sous-unités hydrologiques aux caractéristiques différentes (approche distribuée -Malet *et al.*, 2003b), de tenir compte du contrôle topographique sur la convergence des écoulements (Miller et Sias, 1998), et de simuler des évolutions de l'occupation du sol, du type de couverture végétale, ou du degré de fissuration du site instable (Van Beek, 2002 ; Malet *et al.*, 2003c).

Si de nombreux modèles hydrologiques existent (il y a presque autant de modèles que de sites étudiés ou de chercheurs impliqués), peu de modèles ont été calés et validés sur des référentiels terrain. Au contraire des modèles hydrologiques de surface (Beven, 2001) ou des modèles de nappe (Anderson et Woessner, 1991), aucun standard de calage/validation n'existe pour les modèles hydrologiques de glissement. Certains modèles sont couplés à des modèles de stabilité (*CHASM, Combined Hydrology And Stability Model*, -Anderson et Kemp, 1988 ; Anderson et Lloyd, 1991 ; Wilkinson *et al.*, 2000-) et quelques codes géomécanique de déformation intègrent une représentation simplifiée de l'écoulement saturé et non saturé (*Z_SOIL, FLAC*), qui est très peu adaptée à la représentation du comportement hydrologique réel d'un glissement (maillage hydrologique différent du maillage géomécanique, échelle de résolution numérique différente, composante temporelle non intégrée, -Brunsden, 1999-).

2.4.2 Modélisation déterministe des déplacements lents : la relation 'piézométrie-déformation'

La modélisation des déformations lentes d'un versant a reçu peu d'attention de la communauté scientifique (§1.4.1) ; les modèles numériques pertinents pour prédire ce type de

comportement, continu dans le temps et aux déplacements horizontaux non constants (Picarelli *et al.*, 2000), sont très rares (Vulliet, 2001). Ce comportement ne peut se justifier qu'en introduisant une loi de comportement viscoplastique (§ 2.3.1) où les vitesses de déplacement dépendent de la résistance mobilisée dans la masse et sur la surface de glissement (Vulliet, 1986 ; Salt, 1988 ; Bracerdige, 1993 ; Morsy *et al.*, 1995). Le mouvement initial de la pente peut se déclencher par un processus de fluage lent à des contraintes inférieures à la résistance de pic du matériau (Van Asch et Van Genuchten, 1990), puis le mouvement lent peut accélérer sur le long terme et conduire à la rupture.

De nombreux auteurs ont développé des **modèles semi-empiriques** de fluage viscoplastique (Vuaillet, 1980). Nieuvenhuis (1991) compare la performance des lois de fluage de Ter-Stéphanian (1963) et de Yen (1969). Leur performance a été testée dans les argiles varvées du *Trièves* (Van Genuchten, 1989), sur le glissement de *Pra-Bellon* (Caris et Van Asch, 1991), le glissement de *Salins-les-Bains* (Bogaard, 2001) et sur les glissements-coulées d'*Alvèrà* (Angeli *et al.*, 1996), de *La Valette* (Van Beek et Van Asch, 1996) et de *Super-Sauze* et *Poche* (Malet et Maquaire, 2003) avec un modèle de pente infinie et l'hypothèse d'un matériau homogène et isotrope où le champ de contrainte est indépendant du temps. Les meilleurs résultats sont obtenus en considérant les glissements-coulées comme des corps rigides (plus ou moins épais) qui se déplacent en glissant de manière uniforme sur une zone de transition plastifiée. Dans tous les cas, le profil de déformation verticale est bien reproduit pour des valeurs d'angle de frottement, de cohésion et de viscosité cohérentes, mais les capacités prédictives des modèles sont limitées car la variabilité de l'état de contraintes avec le temps n'est pas pris en compte. Pour cela des modélisations sophistiquées ont initialement été développées à la fin des années 1980 à l'*Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne* (Vulliet, 1986).

Vulliet et Hutter (1988a) ont développé un **modèle rhéologique** 3-D au comportement visqueux, qui est une extension des modèles d'écoulement lent utilisé pour les glaciers (Hutter, 1983). La formulation générale du modèle (corps monophasique incompressible et contraintes totales, *VITAL-1* ; corps biphasique compressible et contraintes effectives, *VITAL-2*) est indiquée dans Vulliet (1986) et Vulliet et Hutter (1988a) ; le modèle constitutif

utilisé est traité plus particulièrement dans Vulliet et Hutter (1988b, c) ; l'adaptation à des glissements multi-couches est détaillée dans Vulliet et Hutter (1988d). Pour le modèle **monophasique**, la masse peut se déformer selon une règle d'écoulement visqueuse non linéaire (loi de Newton, loi de Bingham, loi de Norton, loi de Prandtl, etc) et glisser sur une surface de glissement (loi de Weertman, loi puissance, loi hyperbolique, etc). Le modèle **biphasique** en contraintes effectives tient compte du régime piézométrique. Le couplage des phases solides et liquides s'effectue par la loi de Darcy et la compressibilité du squelette solide ; la dépendance de la porosité du matériau aux déformations est modélisée par une réponse élastique non linéaire (les déformations visqueuses isotropiques sont négligées). Des développements asymptotiques permettent de réduire le jeu d'équations dont la résolution numérique tridimensionnelle s'effectue en éléments finis. Les codes de calcul ont été testés et validés sur les glissements-coulées de *La Frasse*, de *Chlovena* et du *Day* (Vulliet, 1986, 1995 ; Vulliet et Bonnard, 1996). La même approche a été appliquée par Fukuzono (1996) en ne prenant en compte que des caractéristiques de fluage, et par Chau (1999) avec deux termes de friction. Hattendorf *et al.* (1999) ont développé un code totalement couplé (équation de Biot pour le couplage pression d'eau-contrainte, équation de Boussinesq pour l'évolution temporelle du couplage) pour un matériau purement élastique. La limitation majeure de ces modèles est liée à leur loi de comportement. Considérer un sol comme un matériau élastique ou visqueux non linéaire exclut les phénomènes de plastification. De plus, l'hypothèse de glissement superficiel induit que le champ de vitesse calculé n'est pas bien représenté aux limites latérales du modèle.

Pour dépasser ces limitations, un **modèle rhéologique** élasto-viscoplastique 2-D a été développée par Desai et Zhang (1987) en modifiant le modèle général *HISS* (*Hierarchical Single Surface*) développé par Desai (1980) et Desai *et al.* (1986). La version développée par Vulliet et Desai (1989), *HISS- δ_{ep}* , permet de simuler des déformations élastiques, plastiques et visqueuses, une plastification continue ou un durcissement du matériau, des modifications volumétriques et d'imposer des chemins spécifiques de contrainte (Desai, 1980 ; Desai *et al.*, 1986). La loi de comportement est exprimée par le modèle *HISS* (Desai, 1980) et la règle d'écoulement par une loi de Norton ou une loi exponentielle/puissance. Le modèle est implémenté dans le code éléments finis *SSTIN-Soil Structure Interaction* (Desai *et al.*, 1995 ; Samtani *et al.*, 1996). Le code de calcul a été testé et validé sur les glissements-coulées de

La Frasse (Vulliet et Desai, 1989) et de *Villarbeney* (Desai *et al.*, 1995 ; Vulliet, 1997). La principale limitation de *HISS- δ_{ep}* est le manque de couplage (la réponse mécanique liée aux pressions interstitielles est surimposée à la réponse en contraintes totales) et l'impossibilité de simuler des accélérations rapides (Vulliet, 2001).

Un modèle hydro-mécanique couplé (2-D ou 3-D) a été développé par Klubertanz (1999), dans le code de calcul éléments finis *Diffpack*, pour simuler ces accélérations. Le modèle, triphasique, prend en compte l'état de saturation du sol, et définit l'évolution de la déformation sous sollicitations capillaires pour différents niveaux de contraintes mécaniques. Différentes lois de comportement non linéaires ont été introduites (Geiser *et al.*, 1999). Le modèle, qui peut être appliqué aux conditions saturées, partiellement saturées et non saturées, prend en compte l'histoire des déformations plastiques, les phénomènes d'écrouissage, de déformation par différence de tension capillaire et d'effondrement (Klubertanz *et al.*, 1999, 2000a, b).

Picarelli *et al.* (2000) proposent une autre approche conceptuelle, pour tenir compte de la juxtaposition de zones de compression et d'extension dans un glissement-coulée, et du changement cyclique de pressions interstitielles. Il s'appuie sur l'hypothèse de déformation plastique des coulées meubles autour d'un obstacle (Baum et Johnson, 1993). Le comportement du glissement est assimilé à une série de chariots connectés par des 'ressorts' visco-élasto-plastiques qui peuvent glisser sur des interfaces élastoplastiques. Schématiquement, si la résistance au cisaillement est mobilisée aux interfaces, les chariots glissent vers l'aval, se déforment et transfèrent des contraintes aux chariots les plus proches. Ce mécanisme entretient le mouvement vers l'aval sous l'influence de la gravité. Si l'augmentation du champ de contraintes est limitée par des chariots situés à l'aval, les déformations restent localisées à une portion du glissement. Russo (1997) a formalisé ce modèle dans un code éléments finis, et a étudié la déformation théorique d'une pente longue rectiligne. Le modèle a été testé sur le glissement-coulée de *Miscano* (Picarelli *et al.*, 1999b). La même approche a été développée sur le remblai expérimental de *Sallèdes* (Faure *et al.*, 1988).

D'autres approches utilisent des versions modifiées de codes de calcul commerciaux, comme *FLAC (Fast Lagrangian Analysis of Continua)* : introduction de lois de comportement viscoplastiques et viscoélastiques (Le Mignon, 1999 ; Gay, 2000 ; Gay *et al.*, 2001 ; Le Mignon et Cojean, 2002) et de fonctions d'endommagement (Pellet *et al.*, 2000), adaptation aux 'grandes' déformations (> 200% de la taille de la maille de calcul), développement de maillages adaptatifs (Saramito et Roquet, 2000).

Ce dernier point, d'ordre numérique, est crucial pour les '*glissement de type écoulement*' qui peuvent parcourir de grandes distances. Différentes formulations ont été développées pour résoudre les problèmes de distorsion du maillage (Roquet, 2000). Les méthodes *ALE (Arbitrary Lagrangian-Eulerian)* sont souvent utilisées pour les maillages à 'petite' déformation. Si la structure du maillage et sa connectivité sont conservées, elles restent limitées aux problèmes où les déformations sont linéaires. Pour les problèmes à 'grande' déformation, des méthodes de remaillage automatique (*rezoning*) qui intègrent des algorithmes de projection pour recalculer le champ des vitesses et de pression sur le nouveau maillage, doivent être utilisées. Ces algorithmes sont difficilement intégrés dans les logiciels de calcul. Ce problème numérique rejoint la transition '*mécanique des sols-mécanique des fluides*' discutée au § 2.3.1. En mécanique des sols, les modèles éléments finis utilisent le plus souvent une formulation lagrangienne²² ; en mécanique des fluides, les modèles éléments finis

²² Le point de vue *Lagrangien* en mécanique des milieux continus est celui qui consiste à se placer dans un référentiel lié au milieu pour observer les déformations du milieu ; la méthode de résolution suit les particules dans leurs mouvements. Dans la formulation *Lagrangienne*, une maille de calcul contient toujours la même matière : la maille se déforme de façon à toujours contenir la même masse. Ce type de maillage est économe en éléments et précis (les cellules sont placées là où il y en a besoin). Par contre, de trop grandes déformations d'éléments font planter le calcul.

utilisent, très majoritairement, une formulation eulérienne²³ même si des formulations lagrangiennes sont utilisées pour réduire les temps de calcul (Fortin et Glowinski, 1983).

Ces modèles mécaniques offrent dans l'ensemble de bons résultats pour la prédiction de l'extension maximale du mouvement et la représentation du champ de vitesses lentes ; des accélérations brutales sont prédites par certains modèles mais le champ de vitesses extrêmes ne peut être représenté (Savage et Smith, 1986 ; Cannon et Savage, 1988 ; Vulliet, 2001). Ces accélérations nécessitent d'utiliser les modèles de la mécanique des fluides.

2.4.3 Modélisation déterministe des déplacements rapides : les écoulements fluides

Deux approches de la modélisation des écoulements fluides ont été développées jusqu'à aujourd'hui : 1 la dérivation directe des équations du mouvement et, 2 la définition préalable d'une loi de comportement (ou de frottement) introduite dans une équation du mouvement (Armanini et Michiue, 1997). Les modèles issus de la première approche sont plus globaux et s'inspirent du domaine des avalanches (Voellmy, 1964 ; Perla, 1980) et de l'hydraulique classique (Pierson, 1986 ; Rickenmann et Koch, 1997). Les modèles de la deuxième approche, plus détaillés, sont fondés sur des considérations microstructurelles (Bagnold, 1954 ; Jenkins et Savage, 1983 ; Ancey, 1997), expérimentales (Bingham, 1922 ; Daido, 1970 ; Coussot, 1997) ou phénoménologiques (Takahashi, 1978 ; Chen, 1988a ; Hutter *et al.*, 1996 ; Iverson, 1997a). La majorité de ces modèles considère le corps de l'écoulement comme un milieu

²³ Le point de vue *Eulérien* en mécanique des milieux continus est celui qui consiste à se placer dans un repère fixe, non lié au milieu en mouvement, et à observer les déformations du milieu ; la résolution numérique s'effectue en un point fixe. Les mouvements des n-phases en présence sont décrits par un système d'équations différentielles qui privilégie peu ou ne privilégie pas l'une des phases par rapport à l'autre. On résout n-équations de bilan de masse, n-équations de bilan de quantité de mouvement, n-équations de bilan d'énergie, etc. Le maillage *Eulérien* est plus robuste que la maillage *Lagrangien*, mais les temps de calculs sont importants.

continu²⁴ (Chen, 1987 ; Ghilardi *et al.*, 2001 ; Armanini *et al.*, 2003), bien que certains utilisent un modèle de particules discrètes (*Méthode des Eléments Discrets*) pour simuler la propagation rapide (Hakuno et Uchida, 1991 ; Campbell *et al.*, 1995 ; Asmar *et al.*, 2003). Une autre classification pour les modèles de la deuxième option est de considérer trois familles rhéologiques :

- les **modèles ‘mécaniques’ biphasiques** issus du domaine de la mécanique des sols (réduction de la contrainte de cisaillement le long de plans de cisaillement, pression interstitielle) ;
- les **modèles ‘rhéologiques’ monophasiques** du domaine de la mécanique des fluides (réduction de la contrainte de cisaillement dans toute la masse) où le fluide a un comportement viscoplastique ou frictionnel ;
- les **modèles ‘hybrides’** où des éléments des deux catégories précédentes sont couplés.

Les hypothèses des modèles sont valables pour des écoulements en équilibre hydro-mécanique, où la force de gravité est contrebalancée par la force de frottement sur les limites latérales de l'écoulement, et en régime permanent. Les modèles ont en commun de prédire la distance de parcours, le champ de vitesse, l'épaisseur des dépôts à l'arrêt et dans certains cas le débit solide. Les modèles de propagation sont, pour la plupart, unidimensionnels ; les modèles d'étalement sont bidimensionnels.

²⁴ L'approximation macroscopique d'un milieu continu pour les '*glissements de type écoulement*' se justifie par une concentration en eau suffisamment grande pour que les mélanges ne se fracturent pas lors de déformations importantes (écroulement rocheux sec), et suffisamment faible pour que les particules ne migrent à la base de l'écoulement (l'eau n'a pas la possibilité de couler indépendamment de la masse solide). Comme le mélange est considéré continu à une échelle d'homogénéisation et isotrope, les équations microscopiques locales du mouvement peuvent être combinées pour former une seule équation macroscopique moyennée dans toutes les directions, selon la représentation de Barré de Saint-Venant (Coussot, 1997).

2.4.3.1 Les modèles de propagation

Les différents types de modèles utilisés pour simuler une propagation ont été synthétisés par Durville (1992). Le groupe des **modèles ‘mécaniques’** considère la notion de ‘*propagation avec frottement*’ (Hutchinson, 1986 ; Sassa, 1988) et assimile le matériau à un corps élastoplastique rigide qui glisse le long d’une surface de discontinuité. Le coefficient de frottement μ^{25} est soit constant, soit plus généralement variable (avec le déplacement, avec la vitesse) lors du mouvement (Cartier et Pouget, 1988 ; Davis *et al.*, 1990). Pour modéliser la propagation et l’étalement de l’avalanche de débris du volcan *Ontake*, Sassa (1988) a développé un modèle frictionnel à deux paramètres qui combine un angle de frottement apparent à la base (*sled model*) et un rapport de pression interstitielle dans la masse rigide. Le modèle multi-éléments proposé par Anma *et al.* (1988) suppose la présence de plusieurs blocs rigides glissant successivement et indépendamment. Hutchinson (1986) considère qu’au début du mouvement l’excès de pressions interstitielles est tel que l’angle du versant dépasse l’angle de frottement apparent du sol, qui conduit à la rupture. Sous l’influence de ces pressions, le matériau se liquéfie, glisse sur sa base tout en se consolidant. La consolidation progressive entraîne une diminution de la pression interstitielle à la base. La variation temporelle de la dissipation de la pression interstitielle est fonction du coefficient de consolidation. Ce modèle a été testé sur le glissement-coulée rapide d’*Aberfan* (Hutchinson, 1986), sur le glissement-coulée de *La Valette* (Colas et Locat, 1992) et sur des coulées sous-marines du delta du Mississippi (Locat *et al.*, 1996). Dans cette approche, la difficulté majeure réside dans la définition du coefficient de consolidation : ce mécanisme se développe t’il dans chaque coulée ? et pour quelle épaisseur de matériau mobilisé ?

On peut intégrer à cette catégorie le modèle proposé par Iverson (1997a), Iverson *et al.* (1998) et Denlinger et Iverson (2001) qui ont décrit, de manière théorique, la physique de l’écoulement de laves torrentielles granulaires par un modèle de *Mohr-Coulomb*, qui inclue des contraintes de cisaillement variables, des dissipations visqueuses et frictionnelles et l’effet des pressions interstitielles. Le modèle a été transposé dans un code numérique semi-empirique (*LAHARZ*) et calé sur des écoulements de lahars (Iverson *et al.*, 1998 ; Canuti *et al.*, 2002).

²⁵ Coefficient de frottement $\mu = \tan \phi$ (avec ϕ l’angle de frottement apparent).

Le groupe des **modèles ‘rhéologiques’** considère le ‘*glissement de type écoulement*’ comme un fluide monophasique déformable dont le comportement, malgré des granulométries très étendues, est décrit par rapport à des fluides modèles en cisaillement simple. Selon la texture de la matrice et la concentration volumique solide, ils utilisent des lois de comportement de *fluide Newtonien* (Curry, 1966), de *fluide à seuil* (Bingham, Herschel-Bulkley, bi-linéaire, viscoplastique généralisé, -Soussa et Voight, 1991 ; Laigle et Coussot, 1997 ; Locat, 1997 ; Chen, 1988a, b-), de *fluide granulaire à pression dispersive* (appelé également dilatant-inertiel, -Bagnold, 1954, 1956 ; Takahashi, 1991-), de *fluide turbulent* (Voellmy, 1964 ; Hungr, 1995) ou une combinaison quadratique de ces termes de frottement (O’Brien *et al.*, 1993). Les lois de comportement (en cisaillement simple ou dans leur expression tensorielle) sont, le plus souvent, moyennées sur l'épaisseur (équations de *Barré de Saint-Venant*, équations de *Navier-Stokes*) et les équations de mouvement résolues dans un référentiel eulérien strict ou eulérien filaire. C’est dans le domaine des fluides boueux (comportement visqueux et viscoplastique, Fig. 2.10a) que la validation des modèles est la plus avancée (Rickenmann et Koch, 1997 ; Jan et Shen, 1997 ; McArdell *et al.*, 2003).

Les modèles fondés sur des **lois de comportement ‘viscoplastiques’** sont les plus nombreux (*VIFLOW 1-D*, Karlsrud et Edgers, 1982 ; Locat *et al.*, 1996 ; *Nasa-Vof 2-D*, Torey *et al.*, 1985 ; *Bing*, Imran *et al.*, 2001 ; *FLO-2D* ; O’Brien *et al.*, 1993 ; *Cemagref 1-D*, Laigle et Coussot, 1997 ; *KinWave 1-D*, Arratano *et al.*, 1996 ; *DFEM 1-D/2-D*, Krüger, 2001 ; McArdell *et al.*, 2003 ; *WAF-DF 1-D*, Toro, 1992 ; Zanuttigh et Lamberti, 2002 ; *MODDS-Model One dimensionnal Debris flow Surges*, Lenzi *et al.*, 2003). Ils considèrent tous une **loi constitutive à seuil**²⁶ (Johnson, 1965, O’Brien et Jullien, 1988 ; Norem *et al.*, 1990 ; Coussot et Piau, 1994 ; Coussot, 1997) au formalisme très simple²⁷. Chen (1988a, b)

²⁶ Pour un fluide à seuil, la loi de comportement est de type $\gamma = 0$ quand $\tau < \tau_c$, et $\tau = \tau_c + f(\gamma)$ quand $\gamma > 0$ où γ est le gradient de cisaillement, τ la contrainte tangentielle et τ_c le seuil de contrainte. f est une fonction croissante de γ qui s’annule en 0.

²⁷ Les lois de comportement de fluides à seuil sont variées et difficiles à déterminer de manière complète. Des méthodes empiriques sont utilisées pour prédire les caractéristiques des écoulements. Les paramètres varient sensiblement avec la composition chimique, la concentration solide et la granulométrie (Coussot, 1997).

propose d'utiliser un modèle viscoplastique généralisé pour décrire une gamme de comportements plus large ; néanmoins, comme il comporte un grand nombre de paramètres, son intérêt pratique est très limité (Laigle et Coussot, 1997 ; Rickenmann et Koch, 1997). Les chercheurs intéressés par l'approche viscoplastique ont utilisé une relation analogue en tenant compte des caractéristiques de friction et du comportement visqueux du mélange 'fluide interstitiel-grains solides'. La seule différence de ce modèle viscoplastique, appelé 'Coulomb-visqueux' (*Coulomb-viscous model*) avec le modèle de *Bingham* est que la contrainte seuil est exprimée sous la forme d'un critère de *Coulomb*²⁸. Les exemples de calage/validation sur des cas réels (laves torrentielles, coulées de débris) restent limités (Ayotte et Hungr, 2000 ; Mei *et al.*, 2001 ; Hürlimann, 2000 ; Hubl et Steinwendtner, 2001).

- Dans un *fluide de Bingham*, le matériau s'écoule avec une vitesse de déformation proportionnelle à l'accroissement de la contrainte de cisaillement. Le coefficient de proportionnalité est la viscosité plastique μ_B . Le modèle de *Bingham* s'écrit : $\tau = \tau_c + \mu_B \dot{\gamma}$ (Bingham, 1922 ; Johnson, 1965).

- Dans un fluide de *Herschel-Bulkley*, le matériau s'écoule avec une vitesse de déformation qui tend vers un palier quand la contrainte de cisaillement augmente. Les paramètres K et τ_c sont très sensibles à la concentration volumique solide. Le paramètre n est voisin de la valeur $n = 1/3$ pour des matériaux boueux. En cisaillement simple, la loi de *Herschel-Bulkley* est de la forme : $\tau = \tau_c + K \dot{\gamma}^{0.33}$ (Herschel et Bulkley, 1926).

- Le modèle bi-linéaire couple une rigidité initiale à gradient de cisaillement faible et une rhéofluidification à gradient de cisaillement élevé. En cisaillement simple, le modèle bi-linéaire est de la forme (Locat, 1997) :

$\tau = \tau_c + \eta \dot{\gamma} + (c / \dot{\gamma} + \gamma_0)$ avec η , la viscosité ; γ_0 , le gradient de cisaillement au seuil d'écoulement.

- Le modèle *viscoplastique généralisé* s'exprime par : $\tau = \tau_c \cos \phi + \rho_m gh \sin \phi + \mu_1 \dot{\gamma}^n$ où h est l'épaisseur de l'écoulement, μ_1 est la viscosité plastique et ϕ est l'angle de frottement (Chen, 1988a, b).

²⁸ Le modèle *Coulomb-visqueux* s'exprime en cisaillement simple sous la forme : $\tau = \tau_c + \sigma' \tan \phi + \mu (\delta u / \delta y)$.

Quelques auteurs ont utilisé cette approche pour modéliser le comportement de glissements-coulées lents (Colas et Locat, 1992 ; Irgens et Norem, 1996 ; Arattano *et al.*, 1993). Les modèles qui utilisent une rhéologie ‘**granulaire**’ ou ‘**frictionnelle**’ tiennent compte des interactions au niveau de la microstructure (Savage, 1984 ; Takahashi, 1991). Le fluide est considéré comme un milieu biphasique dont le comportement est conditionné par les collisions intergranulaires. Le modèle proposé par Bagnold (1954, 1956) et inspiré de la théorie cinétique des gaz ne suggère pas l’existence d’un seuil de contrainte à dépasser (Barnes et Walters, 1985). Crosta *et al.* (1992), Shieh *et al.* (1996) et Takahashi (2001) ont appliqué cette approche à la modélisation de coulées boueuses de débris en Italie et à Taiwan.

Le groupe des **modèles hybrides** utilise des combinaisons de rhéologies et l’hypothèse de variation de la masse pendant la propagation (Van Gassen et Cruden, 1989 ; Erlichson, 1991). Norem *et al.* (1990) ont couplé à un modèle viscoplastique la pression de dispersion formulée par Bagnold (1956) qui, si elle devient significative, influence la pression interstitielle et la contrainte effective. Plus l’énergie de dispersion est grande, plus la pression interstitielle est élevée et la résistance à l’écoulement faible. Les équations du mouvement sont résolues par différence finies (*SKRED 1-D*, Norem *et al.*, 1990 ; Locat *et al.*, 1996).

Hungr (1995) et Hungr et Evans (1997) ont développé un modèle viscoplastique/frictionnel (*DAN, Dynamic Analysis*) à viscosité variable dans le temps et dans l’espace. Trois rhéologies peuvent être sélectionnées (uniquement un terme de *friction, Coulomb* ; uniquement un terme viscoplastique, *Bingham* ; un terme de *friction* combiné à un terme d’*écoulement turbulent, Voellmy*). Hungr et Evans (1996) et McArdell *et al.* (2003) ont comparé les trois rhéologies sur plusieurs écoulements en Colombie-Britannique et en Suisse. Il ressort que le modèle frictionnel est le moins adapté, avec des sous-estimations ou des surestimations importantes des distances de parcours. Par contre, les deux autres rhéologies offrent de bons résultats : le modèle de *Voellmy* donne de bonnes prédictions des distances et des vitesses ; le modèle de *Bingham* tend à surestimer les vitesses alors que les distances parcourues sont bien simulées. Néanmoins le calage des modèles reste délicat.

2.4.3.2 Les modèles d'étalement

Les modèles 2-D permettent de simuler l'étalement des matériaux sur un cône de déjection ou une plage de dépôt. Ils sont tous fondés sur les équations de *Barré de Saint-Venant* ou de *Navier-Stokes* bidimensionnelles adaptées à la loi de comportement du matériau constitutif. Le calcul s'effectue en éléments finis superposés à des mailles raster. Les équations différentielles sont très souvent résolues par des schémas explicites par différences finies (Vila, 1986 ; Fraccarollo et Toro, 1995 ; Fujihara et Borthwick, 2000) et dans certains cas par automates cellulaires (D'Ambrosio *et al.*, 2002 ; Iovine *et al.*, 2003). Des interfaces SIG sont utilisées en pré- et post-traitement du calcul. Les paramètres d'entrée sont calculés à partir des caractéristiques d'écoulement au point de débordement (hydrogramme et sédimentogramme fournis par les modèles de propagation associés). Les modèles sont utilisées en chaîne car les équations de mouvement ne peuvent être résolues simultanément en 1-D et en 2-D. Les modèles *FLO 2-D* (O'Brien *et al.*, 1993), *Cemagref 2-D* (Laigle, 1996, 1997), *2D-UFM* (Pianese et Barbiero, 2003) et *DDPM (Debris Flow Distribution and Propagation Model, Lenzi et al.*, 2003), qui utilisent les mêmes hypothèses de calculs, ont fournis des prédictions correctes des **étalements de laves torrentielles boueuses** (Laigle *et al.*, 2003). Les modèles d'étalement nécessitent de très bonnes données topographiques et des paramètres rhéologiques obtenus soit par analyse des formes de dépôts soit à partir d'essais rhéométriques d'échantillons. Les modèles peuvent servir soit en prédétermination, soit en reconstitution de phénomènes.

En revanche, les autres classes de '*glissement de type écoulement*' restent difficiles à modéliser numériquement et, compte tenu de la grande sensibilité dans le comportement rhéologique de certains matériaux (Iverson, 2003), on peut douter de la faisabilité de telles modélisations (Contreras et Davies, 2000). Il faut alors se tourner vers d'autres types d'approches de type intelligence artificielle, réseaux de neurones (Mayorraz et Vulliet, 2002) et automates cellulaires (Segre et Deangeli, 1995 ; Iovine *et al.*, 2003).

2.5 Conclusion : la nécessité de références naturelles, l'apport des 'Terres Noires' du sud-est de la France

Les 'glissements de type écoulement', aux vitesses de déplacement très variables, évoluent sur une échelle temporelle, entre plusieurs stades d'activité, et sur une échelle spatiale, de l'amont à l'aval d'un bassin-versant. Selon la granulométrie et la fluidité du matériau, un sol remanié, en glissement lent, peut se transformer en coulée lente, en coulée de débris rapide, en lave torrentielle ou en écoulement hyper-concentré. Les mécanismes de déclenchement, de mobilisation, de propagation, d'étalement et surtout de transition entre ces phénomènes ne sont pas tous identifiés. Plusieurs hypothèses mécaniques sont proposées dans la littérature ; peu de modèles numériques sont calés sur des événements réels, bien documentés. De nombreux auteurs insistent sur l'apport de **références naturelles** pour développer des techniques d'auscultation, analyser les mécanismes et caler/valider les modèles (Bromhead, 1996 ; Charlier et Decrop, 1997 ; Corominas, 1998 ; Casale et Margottini, 1999). Dans ce cadre, les phénomènes observés dans les '**Terres Noires**' du Sud des Alpes françaises sont particulièrement instructifs.

Figure 2.14 – Continuum géomécanique de phénomènes de 'glissements de type écoulement' dans les 'Terres Noires' du Sud-Est de la France (in Malet et al., soumis-c). (a) : Classification des 'glissements de type écoulement' en fonction de la concentration volumique solide, des glissements-coulées aux écoulements hyper-concentrés (modifié de Hutchinson, 1988) ; (b) : Texture des matériaux et classification des 'glissements de type écoulement' selon Hungr et al. (2001) ; (c) : Fuseau granulométrique typique des 'glissements de type écoulement' dans les marnes noires (in Malet et al., 2002a, 2003f).

figure2.14.jpg

L'érodabilité des 'Terres Noires' et leur comportement très changeant selon la teneur en eau (Fig. 2.1) expliquent qu'un **continuum de phénomènes gravitaires** est observé (Fig. 2.14a) selon la représentation de Hutchinson (1988) par rapport à un matériau analogue (béton). En utilisant la terminologie discutée au § 2.1, trois types de 'glissements de type écoulement' peuvent se déclencher (Malet *et al.*, 2003f) : des 'glissements-coulées' lents (0.01 m.jour^{-1}),

des 'coulées boueuses de débris' ($0.5-1 \text{ m}\cdot\text{min}^{-1}$) et des 'laves torrentielles boueuses' ($5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Très peu d'études ont été menées sur les relations qui existent entre ces phénomènes, qui peuvent se succéder dans le temps (transformation d'un glissement-coulée lent en lave torrentielle) et dans l'espace (de la rupture élastoplastique sur un versant à la coulée fluide dans un chenal).

Malet *et al.* (2002a, 2003f) montrent que ces mouvements se différencient par la **morphologie des dépôts**, la **texture de la matrice** (Fig. 2.14b, c) et les **caractéristiques géomécaniques et rhéologiques** (Fig. 2.15a, b). Tous ces phénomènes peuvent transporter des blocs jusqu'à 4 m de diamètre emballés dans une matrice : la fraction $< 20 \text{ mm}$ et la fraction $< 400 \mu\text{m}$ représentent respectivement 60 à 70% et 15 à 30% de la distribution [0-diamètre max]. Le pourcentage de matrice diminue des glissements-coulées aux laves torrentielles. Ces résultats sont conformes à la classification des '*glissements de type écoulement*' proposée par Hungr *et al.* (2001) fondée sur la texture des matériaux mobilisés (Fig. 2.15b, c). Les laves torrentielles boueuses contiennent moins de 30 % de silts et d'argiles. Elles peuvent donc être distinguées des glissement-coulées, plus cohésifs car très riches en matrice fine.

Les coulées boueuses de débris présentent une texture intermédiaire. D'après la classification rhéologique de Coussot et Meunier (1996), les glissements-coulées ont une loi de comportement à l'interface '*solide boueux*' / '*fluide boueux*', près de la limite de fracturation (Fig. 2.15a). Le comportement des coulées boueuses de débris et des laves torrentielles boueuses est celui d'un '*fluide boueux*', bien représenté, en cisaillement simple, par une loi de type *Herschel-Bulkley* (§ 2.4.3.1).

Figure 2.15 – Classification rhéologique des écoulements naturels saturés sur forte pente. (a) : Classification de Coussot et Meunier ; (b) : Variation de la viscosité plastique (Herschel-Bulkley) avec la concentration volumique solide et classement des dépôts de 'glissements de type écoulement' selon les vitesses de déplacement (in Malet *et al.*, 2003f).

figure2.15.jpg

Malet *et al.* (sous presse) montrent que sur une échelle de temps courte (100 ans), un glissement-coulée peut se transformer en coulée boueuse de débris puis en lave torrentielle boueuse en atteignant des pentes plus fortes et en incorporant des matériaux à texture sableuse dans la matrice. La **transformation** est contrôlée par la modification progressive de la granulométrie du matériau (météorisation) et l'incorporation de matériau grossier (moraine, flysch) dans le matériau source (marnes noires). Des évolutions similaires du type de mouvement dans des matériaux argilo-schisteux ont été reportées par Johnson (1997) et Couture et Evans (sous presse). De plus, Maquaire *et al.* (2003) démontrent que la texture de la matrice des glissements-coulées permet d'identifier leur âge : plus le glissement-coulée est ancien, plus le pourcentage d'argiles et de silts est élevé. Par exemple, dans le Bassin de *Barcelonnette* (Alpes-de-Haute-Provence, France), le pourcentage de fraction < 50 µm atteint 36-42 % pour le glissement-coulée de *Poche* (âge > 150 ans), 32-35 % pour le glissement-coulée de *Super-Sauze* (âge > 25-30 ans) et 26-27 % pour le glissement-coulée de *La Valette* (âge > 20 ans).

Ainsi, par leur localisation préférentielle à l'amont de bassins-versants anthropisés, les glissements-coulées développés dans les '*Terres Noires*' peuvent produire un **aléa torrentiel** (Malet *et al.*, 2003e) et un **risque sur le cône de déjection**. De fait, il est nécessaire de comprendre :

- le déclenchement de ces glissements-complexes, lié, entre autres à la diversité des paramètres qui les définissent (géomorphologique, géologique, géométrique, hydro-météo-climatique et hydro-mécanique) ;
- de prédire leur évolution par la mesure de leur déplacement et la compréhension de leur comportement rhéologique ;
- de caler/valider des outils numériques de simulations, et ;
- d'évaluer le potentiel de mobilisation de tout ou partie de la masse remaniée en écoulement rapide et la distance de parcours de la masse libérée.

Les sites d'études sont présentés dans le Chapitre 3.

Chapitre 3. CADRE MORPHOLOGIQUE DES SITES D'ETUDES

Les régions de montagne, telle la *vallée de l'Ubaye* (Alpes-de-Haute-Provence, France), ont toujours imposé des conditions de vie singulières. Les populations se sont adaptées aux instabilités de versants. Ainsi, le glissement-coulée de *La Valette*, déclenché en mars 1982 et menaçant un lotissement au nord-ouest de *Barcelonnette*, a été largement médiatisé et étudié (Colas et Locat, 1992 ; Van Beek et Van Asch, 1996, Squarzoni *et al.*, 2003).

A quelques kilomètres au Sud, sur le ban communal d'*Enchastrayes*, le versant nord de la crête des Brecs (lieu-dit *Les Roubines*), connaît une instabilité chronique depuis une quarantaine d'années. Le **glissement-coulée de *Super-Sauze*** s'insère dans une formation géologique très présente dans le Sud-Est des Alpes françaises : les **marnes noires callovo-oxfordiennes**, plus connues sous le nom de '*Terres Noires*' (Awongo, 1984 ; Bufalo, 1989 ; Phan, 1993 ; Antoine *et al.*, 1995 ; Descroix et Olivry, 2002 ; Maquaire *et al.*, 2003 ; Malet *et al.*, 2003a).

3.1 Le pays des '*Terres Noires*' : trois niveaux, trois couleurs

Dans la zone externe des Alpes occidentales françaises, les terrains sédimentaires sont formés d'une alternance de séquences de marnes et de calcaires dont les âges s'échelonnent du Lias au Crétacé. Les marnes, sous divers faciès, en constituent une particularité (Fig. 3.1a). La région était occupée à l'Ère Secondaire par une fosse marine très profonde, la *Fosse Vocontienne*,

qui a favorisé la diagenèse de vases détritiques plus ou moins carbonatées dans des conditions de grandes profondeurs. Des conditions anaérobies ont provoqué la coloration très sombre (bleu-grise à noire) des vases ; des épaisseurs importantes de sédimentation ont favorisé leur métamorphisation mécanique, qui explique l'aspect feuilleté et schisteux.

Ces formations affleurent sur des surfaces considérables, dans le secteur délimité à l'Ouest par la vallée du Rhône, au Nord par la latitude de Grenoble, à l'Est par le front des nappes de la zone interne alpine et au Sud par les chaînons provençaux septentrionaux (Fig. 3.1a). La stratigraphie de la *Fosse Vocontienne* (Fig. 3.1b) distingue trois groupes de marnes²⁹ : les 'Terres Noires' du Callovo-Oxfordien ; les 'Marnes Blanches' du Valanginien ; les 'Marnes Bleues' de l'Aptien-Albien.

Figure 3.1 – Le Pays des 'Terres Noires'. (a) : Affleurements des faciès marneux dans le Sud-Est de la France (le grisé représente l'extension des faciès de marnes noires, marnes bleues et marnes blanches de la Fosse Vocontienne ; le trait plein délimite le Pays des 'Terres Noires' stricto sensu) ; (b) : Stratigraphie de la Fosse Vocontienne (sondage d'Aurel) où les étages marneux sont indiqués en grisé ; (c) : Extension des affleurements de 'Terres Noires' stricto-sensu du Diois aux Préalpes de Digne et localisation des glissements-coulées de grande ampleur ; (d) : Vue aérienne et détail de la zone d'accumulation du glissement-coulée des Dourbes, déclenché en décembre 2002.

figure3.1.jpg

²⁹ Les marnes sont des roches sédimentaires dont le faciès et le comportement géomécanique s'apparentent à celui des argiles surconsolidées ou des schistes argileux très tectonisés. Les marnes ont une composition intermédiaire entre l'argile, silicate d'alumine meuble, plastique et imperméable, et le calcaire, carbonate de calcium d'aspect massif. Soumises à une grande pression, elles ont tendance à cliver en minces feuillets, perpendiculaires au sens de la pression et indépendants de la stratification.

Ce travail s'intéresse uniquement à la séquence marneuse la plus ancienne, les '*Terres Noires*' du Callovien à l'Oxfordien, dont l'épaisseur, quoique très variable, est considérable et peut dépasser 2000 m. Elles affleurent sur plus de 2200 km² dans le bassin-versant de la Durance (Mathys *et al.*, 1996). Des instabilités nombreuses et variées se sont déclenchées dans cette formation très sensible à l'érosion météorique (Antoine *et al.*, 1995 ; Garnier et Lecompte, 1996 ; Maquaire *et al.*, 2003) :

- **glissements-coulées** de *Poche*, de *Super-Sauze*, de *La Valette*, des *Dourbes* (Fig. 3.1c, e ; Antoine *et al.*, 1988 ; Flageollet *et al.*, 1999 ; Malet *et al.*, 2003f) ;
- **glissements banc sur banc** du *Laval*, du *Moulin*, d'*Abriès* (Malet *et al.*, soumis-a ; Maquaire *et al.*, 2002 ; Weber, 2001) ;
- **glissements rotationnels** du *Bois Noir*, du *Riou-Chanal*, de *Pra-Bellon* (Mulder et Van Asch, 1988a, 1988b ; Caris et Van Asch, 1991 ; Van Asch et Buma, 1997) ;
- **coulées de boues et laves torrentielles** du *Riou-Bourdoux*, du *Bourget*, du *Faucon*, du *Riou-Chanal*, etc (Remaître *et al.*, 2002 ; Remaitre *et al.*, soumis ; Delsigne *et al.*, 2001 ; Van Steijn *et al.*, 1988, 2002 ; Delsigne *et al.*, 2001 ; Garitte et Lahousse, 2002) ;
- **écoulements hyper-concentrés** du *Laval*, du *Moulin*, etc (Oostwoud Wijdenes et Ergenzinger, 1998 ; Mathys *et al.*, 2003).

Seul le glissement-coulée de *Boulc-en-Diois* (Malatrait et Sabatier, 1996 ; Chassagneux et Leroi, 1995 ; Astrade *et al.*, 1998 ; Bogaard *et al.*, 2000 ; Bogaard, 2001), plus à l'Est, est localisé dans les '*Marnes Bleues*' aptiennes (Fig. 3.1b).

Les '*Terres Noires*' affleurent dans la partie Est de l'ancienne *Fosse Vocontienne* (Gap, *Barcelonnette*, *Sisteron*, *Digne*, Fig. 3.1c) par la présence d'un vaste creux synclinal formé par le froncement de plis perpendiculaires à la courbure de la chaîne alpine (Blanchard, 1950). La structure inversée des plissements d'influence alpine (Nord-Sud) a permis par la suite le creusement de vallées profondes qui ont mis à nu ces terrains plus anciens (Kerkhove, 1978)

3.2 Le bassin de *Barcelonnette*, un contexte favorable aux instabilités gravitaires

3.2.1 La dissymétrie morphologique des versants

Le *Bassin de Barcelonnette* est situé entre les massifs cristallins de l'*Argentera* et du *Mercantour* au Sud, le massif des *Ecrins* au Nord-Ouest et le *Queyras* au Nord-Est (Fig. 3.1c). Il est drainé par le cours moyen de l'*Ubaye* (altitude moyenne de 1130 m). La cuvette d'environ 200 km² est longue de 22 km entre *Jausiers* à l'Est (altitude 1210 m) et *Les Thuiles* à l'Ouest (altitude 1000 m) et large de 8 à 10 km (Fig. 3.2a). Le bassin est limité par de hautes lignes de crêtes (altitudes comprises entre 3100 m et 2800 m), qui forment une barrière orographique quasi continue. Les versants ubac (rive gauche de l'*Ubaye*) et adret (rive droite de l'*Ubaye*) sont dissymétriques. La Figure 3.3 donne un aperçu photographique du versant ubac.

Les **sommets** sont façonnés dans des formations très résistantes (calcaire, flysch) : le *Grand Bérard* au Nord, (3046 m), la *Tête du Siguret* à l'Est (3031 m), le *Chapeau de Gendarme* au Sud (2682 m) et la *Grande Séolane* (2909 m) à l'Ouest. Certaines sont sur-creusées en cirques glaciaires (*La Chalanche*, 2984 m ; *La Grande Epervière*, 2884 m) qui forment des bassins de réception pour les torrents qui incisent les versants (Flageollet *et al.*, 1999). Ces formations se retrouvent jusqu'à des altitudes de 1900-2100 m et imposent des pentes supérieures à 45° (Fig. 3.2b).

Au dessous, les **versants intermédiaires**, entaillés dans des marnes souvent recouvertes de formations morainiques glaciaires et de colluvions, possèdent des profils adoucis (pente moyenne de 20° sur l'ubac, de 25° sur l'adret, Fig. 3.2b, c, Fig. 3.3a). Les versants sont localement soumis à un ravinement intense (Fig. 3.3b) responsable d'un paysage de **badlands** (*Roubines*). Ces secteurs ravinés, soumis à une intense érosion, sont plus ou moins développés. Les principaux se rencontrent sur des croupes en pentes très fortes et le long des torrents (Weber, 2001 ; Maquaire *et al.*, 2003).

Figure 3.2 – Morpho-structure du Bassin de Barcelonnette. (a) : Principaux traits morphologiques ; (b) : Coupe géologique (in Maquaire et al., 2003) ; (c) : Ensembles morphodynamiques et chronostratigraphiques postglaciaires (modifié de Jorda, 1992).

figure3.2.jpg

Les **ravines** qui se développent en arborescence, sont très rapprochées sur les pentes fortes où elles sont séparées par des arêtes aiguës ; dans les pentes moins raides, elles délimitent des presqu'îles aux croupes arrondies, dites en dos d'éléphant (Descroix, 1994). Les ravines peuvent être nues, et caractérisées par un profil d'altération de marnes décolorées (Fig. 3.3b), ou plus ou moins ennoyées sous une couverture morainique (Fig. 3.3c), de teinte beige claire à beige foncé, qui contraste avec la noirceur uniforme des '*Terres Noires*'.

Les **torrents** ont entaillé des vallées profondes et étroites et développé des cônes de déjection imposants dans le fond de la vallée, large d'environ 1500 m (Ballandras et Nevière, 1991 ; Miramont, 1998 ; Remaître *et al.*, soumis). Le cours de l'*Ubaye*, qui s'étale largement dans son lit, suit une pente moyenne faible de l'ordre de 0.8%, alors qu'elle est de 1.8% à l'amont entre *La Condamine* et le *Pas de Grégoire*, et 2% à l'aval entre *Méolans-Revel* et *Le Lauzet*.

3.2.2 L'héritage litho-structural : la 'fenêtre' de *Barcelonnette*

La nature des formations et la dissymétrie des versants sont en relation étroite avec l'histoire tectonique du bassin qui appartient à la zone structurale interne sub-briançonnaise (Légier, 1977). L'effacement du socle cristallin externe entre *Oisans* et *Mercantour* a permis aux nappes de charriage issues de la zone interne (nappe de base de l'*Autapie* et nappe supérieure du *Parpaillon* en charriage terminal) de s'étaler facilement sur le domaine sédimentaire externe. L'érosion différentielle a ouvert dans les nappes une 'fenêtre' tectonique qui laisse apparaître les terrains sédimentaires autochtones (marnes noires), profondément incisés (Annexe 1). La **dissymétrie des versants** s'explique :

- par l'affleurement, continu ou irrégulier, des formations allochtones résistantes dont le pendage moyen est de 30° vers le Sud-Est, et ;

- par la structure en anticlinal déversé au Sud-Ouest des formations autochtones, dont le pendage moyen est de 20° vers le Nord-Est, qui affleurent plus haut en altitude sur le versant ubac.

Sur le **versant adret**, les affleurements allochtones résistants sont très développés, à partir d'environ 1600 m d'altitude. Les crêtes sommitales sont armées intégralement par la nappe du *Parpaillon* (Fig. 3.2b), la plus récente et la moins déformée, dont la formation majeure est le flysch à Helminthoïdes. Les hauts de versants (vers 2000 m d'altitude) appartiennent aux écaïlles basales de la nappe du *Parpaillon* et à la nappe de l'*Autapie*, avec divers faciès de flyschs. Sur le **versant ubac**, les affleurements allochtones sont très réduits et limités à des klippes ou des écaïlles calcaires de la nappe basale du *Parpaillon*, et des divers flyschs de la nappe de l'*Autapie*. Ils arment les sommets et les hauts de versants à partir de l'altitude 1800 à 2000 m.

Sous ces terrains, le **substratum marneux** des 'Terres Noires' est une succession d'assises argileuses et marneuses vigoureusement faillées et diaclasées, et marquées par de fortes et brusques variations de pendage (Plan, 1964 ; Légier, 1977). Les 'Terres Noires' atteignent 250 à 300 m d'épaisseur dans le bassin (Artru, 1972 ; Awongo, 1984). **Quatre sous-ensembles** peuvent y être distingués (Awongo, 1984 ; Maquaire *et al.*, 2003) :

- les marnes schisteuses à plaquettes détritiques du Callovien (80-100 m) ;
- les marnes noires de l'Oxfordien inférieur et moyen (150 à 250 m) à bancs centimétriques de calcaire argileux ;
- les marnes noires de l'Oxfordien supérieur (80 à 150 m) et ;
- quelques rares affleurements de marnes noires de l'Argovien (20-30 m).

Leurs limites imprécises et les recouvrements quaternaires ne permettent pas de les cartographier séparément sur la Figure 3.3a (BRGM, 1974).

Figure 3.3 – Morphologie générale et de détail du bassin versant du torrent du Sauze en ubac. (a) : Bassin de risque associé au torrent du Sauze ; (b) : Paysage de ravines aiguës taillées dans les 'Terres Noires' : les Roubines du torrent des Galamonds en dessous du village de La Conche à 1250 m d'altitude. On remarque la décoloration superficielles du manteau d'alération des marnes en surface ; (c) : Paysage de ravines ennoyées par la couverture morainique et progressivement mises à nues par le ruissellement et des glissements superficiels : les ravines du vallon glaciaire de La Goutta à 2300m d'altitude ; (d) : Le glacier rocheux de la Goutta (au premier plan) colonisé par quelques mélèzes, et les éboulis et chaos de bloc au pied du Queiron et du Brec Second (à l'arrière plan) ; (e) : Partie médiane du torrent du Sauze, vers 1600m d'altitude. Le torrent affouille les berges dans la couverture morainique. (C)

figure3.3.jpg

Les marnes noires callovo-oxfordiennes ont l'aspect de **schistes argileux**, tendres et finement feuilletés, avec peu de lits argilo-calcaires, alors que les marnes noires de l'Argovien présentent un faciès noir plus calcaire et moins stratifié (Artru, 1972 ; Awongo, 1984; Phan, 1993). Des nodules calcaires, quartzeux ou pyriteux de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres de diamètre sont insérés dans les marnes. Les analyses de Phan (1993), Herrmann (1997) et Klotz (1998, 1999) indiquent une teneur en roche carbonatée entre 30 et 35% (calcite et dolomite) alors que le cortège minéralogique argileux est composé principalement d'illite et de chlorite. Il n'y a que des traces d'argiles gonflantes (smectite). Les 'Terres Noires' du Bassin de *Barcelonnette*, à l'inverse des 'Terres Noires' qui affleurent plus à l'Ouest (Gap) et au Sud (Digne), sont caractérisées par une faible proportion de matière organique (15%), d'origine continentale, et très dégradée (Awongo, 1984).

La macrostructure du substratum marneux, la microstructure des marnes noires et leur minéralogie expliquent leur érodabilité et leur **susceptibilité aux mouvements de terrain**. En particulier, la très faible perméabilité du socle marneux favorise la formation de secteurs de concentrations d'eau et de lignes de sources à la base des aquifères de flysch, de calcaire et des moraines. La microtectonique joue un rôle essentiel en constituant des surfaces de rupture potentielles et en guidant la météorisation et la fragmentation en clastes. Leur morphométrie dépend de l'orientation des joints, de la schistosité et de la teneur en carbonate des marnes

(Coulmeau, 1987; Alexandre, 1995 ; Maquaire *et al.*, 2003). Leur comportement, très changeant, peut passer d'un l'état solide à un état plastique, puis liquide pour des variations de teneurs en eau modérées (Antoine *et al.*, 1995). Le comportement hydrologique, géomécanique et rhéologique des '*Terres Noires*' callovo-oxfordiennes est détaillé au chapitre 5.

3.2.3 L'héritage glaciaire et l'empreinte de la torrentialité

Les formations morainiques appartiennent au Würm ou au Tardi- et post-glaciaire. Aucun dépôt attribuable à une phase anté-würmienne n'a été relevé (Jorda, 1983 ; Miramont, 1998). La morphologie du bassin a été fortement remodelée par le glacier de l'*Ubaye* lors de la dernière glaciation au Pléniwürm (15 000 à 20 000 B.P). Le glacier, long de soixante-cinq kilomètres et épais d'environ 600 m (Fig. 3.2c) a creusé de nombreux ombilics, tel celui de *Barcelonnette*, comblés de nos jours par les alluvions (Jorda, 1980 ; Assier, 1993). Il était alimenté latéralement par des langues glaciaires (*Abriès, Clapouse, Terres-Plaines, Brechs, Bachelard*). Les formes glaciaires jalonnent l'ensemble de la vallée (terrasses glaciaires, glaciers rocheux, arc et cordons morainiques, roche moutonnées) et les formations masquent une grande partie des affleurements marneux sur des épaisseurs variables de un à une vingtaine de mètres (Fig. 3.2c). Les dépôts glaciaires et périglaciaires sont très riches en matrice fine de teinte beige claire à gris foncé (Flageollet *et al.*, 1996). Des blocs morainiques hétérométriques (de quelques décimètres cubes à quelques dizaines de mètres cubes) jonchent les fonds de vallons ou les versants, en particulier sur l'adret. Reposant sur le substrat marneux imperméable, ces formations sont souvent affectées par des mouvements superficiels à cause de leur capacité de rétention en eau élevée (Légier, 1977 ; Mulder, 1991).

Les appareils torrentiels de l'*Ubaye* se sont mis en place lors du retrait glaciaire (Chondroyannis, 1992). La torrentialité holocène a contribué au modelage des versants, à la juxtaposition des formations superficielles et à la construction d'imposants cônes de déjection (*Riou-Bourdoux, Faucon*, etc). Les travaux de Jorda (1980, 1983, 1985) et de Miramont (1998) ont distingué deux périodes de torrentialité accrue : du *Tardiglaciaire* à la fin de la période *Atlantique* (5000 B.P.), et au *Subboréal*. L'ensemble des formations superficielles

torrentielles, les colluvions et les formations de pente sont souvent difficiles à différencier sur le terrain en raison de leurs faciès proches (Remaître *et al.*, 2002).

3.2.4 Un climat montagnard agressif, une présence humaine forte

Le Bassin de *Barcelonnette* connaît un climat méditerranéen sec et montagnard. Les **traits méditerranéens** y sont marqués par un fort ensoleillement ($> 2700 \text{ h.an}^{-1}$), une sécheresse estivale, d'assez fortes températures diurnes et surtout une variabilité forte des précipitations inter-annuelles ($730 \pm 400 \text{ mm}$ sur la période 1928-2002). Le régime climatique présente un pic de précipitations centré sur les saisons d'automne-hiver (épisodes pluvieux longs, liquide ou solide) alors que le printemps et l'été, plus secs, sont caractérisés par des orages violents et très localisés (intensités supérieures à 50 mm.h^{-1} , Flageollet *et al.*, 1999 ; Malet *et al.*, 2003a). Les précipitations exceptionnelles de 1957 sur le *Queyras* et l'*Ubaye* ont engendré une crue historique (Tricart, 1958 ; Lecarpentier, 1963), dont la période de retour centennale sert aujourd'hui d'aléa de référence pour la prévention des inondations dans le sud-est des Alpes. Les **traits montagnards** sont marqués par d'importantes précipitations nivales (le cumul des précipitations hivernales représentent en moyenne 35% des précipitations annuelles, Sommen, 1995) et de faibles températures hivernales (plus de 130 jours de gel par an). La température moyenne annuelle à 1140 m d'altitude (*Barcelonnette*) est de 9.6°C sur la période 1928-2002. De ces caractéristiques découlent des réchauffements diurnes importants, de fortes amplitudes thermiques journalières, un grand nombre d'alternances gel/dégel et une opposition très nette entre ubac et adret, accentuée par l'orientation générale Est-Ouest du relief (Malet *et al.*, 2003a). Le bassin connaît depuis 1990 une croissance des précipitations totales annuelles (Flageollet *et al.*, 1999). Le climat est **agressif** pour les instabilités gravitaires (Maquaire *et al.*, 2003) car il combine une phase de préparation du matériau (hiver froid et printemps humide) et une phase de déclenchement des instabilités (orages estivaux et longues pluies d'automne). Une analyse détaillée du régime climatique est présentée au chapitre 6, pour l'étude des rythmes et de la cinématique des glissements-coulées.

La végétation, largement influencée par ce régime climatique, et profondément modifiée par l'homme depuis le 11^e siècle, voit prioritairement le développement des conifères : aux sapins,

pins noirs d'Autriche et pins cembro succèdent les mélèzes entre 1300 et 1800 m d'altitude, relayés au-delà de 2000 m (1900 m pour l'ubac) par les pelouses alpines. Le cortège floristique intègre les principales essences de l'étage subalpin inférieur et moyen.

Le bassin est fortement marqué par la présence et l'**activité humaine** :

- *ancienne*, avec les déforestations pour permettre l'agriculture, la culture d'arbres fruitiers, le pâturage et l'élevage, en partie responsables de l'intense torrentialité et de l'érosion des sols ;
- *récente*, avec les reboisements et les corrections de torrents engagés par le service de *Restauration des Terrains en Montagne* (RTM) à partir de la deuxième moitié du 19^e siècle (Chondroyannis, 1992 ; Delsigne *et al.*, 2001), et ;
- *actuelle*, avec le tourisme estival et hivernal et l'implantation de plusieurs stations de skis (*Sauze, Super-Sauze, Pra-Loup*). L'essor touristique a nécessité l'aménagement d'un réseau routier moderne qui assure aujourd'hui une circulation aisée le long de l'*Ubaye*. Les communications avec les vallées voisines restent par contre délicates, et nécessitent le franchissement de hauts cols longtemps enneigés. Au bord de l'*Ubaye*, la ville de *Barcelonnette* (3600 habitants), offre les nombreux services d'une ville enclavée.

3.2.5 Des processus et aléas nombreux et divers

3.2.5.1 Spécificité des marnes et diversité des processus

L'évolution morphologique des versants marneux, par ravinements ou phénomènes gravitaires, est favorisée par la conjonction de ces conditions, structurale, lithologique, climatique et anthropique. Une **rythmicité annuelle** des processus morphogénétiques actifs est mise en évidence par de nombreux auteurs (Olivry et Hoorelbeck, 1989 ; Van Steijn et Hetu, 1997 ; Blijenberg, 1998 ; Descroix et Olivry, 2002).

Au printemps, les marnes, fortement imbibées par la fonte des neiges, peuvent devenir plastiques et se déplacer par solifluxion pelliculaire. Selon les caractéristiques de la masse rocheuse, des glissements structuraux banc sur banc peuvent s'initier (Malet *et al.*, 2000b) et le matériau accumulé évoluer sous forme de coulées de débris rapides. A la fin de l'été, après de longues périodes de sécheresse qui conduisent à la formation de croûtes superficielles souvent très épaisses (2-3 cm), les marnes subissent un autre type d'érosion. Les violentes averses estivales déclenchent un ruissellement Hortonien à fort pouvoir érosif (Malet *et al.*, 2003a). Ce ruissellement se concentre progressivement dans la ramification des chenaux, et peut déclencher des coulées boueuses ou des laves torrentielles de volumes variés (Faucon, 1996, 2003). Les modelés développés dans les 'Terres Noires' associent :

- des **zones d'érosion** concentrée très pentues (jusqu'à 65%), nues et où la reconstitution de la végétation est rendue impossible par le transport systématique des clastes de marnes desséchée à chaque pluie (Combes, 1992 ; Coulmeau, 1987), et ;
- des **zones d'accumulations** meubles et très hétérogènes (matériau marneux à divers degrés de météorisation, -Maquaire *et al.*, 2003-).

Ces modelés sont marqués par une grande hétérogénéité des états de surface (très 'caillouteux' à très 'fins', Malet *et al.*, 2003a). La **fragmentation mécanique** est très efficace même si l'**altération chimique** peut jouer un rôle important (Bjerrum, 1967 ; Taylor et Cripps, 1987 ; Imeson et Verstraten, 1988 ; Phan, 1993 ; Schaefer et Lohnes, 2001). Les blocs de marnes vont se désagréger par cryoclastie et hydroclastie, en fonction de leur taux de carbonates et d'argiles, de la porosité et des microstructures (schistosité, linéation, -Phan et Antoine, 1994-). La terminologie proposée par Coulmeau (1987) distingue les clastes selon leur plus grande longueur : **plaques** (> 10 cm), **plaquettes** (2-10 cm), **paillettes** (1-2 cm). Le stade final de la désagrégation aboutit à la formation de silts fins ou d'argiles. Les formations marneuses présentent une couverture détritique dégradée, épaisse d'une vingtaine de centimètres en moyenne, et facilement mobilisable (Antoine *et al.*, 1995 ; Maquaire *et al.*, 2002).

Le comportement hydrologique, géomécanique et rhéologique des matériaux granulaires (graviers, sables) ou purement cohésifs (argiles) a été intensivement étudié, mais peu celui des formations intermédiaires, silteuses, comme les ‘*Terres Noires*’ météorisées (Serratrice, 1978 ; Magnan et Serratrice, 1995). Ce manque de considération de la spécificité des marnes est illustré par la difficulté de prévoir la formation de coulées de boue et de laves torrentielles dans cette formation, à cause de son évolution temporelle complexe, de son hétérogénéité et de sa fragilité pendant les essais de caractérisation (Antoine *et al.*, 1988 ; Maquaire *et al.*, 2003).

3.2.5.2 Aléas et risques naturels

Les aléas recensés comme ‘aléas à enjeux humains’ par la Direction de la Prévention des Pollutions et des Risques du Ministère de l’Ecologie et du Développement Durable, sur la base d’informations de la Préfecture des Alpes-de-Haute-Provence, de la Direction Départementale de l’Equipement, de l’Office National des Forêts et du service de Restauration des Terrains en Montagne sont par ordre décroissant d’importance (DDE04, 2001) :

- l’activité torrentielle (Antoine *et al.*, 1995 ; Strunk, 1991 ; Malet *et al.*, sous presse) ;
- les mouvements de terrains (Légier, 1977 ; Flageollet *et al.*, 1999 ; Maquaire *et al.*, 2003) ;
- les inondations (Tricart, 1958 ; 1975) ;
- la sismicité (zone de sismicité faible 1b, Ferhat *et al.*, 1998 ; Calais *et al.*, 2000) ;
- les feux de forêts, l’érosion et les avalanches (Combes, 1992 ; Ancey, 1998).

Les inondations et les laves torrentielles ont produit de très nombreux dégâts principalement entre le 15^e et le 19^e siècle (Tricart, 1975 ; Amiot et Nexon, 1995) Récemment, les torrents de *Faucon* (1996, 2003, -Remaitre *et al.*, 2002-), du *Bourget* (2003) et dans une moindre mesure du *Riou-Bourdoux* (1997, Malet *et al.*, 2003f) ont connu des épisodes de lave torrentielle importants, malgré plus d’une centaine de barrages de correction. Outre l’activité torrentielle, plus de 150 évènements historiques relatifs aux mouvements de terrain ont été référencés depuis 1850 (Amiot et Nexon, 1995). Reprenant en partie les travaux de Légier (1977), Weber

(2001) indique que les 2/3 des mouvements concernent les marnes noires recouvertes ou non par les formations quaternaires et que les mouvements sont plus fréquents sur l'ubac que sur l'adret. Les ruptures de versants marneux se localisent principalement dans le membre supérieur des 'Terres Noires' et à proximité de la discordance tectonique autochtone/allochtone, alors que les ravinements en badlands se localisent principalement dans le membre inférieur (Maquaire *et al.*, 2003). Ceci s'explique par une différenciation faible, mais significative, du comportement hydrodynamique et géomécanique des deux formations.

Figure 3.4 – Morphologie et cinématique des glissements-coulées du Bassin de Barcelonnette. (a) : Orthophotographie du glissement-coulée de Poche ; (b) Orthophotographie du glissement-coulée de Super-Sauze ; (c) : Orthophotographie du glissement-coulée de La Valette ; (d) : Profils en long ; (e) : Déplacements cumulés des coulées (1992-2002, modifié de Malet et Maquaire, 2003). (C)

figure3.4.jpg

Les mouvements de terrain se déclenchent à toutes les périodes de l'année, avec néanmoins très peu de mouvements répertoriés en Avril, Octobre, Novembre et Décembre, et un grand nombre en Mai, Août, et Septembre (Weber, 2001). Les écoulements gravitaires rapides sont principalement observés dans les mois d'été (Remaître *et al.*, soumis). Les mouvements de terrain actifs les plus spectaculaires sont le glissement de *Pra-Bellon* (glissement rotationnel emboîté au contact marnes-moraine, -Caris et Van Asch, 1991 ; Van Asch et Buma, 1997-) déclenché en 1970 dans le bassin versant du *Riou-Bourdoux*, et le glissement rotationnel de *Bois Noir* sur l'ubac au Sud-Est de *Jausiers*, déclenché en avril 1993 (Weber, 2001). Surtout, la particularité du Bassin de *Barcelonnette* est la présence de trois **glissements-coulées** actifs de grande ampleur (Fig. 3.4), localisés sur des versants ou dans des bassins torrentiels. Le plus grand, le glissement-coulée de *La Valette*, en rive droite de l'*Ubaye*, a un volume estimé à plus de 3.5 millions de m³ et se développe sur une longueur de 1900 m ; les glissements de *Poche* (Manné et Schwin, 1998 ; Guillon, 2001 ; Le Mignon et Cojean, 2002) ou de *Super-Sauze*, plus modestes (de 600 000 à 700 000 m³), s'étendent sur des distances de l'ordre

de 800 à 1200 m. Tous les trois possèdent une morphologie caractéristique : des blocs et panneaux de marnes glissent de la couronne, de manière régressive, par des ruptures planes ou circulaires (Malet *et. al.*, 2000b), s'accumulent en se disloquant dans une ou plusieurs ravines, et forment, après leur déstructuration progressive, une masse de débris hétérogène qui évolue au rythme des conditions hydro-météo-climatiques. Dans certaines conditions, des écoulements gravitaires rapides boueux (coulées de boue, coulées de débris, laves torrentielles) peuvent se déclencher à partir de ces accumulations. Ils constituent un danger important pour les populations et les aménagements situés à l'aval.

Le glissement-coulée de *Super-Sauze*, site principal de cette étude, est décrit en détail dans la section suivante ; les glissements-coulées de *Poche* et *La Valette* et le glissement du *Laval* à *Draix*, sites connexes étudiés pour comparer le comportement des matériaux, et valider certains mécanismes (rupture, acquisition de la mobilité), sont ensuite décrits.

3.3 Le glissement-coulée de *Super-Sauze* : site d'étude principal

3.3.1 Le bassin-versant du torrent du *Sauze*, un bassin de risque

Le bassin-versant du *Sauze*, en rive gauche de l'*Ubaye*, appartient à un ensemble hydrographique large drainé par le torrent des *Galamonds*. Ses limites orientales et méridionales coïncident avec la ligne de crête séparant *Bachelard* et *Ubaye*. Ce grand bassin-versant (26 km²) est formé de trois sous-bassins drainés d'Est en Ouest par les torrents de *Bourre*, d'*Enchastrayes* et du *Sauze*, qui confluent en amont du cône de déjection pour former le torrent des *Galamonds* et rejoindre l'*Ubaye* à hauteur de *Pont-Long* (Fig. 3.2a, Fig. 3.3a, Fig. 3.5a).

D'une superficie de 7.5 km², le bassin-versant du torrent de *Sauze*, très longiligne, s'étend entre 2685 m et 1140 m d'altitude sur une distance de 5.8 km et une largeur moyenne de 1.3 km. A partir de la source de *La Goutta* (2077 m), à la base du glacier rocheux du *Brec Second*, le torrent dévale 930 m de dénivellation en 4.8 km (pente moyenne de 19%).

Localement, la pente en long peut atteindre 25-30% sur une centaine de mètres. Le chenal, très encaissé, est également caractérisé par plusieurs ruptures de pentes sub-verticales (cascades d'une hauteur moyenne de 30 m) qui correspondent à l'accumulation d'énormes blocs morainiques. Les berges fragiles, taillées dans les 'Terres Noires' ou la couverture morainique, sont affouillées en divers endroits (sapements, glissements d'extension limitée) et présentent de nombreux secteurs de ravinement (Fig. 3.3e). Le lit est encombré de blocs de taille métrique à décamétrique et de troncs d'arbres. L'instabilité du lit et l'absence de pavage indiquent que le torrent connaît des épisodes d'écoulements hyper-concentrés relativement fréquents.. Les torrents de *Bourre* et du *Sauze* confluent à l'apex à 1212 m d'altitude. Le cône de déjection (superficie de 1.2 km², pente en long de 5%) est formé d'une accumulation de matériaux hétérométriques non classés, issus d'anciens écoulements de lave torrentielle et de crues chargées (Lecarpentier, 1963 ; Remaître *et al.*, soumis).

L'histoire retient une crue importante en moyenne tous les quinze ans. Pour le 20^e siècle, les archives (Amiot et Nexon, 1995) révèlent, avec plus ou moins de précision, une série d'écoulements hyper-concentrés et de crues débordantes : Octobre 1911, automne 1926, Septembre 1935, Mars 1951, Juin 1957, Juin 1958, Octobre 1960, Avril 1963, Novembre 1963, Novembre 1994, Avril 1995 et Juin 1997.

Figure 3.5 – Le bassin-versant du torrent du Sauze. (a) : Morphologie du bassin-versant et localisation du glissement-coulée ; (b) : Orthophotographie du bassin-versant en juillet 2000 ; (c) : Canalisation du torrent sur le cône de déjection (modifié de Malet *et al.*, sous presse).

figure3.5.jpg

Figure 3.6 – Morpho-structure du bassin de réception du torrent du Sauze (in Malet *et al.*, 2002c).

figure3.6.jpg

Les ‘*Terres Noires*’ affleurent sur 18 % de la superficie du torrent, notamment dans le secteur amont (au-dessus de 1700 m) par un impressionnant champ de ravines (lieu-dit *Les Roubines*, 0.9 km²). Le caractère de dangerosité du bassin-versant provient de la présence du glissement-coulée de *Super-Sauze* dans le bassin de réception du torrent, entre 1740 et 2105 m d'altitude. Les matériaux accumulés obstruent le cours amont du torrent qui est obligé de s'encaisser au contact de la masse instable (son cours a été déporté vers l'Est d'environ 80 m) créant un **aléa torrentiel potentiel**.

3.3.2 Le bassin de réception du torrent du Sauze : *les Roubines*

Figure 3.7 – La couronne du glissement-coulée de Super-Sauze. (a) : Stockage temporaire d’eau au printemps au pied du glacier rocheux, 10 m en retrait de la couronne ; (b) : Source au contact marnes/moraine dans la partie centrale de la couronne.

figure3.7.jpg

Figure 3.8 - Le bassin torrentiel des Roubines en 1956 (a) et 1995 (b). Vue perspective lointaine reconstituée par photogrammétrie numérique (modifié de Weber, 2001). Le tracé du torrent du Sauze a été déporté vers l’Est.

figure3.8.jpg

De part et d'autre du glacier rocheux, quelques vestiges de cordons morainiques latéraux et un dépôt de fond témoignent des stades de retrait successifs du glacier local du Sauze. Dans le prolongement du vallon occupé par le glacier rocheux, une **langue morainique** plonge vers le fond du ravin principal entre deux zones de ravinement (Fig. 3.8a, b). La moraine recouvre directement les ‘*Terres Noires*’ sur des épaisseurs ne dépassant jamais une quinzaine de mètres. Cette superposition induit un plan de **discontinuité hydrogéologique** majeur à l'origine de nombreuses instabilités de terrain (bossellements, creux, petites coulées superficielles, sagnes, arbres inclinés) qui exhument progressivement les ‘*Terres Noires*’. Les infiltrations à travers la moraine favorisent l'humectation du soubassement marneux et créent

des conditions favorables à l'altération physico-chimique des 'Terres Noires' par le haut. La paléotopographie fossilisée par la moraine est une succession de crêtes et de vallons (Fig. 3.8a). Si leur disposition correspond à celle des ravines en activité quelques centaines de mètres à l'Ouest, leur formes sont douces et arrondies avec des interfluves émoussés et des thalwegs plus larges et évasés (Fig. 3.3c). Ces observations laissent supposer que le recouvrement glaciaire s'est opéré sur le soubassement autochtone déjà érodé (Weber, 2001).

Un réseau complexe de **ravines** parallèles et coalescentes s'est développé entre 1700 et 2150 m d'altitude selon une organisation en 'patte d'oie' (Fig. 3.8a). D'une longueur de 80 à 500 m, les interfluves (échines) nues, aiguës et très pentues ($> 45^\circ$), sont régulièrement espacées de 40 à 50 m. Ils individualisent des ravines profondes aux écoulements saisonniers. Deux imposantes échines orientées NW/SE chenalisent le torrent du Sauze en se rejoignant en pince vers l'aval (Fig. 3.8a). Ce vaste amphithéâtre de 'Terres Noires' constitue une entité géomorphologique et hydrologique spécifique dans le bassin de réception du torrent du *Sauze* : en plus des précipitations qui y tombent directement, les *Roubines* sont alimentées par plusieurs écoulements intermittents en provenance des versants situés à l'ouest du *Queiron* et d'une partie de ceux issus des terrains glaciaires situés à l'Est (Fig. 3.8b). Si en 1956, d'après les photographies aériennes, aucun désordre de grande ampleur n'affecte le versant, si ce n'est un ravinement intense, dans les années 1960 des chutes de blocs se produisent, accompagnant la dislocation du secteur Sud-Est en grands panneaux et la formation d'une coulée. Cette période marque le début d'un **mouvement généralisé de tout le versant** et la progression du front vers l'aval, sur plus de 190 m depuis 1982 (Flageollet *et al.*, 2000). Le contrôle structural et morphologique sur les glissements rocheux et l'évolution historique du mouvement de terrain depuis les années 1960 sont décrits dans le Chapitre 4 qui analyse les mécanismes de rupture dans les massifs de marnes et propose un modèle conceptuel d'évolution en glissement-coulée. Les relevés structuraux (Malet *et al.*, soumis-a) indiquent l'existence d'une faille qui traverse le secteur des *Roubines* selon une direction dominante N160°, dans le prolongement de la zone de fracturation très marquée des Brechs (Maquaire *et al.*, 2001).

Les traits morphologiques actuels du glissement-coulée de *Super-Sauze* sont décrits dans la section suivante, à partir d'une carte morphologique (Fig. 3.9) levée en Octobre 1999 à l'échelle du 1/1000^e et de l'orthophotographie de l'*Institut Géographique National* de Juillet 2000 (Fig. 3.4b, Annexe 2-1). Les cartes morphologiques aux dates de 1995 et 2001 sont reprises aux Annexes 2-2 et 2-3. Le lecteur trouvera une description minutieuse dans Genet et Malet (1997), repris par Weber (2001) et Maquaire (2002).

3.3.3 Le glissement-coulée de *Super-Sauze* : morphologie de la zone déplacée

Le glissement-coulée s'étend sur une longueur de 820 m entre les altitudes de 2105 m à la couronne et 1740 m au pied de la coulée (Fig. 3.9), pour une pente moyenne de 25° et une superficie de 17 ha. Les caractéristiques morphométriques sont indiquées dans le Tableau 3.1.

Figure 3.9 – Carte morphologique du glissement-coulée de Super-Sauze (état en Octobre 1999) (C).

figure3.9.jpg

Tableau 3.1 – Caractéristiques morphométriques des glissements-coulées du Bassin de Barcelonnette et du glissement du Laval.

	<i>Super-Sauze</i>	<i>Poche</i>	<i>La Valette</i>	Laval
Altitude maximale (m)	2105	1505	2010	930
Altitude minimale (m)	1740	1240	1240	880
Dénivellation (m)	365	263	770	50
Longueur totale (m)	8650	1060	1890	75

Escarpement principal

Commandement (m)	80-100	40-65	125	10
Pente (°)	80	65	65	80
Longueur (m)	445	515	780	55

Coulée

Longueur (m)	825	855	1380	55
Largeur moyenne (m)	135	160	185	40
Largeur maximale (m)	190	290	290	55
Pente moyenne (°)	25	17	26	31
Surface de la masse en 17 écoulement (ha)	16	41	0.5	
Volume* de la masse en 750 000 écoulement (m ³)	700 000	3 500 00	25 000	
<i>Fahrböschung</i> α (°)	24	15	22	33

* : estimation

Morphologiquement trois grandes parties peuvent être distinguées de l'amont vers l'aval (Fig. 3.9) : une **partie supérieure**, incorporant la couronne et l'escarpement (la zone d'ablation) ; une **partie médiane** (la coulée marneuse ou zone d'accumulation) constituée, qui s'achève par un petit replat bombé (E) ; une **partie terminale** (le pied de la coulée), terme ultime du remaniement. La coulée est uniquement alimentée en eau par l'impluvium et par les torrents latéraux qui l'encadrent (Fig. 3.8b).

3.3.3.1 D'amont en aval : description morphologique

Le mouvement de terrain est délimité à l'amont par un spectaculaire *escarpement principal* en amphithéâtre, dont le commandement varie entre 80 m et 100 m au droit de *La Goutta* pour une pente supérieure à 70° (Fig. 3.10a, 3.11a). Il laisse apparaître en coupe une couverture morainique d'une quinzaine de mètres d'épaisseur qui repose sur les marnes saines. L'orientation des plans de stratification souligne un pendage-aval (Malet *et al.*, 2000), affecté de diverses discontinuités (redoublements de surfaces structurales, plans de schistosité, flexures à très petit rayon de courbure, diaclases et fissures soulignées par des filons de calcite et des joints argileux, § 4.1.4). Sur la couronne, en retrait de l'escarpement, la présence de larges fissures de cisaillement, ouvertes, verticales ou obliques, découpent le tapis herbacé et le matériau morainique (Weber, 2001). Des pans gazonnés de moraine glissent progressivement vers le vide, déchaussant les blocs morainiques (Fig. 3.10a, d, e). Le recul moyen de la couronne sur la période 1996-2001 atteint 8 m dans certains secteurs, dont 2 m dans l'axe de la coulée au printemps 2000. Le pied de l'escarpement principal est masqué par des tabliers d'éboulis (Fig. 3.11a).

La zone d'ablation prend la forme d'un *replat supérieur* (Fig. 3.11b) de 7-8 ha de superficie entre 1930 m et 1970 m d'altitude. La topographie de détail est très chaotique. Constitué d'une assise marneuse, il est parsemé de panneaux de marnes aux dimensions plurimétriques (Fig. 3.11b). Leur structure (lamines, schistosité, intercalation de lits calcaires) est toujours conservée, mais leurs arêtes émoussées traduisent leur ancienneté.

Ce replat est limité à l'aval par un *escarpement secondaire* (dont la pente atteint 40 à 50°), au profil concave, au tracé en arc de cercle marqué par de larges fissures de traction, perpendiculaires à la pente, et de nombreux suintements (Fig. 3.12a). Les écoulements issus du replat se concentrent au pied du talus, où l'eau peut parfois stagner. Des panneaux de matériau remanié basculent par paquets successifs emboîtés le long du talus et s'écoulent dans la pente sur des distances pouvant atteindre 150 à 200 m.

Figure 3.10 – La couronne et l’escarpement principal du glissement-coulée de Super-Sauze. (a) : Forme en arc de cercle de la couronne en juillet 1993 ; (b, c) : Secteur Est de la couronne en 1996 et 2001 ; la cabane de berger a disparu en 2001 témoignant d’un recul de 8 m ; (d, e) : Recouvrement morainique sur les marnes autochtones en avril 1991 (d) et juillet 2002 (e).

figure3.10.jpg

Figure 3.11 – Le secteur Est de l’escarpement principal du glissement-coulée de Super-Sauze en mai 2001 (a) et le chaos de bloc du replat supérieur en mai 1999 (b).

figure3.11.jpg

La *coulée* développée en contrebas du replat supérieur constitue la zone d’accumulation *stricto sensu* (Fig. 3.9). Les écoulements hydriques se concentrent à la base de l’escarpement secondaire, où prennent naissance des coulées boueuses localisées. Des fissures de traction apparaissent autour d’un éperon de marnes *in-situ* qui émerge actuellement la coulée vers 1905 m (transect B, Fig. 3.12a). Une seconde échine *in-situ* apparaît épisodiquement (1997, 2001) au-dessus de la masse remaniée, au rythme des arrivées de matériau de la zone d’ablation.

Figure 3.12 – (a) : L’escarpement secondaire qui marque la limite du replat supérieur en juillet 1996. (b) : Une échine de marnes *in-situ* qui émerge au-dessus de la coulée en juin 2000.

figure3.12.jpg

Figure 3.13 – (a) : Bloc de marnes en voie de désagrégation dans le corps de la coulée ; (b) : Etats de surface associés (in Malet et al., 2003a).

figure3.13.jpg

Vers 1840 m d’altitude, la pente en long de la coulée s’adoucit pour former un replat ‘intermédiaire’ (Fig. 3.14a, transect C) où l’ensemble des ravineaux et des chenaux de

ruissellement, qui ‘griffent’ la partie supérieure de la coulée, conflue pour former une ravine principale. Celle-ci entaille le corps de la coulée dans son tiers inférieur, sur une épaisseur atteignant 6 m (Fig. 3.14a) et draine la nappe.

Un *replat inférieur*, en forme de triangle de quelques dizaines de mètres de côté, bombé et en légère contre-pente, termine la coulée (Fig. 3.14b). Sa partie occidentale présente de nombreuses fissures de traction à orientation générale N10° (Fig. 3.14c) sur un rebord escarpé. Plus à l'Est, le replat se raccorde au torrent du *Sauze* par une topographie chaotique, incisée de rigoles peu profondes, où des arbres morts sont entremêlés.

Figure 3.14 – (a) : Replat intermédiaire vers 1850 m d’altitude et ravine centrale de la coulée ; (b) : Forme en triangle du replat inférieur ; (c) : Fissures de traction sur le replat inférieur en 1994.

figure3.14.jpg

La pointe terminale présente des versants raidis par l’érosion des deux torrents pérennes adjacents qui l’encadrent :

- le torrent du *Sauze* longe le flanc Est de la coulée dans sa moitié inférieure ;
- le torrent Ouest, qui prend sa source au pied du *Queiron*, la limite sur presque toute sa longueur.

Leur confluence marque l'extrémité aval de la coulée, au *pied* du bourrelet terminal. Ce dernier, parsemé de touffes d'herbes et de nombreux blocs de moraine parfois volumineux, est soumis à une progression relative due à la poussée exercée par l'ensemble du matériau stocké en amont.

La conséquence de cette morphologie particulière est la grande difficulté à fixer la limite aval de la zone de rupture, et à identifier l’emplacement exact, les dimensions et la profondeur de

la (des) ravine(s) fossilisée(s) par les matériaux en mouvement dans la zone d'accumulation. Dans cette dernière, les blocs et panneaux de marnes, plus ou moins déstructurés, se déforment et se fragmentent progressivement de l'amont à l'aval, et de la surface vers la profondeur, pour constituer une masse hétérogène aux caractéristiques très variables (Malet, 1998).

3.3.3.2 Les matériaux rencontrés

Observés en surface ou sur des coupes naturelles (escarpement principal, ravine centrale, bords de la coulée), quatre formations principales peuvent être distinguées de la profondeur vers la surface (Genet et Malet, 1997 ; Malet, 1998 ; Maquaire *et al.*, 2001) :

- **les marnes structurées (*in-situ*)** : d'apparence compactes et résistantes, elles présentent une structure litée et schisteuse. La schistosité découpe la roche en petits lits, en plaquettes et en écailles de 1 à 3 cm d'épaisseur ; les plans de fracturation et les diaclases découpent le massif en panneaux volumineux. La formation s'observe sur l'escarpement principal, sur des échines *in-situ* qui émergent au-dessus de la coulée, ou sur les flancs de la coulée.

Figure 3.15 – Etats de surface associés à la matrice silto-argileuse remaniée (in Malet et al., 2003a).

figure3.15.jpg

- **une matrice silto-argileuse remaniée** : ce matériau, qui constitue à part entière la coulée, très hétérogène, comprend des éléments de toutes tailles (cailloux de moraine, plaquette et paillette de marnes qui s'effritent au toucher, éclat de calcite et de pyrite, micelles argileuses). L'importance relative des clastes, noyés dans la gangue argileuse, renforce la texture lâche de la formation. Des blocs de marnes à divers stades de désagrégation (Fig. 3.13a, b) parsèment la formation, en surface et en profondeur. Très sensible à l'eau, cette matrice se transforme, après imbibition, en une boue très collante, d'aspect presque liquide en certains secteurs. Mais elle peut également se craqueler après plusieurs jours d'ensoleillement (nombreuses fissures de dessiccation). Des croûtes de surface (grossière, structurale ou sédimentaire), aux caractéristiques hydrodynamiques différentes, peuvent se

former sur des épaisseurs de 2 à 4 cm (Fig. 3.15, Malet *et al.*, 2003a). Cette formation correspond aux couches 'géotechniques' *C1a*, *C1b* et *C2* (§5.2.2) ;

- des **dépôts de coulées de débris boueuses**, peu épais (1-4 m) et indurés, sans granoclassement marqué, mais où la plupart des éléments grossiers sont localisés en subsurface (Malet *et al.*, 2003f). Ces dépôts, qui s'observent dans la partie supérieure de la zone d'accumulation, ont été mis en place par des coulées de débris boueuses en 1997, 1999 et 2000, dont les caractéristiques sont présentées et analysées au Chapitre 7. Cette formation correspond au matériau 'géotechnique' *COU99* (§5.2.2) ;
- des **dépôts morainiques** et des **tabliers d'éboulis** s'observent respectivement sur la partie supérieure de l'escarpement principal et à son pied, alors que des **dépôts alluviaux**, sablo-silteux, parsèment les ravines et le chenal du torrent du *Sauze* à l'altitude du replat inférieur. Un **mélange très induré** de '*Terres Noires*' et de moraine (matériau 'géotechnique' *IND*, §5.2.2), à la structure très lâche, est localisé sur le replat supérieur.

Le matériau accumulé est ainsi principalement constitué d'une matrice silto-argileuse, très hétérogène (blocs et clastes), quelquefois plastique, quelquefois plus liquide, souvent très compactée et d'épaisseur variable. Quelques coulées plus claires, mélange de '*Terres Noires*' et de moraine, émaillent la surface topographique. D'après les observations de terrain, la coulée serait compartimentée selon la forme de la topographie originelle, l'épaisseur de la masse déplacée et les phases de mise en place. La paléotopographie pourrait, en particulier, guider l'écoulement, entre les diverses ravines partiellement ou totalement ennoyées.

3.4 Les sites d'étude de validation

3.4.1 Le glissement-coulée de *Poche*

Le glissement-coulée de *Poche* s'est développé en rive droite du torrent de *Poche* (affluent de rive gauche de l'*Ubaye* réputé au 19^e siècle pour ses 'colères noires', Sivan, 2000), à 2 km au Sud-Ouest du bourg de *Jausiers*. L'ensemble du versant est soumis à un ravinement intense ; de nombreux glissements actifs ou dormants y sont répertoriés. Le glissement-coulée se développe dans le membre inférieur des '*Terres Noires*' entre 1240 et 1505 m d'altitude, sur

une surface d'environ 16 ha (Tableau 3.1, Malet et Maquaire, 2003). Cet important glissement-coulée, connu depuis le milieu du 19^e siècle (Arnaud, 1895 ; Hulin, 1932), fait l'objet de plusieurs études (Kirchhoffer, 1994 ; Schmutz, 1995 ; Manné et Schwin, 1998 ; Guillon, 2001 ; Le Mignon et Cojean, 2002). Les principaux traits morphologiques sont décrits à partir de la carte morphologique de la Figure 3.16 et de l'orthophotographie de l'*Institut Géographique National* de Juillet 2000 (Fig. 3.4a, Annexe 2-4).

La *zone d'ablation* présente une topographie de détail très chaotique où se mêlent d'énormes panneaux de marnes glissés, des paquets de moraine ainsi que des pans entiers de végétation herbacée et forestière (Weber, 2001). Ce secteur est caractérisé par un vaste amphithéâtre (plus de 1000 m) qui atteint une hauteur de 40 à 50 m et recule progressivement par des glissements rotationnels emboîtés (Fig. 2.5) sur les flancs Nord et Est et par des glissements structuraux banc sur banc sur le flanc Sud. L'escarpement laisse apparaître en coupe une couverture morainique de 1 à 3 m d'épaisseur qui repose sur les marnes saines. L'accumulation de blocs de marnes météorisés forme une *coulée* qui progresse vers l'aval en empruntant le chenal d'écoulement du torrent de *Poche* (Fig. 2.6), repoussé vers l'Ouest.

Figure 3.16 – Carte morphologique du glissement-coulée de Poche (état en Juillet 2001) (C).

figure3.16.jpg

Plus qu'à *Super-Sauze*, la masse déplacée s'encaisse sur la quasi-totalité de son parcours entre des échines et des versants raides et forme une zone de transport caractéristique (Brunsden, 1984 ; Hungr *et al.*, 2001, Picarelli, 2001). Plusieurs ruptures de pente affectent la coulée (morphologie en 'marche d'escalier') qui est délimitée latéralement par des bourrelets et des fissures de cisaillement et friction (Fig. 2.7) particulièrement nettes à l'amont et à l'aval des ruptures de pente (Malet et Maquaire, 2003). La coulée est griffée par de nombreuses petites incisions provoquées par des écoulements intermittents dont la confluence, dans des zones déprimées, crée de nombreuses zones humides (sagnes) colonisées par une végétation herbacée, arbustive et arborée (Kirchhoffer, 1994).

L'érosion régulière de la partie inférieure de la coulée génère de nombreuses réactivations de la masse instable. Des laves torrentielles très fluides se déclenchent régulièrement à partir de la coulée, dont les plus importantes arrivent jusqu'à l'*Ubaye* (Lecarpentier, 1963).

Depuis 1992, le service de *Restauration des Terrains en Montagne* mesure des déplacements moyens de l'ordre de 3 à 4 cm.jour⁻¹ sur une dizaine de piquets implantés selon un axe transversal à la masse instable. Les observations morphologiques, la prospection géophysique (Schmutz, 1995) et géotechnique (Guillon, 2001), indiquent que les terrains remaniés occupent un volume estimé entre 600 000 et 700 000 m³. La plage de vitesses de déplacement s'étend de 0.005 à 0.2 m.jour⁻¹ (Malet et Maquaire, 2003).

3.4.2 Le glissement-coulée de *La Valette*

Le glissement-coulée de *La Valette*, le plus spectaculaire et le plus connu de la région, domine la ville de *Barcelonnette* au Nord-Ouest (Fig. 3.2a, Annexe 2-5). Le volume total déstabilisé est estimé à environ 3.5 millions de m³ (Van Asch et Van Beek, 1996).

Il s'est brusquement manifesté au printemps 1982 lorsqu'une rupture profonde s'est produite au contact entre le membre supérieur des '*Terres Noires*' et le flysch dissocié de la nappe de l'Autapie (Combes, 1990). La rupture, circulaire, a été déclenchée par des venues d'eau importantes le long de la discordance tectonique, vers 1800 m d'altitude (Le Mignon et Cojean, 2002) qui ont créées des surpressions interstitielles au contact entre le flysch perméable et les marnes imperméables. Le mécanisme de glissement a débuté par une déstabilisation en tête qui a créé une surcharge dans les '*Terres Noires*' et engendré des mouvements lents mais ininterrompus (Van Asch et Van Beek, 1996).

Entre 1982 et 1988, la rupture de l'ensemble du massif a progressé par régression à l'amont, et la masse accumulée a évolué en coulée vers l'aval. Ainsi, la surface instable s'est étendue de 26 ha en 1983, à 50 ha en 1985 et 57 ha au printemps 1987 (Colas et Locat, 1992). Des

mouvements catastrophiques se sont produits en janvier 1988. Une fonte très rapide de la couverture neigeuse a liquéfié 50 000 m³ de matériau morainique. Cette lave torrentielle rapide a emprunté le torrent de *La Valette*, sur une distance approximative de 500 m jusqu'à une altitude de 1200 m environ (Fig. 3.17 a, b, g). La relaxation des contraintes dans la partie amont et un deuxième épisode de fonte ont déclenché une deuxième lave torrentielle en Mars 1988, à distance de parcours plus courte (Mahaut, 1996). Dans les années 1990, les vitesses maximales enregistrées ont atteint 0.2 à 0.4 m.jour⁻¹, alors que la vitesse moyenne est proche de 0.01 m.jour⁻¹, légèrement supérieure à celle de *Super-Sauze* et *Poche* (Malet et Maquaire, 2003). La longueur du mouvement de terrain atteint aujourd'hui 1890 m, pour une largeur maximale de 290 m dans la zone d'ablation (Tableau 3.1), et une épaisseur maximale estimée à 20-25 m d'après les prospections géophysiques de Besson et Mermet (1984), Evin (1992), et Schmutz (2000).

Figure 3.17 – Le glissement-coulée de La Valette. (a) : Orthophotographie en 1982 avant le glissement ; (b) Orthophotographie en 1999 (in Squarzoni et al., 2003) ; (c) Déplacements journaliers par interférométrie différentielle SAR (in Squarzoni et al., 2003) ; (d) : Morphologie du glissement-coulée en 2000 ; (e) : Escarpement principal du glissement-coulée en 2001 ; (f) : Pied du glissement-coulée en 1997 ; (g) : Profil en long du glissement-coulée et du torrent de La Valette et localisation du piège à matériaux (C).

figure3.17.jpg

La coupe naturelle de l'escarpement principal laisse apparaître 80 m de flysch, recouvert par un placage morainique de 5 à 10 m d'épaisseur (Fig. 3.17e). Des blocs et panneaux rocheux de flysch, peu fragmentables, sont accumulés au pied de l'escarpement. Vers l'aval, la coulée majoritairement constituée des '*Terres Noires*' et de moraine (Maquaire *et al.*, 2003), diffuse autour d'un éperon stable de marnes *in-situ* (Fig. 3.17d, f) et forme des levées latérales bien individualisées.

Un piège à matériaux (Fig. 3.17g), d'une capacité de 80 000 à 100 000 m³, a été édifié en 1987-88 en tête du cône de déjection, et des travaux de drainage de la partie amont, et d'enherbement de la partie aval de la coulée ont été réalisés pour abaisser le niveau de la

nappe (Fig. 3.17f). Un dispositif de surveillance (relevés topométrique bimensuels de l'ensemble de la zone instable) et d'alerte (télésurveillance en continu par caméra infra-rouge du pied de la coulée) a complété le dispositif à partir de Septembre 1988. Un plan d'évacuation d'urgence du lotissement situé en contrebas sur le cône de déjection a également été mis en place ; il concerne 170 logements, une dizaine de commerces, un centre aéré, une gendarmerie, et un abattoir (Combes, 1990).

Le glissement-coulée a fait l'objet d'une reconstitution photogrammétrique multi-dates et d'un suivi interférométrique par Squarzoni *et al.* (2003), d'un suivi hydrogéologique (Mahaut, 1996 ; Dupont et Taluy, 2000) et de plusieurs essais de modélisation géomécanique (Colas et Locat, 1992 ; Van Beek et Van Asch, 1996 ; Le Mignon, 1999 ; Le Mignon et Cojean, 2002). Le site est aujourd'hui étudié par le *Laboratoire de Sciences de la Terre* de l'*Ecole Normale Supérieure de Lyon*, le *Centre de Géologie de l'Ingénieur* de l'*Ecole des Mines de Paris*, et le *Laboratoire Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne* de l'*Université de Savoie*.

3.4.3 Le glissement du *Laval*

Si les glissements-coulées du Bassin de *Barcelonnette* présentent des formes caractéristiques d'écoulement, peu d'information est disponible sur les mécanismes de déclenchement dans les massifs rocheux. Le petit glissement du *Laval*, récent, constitue un observatoire naturel pour analyser ces mécanismes, et suivre la transformation, lente, du matériau en coulée.

Le glissement est localisé dans le ravin du *Laval*, un des affluents de rive droite du *Bouinenc*, sur le ban communal de *Draix*, au Nord-Est de la ville de *Digne-lès-Bains*. Ce ravin, l'un des quatre Bassin-Versant Représentatif Expérimental (BVRE) du *Cemagref*, se développe sur une superficie de 86 ha, principalement dans les '*Terres Noires*' callovo-oxfordiennes. Marqués par de nombreux épisodes d'écoulements hyper-concentrés (1 à 2 épisodes par an, Mathys *et al.*, 2003), le torrent est équipé, depuis 1984, pour la quantification des débits

solide et liquide (Richard et Mathys, 1999). Il n'a connu que deux épisodes de laves torrentielles (Antoine *et al.*, 1995) à cause de sa pente en long très faible (2-3°).

Le glissement s'est déclenché en Décembre 1999 en rive gauche du torrent du *Laval*, dans un petit sous-bassin-versant torrentiel. Son extension atteint 180 m, entre 880 et 930 m d'altitude, pour une superficie de 0.05 ha (Tableau 3.1). La morphologie est décrite à partir d'une carte (Fig. 3.18a) levée au 1/500^e par Huser, Maquaire et Malet en 2001 (Huser, 2001).

L'*escarpement principal*, d'une hauteur de 15 m, correspond à la tête d'une échine qui a été 'tranchée' verticalement (Fig. 3.18b). Des panneaux et blocs de marnes, très structurés, sont accumulés à son pied. Un escarpement secondaire, localement supérieur à 5 m, situé une vingtaine de mètres à l'aval, marque la limite entre la zone d'ablation et la zone d'accumulation. Des fissures de traction ouvertes et de petites dépressions sont observables sur son revers.

Figure 3.18 – Morphologie du glissement du Laval. (a) : Carte morphologique. (b) : Morphologie du glissement rocheux ; (c) Accumulation de panneaux hétérométriques et barrage du torrent ; (d) : Détail de la surface de glissement (C).

figure3.18.jpg

A l'aval, la *zone d'accumulation* présente une topographie de détail très chaotique, marquée par un enchevêtrement de blocs en voie de désagrégation (Fig. 3.18b, c). Sa pente, rectiligne, varie entre 30 et 35°. Le corps de la zone d'accumulation est constitué d'une formation pulvérulente de paillettes de marnes, libres et non liées par une matrice. Le *pied* de la zone d'accumulation, où la plupart des panneaux et blocs de marnes sont localisés, a perturbé le cours du *Laval*, qui a été déporté en rive droite.

A la différence des glissements-coulées de *Super-Sauze*, *Poche* et *La Valette*, qui ont emprunté et fossilisé des chenaux d'écoulement, le pied du glissement du *Laval* vient buter contre le versant opposé. L'extension de la zone d'accumulation est donc strictement limitée. Néanmoins, l'accumulation peut créer un bouchon temporaire (alluvionnement en amont, déplacement du lit) et de nombreux sapements de berges.

3.5 Conclusion : les questions soulevées

De nombreuses questions, scientifiques et sociétales, sont suggérées :

- par l'existence de ces masses de matériaux accumulées au pied d'un escarpement et dont la morphologie de détail souligne à la fois des caractéristiques de glissement et des caractéristiques d'écoulement ;
- par la présence de panneaux et de blocs plus ou moins cohérents ou déstructurés emballés dans une matrice fine au comportement évolutif, rigide à fluide, et ;
- par l'extension de coulées de grande ampleur, hétérogènes et aux vitesses de déplacement très variables.

Figure 3.19 – Problématique de la recherche : emboîtement des questions soulevées. Les numéros font référence aux questions citées dans le texte.

figure3.19.jpg

Hiérarchisées de l'amont à l'aval d'un '*bassin de risque torrentiel*' et du stade de rupture d'un massif rocheux à celui de l'étalement d'une lave torrentielle sur un cône de déjection, les interrogations sont les suivantes (Fig. 3.19) :

- 1 Quels sont les mécanismes des **glissements rocheux** dans les massifs de '*Terres Noires*' ?, et quels sont les facteurs prédisposants et déclenchants ? Pour le site de

Super-Sauze, quel est le potentiel de recul de l'escarpement et de capture de la source *La Goutta* ?

- 2 Quelles sont les modalités (processus, rythme, vitesse) de transformation progressive des panneaux rocheux en matrice fine par les agents météoriques ? En d'autres termes, quels sont le **comportement post-rupture** des matériaux accumulés et les **conditions d'acquisition de la mobilité** ?
- 3 Quelle est la **géométrie** (position, forme, dimensions) de la ou des ravines recouvertes par les matériaux en mouvement ? Répondre à cette question revient à définir la paléotopographie recouverte et le **volume** de la masse déplacée.
- 4 Quelle est la **structure tridimensionnelle** de la masse remaniée ? En particulier, la **limite en profondeur** du mouvement prend-elle la forme d'une surface de glissement localisée ? d'une bande de cisaillement (zone de transition) ? ou les déformations sont-elles diffuses au sein de la masse déplacée ? Quelles sont les caractéristiques hydrogéologiques, hydrodynamiques, géotechniques et rhéologiques des matériaux remaniés et de la zone cisailée ? Ces caractéristiques varient-elles significativement à l'échelle de la masse déplacée et évoluent-elles avec le temps ? Enfin, peut-on définir une **loi de comportement** du fluide naturel pour plusieurs gradients de cisaillement et teneurs en eau ?
- 5 Quel est le **régime hydrologique** de la masse déplacée (volume de l'aquifère, existence d'une nappe, infiltration matricielle et fissurale) et l'influence des **forçages atmosphériques** (précipitations liquides et solides, évapotranspiration) et des torrents sur les fluctuations piézométriques ? Peut-on représenter le régime hydrologique de ce type de phénomène complexe par un modèle numérique et fournir des outils d'évaluation à l'expert ?
- 6 Quelle est la **cinématique** (vitesse maximale, saisonnalité) de la masse en mouvement ? Peut-on représenter le **comportement hydro-mécanique** de la masse déplacée par un modèle numérique (selon diverses lois de comportement) et prévoir des accélérations irréversibles ?
- 7 Quel est le **volume minimal** de matériau à libérer pour qu'une lave torrentielle atteigne le cône de déjection anthropisé ? Quelles sont les variables de contrôle, les seuils

météo-hydrologiques et les occurrences de mise en liquidité de tout ou partie de la masse remaniée ?

- 8 Peut-on représenter la **propagation** et l'**étalement** des écoulements rapides libérés par des outils numériques, selon diverses hypothèses de volumes libérés, de teneurs en eau et de rhéologie du matériau ? Quelles sont les épaisseurs de dépôts probables sur le cône de déjection ?
- 9 Quelle est l'influence de la variabilité temporelle des forçages climatiques (pluie, neige, température) sur le **comportement à long-terme** (pression interstitielle, déformation, stabilité) de ce type de glissements et quelles peuvent-être les conséquences du changement climatique ? Peut-on proposer des **scénarios d'évolution** hypothétiques ?
- 10 Quels sont les **paramètres** les plus importants à surveiller et acquérir pour prédire leur évolution, et peut-on définir des **règles de transposition** des résultats à d'autres glissements-coulées ?

Pour répondre à ces questions, comprendre le phénomène '*glissement-coulée*' et développer à moyen-terme une chaîne de modélisation adaptée et cohérente pour représenter les phénomènes observés, le glissement-coulée de *Super-Sauze* a été progressivement équipé à partir de 1996. Des éléments de réponse aux questions 1 à 4 sont apportés dans la Partie 2 de ce mémoire ; des éléments de réponse aux questions 5 à 10 sont apportés dans la Partie 3. Les aspects '*évaluation de la vulnérabilité*' et '*évaluation du risque*' ne sont pas traités dans ce mémoire.

2^{ème} PARTIE : MECANISMES ET
FACTEURS DE DEVELOPPEMENT DES
**GLISSEMENTS-COULEES DANS LES
'TERRES NOIRES'**

RESUME : Les 'glissements de type écoulement' sont fréquents dans les 'Terres Noires' des Alpes du Sud. Dans le Bassin de Barcelonnette, trois glissements-coulées sont en activité et se

localisent préférentiellement dans des bassins torrentiels soumis à une intense érosion. Le plus grand, le glissement-coulée de La Valette, se développe sur une longueur de 1800 m et a un volume estimé à plus de $3.5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$; les glissements-coulées de Poche ($7.0 \cdot 10^5 \text{ m}^3$) et de Super-Sauze ($7.5 \cdot 10^5 \text{ m}^3$), plus modestes, s'étendent sur des distances de l'ordre de 800 à 1200 m.

Ils possèdent une morphologie caractéristique : les blocs et panneaux de marnes qui se détachent de la couronne, de manière rétrogressive par des ruptures planes, s'accumulent en se disloquant dans une ou plusieurs ravines ; ils forment, après leur déstructuration progressive, une langue hétérogène qui progresse lentement vers l'aval dans un chenal torrentiel. La conséquence de cette morphologie particulière est la grande difficulté à fixer la limite aval de la zone de rupture, et à identifier l'emplacement exact, les dimensions et la profondeur de la (des) ravine(s) fossilisée(s) par les matériaux en mouvement dans la zone d'accumulation. Dans cette dernière, les blocs et les panneaux de marnes, plus ou moins déstructurés, se déforment et se fragmentent progressivement de l'amont à l'aval, et de la surface vers la profondeur, pour constituer une masse hétérogène aux caractéristiques hydrodynamiques, géomécaniques et rhéologiques très variables. Des écoulements gravitaires rapides (coulées boueuses de débris, laves torrentielles boueuses) peuvent se déclencher à partir de tout ou partie du volume des glissements-coulées, se propager dans un chenal torrentiel et atteindre un cône de déjection anthropisé.

Aucun outil scientifique ne permet d'évaluer la probabilité de transformation du glissement lent en écoulement rapide. Le site de Super-Sauze, situé à l'amont d'un cône de déjection urbanisé, offre l'opportunité de développer des techniques d'évaluation de l'aléa et du risque torrentiel. Celles-ci nécessitent la compréhension physique des phénomènes qui contrôlent le seuil de stabilité, la mobilisation, l'écoulement et l'arrêt de ces masses de sédiments plus ou moins saturées.

Pour comprendre le phénomène 'glissement-coulée' et reproduire numériquement son comportement dans une 'chaîne de modélisation', il est nécessaire ① d'évaluer les conditions de prédisposition des massifs rocheux de 'Terres Noires' à la rupture et les modalités de transformation des matériaux rocheux en sol géotechnique, puis en boue liquide ; et ② de

définir la structure interne de la masse accumulée et les caractéristiques hydrodynamiques, géomécaniques et rhéologiques des matériaux. Le premier point est discuté dans le *quatrième chapitre* de ce mémoire ; le deuxième point est discuté dans le *cinquième chapitre*.

Chapitre 4. LA RUPTURE DES VERSANTS DE 'TERRES NOIRES' : GLISSEMENTS INITIAUX ET DEVELOPPEMENT DE GLISSEMENTS-COULEES

Pas d'aléa sans discontinuité. Cette expression résume à elle seule la problématique de l'analyse de l'équilibre limite des versants sédimentaires stratifiés, tectonisés et fracturés : la prédisposition structurale (hétérogénéité, anisotropie) des massifs de '*Terres Noires*' est une condition nécessaire (mais non suffisante) à tout glissement rocheux. Quelle est l'influence d'une topographie de badlands sur la stabilité ? Quelles sont les situations morpho-structurales les plus favorables ? Quel est le rôle des différentes discontinuités ? Quels sont les paramètres critiques menant à la rupture ? Enfin, quel est le comportement post-rupture des matériaux accumulés (météorisation, acquisition de caractéristiques d'écoulement).

4.1 Conditions d'équilibre des versants de '*Terres Noires*' sur des plans de discontinuités

Nous avons déjà évoqué la **dégradabilité des '*Terres Noires*'** (§ 3.2.5.1) et leur susceptibilité au ruissellement concentré, aux glissements structuraux dans le manteau d'altération et aux coulées de boue superficielles (Antoine *et al.*, 1988, 1995 ; Mulder, 1991 ; Garnier et Lecompte, 1996 ; Blijenberg, 1998 ; Oostwoud Wijdenes et Ergenzinger, 1998 ; Descroix et Olivry, 2002 ; Maquaire *et al.*, 2003). Des **glissements structuraux profonds (> 5 m)** peuvent également se produire au sein du massif rocheux, très souvent sur des flancs de ravines (Mulder, 1991 ; Lhénaff *et al.*, 1993 ; Maquaire *et al.*, 2003). Peu d'études ont décrit

la morphologie de ces glissements, défini les conditions d'équilibre des versants ravinés de 'Terres Noires' et les mécanismes possibles d'instabilité, aspects essentiels pour la recherche de sites d'instabilités potentielles et de genèse de glissements-coulées. Comment varie l'état d'équilibre du versant avec la géométrie des échines, les circulations d'eau ou la sismicité ? Les sites de *Super-Sauze*, de *Poche* et du *Laval* offrent la possibilité d'étudier ces phénomènes.

4.1.1 Caractéristiques structurales des 'Terres Noires' : hétérogénéité, anisotropie et discontinuités

Les 'Terres Noires' du Bassin de *Barcelonnette* sont des argilites compactées et tectonisées caractérisées par une forte schistosité acquise lors des phases de sédimentation, de diagenèse et de tectonisation du faciès. Leur structure stratifiée, hétérogène et anisotrope (Artru, 1972 ; Awongo, 1984) conduit à l'individualisation de nombreuses surfaces potentielles de décollement et de glissement.

Les conditions de dépôt et de diagenèse ont empilé des lits hétérogènes (transitions graduelles de la composition du dépôt) limités par des plans de stratification dont l'extension est supérieure à celle de tous les autres accidents (Fig. 4.1a). La présence de **bancs marno-calcaires** et de **nodules indurés** (miches de pains, Fig. 4.1c) dans le faciès attestent des irrégularités de la sédimentation en milieu pélagique (Artru, 1972 ; Tribovillard, 1989 ; Bréhéret, 1994). Les **lits marneux** sont mécaniquement anisotropes, bien que leur composition, épaisseur et propriétés physiques ne diffèrent pas à l'échelle d'un affleurement (Serratrice, 1978). Les **plans de stratification** constituent des discontinuités mécaniques d'origine génétique dont la cohésion est diminuée par les contraintes tectoniques ultérieures (déformations ductiles de type 'flexion' à températures peu élevées, de type 'aplatissement' quand la température augmente, -Levêque, 1983-). Le rôle de la tectonisation dans le développement des discontinuités (macro- ou micro-) contrôle la dégradabilité des 'Terres Noires' (Plan, 1964, 1968 ; Coulmeau, 1987 ; Phan, 1993). La déformation ayant cessé, les discontinuités restées ouvertes constituent des chemins préférentiels de circulation d'eau, avec

des phénomènes de dissolution et d'altération chimique, qui peuvent être comblés par un matériau de remplissage (Duffaut, 1981).

Figure 4.1 – Discontinuités affectant les massifs de ‘Terres Noires’. (a) : Combinaison potentielle de stratification (S), de schistosité (S_1), de diaclase (D) et de joint argileux (J) ; (b) : Déformation ductile des marnes noires en schistosité et linéation (Mercier et Vergely, 1992) ; (c) : Aperçu photographique des discontinuités de l’escarpement du glissement-coulée de Super-Sauze (à droite, face orientale de l’escarpement ; au milieu, stratification en aval pendage et schistosité ; à gauche, nodules indurés et miches de pains caractéristique d’une stratification en milieu pélagique, -Tribovillard, 1989-).

figure4.1.jpg

La détente des ‘*Terres Noires*’ mises à l’affleurement conduit au délitage de la roche par augmentation du volume de vides et amorce les processus de météorisation (Beaudoin *et al.*, 1987 ; Serratrice, 1978). Dans le Bassin de *Barcelonnette*, la détente est :

- d’origine géologique (creusement de la fenêtre tectonique par ablation des formations charriées puis encaissement dans le soubassement autochtone) ;
- d’origine glaciaire (relâchement des contraintes exercées sur les versants par les glaciers), et ;
- d’origine fluviale (creusement d’une vallée par un cours d’eau). Ces phénomènes accroissent l’anisotropie de la roche et dégradent les qualités géotechniques du massif.

La structure de détail des ‘*Terres Noires*’ du Bassin de *Barcelonnette* est très complexe. Les divers types discontinuités, observables de l’échelle de la formation géologique à celle de l’affleurement, sont (Fig. 4.1a, c) :

- des **failles** (F) principalement cisailantes, d’extension régionale et locale (Plan, 1964 ; Paris, 1968) ;

- des **plans de stratification non remaniés** (S), en miches de pain (Fig. 4.1c) ou en bancs calcaires plus clairs ;
- des **diaclasses** (D), disposées en réseaux de deux ou trois familles directionnelles, dont l'extension linéaire varie de quelques décimètres à quelques décamètres ;
- des **joints** (J), le plus souvent obliques à la stratification, peu rugueux et remplis par des matériaux à très faible résistance (argiles) ;
- une **schistosité principale** (S_1) à micro-structure combinée planaire et linéaire (Fig. 4.1b, -Mercier et Vergely, 1992-).

Toutes ces discontinuités, sauf les diaclasses, ont une faible résistance à la traction et au cisaillement (Pérami, 1971 ; Shibakoya *et al.*, 1977 ; Serratrice, 1978), montrent peu d'aspérités et portent les traces d'une circulation aisée des eaux.

Le rôle de la circulation d'eau sur la résistance au glissement est triple : elle modifie les propriétés physico-chimiques des minéraux des discontinuités, met en pression les fissures et confère au massif des coefficients de perméabilité très élevés comparativement à la matrice rocheuse. Louis (1974) indique qu'une discontinuité fissurale de 0.1 mm.m^{-1} conduit à une perméabilité de 10^{-6} m.s^{-1} . L'influence de la pression interstitielle dépend de l'anisotropie planaire qui se traduit, à l'échelle du massif, par une différence très importante entre les perméabilités selon les directions parallèles et perpendiculaires à la stratification (Van Genuchten, 1989). Les couches ductiles, non fracturées par les contraintes tectoniques, forment des frontières imperméables qui facilitent l'accumulation d'eau et le développement de pressions interstitielles (Habib, 1985 ; Duffaut, 1981). Dans les '*Terres Noires*', ces **discontinuités 'fermées'** sont fréquemment argileuses, quasi-imperméables et relativement peu résistantes (Antoine *et al.*, 1988). Cette moindre résistance est mise à profit par la pression interstitielle qui les fait fonctionner comme des surfaces de glissement. A l'inverse, le rôle des **discontinuités 'ouvertes'** est ambigu : elles favorisent d'une part les infiltrations, et constituent d'autre part des voies de drainage empêchant l'accumulation d'eau (Van Asch *et al.*, 1996).

L'**effet d'échelle** a une importance fondamentale sur la caractérisation géométrique des discontinuités à l'affleurement, sur les paramètres de résistance au cisaillement (Rotheval, 1976 ; Gokceoglu et Aksoy, 2001) et sur les calculs de stabilité (Hoek et Bray, 1981 ; Ramirez-Rascon, 1987 ; Giani, 1992). En théorie, il n'est pas possible d'utiliser les hypothèses de la mécanique des milieux continus pour ce type de formation car le comportement du massif rocheux est très différent de celui de la matrice marneuse. Les modes de déformation et de rupture sont contrôlés par la structure des discontinuités, les blocs se déplaçant pratiquement comme des corps rigides. Mais paradoxalement, dans le cas des grands massifs rocheux très stratifiés, où la schistosité découpe l'affleurement en lits très minces relativement homogènes et isotropes, les hypothèses et outils des milieux continus sont valables (Rochet, 1976, 1990 ; Giani, 1992).

4.1.2 Mode de rupture et morphologie des glissements structuraux dans les bassins torrentiels de '*Terres Noires*'

Dans les affleurements de '*Terres Noires*', les glissements structuraux 'profonds' se localisent exclusivement dans des bassins torrentiels fortement ravinés (*Super-Sauze, Riou-Bourdoux, Laval*, etc). Les seuls glissements structuraux qui se sont développés sur un versant à l'origine non raviné sont ceux qui affectent le secteur Ouest de l'escarpement principal du glissement-coulée de *Poche* (Guillon, 2001 ; Le Mignon et Cojean, 2002).

Les zones de badlands du Bassin de *Barcelonnette* présentent les mêmes caractéristiques générales : des échines, nues, aiguës, très pentues ($> 35-40^\circ$), espacées de 40 à 50 m et aux dimensions variables (de 80 à 500 m de long) individualisent des ravines profondes aux écoulements pérennes ou saisonniers (Fig. 3.3b, Fig. 3.8a). La pente en long est convexe avec un raidissement de la partie inférieure de l'échine. Une échine située sur le flanc Ouest du bassin des Roubines (Fig. 3.6a, Fig. 3.8a, b) illustre le mécanisme de glissement rocheux dans les '*Terres Noires*' (Fig. 4.2, Fig. 4.3). Le suivi de son évolution morphologique depuis la phase initiale de déclenchement (printemps 1997) permet de quantifier le contrôle structural exercé par les discontinuités (Malet, 1998).

4.1.2.1 Méthodologie de caractérisation des massifs et de suivi de la rupture

4.1.2.1.1 Répartition géométrique des discontinuités et cinématique de la rupture

Un **relevé structural linéaire** (*scanline*, -Priest, 1993-) de l'échine Ouest des Roubines et de l'escarpement principal du glissement-coulée de *Super-Sauze* a été réalisé en collaboration avec *Didier Hantz* et *Denis Fabre* (*Lirigm, Ecole Polytechnique de l'Université de Grenoble*) et *Pascal Locat* (*Département de Géologie et de Génie Géologique, Université Laval*). Les caractéristiques structurales et géomécaniques des discontinuités ont été relevées systématiquement sur plusieurs secteurs (surface moyenne : 1500 m²). Les ponts rocheux, les modes de recoupement des discontinuités, l'ouverture, le degré d'altération, les suintements, la dureté des remplissages, la persistance moyenne et maximum ainsi que l'espacement moyen ont été relevés. Les mesures de pendage/azimut ont été répétées à plusieurs reprises. La rugosité (*JRC, Joint Roughness Index*) des discontinuités est évaluée à l'aide d'un profileur (longueur 10 cm) selon l'échelle proposée par Barton et Choubey (1977), de 0 (lisse) à 20 (très rugueux).

L'évolution du profil en long et le déplacement des blocs individualisés sur l'échine Ouest des Roubines sont suivis à partir d'un réseau de surveillance tachéométrique installé depuis 1997. La périodicité des mesures est de six mois. Une interprétation mécanique isovolumique à la date de Mai 1999 (Fig. 4.4) permet d'identifier le mécanisme de glissement.

4.1.2.1.2 Propriétés physiques et mécaniques des matériaux et des discontinuités

Les propriétés physiques et mécaniques des matériaux ont été évaluées sur le terrain et au laboratoire. La résistance en compression uniaxiale, σ_c , a été évaluée à partir de l'indice de rebondissement, *R*, mesuré au marteau Schmidt (Deere et Miller, 1966 ; Katz *et al.*, 2000) sur le matériau intact et sur les discontinuités. Les mesures ont été effectuées sur des surfaces fraîches inter-discontinuités, sur des diaclases de calcite et sur des joints argileux épais.

Des essais d'**auscultation ultra-sonique** (*Oyo Corporation, SonicViewer-SX*) ont été réalisés, dans la gamme de fréquence 100 kHz-1000 kHz, sur des échantillons de blocs de marnes intactes d'environ 5000 cm³ (membre supérieur des '*Terres Noires*', *Super-Sauze* ; membre inférieur des '*Terres Noires*' ; *Poche* ; *Draix*). En considérant le matériau comme élastique, isotrope, homogène et infini, le module de cisaillement G , le module de Young E et le coefficient de Poisson ν ont été calculés à partir des vitesses des ondes de cisaillement V_s et des ondes de compression V_p (Tourencq *et al.*, 1971 ; Kern et Schenk, 1985 ; Kelsall *et al.*, 1986 ; Anbagini, 1992).

Les paramètres intrinsèques (cohésion, frottement) des surfaces de discontinuités sont généralement plus faibles que ceux du matériau intact (Habib, 1985) et peuvent être estimés à partir d'essais de cisaillement sur des discontinuités pré-établies (Giani, 1992 ; Mazzoleni, 1997). Les nombreuses aspérités des discontinuités naturelles déterminent, en régime de cisaillement simple, un comportement dilatant à contrainte normale faible. A contrainte normale élevée, une cohésion apparente apparaît par cisaillement progressif des aspérités (Rochet, 1990). Klotz (1999) a adapté l'essai en plaçant deux épontes (géométriquement identiques) de marnes noires dans deux demi-boîtes carrées de Casagrande (section plane 100 x 100 mm) de manière à faire correspondre la surface de discontinuité au plan de cisaillement imposé. Les bases supérieures et inférieures des échantillons ont été scellées avec un mortier et les deux demi-boîtes écartées d'environ 10 mm. La vitesse de cisaillement était de 1.2 mm.min⁻¹ ; les contraintes normales variaient entre 50 et 150 kPa. La dilatance a été estimée par un capteur de déplacement normal placé au sommet de la demi-boîte supérieure.

4.1.2.2 Morphologie, structure et mode de rupture

Deux cas d'étude ont été étudiés : une échine en rupture dans le bassin torrentiel des *Roubines*, sur le flanc Ouest du glissement-coulée de *Super-Sauze* ; et un ensemble d'échines dans le bassin-versant du *Laval*. Seul le premier site est décrit et analysé dans ce mémoire.

L'échine du bassin des Roubines (Fig. 3.6a, Fig. 3.8b, Fig. 4.2a, b) s'étend sur une longueur de 80 m, entre 1840 et 1910 m d'altitude. Sa pente moyenne atteint 35° , alors que la pente de la surface topographique initiale est proche de 40° . Le mode de rupture est détaillé dans Malet *et al.* (2000).

En **octobre 1997**, plusieurs blocs disloqués séparés par de petits décrochements sont bordés par de larges fractures ouvertes quasi-verticales. En surface, ces blocs sont fragmentés sur plusieurs décimètres alors qu'ils sont cohérents et peu déstructurés en profondeur. La rupture a créé un escarpement principal de 7 m, constitué de deux faces planes sub-verticales, quasi-orthogonales et d'azimut/pendage respectif $N160^\circ/72^\circ$ et $N92^\circ/78$. Des traces ocres d'oxydation témoignent de circulations d'eau selon ces deux directions et selon certains plans de schistosité ouverts par décompression. L'analyse structurale indique une disposition des marnes en pendage aval selon un angle moyen de $32-34^\circ$ constant sur plusieurs mesures. La surface de décollement est relativement lisse ($JRC=3$) dans la direction du glissement et ne présente que de rares ondulations de premier ordre. Un fossé (5 m de large), comblé par des débris marneux secs et non scellés, sépare l'escarpement du premier bloc déplacé (Fig. 4.3a). Bien que la rupture concerne toute l'échine, les plans de décollement ne sont ouverts que jusqu'à mi-pente sur une longueur d'environ 45 m. Aucun bloc disloqué n'est visible plus à l'aval.

En **mai 1998**, la rupture, très visible, s'est propagée jusqu'au pied de l'échine. Huit blocs s'individualisent (Fig. 4.2a). Deux plans de cisaillement, où de nombreuses stries créées par le frottement des blocs sont visibles, limitent la rupture sur toute la longueur de l'échine sur respectivement les flancs Sud et Nord ($N60^\circ/58^\circ$, regard N335 ; $N45^\circ/39^\circ$, regard N165°). Ces plans délimitent les blocs disloqués (à l'amont) ou en voie de dislocation (à l'aval). De nombreuses stries sont visibles sur les plans de cisaillement latéraux.

Figure 4.2 – Mode de rupture de l'échine Ouest du bassin des Roubines et individualisation des blocs rocheux en mai 1998. (a) : Vue latérale vers N335° ; (b) : Vue amont-aval vers N60°.

figure4.2.jpg

La ligne d'intersection délimite une surface de glissement rectiligne située à une profondeur moyenne de 8-9 m sous la surface topographique actuelle. Inclivée à 33° vers l'aval, elle est strictement parallèle à la stratification et aux plans de schistosité (Fig. 4.4). Entre mai 1998 et mai 2001, les huit blocs ont enregistré des déplacements variant entre 13 m pour le bloc amont et 18 m pour le bloc le plus à l'aval. Des repères ont été installés sur les principaux blocs pour suivre leur déplacement par topométrie. L'inclinaison constante des vecteurs-déplacements (30-35° vers l'aval) confirme l'hypothèse d'une surface de glissement rectiligne qui s'est développée le long d'une surface plane d'origine structurale (glissement translationnel banc sur banc, *translational rock block slide*). La répartition des vitesses suggère que la suppression de la butée de pied par le torrent entretient le mouvement. La Figure 4.4 montre les déplacements des blocs entre mai 1998 et mai 1999.

Figure 4.3 – Mode de rupture de l'échine Ouest du bassin des Roubines en octobre 1999. (a) : Plan de décollement amont et plan de cisaillement du flanc Ouest ; (b) : Plan de cisaillement latéral du flanc Ouest (vue vers N240°).

figure4.3.jpg

Une analyse similaire a été réalisée sur un profil en long représentatif du **glissement du Laval**. Les résultats sont détaillés dans Malet *et al.* (soumis-a). A l'inverse de l'échine Ouest des Roubines, la stratification/schistosité du massif rocheux du *Laval* est en situation d'amont-pendage (N320°/29°). Si la surface de glissement n'est pas identifiable, le relevé structural indique que le mouvement s'est effectué par recoupement de deux directions de fracturation persistantes (joints à remplissage argileux) orientées perpendiculairement à la stratification. La surface de décollement (N99°/70°) est plus rugueuse (JRC=10) dans la

direction du glissement et montre de très importantes traces d'oxydation et une patine épaisse suggérant des circulations d'eau très importantes (Huser, 2001 ; Malet *et al.*, soumis-a).

4.1.2.3 Propriétés physiques et mécaniques des matériaux

La résistance en compression uniaxiale, σ_c , estimée sur les surfaces intactes de marnes compactes, sur les diaclases épaisses et sur les joints argileux épais est reportée dans le Tableau 4.1. Les valeurs de σ_c sont très homogènes pour les surfaces intactes quel que soit le faciès de 'Terres Noires' et varient entre 38 et 48 MPa. Les valeurs de σ_c pour les diaclases et les joints sont nettement plus faibles et plus dispersées entre les sites (processus de remplissage différent) et varient respectivement entre 11 et 28 Mpa, et 3 et 6 Mpa. D'après la classification de Hoek et Bray (1981), les marnes intactes sont qualifiées de 'moyennement résistantes', les diaclases et les joints argileux de 'très meuble'.

Tableau 4.1 – Valeurs de compression uniaxiale σ_c estimées à l'aide du marteau Schmidt.

	Super-Sauze			Poche			Laval		
	m (Mpa)	σ (Mpa)	n	m (Mpa)	σ (Mpa)	n	m (Mpa)	σ (Mpa)	n
Marne intacte	38	6	18	45	4	9	48	5	19
Diaclase	19	7	12	11	7	14	28	9	10
Joint argileux	6	3	16	3	2	7	5	3	12

m est la moyenne géométrique, σ est l'écart-type, n est le nombre de mesures

Les modules géotechniques sont très proches pour les faciès de *Poche* et du *Laval*, et plus faibles pour le faciès de *Super-Sauze* (Tab. 4.2). L'hétérogénéité des échantillons (schistosité, fissuration) affecte peu les valeurs de vitesses mesurées et les faibles variations sont couvertes par l'erreur de mesure (NFP 18-418).

Figure 4.4 – Evolution morpho-cinématique et mode de rupture par glissement dièdre d'une échine de 'Terres Noires' en place (in Malet et al., 2000b).

figure4.4.jpg

Enfin, les résultats des essais de cisaillement sur des discontinuités des 'Terres Noires' de *Super-Sauze* montrent des valeurs de cohésion de 0 kPa et des valeurs d'angle de frottement résiduel de 32° en conditions sèches pour des poids spécifiques secs $\gamma_d=26 \text{ kN/m}^3$, valeur similaire à celle citée par Serratrice (1978). Les discontinuités de type diaclase (remplissage de calcite) et joint (remplissage argileux) n'ont pas été testées ; pour des discontinuités affectant les marnes bleues aptiennes, Serratrice (1978) et Camapum de Carvalho (1985) indiquent respectivement des angles de frottement compris entre 37-40° et 21-23°.

Tableau 4.2 – Valeurs de module géotechnique (module de Young E, module de cisaillement G, coefficient de Poisson ν) de blocs de marnes intactes estimées par sonométrie acoustique.

	Super-Sauze			Poche			Laval		
	m	σ	n	m	σ	n	m	σ	n
E (MPa)	11230	1885	10	11975	1540	7	12250	2275	6
G (Mpa)	5470	920	10	5735	745	7	6040	1180	6
$\nu(-)$	0.246	0.0016	10	0.241	0.0009	7	0.239	0.0011	6

m est la moyenne géométrique, σ est l'écart-type, n est le nombre de mesures

4.1.3 Rétro-analyse et influence des facteurs sur la stabilité

L'objectif de cette analyse 2-D est d'évaluer l'influence des conditions hydrogéologiques, de l'accélération sismique et d'une variation de la topographie de surface sur la stabilité théorique de massifs de 'Terres Noires' pour identifier les sites d'instabilités potentielles.

4.1.3.1 Méthodologie d'analyse

La géométrie simple de l'échine Ouest des Roubines, qui possède la morphologie caractéristique (longueur, pente, forme) des échine du Bassin de *Barcelonnette* et du *Laval*, a été prise comme cas modèle pour les analyses. Le plan de rupture est supposé rectiligne et uniforme et la forme de la masse déstabilisée similaire à celle de la Figure 4.4. L'outil d'analyse *SEEP/SLOPE* (Geoslope Inc, 1998) a été utilisé. Le modèle de géométrie, les forces impliquées dans l'analyse et les conditions aux limites sont présentées à la Figure 4.5.

Figure 4.5 – Modèle géométrique et paramètres utilisés dans l'analyse de sensibilité du coefficient de sécurité F_s d'une échine de 'Terres Noires' avec les codes SEEP/W et SLOPE/W.

figure4.5.jpg

Le coefficient de sécurité a été évalué sur le cas de l'échine Ouest pour une géométrie en dièdre (surface de décollement à l'amont, deux surfaces de cisaillement latérales et une surface de glissement plan à l'aval, Fig. 4.4, -Rochet, 1990-) et une géométrie plane translationnelle (surface de décollement à l'amont et une surface de glissement unique à l'aval, -Giani, 1992-) avec le critère de rupture de *Mohr-Coulomb* (pente topographique $\alpha = 35^\circ$, pente de la surface de glissement $\psi = 32^\circ$, cohésion $c' = 0$, angle de frottement résiduel $\phi' = 32^\circ$; poids volumique sec $\gamma_d = 26 \text{ kN.m}^{-3}$). Le coefficient de sécurité

($F_s = 1.096$) confirme la susceptibilité naturelle de ces versants à glisser, sans intervention de l'eau. Dans ce cas, l'influence de la géométrie du dièdre sur la stabilité est faible (facteur géométrique $K = 1.12$) et l'influence des bordures latérales est négligeable car le bloc glissé est décollé et désolidarisé du massif. Un calcul en poussée-butée des terrains (Philipponat, 1979 ; Filliat, 1981) avec huit blocs de longueur L_1 à L_8 , un coefficient de poussée $K_a = 0.307$ et un coefficient de butée $K_p = 3.257$, indique un coefficient de sécurité $F_s = 1.389$.

La géométrie plane translationnelle et la méthode de Morgenstern-Price, plus simples à utiliser, ont été retenus pour l'analyse de sensibilité (Michalowski, 1995). Les hypothèses de calculs sont les suivantes : 1 les blocs et la surface de glissement sont infiniment rigides ; 2 la résistance au glissement est constante le long de toutes les surfaces de contact ; 3 la pression de contact est uniforme donc les contraintes normales et tangentielles le sont aussi ; 4 la présence d'eau entre les blocs et la surface de glissement engendre les mêmes effets le long de toute la surface de contact ; 5 la résistance au cisaillement des discontinuités est pratiquement la même que celle que l'on pourrait mesurer au laboratoire sur un petit échantillon ; 6 le terme de cohésion est considéré nul ; 7 l'analyse limite représente bien le comportement mécanique car il n'y a pas de rupture progressive ; 8 l'hypothèse de calcul en rupture plane est valide car la différence entre la pente de la surface de glissement et la pente de la surface topographique suit la condition $\psi - \phi \leq |20^\circ|$ (Hoek et Bray, 1981).

L'influence de la géométrie des échines, de la sismicité, des pressions interstitielles et des phénomènes d'imbrication sur l'équilibre limite a été testée. L'analyse de stabilité est réalisée dans un espace à deux dimensions puis étendue au cas 3-D pour tenir compte de la morphologie. Les plages de variation des paramètres utilisés dans l'analyse de sensibilité sont repris à la Figure 4.5. Faute de connaissances approfondies sur les conditions hydrogéologiques dans le massif, des hypothèses sont utilisées et des champs de pression interstitielles pré-calculées à partir du code de calcul *SEEP/W* sont utilisées.

4.1.3.2 Etude théorique 2-D/3-D et analyse de sensibilité

En conditions sèches, le massif est proche de l'équilibre limite instable ($F_s \approx 1$) pour un angle de frottement résiduel de 32° . En réalité, des traces ocres sur l'escarpement principal de l'échine Ouest des Roubines et du *Laval* prouvent les circulations d'eau à travers le massif ; la résistance mobilisée lors du mouvement est donc supérieure à l'angle de frottement résiduel et se traduit par une cohésion apparente qui dépend de l'interaction des blocs constituant le massif et de la rugosité des discontinuités. Le paramètre i (angle de rugosité) de l'équation de Patton³⁰ (Patton, 1966) représente quantitativement ce phénomène.

Comme des circulations d'eau ont influencé la rupture du massif, différentes conditions hydrogéologiques (valeurs de hauteur d'eau dans la fissure ouverte amont H_{Fiss}) sont considérées. Les pressions d'eau agissent également sur le plan de glissement. La Figure 4.6a présente les **valeurs de cohésion** nécessaires à la stabilité du versant ; elles varient entre 8 et 82 kPa. D'après l'équation de Patton, les valeurs estimées de l'angle i varient entre 1.8° et 12.4° . Bien que faibles, ces valeurs correspondent à l'ondulation observée du plan de rupture. La Figure 4.6b montre l'influence du **pendage des discontinuités** pour des angles de frottements résiduels associés aux discontinuités pré-existantes sans remplissage (cas le plus fréquent), aux diaclases et aux joints argileux. Le terme de cohésion apparente est négligé.

Figure 4.6 – Influence de la cohésion apparente, du pendage des discontinuités, de la pente topographique et de la sismicité sur l'équilibre limite d'une échine de marnes in-situ. (a) : Variation de la cohésion apparente (i) pour différentes conditions hydrogéologiques ($\phi_r = 32^\circ$; $\psi = 33^\circ$) ; (b) : Influence du pendage des discontinuités pour divers angles de frottement résiduels ($\psi = 33^\circ$) ; (c) : Influence de la pente topographique en long α ($\phi_r = 32^\circ$;

³⁰ Equation de Patton (1966) : $\tau = \sigma_n \tan(\phi_r + i)$ et $\phi_m = \phi_r + i$ avec τ , la résistance au cisaillement ; σ_n , la contrainte normale ; ϕ_r , l'angle de frottement résiduel de la discontinuité ; i , l'angle de rugosité ; ϕ_m , la cohésion apparente.

$i = 2^\circ$) pour deux conditions hydrogéologiques ; (d) : Influence de l'accélération sismique ($\phi_r = 32^\circ$).

figure4.6.jpg

L'influence de **la pente topographique** (Fig. 4.6c) en long est limitée ($\Delta F_s \pm 20\%$) en conditions sèches et très faible en conditions humides ($\Delta F_s \pm 8\%$). La Figure 4.6d représente l'influence de la **séismicité** pour diverses conditions de plan de glissement et un angle de frottement résiduel de 32° . En conditions sèches, l'accélération horizontale doit être supérieure à $0.12g$ pour une pente ψ de 27° et 0.27 pour une pente ψ de 22° pour déstabiliser le massif rocheux ; en conditions humides, la valeur atteint $0.08g$ pour une pente ψ de 22° , toujours en supposant une cohésion apparente nulle. Des valeurs comprises entre 0.1 et $0.2g$ ($0.9 - 1.8 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) sont indiquées pour la région de *Barcelonnette* (Grünthal *et al.*, 1999).

La Figure 4.7 montre l'influence de diverses **conditions hydrogéologiques** dans les discontinuités puis au sein du massif rocheux. La valeur de hauteur d'eau dans la fissure ouverte amont (H_{Fiss} , Fig. 4.7a) a une influence faible sur l'équilibre du massif ($\Delta F_s \pm 15\%$) ; dans la plupart des cas, les causes de la rupture ne peuvent pas être totalement attribuées aux pressions dans le massif à l'amont qui souvent ne servent qu'à décoller le plan de rupture. La circulation d'eau sur la surface de glissement (Fig. 4.7b) a une influence primordiale ($\Delta F_s \pm 45\%$) ; une longueur saturée du plan de glissement de respectivement 30% et 46% (de la longueur totale) abaisse le coefficient de sécurité à l'unité pour des angles de plan de rupture de 27° et 22° .

Figure 4.7 – Influence des conditions hydrogéologiques sur l'équilibre limite d'une échine de marnes in-situ. (a) : Influence de la hauteur d'eau dans la fissure amont ($\phi_r = 32^\circ$) ; (b) : Influence de la longueur saturée du plan de glissement ($\phi_r = 32^\circ$) ; (c) : Champ de pressions interstitielles et position de la 'nappe phréatique' pour divers cumuls infiltrés ; (d) : Relation entre le coefficient de sécurité et divers champs de pressions interstitielles

($\phi_r = 32^\circ$) ; (e) : Influence de l'épaisseur de couverture morainique pour deux degrés de saturation ($\phi_r = 32^\circ$).

figure4.7.jpg

Le rôle de l'eau à l'échelle du massif a été étudié à travers six conditions hypothétiques représentées à la Figure 4.7c. Les champs de pressions interstitielles (positives et négatives) calculées à l'aide du logiciel *SEEP/W* (Geoslope Inc, 1998) pour différents cumuls d'eau infiltrés ont été introduits dans l'analyse de stabilité. Le coefficient de sécurité atteint l'unité lorsque la position du champ de pression nul atteint la position 3 pour un plan de glissement incliné à 27° (Fig. 4.7d). La zone saturée doit atteindre la position 4 pour un plan de rupture incliné à 22° ; la 'nappe phréatique' (enveloppe équivalente des hauteurs d'eau dans les fissures) se trouve alors à mi-versant.

Pour des conditions hydrogéologiques permettant de conserver la stabilité du massif, l'analyse montre qu'une accélération sismique horizontale de 0.04g à 0.08g est nécessaire pour déclencher la rupture. Pour des angles de plan de rupture de 27° et 22°, la présence d'eau dans un aquifère perméable au-dessus des 'Terres Noires' joue un rôle important en exerçant une pression hydrostatique sur le massif et en favorisant des circulations préférentielles (Fig. 4.7e) ; cette influence reste hypothétique car dans la plupart des cas, des glissements superficiels se localiseront à l'interface matériau de couverture/marnes.

La Figure 4.8a représente l'influence de la **perte du support aval** (butée) par érosion torrentielle. En conditions sèches, la valeur du coefficient de sécurité atteint l'unité pour des reculs de 4 m ($\psi = 27^\circ$) à 7 m ($\psi = 22^\circ$) ; un recul de 20 m abaisse le coefficient de sécurité de 45%. En condition humide, le coefficient de sécurité est inférieur à l'unité.

Figure 4.8 – Influence de la suppression de la butée de pied sur l'équilibre limite d'une échine de marnes in-situ. (a) : Relation entre la suppression de la butée de pied et le coefficient de sécurité ($\phi_r = 32^\circ$) ; (b) : Champ de contrainte de cisaillement associé à un recul du pied de 4 m ; (c) : Champ de déformation induit après 20 itérations ; (d) : Champ de déformation induit après 100 itérations.

figure4.8.jpg

Une **analyse contrainte/déformation** a été réalisée avec le code de calcul éléments finis *SIGMA/W* (éléments quadrilatères isoparamétriques ; Geoslope Inc, 1998) pour simuler la modification du champ de contraintes dans le massif pendant l'érosion du pied (Fig. 4.8b). Aucune discontinuité n'est introduite. Une loi de comportement élastoplastique (*Mohr-Coulomb*) a été utilisée ; les modules géotechniques sont indiqués au Tableau 4.2. Une première simulation selon un profil non érodé a permis de fixer les conditions initiales de contrainte et de déformation élastique. L'influence d'une érosion de pied de 4 m de longueur a été simulée par itération. Les simulations indiquent une concentration des contraintes de cisaillement à la base de l'échine et sur la crête (3-4 m en retrait de la face aval) qui peut

conduire à la formation de fissures ouvertes (Fig. 4.8c). En l'absence de discontinuités tectoniques, le relâchement des contraintes associé à l'érosion du pied amorce la formation d'une surface de rupture inclinée selon l'angle de frottement du matériau. Les itérations suivantes indiquent que les contraintes continuent d'augmenter dans les deux secteurs ; les déformations s'étendent progressivement vers l'amont (Fig. 4.8d). Des simulations hydrogéologiques avec *SEEP/W* pour diverses positions et formes de fissures au sommet de l'échine indiquent que la perméabilité du massif rocheux et les vitesses de transit de l'eau augmentent d'un facteur 100 (Malet *et al.*, soumis-a). Ces circulations facilitent l'extension de la surface de rupture vers l'amont.

Figure 4.9 – Influence de la géométrie 3-D de ravines et d'échines sur l'équilibre limite d'un versant de badlands. (a) : Géométrie du versant non raviné ; (b) : Géométrie du versant raviné ; (c) : Influence de la distance inter-crêtes, D ; (d) : Influence de la pente topographique latérale, β .

figure4.9.jpg

L'effet 3-D et l'influence de la **morphométrie des échines** ont été estimés avec le code de calcul *CLARA3-D* (OHGR Inc, 2000), toujours avec l'hypothèse d'une rupture plane translationnelle (Fig. 4.5), en comparant le coefficient de sécurité global d'un versant non raviné (Fig. 4.9a) et raviné (Fig. 4.9b) selon une version généralisée 3-D de la méthode de Morgenstern-Price (Lam et Fredlund, 1993 ; Hungr, 1994). Les échines et ravines sont supposées parallèles et équidistantes ; la pente en long est de 35° . L'influence de la distance inter-crête D et de la pente topographique latérale est estimée. Le plan de glissement est incliné à 27° ; l'angle de frottement résiduel est de 22° .

Le ravinement réduit le coefficient de sécurité global d'un facteur 2 (Fig. 4.9c) pour des échines espacées de 40 à 120 m ; au-delà, les échines peuvent être considérées comme indépendantes. Quel que soit l'angle de frottement résiduel, la pente topographique latérale a une influence forte sur la stabilité du massif pour $\beta > 45^\circ$ (Fig. 4.9d). Des échines aiguës et

rapprochées présentent un équilibre limite plus faible que des échines évasées et larges. Cette influence est renforcée par les écoulements dans les ravines qui érodent latéralement les échines et contribuent à amorcer l'instabilité.

4.1.3.3 Discussion : une récurrence d'instabilité

L'analyse de la stabilité d'une échine a permis de caractériser les conditions favorables à la rupture des massifs de '*Terres Noires*', selon une hypothèse simplificatrice de rupture plane.

- 1 Pour le cas le plus fréquent de rupture sur des discontinuités pré-existantes sans remplissage (stratification, schistosité principale), un angle de frottement résiduel de 32° peut être retenu, avec une cohésion apparente de 2° à 10° selon la rugosité de la surface.
- 2 La géométrie de l'échine (pente en long α , pente latérale β) a une influence réduite sur la stabilité 2-D ; en 3-D, une pente latérale supérieure à 45° contribue à déstabiliser le massif.
- 3 La présence d'eau le long de la surface de glissement est primordiale quand $\psi < 32^\circ$:
 - pour la condition géométrique $27 < \psi < 32^\circ$, l'équilibre limite est rompu pour une nappe phréatique à mi-versant ou une surface de glissement saturée sur $1/2$ de sa longueur totale ;
 - pour la condition géométrique $\psi < 27^\circ$, une combinaison de facteurs (nappe phréatique, accélération sismique, aquifère saturé positionné sur le massif rocheux) est nécessaire pour abaisser le coefficient de sécurité à l'unité.
- 4 L'action unique d'un séisme déclenchant la rupture est à exclure pour les échines de '*Terres Noires*' en conditions drainées (massif sec) car des accélérations horizontales fortes ($> 0.2 g$) sont nécessaires ; par contre, l'accélération sismique peut contribuer à déstabiliser le massif en conditions non drainées.
- 5 L'action érosive d'un torrent en pied de versant a une influence primordiale sur l'amorce et l'entretien de conditions favorables à la rupture. La combinaison d'une analyse hydrogéologique, d'une analyse de stabilité et d'une analyse en déformation suggère un entretien récurrent du mécanisme d'instabilité par rupture de la butée de pied. Dans un bassin torrentiel où les torrents érodent les faces latérales et le pied des échines,

le déchargement du massif amorce la rupture en concentrant des contraintes à la base et au sommet (Fig. 4.8b). Pour des conditions d'humidité 'modérée' (hauteur d'eau à mi-versant) et d'activité sismique 'modérée', le déchargement crée une zone de déformation ou facilite l'extension d'une surface de rupture sur des discontinuités pré-existantes. L'ouverture de fissures en tête d'échines facilite la circulation d'eau au sein du massif et le développement de surpressions interstitielles. Quand la rupture a eu lieu, le bloc aval déplacé va protéger le pied de l'échine jusqu'à ce que les débris marneux soient évacués. Puis une nouvelle récurrence débute, d'autant plus marquée si on tient compte des effets 3-D créés sur les faces latérales des échines. Des récurrences d'instabilité similaires sont décrits par Simon et Darby (1997) et Rinaldi et Casagli (1999) pour le recul des berges de rivières par incision et Bradford *et al.* (1978) pour des ravines éphémères dans des formations superficielles remaniées.

Au delà des facteurs de contrôle des ruptures dans les massifs de 'Terres Noires', quelles sont les configurations et les modalités actuelles de recul de l'escarpement du glissement-coulée de *Super-Sauze* ? Quelle est sa genèse et son potentiel d'extension à moyen et long-terme ?

4.1.4. Extension à l'échelle d'un affleurement : l'escarpement principal du glissement-coulée de *Super-Sauze*

4.1.4.1 Agencement structural des 'Terres Noires' du bassin des Roubines

L'escarpement principal du glissement-coulée de *Super-Sauze* oppose, de part et d'autre d'une dépression centrale, deux versants dissymétriques (Fig. 3.9). Dans sa partie septentrionale, l'escarpement orienté grossièrement N45° présente un tracé très irrégulier avec une succession de rentrants et de sortants ; il se poursuit selon une direction Nord-Sud jusqu'au point de recul maximal dans l'axe de l'ancien torrent du Sauze, puis s'oriente selon une direction N130° sur un tracé rectiligne. Sur ces deux derniers tronçons, la couronne dessine un arc de cercle de 100 m de rayon qui délimite un vaste amphithéâtre d'ablation évidé vers le Nord-Est. Le recul de la paroi marneuse inférieure détermine celui du talus morainique sus-jacent par ajustement de la pente d'équilibre des moraines ; ces ajustements conduisent à des instabilités de faibles ampleurs (bloc morainique isolé, paquet de terre, Fig. 3.10a) et au lessivage par ruissellement superficiel des matériaux fins.

L'escarpement s'est développé à l'emplacement de l'ancienne ravine principale du bassin torrentiel des Roubines (Fig. 4.10a, b) ; d'après l'orthophotographie de 1956, la rupture aurait progressivement affecté cinq échines (E_1 à E_5 , Fig. 4.10a, Fig. 5.3) parallèles sur des distances et des dénivelés compris respectivement entre 80 et 100 m, et 90 et 110 m. Les échines ne sont rompues que dans leur partie amont et en place en dessous de 1950 m d'altitude (Malet, 1998 ; Maquaire *et al.*, 2001).

L'étude de l'agencement structural du bassin torrentiel par photographies aériennes et les relevés terrains indiquent la présence d'une faille contraire de direction $N153^\circ$ (Pairis, 1968 ; Maquaire *et al.*, 2001 ; Malet *et al.*, soumis-a) dont le tracé se calque sur celui de la partie amont de la ravine principale (Fig. 4.10a, b). Plan (1964) indique également la présence d'un synclinal renversé très ramassé appartenant à un pli en retour d'extension hectométrique d'axe $N215^\circ/35^\circ$ plongeant vers le Sud. Ces anisotropies géologiques ont conditionné une fracturation à petite échelle complexe et à variabilité élevée qui a nécessité un décryptage structural en cinq secteurs structuraux homogènes (faible variabilité de l'orientation de la stratification/schistosité, Fig. 4.10, Fig. 4.11). Quatre familles de discontinuités y sont identifiées très nettement :

- 1 la *famille 1* regroupe la stratification S et la schistosité principale S_1 à agencement sub-parallèle. La schistosité principale est par endroits intensément crénelée et parfois accompagnée d'une schistosité secondaire S_2 (*secteurs 2 et 3*), inclinée d'environ 30° par rapport à S_1 mais trop peu développée pour constituer une surface de rupture potentielle ;
- 2 la *famille 2* correspond à des joints argileux bien développés, à espacement décimétriques, épais de 0.5 à 1 cm et toujours orientés plus ou moins parallèlement à la stratification ;
- 3 les *familles 3 et 4* représentent respectivement deux séries de diaclases D_1 et D_2 à filon de calcite néoformée, épais de 1 à 3 cm, à espacement décimétrique et peu altérées.

Les surfaces de schistosité sont lisses ($JRC = 3-4$) même si la crénulation augmente la cohésion apparente ; les surfaces de diaclases sont rugueuses et marquées par la présence de blastes millimétriques ($JRC = 10-11$). Dans tous les secteurs, la dispersion des familles est suffisamment faible pour représenter des cercles moyens représentatifs sur les stéréogrammes (Fig. 4.10). La faille ne s'observe que sur le flanc Ouest de l'escarpement (*secteur 1*). Son recouvrement, par le matériau accumulé dans l'axe de la ravine centrale ne permet d'émettre aucune hypothèse sur le raccordement structural des deux versants qui sont considérés **indépendants** dans l'analyse des mécanismes de rupture.

Figure 4.10 – Agencement morphologique et structural du bassin des Roubines. (a) : Orthophotographie du bassin torrentiel en 1956 ; (b) : Orthophotographie de la couronne et de l'escarpement principal du glissement-coulée de Super-Sauze en 1995 ; (c) : Stéréogramme (Schmidt-Lambert, hémisphère inférieure) des principales familles de discontinuités sur l'escarpement occidental et direction des plans de glissement potentiels ; (d) : Stéréogramme des principales familles de discontinuités sur l'escarpement oriental et direction des plans de glissement potentiels.

figure4.10.jpg

Divers types de ruptures sont identifiés ; l'indication de l'orientation et de la pente des versants pré-rupture (échines, $T-1956$) et post-rupture (escarpement, $T-2000$) permet de proposer une explication pour l'extension de la rupture aux cinq échines parallèles et d'estimer le risque potentiel de recul actuel de l'escarpement.

Figure 4.11 – Aspects morphologiques de l'escarpement principal du glissement-coulée de Super-Sauze. (a) : Secteur structural homogène sur l'escarpement oriental ; (b) : Secteur structural homogène sur l'escarpement occidental ; (c) : Dièdre en décrochement vertical sur la paroi Ouest ; (d) : Axe du pli déversé sur la paroi Est ; (e) : Cinématique de rupture (vue en plan) dans le secteur structural © et position des fissures dans la couverture morainique.

figure4.11.jpg

4.1.4.2 Agencement structural de l'escarpement occidental (secteur 1) : vires et décrochements

L'amont-pendage faible de la *famille 1* (18-26°), la présence de bancs calcaires très épais entre les passés marneuses et la raideur des *familles 3 et 4* (>70°) sont peu propices au décollement de blocs de gros volumes. Seule la combinaison respective des familles D₁-D₂ et D₂-F détermine des ruptures potentielles selon des lignes d'intersection très pentues respectivement orientées N56°/70° et N30°/66° (Fig. 4.10c). La taille moyenne des blocs mobilisables (calculée à l'aide d'un canevas de fréquence) est faible (< 2 m³) et la trajectoire quasi-verticale ; le mode de déplacement principal est de type écroulement rocheux. Ces ruptures créent une morphologie en marches d'escaliers inversées avec une succession de surplombs et de vires (Fig. 4.11b, c). La continuité de tabliers d'éboulis fins au pied de la paroi indique que les blocs se disloquent directement à l'impact.

4.1.4.3 Agencement structural de l'escarpement oriental (secteurs 2-5) : glissements dièdres banc sur banc

L'orientation parallèle de la *famille 1* et de la topographie pré- et post-rupture (Fig. 4.10a, ,b, d) souligne la prédisposition naturelle au décollement et au glissement de panneaux de grande ampleur (20 à 40 m³) selon un mécanisme de rupture dièdre et un azimuth N310° à N340°.

Au Sud, la combinaison des *familles 1 et 4* délimite des dièdres qui glissent selon une ligne d'intersection orientée N308°/51° (*secteur 2*) et N339°/23° (*secteur 3*). En considérant un angle de frottement mobilisable $\phi_m = 34^\circ$, le coefficient de sécurité est inférieur à l'unité dans le *secteur 2* en conditions sèches ($F_s = 0.863$) et s'abaisse à l'unité dans le *secteur 3* pour une pression d'eau de 8.0 m dans une fissure amont (§ 4.1.3.2). Au Nord, la combinaison des *familles 3 et 4* définit des lignes d'intersection N306°/40° (*secteur 4*) et N330°/43° (*secteur 5*).

Le pli renversé d'axe N215° plongeant vers le Sud-Sud-Ouest (Fig. 4.11d) définit une structure caractéristique de stratification/schistosité en aval-pendage dans la partie supérieure

du massif et en amont-pendage dans la partie inférieure dans les *secteurs 2-4*, et en amont-pendage dans le *secteur 1*. La rupture a débuté dans le *secteur 2* (échine E_2 , Fig. 4.10a) qui offre deux situations favorables : 1 plan de décollement sur D_2 et plan de glissement sur S/S_1 ($F_s = 0.926$ en conditions sèches) et 2 plan de décollement sur D_2 et plan de glissement sur J ($F_s = 0.784$ en conditions sèches). Cette deuxième géométrie de rupture est identifiable sur les orthophotographies aériennes de 1956, 1971, 1978 et 1982 (Fig. 4.10a, Fig. 4.12) par le déplacement, sur une distance de 80-90 m, d'un bloc de petites ravines caractérisée par une structure 'striée' (Weber, 2001). La rupture de la partie amont de l'échine E_2 a réduit le coefficient de sécurité de l'échine du *secteur 3* (échine E_3) par suppression de la butée latérale et érosion du pied ($F_s = 1.54$ en conditions sèches et $F_s < 1.0$ avec une suppression de la butée de pied de 4.50 m, § 4.1.3.2). La *famille 3* forme le rentrant de l'escarpement principal (Fig. 4.10a, b). Dans les *secteurs 4 et 5*, le mouvement s'effectue malgré la situation d'amont-pendage stratigraphique par le découpage des diaclases D_1 et D_2 . Dans ces secteurs, le glissement est cinématiquement possible pour un versant penté à 35° mais est impossible dans la situation actuelle ($\alpha = 70^\circ$) ; la situation d'amont-pendage stratigraphique et la diminution de la persistance des *familles 3 et 4* au Nord du *secteur 5* peut expliquer la non-propagation de la rupture aux échines situées plus à l'aval.

Les secteurs cinématiquement et mécaniquement les plus favorables au recul sont les *secteurs 2 et 3* ; le prolongement du plan de glissement $N308^\circ/51^\circ$ sur la couronne (Fig. 4.11e) intersecte la surface topographique 4.50 m en retrait de la couronne actuelle, position où des fissures de traction ouvertes sont observées dans les moraines (Weber, 2001). Le recul principal de la couronne s'effectue dans ce secteur (Malet, 1998 ; Weber, 2001, § 3.3.31). Un canevas de fréquence calculé sur les *secteurs 3 et 4* à partir des mesures de persistance et d'espacement (Jaboyedoff *et al.*, 1996) indique une aire d'extension potentielle des ruptures dièdres de 150 à 180 m en retrait de l'escarpement. Un complément de mesures à l'échelle de l'escarpement et du bassin torrentiel des Roubines devrait permettre de caractériser le contact entre les deux versants de l'escarpement et d'estimer un volume potentiel (et un aléa) de glissement à partir de techniques probabilistes (Roullier *et al.*, 1998).

Figure 4.12 – Evolution des instabilités dans le secteur sud-est du bassin torrentiel des Roubines entre 1956 et 1982 (modifié de Weber, 2001). On remarque l’extension des escarpements autour de la ravine principale (traits pleins) et les déplacements progressifs des terrains déstabilisés, dont celui de la structure ‘striée) selon dans une direction Ouest puis Nord-Ouest.

figure4.12.jpg

Les panneaux rocheux, dont la structure est conservée, mobilisés par glissements banc sur banc s’accumulent dans le thalweg principal (Fig. 4.12) au pied des échines originelles. Les plans de stratifications en miches de pains et les petits bancs calcaires (2-3 cm d’épaisseur) intercalés entre les feuillets marneux sont progressivement déchaussés et fournissent des débris aux tabliers d’éboulis. Des apports réguliers s’effectuent également par la chute de petits plaquettes de marnes constamment désolidarisées du massif par hydroclastie et cryoclastie (Weber, 2001). La masse accumulée, encore essentiellement rocheuse, va évoluer progressivement par météorisation, former un sol (géotechnique) et acquérir des caractéristiques de mobilité. Les modalités de météorisation des ‘*Terres Noires*’ sont présentées dans la section suivante.

4.2. Météorisation des débris marneux et acquisition de la mobilité

4.2.1 Fragmentation mécanique des ‘*Terres Noires*’

L’évolution des caractéristiques mécaniques des schistes argileux (mudrocks) est un phénomène étudié depuis la fin des années 1950 dans les projets de génie civil pour leur susceptibilité au gonflement, au retrait, à la fragmentation et à l’altération chimique (Botts, 1986 ; Yokota et Iwamatsu, 1999 ; Yuen *et al.*, 1998). Seule la fragmentation mécanique, processus le plus efficace dans les ‘*Terres Noires*’ (Serratrice, 1978 ; Phan, 1993 ; Descroix, 1994 ; Garnier et Lecompte, 1996), est discutée dans cette section. Des analyses intéressantes de l’altération chimique des marnes peuvent être trouvées dans Regüés *et al.* (1995), Canton *et al.* (2001) et Ng *et al.* (2001). La fragmentation en particules de petites tailles s’opère par des variations de teneurs en eau selon trois mécanismes (Akai, 1993) : une augmentation de la

pression d'air dans les capillaires fins et les micro-discontinuités (Taylor, 1988), des ruptures extensibles des liaisons fragiles inter-particules par accroissement des succions matricielles (Badger *et al.*, 1956 ; Taylor et Smith, 1986), et l'altération/dissociation des minéraux argileux (Taylor et Spears, 1981 ; Dick et Shakoor, 1972 ; Hueckel, 1992, 2002 ; Botts, 1986).

Figure 4.13 – Etapes de fragmentation d'un bloc de marnes (a) et type de structure de la formation météorisée (b) (modifié de Coulmeau, 1987 ; Vallejo et Mawby, 2000).

figure4.13.jpg

Dans les '*Terres Noires*', les processus d'humectation-dessiccation et de gel-dégel cassent le squelette solide et élargissent les pores (Phan, 1993) ; quand des filons de calcite augmentent la résistance du matériau, la rupture n'est pas immédiate mais des cycles répétés réduisent la taille des particules et produisent une matrice homogène à forte capacité de rétention (Fig. 4.13a, b). L'absence d'argiles gonflantes et la faible proportion d'interstratifiés expliquent la faible efficacité du mécanisme de gonflement-retrait (Serratrice, 1978 ; Descroix, 1994).

La susceptibilité à la fragmentation est contrôlée par l'indice des vides du matériau, la densité et la présence de micro-discontinuités qui vont guider la rupture et augmenter la vitesse de transit de l'eau dans le matériau (Morgenstern et Eigenbrod, 1974 ; Seedsman, 1986 ; Oliver, 1990) ; dans le cas du gel, la résistance de la roche est inversement proportionnelle à la porosité (Tourenq, 1970 ; Hopkins et Deen, 1984). Dans les '*Terres Noires*', la météorisation découpe progressivement les panneaux en blocs (> 20 cm), en clastes (>5 cm), en plaquettes (> 1 cm) et en paillettes (> 0.2 cm, -Coulmeau, 1987-) ; ces débris sont emballés dans une matrice fine dont la texture (sablo-silteuse à silto-argileuse) se modifie avec le temps et avec l'apport de matériau exogène (moraine, formation superficielle, etc., -Maquaire *et al.*, 2003-).

Pour qualifier l'état de dégradabilité du matériau et quantifier la modification des caractéristiques géomécaniques avec la fragmentation, de nombreux essais, souvent complexes et difficiles à mettre en œuvre, ont été développés (Botts, 1986 ; Czerewko et Cripps, 2001 ; Ng *et al.*, 2001). Notre objectif est différent : il s'agit de quantifier le taux de météorisation des panneaux rocheux de 'Terres Noires' et le potentiel d'évolution de la granulométrie avec le temps. En d'autres termes, selon l'hypothèse que la granulométrie, la teneur en eau et le gradient de cisaillement contrôlent les caractéristiques rhéologique des matériaux (Malet *et al.*, 2002a ; Malet *et al.*, 2003f), quel est le nombre de cycles d'humectation-dessiccation et de gel-dégel nécessaires pour former une matrice fine capable de s'écouler ? Et quel est le potentiel de dégradation du matériau à court et long-terme, propriété qui contrôle la stabilité de la coulée sur le long-terme (Maquaire *et al.*, 2003).

4.2.2. Mode opératoire des essais de dégradabilité

Des cycles d'humectation-dessiccation et de gel-dégel ont été réalisés sur des blocs de marnes compactes et sur des échantillons de plaquettes de marnes, selon la méthodologie proposé par Santi (1995). L'analyse granulométrique a été effectuée selon un protocole spécifique aux 'Terres Noires', détaillé dans Maquaire *et al.* (2003), qui limite la désagrégation artificielle des particules pendant l'analyse (§ 5.2.3.3). Phan (1993), Antoine *et al.* (1995) et Klotz (1999) ont en effet montré que les marnes altérées pouvaient libérer 80% de fines au tamisage par voie humide alors qu'elles n'en libèrent que 2% par voie sèche. Le tamisage à l'eau entraîne une dissociation du matériau, un changement de la forme de la courbe granulométrique en comparaison des tamisages à sec, une réduction de la taille des particules et une surestimation du pourcentage de silts et d'argiles (>80%). Le protocole est le suivant : la fraction > 0.04 mm est tamisée délicatement par voie humide, la fraction 0.005-0.04 mm est tamisée manuellement par voie sèche, et la fraction < 0.005 est analysée par sédimentométrie laser (Coulter LS230). Les granulométries ont été réalisées après 2, 3, 4, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60 et 70 cycles.

Un **cycle d'humectation-dessiccation** comprend l'immersion du matériau dans de l'eau distillée pendant une période T_i , puis le séchage à température ambiante pendant une durée de

16 h (cycle long) ou à une température de 55° dans une étuve pendant une durée de 8 h (cycle court). Un **cycle de gel-dégel** comprend une phase d'humidification du matériau pendant 2 h, la formation de gel pendant une période T_g à une température de -5°C ou de -12°C, puis le séchage à température ambiante ou à l'étuve. Klotz (1999) et Huser (2001) ont testé différents protocoles ($T_i = 48h, 24h, 12h, 6h$; $T_g = 48h, 24h, 12h, 6h$; cycle de séchage long et court). Ils montrent que la durée des périodes d'immersion ou de gel a une faible influence sur la météorisation ; la durée et la température de séchage aboutit à des différences de production de la fraction < 0.02 mm inférieures à 5% (Fig. 4.14a). Le nombre d'alternance humidification-séchage, plus que la durée de la saturation du matériau, contrôle le taux de fragmentation (Tourencq, 1970 ; Descroix, 1994 ; Alexandre, 1995 ; Klotz, 1999). Pour limiter la durée de la période d'essai, des cycles courts ont été réalisés sur des blocs compacts et des plaquettes échantillonnées au pied de l'escarpement principal du glissement-coulée de *Super-Sauze* et du glissement du *Laval*, selon le protocole suivant :

- • cycle humectation-dessiccation : $T_i = 12$ h ; séchage à 55° pendant 8 h ;
- • cycle gel-dégel : humidification pendant 2 h, $T_g = 6$ h ; séchage à 55° pendant 8 h.

4.2.3 Une dégradabilité élevée et l'influence des cycles de gel-dégel

Les '*Terres Noires*' de *Super-Sauze* ont un coefficient de dégradabilité proche de 75% (Klotz, 1999). Les cycles humectation-dessiccation et gel-dégel réalisés sur les blocs de marnes compactes (dimension 30 x 30 x 30 cm) indiquent que la fissuration s'opère après le 15^e cycle dans le premier cas, et le 8^e dans le second (stade 1 au stade 2 de la Figure 4.13a) ; les débris sont désolidarisés de la roche après respectivement le 45^e et le 25^e cycle (stade 2 au stade 3 de la Figure 4.13a).

La reproductibilité des cycles réalisés sur un poids de plaquettes de 1000 g (diamètre médian 40 mm) atteint 6% pour le gel-dégel et 11% pour l'humectation-dessiccation. Malgré cette variabilité, plusieurs constatations peuvent être effectuées (Fig. 4.14b, 4.14c) :

- les alternances gel-dégel sont beaucoup plus efficaces que les alternances humectation-dessiccation (après 50 cycles, le diamètre médian atteint respectivement 3 mm et 7 mm) ;
- pour un matériau grossier, les premiers cycles de gel-dégel et d'humectation-dessiccation produisent la même proportion de débris ; par contre, plus le matériau est fin, plus l'efficacité des cycles de gel-dégel est importante car la porosité de l'échantillon augmente ;
- après 30-40 cycles, la forme des courbes granulométriques des échantillons météorisés au laboratoire est similaire (mais décalée vers les matériaux grossiers) à celle des matrices des glissements-coulées météorisées in-situ (*La Valette, Super-Sauze, Poche*). Les plaquettes, tout en perdant de leur volume, conservent leur forme dans les premiers cycles ; les courbes sont parallèles et se décalent progressivement dans le sens des dimensions décroissantes, chacune des plaquettes ayant subi la même réduction homothétique ;
- le taux de météorisation est constant quels que soient les passants et peut être modélisé par une fonction linéaire (Fig. 4.14d). Avec l'hypothèse d'un taux de météorisation constant, il faudrait respectivement un maximum de 200 cycles de gel-dégel et 350 cycles d'humectation-dessiccation pour que la totalité d'une granulométrie de plaquettes (fraction 10-50 mm) soit inférieure à 0.08 mm (limite des sables). Pour obtenir la distribution granulométrique de la formation de surface du glissement-coulée de *Super-Sauze* (30-35% de fraction < 0.08 mm), 80 cycles et 140 cycles seraient respectivement nécessaires ;
- le taux de météorisation dépend de la granulométrie d'origine ; les cycles de gel-dégel réalisés sur des échantillons (fraction 0-20 mm) de la formation de surface du glissement-coulée de *Super-Sauze* indiquent un taux de météorisation réduit d'un facteur 10 (Fig. 4.13d) ; à partir d'un certain pourcentage de matrice < 2 mm, le taux de météorisation diminue car les débris plus grossiers sont emballés dans la matrice et protégés des agents météoriques.

L'ensemble des essais peuvent être représentés sur un diagramme de **dégradabilité différentielle** (Santi et Rice, 1991) où l'axe des abscisses représente le 'stade' de

fragmentation du matériau, l'axe des ordonnées la susceptibilité du matériau à la fragmentation et la diagonale le taux de météorisation. Les passants au tamis 2 mm après 10 cycles de gel-dégel moins les passants après deux cycles sont représentés (Fig. 4.15a). Il apparaît que :

- ▶ les blocs de marnes compactes se comportent comme une roche ;
- ▶ les plaquettes et paillettes de marnes peuvent être assimilés à un matériau de roche meuble caractérisé par un potentiel de météorisation élevé qui s'opère à taux constant ;

Figure 4.14 – Dégradabilité des 'Terres Noires'. (a) : Influence du mode opératoire des essais de dégradabilité ; (b) : Courbes granulométriques des essais de dégradabilité des plaquettes du glissement-coulée de Super-Sauze par cycles d'humectation-dessiccation ; (c) : Courbes granulométriques des essais de dégradabilité des plaquettes du glissement-coulée de Super-Sauze par cycles de gel-dégel ; (d) : Relation entre le tamisat à 2 mm et 0.08 mm et le nombre de cycles ; (e) : Nombres d'oscillations thermiques autour de 0°C à Super-Sauze (hivers 1997-2003).

figure4.14.jpg

- ▶ la matrice 'fine' produite par les cycles de météorisation au laboratoire et les matrices des glissements-coulées de *Poche*, *Super-Sauze* et *La Valette* sont des sols géotechniques, très susceptibles et dans un stade de dégradation avancée ;
- ▶ les matrices des glissements-coulées se différencient selon leur âge : plus la coulée est ancienne (*Poche*), moins la susceptibilité est importante. Avec cette analyse, la formation du glissement-coulée de *Poche*, le plus ancien, est dans un état de dégradation quasi-ultime ;

Figure 4.15 – Evolution de la dégradabilité et de la susceptibilité à la fragmentation pour divers matériaux marneux (a) ; Gradient granulométrique longitudinal de la formation de surface du glissement-coulée de Super-Sauze (b).

figure4.15.jpg

Dans le cas de *Super-Sauze*, où des analyses granulométriques ont été effectuées dans la formation de surface échantillonnée dans les $\frac{1}{3}$ amont, médian et aval, un gradient de météorisation longitudinal est observé ; le diamètre médian diminue de l'amont vers l'aval de 0.8 mm à 0.4 mm (Fig. 4.15b). Les matériaux contiennent une forte proportion de silts et d'argiles (30-35 % de la fraction 0- D_{\max}), ce qui les classent dans les textures sablo-silteuse à silto-sableuse. Le comportement de la matrice fine détermine le comportement géomécanique et rhéologique de l'ensemble de la formation (Coussot, 1997 ; Vallejo et Mawby, 2000).

Les données climatiques de la station de *Super-Sauze* (1740 m d'altitude) indiquent une moyenne de 97 alternances gel-dégel par années sur la période 1997/2003 (§ 6.3.1.1.3) ; en tenant compte des jours où une couverture neigeuse recouvre les marnes, 45 oscillations thermiques autour de 0°C sont observées, en moyenne, chaque année (Fig. 4.14e). Dès lors, en cumulant le taux de dégradation des blocs de marnes compactes et le taux de dégradation des plaquettes, **trois à quatre années** suffisent à transformer des panneaux rocheux en sol géotechnique capable de retenir de l'eau et de s'écouler. Ces ordres de grandeur sont représentatifs de la météorisation de la formation de surface ; en profondeur, les blocs et plaquettes, emballés dans une matrice, sont protégés des agents météoriques.

Bien que purement expérimentales, ces indications apparaissent cohérentes avec les phases d'évolution temporelle du glissement-coulée de *Super-Sauze* reconstituées par l'interprétation morphologique des orthophotographies aériennes (Maquaire *et al.*, 2001 ; Weber, 2001) : la coulée s'est nettement développée à partir des années 1978, soit environ 4 années après l'accumulation des panneaux rocheux glissés au pied de l'escarpement principal.

4.3 Développement du glissement-coulee de *super-sauze*

4.3.1 Etapes historiques d'évolution du mouvement

Le traitement photogrammétrique numérique de sept couples de photographies aériennes de l'*Institut Géographique National* (1956, 1971, 1978, 1982, 1988, 1995 et 2000 ; échelles comprises entre le 1/17 000^e et le 1/30 000^e) a permis d'obtenir une succession de descriptions géométriques du versant instable (orthophotographies et modèles numériques de terrain) à une résolution au sol de 0.55 à 1 m. Les images ont ensuite été ré-échantillonnées numériquement pour obtenir une résolution planimétrique finale de 1 m. La méthodologie du traitement photogrammétrique est détaillée dans Weber et Herrmann (2000) et Weber (2001).

L'analyse multi-temporelle des orthophotographies et des modèles altimétriques permet de localiser les secteurs et les périodes de déclenchement et d'extension du glissement-coulée, de définir des vitesses de recul de l'escarpement principal, ou des vitesses d'extension de la coulée (Fig. 4.16 , Fig. 4.17). Une description détaillée et minutieuse peut être trouvée dans Weber (2001) dont les Annexes 3 et 4 reprennent les graphiques de synthèse. Quatre étapes principales marquent l'évolution du glissement-coulée (Maquaire *et al.*, 2001).

Avant 1956, de nombreuses ravines, parallèles et certaines coalescentes (Fig. 2b), où les terrains de couverture morainique sont peu présents, se sont développées. La ravine située en contrebas du glacier rocheux présente un recul, une largeur et une profondeur largement plus importants que ses voisines ; la moraine y est déjà largement entaillée par le ruissellement superficiel.

Entre 1956 et 1971, des glissements superficiels (rotationnels dans la moraine, translationnels plans dans les '*Terres Noires*') provoquent un remplissage partiel des ravines du bassin des Roubines. La ravine principale et la plupart des crêtes d'interfluves émergent encore entre ces accumulations.

Entre 1971 et 1978 puis surtout **entre 1978 et 1982**, des ruptures profondes importantes affectent le substratum marneux. Elles se traduisent par l'extension et l'élévation de l'escarpement principal à l'amont, désormais continu sur plus de 300 m de longueur. L'accumulation marneuse se transforme en une coulée boueuse qui fossilise les ravines situées en contrebas. Entre 1978 et 1982, la coulée s'élargit, s'allonge et s'épaissit vers l'aval ; plusieurs zones d'accumulation bien distinctes sont construites par des apports successifs juxtaposés et/ou superposés en liaison avec une pluviométrie plus importante (Fig. 4.17).

Figure 4.16 – Vues perspectives du bassin torrentiel des Roubines en 1956, 1978, 1982 et 1995 et profils longitudinaux dérivés des modèles numériques de terrain : (RP), ravine principale ; (EP), escarpement principal ; (RS), replat supérieur ; (RIC), ravine intra-coulée (in Maquaire et al., 2001).

figure4.16.jpg

Dans les années 1980-2000, si le recul de l'escarpement est modeste à l'amont, la coulée associant '*Terres Noires*' remaniées et matériaux morainiques s'est considérablement développée sur une longueur de l'ordre de 190 m dans le thalweg principal. Ces accumulations évoluent très rapidement, dès 1978, en coulées boueuses secondaires qui fossilisent progressivement les Roubines. Les surfaces recouvertes passent de 3.5 ha en 1978 à 5.5ha en 1982, 9 ha en 1988, 10 ha en 1995 et un peu moins de 11 ha en 2000. Si l'on considère l'emprise totale du glissement-coulée en remontant jusqu'à la limite supérieure de l'escarpement principal, la superficie des terrains affectés atteint 15 ha.

Les profils topographiques longitudinaux issus des différents modèles altimétriques montrent l'inversion progressive du relief entre les zones d'ablation et d'accumulation (Fig. 4.16). Le paléo-relief joue un rôle déterminant dans la morphologie de la coulée : superposition parfaite des ravineaux et de la ravine principale intra-coulée actuelle aux anciennes ravines de 1956, chenalisation et changement de direction imposé par l'échine E8 (Fig. 5.03 ; Genet et Malet, 1997 ; Maquaire *et al.*, 2001), exhumation d'échines auparavant ensevelies dans la partie

amont de la coulée. La coulée s'est développée sur une trentaine d'années à un rythme variable en suivant et comblant la topographie accidentée de ravines et d'échines. Cet aspect est traité dans le chapitre 5.

4.3.2 Le contrôle climatique sur le mouvement

La période de mouvement maximal (1971-1982) correspond à une période de croissance des précipitations cumulées annuelles (Fig. 4.17). Les précipitations annuelles (reconstituées à partir d'une courbe de moyenne mobile pour la période 1900-1928, -Péguy 1947-, et enregistrées au poste *Météo-France* de *Barcelonnette* sur la période 1928-2002) présentent des successions pluriannuelles de périodes humides et de périodes sèches autour d'une valeur moyenne (729 mm ; Flageollet *et al.*, 1999).

Figure 4.17 – Evolution spatio-temporelle du glissement-coulée de Super-Sauze en relation avec le climat.

figure4.17.jpg

Les courbes de moyennes mobiles décentrées (décalées sur la dernière année des périodes) de période 5 et 10 ans mettent en évidence l'effet cumulatif des précipitations qui précèdent une date précise. La courbe des moyennes quinquennales (Fig. 4.17) révèle un cycle régulier de période 15-20 ans et d'amplitude de 150-200 mm (Weber, 2001). A l'intérieur de ces fluctuations, des variations de faible amplitude (50 mm) sur une période de 2-3 années inversent momentanément la tendance générale (Sommen, 1995). L'influence des périodes humides (dont la pluviométrie est supérieure à la moyenne générale) sur le déclenchement de mouvements de terrains dans le Bassin de *Barcelonnette* est discutée dans Flageollet *et al.* (1999), Weber (2001) et Maquaire (2002), même si le manque de données historiques de déplacement fiables ne permet pas d'envisager une corrélation croisée. Dans le cas de *Super-Sauze*, après l'année 1967 très déficitaire, s'engage une période de recrudescence

importante des précipitations qui aboutit à la moyenne quinquennale la plus élevée du 20^e siècle en 1979 (880 mm). Puis une chute spectaculaire des totaux annuels aboutit aux deux années les plus sèches de la seconde moitié du 20^e siècle (respectivement 497 et 476 mm en 1988 et 1989).

Figure 4.18 – Contrôle climatique et sismique de l'évolution temporelle du glissement-coulée de Super-Sauze sur la période 1956-2001. (a) : Phases de développement identifiées à partir des cumuls pluviométriques mensuels normalisés ; (b) : Activité sismique enregistrée dans un rayon de 35 km autour de Barcelonnette ; (c) : Répartition mensuelle des précipitations sur la période humide 1975-79 ; (d) : Répartition mensuelle des précipitations sur la période sèche 1985-89.

figure4.18.jpg

La superposition de la courbe des déplacements du pied de la coulée dans le bassin torrentiel (orthophotographies) et de la courbe des moyennes mobiles du cumul mensuel normalisé (Fig. 4.18a) indique que :

- la phase de pré-rupture (anté-1971) correspond à une période de variabilité moyenne des précipitations mensuelles, sans amplitude exceptionnelle ;
- la phase de rupture et de fragmentation progressive du matériau accumulé (post-1971) correspond à une période de précipitations très excédentaire dont l'effet sur la stabilité est renforcé par une répartition prédominante dans les mois d'hiver et au printemps. Ces précipitations ont assuré une couverture neigeuse très importante au-dessus de 1700 m ;
- la phase de post-rupture et de progression de la coulée (1982-1990) peut se subdiviser en deux périodes climatiques :
 - - une période (1982-1986) de précipitations très proches de la moyenne ;
 - - une période (1987-1990) de précipitations très déficitaires, marquée notamment par des mois d'hivers très secs.

- depuis 1990, le glissement-coulée est en phase de réactivation occasionnelle en fonction des fluctuations climatiques. La relation ‘*Pluie-Nappe-Déplacement*’ est analysée finement pour la période d’instrumentation de la coulée dans le Chapitre 6. La diminution vers l’aval de la paléo-pente du chenal d’écoulement tend également à diminuer les vitesses de déplacement vers l’aval.

La sismicité régionale (nombre de séismes de magnitude supérieure à 1 dans un rayon de 35 km autour de *Barcelonnette*) ne montre aucune corrélation avec le déclenchement des mouvements (Fig. 4.18b) ; la sismicité joue néanmoins un rôle dans la phase de pré-rupture en ‘fatiguant’ la roche (Weber, 2001). Des recherches doivent être poursuivies sur ce point.

Cette analyse, complétée avec les observations actuelles permet de ré-interpréter la courbe de déplacements ; les vitesses sont supposées maximales pendant la période humide 1975-79 ($> 100 \text{ m.an}^{-1}$), puis diminuent progressivement dans les années 1980 (20 m.an^{-1}). Depuis 1995, les vitesses semblent à nouveau légèrement augmenter en liaison avec des cumuls pluviométriques annuels croissants et de courtes périodes de précipitations mensuelles excédentaires.

4.3.3 Modèle conceptuel et analytique d’évolution des glissements-coulées dans les ‘*Terres Noires*’

L'ensemble des résultats acquis sur le site de *Super-Sauze* permet de proposer un modèle conceptuel et analytique d’évolution des glissements-coulées dans les ‘*Terres Noires*’ et d’autres bassins torrentiels marneux (Fig. 4.18, -Malet *et al.*, 2000 ; Maquaire *et al.*, 2003-).

4.3.3.1 Modèle conceptuel qualitatif d’évolution

Les glissements-coulées s’initient selon des **glissements structuraux** (rupture plane translationnelle, rupture dièdre) sur des discontinuités pré-existantes (sédimentation,

tectonique). Dans le cas de *Super-Sauze*, les ruptures et déformations sont accentuées par une faille localisée dans l'axe du bassin torrentiel. Les ruptures se déclenchent dans les marnes dans la partie amont des échines, avant de se propager vers l'aval ; l'influence de l'eau et de la suppression de la butée de pied est primordiale. En même temps, **le matériau s'accumule dans les ravines** (Fig. 4.19a). Puis, par étapes, l'escarpement recule, alors que les échines continuent à s'écrouler et le matériau à combler les thalwegs. Dans les conditions les plus favorables, les glissements rocheux se succèdent dans l'espace et dans le temps et concourent au recul progressif et à l'élargissement latéral de la zone instable (cas du secteur Ouest du glissement-coulée de *Poche*).

Des panneaux et des dièdres, de plusieurs mètres cubes, sont emballés dans une matrice argilo-marneuse hétérogène qui se déplace dans les ravines. L'élévation du niveau d'accumulation dans les ravines fossilise progressivement l'ensemble de la paléotopographie et recouvre les échines (Fig. 4.19b). La coulée emprunte un chenal d'écoulement et 'transporte' des débris de toutes tailles. Si l'alimentation est réduite à l'amont (petites chutes de blocs ou de plaquettes), le **bilan morphogénétique devient négatif**, la zone d'accumulation amont maigrit et les formes hautes du paléo-relief fossilisé réapparaissent (Fig. 4.19c).

La **topographie** joue un rôle essentiel dans la possibilité de développement d'une coulée en chenalisant les écoulements. Ainsi, le glissement structural du *Laval* ne développera pas de coulée car les blocs en mouvement 'heurten' le versant opposé ; les matériaux seront progressivement évacués par le torrent (Fig. 3.18c).

Figure 4.19 – Modèle conceptuel qualitatif d'évolution des glissements-coulées dans les 'Terres Noires' : application à Super-Sauze (in Malet et al., 2000b ; Flageollet et al., sous presse).

figure4.19.jpg

La cinématique et le comportement de la coulée est contrôlée par les conditions hydrogéologiques (Chapitre 6 ; Chapitre 7), notamment par les apports en eaux de fonte (Malet *et al.*, soumis-b). Pour certaines conditions d'apports d'eau, le matériau peut se liquéfier et le glissement-coulée libérer écoulements gravitaires rapides (coulées boueuses de débris, laves torrentielles boueuses, -Malet *et al.*, sous presse-).

4.3.3.2 Modèle analytique d'évolution à long-terme

Maquaire *et al.* (2003) ont examiné par une analyse géomécanique des matériaux des zones d'accumulations des glissements-coulées de *Poche*, *Super-Sauze* et *La Valette*, les relations entre la météorisation des 'Terres Noires', la résistance des matériaux, l'instabilité des pentes et le déclenchement de 'glissements de type écoulement' rapides à partir de coulées. A partir des caractéristiques de résistance mécanique (§5.3), l'équilibre limite des glissements-coulées a été analysé par la méthode de la pente infinie (*Infinite Slope Analysis*) en faisant l'hypothèse d'un glissement translationnel à surface de glissement localisée à 8 m de profondeur. L'équation donnée par Skempton et DeLory (1957) a été modifiée pour les cas étudiés comme indiquée à la Figure 4.20a. Dans notre cas, la nappe fluctue dans la moitié supérieure de la masse instable ($m = 0.5$ à 1).

À l'état critique, $F_s = 1.0$, les angles topographiques maximum d'équilibre limite, pour des caractéristiques résiduelles et en supposant $m = 0.5$, atteignent 21° pour les glissements-coulées de *La Valette* et de *Super-Sauze*, et 23° pour celui de *Poche*. La pente topographique diminue à respectivement, 16° et 18° pour des conditions entièrement saturées ($m = 1$). Comme les pentes topographiques moyennes des trois glissements-coulées se situent dans cette fourchette, la coulée peut accélérer pour des conditions d'alimentation en eau modérées ; chaque coulée peut être considérée comme très active. Cette analyse laisse supposer que les glissements-coulées sont 'inactifs' quand les eaux souterraines sont très basses (dans la moitié inférieure de la couche en glissement) tandis qu'ils sont 'actifs' quand le toit de la nappe est dans la moitié supérieure (Figure 4.20a).

Maquaire *et al.* (2003) et Malet *et al.* (2003f) ont démontré qu'il existait une corrélation forte entre les caractéristiques géomécaniques de la roche *in-situ* et celles des formations de glissements-coulées. Les granulométries des dépôts de glissements-coulées montrent une augmentation de la fraction silteuse et argileuse du plus jeune (*La Valette*) au plus ancien (*Poche*). Cette évolution devrait produire une augmentation de la résistance globale des matériaux avec le temps. La matrice de *Poche* devrait être plus cohésive que les matrices de *Super-Sauze* et de *La Valette*. Étonnamment, à long terme, le matériel semble devenir plus frictionnel et moins cohésif (Fig. 4.20b). Ceci peut s'expliquer par la météorisation qui produit des particules fines (au moins en surface), par la rupture de liens argileux, par la dissolution de liens carbonatés, ou par l'altération des minéraux argileux. L'illitisation des smectites par cycles d'hydratation/déshydratation) augmenter la résistance de la matrice du matériau (Hueckel et Pellegrini, 1996 ; Hueckel, 2002) Une analyse micro-structurale et minéralogique approfondie doit être envisagée pour clarifier ce mécanisme.

Il est difficile, cependant, de prévoir le moment exact où la pente devient instable entraînant une réactivation importante du mouvement car les données sur le taux de météorisation sont peu nombreuses. Afin de prévoir la stabilité/instabilité de la pente à court terme, le taux de réduction de la résistance (réduction de la cohésion pas totalement compensée par une augmentation d'angle de frottement) doit être examiné pendant une période critique, comme sur le long terme, le matériel tend naturellement à récupérer un état d'équilibre. Ce modèle conceptuel est conforme aux variations de vitesses entre les glissements-coulées de *Super-Sauze* et de *Poche*.

Figure 4.20 – Modèle analytique d'évolution à long-terme des glissements-coulées dans les 'Terres Noires' : (a) : Relations entre l'angle de pente α et le facteur de sécurité F_s , pour deux valeurs de m et pour des caractéristiques mécaniques résiduelles ; (b) : Diagramme conceptuel

d'évolution à long-terme de la résistance au cisaillement ; (c) : Diagramme conceptuel d'évolution à long-terme du coefficient de sécurité F_s (in Maquaire et al., 2003).

figure4.20.jpg

4.4 Synthèse et discussion

La description morpho-structurale de glissements rocheux dans les '*Terres Noires*' et l'analyse théorique de la stabilité des versants a permis de discuter les conditions d'occurrence et de développement des glissements-coulées. L'analyse a confirmé la **prédisposition structurale et l'état instable des massifs de '*Terres Noires*'**. Le déclenchement implique un déplacement sur une surface de glissement unique (cas d'un aval-pendage stratigraphique) ou l'intersection de plusieurs directions de discontinuités (stratification, schistosité, diaclases, joints argileux) et une rupture en dièdre. L'agencement structural des discontinuités détermine les volumes instables et la cinématique de rupture. La présence de nombreux joints argileux à faible résistance au cisaillement, et de nombreux plans de schistosité à angle de frottement modéré et à cohésion nulle favorisent les glissements plans.

La décompression (post-glaciaire, lithologique), la sismicité et la météorisation sont des facteurs de prédisposition. L'analyse met en évidence le **rôle primordial exercé par l'eau** ; dans certains cas, **l'accélération sismique** joue en combinaison avec un massif plus ou moins saturé pour abaisser le coefficient de sécurité à l'unité. Le mécanisme peut être entretenu par l'érosion du pied de versant selon un '**cycle d'instabilité**' ; un versant raviné est intrinsèquement plus instable qu'un versant non raviné.

Le coefficient de sécurité de ces versants peut être estimé par une analyse de l'équilibre limite selon une géométrie de glissement translationnel plan. Des **angles de frottement** respectifs de 32° pour les surfaces de contact sans remplissage, de 22° pour les joints argileux et de 38° pour les diaclases à remplissage calcitique peuvent être utilisés pour les discontinuités ; les

surfaces de décollement et de glissement sont souvent lisses ($JRC < 5$). Plusieurs cas de figures ont été observés.

- 1 Le cas de l'échine Ouest du bassin des Roubines, en aval-pendage stratigraphique, est le plus instable puisque $\phi'_r = \psi$. De faibles circulations d'eau ont déclenché le mouvement ; l'érosion du pied a amorcé et entretient la rupture.
- 2 Le cas du glissement du *Laval*, en amont-pendage stratigraphique, est plus complexe. Le glissement a nécessité le recoupement de deux familles de discontinuités, dont l'une correspond à un joint argileux de faible résistance (Malet *et al.*, soumis-a).
- 3 Dans le cas du secteur occidental du glissement-coulée de *Poche*, en aval-pendage stratigraphique, l'érosion torrentielle a joué un faible rôle car le versant pré-rupture n'était pas raviné. Dans ce cas, l'analyse montre qu'une épaisseur de matériau perméable (moraine, colluvion), avec un degré de saturation proche de 50% peut abaisser le coefficient de sécurité à l'unité.

Un modèle conceptuel de déclenchement et de progression des glissements-coulées dans les 'Terres Noires' est proposé (Fig. 4.19). La mobilité des débris accumulés au pied du versant et l'occurrence de coulées sont contrôlées par la fragmentation, très rapide, de la roche compacte en matrice silto-sableuse et par la présence d'un chenal d'écoulement. Un climat caractérisé par de fréquentes alternances thermiques autour de 0°C est favorable à la transformation du matériau par succession de cycles de gel/dégel. La vitesse de déplacement des coulées lentes dépend des apports d'eau, notamment des eaux de fonte. La coulée de *Super-Sauze* a ainsi fossilisé, sur plus de 700 m de long, un chenal d'écoulement. L'état d'équilibre du glissement-coulée est proche de l'équilibre limite : de faibles variations de pressions interstitielles peuvent accélérer le mouvement ou déclencher des écoulements gravitaires rapides.

La variation de la résistance au cisaillement non drainée (C_{ur}) avec l'indice de liquidité (I_L) permet d'évaluer la susceptibilité au déclenchement de coulées de débris boueuses ou de laves torrentielles (Locat et Demers, 1988; Locat, 1997).

La Figure 4.21 indique qu'une plus grande quantité d'eau est nécessaire pour déclencher un écoulement rapide dans les formations de surface du glissement-coulée de *Poche* et du glissement du *Laval* que dans celles de *Super-Sauze* et de *La Valette* (Maquaire *et al.*, 2003). Ces résultats sont confirmés par des essais rhéologiques (Chapitre 5) sur les mêmes matériaux (Malet *et al.*, 2003f).

Figure 4.21 – Relations entre la résistance au cisaillement non drainée (remaniée) C_{ur} et l'indice de liquidité I_L pour les formations de surface des glissements-coulées de La Valette, Super-Sauze et Poche et du glissement du Laval (modifié de Maquaire *et al.*, 2003).

figure4.21.jpg

Sur le long-terme, en l'absence d'évènements climatiques exceptionnels, les glissements-coulées tendent naturellement à retrouver un **état d'équilibre** par regain de résistance (Fig. 4.20). Deux hypothèses d'évolution du glissement-coulée de *Super-Sauze* sont envisagées :

- 1 l'érosion (torrents latéraux, ruissellement de surface) peut progressivement évacuer la masse accumulée par écoulements turbides, sans causer d'aléa réel ;
- 2 tout ou partie de la masse accumulée peut être liquéfié et former écoulement gravitaire rapide dont les caractéristiques (volume, extension, vitesse) doivent être évaluées. Ce schéma d'évolution peut se produire quel que soit le bilan morphogénétique (positif ou négatif).

Les observations de terrain à *Super-Sauze* (et les mécanismes identifiés à *La Valette*) et **l'état de stabilité précaire de l'escarpement principal**, dont le potentiel de recul par intersection de discontinuités est élevé sur le versant oriental (Fig. 4.10d), indiquent que la seconde hypothèse est probable. La capture de la source de la *Goutta* (une vingtaine de mètres à l'arrière de la couronne, Fig. 3.6a), renforce cette probabilité.

Dans les deux cas de figure, une probabilité de déclenchement d'un écoulement gravitaire rapide doit être évaluée car des infrastructures et des habitations sont exposées à l'aval sur le cône de déjection (§ 3.3.1, Fig. 3.5b). Dans le but d'évaluer ce niveau d'aléa, il est nécessaire de :

- 1 définir la forme de la paléotopographie recouverte et la **structure interne 3-D** de la coulée. Si la forme de la paléotopographie est fortement suggérée par la morphologie de surface (Genet et Malet, 1997 ; Flageollet *et al.*, 2000, sous presse), la géométrie exacte et les caractéristiques mécaniques et rhéologiques des matériaux doivent être définies, par une investigation couplée terrain/laboratoire, pour préciser les volumes potentiellement mobilisables ;
- 2 **modéliser le comportement hydro-mécanique**, actuel et futur, de la coulée, en relation avec les conditions météo-climatiques, selon différentes caractéristiques du matériau et hypothèses de lois de comportement (Chapitre 5) et en appliquant une chaîne de modèle (Chapitre 6, 7, 8). C'est pour répondre à ces questions que le glissement-coulée a été progressivement ausculté et surveillé depuis 1996.

Chapitre 5. STRUCTURE INTERNE ET CARACTERISTIQUES HYDRO-MECANIKES DES MATERIAUX

La modélisation du comportement hydro-mécanique du glissement-coulée, l'estimation d'un volume potentiel de matériau mobilisable en écoulement rapide et la définition d'une probabilité de survenance et d'un niveau d'aléa nécessitent de :

- définir la paléotopographie recouverte et la structure interne tridimensionnelle de la masse accumulée, dont la géométrie est fortement suggérée par la morphologie ;
- caractériser le comportement hydrodynamique, géomécanique et rhéologique des matériaux accumulés ;
- enregistrer et analyser l'hydrologie et la cinématique de la coulée (en surface et en profondeur), en relation avec les conditions météo-climatiques.

Les deux premiers points sont discutés dans le Chapitre 5 ; le dernier dans le Chapitre 6. Si des données de déplacement de surface existent depuis avril 1992 (Weber, 1992, 1993, 2001), la coulée a été progressivement auscultée, équipée et instrumentée à partir de juin 1996 (Genet et Malet, 1997 ; Herrmann, 1997 ; Velcin, 1997 ; Malet, 1998 ; Klotz, 1998, 1999). La

stratégie d'investigation et les principaux résultats sur la structure interne sont présentés dans la section §5.1. Les principales références sont Flageollet *et al.* (2000, sous presse), Weber et Hermann (2000), Maquaire *et al.* (2001), Schmutz *et al.* (2000). L'analyse des caractéristiques hydrologiques et des caractéristiques de résistance des matériaux pour divers gradients de cisaillement et indice de liquidité sont analysés et discutés dans les sections §5.2, §5.3 et §5.4. Les articles détaillés Malet *et al.* (2003a), Maquaire *et al.* (2003), Malet *et al.* (2003f) et Malet *et al.* (2003d) sont repris *in extenso* respectivement dans les Annexes 5, 6, 7 et 8.

5.1 Géométrie tridimensionnelle de la masse accumulée

5.1.1 Contraintes et stratégie d'investigation

En raison de la grande hétérogénéité et de la forte variabilité, supposée, latérale et amont-aval de l'épaisseur de la coulée, une investigation géotechnique et géophysique couplée à une analyse géomorphologique et photogrammétrique a débuté en 1996 (Fig. 5.1). Les moyens d'investigation ont été choisis après une étude de faisabilité, menée en mai 1996, qui a montré qu'une prospection par pénétromètre dynamique à pointe débordante apportait les résultats escomptés en terme de profondeur d'investigation et de 'relative facilité' d'emploi (Genet et Malet, 1997 ; Flageollet *et al.*, 2000 ; Maquaire, 2002).

Figure 5.1 – Stratégie d'investigation par croisement de méthodes géomorphologiques, photogrammétriques, géotechniques et géophysiques.

figure5.1.jpg

L'accès du site étant impossible à des véhicules (zones humides et boueuses peu portantes, ravines larges et profondes), des outils d'investigation 'légers' et transportables à dos d'homme ont été utilisés en complément d'outils d'investigation 'lourds' et hélicoptérés, afin de mettre en place des tubes inclinométriques, des piézomètres ouverts, et de réaliser des essais pressiométriques (Fig. 5.4a) et des essais d'eau en profondeur (*Lugeon, Lefranc*). Une

sondeuse NUZI (100 ch) a été hélicoptée (Fig. 5.2a) et six **sondages profonds** (un forage carotté, cinq forages destructifs au tricône avec enregistrements des paramètres) ont été réalisés par l'entreprise INFRASOL sur les replats supérieur et intermédiaire (Fig. 3.9). Les sondages complémentaires ont été réalisés avec un **pénétrromètre dynamique** DL030 (mouton de 30 kg, Fig. 5.2b), un pénétromètre dynamique 'léger' (mouton de 10 kg) et un **vibro-percuteur à gouges** (Fig. 5.2c) permettant d'identifier la nature du sol, de prélever des échantillons intacts ou remaniés jusqu'à une profondeur de l'ordre de 9 m et d'installer des tubes piézométriques (Genet et Malet, 1997 ; Maquaire *et al.*, 2001)

Figure 5.2 – Investigation géotechnique. (a) : Sondeuse NUZI pour la réalisation de sondages profonds ; (b) : Pénétrromètre dynamique lourd DL030 ; (c) : Sondage au vibro-percuteur à gouges.

figure5.2.jpg

Ces techniques classiques de prospection par forages géotechniques ponctuels ont été complétées par une prospection géophysique (Fig. 5.1) qui a nécessité des adaptations et des développements méthodologiques d'interprétation jointe (Schmutz, 2000 ; Schmutz *et al.*, 1999, 2000). Plusieurs méthodes complémentaires ont été utilisées pour répondre à la complexité du site :

- méthodes de mesure de la résistivité électrique (électrique par courant continu, 300 sondages ; TDEM -*Time-Domain Electro-Magnetism*-, 200 sondages) en raison de la présence supposée d'une nappe ;
- sismique-réfraction (60 tirs) en raison de la différence de compaction attendue entre les différentes couches de la coulée et le substratum.

Les investigations ont été menées le long de cinq profils transversaux (Fig. 3.9, Fig. 5.3) dont l'implantation a été guidée par la morphologie (replats, ruptures de pente, échines apparentes,

EPD = essai de pénétration dynamique ; SVP = sondage au vibro-ercuteur ; SDC = sondage destructif paramétré ; SC = sondage carotté ; EP = essai pressiométrique ; TB = tube piézométrique ; TI = tube inclinométrique ; G = granulométrie ; ES = essai scissométrique.

Le principe retenu a été d'étalonner et de corrélérer en quelques points les résultats obtenus par les différentes méthodes, puis d'étendre la prospection à l'aide des outils les plus maniables (pénétrömètre dynamique, vibro-percuteur). Les résultats de l'investigation terrain ont été introduits *a posteriori* pour contraindre les modèles numériques de terrain dérivés des traitements photogrammétriques réalisés par Weber et Herrmann (2000) ; en particulier, les photographies aériennes de 1956, 1978 et 1995 ont été ré-échantillonnées à une résolution plus fine (3 m) que celle initialement obtenue par Weber et Herrmann (2000). Le croisement de toutes ces informations a permis d'obtenir une représentation spatialisée de la structure interne de la coulée et de fixer la limite entre la zone d'ablation et la zone d'accumulation.

5.1.2 Interprétation et domaine de validité des essais pénétrométriques

Les résultats obtenus par les différentes techniques d'investigation n'impliquent pas de commentaire particulier, et apparaissent conformes à leur domaine respectif de validité. Toutefois, nous souhaitons apporter un commentaire particulier sur les résultats obtenus par la **pénétrométrie dynamique** dans ces formations meubles et par endroits saturées (NFP 94-115). Les valeurs de résistance de pointe Q_d ont été calculées par la formule des Hollandais (Filliat, 1981 ; Waschkowski, 1983). Le pénétrogramme D3 (Fig. 5.5a) illustre le domaine de validité des investigations. Le pénétromètre dynamique utilisé a limité nos investigations à une profondeur maximale de 9.50 m, notamment en raison du développement de frottement latéral au passage de couches instables et imbibées. La présence de nombreux blocs de moraines ou de blocs de marnes peu déstructurés au sein de la masse a également limité nos investigations, car la pointe ne pouvait pénétrer ce matériau très résistant (faux-refus). Dans ce cas, un autre essai a été réalisé dans un périmètre de 2 m autour du premier. Enfin, la présence de cailloux de moraine ou d'éclats de calcite au sein d'une couche moins résistante génère des pics localisés (pseudo-blocage) sur les pénétrogrammes.

Figure 5.3 – Evolution géomorphologique du bassin torrentiel des Roubines entre 1956 (noir) et 1995 (grisé) (modifié de Malet et al., 2002c). Nota : sur l’emprise du glissement-coulée, les échinés sont soit fossilisés dans la zone d’accumulation, soit tronqués dans la zone d’ablation.

figure5.3.jpg

Figure 5.4 – Investigation géotechnique par (a) essai scissométrique à main et (b) essai pressiométrique.

figure5.4.jpg

Dans les marnes *in situ*, la résistance de pointe Q_d augmente progressivement et atteint des valeurs supérieures à 20-25 MPa (refus, paléotopographie supposée atteinte). Ces valeurs correspondent à celles indiquées dans la littérature pour des matériaux argilo-marneux *in-situ* (Waschkowski, 1983 ; Phan, 1993). Quelquefois, il fut possible de forcer la pénétration dans un bloc de marnes noyé dans la coulée, et de continuer l'essai au sein d'une couche moins résistante.

Figure 5.5 – Interprétation des essais géotechniques. (a) : Pénétrogramme D3 (in Flageollet et al., 2000) ; (b) : Profil de module de déformation, profil de pression limite et de fluage et profil d’angle de frottement dérivés des essais pressiométriques du sondage BV6 (2-4 m, zone grisée) et EP5 (5-24 m). L’angle de frottement est déterminé selon l’expression analytique de Monnet et Khelif (1995) et Monnet et Chemaâ (1994).

figure5.5.jpg

Plus encore que les valeurs brutes de résistance de pointe Q_d , c'est l'allure des courbes qui est discriminante et permet l'interprétation des différentes couches. Sur la plupart des 158 pénétrogrammes, **trois couches de résistance** ont été déterminées en accord avec les sauts éventuels de résistance de pointe (rupture dans les courbes, transition progressive). Plusieurs carottages, des fosses d'observations (pelle/pioche) et des essais pressiométriques (Fig. 5.5b) ont permis d'étalonner ces variations de résistance (Genet et Malet, 1997).

5.1.3 Structure interne 3-D du glissement-coulée de *Super-Sauze*

5.1.3.1 Position et forme de la paléotopographie

L'ancienne topographie est constituée par une série de crêtes quasi-intactes dans la zone d'accumulation. Sur le transect B, l'échine E4 émerge en permanence de la coulée, l'échine E6 est parfois visible au rythme des vidanges et remplissages successifs, l'échine E7 est située quelques mètres sous la surface topographique (Fig. 5.3, Fig. 5.6). La coulée présente une épaisseur maximale dans l'axe du thalweg principal du bassin torrentiel de 1956. Elle atteint :

- un maximum de 20 m dans la zone d'ablation (profil A) ;
- un maximum de 8 m le long du profil B dans la zone d'accumulation ;
- une vingtaine de mètres dans la partie Est du profil C qui correspond à la zone de confluence des ravines du bassin torrentiel de 1956.

Puis, l'épaisseur diminue progressivement vers l'aval (8 à 9 m le long du transect E, quelques mètres au pied de la coulée). L'incertitude sur l'épaisseur est minimale sur les profils B à E. Par contre, la position du substratum dans la zone d'ablation est encore incertaine, en raison des nombreux pseudo-blocages obtenus sur les essais pénétrométriques du transect A (blocs morainiques, panneaux et blocs de marnes structurées). Les sondages réalisés en partie inférieure de la coulée, à partir du profil D atteignent des profondeurs supérieures à celles obtenues dans les sondages de la partie amont (Genet et Malet, 1997). Cela traduit, d'une part

un nombre plus réduit de blocs de moraines, et d'autre part une plus grande fragmentation des blocs de marnes dans la formation remaniée (Genet et Malet, 1997 ; Flageollet *et al.*, 2000).

Ces échines et ravines compartimentent la coulée en plusieurs gouttières étroites. Ce compartimentage est également mis en évidence grâce aux mesures des déplacements de surface (§ 7.1). Les compartiments présentent des comportements cinématique, hydrodynamique et mécanique différents, variables saisonnièrement en relation avec les conditions climatiques (Malet, 1998 ; Flageollet *et al.*, 2000 ; Malet *et al.*, 2001a).

5.1.3.2 Structure de la coulée dans la zone d'accumulation

La coulée constitue une langue hétérogène à forte matrice silto-sableuse mélangée à des débris morainiques (§3.3.3.2) Dans la zone d'accumulation (transects B à E), **trois couches 'géotechniques'** peuvent être identifiées, à partir des critères de résistance mécanique, des contrastes dans la nature des matériaux et des déformations et cisaillements des tubes inclinométriques et piézométriques.

La structure verticale de la coulée distingue (Fig. 5.6) :

- une **unité superficielle épaisse** de 5 à 9 m ($Q_d < 10$ MPa, $E_M < 15$ MPa, vitesses de déplacement superficiel > 5 m.an⁻¹). Selon la forme de la paléotopographie et l'amplitude de battement de la nappe, cette unité active peut être subdivisée en **deux sous-unités** (1a et 1b). Une surface de glissement interne est identifiée à une profondeur de 5 m sur le transect B, 8 m sur le transect C et 6-7 m sur le transect D. Les couches *C1a* et *C1b* constituent l'aquifère ;
- une **unité profonde** ayant une épaisseur maximale de 5-6m au droit du transect B et de 10 m sur le transect C. A partir des mesures inclinométriques et des essais pressiométriques ($E_M > 15$ Mpa, $P_L > 4$ MPa), cette unité est considérée comme imperméable, très compactée, aux très faibles déplacements ou stable comme un 'corps mort', comme cela a été identifié à *La Valette* (Colas et Locat, 1993) ou sur la coulée de *Slumgullion* (Varnes *et al.*, 1996).

Figure 5.6 – Structure interne de la zone d'accumulation de la coulée (croisement de toutes les méthodes d'investigation) et synthèse des caractéristiques hydro-mécaniques (in Malet, 1998 ; Flageollet et al., 2000).

figure5.6.jpg

L'**investigation géophysique** indique la même succession de couches avec des gammes de résistivité et de vitesses sismiques respectives (Schmutz *et al.*, 1999 ; Schmutz, 2000) :

- de 5-40 Ω .m et 450-600 m.s^{-1} pour la couche 1 ;
- de 45-100 Ω .m et 450-600 m.s^{-1} pour la couche 2 ('corps mort') ;
- supérieures à 100 Ω .m et 2200-5000 m.s^{-1} pour le substratum.

Figure 5.7 – Interprétation jointe de cinq couples de sondage TDEM-électrique et calage sur les sondages géotechniques du secteur Est du transect C (in Schmutz et al., 2000).

figure5.7.jpg

A partir d'un modèle géophysique en six couches (Fig. 5.7), en considérant un modèle général comprenant une masse active superposée à une masse stabilisée, elle-même superposée au substratum, l'interprétation jointe électrique-TDEM a permis de mettre en évidence des lits intermédiaires (Schmutz *et al.*, 2001) non détectés par la prospection géotechnique. Ces lits intermédiaires correspondent, de la surface vers la profondeur :

- à une **zone de transition peu épaisse (0.5-0.7 m) de boue très lâche et humide** située entre la masse active et la masse 'stabilisée'. Cet horizon est le plus conducteur avec des résistivités peu contrastées (2-3 Ω .m) et des facteurs d'anisotropie compris entre 0.35 et 1. Ces valeurs de résistivité correspondent aux résistivités mesurées dans les échantillons

d'eau pure. Par ailleurs, aucun effet de polarisation provoquée dû à des minéraux métalliques ou argileux ne perturbe les mesures. De ce fait, cet horizon doit être saturé ;

- au **toit de la masse stabilisée**, sur une épaisseur très mince de 0.3-0.6 m, le **matériau est compacté et 'glacé'**, comme cela est parfois observé sur les surfaces de glissement (Habib, 1985). Les résistivités sont supérieures au précédent terrain (31-35 Ω .m) ;
- à la **transition entre la masse stabilisée et le substratum**. D'une faible épaisseur (0.7-1.4 m), cet horizon peut correspondre au manteau de formations superficielles autochtones des marnes *in-situ* tel qu'il est décrit par Alexandre (1995) et Maquaire *et al.* (2002) ou à des altérites mélangées à des formations de pente ou à des épandages de moraines (Weber, 2001). La gamme de résistivité varie de 37 à 80 Ω .m pour un facteur d'anisotropie compris entre 0.7 et 1.

5.1.3.3 Structure de la coulée dans la zone d'ablation

La géométrie de la masse accumulée et la forme de la surface de rupture sont difficiles à définir dans la zone d'ablation (transect A). Les trois forages profonds EP5, EP8 et F1 localisent, respectivement, les marnes *in situ* à -19.50 m, -20.50 m et -8.85 m sous la surface topographique actuelle (Figure 5.8a). La surface de rupture présente une forme irrégulière. La localisation des forages sur l'orthophotographie de 1956 montre que les différences de profondeur coïncident avec l'emplacement d'une ravine et de l'échine E4 du paléo-relief (Fig. 5.8b,c). L'interprétation des profils inclinométriques (du 10 septembre au 1 octobre 1996, date après laquelle la sonde était bloquée, Fig. 5.8a) et surtout le suivi des déplacements des têtes de forage par topométrie, de leur déformation puis de leur cisaillement (passage de gabarits dans les tubages), confirment cette analyse. Sur la coupe AA' de la Figure 5.8b, les altitudes de cisaillement des tubages s'alignent parfaitement. Ce cisaillement indique la présence d'une surface de rupture située -8.50 m sous la surface topographique, vers 1950 m d'altitude. Une seconde surface de glissement se localise vers -5.25 m.

Les **mesures inclinométriques et le suivi de la déformation** et du cisaillement des tubes permettent de proposer un profil vertical de vitesse (Fig. 5.8a) où les déplacements s'amortissent vers la profondeur à partir de 3-4 m. Le modèle géotechnique distingue :

- une **masse active** d'une épaisseur de 9 à 10 m, aux vitesses superficielles très variables, d'un secteur à l'autre de la coulée (de 2 à plus de 10 m.an⁻¹, § 7.1), avec une discontinuité de vitesse à 4-5 m de profondeur. Le comportement est '**rigide-plastique**' sur les quatre premiers mètres, puis **visco-plastique** en profondeur ;
- une '**bande de cisaillement**' interne peu épaisse (0.20-0.30 m), saturée, avec un indice de liquidité proche de 0.7, caractéristique d'un matériau dans un état plastique ;
- un '**corps mort**' dans le fond des ravines, dont l'écoulement est bloqué par la topographie en échines. Le comportement est **élastoplastique**.

Il a été possible de vérifier la pertinence et la justesse des interprétations sur la géométrie de la paléotopographie dans la partie amont du transect B. A la suite d'une importante vidange en novembre 2000, le substratum marneux et la surface de glissement interne étaient parfaitement visibles entre les échines E6, E4 et E3 pendant environ deux mois (Fig. 5.9a, b) :

- dans le compartiment Est, entre les échines E6 et E4 (Fig. 5.3 ; Fig. 5.6), la forme en V du talweg et de ses flancs étaient parfaitement visibles. La crête et le flanc Est de l'échine E6 étaient bien marquées, quoique encore recouverts par d'épais dépôts (Fig. 5.9a) ;
- dans le compartiment central entre les échines E4 et E3, à une cinquantaine de mètres à l'amont de l'axe du transect B, le substratum apparaissait en plusieurs endroits sur plusieurs dizaines de m². La marne in-situ apparaissait compacte et 'raclée' ; le manteau d'altération avait été décapée par la coulée. Des stries de glissements marquées ont été observées en plusieurs endroits ; des échantillons intacts de la surface de glissement ont pu être prélevés. Aujourd'hui, ce secteur est à nouveau totalement recouvert par les matériaux de la coulée.

5.1.3.4 Stratégie de reconstruction d'un modèle géométrique 3-D

Les informations issues des sondages géotechniques, des sondages géophysiques et des observations de terrain (topométrie) ont été utilisées pour contraindre la précision des Modèles Numériques de Terrain obtenus par Weber et Herrmann (2000) à une résolution spatiale de 10 m. Un second traitement photogrammétrique par corrélation automatique a été

réalisé sur les couples de photographies aériennes de 1956 et 1978 à une résolution spatiale de 2 m. Quarante vingt profils transversaux (perpendiculaires à l'écoulement de la coulée), espacés de 10 m, ont été sélectionnés ; la forme 'en marche d'escalier' de la topographie a été lissée.

Figure 5.8 – Structure interne dans la zone d'ablation. (a) : Mesures inclinométriques et profil vertical de vitesse déduit des mesures inclinométriques (in Malet et Maquaire, 2003) ; (b) : Schéma interprétatif du suivi des inclinomètres entre 1996 et 2000, (c) : Extrait des orthophotographies de 1956 et 1995 et position des sondages.

figure5.8.jpg

Figure 5.9 – Bande de cisaillement observée en juillet 2001 dans la partie amont du transect B. (a) : Miroir de marnes in-situ, compactes et raclées, sur le flanc Ouest de l'échine E6 ; (b) : Bande de cisaillement interne et stries de glissement sur le flanc Ouest de l'échine E3.

figure5.9.jpg

Dans la zone d'ablation, une géométrie simple de succession régulière d'échines et de ravines (Fig. 5.8b) a été introduite arbitrairement. Un Modèle Numérique de Terrain a été interpolé par krigeage (résolution spatiale de 2 m) à partir des profils lissés. La précision planimétrique est estimée à 0.50 m, la précision altimétrique à 1 m. Les interfaces *C1a/C1b* et *C1b/C2* ont été introduites à partir des profondeurs identifiées sur les sondages géotechniques et géophysiques. Une interpolation linéaire a été utilisée pour introduire des points intermédiaires. Ces modèles numériques ont été utilisés dans les codes de calcul (§ 6, § 7).

5.2 Stratégie de caractérisation des matériaux

5.2.1 Objectifs et démarche retenue

Les propriétés physiques, hydrodynamiques, géomécaniques et rhéologiques des formations remaniées du glissement-coulée et du matériau 'source' intact ont été définies en croisant **essais *in-situ* et essais de laboratoire**, dont certains ont été adaptés pour tenir compte de la nature fragile des 'Terres Noires'. Une des particularités des essais de laboratoire tient au fait qu'ils sont entrepris sur de faibles volumes de matériaux (quelques centaines de cm³) qui doivent être représentatifs de l'ensemble de la formation (Lambe et Whitman, 1979 ; Leroueil et Hight, 2003). Pour les essais de cisaillement, cela exclut les fractions supérieures à 5 mm environ qui perturbent ou faussent les résultats ; pour les essais de rhéométrie, cela exclut les fractions supérieures à 0.4 mm. Pour ces raisons, des **protocoles d'analyse** et des **modes opératoires spécifiques** ont été utilisés (Malet *et al.*, 2002a, 2003a, 2003f ; Maquaire *et al.*, 2003). L'hétérogénéité forte des matériaux est prise en compte dans l'analyse des textures (Hey et Thorne, 1981 ; Meunier et Carion, 1987) et des caractéristiques de résistance (Serratrice, 1978, 1995 ; Wu, 1996). Les objectifs sont :

- de définir des **plages de variation de paramètres** à introduire dans les modèles, en multipliant le nombre d'essais et en croisant les techniques d'investigation (Malet *et al.*, 2003d) ;
- de définir les caractéristiques hydrodynamiques des matériaux dans une **large gamme de potentiel de pression** par des essais *in-situ* complémentaires ;
- d'évaluer la variation des caractéristiques de résistance des matériaux avec le **gradient de cisaillement** et la **teneur en eau** du matériau et de définir des lois de comportement ;
- de comparer les caractéristiques rhéologiques des dépôts de coulées de débris boueuses observées en mai 1999 et novembre 2000 à des **mélanges théoriques** de marnes et de moraines.

5.2.2 Modes opératoires et matériaux testés

Les essais³¹ ont été réalisés selon les protocoles standards décrits par ASTM (American Society for Testing and Materials), AFNOR (Association Française de Normalisation) et SNV (Association Suisse de Normalisation). Ont été définies les caractéristiques :

- *physiques* (cortège minéralogique, structure, granulométrie des éléments constitutants, limites d'Atterberg, valeur au bleu, % de CaCO₃, densité humide et sèche, compacité, porosité, indice des vides, optimum Proctor, etc) ;
- *hydrodynamiques* (conductivités hydrauliques à saturation, conductivité hydraulique non saturée, courbes de rétention hydrique) ;
- *mécaniques* (essai pressiométrique, compression uniaxiale, cisaillements rectiligne, annulaire et triaxial) ;
- *rhéologiques* (rhéomètre plan/plan et coaxial ; slump tests ; plan incliné).

Différents matériaux³² dérivés des 'Terres Noires' ont été testés :

- les matériaux des trois couches 'géotechniques' du glissement-coulée de *Super-Sauze* (Fig. 5.6), codées respectivement *C1a*, *C1b* et *C2* ('corps mort') ;
- le matériau de la bande de cisaillement interne du glissement-coulée (*SG*) ;

³¹ Les essais ont été réalisés au *Laboratoire d'Analyse des Sols* de l'*Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre*, Strasbourg et au *Département de Géologie et de Génie Géologique* de l'*Université Laval*, Québec. Certains essais triaxiaux ont été réalisés au *Laboratoire de Mécanique des Sols* de l'*Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne*.

³² Les matériaux de la couche superficielle des glissements-coulées de *Poche* et de *La Valette* et les dépôts des laves torrentielles de *Faucon* (1996) et du *Riou-Bourdoux* (1997) ont été caractérisés pour comparaison. Les résultats sont présentés dans *Maquaire et al.* (2003, Annexe 6) et dans *Malet et al.* (2002a, 2003f ; Annexe 7). Une analyse approfondie du comportement rhéologique des laves torrentielles de *Faucon* en 1996 et 2003 sera trouvé dans la thèse de doctorat d'Alexandre Remaître (soutenance en 2005).

- le matériau des dépôts des coulées de débris observées en mai 1999 (*COU99*) ;
- le matériau de la zone source des coulées de débris à l'amont de l'escarpement secondaire (*IND*) ;
- le matériau du manteau dégradé du membre stratigraphique supérieur des 'Terres Noires' *in-situ* (*USD*) et de la formation morainique de l'escarpement principal (*MOR*).

Les échantillons intacts ont été prélevés *in-situ* à différentes profondeurs, dans des fosses creusées à la pioche sur les transects B à E, dans les flancs de la ravine principale intra-coulée et sur le talus de l'escarpement secondaire (Fig. 3.9). La section § 5.3 présente les résultats des analyses minéralogiques, granulométriques et physiques ; la section §5.4 présente les caractéristiques hydrodynamiques ; les sections § 5.5 et § 5.6 présentent les caractéristiques de résistance respectivement à gradient de cisaillement faible et élevé. Seuls les modes opératoires de certains essais spécifiques sont présentés ; pour les essais 'courants', le lecteur peut se reporter aux normes indiquées en référence.

5.3 Propriétés physiques des matériaux du glissement-coulée

5.3.1 Cortège minéralogique et microstructure

Le **cortège minéralogique** a été déterminé par diffractométrie X sur poudre (naturelle, glycérolée et chauffée) selon le mode opératoire de Cullity (1989). Les résultats sont concordants avec ceux obtenus par Phan (1993), Bufalo (1989) et Schmutz (2000). La phase carbonatée (essentiellement de la calcite), faible, varie entre 20 et 35% du volume total de l'échantillon. La phase détritique est constituée essentiellement d'argiles minéralogiques avec une faible proportion de quartz. Les matériaux testés montrent peu de variations et sont formés majoritairement d'**illites** (70-75%), de **chlorites** (15-20%) et de **calcite** (3-5%). Seule une faible proportion de smectites est observée ; les faibles valeurs obtenues à l'essai au bleu de méthylène (NFP 94-040) confirment l'**absence d'argiles gonflantes**. Les résultats sont détaillés dans Malet *et al.* (2002a) et Maquaire *et al.* (2003).

L'analyse microstructurale au microscope électronique à balayage indique une microstructure ouverte avec des ponts argileux intacts et des particules arrondies (Fig. 5.10). A faible grossissement (Fig. 5.10a, b), la texture des 'Terres Noires' intactes (USD) est formée de micro-agrégats d'écaillés argileux empilés, mêlés de grains cristallins de petite dimension (calcite, quartz). Les **liaisons entre les agrégats sont majoritairement assurées par les particules argileuses** ; aucune liaison intercristalline n'est visible. La **texture alvéolée**, renforcée par la corrosion des grains de calcite, **facilite la rétention de l'eau**. Le pourcentage de grains de calcite est plus faible dans les échantillons du glissement-coulée (C1a) que dans celui des terrains *in-situ* (USD). Des nodules pyriteux disséminés dans la matrice argileuse sont présents dans tous les échantillons, bien qu'ils n'apparaissent pas sur les diffractogrammes. La pyrite favorise le processus de désagrégation du matériau (l'oxydation de la pyrite en présence de calcite fournit de l'acide sulfurique qui attaque la fraction chloriteuse de la matrice et la calcite pour former du gypse, -Phan, 1993-).

Figure 5.10 – Microstructure des 'Terres Noires' observée au microscope électronique à balayage. (a) : Texture alvéolée des 'Terres Noires' intactes (USD) ; (b) : Texture très alvéolée et nodules pyriteux des 'Terres Noires' remaniées.

figure5.10.jpg

5.3.2 Caractéristiques physiques et variabilité spatiale

Le poids volumique des grains solides ρ_s , le poids volumique du sol sec γ_d , le poids volumique du sol saturé γ_{sat} , l'indice des vides e et la porosité totale δ ont été déterminées sur des échantillons intacts (Tab 5.2, NFP 94-053, NFP 94-054). Aucune variation amont-aval des caractéristiques des couches C1a et C1b n'est observé (Fig. 5.11). L'hypothèse d'égalité de la moyenne (test t-Student, $H_0 : \mu_1 = \mu_2$) et d'égalité de la variance (test F, $H_0 : \sigma_1 = \sigma_2$) de ces quatre paramètres a été testée selon la procédure décrite par Blalock (1981) avec un intervalle de confiance de 0.95. Dans tous les cas, même si la forme des distributions de

valeurs est identiques, l'hypothèse nulle est rejetée : même faibles, les **différences inter-couches sont significatives**.

A l'inverse, les différences inter-fosses ne sont pas significatives pour les poids volumiques et l'indice des vides ; les caractéristiques physiques des couches *C1a* et *C1b* sont uniformes de l'amont vers l'aval. Seule une différence significative de la porosité totale est prédite de l'amont vers l'aval. Le poids volumique sec s'échelonne entre 12.0 kN.m⁻³ et 18.9 kN.m⁻³ pour un poids volumique des grains solides compris entre 2.68 et 2.73 Mg.m⁻³. Les essais Proctor modifiés sur la fraction < 20 mm (NFP 94-093) indiquent un poids volumique optimal ρ_{opt} compris entre 19.2 kN.m⁻³ et 21.1 kN.m⁻³ pour une teneur en eau optimale W_{opt} comprise entre 10.5 et 14.6%. La porosité s'échelonne entre 15% et 38% et l'indice des vides entre 0.4 et 0.9. Les teneurs en eau pondérales varient entre 8 et 24%.

Tableau 5.2 – Plage de variation de quelques paramètres physiques des matériaux du glissement-coulée.

	ρ_s (Mg.m ⁻³)	γ_d (kN.m ⁻³)	γ_{sat} (kN.m ⁻³)	W_{opt} (%)	ρ_{opt} (kN.m ⁻³)	e (-)	δ (%)
<i>C1a</i>	2.71	16.3 – 17.1	19.7 – 20.7	12.0	19.2	0.5 – 0.9	23 – 35
<i>C1b</i>	2.70	17.4 – 18.2	20.5 – 21.3	13.4	20.4	0.5 – 0.8	19 – 26
<i>C2</i>	/	18.2 – 18.7	20.9 – 21.8	14.6	21.1	0.4 – 0.6	17 – 23
<i>SG</i>	/	16.8 – 17.2	20.1 – 20.4	/	/	0.4 – 0.6	15 – 18
<i>COU9</i>	2.73	12.0 – 12.7	17.2 – 17.9	10.7	20.3	0.7 – 0.9	23 – 35
<i>9</i>							
<i>IND</i>	2.72	12.0 – 18.9	17.7 – 18.4	10.5	19.9	0.9 – 1.3	28 – 38
<i>USD</i>	2.68	14.3 – 14.7	19.1 – 19.5	11.5	20.2	0.8 – 1.1	29 – 36

ρ_s est le poids volumique des grains solides ; γ_d est le poids volumique sec ; γ_{sat} est le poids volumique saturé ; W_{opt} est la teneur en eau à l'optimum de compacité ; ρ_{opt} est le poids volumique optimal ; e est l'indice des vides ; δ est la porosité totale.

Figure 5.11 – Variabilité de quelques paramètres physiques des couches C1a et C1b sur les transects E (fosse FE) et B (fosse FB-1). (γ_d est le poids volumique sec ; γ_{sat} est le poids volumique saturé ; e est l'indice des vides ; δ est la porosité totale ; C_u est la cohésion non drainée ; σ'_{vo} est la contrainte effective ; σ'_p est la contrainte de préconsolidation ; I_L est l'indice de liquidité).

figure5.11.jpg

La cohésion non drainée, déterminée par des essais scissométriques (NFP 94-072), varie autour d'une valeur moyenne de 20 kPa. La pression de préconsolidation, déterminée à partir d'essais oedométriques conventionnels (NFP 94-090-1), indique que le matériau est **normalement consolidé**, avec un rapport de surconsolidation OCR qui varie entre 1.1 et 1.25.

Figure 5.12 – Courbes granulométriques des matériaux du glissement-coulée de Super-Sauze. (a) : Relation entre la masse totale sèche de l'échantillon et le pourcentage d'argiles et de silts ; (b) : Fuseaux ou courbes granulométriques moyennes pour les trois couches géotechniques du glissement-coulée et le matériau 'source' ; (c) : Fuseaux granulométriques pour les coulées de débris et le matériau 'source' (in Malet et al., soumis-c).

figure5.12.jpg

5.3.3 Caractéristiques granulométriques

Les analyses granulométriques ont été réalisées sur des échantillons écrêtés à 20 mm. Cette limite, qui ne prend pas en compte la fraction grossière, a été définie à partir de diverses études menées sur la rhéologie des '*glissements de type écoulement*' (Davies, 1986 ; Coussot, 1997 ; Iverson *et al.*, 1997 ; Hungr *et al.*, 2001). Ces études montrent que le comportement de l'écoulement est contrôlé par la matrice et non par les blocs ou les débris qu'elle transporte. Les courbes granulométriques de la fraction inférieure ou égale à 20 mm sont accompagnées du pourcentage de cette fraction sur la fraction $[0-D_{\max}]$. Dans notre cas, D_{\max} atteint 150 mm.

Pour tenir compte de l'hétérogénéité des matériaux, Maquaire *et al.* (2003) ont montré que les analyses devaient être effectuées sur un poids de matériau échantillonné compris entre 70 et 110 kg. (Fig. 5.12a). Un protocole adapté à la fragilité des clastes de marnes et qui évite la formation artificielle de particules fines a été adopté³³. Les matériaux sont caractérisés par l'importance des fractions argileuses et silteuses (25-40%). La fraction graveleuse est plus importante que la fraction sableuse. Même si les caractéristiques granulométriques des échantillons sont proches, on peut noter que :

³³ Le protocole implique un processus de tamisage doux qui limite au maximum les frottements et les chocs entre les particules. Ce protocole doit permettre de désolidariser les différents clastes scellés par la matrice silto-argileuse sans provoquer leur fragmentation. Le protocole coûteux en temps, est le suivant :

► sur le terrain : (1). prélever 80-100 kg de matériaux ; (2). faire sécher le matériau sur une bâche pour désolidariser les agrégats argileux ; (3). séparer, tamiser et peser chaque fraction (0 – 20 mm ; 20 – 40 mm ; 40 – 80 mm ; etc. entre $[0-D_{\max}]$; (4). effectuer un quartage (40 kg) de la fraction inférieure à 20 mm.

► au laboratoire : après un deuxième quartage, lors d'un unique cycle humectation-dessiccation, les différents éléments sont séparés manuellement sous un filet d'eau, puis séchés et tamisés ; les fractions < 0.4 mm sont tamisées par voie humide, la fraction < 0.05 mm est analysée au granulomètre-laser (Coulter LS-230) sans ajout de défloculant ; le refus à 0.4 mm est tamisé manuellement par voie sèche.

- les matériaux de la **couche de surface Cla** sont plus **dégradés** que les matériaux des couches Cib et C2. La texture des ces formations est silto-argileuse (Fig. 5.12b) ;
- les matériaux des coulées de débris boueuses (COU99) sont plus **riches en silts et en sables**. La texture est sablo-silteuse :
- une **corrélation remarquable** existe entre les matériaux ‘sources’ (USD, IND) et les formations ‘remaniées’.

5.3.4 Caractéristiques de consistance

Les **limites d’Atterberg** ont été déterminées sur la fraction argileuse et silteuse. Les limites de liquidité W_L ont été obtenues selon la méthode de la coupelle (NFP 94-051 ; Casagrande, 1932) et selon la méthode du cône suédois (NFP 94-051-1 ; Hansbo, 1957). La méthode du rouleau est utilisée pour la limite de plasticité W_P ; la limite de retrait W_R est évaluée par dosage au mercure (XPP 94-060-1).

Les limites de plasticité s’échelonnent entre 12 et 19% ; les limites de liquidité s’échelonnent entre 30 et 38% (Tab. 5.3). Couplées aux textures des matériaux, l’indice de plasticité et la surface spécifique (valeur au bleu) permettent de classer les formations comme **peu plastiques et faiblement sablo-silteuse** (classification USCS). Le diagramme d’activité de Skempton traduit la faible activité des ‘Terres Noires’ en relation avec l’absence d’argiles gonflantes.

Tableau 5.3 – Limites de consistance et surfaces spécifiques des matériaux.

	W_P	W_L^*	W_L	W_R	I_P	n	SS	n
	(%)	(%)	** (%)	(%)	(-)		(-)	
Cla	15	– 31	– 34	– 14	– 16	– 7	30	– 9
	17	33	36	15	17		37	

C1b	16	-	33	-	34	-	13	-	17	-	3	28	-	6
	18		36		37		14		18			32		
C2	17	-	35	-	36	-	12	-	17	-	3	26	-	4
	19		38		39		13		20			30		
SG	13	-	30	-	31	-	13	-	17	-	3	/		/
	14		31		32		15		18					
COU	15	-	30	-	32	-	13	-	15	-	5	31	-	5
99	16		32		34		14		16			38		
IND	17	-	33	-	31	-	14	-	16	-	5	35	-	5
	19		34		32		15		17			42		
USD	16	-	33	-	33	-	14	-	16	-	5	21	-	4
	18		35		36		15		18			25		

* représente les essais par la méthode de la coupelle de Casagrande ; ** représente les essais par la méthode du cône Suédois ; W_P est la limite de plasticité , W_L est la limite de liquidité ; W_R est la limite de retrait ; I_p est l'indice de plasticité ; SS est la surface spécifique ; n représente le nombre d'analyse.

5.4 Propriétés hydrodynamiques des matériaux du glissement-coulée

5.4.1 Stratégie de mesures et modes opératoires

Une attention particulière a été apportée à l'estimation des caractéristiques hydrodynamiques et hydrogéologiques des matériaux ; de nombreux auteurs ont en effet montré que ces caractéristiques influençaient plus les résultats des simulations numériques que les caractéristiques géomécaniques (§ 2.4.1). Ceci est en particulier lié aux plages de variations associées aux grandeurs hydrodynamiques, qui s'étendent très souvent sur deux à trois ordres de grandeurs (Livet, 1976 ; Hillel, 1984 ; Kutilek et Nielsen, 1994 ; Ambroise, 1998).

Figure 5.13 – Investigation hydrodynamique et hydrogéologique des formations du glissement-coulée, en conditions saturées et non saturées. (a) : Stratégie d’investigation (in Malet et al., 2003d) ; (b) : Essai sous charge variable Muntz (dit au double anneau) ; (c) : Essai sous charge constante Beerkan ; (d) : Essai sous succion contrôlée (TRIMS).

figure5.13.jpg

Une stratégie d’échantillonnage spécifique a été utilisée pour les couches *C1a/C1b* : **trois unités hydro-géomorphologiques** (*UHG1*, *UHG2*, *UHG3*) aux caractéristiques hydrodynamiques supposées uniformes (Kirkby, 1978) ont été identifiées à partir des fluctuations piézométriques (§ 6.3.2.1 ; Fig. 6.12), de la morphologie et des états de surface des organisations pelliculaires (Malet *et al.*, 2003a, 2003d). Les essais *in-situ* ont été réalisés sur plusieurs sites répartis dans ces trois unités hydro-géomorphologiques (Tab. 5.4) :

- en surface, à l’échelle ponctuelle (0.2-0.3 m²) et à l’échelle d’une parcelle (1 m²) ;
- en profondeur, dans les fosses FA/FB-1 pour *UHG1*, FC-1/FD/FE pour *UHG2*, et FB-2/FC-2 pour *UHG3* (Fig. 3.9).

Plusieurs méthodes de mesure ont été utilisées (Fig. 5.13 ; Tab. 5.4).

- La **conductivité à saturation** K_{sat} et les **courbes de conductivité hydraulique** $K(\theta)^{34}$ ont été déterminées à différentes échelles spatiales pour estimer l’influence de la macroporosité des formations (Clothier et Smettem, 1990 ; Fig. 5.13 ; Fig. 5.14 ; Fig. 5.15) :

³⁴ La courbe de conductivité hydraulique $K(\theta)$ exprime la capacité du matériau à transmettre l’eau en fonction de son état de saturation mesuré par la teneur en eau volumique θ , le degré de saturation S_r ou le potentiel de pression Ψ_h .

- - ***in-situ***, par des essais d'infiltration sous succion (*TRIMS-Triple Ring Infiltrometer at Multiple Suction*³⁵), et sous charge (*Beerkan, Muntz*), des essais d'eau (*Lefranc, Lugeon*), et des expériences de pluies artificielles ;
- - **au laboratoire**, sur des échantillons intacts et remaniés, avec un perméamètre à charge constante et un perméamètre à charge variable (cellule oedométrique) ;
- La **teneur en eau à saturation θ_{sat}** et les **courbes de rétention $\theta(h)$** ³⁶, ont été déterminées :
 - - sur des **échantillons intacts** par la méthode des bacs à sable et kaolin dans la gamme de potentiel de pression $1 \text{ kPa} \leq h \leq 50 \text{ kPa}$ (ie $1.0 \leq pF \leq 2.7$) ;
 - - sur des **échantillons remaniés** par la méthode de la marmite de Richards dans la gamme de potentiel de pression $50 \text{ kPa} \leq h \leq 1000 \text{ kPa}$ (ie $3.6 \leq pF \leq 4.0$) ;
- La **transmissivité T** et le **coefficient d'emmagasinement S** de l'aquifère ont été déterminés à partir d'une vingtaine d'historiques de remontées piézométriques.

³⁵ Le dispositif *TRIMS (Triple Ring Infiltrometer at Multiple Suction)*, -Perroux et White, 1988 ; Mohanty *et al.*, 1994 ; Angulo-Jaramillo *et al.*, 1997 ; Vandervaere *et al.*, 2000a, b-) comprend une embase circulaire à membrane poreuse surmontée d'un réservoir d'alimentation et d'un système de dépressurisation (Fig. 5.13d). Le contact hydraulique de la membrane poreuse et du sol est réalisé en interposant une couche de sable fin de conductivité très supérieure à celle du sol à caractériser et de sorptivité élevée. Le dispositif permet d'explorer une gamme étroite de potentiel de pression négatif au voisinage de la saturation (typiquement de 0 à -250 mm d'eau). Le principe de l'infiltromètre, le mode opératoire et la méthode d'analyse en régime transitoire sont détaillés dans Malet *et al.* (2003a) repris à l'Annexe 5. Les essais ont été réalisés jusqu'à obtention d'un régime d'infiltration stationnaire, soit des périodes de 90 à 220 minutes. Les teneurs en eau volumiques sont mesurées au début et à la fin de l'essai (θ_i, θ_f).

³⁶ La courbe de rétention hydrique $\theta(h)$, ou courbe pF, relie la teneur en eau volumique θ au potentiel de pression hydrique h et exprime la capacité du matériau à retenir l'eau en fonction de son état énergétique.

Tab leau 5.4 – Nombre et répartition des essais hydrodynamiques par unité hydro-géomorphologique (UHG1, UHG2, UHG3).

tab5.4.jpg

-P représente les essais au perméamètre ; - B représente les essais sous charge *Beerkan* ; - M représente les essais sous charge *Muntz* ; - PS représente les essais sous pluie artificielle ; T est la transmissivité ; S est le coefficient d'emménagement ; * : Cumul des essais au bac à sable et kaolin et à la marmite de Richards ; ** Essais réalisés avec l'infiltromètre TRIMS ; *** : Essais *Lefranc* réalisés dans des piézomètres crépinés à différentes profondeurs (-2 à -7 m).

Seul le protocole spécifique d'analyse des expériences de pluies artificielles³⁷ est présenté. Les protocoles classiques des essais conventionnels (perméamètre à charge constante, perméamètre à charge variable, essai d'eau *Lefranc*, essai d'eau *Lugeon*) sont décrits dans les normes NF ISO-17312, NF X30-442, NFP 94-132 et NFP 94-131. Le protocole et le mode d'analyse des essais *TRIMS* sont décrits dans Vandervaere *et al.* (2000a, b) et Malet *et al.* (2003a). Le protocole et la méthode d'analyse des essais *Muntz* et *Beerkan* sont présentés à l'Annexe 9. Les essais *Lefranc* à niveau variable, modifiés pour les terrains de perméabilité moyenne ($<1.10^{-5}$ à 1.10^{-8} m.s⁻¹) ont été réalisés à plusieurs profondeurs (-2 à -7 m) dans des

³⁷ Les expériences de pluies artificielles réalisées en mai 2001 et juillet 2002, avec le soutien du projet *PNRH RIDES (Ruissellement, Infiltration et Dynamique des Etats de Surface)*, coordonné par A.-V. Auzet, et l'assistance technique et scientifique du *Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement*, Grenoble, ont un double objectif : (1) caractériser la dynamique de l'infiltration pendant un épisode de pluie et l'influence de la macrofissuration du sol, et (2) analyser la dynamique de formation du ruissellement sur des terrains nus marqués par la présence d'organisations pelliculaires de surfaces (croûte de décantation, croûte structurale, croûte grossière) et de clastes en fragmentation pour différentes caractéristiques d'averses et états d'humectation du sol. Seul certains résultats du premier point sont présentés dans ce mémoire. Les résultats du second objectif font l'objet d'un rapport interne (Malet *et al.*, 2001c) et de publications en préparation.

tubes piézométriques crépinés. L'essai *Lugeon* a été réalisé par l'entreprise de forage INFRASOL dans les marnes *in-situ* lors du forage du sondage *IC1*.

Comme de nombreux auteurs ont indiqué que la loi de Darcy n'était pas valide pour des sols cohérents soumis à de faibles gradients hydrauliques (Hansbo, 1960 ; Mitchell, 1976), des mesures précises de la vitesse d'écoulement et du gradient hydraulique ont été réalisées dans une cellule oedométrique pour des échantillons du matériau *Cl_a*, prélevés à 1 m de profondeur. Pour nos matériaux, les résultats indiquent une proportionnalité entre la vitesse d'écoulement et le gradient hydraulique, conforme à la loi de Darcy, qui peut être utilisée pour l'analyse des différents essais.

5.4.2 Protocole et analyse des expériences de pluies artificielles

Mesurer la conductivité *in-situ* par pluie artificielle présente deux avantages (Byars *et al.*, 1999) :

- le volume de sol inspecté est grand comparativement aux volumes explorés par les autres techniques, ce qui permet de prendre en compte des changements de structure ou des macropores qui ne sont pas vus à plus grande échelle ;
- des conditions idéales peuvent être reproduites (caractéristiques des averses en termes d'intensité, de durée et de cumul ; état d'humectation du terrain ; conditions topo-morphologiques ; conservation de la structure du sol).

Figure 5.14 – Les simulateurs de pluie utilisés. (a) : Simulateur à gicleur mobile ; (b) : Simulateur à gicleur fixe ; (c) : Equipement d'une parcelle expérimentale de 1 m².

figure5.14.jpg

En revanche, l'échelle unitaire imposée de 1 m², d'aucune utilité opérationnelle, doit être considérée uniquement comme une échelle de mesure et non comme une échelle d'étude, les échelles d'étude étant celles du versant et du bassin-versant. De plus, la plupart des simulateurs ne produisent pas de distributions de tailles de gouttes représentatives de la pluie naturelle et la vitesse terminale des gouttes de pluie générées sous-estime souvent la vitesse terminale naturelle.

Les deux types de simulateurs utilisés (Fig. 5.14a, b) arrosent une surface au sol sensiblement supérieure au mètre carré. Plusieurs bidons de 200 l permettent le stockage de l'eau pompée par gravité dans les torrents qui encadrent le glissement-coulée. Le **simulateur à gicleur mobile**³⁸ permet de simuler des intensités entre 50 et 200 mm.h⁻¹ (Schipman, 2002) ; le **simulateur à gicleur fixe**³⁹ permet de simuler des intensités comprises entre 40 et 80 mm.h⁻¹.

³⁸ Le *simulateur à gicleur mobile*, utilisé pendant la campagne de juin 2001, a été développé par Asseline et Valentin (1978). Il est composé (Fig. 5.14a) d'un système d'arrosage fixé au sommet d'une tour de 4 m de hauteur en forme de tronc pyramidal. Cette tour permet la fixation d'une à quatre bâches, destinées à protéger la pluie appliquée de l'action du vent. Le système d'arrosage consiste en un gicleur calibré, qui produit un filet d'eau plat en forme d'éventail, alimenté sous pression constante par une pompe. Animée d'un mouvement pendulaire par un moteur, la buse d'aspersion arrose une surface d'essai au sol variable, de l'ordre de quelques m². L'angle de balayage décrit par le gicleur définit l'intensité de la pluie simulée. Un manomètre et un rotamètre permettent de contrôler la pression d'admission de l'eau dans le gicleur et la constance du débit. Une boîte de commande électronique autorise une modulation instantanée de l'angle de balayage: l'intensité peut ainsi varier au cours de la pluie simulée. Le principal défaut de ce simulateur consiste en la lourdeur de sa mise en place, lourdeur principalement due à la pente forte du versant et au manque de rigidité des éléments. Une fois la tour édifiée, le centrage du gicleur sur la parcelle et l'horizontalité du moteur ne peuvent être réglés indépendamment. Trois à quatre heures d'installation sont nécessaires à une équipe de quatre à cinq personnes.

³⁹ Le *simulateur à gicleur fixe* (Fig. 5.14b) plus simple à manipuler et plus robuste que le précédent a été utilisé lors de la campagne de juillet 2002. Le principe a été développé par M. Estèves et J.-M. Lapetite du Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et

Un contrôle de l'intensité *in-situ* a été effectué à chaque simulation en disposant des godets aux angles des parcelles expérimentales. Trois plaques de 1 m de long, enfoncée de 5 cm dans le sol, délimitent l'impluvium à l'amont et sur les côtés (Fig. 5.15c). Le volume ruisselé est recueilli dans une gouttière en PVC cimentée au sol par un mélange de colle à bois et de terre ; le débit est mesuré manuellement par un lot d'éprouvettes de contenance variées (de 20 ml à 1 l). L'opérateur peut ajuster la fréquence de mesure au flux, dont l'ordre de grandeur est inconnu *a priori* et fluctue énormément au cours d'une pluie et a fortiori d'une pluie à l'autre. Deux micro-tensiomètres gérés par une centrale d'acquisition sont implantés au centre de la parcelle à -3 cm et -10 cm de profondeur (Fig. 5.14c). Les mesures sont relevées toutes les 10 secondes. La teneur en eau volumique est mesurée par prélèvement avant et après la simulation à -3, -10, -15 et -20 cm.

Figure 5.15 – Hydrogramme type (a) et évolution du potentiel de pression Ψ_h (b) sous pluies simulées.

figure5.15.jpg

Huit parcelles expérimentales choisies selon la pente et les états de surface ont été installées (Fig. 3.9). Deux séries de trois simulations ont été réalisées sur chaque parcelle expérimentale ; la première série à une intensité constante de 65-70 mm.h⁻¹ avec le simulateur à gicleur mobile, la seconde série à une intensité constante de 40-45 mm.h⁻¹ avec le simulateur à gicleur fixe. Le protocole est le suivant : 1^{ère} pluie de 30 minutes, ressuyage pendant 30 minutes, 2^{ème} pluie de 30 minutes, ressuyage d'une heure, 3^{ème} pluie de 30 minutes (Malet *et al.*, 2001c). Ces intensités, 'exceptionnelles' pour le bassin de *Barcelonnette* (Sommen, 1995 ;

Environnement, Grenoble. Le gicleur est monté sur une tige en acier longue de 4 m ; la verticalité et le centrage sont ajustés à l'aide de trois haubans étirés ou relâchés au sol. L'intensité de la pluie est réglée par la pression d'alimentation. Des bâches peuvent être déposées autour du simulateur pour annuler ou réduire l'effet du vent.

Malet *et al.*, 2003a ; § 6.3.1.1.1), ont été choisies pour ‘activer’ les pores les plus larges pendant l’infiltration et s’assurer que le front d’infiltration atteigne une profondeur au moins égale à 10 cm. Quatre phases du ruissellement⁴⁰ sont individualisées sous pluie simulée quand le régime pseudo permanent est atteint (Fig. 5.15a, b). Les pluies simulées ont été analysées selon la méthodologie proposée par Casenave (1982) : le coefficient de ruissellement K_R , des temps caractéristiques (début du flaquage, début du ruissellement, etc) et les lames d’eau précipitées associées ont été calculées. Le flux infiltré est déduit du flux précipité et du flux ruisselé selon l’équation du bilan hydrique ; le terme évaporatoire est négligé.

Figure 5.16 – Ajustement du modèle d’infiltration de Horton modifié sur la parcelle expérimentale UHG1-IND2/1 (les valeurs observées sont représentées par des points, les valeurs prédites par des pointillés).

⁴⁰ La *phase d'imbibition* précède la phase de ruissellement. La durée et la hauteur de la pluie d'imbibition varient en fonction de l'humidité initiale, de l'intensité de la pluie, et de la pente de la parcelle. Il s'agit de l'eau absorbée et retenue en surface (micro-dépressions topographiques) avant que le ruissellement ne se déclenche. Deux *phases transitoires*, de durées variables, au cours desquelles le débit du ruissellement augmente (à la suite de la phase d'imbibition) ou diminue (vidange des stocks superficiels après l'arrêt de la pluie). La durée de la première phase transitoire dépend de la teneur en eau initiale et de l'intensité de la pluie : la capacité moyenne d'infiltration du sol décroît au cours d'une averse jusqu'à une valeur minimale égale à la conductivité hydraulique à saturation K_{sat} (Musy et Soutter, 1991 ; Ambroise, 1998). Le potentiel de pression décroît rapidement, puis montre un palier après le passage du front d'infiltration (Fig. 5.16b). Le *régime pseudo permanent* est défini par une intensité de ruissellement constante, dont la valeur dépend notamment de l'intensité de la pluie, de l'état d'humectation initial, de la nature du sol (texture, structure), de l'état de surface (nature et degré du recouvrement) et du caractère hétérogène ou non de ces paramètres. Sur le terrain, le débit pseudo permanent est pris égal au flux de ruissellement en fin de pluie, s'il est constant à des fluctuations de 10 % près sur une durée au moins égale à une minute (Casenave, 1982).

figure5.16.jpg

Le flux d'infiltration a été modélisé selon la fonction exponentielle décroissante⁴¹ de Horton (1940). La diminution exponentielle du flux d'infiltration $f(t)$ avec le temps résulte d'une diminution du gradient hydraulique i et de l'évolution de la conductivité au cours du temps. Pendant les expériences de simulations de pluie, comme la surface n'est pas saturée à $t = 0$, le modèle de Horton modifié pour des conditions aux limites de Neumann (Van Dijck, 2000) a été utilisé. Le modèle a été calé sur les flux d'infiltration mesurés lors des 2^{ème} et 3^{ème} simulations de chaque série pour tenir compte d'une homogénéisation des teneurs en eau à l'échelle de la parcelle. Le solveur non-linéaire *Mathematica* (Wolfram Inc, 1999) a été utilisé. La Figure 5.16 montre un exemple d'ajustement.

Les valeurs observées et prédites sont très proches avec des coefficients de détermination $r^2 > 0.90$. Les différences atteignent au maximum 17% pour des intensités de 60-65 et 40-45 mm.h⁻¹, ce qui est faible compte-tenu de la plage de variation de la conductivité hydraulique et de l'hétérogénéité des états de surface (Malet *et al.*, 2003a).

5.4.3 Caractérisation hydrodynamique des matériaux : synthèse des résultats

L'ensemble des résultats indique que les matériaux du glissement-coulée sont **semi-perméables**, avec une plage de variation de conductivité à saturation K_{sat} large, comprise entre 10^{-5} et 10^{-8} m.s⁻¹ (Tab 5.5). La distribution log-normale des valeurs est

⁴¹ Modèle d'infiltration de Horton (1940) : $f(t) = a + b e^{-kt}$ où $f(t)$ est le flux d'infiltration (m.s⁻¹), a et b sont des coefficients empiriques (m.s⁻¹) et k est un coefficient empirique (s⁻¹). Si $t \rightarrow \infty$, $f(t) \rightarrow a$ qui représente la conductivité à saturation K_{sat} en régime pseudo-permanent. A $t = 0$, $f(t)$ représente la conductivité hydraulique initiale du sol K_0 . En conséquence, $b = (K_0 - K_{sat})$, ou la diminution maximale du flux d'infiltration. Le coefficient k représente la diminution du flux d'infiltration avec le temps en conditions transitoires et est relié à la diminution du potentiel de pression avec le temps.

conforme aux valeurs publiées dans la littérature sur les ‘*Terres Noires*’ (Caris et Van Asch, 1991 ; Van Asch, 1997 ; Van Asch et Buma, 1997). Le coefficient de perméabilité des ‘*Terres Noires*’ *in-situ*, estimé par l’essai *Lugeon*, atteint 0.91 *Lugeon*, soit $9.1 \cdot 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$ pour un palier de pression maximal appliqué de 0.8 MPa (Velcin, 1997).

Tab leau 5.5 – Synthèse des conductivités à saturation K_{sat} selon diverses méthodes.

tab5.5.jpg

m_g est la moyenne géométrique ; σ est l’écart type exprimé en log [K] ; R_K est le rapport entre la conductivité à saturation mesurée dans la direction horizontale et dans la direction verticale ; - P représente les essais au perméamètre (échantillon intact ; $\sigma_n = 20 \text{ kPa}$) ; - B représente les essais sous charge *Beerkan* ; - M représente les essais sous charge *Muntz* ; - PS représente les essais sous pluie artificielles. Les moyennes géométriques sont indiquées car la distribution des conductivités suit une loi log-normale (Malet *et al.*, 2003a).

La transmissivité T a été estimée en différents points de l’aquifère à partir d’historiques de recharge piézométrique après pompage. Vingt et un historiques de remontées ont été analysés en appliquant l’équation de Cooper-Jacob (1946). La méthode, fondée sur une approximation logarithmique de l’équation d’écoulement de nappe libre de Theis (1941), est discutée dans Banton et Bangoy (1997). La **transmissivité** moyenne obtenue atteint $3.1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1} \pm 1.6 \cdot 10^{-6}$. En considérant une épaisseur moyenne d’aquifère de 10 m (couches *C1a* et *C1b*), l’ordre de grandeur de la perméabilité latérale de l’aquifère K_{Lat} est de 10^{-6} m.s^{-1} . Le **coefficient d’emmagasinement** atteint $37 \text{ m}^{-1} \pm 7$. Dans le cas d’une nappe libre, le coefficient d’emmagasinement correspond à la porosité efficace (De Marsily, 1986). La valeur obtenue est compatible avec les valeurs de porosité totale δ (Tab. 5.2). La diffusivité D de l’aquifère (rapport T/S), très faible ($\approx 3.4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$), traduit la **faible réactivité de l’aquifère**, en profondeur.

Des essais au perméamètre à charge constante ont été réalisés sur des triplets d’échantillons intacts prélevés horizontalement et verticalement à différentes profondeurs. La conductivité à

saturation dans la direction horizontale est comprise entre 10^{-6} et 10^{-7} m.s⁻¹, plus faible que la conductivité dans la direction verticale mais conforme à la perméabilité latérale de l'aquifère K_L déduite des essais *Lefranc* ; l'**anisotropie de perméabilité** $R_K = k_h / k_v$, qui diminue avec la profondeur (Tab. 5.5), a une valeur moyenne de 0.46. La **conductivité plus élevée dans la direction verticale** s'explique par la **présence de macropores et de fissures à direction majoritairement verticale** (Malet *et al.*, 2003a).

Figure 5.17 – Conductivité de la matrice k_m et conductivité vraie K en fonction de l'indice des vides e pour les matériaux C1a et IND.

figure5.17.jpg

De Marsily (1986) et Kutilek et Nielsen (1994) indiquent que la conductivité d'un sol fissuré K (ou conductivité vraie) est fonction de deux termes⁴² : la conductivité de la matrice entre les fissures k_m (qui dépend du diamètre effectif des pores, de la tortuosité et de la viscosité du fluide) et la transmissivité des fissures k_f . La conductivité de la matrice k_m (échantillon remanié, fraction 0-20 mm) et la conductivité vraie K ont été évaluées pour les matériaux *C1a* et *IND* dans une cellule oedométrique sous conditions anisotropes (Fig. 5.17).

Figure 5.18 – Effet d'échelle sur la conductivité vraie K : moyenne géométrique et écart-type associés à chaque méthode (perméamètre, échantillon intact, $\sigma_n = 20$ kPa ; Beerkan + Muntz ; pluie artificielle). Les numéros correspondent aux unités hydro-géomorphologiques.

figure5.18.jpg

⁴² $K = a k_f + k_m$, avec K la conductivité du sol fissuré ; k_f , la transmissivité des fissures (qui dépend de leur ouverture et de leur rugosité) ; k_m la conductivité de la matrice entre les fissures ; a la densité de fissures perpendiculaire à la direction d'écoulement.

La Figure 5.17 indique qu'au delà d'un indice des vides $e > 1.0$, la conductivité vraie peut être supérieure d'un ordre de grandeur à la conductivité de la matrice. Les relations $K(e)$ et $k_m(e)$ divergent quand la contrainte effective appliquée décroît (au-delà de $e = 0.4$ pour *Cl_a*, $e = 0.6$ pour *IND*), ouvrant des fissures et activant des pores de taille supérieure. **A l'échelle du terrain, les conductivités mesurées *in-situ* sont supérieures et plus dispersées que les valeurs obtenues au laboratoire** (Fig. 5.18). Si la conductivité vraie évaluée au perméamètre et par les essais *Beerkan* et *Muntz* varient dans le même ordre de grandeur quels que soient les matériaux, la **conductivité vraie évaluée par les expériences de pluies artificielles est supérieure d'un ordre de grandeur** ; des pores et fissures de diamètre supérieur sont activés lors d'une pluie. Les valeurs de conductivités déterminées à proximité de la saturation par les essais sous succion traduisent le même phénomène ; la conductivité non saturée diminue d'un ordre de grandeur pour de faibles variations de pression (Malet *et al.*, 2003a). Les courbes de conductivité hydraulique $K(\theta)$ ont été ajustées par le modèle de Mualem (1976) et Van Genuchten⁴³ (1980) en introduisant les points expérimentaux déduits des essais *TRIMS*. Les coefficients de détermination r^2 sont supérieurs à 0.90. Pour des variations respectives de 100 kPa et 1000 kPa, les conductivités diminuent respectivement d'un facteur 100 et d'un facteur 10000.

En conclusion, la conductivité hydraulique n'est pas affectée par la structure pour des chargements supérieurs à 75 kPa ($e = 0.4-0.6$) ; par contre, pour des chargement inférieurs à 75 kPa, la mise en charge de pores de diamètre supérieur et la présence de fissures fait varier la conductivité de deux ordres de grandeur. L'influence de la **macroporosité des couches *Cl_a* et *Cl_b* est à prendre en compte dans la dynamique de recharge de l'aquifère** (§ 6.3.2.4 ; Malet *et al.*, 2003d). Une cartographie de la densité de fissures (> 2 mm) a été effectuée selon le protocole de description des états de surface du sol (Auzet 2000 ; Malet *et*

⁴³ Modèle $K(\theta)$ de Mualem (1976) et Van Genuchten (1980) : $K(\theta) = K_{sat} \cdot \theta_e^{1/2} \cdot [1 - (1 - \theta_e^{1/m})^m]^2$ avec K_{sat} la conductivité à saturation ; θ_e la saturation effective définie par $\theta_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_{sat} - \theta_r)$ où θ est la teneur en eau volumique, θ_{sat} la teneur en eau à saturation et θ_r la teneur en eau à $h = 50$ kPa ; m est un facteur de forme.

al., 2003a) ; les secteurs de densité de fissures uniformes se calquent sur les trois unités hydrogéomorphologiques. Un profil vertical de conductivité, déduit d'essais à charge variable pour des contraintes verticales de 20 kPa à 250 kPa (2 m à 25 m de terrain), est présenté à la Figure 5.19. Dans les couches *C1a* et *C1b*, qui correspondent à l'aquifère du glissement-coulée (§ 5.1.3.2), de faibles variations de contraintes peuvent faire varier la conductivité hydraulique de deux ordres de grandeur ; ces variations sont susceptibles de développer des **surpressions interstitielles**.

Figure 5.19 – Variation de la conductivité avec la profondeur (essais à charge variable sur le matériau *C1a* ; les tiretés indiquent la plage de variation de paramètres dans la couche *C1a* en liaison avec la macroporosité ; les positions moyennes des interfaces séparant les couches 'géotechniques' sont indiquées).

figure5.19.jpg

Les **courbes de rétention hydrique** $\theta(h)$ ont été déterminées en combinant la méthode du bac à sable et kaolin (Viville et Ambroise, 1985; Ambroise et Viville, 1986) dans la gamme de potentiel de pression $1 \text{ kPa} \leq h \leq 50 \text{ kPa}$ sur des échantillons intacts (250 cm^3) et la marmite de Richards (Richards, 1965 ; Stackman et van der Harst, 1969a, b ; Geiser, 1999) dans la gamme $50 \text{ kPa} \leq h \leq 1000 \text{ kPa}$ sur des échantillons remaniés. Les phases de sorption et de désorption sont analysées en appliquant des potentiels de pression croissant et décroissant par surpression d'air. La Figure 5.20 présente les fuseaux de courbes de rétention obtenus pour les matériaux *C1a*, *C1b* et *C2* dans l'unité *UHGI* et l'ajustement des points expérimentaux de la courbe de rétention hydrique $\theta(h)$ par le modèle de Farrel et Larson⁴⁴ (1972). Ce modèle a été préféré au modèle de Van Genuchten (1980) pour réduire le nombre de paramètres (3 pour Van Genuchten, 2 pour Farrel et Larson) et pour sa formulation exponentielle plus robuste.

⁴⁴ Modèle $\theta(h)$ de Farrel et Larson (1972) : $|\ln h| = h_a \exp [\alpha (1 - \theta_e)]$ avec h_a la pression d'entrée d'air ou la hauteur de la frange capillaire ; α un facteur de forme ; θ_e la saturation effective définie par $\theta_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_{\text{sat}} - \theta_r)$ où θ est la teneur en eau volumique, θ_{sat} la teneur en eau à saturation et θ_r la teneur en eau à $h = 50 \text{ kPa}$.

Figure 5.20 – Fuseaux de rétention et ajustement de la loi bi-linéaire de Farrel et Larson (trait pointillé) pour les matériaux de l'unité hydro-géomorphologique UHG1.

figure5.20.jpg

Les valeurs sont en accord avec la texture silto-sableuse des matériaux (Tab. 5.6). Les teneurs en eau à saturation θ_{sat} sont élevées et atteignent, pour les couches de surface, des valeurs comprises entre 0.30 et 0.42 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ (Maquaire *et al.*, 2003). La capacité de rétention diminue sensiblement avec la profondeur en liaison avec la compaction des terrains. La diminution de la teneur en eau est importante pour de faible succions pour les couches C1a et C1b (Fig. 5.22) ; au-delà de 5 kPa, les courbes sont monotones. L'hystérèse des phases de sorption et de désorption est prononcée pour tous les matériaux ($\pm 5\%$) et diminue avec la profondeur.

Tableau 5.6 – Caractéristique de rétention des matériaux pour deux potentiels de pression et paramètres moyens de la relation de Farrel et Larson (1972).

		θ_{sat} ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	$\theta_{(h=-50 \text{ kPa})}$ ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	$\theta_{(h=-1000 \text{ kPa})}$ ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	α	h_a
UHG1	C1a	0.38 – 0.40	0.23 – 0.24	0.22 – 0.23	12.9	0.035
	C1b	0.32 – 0.35	0.20 – 0.23	0.19 – 0.21	12.3	0.021
UHG2	C1a	0.37 – 0.39	0.21 – 0.24	0.20 – 0.21	13.2	0.041
	C1b	0.29 – 0.31	0.19 – 0.21	0.19 – 0.20	13.7	0.016
UHG3	C1a	0.33 – 0.35	0.22 – 0.24	0.20 – 0.21	14.7	0.049

C1b	0.30 – 0.33	0.19 – 0.20	0.18 – 0.19	12.8	0.018
C2	0.26 – 0.29	0.14 – 0.18	0.12 – 0.13	10.5	0.008
IND	0.17 – 0.23	0.11 – 0.18	0.10 – 0.11	9.7	0.046

θ_{sat} est la teneur en eau à saturation ; θ_{-50} est la teneur en eau au potentiel de pression -50 kPa ; θ_{-100} est la teneur en eau au potentiel de pression -100 kPa ; α et h_a sont les paramètres de Farrel et Larson.

Les test statistiques (t-Student, $H_0 : \mu_1 = \mu_2$; F, $H_0 : \sigma_1 = \sigma_2$) réalisés sur les conductivités hydrauliques, les teneurs en eau à saturation et les paramètres des courbes de rétention hydrique selon la procédure décrite au §5.2.3.2, indiquent que les différences inter-couches et inter-unités sont significatives pour un intervalle de confiance à 95%.

5.5 Caractéristiques de resistance a gradient de cisaillement faible

Le comportement géomécanique des matériaux (*C1a*, *C1b*, *C2* et *IND*) a été étudié en conditions non saturées, à des teneurs en eau proches du terrain ($W_n = 10\text{-}20\%$) et à gradient de cisaillement faible ($10^{-6} \text{ s}^{-1} < \dot{\gamma} < 10^{-4} \text{ s}^{-1}$). L'influence d'une variation de la teneur en eau, de W_n à W_L , est étudiée par des essais de cisaillement annulaire pour les formations susceptibles d'être mobilisées en écoulement gravitaire rapide. Les caractéristiques de résistance de la bande de glissement (*SG*) sont évaluées à partir des essais sur le matériau *C1a* ; lors de la campagne de forages profonds, il n'a pas été possible de réaliser un carottage de grand diamètre pour le prélèvement d'échantillons intacts sur toute l'épaisseur de la masse remaniée (Maquaire *et al.*, 2001). Les chemins de contrainte rectiligne, déviatoire et oedométrique sont investigués à partir de 28 essais de cisaillement rectiligne, de 12 essais triaxiaux⁴⁵ conventionnels ($\Delta q/\Delta p = 3$) consolidés non drainés (CU) et consolidés drainés

⁴⁵ Les essais triaxiaux ont été réalisés au Département de Géologie et de Génie Géologique de l'Université Laval et au Laboratoire de Mécanique des Sols de l'École Polytechnique Fédérale de Lausanne, selon la norme internationale ISSMFE-ETC5 F1-97.

	ε					
)					
C1a	4	0	0.043 - 0.057	0.09 - 0.11	0.038 - 0.049	12
	2	.				
	1					
	-	0				
	6	-				
	1					
	0					
	.					
	1					
	3					
C1b	5	0	0.052 - 0.065	0.15 - 0.19	0.063 - 0.079	7
	5	.				
	1					
	-	2				
	7	-				
	0					
	0					
	.					
	1					
	5					
C2	9	0	0.065 - 0.074	0.18 - 0.21	0.079 - 0.091	5
	5	.				
	1					
	-	5				
	1	-				
	1					
	2	0				
	.					
	1					
	7					
IND	2	0	0.096 - 0.117	0.18 - 0.21	0.083 - 0.102	8
	2	.				
	2					
	-	2				
	3	-				
	1					
	0					
	.					
	2					
	7					
USD	6	0	0.048 - 0.061	0.09 - 0.12	0.041 - 0.053	5
	8	.				
	1					

- 1

7 -

6

0

1

4

σ'_p est la pression de préconsolidation ; C_c est l'indice de compression élastoplastique ; λ est le module de compressibilité élastoplastique ; C_s est l'indice de gonflement ; κ est le module de compressibilité élastique ; n est le nombre de valeurs.

La consolidation primaire apparaît immédiatement dans tous les essais ; le drainage est très rapide, particulièrement pour le matériau *IND*, très poreux. La compression secondaire est caractérisée par une augmentation constante et uniforme des déformations verticales. Deux essais de fluage en conditions oedométriques, effectués en imposant des paliers de charge standard (15, 30, 120, 250, 500 kPa) où le dernier palier est maintenu à long-terme indiquent que le matériau montre une **tendance au fluage** (Fig. 5.21b) ; en 131 et 588 jours, la déformation verticale atteint 3.5%. Les caractéristiques de compressibilité (Tab. 5.7) sont **conformes aux plages de variations** indiquées par d'autres auteurs sur des roches marneuses du Sud-Est de la France (Phan, 1993 ; Serratrice, 1995 ; Magnan et Serratrice, 1995).

Figure 5.21 – Compressibilité et fluage des matériaux du glissement-coulée. (a) : Courbes oedométriques (indices des vides en fonction du logarithme de la contrainte effective) ; (b) : Courbes de fluage (hauteur de l'échantillon en fonction de la durée de l'essai).

figure5.21.jpg

5.5.2 Résistance des matériaux en cisaillement rectiligne

Les essais de cisaillement direct (NFP 94-071-1) ont été réalisés dans une boîte de petite dimension (diamètre, 60 mm ; hauteur, 30 mm) pour une contrainte normale appliquée de 31 à 300 kPa. Une vitesse de cisaillement de $0.02 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ a été choisie ; cette vitesse de cisaillement relativement élevée (environ $28 \text{ mm}\cdot\text{jour}^{-1}$) correspond aux vitesses mesurées à *Super-Sauze* en période de d'accélération (§ 7.1 ; Malet *et al.*, 2001). Les essais ont été réalisés en conditions drainées, pour obtenir des caractéristiques à long-terme, après une phase de consolidation de 24h.

L'allure asymptotique des courbes contrainte-déformation (Fig. 5.22) indique l'absence de pic ; l'allure est semblable à celle des sables lâches dans la mesure où la texture sablo-silteuse est remaniée. Ce comportement a été observé par plusieurs auteurs (Colas et Locat, 1993 ; Phan, 1993 ; Van Beek et Van Asch, 1996). Les courbes atteignent un palier après quelques millimètres de déformation ; dans certains cas, les courbes présentent des oscillations de la valeur de contrainte de cisaillement (chute momentanée et reprise d'une croissance régulière). Ces irrégularités sont liées à la présence de clastes de marnes de dimensions supérieures à 5 mm, trop grandes par rapport à la boîte de cisaillement utilisée. Le domaine de validité et l'interprétation des essais est discuté en détail dans Maquaire *et al.* (2003) et Maquaire (2002).

L'influence des liaisons argileuses a été analysée en comparant les données obtenues à partir d'échantillons intacts, prélevés par carottier, et d'éprouvettes reconstituées à partir du matériau *Cl1a* (Fig. 5.22a, b). Les éprouvettes reconstituées montrent une rupture de type plastique et l'absence de pic ; les courbes des éprouvettes 'intactes' et reconstituées sont très proches pour des contraintes verticales élevées ($> 200 \text{ kPa}$). Les liaisons argileuses sont 'désintégrées' lors de la phase de consolidation pour de telles contraintes verticales. Par contre, le comportement des éprouvettes 'intactes' et reconstituées est différent en-deçà de 200 kPa. La résistance des éprouvettes 'intactes' excède celle des éprouvettes reconstituées ; les liaisons argileuses semblent demeurées plus ou moins intactes dans l'échantillon non remanié. Un comportement semblable a été observé lors d'essais de cisaillement direct sur des marnes des Pyrénées par Camapum de Carvalho (1985). Les courbes contraintes-déformations

sont similaires pour les matériaux *C1a*, *C1b* et *C2* (Fig. 5.22a, b, c) ; le matériau *IND* présente des caractéristiques de résistance plus faibles (Fig. 5.22d). Les caractéristiques de résistance (critère de *Mohr-Coulomb*) sont indiquées au Tableau 5.8.

Figure 5.22 – Courbes contraintes-déformations en cisaillement rectiligne consolidé drainé. (a) : Matériau *C1a* (prélèvement –0.70 m, fosse FB-1) ; (b) : Effets des liaisons argileuses sur le matériau *C1a* (éprouvette intacte et remaniée) ; (c) : Matériau *C2* (prélèvement –8.50 m, fosse FD) ; (d) : Matériau *IND* (prélèvement –0.80 m ; fosse FA).

figure5.22.jpg

Tableau 5.8 – Caractéristiques de résistance (cisaillement rectiligne, cisaillement annulaire) des matériaux du glissement-coulée (critère de rupture de *Mohr-Coulomb*).

	Cisaillement rectiligne	Cisaillement annulaire	Scissomètre
ϕ_r (°)			
c_u (kPa)			
c'_r (kPa)			

)

C1a	2 1 10	20-22	3-4	11	26-37	22
	9 6					
	--					
	3 3					
	2 7					
C1b	3 2 8	21-22	4-6	11	30-45	20
	0 2					
	--					
	3 4					
	3 2					
C2	3 2 6	22-23	5-7	/	/	/
	1 3					
	--					
	3 3					
	3 9					
IND	2 1 7	18-20	1-3	11	27-34	24
	3 0					
	--					
	2 2					
	6 1					
USD	3 1 7	/	/	/	25-46	32
	0 5					
	--					
	2					
	3 2					
	3					

φ' est l'angle de frottement interne ; c' est la cohésion ; φ'_r est l'angle de frottement résiduel ; c'_r est la cohésion résiduelle ; C_u est la cohésion non drainée ; n est le nombre de valeurs.

5.5.3 Résistance en conditions déviatoires et surface de charge

Douze essais triaxiaux consolidés non drainés, avec mesure de la pression interstitielle, ont été réalisés sur les matériaux remaniés *C1a*, *C1b*, *C2* et *IND* (diamètre, 55 mm ; hauteur, 100 mm), en conditions proches de la saturation ($S_r > 0.95$; $W_n \approx 18-22\%$), après une phase de consolidation de 24h (Fig. 5.23). Une vitesse de déformation de $0.002 \text{ mm.min}^{-1}$ a été

utilisée ; les pressions de confinement varient entre 50 et 200 kPa. Un exemple de courbes contrainte-déformation pour les matériaux *C1a* et *IND* est présenté à la Figure 5.23 ; les courbes obtenues pour les matériaux *C1b* et *C2* sont très proches du matériau *C1a*.

Figure 5.23 – Essai triaxial conventionnel consolidé-non drainé. Courbes contrainte-déformation pour les matériaux *C1a* et *IND*.

figure5.23.jpg

Toutes les courbes contrainte-déformation obtenues indiquent l'absence de pic ; la résistance ultime (point de plastification) est atteinte approximativement entre 7 et 13% de déformation. Les plans de rupture sont bien définis. Le gradient de pression interstitielle durant l'application de la charge est positif jusqu'à environ 3-4% de déformation, puis devient négatif suite à l'évolution de la déformation. Les valeurs de **pression interstitielle à la rupture** varient entre **15 kPa** ($\sigma_c = 50$ kPa) et **70 kPa** ($\sigma_c = 200$ kPa).

Figure 5.24 – Évolution du module de Young E avec la pression moyenne effective (a) et droite d'état critique saturé (b).

figure5.24.jpg

Les **paramètres élastiques** (module de Young, E ; coefficient de Poisson, ν) ont été évalués à partir d'un cycle de décharge des essais triaxiaux et pour une déformation axiale de 0.1% (hypothèse d'un comportement purement élastique du matériau jusqu'à ce seuil). La Figure 5.24a montre l'accroissement du module avec la pression moyenne effective ; la loi d'évolution en puissance suit le critère de Homsî (Chou et Pagano, 1992). Le coefficient de Poisson ν , déterminé à la décharge dans le plan ε_1 - ε_ν , varie entre 0.46 et 0.51.

La droite d'**état critique** (CSL)⁴⁶, déterminée dans le plan déviatoire p' - q , est représentée pour les matériaux *C1a* et *IND*. Les matériaux *C1a*, *C1b* et *C2* présentent des angles de frottement critique φ'_{pp} très proches, alors que celui du matériau *IND* est plus faible d'environ 2° (Tab. 5.9 ; Fig. 5.24b).

Figure 5.25 – Surface de charge des matériaux *C1a* et *IND* en conditions saturées et représentation théorique de la fonction $F(p, q)$ par les modèles de Cam-Clay original et de Hujoux.

figure5.25.jpg

La forme de la **surface de charge** $F(p, q)$ ⁴⁷ des matériaux et la direction des incréments de déformations plastiques en conditions saturées ont été déterminées pour une pression de préconsolidation de 100 kPa. Les points expérimentaux des surfaces de charge (point de plastification) ont été déterminés, dans les plans ε_l - q et $\log(p)$ - ε_v , des essais triaxiaux non drainés, des essais oedométriques et de trois essais de consolidation isotrope selon la procédure décrite par Tavenas et Leroueil (1978) et Geiser *et al.* (1998). La Figure 5.25 résume les points de plastification obtenus pour les matériaux *C1a* et *IND* ainsi que la

⁴⁶ L'état critique correspond à l'état vers lequel tend un sol homogène soumis à une déformation déviatoire ε_q croissante (notion de plasticité parfaite) à volume constant et contraintes constantes. A ce moment, l'état du matériau est lié uniquement à la contrainte moyenne p . Le niveau des contraintes est stable, $q/p = M$ avec M une constante de matériau (pente de la droite d'état critique), et l'écoulement plastique s'effectue à taux de déformation volumique nul. La ligne d'état critique (CSL) est le lieu d'état des points représentant l'ensemble des paliers de plasticité parfaite (Schofield et Wroth, 1968).

⁴⁷ La surface de charge (limite pseudo-élastique) est la surface de l'état de contraintes qui sépare la déformation majoritairement élastique de la déformation principalement plastique (Atkinson et Bransby, 1978).

direction des incréments de déformation plastique. Pour certains essais, la détermination du point de plastification étant incertaine, des intervalles d'incertitude sont représentés. Pour les chemins de contraintes et la gamme de sollicitations étudiés, la forme de la surface de charge est proche de celle d'un modèle *Cam-Clay*⁴⁸ original (Schofield et Wroth, 1968) ; sur la gauche du graphique, la surface est confondue avec la ligne d'état critique. Les incréments des déformations suggèrent un comportement non associatif du matériau, avec une direction proche de la verticale, qui rend difficile la détermination de la forme du potentiel plastique et les paramètres de la règle d'écoulement (Stutz, 1987). Les matériaux *C1a*, *C1b* et *C2* ont des surfaces de charge très proches ; le **domaine de plasticité** est plus **étroit** pour le matériau *IND* (Fig. 5.25).

Pour palier les inconvénients des modèles élastoplastiques de *Mohr-Coulomb* et de *Cam-Clay* (apparition très brusque de la plastification, pas d'écrouissage ni de radoucissement), les points expérimentaux sont comparés (Fig. 5.25) à la surface de charge du modèle élastoplastique isotrope multi-mécanismes de *Hujeux*⁴⁹ (20 paramètres, -Hujeux, 1985 ;

⁴⁸ Modèle élastoplastique isotrope *Cam-Clay* (Schofield et Wroth, 1968 ; Roscoe et Burland, 1968) : le modèle de comportement élastoplastique *Cam-Clay* est construit à partir du concept d'état critique (cf. supra), de dissipation plastique et de règle d'écoulement associée (règle de normalité). La densification et la dilatance sont décrites par un mécanisme unique (une seule surface de charge). Le modèle *Cam-Clay original* est défini par : $F(p, q) = q - M_p [1 - \ln(p/p_c)] ; p + q^2$; où M est la pente de la droite d'état critique dans le plan $(p-q)$ et p_c est la contrainte de préconsolidation.

⁴⁹ Le modèle élastoplastique isotrope de *Hujeux* (chargement cyclique, écrouissage cinématique, multi-mécanismes) offre les avantages (Michalski et Rahma, 1989 ; Cekerevac, 2003) :

- de représenter la dissipation plastique par quatre mécanismes (trois mécanismes en déformations planes dans trois plans orthotropes coïncidant avec les axes du repère et un mécanisme en compression isotrope). Les quatre mécanismes sont couplés par la déformation volumique plastique. Pour chaque mécanisme déviatoire, un critère d'état limite de *Mohr-Coulomb* est décrit en prenant en compte l'écrouissage volumique ;

Michalski et Rahma, 1989). Le modèle *Cam-Clay* ($r^2 = 0.88$) et le modèle *Hujeux* ($r^2 = 0.90$) sont proches des points expérimentaux. Les cinq paramètres estimés du modèle *Cam-Clay*, et les trois paramètres plastiques de la loi de comportement de *Hujeux* sont repris dans le Tableau 5.9. Les paramètres du **modèle *Hujeux*** sont introduits de **manière exploratoire** dans le modèle numérique éléments finis *GefDyn*.

Tableau 5.9 – Caractéristiques de résistance en conditions déviatoires (cisaillement triaxial conventionnel CU) et paramètres plastiques des lois de comportement.

	Mohr	Cam-Clay original	Hujeux				n			
	-Coulomb									
	M	c'_p	$\lambda (-)$	$N (-)$	$\phi (^{\circ})$	$\beta (-)$	$\Psi (^{\circ})$	$P_{co} (MPa)$		
	$'_p$	p								
	p		$M (-)$							
C1a	1	2	1.14	0.21	1.01	25	18.5	27.5	$0.5 \cdot 10^6$	4
	.9									
	1									

- d'intégrer un mécanisme de plasticité isotrope couplé, de type hydro-mécanique (couplage de la phase solide et de la phase liquide par la définition de la variation du degré de saturation et de la perméabilité en fonction de la porosité et de la pression interstitielle) ;
- de proposer une représentation unifiée en petites ($\epsilon < 10^{-3}$) et en grandes déformations ($\epsilon > 10^{-3}$) pour différents niveaux de contraintes.

L'inconvénient du modèle réside dans le grand nombre de paramètres (20) et dans leur détermination très délicate (Cekerevac, 2003). Signalons simplement que : ϕ est l'angle de frottement plastique parfait correspondant à l'état critique en grandes déformations ; β est le coefficient de la loi d'état critique. Ce paramètre règle la sensibilité du modèle aux déformations volumiques plastiques ; P_{ci} est la pression critique, référence de l'état initial du matériau ; Ψ est l'angle de dilatance.

	4									
C1b	1 3 3 . 0 1 9	1.19	0.18	0.87	25	17.3	28	$0.7 \cdot 10^6$	2	
C2	1 3 6 . 1 2 4	1.24	0.07	0.79	27	16.1	27	$0.9 \cdot 10^6$	3	
IND	1 2 0 . 7 0 8	1.08	0.02	0.64	23	16.9	29	$1.2 \cdot 10^6$	3	

Mohr-Coulomb : M est la pente de la droite d'état critique ; ϕ'_{pp} est l'angle de frottement à l'état critique ; c'_{pp} est la cohésion à l'état critique ; M , λ , N sont les paramètres de *Cam-Clay* ; *Hujeux* (comportement plastique) : ϕ est l'angle de frottement plastique parfait ; β est le coefficient de la loi d'état critique qui caractérise l'érouissage en densité ; Ψ est l'angle de dilatance ; P_{co} est la pression critique initiale ; n est le nombre de valeurs. Les résultats présentés pour le modèle *Hujeux* sont préliminaires.

5.5.4 Variation de la résistance avec la teneur en eau

La résistance résiduelle des matériaux et l'influence de la teneur en eau ont été investigués à l'aide de l'appareil de cisaillement annulaire (*ring shear test*) modifié de Bromhead (Bromhead, 1978 ; Boyce *et al.*, 1988), sur des échantillons reconstitués (fraction < 20 mm). Les échantillons sont préparés en ajoutant progressivement de l'eau au matériau sec pour obtenir la teneur en eau souhaitée. Avant le cisaillement, l'échantillon est consolidé sous une contrainte normale de 200 kPa. Les échantillons des matériaux *C1a*, *C2* et *IND* sont cisailés à $0.6 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$, en conditions non drainées, selon le mode opératoire décrit par Anayi *et al.* (1989). Les teneurs en eau s'échelonnent entre 3 et 30%. Les teneurs en eau représentées à la Figure 5.26 ont été corrigées de la quantité d'eau perdue pendant le cisaillement. L'interprétation des données suppose que le remaniement des échantillons a éliminé la structure, la cimentation et la compaction des échantillons. La distribution des valeurs (Fig. 5.26 ; Tab. 5.8) indique les points suivants :

- une relation linéaire entre la cohésion effective apparente et la teneur en eau ; la relation entre l'angle de frottement et la teneur en eau est plus complexe ;
- une augmentation de l'angle de frottement apparent est observé pour les trois matériaux jusqu'à une teneur en eau de 5-10%, puis l'angle de frottement diminue et la courbe montre un palier jusqu'à une teneur en eau proche de 30% ;
- la cohésion résiduelle chute fortement pour cette même gamme de teneur en eau ;
- la teneur en eau critique est plus élevée pour *C2* (31%) et plus faible pour *IND* (22%) ; le matériau *C1a* présente une teneur en eau critique intermédiaire. Ces teneurs en eau sont proches de la limite de liquidité W_L des matériaux ;
- les valeurs résiduelles d'angles de frottement sont similaires pour les trois matériaux, et représentent environ $\frac{2}{3}$ de la valeur de l'angle critique. Des essais de cisaillement rectiligne alternés réalisées sur le matériau *C1a* (Klotz, 1998) donnent les mêmes résultats ($\phi'_r = 21^\circ$; $c'_r = 0 \text{ kPa}$) ;
- un **angle de frottement apparent pour la bande de glissement *SG*** peut être estimée à partir des essais sur le matériau *C1a* ; à une teneur en eau de 24% (valeur observée lors du prélèvement), l'angle de frottement apparent atteindrait **22°**.

Figure 5.26 – Variation de la résistance avec la teneur en eau pour les matériaux *C1a*, *C2* et *IND* (appareil de cisaillement annulaire de Bromhead modifié).

figure5.26.jpg

5.5.5 Discussion

Les matériaux testés sont moyennement à **assez fortement compressibles** et présentent une tendance au **fluage sur le long-terme**. Le comportement des '*Terres Noires*' reconstituées est nettement différent de celui des marnes noires remaniées jusqu'à un certain seuil ; au-dessus d'une contrainte normale de 200 kPa, la résistance produite par les liaisons du sol est détruite.

Le comportement à gradient de cisaillement faible, compris entre 10^{-6} et 10^{-4} s^{-1} , est bien représenté par des **lois de comportement plastique isotrope**. Les domaines de déformations plastiques sont étroits. Les angles de frottement effectif sont maximaux pour une teneur en eau de 5-10 % ; les teneurs en eau critique sont inférieures aux limites de liquidité du matériau. En tenant compte de l'hétérogénéité des formations, les **paramètres d'état critique** à retenir sont les suivants : $c'_{pp} = 0 \text{ kPa}$, $\phi'_{pp} = 27\text{-}31^\circ$. Les **paramètres résiduels** à utiliser pour les calculs de stabilité de pente sont les plus faibles : $c'_r = 0 \text{ kPa}$; $\phi'_r = 20\text{-}21^\circ$.

5.6 Caractéristiques de résistance a gradient de cisaillement eleve

5.6.1 Objectif et démarche

L'**approche rhéologique** (microstructurelle ou expérimentale, § 2.4.3) est l'approche la plus répandue pour décrire les phénomènes '*glissements de type écoulement*' rapides (§ 2.3.3.2, -Phillips et Davies, 1991 ; Major et Pierson, 1992 ; Coussot, 1997 ; Ancey, 2001a). Elle repose sur le postulat suivant : pour comprendre, calculer, prédire les caractéristiques d'un événement, il faut travailler à l'échelle de l'écoulement et analyser finement le comportement du mélange mobilisé (Meunier, 1991). Le postulat considère le mélange comme un fluide homogène où, si l'on est capable de déterminer la **loi de comportement**, les caractéristiques de l'écoulement (relation hauteur/débit, distances de parcours, force d'impact) peuvent être calculées. L'objectif de cette section est triple :

- estimer les paramètres des lois de comportement (seuil de contrainte τ_c , viscosité dynamique μ) à introduire dans les modèles de propagation et d'étalement, pour des gradients de cisaillement élevés ($10^{-1} \text{ s}^{-1} < \dot{\gamma} < 10^4 \text{ s}^{-1}$) ;
- analyser la variation des caractéristiques rhéologiques avec la concentration volumique ϕ (ou l'indice de liquidité I_L)
- comparer le comportement des matériaux de '*glissement de type écoulement*' à celui des zones 'sources' et à des mélanges théoriques.

Le comportement rhéologique de la matrice des dépôts des coulées de débris boueuses (*COU99*) observées en mai 1999 sur le glissement-coulée de *Super-Sauze*, des matériaux ‘sources’ (couches géotechniques *CIa/CIb* et formation indurée *IND*) et des matériaux en place (marnes, *USD* et moraine, *MOR*) a été investigué⁵⁰ sur un spectre granulométrique étendu par (Fig. 5.27) :

- rhéométrie sur la fraction < 400 μm , dans une géométrie plan-plan et coaxiale ;
- essai d’affaissement (slump test) sur la fraction < 400 μm ;
- plan incliné sur la fraction < 20 mm.

Ces essais ne sont représentatifs que du fluide matriciel du corps (Fig. 4.13b). Une rétro-analyse de la morphologie des bourrelets latéraux des coulées de débris *COU99* permet d’extrapoler, sous certaines hypothèses, les résultats à la granulométrie complète du corps de l’évènement (Coussot *et al.*, 1998).

5.6.2 Caractérisation rhéologique des dépôts et des zones sources

5.6.2.1 Fraction < 400 μm : essais rhéométriques

Comme la forme tensorielle d’une loi de comportement ne peut être facilement déduite à partir d’expériences, il est nécessaire de se rapporter à des écoulements simples (viscosimétriques) pour lesquels l’expression de la loi de comportement se réduit à une relation scalaire reliant gradient de cisaillement et contrainte tangentielle. En considérant un fluide homogène, uniforme et continûment déformé dans une géométrie simple, les essais rhéométriques permettent de déterminer expérimentalement ces relations (Couarraze et

⁵⁰ En analysant le comportement rhéologique des matériaux des couches de surface des glissements-coulées de *Poche* et *La Valette* et des dépôts de lave torrentielle du *Riou-Bourdoux* et de *Faucon*, Malet *et al.* (2002a, 2003f) ont montré que les différences de vitesses et de morphologie observées pour divers modes d’écoulement (vitesse de propagation, morphologie des dépôts) sont une conséquence des caractéristiques rhéologiques des matériaux, qui elles mêmes dépendent de la granulométrie des matériaux. Ces résultats ne sont pas présentés dans ce mémoire.

Grossiord, 1983). Les fluides testés sont des suspensions des cinq matériaux, écrêtés à 400 μm . Les essais ont été réalisés pour des concentrations volumiques solides $\phi = 0.28-0.50$. Un volume connu de matériau solide a été ajouté à de l'eau distillée puis mélangé à l'aide d'un malaxeur mécanique à 600 $\text{t}\cdot\text{min}^{-1}$ pendant une minute puis à 400 $\text{t}\cdot\text{min}^{-1}$ pendant 30 min afin d'homogénéiser le fluide. Les essais ont été réalisés sur un rhéomètre Haake Rotovisco-RV20 équipé de plans parallèles rugueux (diamètre, 5 cm ; épaisseur de l'échantillon cisailé, 2.8 mm ; rugosité, 250 μm ; Fig. 5.27a, b) et sur un rhéomètre Haake Rotovisco-RV12 équipé de cylindres coaxiaux en rotation relative et à large entrefer. Les essais ont été exécutés en vitesse imposée, à une température constante de 18°C.

Le protocole expérimental, détaillé dans Malet *et al.* (2002a, 2003f), tient compte des précautions pour limiter les effets perturbateurs (glissement à la paroi, fracturation, migration de particules, sédimentation, creusement de la zone cisailée, -Locat et Demers, 1988 ; Coussot et Piau, 1990 ; Magnin et Piau, 1990 ; Coussot *et al.*, 1993-). Comme l'hétérogénéité de la contrainte appliquée le long des cylindres ne vérifie plus l'hypothèse d'un fluide continûment déformé dans la géométrie coaxiale, les données brutes ont été transformées par une régularisation de Tikhonov (Tikhonov et Arsenin, 1977 ; Leong *et al.*, 2003).

Figure 5.27 – Investigation rhéologique et formulations analytiques associées. (a) : Le dispositif de rhéométrie plan-plan ; (b) : Début d'un essai réalisé au rhéomètre plan-plan ; (c) : Slump test ; (d) : Fin d'un essai au plan incliné (inclinaison = 20°).

figure5.27.jpg

Introduit dans le rhéomètre, le fluide est cisailé pendant deux minutes à un gradient de cisaillement de 1000 s^{-1} , puis pendant 28 minutes, à un gradient de cisaillement de 100 s^{-1} . Pour la géométrie plan-plan, le protocole expérimental décrit par Coussot et Piau (1994) a été utilisé. Il implique la succession de diverses rampes de vitesse où chaque gradient de cisaillement est maintenu pendant un palier de 15 secondes, largement supérieurs au temps caractéristique de ce type de matériau (Coussot, 1997). Pour la géométrie à cylindres

coaxiaux, trois phases de sollicitation dynamique du fluide ont été associées aux rampes de vitesses (Locat et Demers, 1988). L'utilisation des deux géométries a permis d'explorer une plage de gradient de cisaillement étendue, de 1.87 s^{-1} à 18700 s^{-1} pour le plan-plan, de 0.02 s^{-1} à 1200 s^{-1} pour le coaxial. Néanmoins, la plage de gradient de cisaillement utilisée est deux à trois ordres de grandeur supérieure à celle rencontrée pour ce type d'écoulement sur le terrain (O'Brien, 1986). Pour les appareils utilisés, un gradient de cisaillement de 300 s^{-1} est similaire à une vitesse d'écoulement *in-situ* de 10 m.s^{-1} pour une épaisseur de zone cisailée de 0.03 m . Malet *et al.* (2002) montrent que les courbes d'écoulement obtenues avec les deux géométries sont similaires et se raccordent dans la plage commune de gradient de cisaillement (Fig. 5.28) et que les fluides sont faiblement thixotropes.

Tous les matériaux présentent un **comportement rhéofluidifiant** vers les gradients de cisaillement forts (Fig. 5.28, Fig. 5.29). Les seuils de contrainte de la phase d'augmentation du gradient de cisaillement sont supérieurs à ceux de la phase de diminution. Cette évolution temporelle est **positive** (hystérèse dans le sens des aiguilles d'une montre) et **non réversible** (l'évolution se poursuit lors des cycles ultérieurs en repartant du seuil atteint lors de la première diminution). Vers les faibles gradients de cisaillement (entre 0.05 et 1 s^{-1}), quelle que soit la concentration volumique solide, une inflexion de la courbe est observée pour les matériaux issus de '*glissements de type écoulement*' (C1a, C1b, IND, COU99); cette inflexion n'est pas remarquée sur les courbes d'écoulement des matériaux non mobilisés (USD, MOR). Des essais de fluage-recouvrance (à contrainte imposée) devraient permettre de vérifier si cette inflexion correspond à un comportement particulier des matériaux ayant 'coulé', à des effets géométriques ou à des biais expérimentaux (Nguyen et Boger, 1992).

Figure 5.28 – Raccordement des courbes d'écoulement du matériau COU99 pour différentes concentrations volumiques ϕ .

figure5.28.jpg

Le comportement rhéofluidifiant des matériaux suggère d'ajuster une **loi de comportement viscoplastique** (*Bingham*, *bi-linéaire*, *Herschel-Bulkley*) aux données expérimentales (Fig. 5.29). La profondeur du creux observé dans la géométrie plan-plan a été prise en compte dans l'estimation des paramètres de la loi d'écoulement. Les ajustements ont été réalisés sur les valeurs des derniers cycles de phase montante (seuil de contrainte représentatif du déclenchement) et de phase descendante (seuil de contrainte représentatif du dépôt). La faible thixotropie des fluides et les faibles gradients de cisaillement utilisés permettent de faire l'hypothèse que les seuils d'écoulement τ_c ajustés par les modèles sont proches des seuils d'écoulement réels (Coussot et Piau, 1994). Sur la plage de taux de cisaillement considérée, la totalité des matériaux présente un **comportement viscoplastique marqué**, très bien représenté par un modèle empirique non linéaire de *Herschel-Bulkley* ($r^2 > 0.90$) ou par un modèle bi-linéaire ($r^2 > 0.87$) ; le modèle linéaire de *Bingham* présente des coefficients de détermination plus faibles ($r^2 \approx 0.70$). Les paramètres de *Herschel-Bulkley* (seuil de contrainte τ_c , paramètre de forme K) diminuent avec la concentration volumique solide ϕ ; l'exposant n est compris entre 0.25 et 0.36. Le seuil d'écoulement et le paramètre de forme (déterminés sur la phase d'augmentation du gradient de cisaillement) varient respectivement de 1 à 480 Pa et de 0.1 à 150 Pa.s^{1/3}. Une différenciation importante des matériaux dans la gamme de concentrations volumiques $\phi = 0.35$ à $\phi = 0.50$ est observée ; pour les fortes teneurs en eau, les matériaux présentent les mêmes paramètres rhéologiques.

Figure 5.29 – Comparaison de l'ajustement de deux courbes d'écoulement du matériau COU99 par un modèle de Bingham, un modèle bi-linéaire et un modèle de Herschel-Bulkley (in Malet et al., 2003f).

figure5.29.jpg

5.6.2.2 Fraction < 400 μm : essais d'affaissement (slump tests)

L'essai d'affaissement est fondé sur la mesure de la hauteur d'affaissement H_s d'un volume de matériau de hauteur initiale H sous l'action de la gravité. Comme les caractéristiques de

l'écoulement du matériau au sein de la géométrie ne sont pas maîtrisées, la détermination du seuil de contrainte présuppose un type de comportement particulier : le *slump test* est valide pour la détermination du seuil de contrainte de fluide rhéofluidifiant où le volume affaissé forme un cône évasé (Fig. 5.27c). Le seuil de contrainte est évalué à l'aide de l'expression analytique (Fig. 5.27) de Tanigawa et Mori (1989) reformulée pour des fluides viscoplastiques par Pashias et Boger (1996). Les essais ont été réalisés sur la même gamme de concentration volumique que les essais rhéométriques, sur la fraction $< 400 \mu\text{m}$, dans un cylindre métallique lisse (hauteur, 82.5 mm ; diamètre, 42 mm). L'erreur relative ($\xi = \Delta\tau_c/\tau_c$) de détermination du seuil de contrainte par les essais rhéométriques et les essais d'affaissement est proche de 0.15, quelle que soit la concentration volumique (Malet *et al.*, 2003f).

5.6.2.3 Fraction $< 20 \mu\text{m}$: essais au plan incliné

La technique du plan incliné utilise la caractéristique essentielle des fluides à seuil qui forment des dépôts d'épaisseur significative sur des pentes non nulles. Lors de l'écoulement, sur un plan incliné d'angle θ , d'un fluide à seuil de très grande surface par rapport à son épaisseur $h(x)$, l'expression de la contrainte montre qu'au-delà d'une certaine hauteur h_0 par rapport au fond, la contrainte tangentielle est inférieure au seuil de contrainte τ_c . Lorsque la hauteur de fluide $h(x)$ est plus faible que cette épaisseur h_0 , il n'y a pas d'écoulement permanent uniforme possible avec un fluide à seuil. En pratique, le seuil de contrainte τ_c est déduit de la forme prise par un volume de fluide à l'arrêt sur le plan incliné (Coussot *et al.*, 1996), en utilisant l'approche théorique de Liu et Mei (1989). En considérant un volume de fluide de longueur finie (selon O_x), de largeur (selon O_z) constante grande devant son épaisseur et confiné latéralement (Fig. 5.27d), le fluide s'étale un peu vers l'amont et plus largement vers l'aval. Pour une répartition hydrostatique des pressions à l'arrêt, la contrainte tangentielle τ_{xy} vaut exactement le seuil de contrainte τ_c , ce qui permet d'écrire l'équilibre des forces sur un tronçon de fluide et de déduire l'équation du profil de la surface libre (Coussot *et al.*, 1996). Une approximation du seuil de contrainte est déduite des équations (2) et (3) de la Figure 5.27, pour un lobe frontal ou un bourrelet latéral

Les essais ont été réalisés sur un plan incliné à chenal rectangulaire en bois (longueur, 4 m ; largeur, 0.25 m) dont la pente peut être variée entre 4° et 40°. Pendant les expériences, le glissement à la paroi est négligeable. Le chenal est équipé d'un système de lâcher d'un volume de 0.002 m³ de matériau (fraction 0-20 mm). L'épaisseur asymptotique a été mesurée à l'arrêt dans les directions O_x et O_z (Fig. 5.27d). Les essais ont été réalisés dans la gamme de concentration volumique $\phi = 0.35-0.50$, pour deux angles de pente ($\theta = 16^\circ$, $\theta = 24^\circ$). La reproductibilité des essais est élevée (différences d'épaisseur moyenne et de distance de parcours pour plusieurs essais inférieures à 5%, Malet *et al.*, 2003f). Comme pour les essais d'affaissement, l'erreur relative ξ dans la détermination du seuil de contrainte est proche de 0.15 (Malet *et al.*, 2003f). La Figure 5.30 montre un exemple d'ajustement pour des essais réalisés sur les matériaux *COU99* et *Cl1a* ; la forme des dépôts est régulière et présente un arrondi caractéristique des dépôts d'écoulements viscoplastiques (Ancey, 1999 ; Bardou, 2002).

Figure 5.30 – Détermination du seuil de contrainte par la méthode du plan incliné. Points expérimentaux et ajustement théorique de la forme du bourrelet latéral pour les matériaux *Cl1a* et *COU99* ($\phi = 0.44$; $\theta = 16^\circ$).

figure5.30.jpg

5.6.2.4 Fraction 'complète' : mesures terrain

La théorie développée par Coussot *et al.* (1996, 1998) pour les fluides viscoplastiques permet d'estimer les paramètres rhéologiques sur le terrain d'après la forme des dépôts, en appliquant les mêmes formules qu'au paragraphe §5.4.2.3. La géométrie de plusieurs lobes frontaux et bourrelet latéraux caractéristiques des matériaux *COU99* et *Cl1a* ont été mesurés au niveau de chantier. Une analyse de sensibilité sur la détermination du seuil de contrainte à partir de plusieurs mesures indique une plage de variation de 12% pour un même événement ; les

valeurs déterminées sur les lobes frontaux sont généralement supérieures de 20% à celles évaluées sur les bourrelets latéraux ; cette différence traduit le comportement rhéologique différent du front de l'écoulement (Major et Pierson, 1992 ; Major, 2000).

5.6.3 Synthèse des résultats

5.6.3.1 Variation des paramètres rhéologiques avec la concentration volumique

Les seuils de contrainte déterminés au laboratoire sur la fraction $< 400 \mu\text{m}$ et $< 20 \text{ mm}$ ne montrent pas de différences significatives (erreur relative $\xi < 0.15$) ; en première approximation, **le comportement rhéologique de la matrice $< 400 \mu\text{m}$ et de la matrice $< 20 \text{ mm}$ est identique**. Les variations du seuil de contrainte (rhéométrie, slump test, plan incliné) et du paramètre de forme K de la relation de *Herschel-Bulkley* (ie. viscosité), avec la concentration volumique ϕ suivent une loi exponentielle (Fig. 5.31, -O'Brien et Julien, 1988 ; Locat, 1997). Pour des concentrations solides de $\phi = 0.30$ à $\phi = 0.60$, le seuil de contrainte τ_c varie sur trois ordres de grandeurs, alors que le paramètre de forme K ne varie que sur deux ordres de grandeurs. Parmi les matériaux 'remaniés', les matériaux des dépôts des coulées de débris boueuses (*COU99*) présentent les seuils de contraintes et les 'viscosités' les plus faibles quelle que soit la concentration volumique.

La forme des relations est identique pour les matériaux où la proportion de 'Terres Noires' est prépondérante (texture silto-sableuse) ; par sa texture très sableuse, la moraine (*MOR*) présente un comportement non rhéofluidifiant, proche d'un comportement frictionnel-collisionnel. Les points expérimentaux des courbes d'écoulement de la moraine sont mieux ajustés par un modèle linéaire de *Bingham*, que par le modèle non linéaire viscoplastique de *Herschel-Bulkley*.

Figure 5.31 – Variation du seuil de contrainte et du paramètre de forme de Herschel-Bulkley (‘viscosité’) avec la concentration volumique solide (essais rhéométriques + essais d’affaissement + plan incliné ; W_L est la limite de liquidité ; W_P est la limite de plasticité).

figure5.31.jpg

Au-delà de la concentration volumique correspondant à la limite de liquidité moyenne W_L des matériaux (Tab. 5.3), ces derniers présentent des caractéristiques rhéologiques très différenciées ; en-deçà, en extrapolant les relations **vers la limite de plasticité W_P , les matériaux présentent des seuils de contrainte et des ‘viscosités’ très élevés**, respectivement entre 30 000 et 40 000 Pa et 700 et 1000 Pa.s^{1/3}. Le comportement de ces matériaux peut être représentés par des courbes maîtresses (Malet *et al.*, 2002a).

5.6.3.2 Comparaison des mesures terrain avec celles du laboratoire

Il n’y a pas concordance complète entre le seuil de contrainte déterminé au laboratoire et le seuil de contrainte déterminé d’après la morphologie des bourrelets, même si une relation linéaire semble exister entre les paramètres (Fig. 5.32). Une relation identique est trouvée par Bardou (2002) pour des laves torrentielles boueuses des Alpes valaisannes. L’augmentation du seuil de contrainte sur les bourrelets latéraux peut s’expliquer par l’incorporation de grains grossiers provenant du front (Coussot, 1997). Des essais sur des billes de verre montrent que l’incorporation progressive de matériaux grossiers dans une suspension a d’abord tendance à diminuer le seuil de contrainte avant de l’augmenter à nouveau selon une allure similaire à celle de la suspension sans grain grossier (Ancy, 2001b). Cette différence se traduit par la nature des contacts entre les grains et des effets d’échelle. La préparation des échantillons pour l’analyse au laboratoire enrichit les matériaux en particules fines, même en respectant le protocole de tamisage doux proposé par Maquaire *et al.* (2003) : le tamisage élimine les grains grossiers ce qui a pour conséquence d’augmenter la concentration des grains les plus petits, en l’occurrence des argiles (Coussot, 1997). Celles-ci ont un effet électro-chimique sur la suspension ; il est donc probable que la suspension testée au rhéomètre n’ait pas les mêmes propriétés que la suspension représentative de l’écoulement gravitaire. Les caractéristiques chimiques de l’eau sont également à prendre en compte (Bardou, 2002).

Figure 5.32 – Comparaison entre les valeurs des seuils de contrainte déterminées par essais rhéométriques sur la fraction $< 400 \mu\text{m}$ et sur des bourrelets latéraux dans les matériaux COU99 et C1a.

figure5.32.jpg

5.6.3.3 Comparaison avec des mélanges théoriques

Les matériaux ‘sources’ qui composent les formations du glissement-coulée de *Super-Sauze* sont des marnes dégradées (*USD*, texture silto-sableuse) et de la moraine (*MOR*, texture sableuse). **L’apport de particules de moraine par chute ou lessivage par ruissellement depuis l’escarpement principal** contribue à enrichir la couche de surface (*C1a*) du glissement-coulée en particules sableuses. Ce matériau (*IND*), induré, qui se distingue nettement par une couleur beige à gris clair, présente des caractéristiques granulométriques très proches de celle des dépôts *COU99* (Fig. 5.12 ; § 5.2.3.3) et des caractéristiques rhéologiques plus faibles que le matériau *C1a* (Fig. 5.31). Pour estimer l’influence de ce mélange sur les caractéristiques de mobilité, et pour **identifier le mélange qui présente les caractéristiques d’écoulement les plus faibles**, des essais rhéométriques et des essais d’affaissement ont été réalisés sur des mélanges artificiels. Différentes proportions (en poids) ont été testées (Fig. 5.33a) ; le pourcentage de fraction fine ($< 50 \mu\text{m}$) augmente avec la proportion de ‘*Terres Noires*’.

Pour les mélanges artificiels, le seuil de contrainte et la viscosité augmentent avec la proportion de ‘*Terres Noires*’. Le comportement est guidé par l’élément dominant en proportion ; **les mélanges qui contiennent une proportion plus élevée de moraine présentent les caractéristiques d’écoulement les plus faibles**. L’incorporation de matériau sableux dans la texture a une influence plus grande sur la viscosité (diminution d’un facteur 10) que sur le seuil d’écoulement (diminution d’un facteur 2). Le comportement des mélanges *UM2* et *UM3* est proche de celui des matériaux *IND* et *COU99* (Malet *et al.*, 2003f). Pour des ‘*glissements de type écoulement*’ boueux, Malet *et al.* (2003f) montrent qu’une corrélation forte existe entre les caractéristiques rhéologiques et la texture du matériau, mêmes pour de faibles variations granulométriques ; ce résultat préliminaire complète les travaux de

Bonnet-Staub (1998) et de Bardoux (2002) qui ont principalement discriminé les écoulements ‘à matrice granulaire’ des écoulements ‘à matrice boueuse’. Il est possible d’estimer le **type de comportement en fonction des composantes granulométriques**.

Figure 5.33 – Comportement rhéologique de mélanges artificiels ‘Terres Noires’ - moraine. (a) : Texture des mélanges artificiels ; (b) : Variation du seuil de contrainte et du paramètre de forme de Herschel-Bulkley (‘viscosité’) avec la concentration volumique solide pour les formations de ‘glissement de type-écoulement’, les formations in-situ et les mélanges artificiels (essais rhéométriques + essais d’affaissement + plan incliné).

figure5.33.jpg

En collaboration avec C. Ancey, d’autres essais ont été réalisés pour déterminer l’influence de la minéralogie (réactivité électro-chimique entre les argiles) et de l’apport des différentes classes granulométriques (incorporation d’une classe de sable grossier, de sable fin, de silt grossier, de silt fin) sur les caractéristiques d’écoulement. L’objectif est de proposer un modèle empirique d’estimation du seuil de contrainte à partir de la courbe granulométrique et du spectre minéralogique. Ces travaux peuvent aider au diagnostic de ‘dangerosité’ d’un bassin-versant et à la localisation des zones ‘sources’ de matériaux potentiellement les plus susceptibles à la fluidification. Les résultats sont en cours d’analyse.

5.6.3.4 Seuil de contrainte τ_c et cohésion non drainée C_u

Schématiquement, le seuil de contrainte τ_c (mécanique des fluides) et la cohésion non drainée C_u (mécanique des sols) représentent qualitativement la résistance à dépasser pour la mise en écoulement d’un matériau (Ancey, 2002). La cohésion non drainée de boues liquides constituées à partir des matériaux *CIa* et *IND* a été évaluée par la méthode du cylindre (Vallejo, 2003) pour des concentrations volumiques solides comprises entre $\phi = 0.25$ et $\phi = 0.50$. Le mode opératoire consiste à laisser s’enfoncer lentement (sous son propre poids) un cylindre normé (hauteur, 125 mm ; diamètre, 95 mm) dans le matériau, à mesurer la

profondeur de pénétration du cylindre, et à calculer la résistance (C_u) du matériau nécessaire pour ‘porter’ le cylindre à cette profondeur en conditions d’équilibre hydrostatique. La cohésion non drainée est calculée d’après la théorie de Sokolovski (1955), décrite par Vallejo (2003), à partir de la géométrie du cylindre, de son poids volumique et de la profondeur de pénétration (Fig. 5.34a). Dans une représentation semi-logarithmique, la relation $C_u(\phi)$ est linéaire (Fig. 5.34a), comme pour le seuil d’écoulement τ_c (Fig. 5.33b).

Figure 5.34 – Seuil de contrainte et cohésion non drainée. (a) : Évolution de la cohésion non drainée C_u avec la concentration volumique ; (b) : Corrélation seuil de contrainte τ_c (rhéométrie) – cohésion non drainée C_u . R est le rayon du cylindre ; γ_c est le poids volumique du cylindre ; γ_f est le poids volumique du matériau ; h est la profondeur de pénétration.

figure5.34.jpg

La **cohésion non drainée est supérieure au seuil d’écoulement**, à cause des gradients de cisaillement élevés des essais rhéométriques. Néanmoins, une relation linéaire permet de relier la cohésion non drainée et le seuil d’écoulement, pour la gamme de concentration volumique testée. La cohésion non drainée est un outil simple d’estimation du seuil d’écoulement.

5.7 Conclusion

Les glissements-coulées développés dans les bassins torrentiels de ‘*Terres Noires*’ fossilisent des topographies chahutées d’échines et de ravines. Leur **structure interne** montre une superposition d’une **unité active semi-perméable**, qui est le siège d’une nappe libre, et d’un ‘**corps mort**’ **imperméable**. Les deux unités sont séparées par une **bande de cisaillement** (zone de glissement), d’épaisseur décimétrique, où se concentre la majorité des déplacements. La bande de cisaillement, dont la teneur en eau pondérale est supérieure à la limite de

plasticité, se calque sur le toit des échines fossilisées immédiatement à l'aval de la zone d'ablation ou se localise préférentiellement à une dizaine de mètres sous la surface topographique.

Les conclusions suivantes peuvent être réalisées de la caractérisation hydro-mécanique et rhéologique des matériaux du glissement-coulée de *Super-Sauze* :

- le **comportement mécanique est en relation avec la texture silto-sableuse des matériaux, peu plastiques**. De faibles différences de texture de la matrice font varier le comportement mécanique et rhéologique des formations ;
- les matériaux présentent une **gamme de perméabilité étendue** (entre 10^{-5} et 10^{-8} m.s⁻¹). Les valeurs obtenues selon différentes techniques de mesures et pour différents volumes de sol sont cohérentes, complémentaires et en accord avec la littérature. A l'échelle du terrain, les perméabilités mesurées *in-situ* sont supérieures et plus dispersées que les valeurs obtenues au laboratoire ; elles apparaissent plus représentatives des hétérogénéités observées. L'influence de la **macroporosité**, qui fait varier la conductivité hydraulique à saturation des couches *Cl_a* et *Cl_b* de deux ordres de grandeur, est à prendre en compte dans la dynamique de recharge de l'aquifère. En profondeur, au-delà d'une contrainte normale de 70 kPa, la conductivité décroît fortement, en relation avec l'indice des vides (10^{-8} à 10^{-9} m.s⁻¹). Les capacités de rétention sont élevées en surface ($\theta_{\text{sat}} = 0.30-0.40$ cm³.cm⁻³) et diminuent en profondeur. Le **degré de saturation de l'unité active est élevé**, supérieur à 75%. Des zones de compressions, verticales ou latérales (présence d'obstacles à l'écoulement) créent des surpressions interstitielles ;
- pour des **gradients de cisaillement faibles** ($10^{-6} < \gamma < 10^{-4}$ s⁻¹), en cisaillement rectiligne et en conditions déviatoires, les matériaux montrent un **comportement élastoplastique marqué**. Le comportement des marnes noires 'reconstituées' est différent de celui des 'Terres Noires' intactes pour un seuil de contrainte normale inférieur à 200 kPa. Les 'Terres Noires' remaniées sont peu cohésives. Les **domaines de déformations plastiques sont étroits** ; la plastification est atteinte pour 7-13% de la déformation. Les valeurs de pression interstitielle à la rupture varient entre 15 kPa et 70 kPa. La surface de charge est bien représentée par un **modèle Cam-Clay** ou un **modèle de Hujieux**. La validité de la loi de Hujieux doit être vérifiée sur d'autres essais déviatoires. En tenant compte de

l'hétérogénéité des matériaux, les **paramètres d'état critique** à retenir sont les suivants : $c'_{pp} = 0$ kPa, $\varphi'_{pp} = 27-31^\circ$. Les **paramètres résiduels** à utiliser pour les calculs de stabilité de pente sont les plus faibles : $c'_r = 0$ kPa ; $\varphi'_r = 20-21^\circ$. L'angle de frottement critique augmente légèrement avec la profondeur. Des différences significatives de résistance et d'extension du domaine de déformations plastiques sont identifiées pour les matériaux *CIa* et *IND*. Un fluage secondaire relativement marqué est identifié ;

- pour des **gradients de cisaillement élevés** ($\dot{\gamma} > 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), dans la gamme de concentration volumique solide $\phi = 0.25-0.50$, les matériaux présentent un **comportement viscoplastique** bien représenté par un modèle empirique non linéaire de *Herschel-Bulkley* ou un **modèle bi-linéaire**, dont les paramètres augmentent avec la concentration volumique solide ;
- pour des mélanges artificiels 'marne-moraine', le seuil de contrainte et la viscosité augmentent avec la proportion de 'Terres Noires' . **Les mélanges qui contiennent une proportion plus élevée de moraine possèdent les caractéristiques d'écoulement les plus faibles.**

Ces résultats constituent une approche préliminaire de la caractérisation du comportement hydro-mécanique des 'Terres Noires' remaniées, qui a permis de différencier les matériaux et de définir **des jeux de paramètres à introduire dans les modèles hydro-mécaniques**. Des essais triaxiaux selon des chemins de contrainte différents et des essais triaxiaux cycliques doivent être envisagés pour décrire la loi de comportement dans une gamme large de sollicitations, pour définir les paramètres de la règle d'écoulement plastique et pour évaluer la susceptibilité à la liquéfaction. Des essais triaxiaux à différents gradients de cisaillement devraient également permettre de définir une loi de viscosité adaptée. Ces essais spécifiques seront engagés ultérieurement grâce aux collaborations initiées dans ce travail.

Dans le domaine de la **rhéologie**, la relation établie entre la détermination du seuil de contrainte sur le terrain et au laboratoire est, d'un point de vue microstructurel, plus compliquée que ce que l'approche macroscopique semble montrer. Une étude exploratoire sur

des matériaux idéaux montre que l'effet de l'ajout de grains grossiers suit une loi puissance ; les essais rhéométriques réalisés au début de l'année 2003 sur diverses fractions granulométriques bornées (0-50 μm , 50-100 μm , 100-200 μm , 200-300 μm , 300-400 μm) sont en cours d'analyse. Elles devraient permettre de valider, sur des matériaux naturels, les modèles théoriques d'estimation des paramètres rhéologiques à partir des seules caractéristiques de texture.

La structure interne et les caractéristiques hydro-mécaniques des matériaux étant ainsi définies, la troisième partie de ce mémoire est consacré à la **modélisation numérique de la relations 'apports d'eau-nappe-déplacement'**.

3^{ème} PARTIE. COMPORTEMENT HYDRO-MECANIQUE DES

‘GLISSEMENTS DE TYPE ECOULEMENT’ : APPORT DES SIMULATIONS NUMERIQUES

RESUME : Malgré les grands progrès réalisés depuis une dizaine d'années dans la modélisation de la complexité des mouvements de terrain, il reste beaucoup à faire pour aboutir à une représentation satisfaisante des niveaux d'eau, des contraintes et des vitesses de déplacement, dans un véritable ‘modèle intégrateur’. L’approche couramment utilisée est une chaîne de modélisation, où la relation ‘apports d’eau-piézométrie’ est représentée par un modèle hydrologique, et la relation ‘nappe-déplacement’ par un modèle géomécanique.

Il apparaît clairement que les modèles les plus sophistiqués, les mieux ancrés dans les théories hydro-mécaniques, sont peu différents de modèles plus conceptuels ou de méthodes analytiques. Les approximations dans la structure du modèle, la disponibilité, l'adéquation et la précision limitées des informations utilisées, et la faible compatibilité des trois échelles (point de mesure, maille de calcul, versant instable) auxquelles elles sont acquises, rendent difficiles le calage et la validation des modèles, et assortissent les simulations d'une incertitude souvent large mais trop rarement connue. Par manque d'informations sur toutes les caractéristiques de l'objet, les modèles ‘*glissements de terrain*’ sont le plus souvent calés sur de longues périodes. Cette pratique, très courante, permet alors dans des conditions maîtrisées, d'estimer tous les paramètres d'entrée des modèles ; les résultats peuvent ainsi se conformer à l'attente du modélisateur. Notre optique est différente.

Notre objectif de modélisation sous-entend un objectif de recherche, c'est à dire de compréhension et d'explication. Le but premier de cette partie est d'évaluer la performance de plusieurs modèles (modèle hydrologique, modèle géomécanique de déplacement lent, modèle rhéologique de propagation rapide), en limitant au maximum le calage préalable, sur les observations du site de *Super-Sauze*. La performance des modèles est également évaluée par intercomparaion des résultats des modèles. Le *Chapitre 6* présente la base de données multi-paramètres du site d'étude, propose un modèle conceptuel hydrologique pour les glissements-coulées dans les '*Terres Noires*' et évalue la performance d'un modèle hydrologique à base physique pour la simulation des fluctuations piézométriques. Le *Chapitre 7* propose un modèle conceptuel hydro-mécanique des déplacements des glissements-coulées dans les '*Terres Noires*', et évalue la performance de différentes formulations de lois de comportement pour la simulation de leur cinématique lente, saisonnière. Des seuils hydrologiques pouvant conduire à la mobilisation brutale de tout ou partie de la masse instable en écoulements rapides sont proposés. Les performances de différents modèles de propagation et d'étalement sont évalués à partir d'évènements observés sur le site en 1999 et 2000. Dans ces deux chapitres, l'accent est mis sur la définition du degré de confiance à accorder aux simulations, du domaine de validité des modèles et de leurs champs d'application. Le *Chapitre 8* propose des scénarios d'évolution hypothétique du phénomène et une méthodologie d'évaluation de l'aléa 'lave torrentielle' par utilisation directe de la 'chaîne de modélisation'.

Chapitre 6. BASE DE DONNEES

MULTI-PARAMETRES ET MODELISATION

HYDROLOGIQUE DU GLISSEMENT-COULEE DE

SUPER-SAUZE

Les approches et méthodes disponibles pour la modélisation d'un versant instable sont nombreuses (§ 1.4.1). Si chacune présente des avantages ou inconvénients, la 'qualité' des résultats dépend avant tout de la nature et de la 'qualité' des données d'entrée (Casale et Margottini, 1999 ; Aleotti et Chowdhury, 1999). A l'échelle d'un versant, les modèles sont le plus souvent calibrés et validés à partir de mesures multi-paramètres sur le terrain (§ 6.1). Maquaire (2002) détaille les données de base à acquérir pour envisager les différentes modélisations et répondre aux questions sur le devenir d'un glissement de terrain ; le choix des investigations et techniques de surveillance résulte d'un compromis entre le problème considéré et les questionnements spécifiques, l'échelle de l'étude, la taille du versant, l'accessibilité du site, la dynamique propre du glissement de terrain (en particulier, la précision des mesures de déplacement dépend de la vitesse du phénomène, -Malet *et al.*, 2002c-) et de considérations économiques. La maintenance sur le long-terme des capteurs (étalonnage des capteurs, optimisation) et la collecte des données (traitement pré-analyse, vérification, archivage multicritère hiérarchisé) est la phase la plus longue de l'étude (Soeters et Van Westen, 1996). Les premières analyses croisées des paramètres enregistrés et des observations *in-situ* aboutissent à la construction d'un modèle conceptuel, introduit par la suite dans un code numérique (Chowdhury et Flentje, 1998). Le dispositif de surveillance mis en place sur le glissement-coulée de *Super-Sauze* depuis 1996 (§ 6.2), la base de données

multi-paramètres et les premières analyses croisées de la relation ‘*apports-d’eau-piézométrie*’ sont présentés dans la première partie de ce chapitre (§ 6.2). La section § 6.3 propose un modèle conceptuel hydrologique pour les glissements-coulées dans les ‘*Terres Noires*’. Les fluctuations piézométriques sont reproduites numériquement avec le modèle hydrologique à base physique *STARWARS*, modifié pour les caractéristiques des glissements de terrain (§ 6.4) ; la performance du modèle est évaluée.

6.1 Préambule : stratégie de modélisation

La **modélisation des ‘glissements de type écoulement’** (et des mouvements gravitaires en général) peut être abordée, avec des degrés de complexité très variables, par une approche statistique, conceptuelle ou physique. A cause de la complexité du processus d’infiltration de l’eau dans les sols et de leur caractère triphasique, établir des relations entre les conditions hydro-météo-climatiques, les pressions interstitielles, la résistance au cisaillement, le coefficient de sécurité et les vitesses de déplacement est un challenge délicat (§ 2.4).

Très schématiquement, **pour représenter le mouvement de glissement ‘lent’**, les modèles les plus simples ne s’intéressent qu’à l’estimation, par des relations statistiques, d’un coefficient de sécurité (et d’une date de rupture) à partir de données météorologiques (Bromhead, 1996). A l’opposé, les modèles récents, plus détaillés, explicitent l’ensemble des forces et des flux actifs à l’échelle du versant, en représentant la relation ‘*apports d’eau-piézométrie-déformation*’ par l’équation du bilan hydrique (modélisation hydrologique) et par une équation du mouvement combinée à une loi de comportement (modélisation géomécanique). Les approches et l’état de l’art des modèles existants sont discutés aux sections § 1.4 et § 2.4.

Pour représenter les déplacements rapides et les écoulements fluides, la connaissance de la répartition verticale des vitesses n’est pas nécessaire. Les écoulements sont alors, le plus souvent, décrits par les équations du mouvement de *Barré de Saint-Venant* ou de *Navier-Stockes* (Armanini et Michiue, 1997 ; Viollet *et al.*, 1998), qui font l’hypothèse d’une

vitesse moyennée dans un plan horizontal, dans lesquelles est introduite une loi de comportement dilatante-inertielle, viscoplastique à seuil ou frictionnelle (§ 2.4.3.1). La masse en écoulement est, le plus souvent, considérée comme un fluide monophasique continûment déformé. C'est pour les écoulements visqueux et viscoplastiques que les modèles sont les plus robustes, même s'ils sont loin d'être calés et validés sur des événements réels.

L'étude du cas spécifique du **glissement-coulée de Super-Sauze** peut nous permettre de caler et valider différents codes de calculs, au sein d'une chaîne de modélisation (§ 2.4). Cette quantification a pour but d'apprécier l'**adaptabilité** des modèles et donc leur **transposabilité** à d'autres '*glissements de type écoulement*'. En particulier, la **stratégie de modélisation** retenue est de comparer différentes approches afin d'apprécier le gain lorsque la complexité des modèles augmente, et de valider ces modèles sur des sites et périodes de référence en limitant le calage préalable. Les caractéristiques hydrodynamiques, géomécaniques et rhéologiques des matériaux (Chapitre 5) ont permis de cibler le choix des codes de calculs à tester (Fig. 6.1) pour représenter les différents stades du mouvement (glissement lent, écoulement rapide, étalement). Ces choix sont justifiés par la suite lors de la présentation des caractéristiques des modèles. Un modèle conceptuel hydrologique (§ 6.3.2) puis hydro-mécanique (§ 7.1), proposé à partir de l'analyse des séries temporelles météo-climatiques, hydrologiques et cinématiques, est intégré dans ces codes numériques.

Le **modèle hydrologique** spatialisé *STARWARS* (Van Beek, 2002), modifié pour tenir compte des spécificités des glissements de terrain en zone de montagne (topographie accidentée, double porosité, manteau neigeux, etc) est utilisé pour représenter la relation '*apports d'eau-piézométrie*'. La représentativité du bilan hydrique est validée à l'échelle stationnelle par les chroniques de teneurs en eau et de fluctuations piézométriques ; à l'échelle du glissement-coulée, le modèle est validé spatialement sur plusieurs chroniques de fluctuations piézométriques. Les résultats sont détaillés au Chapitre 6.

Pour représenter la relation ‘*nappe-déplacement*’, les résultats du modèle hydrologique *STARWARS* sont utilisés en conditions initiales et en variables d’entrée de **modèles géomécaniques** (modèles analytiques élastoplastiques à composante visqueuse et viscoplastiques ; modèle numérique éléments finis *GefDyn 2-D*, Consortium GefDyn, 2001-). Les modèles sont calés sur les déplacements de surface enregistrés sur le site. Les résultats sont détaillés au Chapitre 7.

Figure 6.1 – Représentation schématique de la problématique et stratégie de modélisation par ‘emboîtement’ de codes de calculs.

figure6.1.jpg

Les volumes déplacés prédits par le code de calcul géomécanique *GefDyn* et les caractéristiques rhéologiques (§ 5.6) sont utilisés en variables d’entrée des **modèles de propagation fluide** *Bing 1-D* (Imran *et al.*, 2001) et *Cemagref 1-D* (Laigle et Coussot, 1997) et du **modèle d’étalement** *Cemagref 2-D* (Laigle, 1996). Les résultats des modèles sont comparés et calés sur les événements de coulées boueuses de débris observés à *Super-Sauze* en mai 1999 et novembre 2000. Les résultats sont détaillés au Chapitre 7.

Le **calage** et la **validation** rigoureuse de ces modèles numériques permet :

- de proposer un **cahier des charges** pour développer un modèle adapté à ce type de phénomène ;
- d’améliorer la connaissance des **paramètres critiques** et des **processus** (notamment hydrologique) qui contrôlent le fonctionnement des ‘glissements de type écoulement’ dans les ‘*Terres Noires*’. Des **scénarios d’évènements**, pour la gestion de l’aléa et du risque, à court- et long-terme, sont proposés dans le Chapitre 8.

6.2 Les séries temporelles météo-climatiques, hydrologiques et cinématiques

La compréhension et la modélisation des mécanismes qui contrôlent la dynamique des ‘glissements de type écoulement’ est actuellement limitée par le manque de données quantitatives fiables. Ces données doivent être acquises selon un échantillonnage spatial, une fréquence et une durée propres à la dynamique du mouvement étudié. Les interactions entre les divers facteurs de contrôle rendent difficile l’élaboration de modèles physiques fiables. Pour caler et valider les modèles de comportement, il faut acquérir des bases de données multi-paramètres, multi-échelles spatiales et temporelles.

6.2.1 Le dispositif de surveillance et de mesure : les stations expérimentales

Pour répondre aux objectifs de recherche (§ 3.5), plusieurs grandeurs sont mesurées, en continu et/ou ponctuellement lors de campagnes spécifiques, sur plusieurs sites du glissement-coulée (Fig. 6.2 ; Tab. 6.1). On distingue, les **mesures de base** permettant de connaître les grandeurs classiques de l’étude de mouvements gravitaires (météo-climatologie, hydrologie, cinématique), qui renseignent sur l’état dynamique du système, et les **mesures occasionnelles**, pour répondre, de manière limitée dans le temps, à une question donnée.

Depuis 1996, les **grandeurs de base** consistent en des données (Tab. 6.1) :

- **météo-climatiques**, enregistrées en trois sites répartis dans un rayon de deux kilomètres autour du glissement-coulée⁵¹ ;

⁵¹ La variabilité spatiale et temporelle des paramètres climatiques est abordée à partir d'un réseau de deux stations pluviométriques automatiques et d'une station météo-climatique automatique. L’installation des stations n’a pas été facile en raison de l’instabilité des terrains et des conditions environnementales (relief, arbres, etc.) qui rendent difficiles le respect des normes de l’*Organisation Mondiale de la Météorologie*. Un *pluviographe chauffant à augets basculeurs* installé depuis septembre 1994 à *La Ferme de La Rente* (microsite de vallon), à environ 1.5 km du glissement-coulée, permet de calculer l’équivalent liquide des

- **hydrogéologiques et hydrodynamiques**, enregistrées par une station de bilan hydrique⁵² localisée sur le transect E de 1997 à 2001 et par plusieurs capteurs de pressions (*Campbell*

précipitations solides. En juillet 1996, une *station météo-climatique automatique* avec mât de 3 m de hauteur (température, vitesse et direction du vent, rayonnement global, durée d'insolation, humidité de l'air, pluviographe non chauffant) a été installée sur une crête à *Super-Sauze*, soit à environ 800 m du site. En juin 1999, compte tenu des contrastes d'exposition au vent notamment entre la station météo-climatique de *Super-Sauze* (microsite d'une crête venteuse) et le glissement-coulée (microsite d'un vallon), un second *pluviographe automatique* à augets basculeurs a été installé au centre de la coulée. Ce *pluviographe non chauffant* ainsi que celui de la station climatique doivent être démontés en novembre et réinstallés en avril. Une *sonde à ultrasons*, pour mesurer la hauteur de neige (Fig. 6.2), a été installée à l'hiver 2000. Le capteur émet des impulsions (5 ms) d'ondes ultrasoniques ; le sol ou la surface de la neige renvoie un écho. La durée qui sépare l'émission de la réception est fonction de la distance parcourue par le son. Une correction de la vitesse du son en fonction de la température et de l'humidité de l'air est appliquée. La précision de la mesure a été étalonnée à ± 2 cm. L'angle formé par le faisceau est d'environ 20° , soit une surface prospectée de forme circulaire ($\varnothing 0.4$ m) pour un capteur situé à +1.5 m au dessus du sol. La sensibilité des capteurs est configuré au maximum (1 mV).

⁵² Les conditions d'infiltration de l'eau depuis la surface, les conditions de recharge de la nappe, la possibilité de génération de surpressions interstitielles et les variations de teneur en eau dans la zone non saturée du terrain, sont mesurées à partir d'un réseau de quatre *cannes tensiométriques UMS T3 & T4* (Fig. 6.2) pour la mesure du potentiel hydrique (Velcin, 1997), d'un capteur de pression *Campbell-PDCR*, et de *sondes tubes TDR (Trime-IMKO, Trase-IMKO*, Fig. 6.3a, b). Les sondes tensiométriques mesurent des potentiels hydriques compris entre 0 et -12 m (équivalent H₂O) ou 0 et -1200 kPa. En période froide, pour les tensiomètres *T3*, une solution de méthanol à 30% est utilisée pour éviter le gel préjudiciable au capteur et aux mesures. Les deux sondes de profondeur (-0.88 m, -1.08 m) n'ont jamais 'décrochées', les deux sondes de surface (-0.56m, -0.72m) n'ont décrochés qu'à trois reprises en quatre années de mesure. Le principe de la mesure TDR est détaillé dans Dalton *et al.* (1984, 1985) et Topp *et al.* (1980). La longueur des sondes-tubes TDR, en fibre de verre, est conditionnée par l'épaisseur de la zone non saturée et par la présence de blocs de marnes ou de moraine de taille importante. L'étalonnage des sondes tubes *TDR-Trime* a été effectuée

PDCR, OTT Orphimèdes). Certains limnigraphes ont été déplacés temporairement pour suivre la dynamique dans un secteur spécifique. Deux profils de polarisation spontanée⁵³ ont été installés en octobre 2003 pour localiser la présence de zones préférentielles de circulation d'eau ;

- **cinématiques** par topométrie, extensométrie et GPS différentiel⁵⁴. La précision des mesures de déplacement et l'inter-comparaison des méthodes d'acquisition est discutée dans Malet *et al.* (2002c). En particulier, trois campagnes de mesures par GPS bifréquence différentiel en continu (mai 1999, octobre 1999, mai 2000) ont permis de développer une méthodologie d'acquisition et de traitement des données adaptées à la surveillance des glissements de terrain. La répétabilité des mesures GPS en continu est de 2.1 mm en

lors de leur installation en 1998 (Malet, 1998), puis par étalonnage gravimétrique entre 1999 et 2001 (Flageolet *et al.*, sous presse). La visualisation graphique de tous les profils de teneurs en eau et de leur évolution permet de mettre en évidence les éventuelles erreurs de saisie. Ces dispositifs permettent d'apprécier l'état hydrique et énergétique de la zone non saturée.

⁵³ Treize sondes de *polarisation spontanée* au NaCl ont été installées à -0.80 m de profondeur sur les transects B et C et reliées à une station d'acquisition, avec l'aide de *Guy Marquis* et *Pascal Sailhac* (IPG, Strasbourg).

⁵⁴ Les *déplacements de surface* sont mesurés lors de campagnes depuis 1991 par tachéométrie (théodolite et distancemètre infra-rouge) à partir d'un réseau d'une soixantaine de repères installés sur la coulée et au-dessus de l'escarpement principal. Après une réflexion portant sur les protocoles de mesures et de contrôle à adopter pour assurer une précision de 3-4 cm dans les trois dimensions (Lang, 1996), ce réseau a été complété et amélioré en 1996 par l'installation de deux stations de mesures bétonnées à centrage forcé qui permettent des positionnement par triangulation. Les protocoles sont détaillés dans Malet *et al.* (2002c) et Weber (2001). Les levés sont réalisés toutes les six semaines d'avril à novembre ; en hiver, l'épais manteau neigeux ne permet pas de réaliser des mesures. L'instabilité progressive des terrains sur lesquels sont implantés les piliers 'fixes' d'observation a conduit à rechercher d'autres moyens et méthodes de mesures, si possible en continu. Les déplacements en continu sont mesurés depuis juin 1999 en un seul endroit de la coulée par un extensomètre à câble et roue potentiométrique qui a été développé et adapté au site (Malet *et al.*, 2001a ; 2002c).

planimétrie et 5.0 mm en altimétrie (Fig. 6.4c). Le protocole et le traitement des données sont discutés dans Malet *et al.* (2001a, 2002c). L'article Malet *et al.* (2002c) est repris à l'Annexe 10.

Tab leau 6.1 – Dispositifs de surveillance et de mesures installés sur le glissement-coulée de Super-Sauze.

tab6.1.jpg

Outre les essais de caractérisation hydrodynamique et géomécanique (§ 5.4, § 5.5), les **grandeurs 'ponctuelles'** consistent en des mesures occasionnelles de piézométrie⁵⁵, de débitmétrie (jaugeage au sel), de géochimie des eaux et de modifications morphologiques (MNT tachéométrique et photogrammétrique, -Henry *et al.*, 2002-).

Figure 6.2 – Localisation des dispositifs de surveillance et de mesure du glissement-coulée de Super-Sauze (état en octobre 2003).

figure6.2.jpg

⁵⁵ La variabilité de la position de la nappe libre et des pressions interstitielles au sein de la masse en mouvement est abordée à partir d'un réseau d'une vingtaine de tubes piézométriques répartis sur toute la coulée le long des cinq transects. Des *mesures épisodiques* sont réalisées à une fréquence de 4 à 6 semaines avec d'une sonde piézométrique manuelle.

6.2.2 Elaboration d'une base de données adaptée : traitement et spatialisation des variables

Les variables météo-climatiques mesurées dans les trois stations automatiques gouvernent la modélisation hydro-mécanique du glissement-coulée ; en ce sens, elles sont appelées **variables de forçage atmosphérique** et une attention particulière leur a été apportée. Dans notre approche, les variables hydrologiques (teneur en eau, potentiel hydrique, fluctuation piézométrique) et cinématiques sont considérées comme des **variables de calage** et n'ont pas été utilisées en entrées des modèles.

6.2.2.1 Précision des mesures et qualité des données

De la qualité du jeu de données dépend les résultats des modèles. S'il est possible d'effectuer des calculs à partir d'un jeu de données quelconque, les résultats d'une modélisation ne peuvent être interprétés qu'en connaissant l'origine, donc la fiabilité et la précision, des valeurs utilisées. L'examen des données pour des périodes de très faible évolution (écart-type à la moyenne) permet de préciser l'**incertitude relative des mesures météo-climatiques et hydrologiques** à :

- $\pm 0.34^{\circ}\text{C}$ pour les sondes de température,
- $\pm 3.1 \text{ W.m}^{-2}$ pour le capteur de rayonnement,
- $\pm 1.6 \%$ pour l'hygromètre,
- $\pm 23 \text{ mm}$ pour le capteur de hauteur de neige *Campbell SR50*,
- $\pm 4.4 \text{ hPa}$ pour les sondes tensiométriques *UMS-T3*,
- $\pm 2.1 \text{ hPa}$ pour les sondes tensiométriques *UMS-T4*,
- $\pm 12 \text{ mm}$ pour le capteur de pression *Campbell PDCR*,
- $\pm 17 \text{ mm}$ pour les limnigraphes *Ott Orphimèdes*.

Figure 6.3 – Mesure de la teneur en eau volumique par la méthode TDR. (a) : Tiges de mesure TDR-Trase ; (b) : Sonde-tube TDR-Trime ; (c-d) : Précision relative des valeurs de teneurs en eau volumiques θ déduites des potentiels hydriques Ψ_h .

figure6.3.jpg

En outre, la précision des mesures des sondes tensiométriques a été évaluée sur une période d'une semaine en comparant les chroniques de potentiel hydrique $\Psi_h(t)$ à des mesures ponctuelles par une batterie de quatre tensiomètres à mercure (DTM 500, Nardeux). La précision est de 5.1 hPa pour les sondes *UMS-T3* et 3.7 hPa pour les sondes *UMS-T4*. Des chroniques de variations de la teneur en eau volumique $\theta(t)$ sont déduites des potentiels de pression en utilisant les courbes de rétention hydrique $\theta(h)$ associées aux profondeurs d'installation des bougies poreuses (§ 5.4.3). Les teneurs en eau volumiques déduites des potentiels hydriques sont validées aux quatre profondeurs pour une large gamme de variation de teneur en eau (Fig. 6.3c, d) ; l'erreur relative est faible (< 20%) compte-tenu des incertitudes associées à la détermination des courbes $\theta(h)$ (Kutilek et Nielsen, 1994).

Figure 6.4 – Les dispositifs de surveillance des déplacements de surface du glissement-coulée de Super-Sauze et leurs précisions respectives. (a) : Réseau de surveillance tachéométrique ; (b) : Surveillance extensométrique ; (c) : Réseau de surveillance GPS (in Malet et al., 2002c).

figure6.4.jpg

L'**incertitude relative des mesures cinématiques** (GPS, extensométrie, tachéométrie) a été évaluée en mesurant la position de plusieurs points par les trois méthodes. Les résultats sont détaillés dans Malet *et al.* (2002c, Annexe 10). Les ellipses d'incertitude sont représentées à la Figure 6.4.

Pour les centrales d'acquisition, les problèmes se sont strictement limités au déchargement des batteries d'alimentation pour les limnigraphes *Orphimèdes* bien que le remplacement était

réalisé de manière à anticiper la coupure. Ceci se traduit par quelques valeurs nulles dans les fichiers de données pendant une période de 2 à 10 jours (jusqu'au remplacement des batteries). Aucune défection de l'alimentation électrique n'a été enregistrée pour les centrales d'acquisition Campbell, où l'énergie électrique est fournie par une batterie sèche rechargée par panneau solaire. Pour les sondes tensiométriques, le principal problème de maintenance est lié à la désaturation de la bougie poreuse en cas de potentiel de pression supérieur à 1200 hPa ; les tensiomètres *UMS-T3* sont resaturés manuellement, alors que les tensiomètre *UMS-T4* se resaturent progressivement en utilisant l'eau liée du sol. Ce phénomène se traduit par l'enregistrement de valeurs nulles. Pour les données météo-climatiques et de déplacement, les séries temporelles sont complètes.

6.2.2.2 Elaboration d'une base de données multi-paramètres opérationnelle

Une grande partie de la recherche a consisté à la critique et la correction éventuelle du jeu de données et à création d'une base de données multi-paramètres systématique, sûre, et facilement utilisable pour la modélisation.

Le contrôle, le traitement et le stockage des valeurs à différents pas de temps (6 min, 1 h, 6 h et 24 h) ont été effectuées de manière modulaire à partir de petits programmes, écrits en langage *Visual Basic*, qui génèrent automatiquement de nouveaux fichiers séquentiels composés de nombres entiers. Les valeurs fausses ou aberrantes sont repérées automatiquement dans les fichiers originaux lorsqu'elles se trouvent à l'extérieur de la plage de valeurs admissibles. La valeur précédente enregistrée a été attribuée à la valeur manquante si elle est unique ; dans les autres cas, une interpolation linéaire est utilisée. Ces traitements ont concerné uniquement les données de potentiel hydrique et de piézométrie.

Sur les périodes de données communes, les coefficients de corrélation inter-station (cumul journalier précipité) sont plus élevés pour le binôme *La Rente / Glissement-coulée* ($r = 0.94$) que pour le binôme *La Rente / Super-Sauze* ($r = 0.87$), malgré une distance plus courte pour ces dernières. Cette variabilité s'explique par la position topographique des stations et les

conditions aérologiques des sites d'implantations : les stations *La Rente* et *Glissement-coulée* sont localisées dans des vallons relativement protégés alors que la station *Super-Sauze* est localisée sur une crête fortement exposée au vent. A l'échelle de l'année, les cumuls précipités sont, en moyenne, sous-estimés de 20% à *Super-Sauze*. Une base de données pluviométrique (période 1994-2002), homogène et adaptée à la modélisation, a ainsi été constituée au pas de temps horaire, en utilisant les données du pluviographe chauffant de *La Rente* pour les mois d'hiver et les données du pluviographe *Glissement-coulée* le reste de l'année. Pour cela, les relevés manuels sur tambour du pluviographe chauffant, initialement analysés par Weber (2001) à l'échelle de l'épisode pluvieux, ont été ré-analysés pour constituer une base de données horaire sur la période 1994-2000 (Skubizewski, 2000). Depuis 2000, l'enregistrement est analogique. On dispose ainsi d'un jeu de données satisfaisant aux besoins de la modélisation.

La section suivante présente brièvement les caractéristiques climatiques d'altitude du bassin des *Roubines* (§ 6.3.1), analyse la relation 'apports d'eau-piézométrie' et propose un modèle conceptuel hydrologique pour les glissements-coulées dans les 'Terres Noires' (§ 6.3.2).

6.3 Un modèle conceptuel hydrologique pour les glissements-coulées dans les 'Terres Noires'

6.3.1 Contexte climatique d'altitude

6.3.1.1 Tendances générales en fond de vallée : période 1956-2002

Les caractéristiques climatiques moyennes du bassin de *Barcelonnette* ont été présentées à la section § 3.2.4, à partir de la station *Météo-France* de *Barcelonnette* située à 1140 m d'altitude, en fond de vallée. Une analyse détaillée des tendances climatiques des précipitations au cours du 20^e siècle peut être trouvée dans Sommen (1995, 1997) et Weber (2001). Rappelons que le climat est caractéristique des vallées sèches internes de la chaîne alpine, avec de fortes **influences méditerranéennes**, notamment pour la variabilité inter-annuelle des précipitations (Flageollet *et al.*, 1999). Les normales annuelles témoignent de la sécheresse relative de la cuvette de *Barcelonnette* (module pluviométrique de 729 mm sur la normale 1956-2002). L'automne est la saison pluviale dominante, suivie par un second

maximum au printemps. L'hiver et l'été sont des saisons peu arrosées, cependant les risques d'épisodes orageux localisés supérieur à 70 mm sont présents (Malet *et al.*, 2003a). Le facteur essentiel est l'irrégularité des normales mensuelles avec une **variabilité intra-mensuelle** qui peut être très importante d'une année à l'autre correspondant à des totaux mensuels pour un mois supérieurs au quart des précipitations annuelles (> 200 mm) ou à des mois très secs (< 5 mm). Le climat est caractérisé par des cycles de 15-20 années d'alternance de périodes humides et de périodes sèches (§ 4.17, Fig. 4.18). Sur la normale 1956-2002, une moyenne de 93 jours de pluie (défini comme une période de 24 heures consécutives où au moins 3 mm de précipitation sont comptabilisés), dont 23 jours de neige (défini comme une période de 24 heures consécutives où la température est inférieure à 1°C et où au moins 3 mm de précipitation sont comptabilisés) est observée en fond de vallée.

Le régime thermique de fond de vallée à une nette tendance continentale avec une amplitude supérieure à 18°C (Fig. 6.5b), à laquelle il faut rajouter des variations locales induites par l'altitude et l'exposition des versants. Sur la normale 1956-2002, la température moyenne annuelle est de 7.8°C et le nombre de jours de gel (défini comme une période de 24 heures consécutives où au minimum une oscillation thermique autour de 0°C est observée) atteint 153 par an. Le minimum moyen est inférieur à -7°C pour les trois mois d'hiver (décembre, janvier, février) ; les jours chauds se caractérisent par des maxima absolus supérieurs à 30°C et une température moyenne supérieure à 10°C de mai à septembre.

Les caractéristiques du **climat d'altitude** (> 1700 m, versant ubac) sont présentées à partir de la base de données météo-climatiques de *Super-Sauze*, sur la période courte 1994-2002.

6.3.1.2 Tendances générales en altitude, > 1700 m : période 1994-2002

Signalons que les chroniques pluviométriques d'altitude, courtes, ont une faible validité statistique ; elles constituent tout au plus une série d'indications quantitatives du **régime météo-climatologique d'altitude** du Bassin de Barcelonnette.

6.3.1.2.1 Le régime de précipitations liquides et solides

Les moyennes des précipitations cumulées mensuelles pour la station de *La Rente* (1720 m) et de *Barcelonnette* (1140 m) sont présentées à la Figure 6.5a. Entre 1140 et 1720 m, un gradient pluviométrique marqué, lié au rapprochement du point de saturation consécutif à l'abaissement de la température de l'air et à des phénomènes d'ascendance forcée, est observé. Dans la vallée de l'Ubaye, l'optimum pluviométrique, qui varie avec la saison, se localise environ 300 m sous les sommets dominants, vers 2200 m d'altitude (CEN, 1999). Quelle que soit la saison, les précipitations d'altitude sont plus élevées que les précipitations de fond de vallée (Tab. 6.2). Sur la période 1994-2002, les moyennes des précipitations mensuelles sont supérieures de 24% au poste de *La Rente* ; à l'automne, ce pourcentage peut atteindre des valeurs proches de 40%. En altitude, le régime annuel de précipitation oppose les mois d'automne (> 100 mm) et de printemps (> 80 mm) et les mois de février et mars très secs (< 50 mm).

Figure 6.5 – Caractéristiques climatiques d'altitude du versant ubac (> 1700 m) du Bassin de Barcelonnette. (a) : Distribution des cumuls de précipitations mensuelles moyennes à Barcelonnette et La Rente ; (b) : Régime et gradient thermique d'altitude (Barcelonnette, Super-Sauze) ; (c) : Régime de la vitesse du vent à Super-Sauze ; (d) : Régime d'humidité relative à Super-Sauze ; (e) : Flux de rayonnement global moyen estimé pour une surface inclinée du glissement-coulée par le modèle ICARE-PcRaster (exemple d'une maille carrée à 1740 m d'altitude) ; (f) : Régime d'évapotranspiration potentielle (ETP Penman) estimée pour le glissement-coulée (maille carrée à 1740 m d'altitude, transect E). Le trait gras représente la moyenne mobile sur 31 jours. L'astérisque indique des variables estimées.

figure6.5.jpg

En moyenne, **seul 30% de l'année peut être considéré comme pluvieux** (108 jours de pluie par an à 1740 m, Tab. 6.2). Ces journées 'pluvieuses' sont réparties tout au long de l'année avec un maximum de jours de pluie octobre et novembre ; dans plus de 50% des cas, aucune précipitation n'est comptabilisée en juin et juillet. Pendant les mois les plus humides de l'année, le pourcentage moyen de jours de pluie est supérieur à la statistique annuelle. Ces distributions présentent une dissymétrie positive pour la plupart des mois ; les seules exceptions sont les mois de juin, juillet et août marqués par l'occurrence d'orage localisés.

Tableau 6.2 - Statistiques mensuelles de précipitations à La Rente, 1720 m (1994-2002)

	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sep	Oct	Nov	Déc	Total
<i>Précipitations mensuelles cumulées (mm)</i>													
Moyenne	73.0	36.9	46.7	92.4	78.0	71.4	69.2	73.5	117.8	109.0	149.3	72.3	982.5
Ecart-type	44.9	31.5	51.5	40.8	17.0	38.7	23.7	18.3	86.2	78.8	78.2	42.1	366.7
Skewness	2.36	1.26	1.32	1.87	1.34	2.05	1.87	2.30	2.21	3.21	1.42	1.61	1.37
<i>Nombre de jours de pluie</i>													
Moyenne	9	4	5	11	6	5	7	8	14	15	15	9	108
Ecart-type	3.7	3.2	3.4	7.1	3.9	2.39	2.6	8.6	9.1	7.7	8.4	6.7	10.2
Skewness	1.52	0.68	0.24	0.32	1.74	0.72	0.64	1.17	0.91	1.04	0.26	0.39	0.32

La majorité des apports d'eau sont délivrés entre septembre et janvier. En moyenne, chacun de ces mois contribue pour plus de 10% du cumul précipité annuel. Cette **saisonnalité** est le résultat de la prédominance des situations synoptiques perturbées d'Ouest pendant l'hiver, auxquelles se surimposent des advections d'altitude d'air chaud et humide, en provenance du Sud, qui créent des conditions atmosphériques instables (précipitations abondantes, souvent neigeuses, -MétéoFrance, 1995-).

La **période neigeuse** s'échelonne d'octobre à avril, bien que la *moyenne Ubaye* est la zone la moins enneigée des vallées des Alpes françaises (Blanchard, 1950). Le contraste entre les versants est marqué : en moyenne, sur les versants adret et ubac, le manteau neigeux persiste respectivement 0.7 et 1.5 mois à 1200 m d'altitude, 2.1 et 4.5 mois au-dessus de 1700 m et 4.3 et 5.8 mois au-dessus de 2000 m (CEN, 1999). En moyenne, 38 jours de neige sont observés au-dessus de 1700 m, soit le $\frac{1}{3}$ du total annuel de jours de pluie. Les chutes de neige sont les plus fréquentes et abondantes en décembre et février. A 1700 m, le coefficient nivométrique annuel moyen atteint 29% à l'échelle annuelle et 63% pour le trimestre hivernal.

Figure 6.6 – Distribution fréquentielle relative des cumuls précipités (a) et de la durée des évènements pluvieux à Super-Sauze sur la période 1994-2002 (b).

figure6.6.jpg

L'épisode pluvieux le plus long et le plus important a atteint 10 jours en 1999 avec un total précipité de 213 mm. Le maximum le plus faible a été observé, juillet 1996 (84 mm en 3 jours). Les 288 évènements du Tableau 6.3 représentent 721 jours de pluie sur un total de 3043 jours (01/09/1994 – 31/12/2002). Sur ces évènements, seuls 165 ont duré plus de 24 heures. En conséquence, la durée moyenne d'un épisode pluvieux est de 1.8 jours. Le cumul moyen de l'épisode sur la même période atteint 26.1 mm, mais des différences saisonnières importantes sont observées (Tab. 6.3 ; Fig. 6.6a, b). Les précipitations hivernales ont une variabilité et une intensité plus faibles ; au printemps et en été, la durée moyenne et le cumul par évènement diminue alors que l'intensité augmente. Ceci traduit l'apparition des orages d'été, pour la plupart très courts et de volume inférieur à 75 mm (Tab. 6.3).

Tableau 6.3 – Statistiques saisonnières des épisodes pluvieux à La Rente, 1720 m (1994-2002)

	Automne*	Hiver	Printemps	Eté
<i>Nombre d'évènements</i>				

	96	87	61	44
--	----	----	----	----

Durée des épisodes pluvieux (jours)

Moyenne	1.9	2.7	1.5	1.1
Ecart-type	1.7	2.1	0.8	0.6
Maximum	10	9	6	4
Contribution (%)	32	37	20	11

Cumul précipité des événements (mm)

Moyenne	36.4	31.3	19.7	17.2
Ecart-type	39.1	37.3	32.7	26.5
Maximum	212.7	114.7	122.3	84.2
Contribution (%)	37	35	17	11

Cumul maximal précipité sur 24h

Moyenne	24.2	21.7	16.1	14.1
Ecart-type	38.0	35.2	27.3	31.7
Maximum	166.5	89.2	74.7	77.5

Intensité de la pluie (mm.h⁻¹)

Moyenne (événement)	11.4	13.7	16.4	19.1
Ecart-type (événement)	9.4	12.7	18.3	17.6
Maximum (sur 6 minutes)	23.6	18.7	49.3	60.1

* Automne = octobre, novembre, décembre ; Hiver = janvier, février, mars ; Printemps = avril, mai, juin ; Eté = juillet, août, septembre.

La **probabilité de survenance** (ou période de retour) **de précipitations extrêmes**, capables de produire des évolutions critiques du niveau piézométrique et des pressions interstitielles, a été calculée. A l'évidence, la qualité et la fiabilité des courbes *Hauteur-Durée-Fréquence (HDF)* dépend de la longueur des périodes d'observations (Laborde, 1987). Comme notre série d'observation est courte (huit années), les calculs effectués ont vocation à caractériser les événements observés en terme d'amplitude et de fréquence ; les courbes obtenues fournissent néanmoins un ordre de grandeur, proche de celui obtenu sur des séries d'observations plus longues au poste de *Serre-Ponçon (Electricité de France, -Kieffer-Weiss, 1998 ; Meunier, 2001-)* et de *Draix (Cemagref, -Haddouche, 1999-)*.

Les quantiles maxima de précipitations liquides (*Super-Sauze*) et de hauteurs de neige équivalente (*Restefond*) pour différents pas de temps (de 6 à 2880 min) ont été ajustés par une loi exponentielle de *Montana*⁵⁶ modifiée pour des séries courtes (CTGREF, 1979 ; Laborde, 1987). La distribution ne peut être ajustée par une courbe unique (Fig. 6.7a, b) ; c'est pourquoi les valeurs des quantiles de précipitations et de hauteur de neige équivalente ont été séparées en deux domaines de part et d'autre de la durée 30 minutes. Dans tous les cas, les coefficients de corrélation sont supérieurs à 0.85 et 90% de la variance est expliquée. L'hypothèse nulle du test statistique W_n^2 d'Anderson (Laborde, 1987) est rejetée pour un intervalle de confiance à 90%. **La pluie journalière décennale atteint 90 mm et la pluie journalière centennale, 115 mm** (Fig. 6.17a) ; le coefficient b de la loi de *Montana*

⁵⁶ *Loi de Montana* : $I = a \times d^{-b}$ et $g = a' \times d^{1-b}$; avec I, l'intensité moyenne de la pluie ; d, la durée de la pluie ; g, le gradex de la pluie, a, a', b des paramètres de forme.

($b = 0.47$) traduit des intensités de précipitations qui diminuent faiblement avec la durée de l'épisode.

Figure 6.7 – Courbes Hauteur-Durée-Fréquence (loi de Montana bi-linéaire). (a) : Evènements pluvieux liquides d'altitude (Super-Sauze, 1700 m) ; (b) Evènements pluvieux solides de type neige (station Météo-France Nivose, Col de Restefond, 2550 m).

figure6.7.jpg

6.3.1.2.2 Les variations d'épaisseur du manteau neigeux

La moyenne annuelle du nombre de jours avec chute de neige s'établit à 41 jours sur la période 1982-2002 pour la station de ski de *Super-Sauze* (Couttolenc, 2002) et à 38 jours sur la période 1994-2002. Sur cette dernière période, l'épaisseur moyenne du manteau neigeux atteint 0.57 m, mais la variabilité inter-annuelle est élevée (Fig. 6.8) : les hivers 1996/97 et 1998/99 sont les plus abondants en nombre de jours de chute de neige (respectivement 46 et 51 jours) et en total cumulé (respectivement 2.12 m et 2.23 m) alors que les hivers 1999/00 et 2001/02 sont les plus 'secs'.

Des variations locales importantes sont notées entre la situation de replat très ensoleillé (*Cabane à Jo*, 2005 m) où des mesures hebdomadaires de la qualité de la neige sont effectuées par le service des pistes de la station de *Sauze* et le glissement-coulée, situé dans un vallon protégé (Fig. 6.8) ; sur la période 2000-2002, les épaisseurs de neige sont plus importantes d'environ 25% sur le glissement-coulée. Au dessus de 2000 m, l'épaisseur maximale de la couverture neigeuse peut atteindre 3 m et l'épaisseur moyenne 1 m (CEN, 1999 ; Ancey *et al.*, 2002). Cette quantité d'eau temporairement stockée pendant l'hiver sur le glissement-coulée et dans le bassin de réception des *Roubines* a une importance primordiale sur le fonctionnement hydro-mécanique du glissement-coulée au printemps et à la fin de l'automne (§ 6.3.2 ; Malet *et al.*, 2003d).

Figure 6.8 – Epaisseur de la couverture neigeuse à Super-Sauze sur la période 1994-2002 (en noir, les relevés hebdomadaires réalisés par le service des pistes de la station de Sauze à 2005 m d'altitude ; en grisé, les données enregistrées à partir de mars 2000 sur le glissement-coulée à 1895 m).

figure6.8.jpg

6.3.1.2.3 Le régime thermique

La moyenne annuelle des températures s'établit à 5.4°C à 1740 m d'altitude (*Super-Sauze*) et 4.8°C à 1895 m d'altitude (glissement-coulée) ; la moyenne annuelle des températures minimales s'établit à 2.9°C à 1740 m d'altitude et à 2.1°C à 1895 m d'altitude (Tab. 6.4). Les températures mensuelles moyennes montrent une **variation annuelle d'amplitude** entre le mois le plus chaud (août) et le plus froid (janvier, Fig. 6.5b) réduite par rapport au fond de vallée (13.5°C). Tous les mois de la série médiane 1999-2002 sont situés au-dessus de la médiane 1996-2002 d'environ 0.2°C à 0.4°C.

Tableau 6.4 – Statistiques mensuelles de températures à Super-Sauze, 1740 m (1996-2002)

	Ja	Fé	M	Av	M	Jui	Jui	Ao	Sep	Oct	No	Dé	Anné
	n	v	ar	r	ai			û			v	c	e
<i>Températures mensuelles moyennes (°C)</i>													
Moyenne	-0.9	1.5	3.7	4.8	10.1	10.7	10.6	13.7	13.4	6.4	2.1	-0.2	5.4
Ecart-type	2.1	3.7	4.2	5.1	6.1	5.8	5.9	6.3	5.9	4.3	2.7	1.9	7.8
Skewness	1.12	1.24	1.06	1.31	0.89	0.64	0.56	0.61	0.76	1.06	1.12	1.18	

Températures mensuelles minimales (°C)

Moyenne	-3.5	-2.1	-0.2	0.6	4.7	6.7	7.1	10.5	9.4	3.3	-0.8	-2.6	2.9
Ecart-type	3.2	4.2	3.9	4.1	5.8	6.9	6.5	7.1	6.7	3.8	2.4	2.1	4.9
Skewness	1.41	1.52	1.24	0.92	1.03	0.84	0.89	1.03	0.97	1.34	1.56	1.49	

Un nombre plus faible de jours de gel (97 jours) est observé à 1740 m d'altitude (Fig. 4.14e) par rapport au fond de vallée (153 jours). Les jours de gel sont répartis entre les mois d'octobre et de mai.

6.3.1.2.4 Spatialisation des paramètres météo-climatiques et régime d'évapotranspiration potentielle

Quelle que soit l'échelle de temps, l'entrée en eau dans le système hydrologique 'glissement-coulée' est balancé par la demande évaporatoire de l'atmosphère. L'évapotranspiration potentielle (ETP) représente la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre ou par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le facteur limitant ; sa valeur limite est fonction du bilan d'énergie. L'évapotranspiration potentielle horaire est calculée selon l'équation de Penmann (1948), dont la description analytique est détaillée dans plusieurs ouvrages (Barry, 1981 ; Brutsaert, 1982 ; Whiteman, 2000). La formulation classique associant un terme de radiation et un terme de transfert a été utilisée. Les calculs sont effectués à partir des valeurs moyennes horaires de température de l'air (Fig. 6.5b), de vitesse du vent (Fig. 6.5c), d'humidité relative (Fig. 6.5d) et du flux de rayonnement global (Fig. 6.5e). Comme le modèle est très sensible au flux de rayonnement global et à la température de l'air (Barry, 1981 ; Najjar, 1982), ces variables ont été estimées en tout point du glissement-coulée, en fonction de l'altitude, de l'exposition et des caractéristiques topographiques. Ces deux paramètres contrôlent également la formation du manteau neigeux.

L'hypothèse de spatialisation se limite ainsi à une cartographie dynamique de la température de l'air et du rayonnement global sur les mailles carrées d'un modèle numérique de terrain.

Ce dernier est dérivé d'un levé tachéométrique de 2789 points interpolé par krigeage linéaire à une résolution de 2 x 2 m. Les flux latéraux hydriques et énergétiques, dans l'atmosphère et dans le sol, ne sont pas pris en compte. En première approximation, la série reconstituée de précipitations (*La Rente, glissement-coulée*, § 6.2.2.2) est appliquée sans correction au site de *Super-Sauze*. Une étude approfondie de correction de la pluie 'météorologique' en pluie 'hydrologique' par un modèle trigonométrique (Adzjian-Gérard, 1994) prenant en compte les effets thermodynamique et aérodynamique et la pente topographique locale doit être envisagée. Ce modèle, qui suppose la connaissance de l'azimut et de l'angle d'incidence de la trajectoire des gouttes de pluie, mis en relation avec l'altitude, permettrait une estimation plus réaliste des précipitations dans le bassin torrentiel.

Les facteurs intervenants dans la **spatialisation du rayonnement global** sont l'altitude, la pente, l'exposition, le masque orographique de coucher du soleil et le masque orographique de lever du soleil. Un albédo moyen de 0.15, indiqué dans la littérature pour les sols nus argileux noirs (Dingman, 1994 ; Hanks et Aschroft, 1996) a été utilisé quand la température journalière est supérieure à 0°C ; un albédo de 0.75 est utilisé pour les jours où la température moyenne est inférieure à 0°C (Kirkwood *et al.*, 1989). Le modèle *ICARE*, développé par Perrin de Brichambaut et Lambole (1974) et Perrin de Brichambaut (1993), a été appliqué pour calculer le rayonnement global horaire sur une surface inclinée à partir des enregistrements de rayonnement global de la station de *Super-Sauze*. L'algorithme, détaillé dans Fouché-Roguez (1998), a été implanté dans le méta-langage *PcRaster* (Van Deursen, 1995).

La composante directe et la composante diffuse du rayonnement global sont calculées à partir des caractéristiques astronomiques du moment et des caractéristiques atmosphériques du lieu. La déclinaison solaire, l'équation du temps et le flux de rayonnement extraterrestre à incidence normale sont préalablement déterminés pour chaque jour de l'année, en fonction de la latitude et longitude du site (Choisnel, 1992). L'état de l'atmosphère est caractérisé par le facteur de trouble de Linke, qui dépend de l'altitude, de la pression atmosphérique, de l'humidité relative de l'air et de la durée d'insolation (Whiteman, 2000). Le masque orographique, qui représente l'angle de lever ou de coucher du soleil à une date donnée, est calculé à partir de la fonction *SHADE* du méta-langage *PcRaster* (Van Dam, 2001). La

Figure 6.9a indique que le masque de lever de soleil est important toute l'année dans la partie occidentale du glissement-coulée (moins 1 h) et sur le replat supérieur (moins 3 h) ; en hiver, l'éclairement est restreint sur tous les secteurs du glissement-coulée (environ 4 à 5 heures). Le masque de coucher du soleil est équivalent, quelle que soit la saison, à l'échelle du glissement-coulée. Ne disposant pas de mesures de rayonnement sur une surface inclinée dans le bassin des *Roubines*, le modèle *ICARE* ne peut être validé ; les résultats semblent néanmoins cohérents avec la topographie et avec ce qui est observé.

A titre d'exemple, sur l'année 2000, la prise en compte des facteurs de pente, d'exposition et de masque orographique diminue le flux cumulé de rayonnement global de 4.4 W.m^{-2} sur le glissement-coulée (surface inclinée du glissement-coulée, $R_g = 56.9 \text{ mW.m}^{-2}$; surface plane de même superficie, $R_g = 61.3 \text{ MW.m}^{-2}$). A l'échelle annuelle, la partie amont du glissement-coulée reçoit pratiquement moitié moins d'ensoleillement que la partie aval (Fig. 6.9b). Le contraste est accentué à l'échelle mensuelle : pendant les mois d'hiver (décembre à février), le flux de rayonnement global s'échelonne entre 34 W.m^{-2} dans la partie amont et 125 W.m^{-2} dans la partie aval ; pendant les mois d'été (juin à août), le contraste est moins marqué (212 W.m^{-2} dans la partie amont, 237 W.m^{-2} dans la partie aval) car le masque orographique intervient peu. Le glissement-coulée est localisé dans un vallon très souvent à l'ombre en hiver, qui favorise le maintien d'une épaisseur de neige importante (Fig. 6.8 ; Fig. 6.9b).

Figure 6.9 – Spatialisation du rayonnement global à l'échelle de la coulée. (a) : Masque orographique (heure de lever et de coucher du soleil) calculé pour différents sites du glissement-coulée ; (b) : Carte de rayonnement global cumulé calculé pour l'année 2000 avec le modèle *ICARE-PcRaster*.

figure6.9.jpg

Figure 6.10 – Chroniques journalières météo-climatiques, hydrologiques et cinématiques. (a) : Année 1997 ; (b) : Année 1998. Les périodes d'excédent ou de déficit pluviométrique sont indiquées.

figure6.10a.jpg

Figure 6.10 – Chroniques journalières météo-climatiques, hydrologiques et cinématiques. (c) : Année 1999 ; (d) : Année 2000. Les périodes d'excédent ou de déficit pluviométrique sont indiquées.

figure6.10c.jpg

La **spatialisation de la température de l'air** est effectuée de manière plus simple. La température est modifiée en fonction du gradient thermique vertical. Les coefficients de passage, définis pour cinq classes de valeurs d'humidité relative de l'air à partir des températures à 1740 m (*Super-Sauze*) et 1895 m (glissement-coulée), sont linéairement dépendants de l'altitude. Le gradient thermique vertical moyen dans le bassin des Roubines est de -0.61 C par 100 m. La température est estimée à l'échelle du glissement-coulée pour chaque maille de calcul du modèle numérique de terrain, sans tenir compte de l'échauffement produit par une exposition favorable ou un refroidissement causé par le masque orographique.

La Figure 6.5f montre l'évolution journalière de l'ETP calculée à partir du flux de rayonnement global corrigé pour une surface inclinée. La variation d'ETP est saisonnière ; l'ETP est maximale en été quand le rayonnement est élevé et l'humidité relative faible. A l'échelle annuelle, l'ETP est réduite de 9% sur le glissement coulée par rapport à la valeur calculée, sans corrections, à la station climatique. Les contrastes saisonniers sont plus marqués : la réduction d'ETP atteint 18% en hiver et 7% en été. Les données calculées d'ETP pour une maille carrée située sur le glissement coulée à 1740 m d'altitude (transect E) sont synthétisées dans le Tableau 6.5. Le cumul annuel moyen atteint 916 mm.

Tableau 6.5 – Cumul mensuel moyen d'évapotranspiration potentielle (1996-2002) estimée sur le glissement-coulée (maille carrée à 1740 m d'altitude) avec correction du flux de rayonnement global et gradient thermique et à Super-Sauze pour une surface horizontale.

	Ja	Fé	M	Av	Mai	Jui	Jui	Ao	Se	Oc	No	Dé	Année
	n	v	ar	r				û	p	t	v	c	
<i>Super-Sauze</i> [*]	35.7	41.4	69.9	68.7	117.0	147.9	153.2	142.8	96.5	59.8	37.1	28.0	997.9
Glissement-coulée ^{**}													916.5
ée ^{**}	31.6	37.3	62.4	64.8	111.4	136.9	144.5	132.2	86.2	52.9	32.3	24.1	

* Station climatique de *Super-Sauze* (1740 m); ** Glissement-coulée (transect E, 1740 m)

Combinées à la distribution spatiale du flux de rayonnement global et aux précipitations nettes, les valeurs calculées d'ETP fournissent les conditions aux limites supérieures du système hydrologique 'glissement-coulée'. Comme l'ETP excède d'environ $\frac{1}{4}$ la valeur de précipitation nette à l'échelle annuelle, l'évaporation réelle ETR doit être beaucoup plus faible à l'échelle du site ; en l'absence de végétation, elle ne dépend que de la quantité d'eau stockée dans le sol. Ce bilan hydrique est simulé par le **modèle hydrologique spatialisé STARWARS** (§ 6.4). Toutes les variables de forçage atmosphérique introduites dans le modèle hydrologique sont disponibles à différentes échelles temporelles et spatiales. Si les traitements subis par les variables démontrent leur validité, il peut néanmoins subsister quelques problèmes. Des interrogations subsistent quant à la **représentativité spatiale** de cette information, sa capacité à retranscrire numériquement les spécificités particulières d'un milieu complexe, notamment pour les précipitations. La spatialisation présentée constitue une première approche très simplifiée de la spatialisation à l'échelle du bassin des *Roubines*. Les résultats des simulations devront être interprétés en ce sens.

6.3.2 La relation 'apports d'eau-piézométrie' : concept hydrologique

En première approximation, le système hydrologique considéré se réduit à l'intégration spatiale du bilan hydrique stationnel sur l'emprise du glissement-coulée. Les apports d'eau

potentiels par les torrents ne sont pas pris en compte. A titre d'exemple, les chroniques météo-climatiques journalières (précipitation, P, évapotranspiration potentielle Penmann, ETP ; précipitation effective ou déficit pluviométrique, P-ETP), hydrodynamique (potentiel hydrique Ψ_h , fluctuation piézométrique FP) et cinématique sont présentées aux Figures 6.10a, b, c, d pour la période 1997-2000.

6.3.2.1 Variation annuelle des niveaux piézométriques et identification d'unités hydro-géomorphologiques

Les variations piézométriques sont mesurées en continu sur un site depuis 1997 (EV2), sur deux sites depuis 1999 (EV2, BVI6) et sur trois sites depuis octobre 2003 (EV2, BVI6, CV3, Fig. 6.2, Tab. 6.1). Ces valeurs sont complétées par des mesures ponctuelles. La mesure en continu des niveaux d'eau est délicate à cause de la vitesse de déplacement du glissement-coulée, maximale en surface. Dans la partie la plus active (transects A et B), les tubes piézométriques, cisailés, sont renouvelés chaque année.

Les variations piézométriques observées indiquent la présence d'une **nappe d'eau libre continue de l'amont vers l'aval** du glissement-coulée, mais **discontinue transversalement** dans les différents compartiments séparés par les paléo-échines (§ 5.1.3.2). Ces échines *in-situ* sont considérées comme des barrières hydrodynamiques imperméables. Le glissement-coulée est caractérisé par des **niveaux d'eau élevés** (Tab. 6.6), dont la position moyenne est proche de la surface topographique (-1 m à -2 m). La position moyenne de la nappe diminue de l'amont vers l'aval du glissement-coulée. Tous les piézomètres analysés ont montré des fluctuations significatives d'amplitude supérieure à dix fois la précision de la mesure limnigraphique (§ 6.2.1).

Tableau 6.6 – Position moyenne, minimale et maximale de la nappe de l'amont à l'aval du glissement-coulée (période 1996-2002). Les niveaux d'eau sont indiqués par rapport à la surface topographique. Valeurs pour des piézomètres installés à -4.50 m de profondeur et crépinés sur le mètre inférieur.

	A	B-1	B-2	C	D	E	Global
		*	**				
Niveau d'eau annuel moyen (m)	-1.35	-1.04	-2.11	-1.22	-1.44	-1.67	-1.47
Ecart-type moyen annuel (m)	2.07	1.38	0.68	1.78	1.84	2.08	1.62
Niveau d'eau minimal (m)	-3.02	-2.52	-3.97	-3.12	-3.27	-2.64	-3.97
Niveau d'eau maximal (m)	-0.12	-0.15	-1.47	-0.31	-0.87	-0.61	-0.12
Puissance moyenne de l'aquifère (m)	9.8	7.2	6.9	5.3	5.1	5.5	6.7

* B-1 représente les compartiments central et oriental du transect B ; ** B-2 représente le compartiment occidental.

Le **régime hydrologique** (Fig. 6.10), saisonnier, est caractérisé par **deux épisodes de recharge** (printemps, automne), souvent très rapides (2 à 7 jours). Les épisodes de nappe haute sont courts (mai-juin, novembre-décembre). Le drainage, lent et progressif, intervient de juin à octobre ; pendant l'hiver, quand un manteau neigeux recouvre le glissement-coulée, le drainage est très limité. L'amplitude des fluctuations piézométriques atteint 2–2.5 m (Malet *et al.*, 2001a, 2003d). Cette amplitude doit être rapportée à la puissance de l'aquifère qui varie entre 9.8 m et 5.1 m de l'amont à l'aval du glissement-coulée (Tab. 6.6 ; § 5.1.3.2) pour obtenir la pression hydrostatique au mur de l'aquifère (interface 'unité active' / 'corps mort')

A l'échelle annuelle, une relation causale entre les précipitations effectives, les variations de teneurs en eau volumique et le régime piézométrique est mise en évidence ; le **système hydrologique répond de manière saisonnière aux forçages atmosphériques**. L'année peut être divisée en périodes où $P < ETP$, où $P \approx ETP$ et où $P > ETP$; les périodes sont reportées en grisé sur les Figures 6.10a, b, c, d. Ces figures montrent que les périodes où $P > ETP$ correspondent à une diminution des potentiels hydriques, une augmentation des teneurs en eau

volumique et des fluctuations positives de la nappe ; à l'inverse, quand $P < ETP$, les valeurs de potentiels hydriques augmentent, les teneurs en eau volumique diminuent : la nappe est drainée. Ce schéma saisonnier se reproduit chaque année, à l'exception de l'hiver 1998/99 où un événement singulier est apparu (§ 6.3.2.2). Les périodes de déficit pluviométrique marqué ($P < ETP$) représentent environ 30% des jours de l'année, les périodes d'équilibre pluviométrique ($P \approx ETP$) environ 50%, les périodes d'excédent pluviométrique ($P > ETP$) environ 20%. Le niveau d'étiage de la nappe diminue depuis 1997, en relation avec une diminution du cumul précipité annuel, l'encaissement du torrent Ouest d'environ 0.50 m entre 1998 et 1999, et une modification de la topographie de surface vers ce torrent qui détermine une géométrie différente du cône de rabattement de la nappe dans ce secteur (Malet *et al.*, 2003d).

Les **pressions interstitielles sont élevées** ($> 25-30$ kPa) sur plus de la moitié de l'année à cause du caractère semi-perméable des 'Terres Noires' (§ 5.4.3) et la présence d'un 'corps mort' imperméable au mur de l'aquifère. Si les fluctuations piézométriques suivent la même tendance à l'échelle du glissement-coulée, **la position relative de la nappe libre et l'amplitude des variations** (Fig. 6.11) **dépend de conditions locales** (gradients de perméabilité, géométrie interne). En relation avec la position moyenne annuelle de la nappe (Tab. 6.6), les piézomètres de la partie amont du glissement-coulée (A, B, C) présentent des fluctuations à haute fréquence, d'amplitude relative importante (+0.4 à +0.5 m) et de courtes périodes (Fig. 6.11) ; les piézomètres de la partie aval (D, E) présentent des fluctuations à moyenne fréquence d'amplitude plus limitée. Ces pics transitoires, corrélés avec les précipitations (Malet *et al.*, 2001a), s'échelonnent sur une période de 48 à 96 heures. Les piézomètres situés dans la partie occidentale des transects B et C présentent un régime très stable et très peu de réactions.

Figure 6.11 – Unités hydro-géomorphologiques du glissement-coulée et fluctuations piézométriques caractéristiques de chaque unité (période de 3 mois en situation de drainage estival). La micromorphologie et les états de surface associés à chaque unité sont indiqués (Malet et al., 2003a, 2003d).

figure6.11.jpg

Les fonctions d'auto-corrélation de 21 chroniques piézométriques continues (juin à septembre 1996, -Velcin, 1997-) ont été calculées pour différents pas de temps ; seules celles de cinq piézomètres typiques sont présentées à la Figure 6.12. La fonction d'auto-corrélation de *BV5* indique une corrélation élevée (> 0.3) pour des pas de temps jusqu'à 10 jours ; cette station montre des fluctuations piézométriques graduelles et lentes. Elle correspond aussi à la zone cinématique la moins active du glissement-coulée (§ 7.1). A l'inverse, les fonctions d'auto-corrélation de *BV16* et *CV3* indiquent de très faibles corrélations. Ces stations présentent des fluctuations piézométriques de courtes périodes contrôlées par les variables externes de forçage et par la présence de fissures alors que *BV5* est plus influencé par la 'mémoire du système hydrologique'. Les sites *DV2* et *EV2* présentent des fonctions d'auto-corrélation intermédiaires.

En considérant la position moyenne annuelle de la nappe et les fonctions d'auto-corrélation, **trois unités hydrodynamiques** sont différenciées (Malet *et al.*, 2003d) :

- *l'unité UHG1* est caractéristique de niveaux d'eau élevés (moyenne -1.21 m), de réponses piézométriques très rapides (< 1 h), de fluctuations d'amplitude importante (+0.40 à +0.50 m pour un évènement) et d'un drainage très rapide (3-5 heures) ; les pics sont transitoires et courts.
- *l'unité UHG2* est caractéristique de niveau d'eau moyen (moyenne -1.55 m), de réponses piézométriques rapides (3-4 h), de fluctuations d'amplitude moyenne (+0.10 à +0.30 m pour un évènement) et d'un drainage rapide (12-24 h) ;

- l'unité UHG3 est caractéristique de niveau d'eau faible (moyenne -1.88 m), de réponses piézométriques lentes (> 5 h), de fluctuations à faible amplitude (centimétrique) et d'un drainage lent (> 24 h).

Figure 6.12 – Fonctions d'auto-corrélation de cinq piézomètres représentatifs du glissement-coulée (in Malet et al., 2003d).

figure6.12.jpg

Ces trois unités hydrodynamiques se distinguent également par leur morphologie et états de surface (Fig. 6.12 ; Malet *et al.*, 2003a). En ce sens, elles sont appelées **unités hydro-géomorphologiques**. Les caractéristiques hydrodynamiques présentées au Chapitre 5 font référence à ces unités (§ 5.4.1).

6.3.2.2 Variation annuelle des potentiels hydriques et des teneurs en eau volumique

Les variations de potentiel hydrique Ψ_h , desquelles sont estimées les variations de teneurs en eau volumique θ (§ 6.2.2.1), sont représentatives de l'unité UHG2. A l'échelle annuelle, les potentiels hydriques dans la couche superficielle des terrains (-0.56 à -1.08 m) varient autour d'une valeur moyenne de -130 hPa (Fig. 6.10). Les potentiels négatifs (ou succions) sont, en valeurs absolues, minimaux (souvent pratiquement nuls) en hiver et lors des périodes de recharge quand la tranche de terrain est à la capacité au champ ; les potentiels négatifs sont, en valeurs absolues, maximaux en été, en période de fort déficit pluviométrique et de drainage de la nappe. Dans des situations extrêmes, les succions peuvent atteindre des valeurs de -700 hPa (août 1999) ou même de -850 hPa quand le sol gèle (novembre 1998). Aux horizons profonds, les valeurs de potentiel hydrique sont faibles et présentent des variations à basse fréquence ; elles sont d'autant plus faibles que le toit de la nappe est proche de la surface topographique. C'est le cas à -0.88 m et -1.08m pendant l'hiver où des valeurs de -10 hPa ont été relevées, ce qui correspond à la saturation de cet horizon, la pression effective étant quasi

nulle. Les potentiels hydriques dans la première tranche de terrain (-0.56 m, -0.72 m) sont plus élevées et présentent des fluctuations à haute fréquence.

Les **variations de potentiel total Ψ_t** (potentiel hydrique Ψ_h + potentiel de gravité gZ où Z est l'altitude relative du lieu par rapport à la surface topographique, -Musy et Soutter, 1991-) s'effectuent selon deux mécanismes caractérisant le fonctionnement hydrique du terrain :

- une **augmentation**, en valeur absolue, **des charges en surface** traduisant des flux évaporatoires de la surface du sol vers l'atmosphère, comme le montrent les profils reportés à la Figure 6.13a ;
- un **gradient, au delà de 0.75 m** très souvent légèrement positif ou proche de l'unité, qui traduit des flux drainants en permanence à la base du profil.

Dans la figure 6.13b, un profil schématique du potentiel de pression total Ψ_t moyen sur trois mois est représenté, avec une localisation du plan de flux nul. Le développement d'un plan de flux nul vers la profondeur -0.75 m peut expliquer la dynamique saisonnière de la zone non saturée du terrain.

Figure 6.13 – Variation du profil de potentiel total Ψ_t à l'échelle d'un épisode de recharge (a) et représentation schématique à l'échelle annuelle (b). Le profil de charge trimestriel moyen est représenté.

figure6.13.jpg

Les flux d'eau ϕ_x drainés au bas du profil de potentiel hydrique ont été calculés à l'aide de la loi de Darcy généralisée⁵⁷ (Bear, 1972 ; Ambroise, 1999). Le flux drainé en profondeur (donc le flux de recharge) a été évalué à partir des relations $K(\theta)$ pour les profondeurs correspondantes (§ 5.4.3). Les résultats présentés concernent l'année 1999 (Fig. 6.14). Sur la tranche de terrain 0.5-1.0 m, les **gradients de charge hydraulique sont faibles** (< 4). L'interaction directe entre la fluctuation du niveau piézométrique et la percolation profonde au bas du profil de la zone non saturée est assez claire, mais il n'existe en aucun cas une relation univoque linéaire entre la recharge et l'augmentation du niveau piézométrique.

Figure 6.14 – Gradient de charge hydraulique à la cote -1.08 m (a) et flux de Darcy calculé au bas du profil (b). Exemple de l'année 1999.

figure6.14.jpg

Les teneurs en eau volumiques à -0.70 m (Fig. 6.10) varient à l'échelle annuelle entre $0.12 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ et $0.38 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ (Tab. 6.7). En général, le sol est le plus sec en fin d'été (septembre) et le plus humide au printemps (mai). Remarquable est la diminution de teneurs en eau en novembre 1998, où un épisode de froid intense sec (29 jours consécutifs de température négative) a entraîné la formation d'une zone de gel assez épaisse qui se traduit par des potentiels de cryo-succion très élevés, supérieurs aux potentiels liés à la demande évaporatoire. Ce processus a entraîné la diminution locale du niveau piézométrique (ascension capillaire) sur le site *EV2* pendant cet hiver (Fig. 6.10b). Cette abaissement hivernal de la nappe est également observé sur les observations piézométriques ponctuelles de l'unité *UHGI*, mais de manière beaucoup plus faible (niveau moyen hivernal abaissé d'environ

⁵⁷ *Ecoulement hydrique en milieu poreux non saturé* (loi de Darcy généralisée) : $\phi_x = -K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial Z}$ où ϕ_x est le flux drainé ($\text{mm}.\text{jour}^{-1}$) dans la direction verticale, $K(\theta)$ est la conductivité hydraulique, $\frac{\partial \Psi}{\partial Z}$ est le gradient de charge et Z est l'altitude relative du lieu par rapport à la surface topographique.

-0.30 m) ; une petite épaisseur de neige recouvrait déjà le secteur amont du glissement-coulée et 'isolait' la surface du sol.

Tableau 6.7 – Teneur en eau volumique moyenne, minimale et maximale pour les unités hydrogéomorphologiques UHG1 (mesures ponctuelles TDR-Trime), UHG2 (mesures en continues dérivées des potentiels hydriques et TDR-Trime) et UHG3 (mesures ponctuelles TDR-Trime). Valeurs à -0.70 m

	UHG 1*	UHG 2**	UHG 3*	Global
Teneur en eau volumique moyenne ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	0.24	0.21	0.19	0.31
Ecart-type moyen annuel ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	0.18	0.17	0.09	0.15
Teneur en eau volumique minimale ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	0.16	0.12	0.10	0.12
Teneur en eau volumique maximale ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	0.42	0.38	0.29	0.42

* période 1998-2000 ; ** période 1997-2000.

Au site *EV2*, les teneurs en eau volumique de surface (-0.56 m, -0.72 m) ne montrent pas d'auto-corrélation dans leur différences moyennes journalières (Fig. 6.15) ; par contre, les teneurs en eau volumique en profondeur (-0.88 m, -1.08 m) montrent une auto-corrélation importante (> 0.4) pour des pas de temps de 8 jours. Sur la période 1998-2000, les chroniques de teneurs en eau volumiques indiquent que la tranche de terrain 0-0.80 m n'est jamais saturée ; en-deçà, le terrain est périodiquement saturé sur des périodes supérieures à la semaine. Les relations statistiques entre chroniques météo-climatiques et hydrodynamiques et les gradients de charge hydraulique sont analysés en détail à la section § 6.3.2.3.

Figure 6.15 – Fonctions d’auto-corrélation de quatre sondes tensiométriques du site EV2.

figure6.15.jpg

6.3.2.3 Relation ‘apports d’eau - piézométrie’ : analyses statistiques

Les relations entre les séries météo-climatiques (précipitation, précipitation effective) et les variations de teneurs en eau volumique et de niveau piézométrique sont évaluées statistiquement à l’aide d’analyses de causalité (association croisée, corrélation croisée, -Cox et Lewis, 1966 ; Davis, 1986-) à l’échelle horaire puis à l’échelle journalière.

Tableau 6.8 – Synthèse des analyses d’association et de corrélation croisée effectuées et seuils associés.

Numéro du test	Données d’entrée	Données de sortie	Seuil entrée	Seuil sortie	Numéro du test	Données d’entrée	Données de sortie	Seuil entrée	Seuil sortie
1-1	a P-ETP	θ	5	0.02	2-1	a P-ETP	FP	5	+ 20
	b P-ETP	θ	5	0.05		b P-ETP	FP	5	+ 30
	c P-ETP	θ	5	0.1		c P-ETP	FP	5	+ 40
1-2	a P-ETP	θ	10	0.02	2-2	a P-ETP	FP	10	+ 20
	b P-ETP	θ	10	0.05		b P-ETP	FP	10	+ 30
	c P-ETP	θ	10	0.1		c P-ETP	FP	10	+ 40
1-3	a P-ETP	θ	15	0.02	2-3	a P-ETP	FP	20	+ 20
	b P-ETP	θ	15	0.05		b P-ETP	FP	20	+ 30
	c P-ETP	θ	15	0.1		c P-ETP	FP	20	+ 40
1-4	a MG (P-ETP)	θ	15	0.02	2-4	a MG (P-ETP)	FP	20	+ 20
	b MG (P-ETP)	θ	15	0.05		b MG (P-ETP)	FP	20	+ 30

P représente les précipitations nettes (mm) ; ETP représente l'évapotranspiration potentielle estimée au site EV2 (mm) ; MG représente la moyenne glissante au pas de temps 6 h (mm) ; θ représente l'humidité volumique à différentes profondeurs ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) ; FP représente les fluctuations piézométriques pour différents sites (mm).

Les **fréquences d'associations croisées**⁵⁸ pour des conditions définies au Tableau 6.8 (par exemple $P > 5$ mm, $FP > +10$ mm) ont été évaluées avec le module statistique du logiciel *Mathematica* (Wolfram Inc, 1999). Les séries temporelles ordinales ont été transformées en séries binaires nominales (vrai/faux) ; des seuils variables ont été testés pour filtrer le bruit des séries temporelles et pour évaluer 'l'effet retard' du processus d'infiltration. Les séries temporelles utilisées en variables d'entrée sont les précipitations P et les précipitations effectives P-ETP. Les fluctuations aléatoires haute fréquence sont filtrées par une moyenne glissante (pas de 6 h). Les variables utilisées en sortie sont les différences horaires de teneurs en eau (Tests 1-1 à 1.4) et de niveau piézométrique FP (Tests 2-1 à 2-4). Plusieurs combinaisons de seuils ont été testées (Tab. 6.8). La validité statistique de l'analyse d'association est évaluée par le test du χ^2 ; dans tous les cas, l'hypothèse nulle H_0 est rejetée pour un intervalle de confiance à 95% ; la distribution observée des fréquences ne résulte pas d'une variation aléatoire. Les combinaisons présentant un nombre maximum de fréquences d'association sont représentées aux Figures 6.16 et 6.17.

⁵⁸ L'*analyse d'association croisée* (Davis, 1986) est une technique statistique utilisée pour établir s'il existe une association entre deux séquences de données nominales pour différents intervalles de temps. L'association est définie comme la condition qu'une valeur définie dans les deux séries est la même. Le rapport ζ des fréquences observées dans la distribution des observations avec les fréquences statistiquement attendues (c'est-à-dire, le nombre d'associations possibles si la distribution est parfaitement proportionnelle à la distribution générale) peut être utilisé comme un indice de similarité entre les deux séquences (Mouchart et Simar, 1978).

Figure 6.16 – Fréquence relative d’association croisée ζ des séries temporelles de précipitations effectives et de teneurs en eau volumique à quatre profondeurs. (a) : Profondeur -0.56 m ; (b) : Profondeur -0.72 m ; (c) : Profondeur -0.88 m ; (d) : Profondeur -1.08 m.

figure6.16.jpg

Figure 6.17 – Fréquence relative d’association croisée ζ des séries temporelles de précipitations effectives et de fluctuations piézométriques pour quatre tubes piézométriques. (a) : Site BV16 (unité UHG1) ; (b) : Site CV3 (unité UHG1) ; (c) : Site EV2 (unité UHG2) ; (d) : Site BV5 (unité UHG3).

figure6.17.jpg

Toutes les séries de teneurs en eau volumique donnent des résultats similaires. Les seuils arbitraires ne changent pas la forme de la réponse, bien que la combinaison des seuils les plus ‘larges’ masque un certain nombre d’associations. Il est remarquable de noter que (Fig. 6.16a, b, c, d) :

- une association est observée uniquement pour un seuil de précipitation **effective supérieure à 5 mm** ;
- si la fréquence maximale ζ_{\max} atteint la même valeur quelle que soit la profondeur (25-30%), les **délais de réaction très rapides de la zone non saturée** (5 h à -0.56 m , 12 h à -1.08 m) ne peuvent s’expliquer uniquement par une infiltration matricielle.

Les fréquences relatives d’association calculées sur les séries temporelles de précipitations effectives et de fluctuations piézométriques des sites *BV16*, *CV3*, *EV2* et *BV5*, pour différents

seuils (Test 2-1 à 2-4, Tab. 6.8) sont représentées à la Figure 6.17. Les fréquences relatives maximales, plus faibles que dans le cas précédent ($\zeta_{\max} \approx 10-20\%$), indiquent :

- des allures de courbes différentes pour les piézomètres, avec un pic décalé vers la droite de l'unité *UHGI* (*BV16*, *CV3*) vers l'unité *HG3* (*BV5*) ;
- un **délai de réaction moyen de la nappe** pour une entrée d'eau > 20 mm, de 12 à 18 heures pour les unités hydro-géomorphologiques *UHGI* et *UHG2*, et un délai moyen de 36 h pour l'unité *UHG3*. L'analyse confirme la typologie de fluctuations piézométriques mise en évidence à la section § 6.3.2.1.

Une **analyse de corrélation croisée**⁵⁹ linéaire a été utilisée pour évaluer la relation de dépendance entre différentes séries temporelles (Fig. 6.18 ; Tab. 6.9). Les séries temporelles ordinales journalières ont été utilisées ; seuls les jours pluvieux ont été introduits pour réduire les biais de corrélation introduit par un nombre important de jours secs.

Figure 6.18 – Analyse de corrélations croisée. (a) : Corrélogramme entre les séries temporelles de teneurs en eau volumique (θ) et de fluctuations piézométriques (FP) pour le site EV2 ; (b) : Corrélogramme entre les séries temporelles de précipitations effectives (P-ETP) et de teneurs en eau volumique (θ) pour le site EV2 ; (c) : Corrélogramme entre les séries temporelles de précipitations effectives (P-ETP) et de fluctuations piézométriques (FP) pour le site EV2. MG est la moyenne glissante (fenêtre de 3 jours).

figure6.18.jpg

⁵⁹ La fonction de corrélation croisée mesure les similitudes entre deux signaux $X_k(t)$ et $X_l(t)$ pour un ensemble d'intervalle de temps (Christensen, 1991). La corrélation pour chaque pas de temps est représentée sur un corrélogramme croisé.

Les séries temporelles de teneurs en eau volumiques présentent des coefficients de corrélations positifs maximums avec les fluctuations piézométriques à un intervalle de temps de 1 jour ; la corrélation est plus élevée pour les horizons de profondeur (Fig. 6.18a), ce qui traduit le **flux drainé par percolation vers la profondeur** (Fig. 6.14). Les coefficients de corrélations restent supérieurs à l'intervalle de confiance à 95% pour plus de 30 jours pour ces horizons profonds, souvent saturés. Les corrélations précipitations effectives/teneurs en eau volumique (Fig. 6.18b) et précipitations effectives/fluctuation piézométrique (Fig. 6.18c) sont plus faibles et deviennent négatives quand l'intervalle de temps augmente. Les corrélations sont maximales pour un intervalle de temps inférieur à la journée pour les teneurs en eau volumique, et un intervalle de temps de 3 jours pour les fluctuations piézométriques. Les corrélations avec une moyenne glissante (3 jours) sur les précipitations effectives (mesure relative de l'humidité du profil) confirment ces résultats.

Tableau 6.9 – Corrélation croisée entre les séries temporelles de précipitations effectives, de teneurs en eau volumique et de fluctuations piézométriques.

	Corrélation	Intervalle de confiance 95%	Intervalle à de temps maximal
θ (-0.56) - FP	0.46	0.17	2
θ (-0.72) - FP	0.41	0.14	2
θ (-0.88) - FP	0.51	0.13	1
θ (-1.08) - FP	0.58	0.12	1
(P-ETP) - θ (-0.56)	0.36	0.17	1
(P-ETP) - θ (-0.72)	0.34	0.14	1

(P-ETP)	-	θ	0.22	0.13	1
(-0.88)					
(P-ETP)	-	θ	0.23	0.12	1
(-1.08)					
(P-ETP)	-		0.31	0.21	1
FP _{BV16}					
(P-ETP)	-		0.24	0.20	1
FP _{CV3}					
(P-ETP)	-		0.26	0.18	3
FP _{EV2}					
(P-ETP)	-		0.12	0.24	7
FP _{BV5}					
MG (P-ETP)	-		0.24	0.17	1
FP _{EV2}					

P représente les précipitations nettes ; ETP représente l'évapotranspiration potentielle estimée au site EV2 ; MG représente la moyenne glissante au pas de temps 3 jours ; θ représente l'humidité volumique à différents profondeurs ; FP représente les fluctuations piézométriques pour différents sites.

Figure 6.19 – Typologie de réponses tensiométriques à une précipitation effective supérieure à 5 mm. Cas 1 : conditions initiale sèches ; Cas 2 : conditions initiales humides ; Cas a : Précipitations effectives 5-20 mm ; Cas b : Précipitations effectives > 20 mm.

figure6.19.jpg

A l'échelle horaire, les **variations du potentiel hydrique Ψ_h** pour des précipitations effectives supérieures à 5 mm peuvent être séparées en deux groupes : le **cas 1** correspond à des **profils initialement secs**, le **cas 2** à des **profils humides** (Fig. 6.19) :

- **Cas 1** (Fig. 6.19a, b) : pour ces situations, les succions initiales sont comprises entre -150 et -250 kPa, avec les valeurs les plus élevées dans les horizons de surface. La progression du front d'infiltration en réponse à une pluie est clairement visible (délai de réaction des capteurs). Le délai entre les pics de réponse est une indication de la vitesse d'avancée du front (Fig. 6.19a, b). La **saturation est locale et transitoire (< 1 h) pour des précipitations effectives d'au moins 5 mm** (Fig. 6.19a). Dans le cas 1b, similaire, l'amplitude des précipitations effectives (> 20 mm) entraîne une saturation temporaire (1-2 h) de l'horizon. De plus, l'horizon de profondeur répond avant l'horizon intermédiaire. Ceci suggère **qu'en plus d'un écoulement vertical de percolation matricielle, un écoulement latéral contribue à alimenter la partie profonde du profil**. Ce types de réponse peut s'expliquer soit par des écoulements préférentiels le long d'une interface, soit par un réseau de fissures/macropores (Germann et Beven, 1981) ;
- **Cas 2** (Fig. 6.19c, d) : pour ces situations, les potentiels hydriques initiaux sont proches ou à la saturation effective du terrain. Le cas 2a (Fig. 6.19c) représente l'évolution des potentiels hydriques pour une précipitation faible (5 mm) après plusieurs jours pluvieux consécutifs. Les horizons de surface ne montrent pas de pic prononcé, alors que les horizons profonds l'indiquent. L'absence d'un pic dans les horizons de surface indique que toute l'eau 'infiltrée' est directement transmise par ces horizons vers la profondeur. Le cas 2b (Fig. 6.19d) est strictement similaire mais diffère par l'amplitude de la variation du potentiel hydrique en profondeur. Dans ces cas, l'amplitude des fluctuations peut atteindre 5 kPa en profondeur.

En général, **pour des évènements pluvieux en saison sèche**, des **zones saturées localement se développent en surface** (vers -0.60 à -0.70 m) ; la progression du front d'infiltration vers la profondeur est ralentie par la conductivité hydraulique faible des horizons sous-jacents non saturés. La **saturation est locale et transitoire** à ces profondeurs. En **saison humide**, la

durée de la saturation locale est plus importante et un **écoulement latéral saturé** est mis en évidence.

6.3.2.4 Bilan : un concept hydrologique

Combinées aux informations relatives aux paramètres hydrodynamiques (§ 5.4), les analyses statistiques permettent de proposer le **concept hydrologique** suivant :

- **pendant l'été**, le déficit pluviométrique ($P < ETP$) augmente, le gradient de charge hydraulique augmente simultanément et le plan de flux nul s'étend en profondeur ; ceci conduit à un gradient de charge hydraulique plus faible au dessus de la zone non saturée et au drainage de la nappe ;
- **aux premières pluies d'automne** ou à la fonte des premières neiges, un front d'infiltration se propage vers la profondeur, et un deuxième plan de flux nul se développe périodiquement (Fig. 6.13b) pendant la recharge dans la zone non saturée. Quand ce deuxième plan de flux nul atteint le premier, un gradient de potentiel hydrique ψ_h proche de l'unité se met en place ; le profil de charge hydraulique total ψ_t augmente et la nappe se recharge ;
- **pendant l'hiver**, en période d'équilibre pluviométrique, le drainage de la nappe est limitée. Les teneurs en eau de la zone non saturée sont élevées, proche de la saturation ; la conductivité est maximale. Le gradient de charge hydraulique est proche de l'unité traduisant un flux drainé à la base du profil. Ce flux, faible mais constant, peut correspondre à la fonte progressive lente de la base du manteau neigeux ; il est supposé égal au flux latéral d'écoulement de la nappe vers les torrents aux débits faibles et constants pendant l'hiver ;
- **au printemps**, l'apport massif d'eau (combinaison de la fonte du manteau neigeux et de précipitations liquides), de la surface vers la profondeur, recharge la nappe en quelques jours ; la période de recharge s'échelonne, en moyenne, sur une dizaine de jours de l'aval à l'amont de la coulée. Certains pics piézométriques se retrouvent de l'amont vers l'aval de la coulée, avec un intervalle de temps de 2 jours ; ces pics correspondent à un transfert de pression et non à l'écoulement de la nappe (Malet *et al.*, 2003d).

Ce schéma classique peut être perturbé par des événements particuliers : longue période sèche avec gel qui peut créer des potentiels de pression négatifs élevés (cryo-succion) comme en novembre 1998, apport d'eau massif au printemps par la combinaison d'une fonte rapide et d'un cumul précipité élevé, comme en mai 1999.

A l'échelle journalière et horaire, pour les différentes unités hydro-géomorphologiques, les techniques d'analyse croisée ont montré des corrélations entre les précipitations effectives et les fluctuations de la teneur en eau volumique. En moyenne, un délai de 12-18 h est observé entre une impulsion pluviométrique > 20 mm et une fluctuation piézométrique significative dans l'unité *UHG2* ; dans l'unité *UHG1*, le délai est plus faible (Fig. 6.17a).

La **zone non saturée** réagit très vite à un événement pluvieux. Des événements individuels ont un effet direct sur les teneurs en eau de l'horizon superficiel de la couche *Cl_a* ; l'intervalle de temps augmente pour les horizons de profondeur. Les **données météo-climatiques et le fonctionnement de la zone non saturée sont étroitement reliées aux deux échelles de temps** : à l'échelle de l'événement pluvieux (Fig. 6.16, Fig. 6.17 ; Fig. 6.18) et à l'échelle saisonnière (Fig. 6.10).

Figure 6.20 – Fissures saturées pendant un épisode pluvieux de 2 jours (juin 2000) et fissures sèches en fin d'été (septembre 2000).

figure6.20.jpg

La **zone saturée** réagit également à ces deux échelles temporelles. A l'échelle de l'événement pluvieux des pics sont observés quand la zone saturée est proche de la surface :

- au-dessus d'une certaine valeur seuil (0.6-0.8 m pour *UHGI*, 0.8-1.0 m pour *UHG2*), les **variations piézométriques** à la suite de précipitations liquides sont toujours **rapides** (moins de quelques heures), **modérées** dans leur amplitude (+0.1 à +0.4 m) et de **courte durée** (quelques jours) ;
- quand le toit de la nappe est en dessous de ce seuil, la plupart des évènements ne produisent aucune remontée pour le site *EV2* ; par contre, pour le site *BVI6*, quelques pics rapides et transitoires sont observés, quelle que soit la position de la nappe (Fig. 6.10d). Ces fluctuations sont secondaires. Elles révèlent néanmoins un facteur important : le **rôle des fissures et des macropores** dans la dynamique de la zone non saturée et de la zone saturée. La **rapidité des réactions** à l'échelle de l'événement **ne peut être expliquée uniquement par l'infiltration matricielle** ($K_{\text{matrice}} \approx 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$; $K_{\text{vraie}} \approx 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$, § 5.4.3).

La vitesse de drainage de la nappe est accentuée en-deçà de cette profondeur limite ; **le drainage est plus rapide durant l'été que durant l'hiver. Aucune alimentation profonde provenant du 'corps mort' n'est identifiée.**

Figure 6.21 – Modèle conceptuel hydrologique des glissements-coulées dans les 'Terres Noires'. (a) : Concept hydrologique et formalisation dans le code de calcul STARWARS ; (b) : Processus et flux représentés dans le modèle hydrologique spatialisé STARWARS. Les acronymes C1a et C1b font référence aux couches 'géotechniques' (§ 5.1.3.2), la couche C1a est sub-divisée en deux entités. Les autres termes sont expliqués à la section § 6.4.1. Les cartouches grisées représentent les modules spécifiques, complémentaires du noyau de base.

figure6.21.jpg

Pendant les événements pluvieux, une quantité ‘non négligeable’ d’eau transite par les **fissures**, qui sont considérées comme le moteur de l’amplitude des différentes variations piézométriques (Malet *et al.*, soumis-b, soumis-d) ; la quantité d’eau et la vitesse du transit augmentent quand ces fissures sont saturées (ou proches de la saturation) en périodes humides (Fig. 6.20). Dans certains secteurs de la coulée, notamment dans l’unité *UHGI*, ces fissures sont ‘remplies’ jusqu’à la surface topographique ; en été, elles sont sèches et ne contribuent pas, pour la plupart, à la transmission directe de l’eau en profondeur. En fonction de leur taille, certaines peuvent néanmoins être ‘activées’ pendant un orage d’été : celles-ci correspondent à la famille de fissures activées par les expériences de pluies artificielles (§ 5.4.3). Dans des matériaux fins fissurés, un comportement hydrologique similaire est observé pour le glissement-coulée d’*Alvérà* (Angeli *et al.*, 1998 ; Bonomi et Cavallin, 1999), le glissement-coulée de *Boulc* (Bogaard, 2001), le glissement de *Salins-lès-Bains* (Bogaard et Van Asch, 2002) et le glissement de *Pra-Bellon* (Van Asch et Buma, 1997).

La densité de fissures par unités hydro-géomorphologiques et états de surface caractéristiques a été estimée (Malet *et al.*, 2003a) et cartographiée (Malet *et al.*, 2001c) ; elles se localisent préférentiellement dans la partie amont de l’unité *UHGI*. **Deux familles de fissures/macropores** sont observées : des fissures de mouvement (cisaillement, tension, cisaillement-friction) et des fissures de dessiccation. Dans les secteurs denses en fissures, celles-ci sont espacées régulièrement et présentent des tailles homogènes (Malet *et al.*, 2003a) :

- les **fissures de mouvement** (ouverture moyenne, 0.35 m ; profondeur moyenne, 0.85 m) sont organisées en un réseau, souvent connecté à la position haute de la nappe. La profondeur maximale de ces fissures correspond à l’interface entre la zone non saturée et la zone saturée ;
- les **fissures de dessiccation** et les **macropores** (ouverture moyenne, 0.04 m ; profondeur moyenne, 0.05 m) affectent uniquement la tranche superficielle du terrain (Malet *et al.*, 2003a).

Ces considérations sont schématisées par une **discrétisation de l'espace en trois couches** (Fig. 6.21a) : une couche caractérisée par un système continu de fissures (*C1a-1*) recouvre un ensemble de deux couches (*C1a-2*, *C1b*) aux perméabilités différentes par la compaction des terrains (§ 5.1.3.2). La couche 'géotechnique' *C1a* est ainsi sub-divisée en deux horizons. Le toit de la nappe est, d'une manière générale, localisée à l'interface entre les couches *C1b* et *C1a-2*. Le 'corps mort' est considéré imperméable et n'est pas représenté.

6.4 Modélisation hydrologique distribuée du glissement-coulée de *Super-Sauze*

Le but de cette section est de décrire, par une modélisation mathématique, les relations entre les séries temporelles décrites précédemment et de prédire les flux d'eau à travers la zone non saturée et l'écoulement de la nappe. L'accent est mis sur la **capacité prédictive du modèle numérique**, c'est à dire sur sa **validation**. Le **modèle hydrologique spatialisé à base physique STARWARS** (*Storage and Redistribution of Water on Agricultural and Revegetated Slopes*) et les modifications apportées sont décrits dans la section § 6.4.1. Le formalisme algorithmique est détaillé dans Van Beek (2002) ; certaines formulations mathématiques sont reprises à l'Annexe 11. La sensibilité du modèle est détaillée à la section § 6.4.2. Le modèle est ensuite validé sur différentes combinaisons de séries temporelles ; les performances du modèle sont discutées dans la section § 6.4.3.

6.4.1 Objectifs, choix et description du modèle hydrologique STARWARS

La modélisation déterministe de la zone non saturée et du régime d'écoulement de la nappe offre un double intérêt :

- comprendre et expliquer le fonctionnement hydrologique des glissements-coulées dans les '*Terres Noires*' et ;
- quantifier l'influence de changements environnementaux (changement climatique, intervention humaine, etc) sur le comportement hydrologique et construire des scénarios d'évolution hypothétique (§ 1.4.2).

Ce dernier point suppose l'utilisation et le développement d'un modèle orienté sur les processus représentés sur une **base physique** (Beven, 1989 ; Grayson *et al.*, 1992). La topographie complexe du glissement-coulée, qui associe des zones de convergence et de divergence des flux de surface et de sub-surface, et la variabilité spatiale des paramètres, souvent négligés dans la modélisation hydrologique des glissements de terrain, signifient qu'un modèle **distribué 3-D**⁶⁰ est préférable à une approche locale à 1 ou 2-D (Merrien-Soukatchoff, 2002). La résolution temporelle, fonction de la résolution spatiale et du nombre de paramètres pour maintenir la stabilité numérique, est avant tout liée aux caractéristiques des forçages atmosphériques. En milieu méditerranéen montagnard, la distribution des précipitations est aléatoire et caractérisée par des épisodes pluvieux extrêmes et courts ; en conséquence, le modèle doit être **dynamique**, c'est à dire que des chroniques temporelles peuvent être utilisées en conditions aux limites. En raison des fluctuations à court-terme de l'humidité volumique et de la nappe, le modèle doit décrire l'écoulement en **régime transitoire**, et non en conditions statiques ou quasi-statiques (Bates *et al.*, 1998). Des adaptations dans le paramétrage du modèle, qui résultent des changements environnementaux, sont plus facilement accomplies quand le modèle est introduit dans une **interface SIG** (*Système d'Information Géographique*). Le caractère distribué du modèle permet également de prendre en compte la variabilité naturelle des paramètres sur le terrain, et de limiter la divergence entre l'échelle du modèle, l'échelle du processus et l'échelle de mesure (Bear, 1972 ; Wood, 1995). En raison de l'utilisation de relations physiques, l'échelle du modèle dépend de l'échelle à laquelle les propriétés du matériau ont été recueillies et à laquelle les expressions analytiques ont été définies ; l'hypothèse est faite que les processus influents dans le système modélisé ne changeront pas dans le système hydrologique hypothétique. De plus, le modèle doit, si possible, être modeste en données d'entrée nécessaires. La validité des hypothèses du modèle et les conditions aux limites déterminent la flexibilité du modèle aux

⁶⁰ Le modèle distribué suppose des conditions homogènes pour chaque volume élémentaire du modèle numérique de terrain. Ces conditions homogènes sont dérivées d'un ensemble généralisé de valeurs des paramètres, d'une simulation de Monte-Carlo, d'une interpolation géostatistique ou d'une combinaison de ces méthodes. Indépendamment du type d'interpolation, la variabilité à l'intérieur de la maille de calcul est ignorée (Beven, 2001).

changements de conditions. A partir de ces considérations, le **modèle distribué à base physique STARWARS**, développé par Van Beek (2002) pour une modélisation hydrologique à l'échelle du bassin-versant, a été sélectionné.

Le modèle est formalisé à partir de relations simples, linéaires et non linéaires. Tous les paramètres du modèle, obtenus à partir de mesures sur le terrain ou déduites de séries chronologiques, peuvent être calibrés pour optimiser les performances du modèle et validés pour déterminer sa capacité de prévision. La procédure exacte de calibration/validation est décrite à la section § 6.4.3. Le code est écrit dans le **méta-langage PCRaster** (Van Deursen *et al.*, 1996). Un schéma explicite (*ie.* la distance parcourue par un flux ne peut excéder la distance d'un incrément spatial pour un pas de temps, -Bonnet, 1983-) en différences finies à droite (les flux pour le pas de temps présent sont calculés à partir des variables d'état obtenues à la fin du pas de temps précédent, -Euvrard, 1994-) est utilisé pour la résolution numérique. L'espace est discrétisé en volumes élémentaires de mêmes dimensions (cellule) selon une configuration raster (Fig. 6.22b) ; les incréments de temps sont d'égale longueur. Le modèle est construit selon une **structure modulaire** avec un **noyau de base** (pour la résolution de l'équation du bilan hydrique et de l'équation d'écoulement de la nappe, -Van Beek, 2002-) et des **modules** complémentaires (Fig. 6.22a). Dans sa version originale, le modèle comprend un module d'interception et de transpiration de la végétation décrit par Van Beek (2002) ; des modules '**double porosité**', '**écoulement latéral**' et '**manteau neigeux**' ont été développés dans ce mémoire pour adapter le modèle au concept hydrologique. Le module de '**rayonnement spatialisé**' est une transcription du modèle *ICARE* (Perrin de Brichambaut, 1993) dans le langage *PcRaster* (§ 6.3.1.1.1).

Figure 6.22 – Structure modulaire du code de calcul STARWARS (a) et représentation 2.5-D de la géométrie du glissement-coulée par combinaison de cartes et relation entre les cellules (b). Les modules indiqués en gris ont été développés spécifiquement.

figure6.22.jpg

6.4.1.1 Description du modèle hydrologique STARWARS : le noyau de base

Le **noyau de base** modèle intègre les processus de précipitation P , d'évapotranspiration ET , de percolation matricielle dans la zone non saturée PE_{Mat} , de percolation en profondeur dans la zone saturée PE_{Tot} et d'écoulement latéral de la nappe libre Q_{sat} . Un schéma simplifié de la structure du modèle est indiqué à la Figure 6.21b ; un schéma détaillé est fourni par Van Beek (2002). Les équations sont détaillées à l'Annexe 11.

L'écoulement transitoire en milieu saturé et non saturé dans les directions verticales et latérales est décrit par des *variables d'état* (teneur en eau volumique exprimée en terme degré de saturation relatif, θ , θ_E , conductivité hydraulique, K , potentiel de pression, Ψ), des *relations de définition* (charge piézométrique, H , capacité capillaire, Cap), des *relations d'état* (courbe de rétention, $\theta(h)$, courbe de conductivité hydraulique, $K(\theta)$), une *relation dynamique de processus* (loi de Darcy généralisée) et une *relation de bilan* (équation de continuité) ; la combinaison de ces relations et variables aboutit à l'équation de *diffusion de Richards* (de type parabolique, fortement non linéaire), résolue dans le modèle en tenant compte des conditions imposées (initiales, aux limites). Des simplifications sont réalisées. Ainsi, l'écoulement est décrit en fonction du potentiel de gravité uniquement gZ ; le potentiel hydrique ψ_h est négligé pour l'écoulement dans la zone non saturée⁶¹. En conséquence, la

⁶¹ L'omission du potentiel hydrique Ψ_h dans l'écoulement non saturé se justifie pour les terrains où l'eau libre (gravitaire) est disponible, c'est-à-dire pour les terrains où la teneur en eau volumique est supérieure à la capacité au champ (Philip, 1991a, b, c). Quand la teneur en eau est en-dessous de la capacité au champ, l'écoulement contrôlé par le potentiel hydrique devient négligeable en raison de la conductivité hydraulique très réduite à de faibles teneur en eau. Même si l'écoulement latéral, en milieu non saturé, est substantiel, le fort gradient vertical le dirige efficacement vers la zone saturée. Les écoulements dont le moteur est le gradient de potentiel hydrique sont faibles en comparaison des écoulements gravitaires verticaux et latéraux (Van Asch *et al.*, 1999).

percolation est limitée à l'écoulement gravitaire vertical. Au dessus de la zone saturée, le gradient piézométrique i définit l'écoulement latéral.

Les écoulements dans un profil de terrain différencié superposé à un contact lithologique imperméable (substrat *in-situ*) sont modélisés selon un **découpage en n -couches** (Fig. 6.21a, Fig. 6.22). Les stocks d'eau et les flux sont comptabilisés en unités de tranches d'eau équivalentes ; cette formulation, courante en hydrologie, est utilisée pour optimiser les temps de calculs (Wesseling *et al.*, 1996). La tranche d'eau de la couche n est convertie par la teneur en eau à saturation de la couche n , en degré de saturation relatif θ_E (Eq. -1, 2, 3-, Annexe 11). Le degré relatif de saturation relatif est un substitut pour la continuité de la succion matricielle dans la zone non saturée (Van Beek, 2002).

Pour chaque couche n , l'**écoulement matriciel non saturé vertical**, PE_{Mat} , est calculé par l'expression analytique de Farrel et Larson (1972) de la courbe de rétention hydrique du milieu non saturé $\theta(h)$ (Eq. 4, Annexe 11). La courbe de conductivité hydraulique $K(\theta)$ est déduite de l'analogie capillaire de Millington et Quirk (1961) (Eq. 5, Annexe 11). La percolation est proportionnelle au temps de transit de l'eau du sol au-dessus de la zone non saturée. Avec un gradient vertical d'écoulement gravitaire unitaire, le temps de parcours est défini par le rapport de la profondeur de la zone non saturée, D_{unsat} (Fig. 6.21a), sur la conductivité hydraulique en milieu non saturé. Le flux de percolation est alors calculé par la perte proportionnelle de la capacité capillaire Cap de la zone non saturée, pour une couche n , pendant l'incrément de temps Δt (Eq. 6, Annexe 11). Le calcul du flux de percolation suppose que, pour une cellule, la percolation peut-être représentée par l'écoulement matriciel non saturé vertical pour des valeurs de porosité équivalente. Pour pallier l'absence d'écoulement dans les fissures PE_{Fiss} , un **module de percolation à double porosité** (matrice, fissure) a été développé (§ 6.4.1.2).

Le flux d'**écoulement latéral**, Q_{sat} , au-dessus de la zone saturée est déterminé par le gradient piézométrique, i , et la conductivité à saturation K_{sat} équivalente, selon une *condition de Courant*. La génération d'un niveau de nappe libre est, dans la nature, dépendante des pertes

par percolation à travers le contact avec le substratum imperméable PE_{BC} ; elle est simulée par le modèle en imposant une condition aux limites inférieures. Si le substratum est considéré imperméable (K_{sat} faible), il n'y a pas de perte d'eau et une nappe perchée se forme instantanément. Si ce n'est pas le cas, une autre condition à la limite est appliquée : au contact avec le substratum, l'eau est perdue dans une 4^e couche (de taille infinie). La condition à la limite inférieure est une combinaison mixte d'une condition aux limites de potentiel (*Dirichlet*, potentiel de pression du substrat constant en présence d'une nappe d'eau) et de flux (*Neumann*, flux hydrique constant si le substratum est imperméable). Dans le modèle, la condition limite inférieure est paramétrée comme une valeur fixée par la succion matricielle, $|h|_{BC}$. Ce paramètre est préféré puisque la succion matricielle est continue dans l'espace alors que le degré relatif de saturation θ_E dépend des conditions locales des courbes de rétention hydrique $\theta(h)$. La pression hydrostatique sur le contact est simulée (Eq. 7, Annexe 11). La justification d'une condition au limite inférieure pour optimiser la performance du modèle se justifie par le fait que les caractéristiques du substratum sont habituellement moins connues et qu'elles peuvent être supposées, aux échelles temporelles considérées, comme indépendantes des conditions météorologiques. La condition aux limites inférieures détermine ainsi la réponse du système hydrologique. Le gradient piézométrique, i , est défini par l'altitude absolue de la surface phréatique et une direction locale de drainage (Ldd).

Pour chaque cellule, la capacité capillaire de la zone saturée est équilibrée pour les flux entrants et sortants ; la vitesse de l'écoulement dépend de la hauteur de la nappe et d'un facteur d'anisotropie de l'aquifère Rat_K (Vauclin *et al.*, 1979 ; Eq. -8, 9, 10-, Annexe 11). Le **bilan hydrologique de la zone saturée** définit un niveau de nappe d'eau libre au début du pas de temps suivant. La convergence inhérente du Ldd conduit à une concentration de l'écoulement latéral Q_{sat} dans la direction aval aux jonctions du Ldd . A des pas de temps suffisamment petits pour garantir la stabilité numérique, cette concentration ne pose pas problème ; comme le gradient piézométrique est utilisé, les directions d'écoulement s'ajustent elles-mêmes. En conséquence, la forme de la nappe tend à être plus diffuse. Malgré cette relative complexité, ce calcul des directions d'écoulement, à chaque pas de temps, est un avantage ; le procédé, flexible, évite la rigueur des modèles classiques dans lesquels l'écoulement est seulement contrôlé par le gradient topographique (approximation de

Dupuit-Forcheiner, -Beven, 1989 ; Lambe *et al.*, 1998) et reproduit les effets des anomalies locales de conductivité hydraulique et de géométrie du terrain.

Pour éviter des erreurs de **budget**, les écoulements, latéral et vertical, sont adimensionnalisés par rapport au stock disponible. Les pertes sont additionnées et comparées au stock disponible. Tout stock supérieur au stock maximal de la couche n est évacué par exfiltration. Ce flux est dirigé selon le *Ldd* de la surface topographique. Ce stock d'eau est considéré, au pas de temps suivant, dans la cellule aval la plus proche, comme une détention superficielle disponible pour l'évapotranspiration réelle. Ce flux d'exfiltration, de faible importance, assure la stabilité numérique.

Un module détaillé est incorporé dans le modèle pour simuler la perte due à l'**évapotranspiration réelle**, *ET*, dans la couche superficielle. La demande évaporatoire est représentée dans le modèle par l'évapotranspiration potentielle *EP*, introduite comme une série temporelle.

6.4.1.2 Description des modules spécifiques

6.4.1.2.1 Le module de double porosité

Le développement d'un **module 'double porosité'** (matrice, fissure) est motivé par les observations morphologiques (Fig. 6.20), les analyses statistiques (§ 6.3.3.2.3) et les caractérisations hydrodynamiques (§ 5.4.3). Un module simple à un paramètre (la densité de fissure) a été développé dans un premier temps (Malet *et al.*, 2003d, soumis-c) ; le modèle présenté dans ce mémoire, à trois paramètres, est une évolution du modèle précédent.

Pour décrire les interactions entre la matrice et le réseau de fissures, leur distribution et propriétés doivent être quantifiées spatialement. Dans la plupart des cas, la distribution de fissures est délicate à obtenir ; une approche spatiale par unité homogène est utilisée (Van

Beek et Van Asch, 1999). De plus une approche où le réseau de fissures est modélisé de manière explicite n'est pas adaptée aux simulations distribuées, de type raster, où la cellule de calcul est considérée uniforme ; introduire des cellules de petite taille n'est pas une solution intéressante (augmentation des temps de calcul, divergence numérique). Pour ces raisons, le **réseau de fissures** est modélisé de manière **implicite**. L'approche est **conceptuelle** et se localise entre l'approche par caractéristiques équivalentes (Bonnet, 1983) et la modélisation physique de l'écoulement turbulent de l'eau dans les fissures (Hoogmoed et Bouma, 1986; Van Genuchten et Sudicky, 1999).

Pour chaque couche n , le volume élémentaire d'une cellule de calcul est désagrégé en équi-volumes de matrice séparés par des équi-volumes de fissures (Fig. 6.23a). Chaque volume peut être calculé par deux variables : la fraction occupée par les fissures V_{Fiss} et l'ouverture moyenne apparente des fissures, L_{Fiss} . Ces hypothèses, simples, ont avant tout une utilité pratique, car les paramètres peuvent être estimés sur le terrain.

Figure 6.23 – Représentation schématique du réseau de fissures. (a) : Configuration réelle observée sur le site ; (b) : Configuration modélisée dans STARWARS.

figure6.23.jpg

Le volume de fissures dans le volume élémentaire de la cellule (Fig. 6.23b) est considéré comme un terme de puits vers la profondeur :

- l'écoulement matriciel non saturé PE_{Mat} en excès (supérieur à la capacité de stockage de la couche n , § 6.4.1.1) est dirigé vers les fissures. Cette quantité d'eau est transportée en un pas de temps vers la profondeur. L'écoulement en sens inverse, des fissures saturées vers la matrice, n'est pas considéré (Van Beek et Van Asch, 1999) ;
- un terme de puits, P_{Fiss} , est utilisé pour transférer une fraction des précipitations en excès directement en profondeur en un pas de temps.

Le module a été développé pour prendre en compte des familles de fissures dans les trois couches. Dans nos simulations, seule la couche C1a₁ est considérée fissurée.

6.4.1.2.2 Le module de formation et de fonte d'un manteau neigeux

Le développement d'un module de stockage provisoire d'eau sous forme de neige est motivé par la présence d'un manteau neigeux sur une période supérieure à cinq mois ; ce volume d'eau joue un rôle crucial dans la dynamique de recharge de la nappe et dans le régime annuel des vitesses de déplacement (Malet *et al.*, 2001a). La formation et la fonte du manteau neigeux peuvent être modélisées selon deux approches : des modèles conceptuels, fondés principalement sur des variations de température et de rayonnement, dérivés de la méthode degré-jour (Böschl *et al.*, 1991 ; Dingman, 1994), et des modèles physiques de bilan d'énergie du manteau neigeux. Une **approche conceptuelle** intermédiaire, qui considère un bilan d'énergie simple à partir des séries chronologiques de rayonnement et de température, a été utilisée ; le modèle est dérivé du modèle *SRM (Snowmelt Runoff Model*, -Martinec *et al.*, 1994 ; Kustas *et al.*, 1994-).

Le modèle utilise le flux de rayonnement spatialisé estimé avec le modèle *ICARE-PcRaster* (§ 6.3.1.1.1) pour tenir compte de la diminution du rayonnement net sur une topographie complexe. Les cartes de rayonnement net sont utilisées en entrées dans le module. A chaque pas de temps, pour chaque cellule de calcul, le flux de fonte F_{neige}^{62} est calculé à partir de la température de l'air T^* réduite selon l'altitude à partir des classes de gradient thermique (§ 6.3.1.1.1), du flux de rayonnement spatialisé W^* et d'un coefficient de fonte C . Ce coefficient est constant, car la variabilité du flux de fonte est prise en compte par la variabilité du rayonnement et de la température. Le flux de fonte varie en fonction de la morphologie locale (pente, exposition) et augmente avec le temps pendant la période de fonte. Le flux de fonte est également considéré pendant les périodes de précipitations liquides ; pendant ces

⁶² Flux de fonte : $F_{neige}(t) = C \cdot W^*(t) \cdot T^*(t)$ (Kustas *et al.*, 1994 ; Cazorzi et Dalla Fontana, 1996), avec W^* , le rayonnement net distribué, T^* , la température de l'air distribuée et C un coefficient de fonte ($\text{mm} \cdot \text{C}^{-1} \cdot \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{jour}^{-1}$).

périodes, les processus dominants du transfert d'énergie (rayonnement et turbulence) sont très bien représentés par la température de l'air (Dingman, 1994).

Le type de précipitations (liquide, solide) est identifié dans le modèle à chaque pas de temps en comparant la température de l'air courante à une température critique T_{neige} optimisée par modélisation inverse et comparée aux valeurs indiquées dans la littérature (§ 6.4.2.3.1). Cette approche permet une accumulation d'un stock de neige, même pendant une période de fonte du manteau neigeux, situations météorologiques très courantes dans les Alpes (Blöschl *et al.*, 1991). Quand le bilan radiatif est négatif, les précipitations solides sont stockées dans un réservoir 'neige' de capacité variable (en équivalent d'eau liquide). La rétention maximale d'eau liquide dans le manteau neigeux est fixée à une valeur constante de 10% (Braun, 1985 ; CEN, 1999). Le flux de fonte $F_{neige}(t)$ est utilisé en terme source supplémentaire pour le calcul du bilan hydrique (Fig. 6.21b). Le modèle a été calé à partir d'un jeu de sept mois (sur deux années) de mesures de la hauteur de la neige à 1895 m d'altitude et les paramètres du modèle (C , T_{air}) ont été optimisés.

6.4.1.2.3 Le module d'écoulement latéral à l'amont

Un module pour simuler l'apport local (continu, saisonnier ou épisodique) d'eau par un torrent ou une nappe à l'amont du système hydrologique a été développé. Pour le site de *Super-Sauze*, ce développement est motivé par l'observation d'un écoulement continu, d'avril à juillet, dans la partie centrale de l'escarpement principal ; une fraction de l'eau écoulée s'infiltré progressivement dans la masse remaniée, notamment sur le replat supérieur. Cet écoulement local Q_{Loc} est défini (Fig. 6.21b) :

- soit par une série temporelle de débit mesurée ou estimée $Q_{Loc}(t)$;
- soit par la définition d'une fonction de production $Q^*_{Loc}(t)$ sinusoïdale⁶³ arbitraire.

⁶³ Fonction de production sinusoïdale de type : $Q^*_{Loc}(t) = a + b \sin(2\pi/365 \times J)$ avec a et b , des paramètres de forme qui définissent l'amplitude des volumes apportés ; J , le jour julien de l'année. La fonction est définie à l'échelle journalière.

La série temporelle ou la fonction de production est introduite sur une fenêtre 5 x 5 du maillage, en profondeur, à l'altitude du toit de la zone saturée. La position relative du point 'source' varie à chaque pas de temps. L'écoulement apporté est considéré comme un terme source supplémentaire (Beven, 1989) additionné au flux d'écoulement latéral saturé Q_{sat} calculé à chaque pas de temps par le noyau de base (Fig. 6.21b).

6.4.1.3 Exécution du modèle

Le modèle hydrologique nécessite comme données d'entrée quatre séries temporelles (précipitation, évapotranspiration potentielle, rayonnement, température, -Fig. 6.21b-). Des conditions initiales (niveau d'eau, teneur en eau) sont introduites ; ces variables d'état sont ensuite modifiées dynamiquement dans la simulation des processus hydrologiques. Cela les différencie des paramètres constants du modèle utilisés pour schématiser la topographie et le profil du sol et pour paramétrer les équations constitutives (Fig. 6.24). Ces paramètres sont distribués à l'échelle de la coulée par des combinaisons de cartes (Fig. 6.22), liées à des tables attributaires. Ce codage permet de modifier très aisément les valeurs des paramètres pour les simulations. Pour les variables d'état, le modèle calcule, à chaque pas de temps, une représentation spatialisée et des séries temporelles en sortie (Fig. 6.24).

La **résolution spatiale** du modèle est fixée à **2 m** pour tenir compte de la topographie complexe du glissement-coulée ; la **résolution temporelle** est de **6 h**. Les modèles numériques de terrain (§ 5.1.3.4) des interfaces des couches 'géotechniques' $C1a/C1b$ et $C1b/C2$ définissent les limites entre les couches 'hydrologiques' $C1a_2/C1b$ et $C1b$ /base imperméable. **L'épaisseur de la couche $C1a_1$ est constante** (1 m) et correspond à la profondeur moyenne des fissures observées (§ 6.4.1.2.1). Des trois couches du modèle, seules les deux premières couches sont considérées comme dépendantes des unités hydro-géomorphologiques (§ 6.3.2.1) ; la troisième couche est définie par des paramètres constants moyens à l'échelle du glissement-coulée. Pour ces couches, les paramètres d'entrée sont énumérés à la Figure 6.24. Les derniers paramètres indiqués dans le modèle sont les paramètres du module 'double porosité' (fraction d'eau précipitée directement transmise en profondeur, P_{Fiss} , ouverture moyenne des fissures, L_{Fiss} , fraction occupée par les fissures V_{Fiss})

et les paramètres du module ‘manteau neigeux’ (température critique de l’air, T_{neige} , et coefficient de fonte, C).

Figure 6.24 – Structure de calcul du modèle STARWARS, variables utilisées en entrées et chroniques obtenues en sorties et son intégration dans la modélisation géomécanique (modifié de Van Beek, 2002). ** indique que ce module n’a pas été utilisé dans cette étude. K_{sat} est la conductivité hydraulique à saturation ; n est la porosité maximale (ou teneur en eau à saturation) ; h_a et α sont les paramètres de la courbe de rétention hydrique de Farrel et Larson ; Rat_K est l’anisotropie de perméabilité.

figure6.24.jpg

Des conditions aux limites de *Neumann* ou de *Dirichlet* sont utilisées :

- pour la limite supérieure du profil, un flux de précipitation, d’évapotranspiration, de rayonnement, de température ;
- pour la limite inférieure du profil, un potentiel imposé à la base (suction matricielle $|h|_{BC}$) ;
- pour la limite latérale amont du profil, un flux d’écoulement définie par une fonction de production ou une série temporelle (§ 6.4.1.2.3) ;
- pour la limite latérale aval un potentiel imposé. Ainsi, en première approximation, le modèle n’admet aucun terme de sortie latérale (drainage de la nappe libre dans les torrents latéraux, débit au pied de la coulée). Aucune condition n’est fixée sur les côtés car les directions locales de drainage convergent progressivement vers la base de la coulée.

6.4.2 Sensibilité du modèle hydrologique

L'analyse de sensibilité du modèle est réalisée en faisant varier les paramètres du modèle et en comparant les séries simulées à une série de référence. Un paramètre est modifié pour chaque test. L'objectif de cette analyse est d'identifier les paramètres les plus influents, qui seront par la suite utilisés pour calibrer le modèle (Kirkby *et al.*, 1999). L'analyse de sensibilité est réalisée pour les conditions météo-climatiques particulières d'un site de haute montagne.

6.4.2.1 Méthodologie de l'analyse de sensibilité

Une analyse de sensibilité du noyau de base a été réalisée par Van Beek (2002), à partir de simulations sur un volume théorique, petit, de 2000 cellules. L'objectif de notre étude est de compléter l'analyse précédente pour un volume théorique plus large (800 m de long, 150 m de large, 10 m d'épaisseur), proche des dimensions du glissement-coulée de *Super-Sauze*, pour différentes résolutions spatiales. La taille limite d'une zone aux caractéristiques très différentes et la sensibilité des modules spécifiques sont également étudiés.

Le volume théorique comprend $6 \cdot 10^5$ cellules (résolution 2 m) ; le volume, rectangulaire, est incliné de 20° et les interfaces sont parallèles. A partir de conditions initiales identiques, les variations de teneurs en eau et les fluctuations piézométriques ont été modélisées pour deux années avec un cumul précipité de 916 mm par année (§ 6.3.1.2.1). Les séries journalières moyennes (1994-2002) ponctuelles ont été utilisées ; la température, le rayonnement et l'évapotranspiration potentielle ne sont pas distribués.

La sensibilité des paramètres K_{sat} , n , h_a , α , Rat_K et $|h|_{\text{BC}}$ a été testée (Tab. 6.10). Les modules 'manteau neigeux' et 'double porosité' n'ont pas été activés. Aucun paramètre n'est distribué dans un premier temps. Les variations des paramètres ont été calculées en ajoutant ou soustrayant au paramètre moyen 25, 50, 100 et 200% de l'écart-type de la distribution. Si la variabilité du paramètre est inconnue, une estimation a été réalisée. Pour la conductivité hydraulique, la variation est déduite de transformations logarithmiques. Pour les paramètres h_a et α des courbes de rétention hydrique, qui ne peuvent être variés indépendamment, le degré

de saturation relatif à la capacité au champ ($|h| = 3.3$ m) a été utilisé (Van Beek, 2002). Cette valeur détermine la quantité d'eau libre et fournit une valeur unique pour relier la courbe de rétention hydrique à la redistribution de l'eau dans le modèle. Ainsi, les paramètres h_a et α sont modifiés pour atteindre la variation observée du degré de saturation relatif à la capacité au champ. La valeur d'entrée d'air h_a la moins probable est modifiée pour le niveau approprié dans l'intervalle de confiance à 95% ; ces valeurs permettent alors de déduire le paramètre de forme α .

Tableau 6.10 – Paramètres de l'analyse de sensibilité, valeur moyenne et variabilité. Les valeurs moyennes des paramètres indiqués dans les Tableaux 5.5 et 5.6 sont utilisées. La succion matricielle à la base du profil, $|h|_{BC}$ est fixée à une valeur constante de 4 m avec un écart-type de 3 m.

	K_{sat} ($m.s^{-1}$)		n (-)		θ_E (-)		Rat_K (-)		Z (m)	
	m	σ	m	σ	m	σ	m	σ	m	σ
1	$1.1 \cdot 10^{-5}$	$5.0 \cdot 10^{-5}$	0.40	0.12	0.70	0.10	0.47	0.12	1.00	0.50
2	$3.8 \cdot 10^{-7}$	$1.2 \cdot 10^{-7}$	0.38	0.11	0.80	0.05	0.54	0.13	4.50	3.00
3	$3.7 \cdot 10^{-6}$	$3.8 \cdot 10^{-6}$	0.30	0.06	0.90	0.05	0.39	0.08	4.50	3.00

K_{sat} est la conductivité hydraulique à saturation ; n est la porosité (ou teneur en eau à saturation) ; θ_E est le degré de saturation relatif à la capacité au champ. Il permet d'estimer les paramètres de la courbe de rétention hydrique, h_a et α ; Rat_K est l'anisotropie de perméabilité ; z est l'épaisseur des couches ; m est la moyenne ; σ est l'écart-type de la distribution. Les valeurs sont indiquées dans les unités du Système International, mais les unités utilisées dans le modèle sont le mètre (m) et l'heure (h).

La perte d'eau dans la quatrième couche imperméable est limitée par la conductivité hydraulique non saturée en dessous de cette couche (Eq. 8, Annexe 11). Cette courbe de conductivité hydraulique $K(\theta)$ est limitée par la succion matricielle $|h|_{BC}$, dont la valeur

théorique de référence a été fixée à 4.0 m, en dessous de la capacité au champ ; sa variabilité a été fixée arbitrairement à 3.0 m, ce qui donne une variation de $K(\theta)$ entre 10^{-6} et 10^{-10} m.s⁻¹.

La quantité d'eau libre stockée dans le profil divisée par l'épaisseur totale du profil a été utilisée comme estimateur de la qualité de la simulation. En conditions initiales, ont été utilisées une nappe d'eau libre à une position constante à -2 m sous la surface topographique et une teneur en eau moyenne de 31% (Tab. 6.7) dans la zone non saturée. Pour comparer les résultats, les variations dans les séries simulées sont exprimées par le ratio entre la quantité d'eau stockée dans le profil au début de la simulation et la quantité d'eau finale. Des valeurs négatives indiquent une diminution du stock d'eau sur les deux années simulées ; des valeurs positives indiquent une augmentation du stock d'eau. La simulation de référence avec les paramètres moyens présente une diminution de 31% du stock d'eau sur les deux années, essentiellement liée à l'évapotranspiration réelle.

6.4.2.2 Sensibilité des paramètres du noyau de base

La Figure 6.25a représente les variations de la quantité d'eau stockée pour les différentes combinaisons de paramètres hydrologiques et hydrodynamiques. Les paramètres les plus influents sont, par ordre d'importance : 1 l'anisotropie de perméabilité Rat_K , 2 la porosité n , 3 les courbes de rétention hydriques (h_a , α), 4 la conductivité à saturation K_{sat} . Le cinquième paramètre, $|h|_{BC}$, a peu d'influence sur le stock d'eau, car le volume d'eau perdu à la base du profil est très faible (< 1.5% du volume des entrées). L'analyse conduit aux mêmes conclusions que Van Beek (2002).

Figure 6.25 – Analyse de sensibilité des paramètres du noyau de base de STARWARS, exprimée comme une variation de la quantité d'eau stockée dans le profil. (a) : Sensibilité des paramètres hydrologiques et hydrodynamiques ; (b) : Influence de la résolution spatiale ;

(c) : Influence de la taille d'une zone à fort contraste de porosité ; (d) : Influence de l'épaisseur des couches (in Malet et al., 2003d).

figure6.25.jpg

- Le **paramètre le plus influent** est l'**anisotropie de perméabilité**, $RatK$. Des variations de $\pm 200\%$ font varier le stock d'eau de $\pm 20\%$ par rapport à la simulation de référence. Ce résultat est cohérent avec le choix d'introduire ce paramètre pour réduire la vitesse d'écoulement latéral Q_{sat} de la nappe par rapport à la vitesse de percolation verticale, plus importante à cause de la fissuration :
 - • une diminution du paramètre conduit à une redistribution de l'eau plus lente, donc à un stock d'eau plus important au centre du volume simulé ;
 - • une augmentation du paramètre conduit à une redistribution plus rapide, donc à un stock d'eau moins important au centre du volume simulé.
- Le **deuxième paramètre le plus influent** est la **porosité** (ou teneur en eau à saturation, n). Les variations du volume d'eau stocké sont positivement proportionnelles aux variations du paramètre. Si la porosité est diminuée, le degré de saturation relatif est diminué et un volume d'eau plus important est drainé par la nappe. Réduire la porosité tend à réduire le flux de percolation, mais indirectement à augmenter le flux d'écoulement latéral Q_{sat} .
- Le **troisième paramètre le plus influent** est la **courbe de rétention hydrique**, dont les paramètres (h_a , α), en combinaison avec les variations de la porosité, jouent sur la capacité capillaire des différentes couches.
- Le **quatrième paramètre le plus influent** est la conductivité hydraulique à saturation. Les variations de conductivité conduisent à des variations négatives du volume d'eau stockée. Ceci est lié à un drainage rapide de l'eau, en conditions saturées et non saturées, quand la conductivité est augmentée. Quand la conductivité est diminuée, la réduction importante de teneur en eau est le résultat d'une évapotranspiration réelle plus importante.

La Figure 6.25b montre **l'influence de la résolution spatiale**, et indirectement du nombre de cellules de calcul, sur la variation du volume d'eau stockée. Huit simulations ont été effectuées pour différentes résolutions comprises entre 0.20 m et 20 m ; le nombre de cellules de calcul s'étend respectivement entre 6.10^6 et 6.10^4 . Les résultats indiquent qu'au delà d'un seuil de 2 m, le stock d'eau est sous-estimé par rapport à la simulation de référence (jusqu'à -30%). A l'opposé, un gain de résolution (< 2 m) ne se justifie pas car les variations de volume stocké sont très faibles ($< 3\%$).

Dans une simulation hydrologique distribuée, le problème de **la discrétisation de l'espace en unité homogène de taille optimale** est primordiale (Beven, 2001) ; quelle est l'influence théorique de la taille d'une zone avec un contraste dans un paramètre important ? Plusieurs simulations ont été réalisées en introduisant une zone de différente taille avec une porosité qui s'écarte de 25 et 50% de la valeur moyenne. La zone est située dans la partie amont du volume théorique. En-deçà d'une taille minimale de 50 x 50 m, la zone contrastée a peu d'influence sur le volume d'eau stocké dans le profil ; par contre, au delà de ce seuil, les variations sont très importantes (Fig. 6.25c). Cela signifie que, dans notre cas, la cartographie des différentes unités homogènes peut être réalisée à une résolution de 50 x 50 m.

L'influence de l'épaisseur des couches (donc de la géométrie interne de l'objet modélisé) sur l'hydrologie simulée a été évaluée ; l'épaisseur joue un rôle déterminant dans le modèle car elle détermine la hauteur équivalente de la nappe d'eau libre à partir du degré de saturation relatif (Eq. 6, Eq. 7, Annexe 11). La Figure 6.25d montre les résultats des analyses pour les trois couches d'épaisseur respective z_1 , z_2 et z_3 ; l'écart-type de la distribution des épaisseurs est fixé arbitrairement à 0.50 m pour la couche C1a₁ et 3 m pour les couches C1a₂ et C1b. L'analyse indique que **l'épaisseur de la 3^e couche a peu d'influence sur la quantité d'eau stockée dans le profil** ; pour les entrées d'eau observées, cette couche, quelle que soit son épaisseur, est toujours saturée, donc toujours à son degré de saturation relatif maximal. L'influence de l'épaisseur des couches de surface est importante (pour une variation d'épaisseur de 200%, la quantité d'eau stockée peut varier de 20% pour la couche C1a₁ et de 15% pour la couche C1a₂) ; la structure du modèle est construite de telle sorte que ces deux

couches ‘concentrent’ le maximum d’échanges latéraux et verticaux (percolation, évapotranspiration réelle).

6.4.2.3 Calage et sensibilité des paramètres des modules spécifiques

Etudier la sensibilité des modules ‘manteau neigeux’ et ‘double porosité’ nécessite, au préalable, d’optimiser les paramètres T_{neige} , C , V_{Fiss} , L_{Fiss} et P_{Fiss} . Ces paramètres empiriques ne sont *a priori* pas connus, et sont déduits par modélisation inverse.

6.4.2.3.1 Calage des modules spécifiques et optimisation des paramètres

Les variations de **hauteur de neige** à *Super-Sauze* en 2000 et 2001 ont été simulées à partir des séries observées de précipitation, de température et de rayonnement. Les paramètres ont été modifiés sans restriction, pour obtenir l’erreur quadratique moyenne (*Root Mean Squared Error, RMSE*) la plus faible. Les ajustements ont été effectués de manière automatique avec le solveur *PEST*⁶⁴ (*Model-Independent Parameter Estimation*, -Parameter Estimation Inc, 1999-), en fournissant au départ un jeu plausible de paramètres. Le calage a été effectué sur une période volontairement réduite (1 mois) pour tester les performances du modèle (17/01/2001 au 17/02/2001). La Figure 6.26 représente les séries obtenues ; le Tableau 6.11 indique les valeurs des paramètres optimisés, avec l’utilisation des séries météo-climatiques

⁶⁴ Le logiciel utilise une méthode d’optimisation non linéaire en différences finies centrées pour calculer les dérivées partielles des séries simulées sur les paramètres optimisés ; ces derniers sont adaptés automatiquement, selon des règles pré-définies et paramétrables, pour minimiser la valeur d’une ‘fonction-objectif’ à l’aide du théorème de *Marquardt-Levenberg* (Marquardt, 1963). La ‘fonction-objectif’ choisie est de type ‘moindres carrés’ (somme au carré des déviations entre la série simulée et la série observée, pour chaque pas de temps, divisée par le nombre d’observations) ; elle suppose implicitement des résidus indépendants, centrés et gaussiens. La limite de convergence a été fixée à 0.001 et le nombre maximum d’itérations à 5000. L’erreur quadratique moyenne est utilisée comme estimateur de la qualité de l’ajustement ; une valeur de 0 indique un ajustement parfait.

ponctuelles (station climatique de *Super-Sauze*) ou spatialisées à l'échelle du glissement-coulée. Le calage est meilleur sur les séries spatialisées que sur les séries ponctuelles.

Figure 6.26 – Calage et validation du module ‘manteau neigeux’ : épaisseurs de neige observées et simulées pendant les hivers 2000 et 2001 et chroniques temporelles utilisées en entrée.

figure6.26.jpg

Tableau 6.11 – Calage du module ‘manteau neigeux’ et paramètres optimisés.

	RMSE		R*			Paramètres optimisés	
	Calage	Validation	<i>(RMSE Val/RMSE Cal)</i>				
	2001	2000	2001	2000	2001	C	T _{neige} (°C)
P	0.217	0.312	0.284	1.43	1.31	0.019	+1.34
S*	0.137	0.167	0.154	1.22	1.12	0.021	+1.14

RMSE est l'erreur quadratique moyenne ; C est le coefficient de fonte ($\text{mm} \cdot \text{C}^{-1} \cdot \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{jour}^{-1}$) ; T_{neige} est la température critique des précipitations solides (°C) ; R* est le rapport entre la RMSE de la période de validation et la RMSE de la période de calage. Un ratio supérieur à 1 indique que la RMSE a augmenté pour la période de validation ; P signifie l'utilisation des séries météo-climatiques ponctuelles (station climatique de *Super-Sauze*) ; S* signifie l'utilisation des séries météo-climatiques spatialisées à l'échelle du glissement-coulée.

Les paramètres optimisés pour la **température de neige critique** T_{neige} et le **coefficient de fonte C** atteignent respectivement $+1.14^{\circ}\text{C}$ et $0.021 \text{ mm} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1} \cdot \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{jour}^{-1}$. Bien que la température critique T_{neige} soit un peu élevée ($> 0^{\circ}\text{C}$), elle est cohérente avec les valeurs reportées dans la littérature (Barry, 1981 ; Dingman, 1994) pour le Sud des Alpes françaises ; le coefficient de fonte > 0.020 est caractéristique de manteaux neigeux ‘âgés’, très métamorphisés et à albédo faible (CEN, 1999) ; des valeurs moyennes de coefficient de fonte (sur des périodes de 10 ans) de 0.17 et de 0.19 sont reportées respectivement dans les *Alpes italiennes* (Cazorzi et Dalla Fontana, 1996) et dans la *Chartreuse* (CEN, 1999). Pour la plage de valeur de température et de rayonnement net observés en période de fonte à *Super-Sauze*, ce coefficient correspond à un flux de fonte moyen équivalent de 2 à 7 $\text{mm} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1} \cdot \text{jour}^{-1}$.

Le **module ‘double porosité’** a été calé sur deux épisodes pluvieux caractéristiques de différentes conditions initiales de teneurs en eau volumique (période humide, période sèche) et validé sur quatre évènements pour chaque cas. Le module, couplé avec le noyau de base, a été calé sur les séries observées de teneurs en eau volumique (-0.56 m et -1.08 m au site *EV2*) plutôt que sur les séries piézométriques car les variations de teneurs en eau montrent une plus grande variabilité. Les paramètres du noyau de base n , h_a , α , Rat_K et $|h|_{\text{BC}}$ ont été fixés à leurs valeurs moyennes (Tab. 6.12) ; le paramètre K_{sat} a été optimisé. Aucun paramètre n’est distribué. Les profils de teneurs en eau volumique observés au début de la simulation ont été utilisés en conditions initiales.

Tableau 6.12 – Calage du module ‘double porosité’ et paramètres optimisés moyens pour la couche C1a₁.

Sans fissure				Avec fissures						
RMSE	RMSE*	R*	K_{sat}^*	RMSE	RMSE	R*	K_{sat}	V_{Fiss}	L_{Fiss}	P_{Fiss}
Calage	Validati		Val/C ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)		Validati	Cal/V	($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)			

	on	al)	Calage	on	al)	(%)	(m)	(-)	
Cas 1	0.572	0.884	1.54	$3.4 \cdot 10^{-3}$	0.339	0.417	1.23	$9.6 \cdot 10^{-4}$	0.082	0.031	0.041
Cas 2	0.451	0.712	1.58	$6.1 \cdot 10^{-3}$	0.288	0.328	1.14	$8.7 \cdot 10^{-4}$	0.103	0.042	0.036

RMSE est l'erreur quadratique moyenne ; RMSE* est la moyenne des erreurs quadratiques moyennes des quatre événements de validation ; K_{sat}^* est la conductivité à saturation équivalente (matrice, fissure) ; R* est le rapport entre la RMSE de la période de validation et la RMSE de la période de calage. Un ration supérieur à 1 indique que la RMSE a augmenté pour la période de validation ; V_{Fiss} est la fraction volumique occupée par des fissures ; L_{Fiss} est l'ouverture moyenne des fissures ; P_{Fiss} est la fraction des précipitations en excès transmise directement en profondeur. Cas 1 : conditions initiales humides. Cas 2 : conditions initiales sèches.

La Figure 6.27 montre un exemple de résultat pour un épisode du cas 1 (périodes 'humides' avec des teneurs en eau volumique initiales $> 35\%$) et du cas 2 (périodes 'sèches' avec des teneurs en eau volumique initiales comprises entre 25 et 30%). Les séries simulées 'avec fissures' et 'sans fissure' (c'est à dire uniquement avec une percolation matricielle) sont représentées aux deux profondeurs. Les estimateurs de la qualité des simulations et les paramètres optimisés sont indiqués au Tableau 6.13.

Les erreurs quadratiques moyennes sont plus faibles pour les conditions initiales sèches (cas 2) que pour les conditions humides (cas 1). En particulier, la diminution de la teneur en eau volumique en période de déficit pluviométrique est correctement simulée par le modèle ; **le processus d'évapotranspiration réelle est bien reproduit**. Les erreurs quadratiques moyennes plus élevées en conditions proches de la saturation, indiquent que la porosité joue un rôle d'autant plus influent que le degré de saturation relatif est proche de 1.

Figure 6.27 – Calage et validation du module ‘double porosité’ : teneurs en eau à –0.50 m et –1.00 m observées et simulées pour deux périodes de calage et deux périodes de validation (conditions initiales sèches, conditions initiales humides).

figure6.27.jpg

Les simulations ‘avec fissures’ sont meilleures (RMSE plus faible, amélioration de l’allure des courbes simulées). Comme la vitesse d’infiltration de l’eau en profondeur dépend de la courbe de conductivité hydraulique, en l’absence de fissures la vitesse de réaction à une pluie est faible (matériau semi-perméable) ; à l’inverse, **introduire un terme de transit rapide** (en un pas de temps) **de la lame d’eau vers la profondeur**, apparaît comme **une solution simple pour diminuer le temps de réponse tout en gardant une valeur de conductivité matricielle cohérente avec la texture du matériau**. En effet, la conductivité hydraulique à saturation équivalente K_{sat}^* inversée par le modèle ‘sans fissure’ est très élevée pour un matériau silto-sableux, et supérieure d’un ordre de grandeur aux valeurs maximales estimées *in-situ* (§ 5.4.3) ; à l’inverse, la conductivité hydraulique à saturation estimée pour la matrice avec le modèle ‘avec fissures’ est proche de celle obtenues par la caractérisation hydrodynamique (§ 5.4.3). Les flux journaliers drainés par les fissures représentent environ 15% du flux total drainé en à l’interface $C1a_1/C1a_2$, ce qui est faible mais suffisant pour obtenir des réactions rapides. Les valeurs des paramètres optimisés pour la couche $C1a_1$ (site *EV2*, caractéristique de l’unité hydro-géomorphologique *UHG2*) sont indiquées au Tableau 6.12 ($V_{Fiss} = 0.103$; $L_{Fiss} = 0.042$ mm ; $P_{Fiss} = 0.036$).

6.4.2.3.2 Analyse de sensibilité des paramètres

L’analyse de sensibilité des paramètres a été réalisée selon la procédure décrite à la section § 6.4.2.3.1. Pour le module ‘manteau neigeux’, la variation normalisée d’épaisseur de neige est utilisée comme estimateur de la sensibilité du modèle. L’écart-type des paramètres T_{neige} et C a été fixé arbitrairement à 1°C et à $0.007 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{jour}^{-1}$. Pour le module ‘double porosité’, l’écart-type des paramètres P_{Fiss} , V_{Fiss} et L_{Fiss} a été fixé à respectivement 0.10, 0.15 et 0.020 m.

Les résultats sont représentés à la Figure 6.28.

Figure 6.28 – Analyse de sensibilité des paramètres du module ‘manteau neigeux’ (a) exprimée comme une variation de l’épaisseur de neige modélisée, et analyse de sensibilité des paramètres du module ‘double porosité’ (b) exprimée comme une variation de la quantité d’eau stockée dans le profil.

figure6.28.jpg

Pour le **module ‘manteau neigeux’** (Fig. 6.28a), le paramètre le plus influent est le **coefficient de fonte C**. Pour une variation du paramètre de $\pm 200\%$, la variation d’épaisseur de neige peut atteindre $\pm 30\%$. Le paramètre T_{neige} joue en sens inverse, mais son influence est limitée (variation normalisée de l’épaisseur de neige de $\pm 10\%$). L’utilisation de ces deux paramètres d’influence opposée permet de représenter de manière satisfaisante la variation du stock de neige.

Pour le **module ‘double porosité’** (Fig. 6.28b), le paramètre le plus influent est la **fraction occupée par les fissures V_{Fiss}** dont la variation de $\pm 200\%$ fait varier le stock normalisé d’eau de $\pm 10\%$. Les paramètres P_{Fiss} et L_{Fiss} ont une influence plus limitée.

6.4.2.4 Synthèse des paramètres les plus influents

Les paramètres hydrodynamiques et hydrologiques les plus influents sur les résultats du modèle, dans les conditions particulières météo-climatiques de haute montagne, sont :

- l’anisotropie de perméabilité Rat_K ,
- la porosité n , et, dans une moindre mesure,

- la conductivité hydraulique à saturation K_{sat} .

Si le terme Rat_K peut être varié, en première approximation, sur plusieurs ordres de grandeurs, les plages de valeurs admises en réalité pour la porosité et la conductivité hydraulique à saturation sont plus étroites. Le **paramètre Rat_K est donc un paramètre utile pour le calage** du modèle.

Si tous les facteurs restent égaux, l'analyse de sensibilité indique que le comportement hydrologique simulé est le plus sensible à des contrastes de perméabilité et de porosité ; ces contrastes peuvent être induits par des zones de compression et d'extension liées au mouvement de l'objet, et à des variations de sa géométrie interne. Une bonne connaissance de la **géométrie interne** et de la **position des interfaces** apparaît primordiale, notamment pour les deux couches de surface. Enfin, les simulations ne sont pas indépendantes du maillage utilisé ; une résolution des cellules de calcul trop grossière tend à sous-estimer les stocks d'eau. Un **maillage à 2 m de résolution semble un compromis raisonnable entre temps de calcul et précision souhaitée**. Le jeu de paramètres du modèle *STARWARS* est ainsi justifié.

L'expérimentation est un préalable pour l'utilisation d'un modèle comme outil de prévision. L'incertitude qui résulte de la structure du modèle, des paramètres d'entrée et de son exécution pose, en combinaison avec les relations physiques simples utilisées, des limites à la fiabilité des séries simulées. Avant que le modèle ne soit appliqué, ces limites et sa validité doivent être évaluées spatialement et sur des séries temporelles longues, qui prennent en compte davantage de conditions extrêmes.

6.4.3 Calage, validation et performance du modèle hydrologique distribué

La littérature sur la modélisation hydrologique des glissements de terrain indique que, par manque d'informations sur toutes les caractéristiques de l'objet, les modèles sont calés sur des séries temporelles longues, souvent supérieures à une année. Cette pratique, très courante, permet alors dans des conditions maîtrisées, d'estimer tous les paramètres d'entrée des modèles ; les résultats peuvent ainsi se conformer à l'attente du modélisateur.

Notre optique est différente. La modélisation sous-entend un objectif de recherche, c'est à dire de compréhension et d'explication. Pour satisfaire cette volonté de compréhension, et puisque le modèle *STARWARS* a déjà été testé et validé dans d'autres milieux (Van Beek, 2002) et que les caractéristiques de l'objet sont bien connues, il a été choisi de ne caler le modèle que sur une période très courte pour estimer le paramètre empirique $|h|_{BC}$ et optimiser, dans une plage de variation étroite, les valeurs des paramètres physiques connus par la mesure (K_{sat} , n , h_a , α , Rat_K , § 5.3 ; § 5.4). De cette manière, un éventuel défaut de modélisation (processus non pris en compte, mauvaise estimation d'un autre paramètre, etc) sera identifié. Plus que la valeur d'un paramètre, nous cherchons à définir :

- quelle est la durée minimale d'observation pour arriver à valider un modèle, et ;
- quels sont les variables dynamiques (teneurs en eau, potentiel hydrique, niveau d'eau libre) à surveiller.

6.4.3.1 Stratégie de calage et de validation retenue

Comme la plupart des paramètres du modèle sont connus *a priori* par la mesure, ou dans le cas des modules spécifiques par modélisation inverse, la phase de calage se réduit à optimiser la performance sur le paramètre $|h|_{BC}$ (aucune restriction) et sur les paramètres Rat_K , n et K_{sat} pour lesquels une **plage de variation restreinte à la variabilité naturelle observée** (valeurs minimales et maximales $\pm 50\%$) a été définie.

Cela signifie que nous forçons l'ajustement dans cette plage de variation ; cette technique permet de s'affranchir du problème de non-unicité de la paramétrisation (Ambroise, 1999). Si le calcul converge, les valeurs optimisées seront les plus proches de la plage de variation

couramment admise pour ces paramètres ou de la vérité terrain (Beven, 1996). Les autres paramètres du modèle sont fixés.

Le **calage** a été effectué sur **plusieurs périodes** (une année, une période courte de deux mois centrée sur un épisode de recharge de la nappe, une période courte de deux mois centrée sur un épisode de drainage de la nappe). L'**espace** a été discrétisé en **quatre zones** (Fig. 6.29) d'après la connaissance *a priori* du site et l'identification des unités hydro-géomorphologiques (Fig. 6.29a). La première zone correspond à la partie amont de l'unité *UHG1*, caractérisée par le matériau géotechnique *IND* (Fig. 3.9, § 5.2.2) ; la seconde à la partie aval de l'unité *UHG1* caractérisée par le matériau géotechnique *C1a* ; la troisième zone correspond à l'unité *UHG2* ; la quatrième zone correspond à l'unité *UHG3*. Seule la couche *C1a₁* est distribuée en quatre zones ; les paramètres des couches *C1a₂* et *C1b* sont supposés constants de l'amont à l'aval du glissement-coulée (§ 5.3.2). Une carte locale de direction de drainage est déduite de chaque couche (Fig. 6.29b) selon l'algorithme de Van Deursen (1995).

Figure 6.29 – Discrétisation de l'espace du modèle STARWARS appliqué au glissement-coulée de Super-Sauze. Zones distribuées (a) et carte locale de direction de drainage de la surface topographique (b).

figure6.29.jpg

Les **conditions initiales** (teneurs en eau volumiques spatialisées, niveaux d'eau spatialisés) sont définies à partir d'une simulation sur 20 années à partir des séries temporelles de précipitation, température, évapotranspiration potentielle et rayonnement du poste *Météo-France* de *Barcelonnette* (1980-2000). Les conditions aux limites utilisées sont indiquées à la section § 6.4.1.3. Une réflexion a été menée sur le choix de la série temporelle de calage. Ces résultats ne sont pas repris ici. Le calage a été réalisé selon sept combinaisons détaillées au Tableau 6.14. Malet *et al.* (2003d) discutent le choix d'un calage à l'échelle

annuelle ou d'un calage sur une période de quatre mois en situation de drainage ou de recharge de la nappe, pour une version précédente du modèle, où le module 'manteau neigeux' et le module 'double porosité' sont construits sur une architecture différente. Le modèle calé dans ce mémoire est une version évoluée du modèle présenté dans Malet *et al.* (2003d, soumis-c).

6.4.3.2 Optimisation des paramètres dans la limite de leur variabilité naturelle

Le gain de calage est exprimé par la comparaison de l'erreur quadratique moyenne des séries simulées à la valeur de référence de la simulation pour l'année 1999 où les paramètres moyens du site (Tab. 6.10) sont utilisés. Le modèle est difficilement calé en ne prenant en compte que des paramètres moyennés à l'échelle du glissement-coulée (1 zone), avec une erreur quadratique moyenne > 0.5 , peu différente de la valeur de référence. Distribuer les paramètres en quatre zones se justifie d'un point de vue morphologique et hydrologique et d'un point de vue numérique par les degrés de liberté supplémentaires apportés pour l'ajustement. L'erreur quadratique moyenne passe de 0.612 (référence) à 0.238 pour la meilleure optimisation, pour une gamme de variation étroite des paramètres (valeur maximale et minimale $\pm 50\%$). Ceci confirme à nouveau **la sensibilité importante du modèle aux paramètres Rat_K , n et K_{sat} .**

Tableau 6.13 – Calage du modèle STARWARS sur différentes combinaisons de séries temporelles. Pour les optimisations sur plusieurs séries temporelles, la RMSE de la première série de la combinaison est indiquée.

Séries temporelles optimisées	RMSE			
	Année 1999 1 zone	Année 1999 4 zones	2 1999 4 zones - R	2 mois 2 mois 1999 4 zones - D
1 $\theta_{-0.56}$	0.594	0.481	0.496	0.478

2	$\theta_{-1.08}$	0.604	0.542	0.584	0.526
3	$\theta_{-0.56} + \theta_{-1.08}$	0.577	0.494	0.518	0.418
4	EV_2	0.601	0.524	0.532	0.548
5	$EV_2 + \theta_{-0.56}$	0.557	0.412	0.464	0.507
6	$EV_2 + BV_{16}$	0.581	0.301	0.382	0.412
7	$EV_2 + BV_{16} + \theta_{-0.56}$	0.537	0.238	0.271	0.318

RMSE est l'erreur quadratique moyenne ; $|h|_{BC}$ est la succion matricielle à la base du profil ; θ_{-x} est la série temporelle de teneur en eau à -0.56 m et -1.08 m (site EV_2) ; EV_2 est la série temporelle de fluctuations piézométriques du site EV_2 ; BV_{16} est la série temporelle de fluctuations piézométriques du site BV_{16} ; R correspond au calage sur une période de recharge de la nappe (2 mois) ; D correspond au calage sur une période de drainage de la nappe (2 mois).

Les ajustements réalisés sur des périodes courtes (période de deux mois en situation de recharge, avril-mai 1999 ; période de deux mois en situation de drainage, juillet-août 1999) conduisent à des résultats peu différents de l'ajustement réalisé sur les chroniques annuelles complètes. Le calage des séries temporelles de teneurs en eau volumique est de meilleure qualité en période de drainage, alors que le calage des séries temporelles de fluctuations piézométriques est de meilleure qualité en période de recharge (Tab. 6.13). Ces résultats confirment que le **bilan hydrique** et l'**évapotranspiration réelle** sont **bien représentés par le modèle** ; à l'inverse, la moins bonne qualité des ajustements sur les niveaux piézométriques s'explique par une sous-estimation de l'écoulement dans les fissures. Le modèle est néanmoins **robuste** et **peu sensible à la durée de la période de calage**. Les simulations effectuées à titre de comparaison sur les autres années ne font varier l'erreur quadratique moyenne que de $\pm 10\%$. Ces différences sont essentiellement liées aux différences dans les entrées des séries temporelles (P, ETP). Par contre, le modèle apparaît très sensible à

l'intégration de variables internes différentes (teneurs en eau volumique, niveau piézométrique d'un autre site) dans la 'fonction-objectif'.

Ainsi le calage à partir des séries temporelles de teneurs en eau volumique (1, 2, 3 ; Tab. 6.13) est de meilleure qualité que celui effectué uniquement sur le niveau piézométrique (4 ; Tab. 6.13) ; **combiner les deux séries** (5 ; Tab. 6.14) **apporte un gain dans le calage**. Ceci n'est pas surprenant par rapport à la structure du modèle : le développement d'une nappe libre par progression d'un flux de percolation vers la profondeur est contrôlé par le bilan hydrique de la zone non saturée. Le calage effectué sur les séries temporelles les plus variables (teneur en eau volumique en sub-surface) est plus robuste. L'introduction d'une série temporelle très différente, représentative d'une autre zone de l'objet, améliore fortement l'ajustement (6 ; Tab. 6.13). Finalement, **combiner trois séries temporelles donne le meilleur ajustement** car ces trois séries représentent bien la variabilité naturelle des flux et des stocks.

Tableau 6.15 – Calage du modèle STARWARS : valeurs mesurées et optimisées (RMSE la plus faible).

Paramètres fixés	h_a (1)	α (1)	h_a (2)	α (2)	h_a (3)	α (3)	h_a (3)	α (3)
	0.024	13.6	0.042	12.3	0.021	13.2	0.018	11.6
	T_{neige}	C	V_{Fiss}	L_{Fiss}	P_{Fiss}	$ h _B$		
						C		
	1.14	0.021	0.103	0.042	0.036	2.98		
Paramètres optimisés	opt			m	[min-max]	N		
$C1a_1 + C1a_2 + C1b$	Rat_K (-)*	0.11		0.46	0.38-0.54	72		
$C1a_1$ - Zone 1	K_{sat} (m.s^{-1})	$8.6 \cdot 10^{-6}$		$1.0 \cdot 10^{-5}$	$7.5 \cdot 10^{-6}$ - $1.2 \cdot 10^{-5}$	48		

	n (-)	0.45	0.43	0.41-0.49	37
C1a ₁ - Zone 2	<i>K_{sat}</i> (m.s ⁻¹)	1.2 10 ⁻⁶	4.9 10 ⁻⁶	2.5 10 ⁻⁶ -7.3 10 ⁻⁶	67
	n (-)	0.43	0.40	0.38-0.49	40
C1a ₁ - Zone 3	<i>K_{sat}</i> (m.s ⁻¹)	0.7 10 ⁻⁶	3.8 10 ⁻⁶	2.2 10 ⁻⁶ -5.4 10 ⁻⁶	78
	n (-)	0.36	0.39	0.36-0.43	38
C1a ₁ - Zone 4	<i>K_{sat}</i> (m.s ⁻¹)	8.3 10 ⁻⁷	9.1 10 ⁻⁷	6.0 10 ⁻⁷ -1.2 10 ⁻⁶	37
	n (-)	0.31	0.37	0.33-0.37	27
C1a ₂	<i>K_{sat}</i> (m.s ⁻¹)	8.2 10 ⁻⁶	1.3 10 ⁻⁷	4.5 10 ⁻⁷ -8.3 10 ⁻⁶	87
	n (-)	0.24	0.37	0.30-0.46	93
C1b	<i>K_{sat}</i> (m.s ⁻¹)	1.9 10 ⁻⁷	4.6 10 ⁻⁸	2.6 10 ⁻⁸ -6.6 10 ⁻⁸	65
	n (-)	0.21	0.31	0.23-0.39	61

h_a et α sont les paramètres des courbes de rétention hydrique ; T_{neige} est la température critique de précipitations solides ; C est le coefficient de fonte ; V_{Fiss} est la fraction volumique occupée par des fissures ; L_{Fiss} est l'ouverture moyenne des fissures ; P_{Fiss} est la fraction des précipitations en excès transmise directement en profondeur ; $|h|_{BC}$ est la succion matricielle à la base du profil ; K_{sat} est la conductivité hydraulique à saturation ; n est la porosité ; Rat_K est l'anisotropie de perméabilité. Une valeur moyenne unique pour tout l'objet a été utilisé ; opt est la valeur optimisée par modélisation inverse ; m est la moyenne ; min-max est la plage de variation observée ; N est le nombre de mesures. Les paramètres fixés sont indiqués en italique.

La modélisation hydrologique des glissements de terrain requiert avant tout une bonne prédiction des niveaux d'eau, et donc des pressions interstitielles qui vont contrôler la cinématique du mouvement. Le **calage du modèle a été poursuivi** dans cette optique, **en optimisant les paramètres sur une courte période de recharge, avec quatre zones distribuées**. Les paramètres optimisés et la plage de variation des paramètres estimés par la mesure sont indiqués au Tableau 6.14.

6.4.3.3 Validation et performance du modèle hydrologique

Les paramètres optimisés (Tab. 6.14) ont été utilisés pour simuler le comportement des années 1997, 1998, 1999, 2000 et 2001. Les résultats sont indiqués au Tableau 6.15. La Figure 6.30 montre les résultats des simulations sur les années 1997-2000 pour le piézomètre EV₂ (Fig. 6.30a), et sur les années 1999-2001 pour le piézomètre BV₁₆ (Fig. 6.30b). Les séries temporelles des piézomètres (BV₅, CV₃, DV₂), non introduits dans le processus de calage, ne sont pas représentées. Le **comportement hydrologique général est très bien reproduit par le modèle, bien que certains pics (BV₁₆) sont sous-estimés ou non reproduits**, en particulier en 2001. Ceci n'est pas préjudiciable à la performance du modèle car ces pics transitoires n'influencent pas la cinématique du glissement-coulée (§ 7.1, Malet *et al.*, 2001a). L'amplitude des fluctuations et les périodes de drainage sont bien reproduites ; ceci démontre que l'estimation de l'évapotranspiration potentielle par la formule de Penmann est bien adaptée à ce milieu, que le module de rayonnement spatialisé *ICARE-PcRaster* donne des résultats satisfaisants et que l'évapotranspiration réelle est bien reproduite. A l'inverse, la rapidité des épisodes de recharge n'est pas toujours bien reproduite, même si l'utilisation de la version modifiée du module 'double porosité' donne de meilleurs résultats (Malet *et al.*, 2003d). Souvent, la remontée piézométrique simulée s'étale sur plusieurs jours (novembre 1997, mai 2001). De plus, la quantité d'eau de fonte équivalente simulée par le module de 'manteau neigeux' est sous-estimée, car la densité de la neige n'est pas introduite dans le modèle (§ 6.4.1.2.2).

Figure 6.30 – Niveaux piézométriques observés et simulés sur les années 1997-2001. (a) : Entre janvier 1997 et décembre 2001 pour le site EV2 ; (b) : Entre janvier 1999 et décembre 2001 pour le site BV16. La période de calage est indiquée en grisé.

figure6.30.jpg

Les erreurs quadratiques moyennes de la période de validation sont plus élevées que celles de la période de calage, en particulier pour les piézomètres situés dans la partie amont du glissement-coulée (*BV5*, *CV3*). L'erreur absolue sur les sites de l'unité *UHG1* est plus importante que sur les sites de l'unité *UHG2*. Néanmoins, les erreurs restent modérées : pour la période de calage, l'erreur absolue sur les teneurs en eau volumique est d'environ 4%, et sur les fluctuations piézométriques de 0.22 m ; en moyenne, pour la période de validation, ces erreurs augmentent d'environ 10% (erreur moyenne de 5% pour la teneur en eau volumique, de 0.26 m sur la piézométrie). Cette erreur est essentiellement à attribuer au bilan hydrique de la couche $C1a_1$ dont le comportement numérique est le plus instable. La seconde et la troisième couche sont numériquement stables. Ces valeurs soulignent **la performance du modèle à reproduire les niveaux d'eau** (sur différents sites et différentes périodes) **d'un glissement-coulée dans les 'Terres Noires', en climat méditerranéen de montagne.**

L'analyse des flux de forçage aux limites supérieures de l'objet indiquent que toutes les précipitations s'infiltrent, alors que toute l'évapotranspiration réelle peut s'exfiltrer du système hydrologique ; ceci est un effet de la résolution temporelle choisie. Au pas de temps 6h, toutes les précipitations sont distribuées également sur l'intervalle de temps, ce qui a tendance à diminuer l'intensité des précipitations et donc à limiter l'influence des fissures. La résolution temporelle explique en partie le faible flux moyen annuel dans les fissures ($0.14 \text{ mm.jour}^{-1}$, soit un total annuel moyen d'environ 50 mm.an^{-1}).

Tableau 6.15 – Validation du modèle hydrologique STARWARS sur des sites non introduits dans le processus de calibration. Erreurs quadratiques moyennes des périodes de calage et de validation.

	Cal	Val	R*
EV ₂	0.271	0.378	1.39
BV ₁₆	0.347	0.517	1.49
$\theta_{-0.56 \text{ m}}$	0.361	0.489	1.35
$\theta_{-1.08 \text{ m}}$	0.372	0.427	1.14
BV ₅	0.584	0.718	1.23
CV ₃	0.510	0.627	1.22
DV ₂	0.389	0.471	1.21

Cal est la RMSE pour la période de calage (avril-mai 1999) ; Val est la RMSE pour la période de validation (1997-2001) ; R* est le rapport entre la RMSE de la période de validation et la RMSE de la période de calage. Un ratio supérieur à 1 indique que la RMSE a augmenté pour la période de validation.

Le modèle permet de représenter les niveaux d'eau sous forme de cartes à chaque pas de temps. La Figure 6.31 montre l'exemple de l'année 1999 ; une carte est représentée aux dates du 15 février, 15 mai, 15 août et 15 novembre. Les niveaux d'eau élevés du printemps, le drainage de l'été et les niveaux d'eau élevés de l'automne sont bien représentés. Pendant l'été, le drainage de la nappe par la ravine intra-coulée tend à abaisser les niveaux d'eau dans la partie centrale de la coulée. Au printemps et à l'automne, les niveaux d'eau les plus élevés se localisent dans la partie amont, et notamment sur le replat supérieur (transect A).

Figure 6.31 – Représentation spatialisée des niveaux d'eau avec le temps. Une carte est calculée à chaque pas de temps (6 h) (C).

figure6.31.jpg

6.4.4 Conclusion sur la modélisation hydrologique distribuée

Avant que le modèle ne soit appliqué, il est utile d'énumérer ses limites, possibilités et incertitudes. Elle définissent le potentiel du modèle à fournir des scénarios d'évolution 'réalistes'. Les conclusions suivantes peuvent être avancées :

- **le choix d'une période de calage courte peut suffire à optimiser le modèle.** En fonction des objectifs de la modélisation, le calage sur une période de recharge permet une bonne représentation des teneurs en eau volumique dans la zone non saturée et des niveaux d'eau ;
- **l'anisotropie de perméabilité Rat_K , la porosité de sub-surface n et la conductivité hydraulique à saturation K_{sat} , influencent fortement les résultats.** La distribution des paramètres pour la couche de surface permet d'optimiser la performance du modèle. L'analyse montre que les valeurs des paramètres hydrodynamiques estimées *in-situ* et au laboratoire et les valeurs inversées avec le modèle sont proches. Ceci a pu être mis en évidence grâce à la banque de données multi-paramètres, collectés pendant une longue période par croisement de méthodes (§ 5.4.1), qui a permis de définir des plages précises de distribution des paramètres. Néanmoins, si nous comparons uniquement le paramètre optimisé et la valeur obtenue au laboratoire ou sur le terrain, les valeurs diffèrent parfois très largement selon les modes d'acquisition des données. Comme cela a été souligné à la section § 5.4.2, par exemple pour les mesures de conductivité hydraulique, il est préférable, dans ce milieu très hétérogène, de réaliser des mesures *in-situ* par pluies artificielles (sur une surface large) plutôt que des essais *Trims* ou *Beerkan* (sur des volumes de sol très faibles). Ceci n'est en soi pas original, et traduit le problème de la représentativité spatiale des mesures, fonction à la fois des méthodes utilisées et de l'hétérogénéité du milieu. Une **approche morphologique par description des états de surface selon des critères adaptés** (Malet *et al.*, 2003a) permet d'identifier des 'aires morphologiques représentatives', validées *a posteriori* par les caractéristiques hydrodynamiques des matériaux et les réponses piézométriques ('unités hydro-géomorphologiques').

- bien que plus faible que les variations de teneurs en eau volumique, l'influence des fluctuations du niveau piézométrique sur l'optimisation du modèle est importante, le modèle ne peut être optimisé sur une série temporelle unique. Ceci indique qu'un **couplage fort existe entre la zone non saturée et la zone saturée** du glissement-coulée, et que le choix d'un modèle à base physique, couplé saturé/non saturé est judicieux. *A contrario*, cette **validation à partir d'une période de calage courte** souligne également le choix de la variable interne à ajuster, le choix de la 'fonction objectif' et indique, *a priori*, un **défaut dans la structure du modèle** (processus non pris en compte, problème sur les séries d'entrée, adéquation pas de temps/maillage) :
 - • une **schématisation de l'espace en trois couches** implique que le transfert de l'eau, de la surface topographique jusqu'au contact avec le substratum, dure au moins **trois pas de temps** (3 x 6 h). Selon la durée, la réponse est plus ou moins retardée. En conséquence, la configuration optimale du modèle peut changer si différents incréments de temps sont utilisés ;
 - • la **faible qualité de la simulation des niveaux d'eau à l'hiver 1998/99** indique que le phénomène de cryo-succion n'est pas représenté par le modèle ;
 - • le **processus d'infiltration dans les fissures** est représenté de manière **empirique** ; si la version modifiée du module 'double porosité' permet de représenter plus finement ce processus, un paramètre supplémentaire est nécessaire ;
 - • le **modèle est calé en ne considérant aucun drainage à l'aval**, ce qui ne correspond pas à la réalité puisque une partie du débit des torrents latéraux est alimenté par l'aquifère du glissement-coulée (Fig. 3.9 ; Fig. 6.2). Cette constatation laisse supposer que, outre les flux atmosphériques, le flux entrant à l'amont (écoulement saisonnier depuis la couronne du glissement-coulée) balance le flux de drainage de l'aquifère par les torrents latéraux. Un hydrogramme a été construit, à partir de quelques mesures au débitmètre capacitif, pour représenter cet écoulement à l'amont (de mai à juillet, avec un débit faible de $0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ le premier mois, $0.05 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, le deuxième et $0.005 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ le dernier). En incorporant cet apport d'eau supplémentaire au modèle optimisé, le niveau d'eau au printemps est supérieur en moyenne de 0.20 m dans l'unité *UHGI* et de 0.10 m dans l'unité *UHG2* ; la forme générale du régime piézométrique est identique. **En supposant tous les paramètres hydrologiques du modèle constants, cette analyse montre que le débit de la nappe**

est faible et compensé par les apports à l'amont. Les premiers résultats de l'analyse géochimique en cours indiquent que le débit de la nappe dans les deux torrents latéraux entre les transects C et E est proche de $0.005 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ces résultats doivent être confirmés⁶⁵.

- le **modèle peut paraître surparamétré**, même si la plupart des paramètres peuvent être estimés par des mesures directes *in-situ* ou au laboratoire. Cette surparamétrisation du modèle, bien que justifiée par une discrétisation objective de l'espace en trois unités différenciées, peut compenser les résultats. Comment alors identifier le bon jeu de paramètres interdépendants ? en outre, pour des glissements de terrain de plus grande ampleur, ou plus complexes car constitués de plusieurs matériaux très différents, ce grand nombre de paramètres peut être rédhibitoire.
- la **partition 'volume d'eau de fonte' et 'volume d'eau précipité' n'est pas connue** ; l'installation (octobre 2003) d'une sonde de conductivité, d'une sonde de température de l'eau et de treize électrodes de polarisation spontanée, couplée à l'analyse géochimique devrait permettre d'apporter des éléments de réponse. Les volumes de neige infiltrés sont déduits par modélisation inverse dans le code de calcul *STARWARS*, sans validation spécifique de ce flux. Enfin, il existe toujours une incertitude importante sur l'estimation de l'ETP, et donc des précipitations effectives.

Un des intérêts d'une modélisation déterministe à base physique est de **quantifier les effets d'un changement environnemental sur la réponse du système hydrologique**. Dans le cas du glissement-coulée de *Super-Sauze*, il est intéressant d'**estimer les variations de l'hydrologie simulée pour des variations importantes des forçages atmosphériques** (précipitation prolongée supérieure à la moyenne, réduction de l'évapotranspiration

⁶⁵ Pour quantifier les échanges 'nappe-torrent', étudier les origines de l'eau, les temps de résidence et identifier des unités hydro-géochimiques, une étude géochimique approfondie est réalisée par V. Marc et C. Emblanch (Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon) dans le cadre du projet ACI-SAMOA : *Surveillance et Auscultation de Mouvements Gravitaires Alpains*.

potentielle, etc). Les effets locaux du changement climatique global sur le prochain siècle sont difficiles à estimer, et font l'objet de nombreuses études dans la communauté scientifique météorologique. Kilsby *et al.* (1998) ont calculé les variations de précipitations en Europe de l'Ouest ; ils indiquent une augmentation globale de 2 à 2.5% des précipitations par degré Celsius de réchauffement, avec des précipitations supérieures dans les périodes hivernales et estivales. Les variations d'évapotranspiration potentielle sont plus difficiles à prévoir, car elles sont corrélées au changement d'occupation du sol. A cause de ces difficultés, les effets d'une variation des forçages climatiques sur l'hydrologie du glissement-coulée sont estimés par une analyse de sensibilité ; les séries temporelles moyennes de précipitations et d'évapotranspiration potentielle ont été majorées ou minorées de 10% et 20% ; la série temporelle moyenne de températures a été augmentée de 1.5°C (Dehn et Buma, 1999) ; le rayonnement net moyen n'a pas été modifié.

La Figure 6.32 indique les variations relatives du niveau d'eau au pied de la coulée (site EV₂) en fonction des variations ci-dessus. La variation relative est estimée en divisant le niveau d'eau moyen simulé par le niveau d'eau moyen observé en 1999. Les variations des cumuls précipités ont une influence double sur le niveau d'eau moyen par rapport à l'évapotranspiration potentielle. Une diminution de l'évapotranspiration potentielle a un effet relativement limité sur le niveau d'eau moyen ; l'évapotranspiration potentielle n'est pas un facteur limitant car aucune végétation ne recouvre le glissement-coulée. Les variations, négatives ou positives, des précipitations jouent un rôle plus important ($\pm 40\%$). L'influence des forçages est cohérente avec les scénarios identifiés pour le bassin de *Barcelonnette* par Buma et Dehn (1998).

Figure 6.32 – Influence relative des variations du forçage atmosphérique sur le régime hydrologique (niveau d'eau moyen au pied de la coulée, site EV₂). Les variations relatives sont rapportées à la position moyenne de la nappe pour l'année 1999 (ie. -1.17 m)

figure6.32.jpg

6.5 Conclusion sur le comportement hydrologique des glissements-coulées dans les ‘*Terres Noires*’

L’objectif de ce chapitre était d’apporter des éléments de réponse aux questions suivantes : Peut-on quantifier le comportement hydrologique (saturé, non saturé) des glissements-coulées dans les ‘*Terres Noires*’ avec un modèle déterministe à base physique ? **Quel est son pouvoir prédictif ? Et quels sont les paramètres (et leur précision) les plus importants à obtenir pour transposer les résultats à d’autres sites ?**

Répondre à ces questions nécessite dans un premier temps un ‘bon jeu de données’, adapté à la modélisation envisagée. La précision des mesures et leurs intervalles de confiance sont décrits dans la section § 6.2. Les caractéristiques du climat d’altitude et les relations ‘*apports d’eau-piézométrie*’ sont discutées dans la section § 6.3. Les analyses statistiques indiquent que le comportement non-linéaire de la zone non saturée doit être pris en compte dans la modélisation hydrologique.

Un **concept hydrologique** en trois couches est proposé pour les glissements-coulées dans les ‘*Terres Noires*’, à partir d’une analyse statistique approfondie des séries temporelles météo-climatiques et hydrologiques. Le système hydrologique ‘glissement-coulée’ apparaît en équilibre avec le climat local observé (drainage en période de déficit pluviométrique ; recharge en période d’excédent pluviométrique) ; les teneurs en eau et la position de la nappe phréatique fluctuent à l’échelle saisonnière en réponse aux forçages climatiques. Le régime hydrologique est influencé par deux épisodes de recharge, un à la fin du printemps et un deuxième au début de l’automne. Les variations piézométriques rapides à une pluie supérieure à 5 mm sont attribuées à un écoulement matriciel et à un écoulement préférentiel dans un réseau de fissures interconnectées. La profondeur moyenne de ces fissures correspond à l’interface entre la zone non saturée et la zone saturée. Les observations indiquent qu’elles peuvent transmettre des quantités d’eau importantes en profondeur, en particulier quand elles sont saturées. Aucune alimentation profonde par le ‘corps mort’ de la coulée n’a été identifié ; ce dernier est considéré imperméable.

Ce concept est introduit dans le **modèle distribué à base physique STARWARS**, qui utilise les séries temporelles de précipitations, d'évapotranspiration potentielle, de température et de rayonnement pour décrire et prévoir les variations de teneurs en eau et les fluctuations piézométriques.

Une période de calage de deux mois apparaît suffisante pour optimiser le modèle et évaluer sa performance par rapport à une connaissance *a priori* du site. Une analyse de sensibilité montre que les paramètres les plus influents sont **l'anisotropie de perméabilité, la porosité et la conductivité hydraulique à saturation**. Le calage du modèle dans les limites de la variabilité naturelle de l'ensemble des paramètres, fournit un essai interne pour l'adéquation des équations constitutives et la pertinence de la structure interne du modèle. La validation du modèle souligne sa **robustesse**, malgré des défauts (sous-estimation du flux drainé par les fissures, pas de cryo-succion, aucun terme de drainage, surparamétrisation). Les niveaux d'eaux spatialisés sont bien reproduits à l'échelle du glissement-coulée. **L'erreur absolue sur les teneurs en eau volumique est d'environ 4%, et sur les fluctuations piézométriques de 0.22 m**. Ces résultats numériques confirment que l'hypothèse d'un écoulement vertical uniquement matriciel n'est pas valide pour les glissements-coulées dans les 'Terres Noires' ; les modèles doivent incorporer un écoulement préférentiel, qu'il convient de quantifier. Ces recherches sont en cours, pour le développement méthodologique, dans le cadre du projet *ACI-CatNat SAMOA* (polarisation spontanée, investigation hydro-géochimique).

C'est sans doute moins en prolongeant la période de calage qu'en augmentant le nombre de sites et de variables utilisés que pourra être amélioré le modèle. La validation sur **d'autres variables internes et d'autres périodes** doit être poursuivie, sans modifier le jeu de paramètres estimés ou calés, notamment pour intégrer des événements extrêmes peu fréquents. Une **validation multi-sites** (transposition) doit être entreprise avec un minimum de données, sur des glissements de terrain similaires. Ces **données de base** à acquérir sont la **topographie de surface** et de **sub-surface** (interface des couches), une **série temporelle** (une année) **de niveaux d'eau** pour l'optimisation de l'écoulement saturé, une **série temporelle de teneurs en eau** pour l'optimisation du bilan hydrique dans la zone non saturée, des valeurs de porosité et de conductivité hydraulique à saturation, ces dernières étant estimées *in-situ*.

L'incertitude dans l'interprétation du modèle souligne la nécessité d'un ensemble de paramètres parcimonieux pour lesquels les valeurs peuvent être obtenues à partir **de mesures de terrain** sans trop de difficultés. La connaissance acquises sur le site de *Super-Sauze* et les plages de variation des paramètres doivent permettre de limiter l'investigation sur ces autres sites. Encore trop rarement appliquée en 'hydrologie des glissements de terrain', une telle **procédure de validation multi-temporelle, multi-variable et multi-site** oblige à définir une stratégie d'acquisition et d'utilisation optimale des données de base, sur de longues périodes.

Le modèle peut être utilisé pour quantifier des variations des forçages atmosphériques ; les données simulées peuvent être introduites en conditions initiales des modélisations géomécaniques des déplacements, dans une **chaîne de modélisation**. Il convient de rappeler que, en raison de l'incertitude du paramétrage qui résulte de la variabilité naturelle des paramètres, des erreurs de mesure et d'instabilités numériques, le modèle physique ne fournit qu'une estimation de la réalité et en aucun cas une réponse absolue, malgré sa nature déterministe.

Chapitre 7. MODELISATION

HYDRO-MECANIQUE : GLISSEMENT ‘LENT’, ECOULEMENT RAPIDE ET ETALEMENT

Ce chapitre a pour objectif d’analyser la relation ‘*nappe-déplacements*’ pour les glissements-coulées dans les ‘*Terres Noires*’ et de quantifier l’influence des variations du niveau hydrostatique (seuil de pressions interstitielles) sur leur mobilité. L’analyse et la modélisation numérique sont réalisées à **deux échelles de temps** : l’**échelle annuelle**, où des variations saisonnières de vitesses sont observées (§ 7.1), et l’**échelle d’un événement**, où des **écoulements gravitaires rapides**, potentiellement catastrophiques, peuvent être libérés sous certaines conditions (§ 7.2).

Dans un premier temps, les mécanismes du mouvement (ou cinématique) sont évalués et quantifiés. Pour des glissements-coulées affectant des matériaux argilo-marneux, les mécanismes de mouvement lent sont divisés schématiquement en **deux catégories** : des **déformations visco-plastiques (fluage) continues et relativement faibles**, et des **déformations plastiques soudaines qui conduisent à la rupture**. Selon la teneur en eau, la pente d’écoulement et les pressions interstitielles, le volume libéré peut accélérer et former un écoulement concentré rapide de type coulée boueuse de débris ou lave torrentielle boueuse. Le mécanisme de fluage visco-plastique suppose une certaine rigidité du matériau en deçà d’un seuil de contrainte ; le mécanisme de déformation plastique a une amplitude de

distorsion qui s'étend d'un seuil de déformation (fluage primaire) à un seuil de rupture (fluage secondaire) ; le troisième mécanisme est un écoulement viscoplastique fluide (§ 2.3.1).

L'analyse de la relation '*nappe-déplacements*' permet de proposer un concept hydro-mécanique (§ 7.1.1, § 7.1.2). Différentes expressions analytiques de lois de comportement sont testées (§ 7.1.3), et des simulations 'exploratoires' avec le code éléments finis *GefDyn* et une loi de comportement élastoplastique multi-mécanismes sont présentées (§ 7.1.4). Deux codes rhéologiques de propagation et un code rhéologique d'étalement sont validés sur des observations terrain (§ 7.2).

7.1 La cinématique 'lente' du glissement-coulée de *Super-Sauze* : concept hydro-mécanique et seuil de pressions interstitielles

La météorisation des blocs de '*Terres Noires*' détachés du massif rocheux conduit à la transformation progressive du matériau en une matrice silto-sableuse, à forte capacité de rétention, qui acquiert des caractéristiques d'écoulement (§ 5.3, § 5.5, § 7.2). Les fluctuations saisonnières d'une nappe libre contrôlent la dynamique de l'écoulement.

Les **déplacements de surface** du glissement-coulée sont approchés à partir du réseau de surveillance topométrique, extensométrique et GPS décrit à la section § 6.2.1 et par les références Maquaire *et al.* (2001) et Malet *et al.* (2002c). Différentes générations de cibles topométriques ont été implantées par Weber (1993, 2001) et Malet (1998) pour suivre le recul de l'escarpement principal et de la couronne, et quantifier l'avancée de la coulée dans le bassin torrentiel. Soixante cibles sont suivies actuellement (réseau de 3^e génération, -Weber, 2001-). Les **déplacements en profondeur** sont approchés par quelques mesures inclinométriques ; les importantes vitesses de surface ont pour conséquence le cisaillement rapide des dispositifs, ce qui interdit le suivi des déplacements en profondeur sur une longue durée (§ 5.1.3.3). Ce suivi permet d'évaluer la **direction** et de quantifier l'**amplitude** (planimétrie, altimétrie), la **vitesse** et l'**accélération** du phénomène.

Il serait fastidieux de décrire la cinématique de chaque cible topométrique ; une analyse détaillée peut être trouvée dans Malet (1998) et Weber (2001). Seules les principales caractéristiques des différentes phases cinématiques (accélération, ralentissement, arrêt) de la coulée sont décrites ci-dessous. La cinématique de la couronne est décrite par Weber (2001).

7.1.1 Variabilité des déplacements et concept hydro-mécanique

7.1.1.1 Amplitude et variabilité spatiale des déplacements

Les **déplacements de surface** sont **importants**, mais **très hétérogènes** sur l'ensemble de la coulée. Les normes et directions des vecteurs-déplacements, confirment le compartimentage de la coulée en 'gouttières' longues et étroites, en relation directe avec la topographie fossilisée d'échines et de ravines (§ 5.1.3). Ces compartiments présentent des comportements cinématique et hydrodynamique différents, variables saisonnièrement en relation avec les conditions météo-climatiques.

Dans la **zone d'ablation**, les directions des vecteurs-déplacements ($N5^{\circ}$ - $N10^{\circ}$) sont obliques ou transverses par rapport aux axes des crêtes et ravines ($N305^{\circ}$ - $N310^{\circ}$, Fig. 7.1a), indiquant clairement que dans cette zone amont en pente forte, la gravité l'emporte sur l'influence de la paléotopographie. A l'opposé, dans la **partie amont de la zone d'accumulation**, la direction générale des déplacements correspond à la ligne de plus grande pente et à l'axe d'écoulement préférentiel du matériau dans les anciennes ravines : les changements successifs de direction des déplacements correspondent au tracé sinueux de la morphologie de la coulée (Fig. 3.9 ; § 3.3.3). Dans la **partie aval de la zone d'accumulation**, entre les profils C et D, les changements de direction épousent le tracé courbe de l'échine E_8 (Fig. 5.3), invisible de la surface. Les vecteurs-déplacement sont calés sur la paléotopographie (Malet *et al.*, 2001a).

Le compartimentage de la coulée par la topographie fossilisée est bien visible notamment entre les transects A, B et C (Fig. 5.6 ; Fig. 7.1b), et au centre de la coulée où les déplacements sont les plus importants. Les cibles topométriques situées sur les anciennes

échines *in situ* (E₁, E₄, E₆) sont stables (Malet *et al.*, 2002c), ce qui confirme qu'elles sont en place.

L'amplitude des déplacements diminue de l'amont vers l'aval de la coulée et du centre vers les bords (Figure 7.1a). Les déplacements maxima observés (sur le réseau de soixante cibles) entre juillet 1996 et août 2003, s'échelonnent, en planimétrie entre 38.5 m (transect B) et 3.75 m (transect E), et en altimétrie, entre -13.75 m (transect B) et -0.22 m (transect E). Sur la période 1991-2001, les déplacements maxima observés dans la partie centrale de la coulée atteignent 82 m en C, 32 m en D, et 15 m en E (Fig. 7.2a).

Figure 7.1 – Comportement cinématique du glissement-coulée de Super-Sauze. (a) : Carte morphologique, vecteurs-déplacement et détail des vecteurs de la zone d'ablation (période 1996-2000, modifié de Malet *et al.*, 2002c) ; (b) : Vitesses moyennes maximales sur la période juin 1996 – août 2003.

figure7.1.jpg

Le Tableau 7.1 détaille les déplacements moyens (planimétrie, altimétrie) et les vitesses maximales et moyennes observées par transect d'investigation sur la période 1991-2003, en intégrant les données recueillies par Weber (2001) sur la période 1991-1998. La pente moyenne de la bande de cisaillement en profondeur, déduite des vecteurs-déplacement tridimensionnels cumulés, est indiquée (Malet, 1998). Sa valeur, qui diminue de l'amont vers l'aval de la coulée, est très proche de l'angle de frottement résiduel ($\phi'_r = 20-21^\circ$, § 5.5) ce qui confirme que certains secteurs sont proches de l'état d'équilibre limite ; la pente moyenne de la bande de cisaillement varie entre 27° sur le transect B et 17° sur le transect D. Sur le replat inférieur, des dénivelées positives sont observées depuis 1997 (+0.10 à +0.25 m.an⁻¹), traduisant une accumulation progressive du matériau à l'aval.

Le glissement-coulée présente des vitesses très variables. Les vitesses maximales sont observées dans la partie amont, entre les transects B et C (Fig. 7.1a). Les eaux de l'impluvium sont canalisées, depuis l'amont, sous le replat supérieur (transect A, limite de la zone d'ablation), entre les deux anciennes échines principales E₄ et E₃ (Fig. 5.3) au tracé continu (Malet *et al.*, 2000a ; Malet *et al.*, 2002a). **Les vitesses moyennes maximales enregistrées sont supérieures à 0.03 m.jour⁻¹ dans le compartiment central, alors qu'elles sont inférieures à 0.002 m.jour⁻¹ dans le compartiment externe peu alimenté et drainé latéralement par le torrent.** A l'aval du transect C, les vitesses moyennes sont plus faibles, en raison d'un niveau hydrostatique moyen plus profond (Tab. 6.6), du drainage par la ravine intra-coulée encaissée de 4 à 5 m, et d'une diminution de la pente de la bande de cisaillement (Tab. 7.1).

Ainsi, si l'on prend en compte les vitesses moyennes annuelles rapportées à la vitesse moyenne du pied de la coulée (profil E), représentative de la cinématique sur le long-terme (Fig. 7.2b), on constate :

- à l'amont, des vitesses très élevées, qui peuvent atteindre 900% de la valeur de référence. A l'aval, les vitesses diminuent progressivement ;
- une forte variabilité inter-annuelle des vitesses. Des pics de vitesses sont observés en 1992, 1995, 1996, 1999 et 2000, suite à des cumuls pluviométriques importants (Fig. 7.2a) ;
- aucune redistribution des déplacements le long du glissement-coulée n'est, pour l'instant, observée.

Tableau 7.1 – Déplacements (planimétrie, altimétrie) et vitesses moyenne et maximale observées à Super-Sauze sur la période 1991-2001.

	A	B-1	B-2	C	D	E
		*	**			
<i>n</i>	8	21	6	18	12	10

Planimétrie

Déplacement moyen annuel (m)	7.4	9.5	0.2	5.7	3.7	1.7
Ecart-type moyen annuel (m)	2.6	7.6	0.2	4.6	2.1	1.1
Déplacement maximal (m)	8.9	14.1	0.4	8.5	3.8	2.6

Altimétrie

Déplacement moyen annuel (m)	-2.6	-4.3	-0.1	-2.1	-1.3	+0.2
Ecart-type moyen annuel (m)	1.8	2.7	0.1	0.9	0.5	0.1
Déplacement maximal (m)	-4.3	-8.6	-0.4	-3.6	-2.3	+0.6

Vitesses de déplacement

Vitesse moyenne annuelle (m.jour ⁻¹)	0.0204	0.0262	0.0006	0.0158	0.0103	0.0047
Ecart-type moyen annuel (m)	0.0106	0.0169	0.0002	0.0089	0.0091	0.0034
Vitesse maximale (m.jour ⁻¹)	0.1412	0.3882	0.0315	0.0864	0.0624	0.0506
Pente moyenne de la bande de cisaillement (°)	21	26	16	22	19	/

N, représente le nombre de cibles ; B-1 représente les compartiments central et oriental du transect B ; B-2 représente le compartiment occidental.

Cette répartition du régime de vitesses confirme le stockage progressif de matériau vers l'aval, déjà identifiée par les dénivelées positives sur le transect E. La diminution de la pente en long et la position de l'échine E₉, orientée perpendiculairement à l'axe d'écoulement du matériau, peuvent expliquer cette situation.

7.1.1.2 Dynamique temporelle et concept hydro-mécanique

Le glissement-coulée présente une dynamique saisonnière ; les relations entre la pluviométrie, les fluctuations de la nappe phréatique et les déplacements (Malet *et al.*, 2002a) sont représentées, à la Figure 7.3 sur la période 1997-2001 pour quatre cibles représentatives.

L'amplitude des déplacements est directement contrôlée par le régime hydrologique et les deux périodes de nappe haute (§ 6.3.2.4) : les **accélération**s sont localisées au printemps, à la fonte du manteau neigeux, et à l'automne. **En été**, pendant le régime général de drainage de la nappe, les vitesses diminuent mais ne s'annulent pas ; le matériau continue à s'écouler sous l'influence de la gravité. L'amplitude de l'accélération dépend à la fois de la vitesse de la recharge et de la durée de la période de nappe haute (Malet *et al.*, 2002a).

Figure 7.2 – Cinématique du glissement-coulée de Super-Sauze. (a) : Déplacements tridimensionnels cumulés de trois cibles suivies depuis 1991 ; (b) : Variation temporelle et spatiale des vitesses de déplacement moyenne sur la période 1991-2001. Les vitesses sont exprimées en pourcentage de la vitesse moyenne au pied de la coulée (transect E) représentative de la cinématique sur le long-terme.

figure7.2.jpg

Il est remarquable de noter que les vitesses maximales se localisent dans les secteurs où les niveaux d'eau, moyens et maximaux, sont les plus élevés. Cette périodicité est identifiée sur toutes les cibles, quelle que soit l'amplitude des déplacements. Une corrélation forte existe entre les déplacements maxima observés par site et le niveau d'eau moyen annuel (Malet, 1998).

Figure 7.3 – Relation ‘Apports d’eau – Nappe – Déplacement’ pour quatre sites représentatifs de l’amont à l’aval de la coulée. Les périodes d’accélération et de nappe haute sont indiquées en grisé.

figure7.3.jpg

La relation entre la pluviométrie, les fluctuations de la nappe phréatique et les déplacements peut être abordée à **l’échelle fine de l’événement pluvieux**, grâce aux mesures en continu par GPS et par extensométrie (Malet *et al.*, 2002a ; Maquaire *et al.*, 2002).

A titre d’exemple, la Figure 7.4a (Malet *et al.*, 2002a) indique l’évolution temporelle des déplacements du site extensométrique ‘mobile’, entre les mois de juin (installation du dispositif) et de novembre 1999 (enlèvement du dispositif avant les chutes de neige). Les déplacements 3-D atteignent 1.10 m avec une succession de ralentissement et d’accélération, liées aux pressions interstitielles mesurées. La Figure 7.4b montre les déplacements observés en continu sur une période de trois semaines par GPS, pour quatre sites représentatifs de l’amont à l’aval de la coulée, en **période de nappe haute**. Les mesures GPS mettent en évidence un comportement identique de l’ensemble des points ‘mobiles’ : les vitesses de déplacement maximales sont élevées dès qu’un seuil de pressions interstitielles est dépassé. Les pics de vitesses correspondent aux pics de pressions interstitielles. Selon les conditions initiales, les variations de pressions interstitielles entre l’amont et l’aval contrôlent en partie les variations de vitesses. Ainsi, sur les transects B et C, où la nappe est alimentée par la fonte de la neige des secteurs amont de la coulée, les vitesses s’échelonnent entre 0.10 et 0.20 m.jour⁻¹, alors qu’elles ne dépassent pas 0.02 m.jour⁻¹ sur le transect E (COUI). Le rôle des pressions interstitielles est renforcé par la pente en long du terrain qui accentue les différences de vitesses sous l’action de la gravité (Malet *et al.*, 2002a ; Maquaire, 2002). En **période de nappe basse** (étiage), pour le site COU4 (Fig. 7.4c), la vitesse moyenne de déplacement est réduite d’un facteur 100 (0.20 m.jour⁻¹ en période de nappe haute ; 0.02 m.jour⁻¹ en période de nappe basse).

Figure 7.4 – Pressions interstitielles et déplacements. Exemple de l’année 1999. (a) : Relation ‘Apports d’eau – Nappe – Déplacement’ au site extensométrique (transect B) ; (b) : Relation

‘Apports d’eau – Nappe – Déplacement’ pour quatre sites GPS en période de nappe haute (Mai 1999) ; (c) : Relation ‘Apports d’eau – Nappe – Déplacement’ pour le site GPS COU4 en période de nappe basse (Octobre 1999) (modifié de Malet et al., 2002a).

figure7.5.jpg

Localement, les vitesses observées peuvent être plus élevées (compartiment central du secteur B). La nécessité de positionner le point fixe de l’extensomètre sur un site stable limite les possibilités d’implantation à *Super-Sauze* à l’échine E₃ (Fig. 5.3) ; la position du site extensométrique mobile, en situation de convergence de l’écoulement, n’est donc pas représentative des vitesses et déplacements maxima observés ; par contre, la rythmicité observée est représentative.

Les déplacements calculés à partir des positions topométriques (mesures intermittentes) peuvent être réinterprétés à partir des mesures extensométriques et GPS (en continu) ; des séries temporelles continues peuvent ainsi être reconstituées pour toutes les cibles par l’ajustement d’une loi hyperbolique sur les périodes d’accélération et de décélération. Une base de données cinématique, pour vingt points caractéristiques répartis sur l’ensemble du glissement-coulée a été réalisée sur ce principe.

Les mesures en continu, et les mesures intermittentes par topométrie, permettent de fixer des valeurs seuils de référence pour identifier un **concept hydro-mécanique**.

Les pics de vitesses de déplacement (V_{\max}) se situent, dans le temps, sensiblement au moment de la valeur de pression interstitielle maximum (U_{\max} , Fig. 7.4a). Il semble que cette vitesse maximale est liée à la valeur initiale U_0 de la pression interstitielle avant la recharge de la nappe : plus la valeur de U_0 est élevée (rapport U_{\max}/U_0 faible et proche de 1), plus la vitesse maximale mesurée est élevée. L’ensemble des couples ‘*pression interstitielle moyenne journalière-vitesse moyenne journalière*’ permet d’affirmer que le mouvement accélère quand les pressions interstitielles atteignent un seuil critique de 28 kPa (Fig. 7.5a, b).

Figure 7.5 – Modèle conceptuel hydro-mécanique, vitesse et seuil de pressions interstitielles. (a) : Relation entre la vitesse de déplacement et le rapport de pressions interstitielles ; (b) : Relation entre les pressions interstitielles et la vitesse de déplacement (modifié de Malet et al., 2002a) Les points utilisés correspondent aux quatre sites de la Figure 7.3 (période 1997-2001).

figure7.5.jpg

La relation ‘*pression interstitielle-vitesse*’ $v(U)$ peut être modélisée par une **relation statistique hyperbolique** (Fig. 7.5b), qui montre que plus la pression interstitielle augmente, plus la vitesse augmente. Afin d’accorder moins d’importance aux valeurs de vitesses de déplacement faibles ($< 0.005 \text{ m.jour}^{-1}$) observées quand la nappe se situe sous cette valeur palier, le modèle retenu est formalisé comme indiqué à la Figure 7.5b. Dans ces conditions, le coefficient de détermination est élevé ($r^2 > 0.97$). Une enveloppe critique hyperbolique peut être définie.

Les déplacements calculés à partir de cette relation statistique sont sur-estimés par rapport aux déplacements cumulés observés (Fig. 7.6). **Deux erreurs sont commises : la durée de la période de vitesses élevées est très nettement sur-estimée et la période de vitesses faibles, mais non nulles, n’est pas prise en compte.** Dans certains cas, à l’échelle annuelle, ces deux tendances inverses peuvent, plus ou moins, se compenser. Les écarts observés proviennent du fait que :

- chaque période d’alimentation de la nappe, qui provoque les déplacements, est marquée par une histoire hydrologique spécifique dépendante des conditions initiales U_0 ;
- l’hystérèse de la relation $v(U)$ pour une phase de pressions interstitielles croissantes ou décroissantes (symétrie de la variation de vitesses pour un épisode d’accélération ; asymétrie de la variation de pression interstitielle pour un épisode de recharge, Fig. 7.4a) n’est pas pris en compte (Van Asch, 2001 ; Van Asch *et al.*, sous presse).

Outre ces restrictions, ce modèle statistique, ‘aveugle’, a un pouvoir de prédiction limité car les paramètres doivent être ajustés pour chaque épisode de recharge et pour chaque site. Le modèle traduit simplement le contrôle des pressions interstitielles sur les phases d’accélération du mouvement ; il permet d’identifier **deux seuils de pressions interstitielles** :

- un **seuil d’accélération** du mouvement, autour de 28 kPa ;
- un **seuil critique de rupture** (pression interstitielle maximale théorique U^*_{\max}), autour de 38 kPa.

Figure 7.6 – Modélisation des déplacements journaliers par une relation statistique hyperbolique $v(U)$. Exemple du site BV16 (extensomètre mobile) pour l’année 1999.

figure7.6.jpg

Finalement, les déplacements et les vitesses observés sur le glissement-coulée de *La Valette*, sur le glissement-coulée de *Boulc* et sur le glissement-coulée de *Poche* varient dans le même ordre de grandeur (Van Beek et Van Asch, 1996 ; Bogaard, 2001 ; Guillon, 2001 ; Squarzoni *et al.*, 2003). D’après la classification cinématique de Cruden et Varnes (1996), les **glissements-coulées dans les ‘Terres Noires’ peuvent être définis comme lents.**

7.1.2 Stabilité du glissement-coulée et localisation des secteurs les plus instables

L’approche classique pour estimer la stabilité d’un versant est de calculer un coefficient de sécurité F_s pour différents mécanismes de rupture potentiels (§ 1.4.2, § 2.4.1, § 4.13) Une situation instable est prédite quand le moment moteur est supérieur au moment résistant. Dans notre cas, l’objectif du calcul de stabilité est 1 **d’évaluer la variation du coefficient de sécurité pour différentes combinaisons de pressions interstitielles** et 2 **de localiser les**

secteurs de faiblesse, *ie.* les secteurs où la probabilité de rupture et/ou de vitesse maximale est la plus élevée.

Une analyse a été effectuée sur un profil en long du glissement-coulée (Fig. 7.7a), avec l'hypothèse d'une rupture plane dans une bande de cisaillement à l'interface '*unité active-corps mort*', selon le schéma géotechnique discuté à la section § 5.1.3. Les interfaces des couches géotechniques sont celles introduites dans la modélisation hydrologique. Les caractéristiques résiduelles ($\phi'_r = 20^\circ$, $c'_r = 0$ kPa) ont été utilisées pour la bande de cisaillement. Les niveaux d'eau moyen maxima (conditions les plus défavorables) et minima simulés avec le modèle hydrologique *STARWARS* sur le profil ont été introduits en conditions initiales statiques. Le calcul a été réalisé avec le code *SLOPE/W* (Geoslope Inc., 1998) selon la méthode de *Morgenstern-Price* (Michalowsky, 1995) ; le calcul tient compte des réactions des tranches situées à l'amont et à l'aval de la tranche considérée. Les valeurs maximales du coefficient de sécurité (sans eau) n'ont pas été calculées.

Les résultats sont présentés à la Figure 7.7b. On remarque que le coefficient de sécurité global, pour des niveaux d'eau maxima et minima, est respectivement de 1.04 et 1.11. Le glissement-coulée est globalement en **situation d'équilibre limite**. Ce coefficient global inférieur à 1.20 (seuil couramment admis pour discriminer les glissements à déplacement continu dans le temps des glissements à déplacement discontinu, -Pouget et Livet, 1994-) confirme que, globalement, les vitesses ne s'annulent jamais. Localement, le coefficient de sécurité peut atteindre une valeur supérieure à 1.20, ce qui ne signifie pas que le mouvement est stoppé car la poussée du matériau à l'amont n'est pas pris en compte dans le calcul. Les coefficients de sécurité les plus faibles, souvent inférieurs à l'unité même pour les niveaux d'eau les plus bas, sont localisés dans le secteur amont, entre les transects A et C. Ce secteur présente les vitesses de déplacement et le potentiel de rupture les plus élevés.

Figure 7.7 – Stabilité statique du glissement-coulée de Super-Sauze. (a) : Profil en long schématique et discrétisation en couches géotechniques ; (b) : Variation du coefficient de sécurité de chaque tranche de 20 m le long du profil en long pour deux niveaux d'eau.

figure7.7.jpg

Les conclusions suivantes peuvent être retenues de l'analyse de stabilité statique :

- avec l'hypothèse d'une bande de cisaillement à l'interface '*unité active-corps mort*', entre -5 et -9 m de profondeur selon les secteurs, le glissement-coulée est en **état d'équilibre limite pour la gamme de variation de pressions interstitielles caractéristique du site** ;
- le **secteur le plus instable de la coulée est la partie amont de la zone d'accumulation**, où conjointement les niveaux d'eau les plus élevés et la pente de la bande de cisaillement la plus forte sont rencontrés ;
- pour **obtenir un coefficient de sécurité global > 1.20, le niveau d'eau minimal devrait être abaissé d'environ 1 m**. Localement, dans la partie la plus active (transect B), même en conditions sèches, le coefficient de sécurité est proche de l'unité ($F_s = 1.06$).

7.1.3 Modélisation analytique des déplacements par différentes lois de comportement

Les calculs précédents permettent uniquement de classifier le glissement-coulée en secteurs stables ou instables ; pour prédire l'évolution à court- et long-terme, des informations sur la cinématique sont nécessaires.

A partir des mesures inclinométriques (sondage *F1*, *EP8*, *CPZI*, Fig. 5.8a ; § 5.1.3.3), deux interprétations du profil de vitesse peuvent être proposées, pour la partie amont du glissement-coulée :

- la présence en profondeur, d'une zone viscoplastique (en fluage lent) sur une épaisseur de 4.50 m, avec un gradient de cisaillement estimé à 10^{-10} s^{-1} , et un corps rigide-plastique en surface ;
- la localisation de forts déplacements dans une bande de cisaillement peu épaisse ($\pm 0.20 \text{ m}$) vers -8.85 m de profondeur (dans ce cas, la rigidité du tube inclinométrique reproduit la déformation sur une tranche épaisse de 3 m) et un corps rigide-plastique en surface.

Le suivi sur le long-terme du déplacement (tête de sondage) et de la déformée des tubes (gabarit) laisse supposer **une combinaison de ces deux mécanismes** (bande de cisaillement, zone de fluage, corps rigide-plastique, -Fig. 5.8a-). Les données des tubes inclinométriques *EP8* et *CPZI* semblent valider cette interprétation. Des profils de vitesse similaires ont également été observés sur d'autres glissements-coulées (*Le Day*, Vulliet, 1986 ; *Chlôwena*, Vulliet et Bonnard, 1996 ; *Salins-les-Bains*, Van Asch et Boggard, 1998 ; *Vadoncello*, Song, 1996 ; Wasowski, 1998).

Ce profil de vitesse complexe nécessite de prendre en compte un mécanisme de fluage lent (Vulliet, 1986 ; Van Asch et Van Genuchten, 1990 ; Bracerdigne *et al.*, 1992 ; Nieuvenhuis, 1991 ; Russo, 1997) pour des valeurs de contraintes tangentielles inférieures à la contrainte de rupture. Sous certaines conditions, le mécanisme lent peut évoluer vers un fluage accéléré et la rupture (Vulliet, 1986 ; Nieuvenhuis, 1987 ; Bogaard, 2001). Avant de retranscrire ce mécanisme par une simulation numérique en éléments finis, l'objectif de cette section est :

- de représenter les mouvements en terme de fluage, en utilisant différentes formulations analytiques de lois de comportement (cisaillement simple) ;
- de valider les hypothèses émises sur le profil de vitesse par un calcul analytique ;
- de quantifier les effets des variations de pressions interstitielles sur le champ de vitesses.

7.1.3.1 Lois de comportement élastoplastiques à effet visqueux

La texture du matériau, et les résultats des essais de cisaillement à gradient de cisaillement faible, laisse supposer que l'utilisation de **lois de comportement élastoplastiques à effet visqueux**, est adaptée pour représenter la relation 'vitesse de déplacement tangentielle-contrainte de cisaillement' $v = f(\tau)$. Ces lois, dont l'expression générique est indiquée à la Figure 7.8a, combinent un **terme de résistance frictionnelle** τ_c (ou seuil d'écoulement), représenté par un critère de *Mohr-Coulomb*, et un **terme de résistance visqueuse** η^* (Vulliet et Hutter, 1988b). La plupart sont construite par analogie avec un corps de *Bingham* (Vulliet, 1986). La relation entre la contrainte de cisaillement et le gradient de cisaillement dv/dz s'exprime par l'équation (1) de la Figure 7.8. Ce type de relation suppose qu'au-dessus du seuil d'écoulement du matériau, les caractéristiques visqueuses dans la zone de cisaillement limitent les vitesses de déplacements à l'inverse de l'accélération infinie prédite dans les modèles purement plastiques (Vulliet et Hutter, 1988c ; Vulliet, 1997).

Pour un calcul précis du profil de vitesse, l'équation (1a) (Fig. 7.8a) doit être intégrée sur l'épaisseur. En première approximation, pour des bandes de cisaillement peu épaisses (0.05-0.20 m), un profil de vitesse rectiligne peut être utilisé (Cartier et Pouget, 1988). Pour un matériau qui bouge sur une bande de cisaillement peu épaisse, la relation entre la vitesse et le champ de contrainte s'exprime par l'équation (2) (Fig. 7.8a). Pour des champs de contraintes en excès plus importants, plusieurs auteurs (Cartier et Pouget, 1988 ; Salt, 1988 ; Bertini *et al.*, 1992 ; Cornforth et Vessely, 1992) indiquent, à partir d'essais de laboratoire et d'observations sur le terrain, une relation non linéaire entre vitesse et contrainte. Un exposant b (facteur d'écoulement), qui décrit la dépendance de la viscosité du matériau à la contrainte de cisaillement, est ajouté à l'équation (2) (Eq. 3, Fig. 7.8a). Le terme η^* est considéré comme la viscosité dynamique intrinsèque du matériau. Vulliet et Hutter (1988c) et Vulliet (2001) indiquent que ce type de relation décrit de manière robuste et simple le comportement du matériau

Plusieurs variantes ont été développées (Ter-Stephanian, 1963 ; Yen, 1969 ; Suhayda et Prior, 1978 ; Angeli *et al.*, 1998), en particulier pour décrire le seuil d'écoulement τ_0 ou la viscosité

dynamique η^* . Une critique de ces lois peut être trouvée dans Nieuvenhuis (1987) et Van Asch et Boggard (1998). Différentes formulations issues des modèles de Ter-Stéphanian (1963) et de Yen (1969), *modèle VCM-2* (Fig. 7.8b), ont été évaluées par Malet et Maquaire (2003). Les résultats ne sont pas détaillés ici. Les auteurs indiquent que le modèle de Yen (1969), qui suppose le seuil de contrainte τ_0 uniquement défini par les paramètres résiduels c'_r et ϕ'_r , et la viscosité constante et indépendante de la contrainte isotrope, fournit les meilleures simulations.

Figure 7.8 – Définition et formulation en cisaillement simple des lois de comportement élastoplastiques à effets visqueux utilisées. (a) : Formulation générale ; (b) Modèle de Yen (seuil de contrainte, viscosité).

figure7.8.jpg

Caler un profil de vitesse (épaisseur de la zone de fluage, épaisseur et profondeur de la bande de cisaillement) suppose de définir une valeur de viscosité dynamique η^* . Ce terme de résistance visqueuse, qui varie avec le temps et le gradient de cisaillement (Vulliet, 1986) peut être approchée par des essais de rhéométrie plan-plan (Coussot, 1997), par des essais de cisaillement à différents gradients de cisaillement (Laloui, 2003) ou par modélisation inverse de mesures inclinométriques (Vulliet, 1986, 2001). Les approches sont comparées à la section § 7.1.3.2.

7.1.3.2 Approche du paramètre ‘viscosité’ à gradient de cisaillement faible et choix d’un mécanisme de mouvement

Pour définir une plage de valeur du paramètre viscosité η^* , trois approches complémentaires ont été utilisées. Les essais de laboratoire ont été réalisés avec le matériau *CIb*, le plus profond, et celui qui est supposé le plus proche des caractéristiques de la bande de cisaillement (dont le prélèvement est impossible, § 5.2.1) :

- le paramètre η^* a été déduit **d'essais rhéométriques** (rhéomètre plan-plan, § 5.6.2.1) sur la fraction $< 400 \mu\text{m}$, aux gradients de cisaillement imposés les plus faibles pour l'appareillage utilisé (1.87 s^{-1}). Les essais ont été menés à trois concentrations volumiques solides ($\phi = 0.40, 0.45, 0.50$). La viscosité est déduite du rhéogramme par le rapport entre la contrainte de cisaillement appliquée et le gradient de cisaillement ; le terme η^* est extrapolé pour une teneur en eau pondérale $W_n = 0.24$ ($\phi = 0.61$) en ajustant une droite linéaire sur les points expérimentaux $\eta^*(\phi)$;
- le paramètre η^* a été déduit **d'essais de cisaillement annulaire** (*ring shear test*), à gradient de cisaillement contrôlé, sur des éprouvettes remaniées (§ 5.5.4). Le protocole utilisé est celui décrit par Nieuvenhuis (1991)⁶⁶. Cinq essais ont été effectués pour chaque contrainte normale σ_n ;
- le paramètre a été déduit des **mesures inclinométriques** des sites *FI*, *EP8* et *CPZI*, pour des conditions hydrologiques partiellement connues, selon le protocole proposé par Vulliet (1986). Les contraintes normales σ_n et tangentielles τ ont été estimées à la profondeur de la bande de cisaillement par le modèle de pente infinie (Skempton et De Lory, 1957). Les pressions interstitielles sont déduites des observations piézométriques. Il apparaît que les vitesses à la base sont une fonction quasi-linéaire du rapport des contraintes effectives τ / σ'_b . Une loi de *Bingham* a été ajustée sur l'ensemble des points expérimentaux. Le coefficient de détermination est acceptable ($r^2 = 0.67$).

⁶⁶ Les essais ont été réalisés à une contrainte effective normale de 110 kPa et 70 kPa pour représenter les caractéristiques de la surface de glissement entre -8 et -9 m sur le transect A et entre -5 et -6m sur le transect B. Les éprouvettes ont été consolidées pendant une durée de 48 h. Les deux demies-boîtes ont été séparées par un entrefer de 400 μm . Différents paliers de gradients de cisaillement ont été appliqués, entre $1.2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ et $1.2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, ce qui correspond à une vitesse de cisaillement comprise entre 0.02 et 0.20 $\text{m}\cdot\text{jour}^{-1}$, qui couvre les variations de vitesses de surface observées à *Super-Sauze*. L'épaisseur de la zone cisailée est supposée égale à 2 cm. Une relation linéaire affine est ajustée sur les points expérimentaux : l'ordonnée à l'origine correspond au seuil d'écoulement τ_c ; la pente de la droite correspond à la viscosité dynamique η^* , exprimée en Pa.s.

Les résultats sont indiqués au Tableau 7.2. Les valeurs entre les essais de laboratoire et les mesures *in-situ* varient sur trois ordres de grandeur, entre 10^{-5} Pa.s et 10^{-8} Pa.s. En particulier, les valeurs estimées par rhéométrie plan-plan sont très faibles. Les deux autres valeurs sont plus significatives, et proches de celles indiquées dans la littérature pour des glissements argilo-marneux avec une surface de rupture située entre -5 et -10 m de profondeur (Vulliet, 1986 ; Van Genuchten, 1989 ; Van Beurden, 1997 ; Bogaard, 2001 ; Laloui *et al.*, soumis). Pour des contraintes normales σ_n comprises entre 70 et 110 kPa, il n'y a pas de relation entre la viscosité dynamique et la contrainte normale.

Tableau 7.2 – Viscosité dynamique η^* déterminée par essais de laboratoire et mesures inclinométriques pour une teneur en eau pondérale $W_n = 0.24$

Estimation	essais plan-plan	essais de cisaillement ($\sigma_n = 70$ kPa / $\sigma_n = 110$ kPa)	mesures inclinométriques
η^* (Pa.s)	$6.7 \cdot 10^{-4}$	$6.5 \cdot 10^{-6} / 7.1 \cdot 10^{-6}$	$9.4 \cdot 10^{-8}$

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer l'écart entre les valeurs 'terrain' et les valeurs 'laboratoire' :

- des essais de laboratoires réalisés à un **gradient de cisaillement trop élevé** par rapport au gradient de cisaillement observé sur le terrain conduisent à une sous-estimation de la viscosité (Ancy, 2001) ;
- une **erreur dans le calcul des contraintes** (hypothèse très simplifiée du modèle de pente infinie qui suppose le déplacement d'un corps rigide) conduit à une sur-estimation de la viscosité (Vulliet, 1986 ; Nieuvenhuis, 1991) ;
- la **non-prise en compte de facteurs locaux 3-D** (convergence de l'écoulement, obstacle) peut conduire à une sous- ou sur-estimation du coefficient de sécurité (Van Asch *et al.*, sous presse) ;

- le **développement de pressions interstitielles négatives en excès**, dans des zones en régime extensif (géométrie chahutée de la bande de cisaillement, obstacle à l'écoulement), peut augmenter 'artificiellement' la viscosité apparente (Keefer et Johnson, 1983).

Ces valeurs de viscosité dynamique ont été utilisées comme paramètre d'entrée dans une **modélisation inverse des déplacements cumulés** du site inclinométrique *FI*, pour différentes configurations du profil de vitesse. L'objectif est d'identifier et de valider, par le calcul, avec les valeurs de résistance résiduelle des matériaux, le profil de vitesse le plus 'plausible' (fluage complet, bande de cisaillement, combinaison des deux mécanismes). Les paramètres sont ajustés à l'aide du solveur *Mathematica* (Wolfram Inc., 1999). Dans tous les cas, le profil de vitesse est calé pour les niveaux d'eau observés au début du mouvement, avec le seuil de pression interstitielle identifié à la Figure 7.5b. Deux périodes de calage sont considérées : une période de vitesses très faibles avec des niveaux d'eau bas ; une période de vitesses fortes avec des niveaux d'eau élevés.

Figure 7.9 – Vitesses de déplacements simulées avec le modèle de Yen pour différentes combinaisons de zones de fluage, d'épaisseur de la bande de cisaillement et de paramètres géomécaniques. (a) : Meilleurs ajustements pour une période de nappe basse et de vitesses faibles ; (b) : Meilleurs ajustements pour une période de nappe haute et de vitesse élevées.

figure7.9.jpg

La Figure 7.9a représente le meilleur ajustement avec les paramètres géomécaniques fixes (angle de frottement résiduel, $\phi'_r = 20^\circ$; cohésion résiduelle, $c'_r = 0$ kPa ; viscosité dynamique, $\eta^* = 9.4 \cdot 10^{-8}$ Pa.s) pour la **période de nappe basse** ; le profil de vitesse montre une zone de fluage limitée sur une épaisseur de 3 m. Pour le jeu de paramètres fixes, il n'est pas possible d'ajuster un profil de vitesse avec une bande de cisaillement de 0.20 m en

profondeur. Cette configuration nécessite alors d'optimiser les paramètres de frottement et de viscosité. Dans ce cas, les paramètres optimisés ($c'_r = 0$ kPa, $\phi'_r = 18.1^\circ$, $\eta^* = 4.9 \cdot 10^{-6}$ Pa.s) sont dans la plage de valeurs déterminées au laboratoire. Le calcul sur une période de nappe basse ne permet pas de conclure si l'une ou l'autre des configurations cinématiques est la meilleure.

La Figure 7.9b montre les ajustements avec les paramètres géomécaniques fixes pour la **période de nappe haute**. Le profil de vitesse théorique (non mesuré) est estimé à partir des vitesses observées en surface ; la forme du profil est translatée. Dans ce cas, le profil est sous-estimé d'environ 70-80% ; **il n'est pas possible d'ajuster un profil de vitesse avec les paramètres fixes**. Les paramètres géomécaniques ont donc été optimisés :

- la combinaison de paramètres ($c'_r = 0$ kPa, $\phi'_r = 13.7^\circ$, $\eta^* = 3.2 \cdot 10^{-4}$ Pa.s) permet de représenter une zone de fluage de 3 m d'épaisseur et un corps rigide au sommet. Les valeurs optimisées d'angle de frottement et de viscosité sont très faibles, et peu réalistes pour le matériau ;
- la combinaison de paramètres ($c'_r = 0$ kPa, $\phi'_r = 17.8^\circ$, $\eta^* = 9.3 \cdot 10^{-5}$ Pa.s) permet de représenter une bande de cisaillement, épaisse de 10 cm, à une profondeur de -8.85 m. Les valeurs optimisées sont plus réalistes, et surtout très proches des valeurs optimisées pour une période de nappe basse. La viscosité dynamique est réduite d'un ordre de grandeur.

En conclusion, le calcul inverse indique que les vitesses de surface faibles peuvent être représentées indépendamment par une zone de fluage de 3 m ou par la concentration des déplacements dans une bande de cisaillement peu épaisse à -8.85 m de profondeur ; à l'inverse, pour des valeurs de paramètres géomécaniques 'plausibles', seule la concentration des déplacements sur une bande de cisaillement en profondeur peut expliquer les vitesses de surface. Dans ce cas, une approximation grossière indique que les **déplacements liés à la bande de cisaillement représentent environ 70-80% des déplacements totaux**.

7.1.3.3 Modélisation numérique des déplacements avec le modèle de Bingham non linéaire

Le modèle de *Bingham* non-linéaire (Eq. 3, Fig. 7.8a) a été utilisé pour représenter les déplacements du site *BV16* sur la période 01/05/1999-31/12/1999. La bande de cisaillement, épaisse de 10 cm (valeur optimisée, § 7.3.2), est localisée à -4.80 m de profondeur (Fig. 5.6). Les paramètres optimisés à la section § 7.3.2 ($c'_r = 0$ kPa ; $\varphi'_r = 17.8^\circ$; $\eta^* = 9.3 \cdot 10^{-5}$ Pa.s) ont été utilisés ; le modèle est calé sur la période 01/05/1999-31/05/1999 pour déterminer le facteur d'écoulement b . A chaque pas de temps, le bilan de forces est calculé à partir du modèle de pente infinie (Skempton et De Lory, 1957) avec les niveaux d'eau observés (supposés parallèles à la surface topographique), selon la configuration de la Figure 7.10a. L'ajustement est réalisé à l'aide du solveur *Mathematica* (Wolfram Inc., 1999).

Figure 7.10 – Formulation des modèles utilisés. (a) : Modèle de pente infinie et système de coordonnées pour le calcul des contraintes effectives ; (b) : Description du modèle de Bingham non linéaire et du modèle de surpression interstitielle (Van Asch et al., sous presse).

figure7.10.jpg

La Figure 7.11 indique les déplacements calculés au site *BV16* avec le facteur d'écoulement b optimisé ($b = 1.88$). Avec un couple de paramètres de viscosité (η^* , b) constant, les déplacements cumulés sont bien reproduits sur la période de calage, mais très largement sur-estimés sur la période de validation (Fig. 7.11). Les vitesses sont très nettement sur-estimées pendant la période de drainage de la nappe. Le modèle peut être amélioré en distinguant les phases de régime de pressions interstitielles croissant ou décroissant.

Figure 7.11 – Modélisation des déplacements journaliers par un modèle élastoplastique à effet visqueux de type Bingham non linéaire. Exemple du site BV16 (extensomètre mobile) pour l'année 1999 (période 01/05/1999-31/12/1999).

figure7.11.jpg

7.1.3.4 Modélisation numérique des déplacements avec un modèle de surpressions interstitielles

Si la relation $v(U)$ (Fig. 7.5b) est représentée en distinguant les phases de pressions interstitielles croissantes ou décroissantes, une hystérésis est observée. Pour une même valeur de pression interstitielle, les vitesses observées en période de recharge de la nappe sont supérieures à celles observées en période de drainage (Fig. 7.12a, b).

Figure 7.12 – Relation 'pressions interstitielles-vitesse' en distinguant la phase de croissance et de décroissance des niveaux d'eau pour le site BV16. (a) : Exemple de l'année 1999 (calage) ; (b) : Exemple de l'année 2000 (validation).

figure7.12.jpg

Keefer et Johnson (1983) et Van Asch (2001) expliquent que les propriétés visqueuses du matériau changent avec le régime de pressions interstitielles. En conséquence, les équations (1) et (2) de la Figure 7.10b ont été calés sur les couples $v-U$ pour l'année 1999, en distinguant période de recharge et période de drainage (site *BV16*, Fig. 7.12a) ; la relation obtenue est validée sur l'année 2000 (Fig. 7.12b). Les valeurs des paramètres optimisés indiquent que le matériau semble posséder des propriétés visqueuses différentes selon la phase du régime de pressions interstitielles :

- **en phase de croissance** (recharge de la nappe), la **viscosité intrinsèque η^*** (optimisée) **est plus faible**, et une dépendance limitée de la vitesse à la contrainte de cisaillement en excès est observée ;
- **en phase de décroissance** (drainage de la nappe), la configuration inverse est observée. La valeur optimisée de la **viscosité intrinsèque est plus élevée**.

En d'autres termes, le matériau a tendance à se comporter comme **un corps de Bingham dans la phase d'accélération**, et comme **un corps rigide-plastique, dans la phase de décélération**. Ce type de comportement semble également pouvoir expliquer la cinématique du glissement-coulée de *La Valette* (Van Beek et Van Asch, 1996 ; Van Asch *et al.*, sous presse). La vitesse de déplacement apparaît contrôlée par des variations rapides de **surpressions interstitielles** (positives ou négatives) qui peuvent se développer pendant le mouvement, pour des valeurs de viscosité intrinsèque du matériau constante. Dans ce cas, une viscosité apparente (supérieure à la viscosité intrinsèque η^*) se développe par excès de pressions interstitielles. Le modèle de *Bingham* non-linéaire peut alors être modifié selon les équations de la Figure 7.10b (Van Asch *et al.*, sous presse).

Un terme de pression interstitielle dite mobile, u_m , est introduit pour représenter une déviation de la pression interstitielle causée par des effets externes. Le terme u_m peut être calculé à chaque pas de temps en supposant des valeurs de viscosité dynamique η^* et de facteur d'écoulement b constantes. Les valeurs de η^* et de b (Eq. 1, Eq. 4, Fig. 7.10b), pour une période de très faibles variations de vitesses ont été ajustées sur la période 01/09/1999-21/09/1999 qui correspond à un drainage lent de la nappe ($u = u_m$). Le meilleur ajustement fournit des valeurs de $\eta^*=1.7 \cdot 10^{-6}$ Pa.s et de $b=2.02$ ($r^2 = 0.89$). Le terme u_m peut ainsi être calculé pour toute la période d'observation en combinant les équations (1) et (4) (Fig. 7.10b). Les variations de la surpression interstitielle, définie par l'équation (5) (Fig. 7.10b), sont représentées à la Figure 7.13 pour l'année 1999.

Figure 7.13 – Modélisation des déplacements journaliers par un modèle élastoplastique à effet visqueux de type Bingham non linéaire, avec prise en compte des surpressions interstitielles pour l'année 1999 (période 01/06/1999-31/12/1999, site BV16).

figure7.13.jpg

Pendant la période de drainage, les surpressions interstitielles diminuent progressivement et fluctuent autour d'une valeur constante négative, tendant à augmenter la viscosité apparente. Peu avant le pic piézométrique, les surpressions interstitielles augmentent rapidement et deviennent positives, provoquant une diminution de la viscosité apparente. Après le pic, les surpressions interstitielles calculées diminuent plus rapidement que les pressions interstitielles.

Les déplacements cumulés prédits avec les valeurs de surpressions interstitielles sont meilleurs, bien que légèrement inférieurs aux déplacements observés (Fig. 7.13). Le modèle a été utilisé en validation multi-sites pour la prédiction des déplacements des cibles *B2*, *BV16*, *C3* et *E2* sur la période 1997-2001, en gardant les paramètres géomécaniques constants. Seuls les niveaux d'eau et la profondeur de la bande de cisaillement sont modifiés. La dynamique saisonnière de la coulée est bien reproduite, notamment pour l'amplitude des déplacements dans les phases d'accélération, mais les déplacements simulés fluctuent autour d'une erreur relative de $\pm 25\%$. Ceci peut s'expliquer par la non prise en compte des déplacements liés au fluage lent dans l'épaisseur de la coulée.

Figure 7.14 – Validation du modèle 'surpression interstitielle' sur quatre sites pour la période 1997-2001. Déplacements observés et déplacement simulés.

figure7.14.jpg

7.1.3.5 Discussion

La représentation numérique combinée des phases d'accélération et des phases de décélération des glissements-coulées est délicate ; la forte variabilité des vitesses à l'échelle annuelle ($< 0.005 \text{ m.jour}^{-1}$ en période de nappe basse, $> 0.05 \text{ cm.jour}^{-1}$ en période de nappe haute) est mal simulée. En ré-analysant la courbe '*vitesse-pression interstitielle*' (Fig. 7.5a, b) en distinguant, à l'échelle annuelle, l'épisode de recharge du printemps et celui de l'automne, deux seuils de pressions interstitielles peuvent être différenciés (Fig. 7.15a). Pour l'année 1999, le seuil de l'automne est plus élevé ($\approx 30 \text{ kPa}$) que celui du printemps ($\approx 28 \text{ kPa}$) ; la différence, faible, semble tout de même significative car elle se retrouve en 2000 et 2001. Il semble que plus la valeur initiale U_0 de la pression interstitielle avant la recharge de la nappe est faible, plus le seuil de pression interstitielle qui déclenche l'accélération est élevé (Fig. 7.15b). Suivant Angeli *et al.* (1996) et Van Asch *et al.* (sous presse), deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer ces seuils :

- à l'échelle microscopique, un **regain de résistance** (cohésion, viscosité intrinsèque) par des **réactions physico-chimiques des argiles** (thixotropie, forces électro-osmotiques) ;
- à l'échelle macroscopique, un **regain de résistance** par le **développement de pressions interstitielles négatives** (suction) ou de **surpressions interstitielles négatives** qui augmentent la cohésion apparente et la viscosité apparente (§ 7.1.3.4).

Le manque de mesures simultanées de la pression interstitielle et de la vitesse en surface et en profondeur sur un même profil vertical, à un pas de temps adapté, ne permet pas d'étayer ces hypothèses. Un problème métrologique de suivi en continu du profil vertical de vitesses doit être réglé pour ces objets à déplacements de surface importants. Une réflexion est en cours dans le cadre du programme *ACI-Samoa* par des techniques géophysiques.

Figure 7.15 – Relation 'pressions interstitielles-vitesse' pour l'épisode de recharge du printemps et de l'automne (a) et relation entre la pression interstitielle initiale U_0 et le seuil de pression interstitielle d'accélération (b).

figure7.15.jpg

De plus, les hypothèses du modèle phénoménologique de *Bingham* non linéaire (matériau aux propriétés indépendantes du temps, champ de contraintes indépendant du temps, conditions isotropes) ne sont pas justifiées. Dans ce cadre, une simulation numérique des champs de déplacement avec le code éléments finis *GefDyn* (Consortium GefDyn, 2001) est présentée à la section suivante, en utilisant une loi de comportement élastoplastique isotrope multi-mécanisme.

7.1.4 Modélisation hydro-mécanique couplée : phase exploratoire

L'objectif des simulations numériques par éléments finis est, à terme :

- de reproduire les conditions de mise en place de la coulée et le mécanisme de rupture (formation de la bande de cisaillement en profondeur) ;
- de simuler le comportement saisonnier, en fluage lent, du glissement-coulée ;
- d'évaluer le risque de rupture catastrophique pour une période de pressions interstitielles élevées.

Une étude paramétrique des facteurs d'influence doit permettre d'apporter des éléments de connaissance sur les mécanismes des glissements-coulées dans les '*Terres Noires*'.

Il existe un nombre important de codes éléments finis en mécanique des sols (Szabo et Actis, 1996) ; pour une application à la stabilité des pentes, le choix est restreint par la possibilité d'introduire un couplage hydro-mécanique et des lois de comportement rhéologiques adaptées. Parmi ces codes (*Abaqus*, Abaqus Inc. ; *Cesar*, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées ; *Plaxis*, Plaxis Inc. ; *Crisp*, Sage Engineering Inc. ; *Swandynne*, University of Wales ; *GefDyn*, Ecole Centrale de Paris), le choix s'est porté sur le code *GefDyn* pour :

- sa très large bibliothèque de lois de comportement, le plus souvent formulées dans le domaine saturé et non saturé, et les nombreuses possibilités de chargement (forces

surfaiques, forces de volume, surfaces de suintement, débits et pressions imposés, chargements sismiques par accélérogramme) ;

- la possibilité de choisir une formulation Lagrangienne ou une formulation Eulérienne pour la gestion des grands déplacements et des grandes déformations (*ie.* $\epsilon > 10^{-3}$) ;
- la possibilité d'utiliser des éléments d'interface performants (linéaires et non linéaires), de petites tailles, pour la représentation d'une bande de cisaillement (méthode des multiplicateurs de Lagrange, méthode des pénalisations, -Raous *et al.*, 1994-).

Le code *GefDyn*⁶⁷ est purement un code de recherche, en phase de développement algorithmique, dont les procédures d'utilisation pratique ne sont pas définies. En particulier, le code n'est pas validé comme outil opérationnel d'évaluation de la stabilité des versants (géométrie 3-D, grandes déformations). Les laboratoires utilisateurs ont la charge d'évaluer ses potentialités et d'indiquer d'éventuels problèmes de résolution numérique (maillage, interface, loi de comportement).

Le travail a été initié en juillet 2003 en collaboration avec le *Laboratoire de Mécanique des Sols (LMS)* de l'*Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne*. Plusieurs hypothèses que nous aurions voulu tester n'ont pu être représentées ; les problèmes numériques ont été identifiés et les requêtes de vérification transmises. L'objectif de cette section est donc uniquement de présenter le code et un calcul exploratoire élastoplastique avec effet visqueux. Le travail d'évaluation est poursuivi en 2004, dans le cadre du projet *ACI-Mote*.

7.1.4.1 Le code éléments finis *GefDyn* : algorithme et résolution numérique

GefDyn est un code éléments finis d'analyse bi- et tridimensionnelle statique/dynamique couplée. Il permet de construire les champs optimaux de contrainte, de déformation et de

⁶⁷ Le code *GefDyn* (*Géomécanique Eléments Finis DYN*amique) est développé, depuis la fin des années 1980, par un consortium constitué de l'Ecole Centrale de Paris, du Commissariat à l'Énergie Atomique, du Bureau de Recherches Géologique et Minières, d'Electricité de France et de Coyne et Bellier.

vitesse pour des critères de rupture et des lois de comportement variées⁶⁸. (Consortium GefDyn, 2001). Le code de calcul est utilisé avec le pré- et post-processeur *GID* (CIMNE Inc., 1999) pour préparer le maillage et les fichiers de données, et pour visualiser les résultats. Le code a été testé pour la simulation du chargement de barrages (Hicher et Michali, 1996 ; Modaressi et Michali, 1998), la rupture de barrages (Aubry *et al.*, 1992 ; Lopez-Caballerro et Modaressi, 2001) et de la pose de murs de soutènement et de palplanches (Modaressi et Vossoughi, 2000). Une application à la stabilité du glissement de *La Frasse* est en cours à l'*Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne* (Laloui *et al.*, soumis).

Une **analyse paramétrique** de l'influence du **maillage** et des **paramètres numériques** sur l'allure des champs de vitesses simulés a été effectuée par Moreni et Bruines (2003). L'étude a été réalisée dans le cas d'une géométrie simple (un talus caractérisé par trois segments de pente non nulle), monocouche, constituée d'un matériau homogène purement cohérent. La géométrie du talus est proche de celle des glissements de *La Frasse* et de *Super-Sauze* (rapport longueur/épaisseur > 10). Seul le cas bi-dimensionnel a été analysé dans un premier

⁶⁸ Le code est construit sur les hypothèses de la mécanique des milieux continus. Le comportement non linéaire du terrain est modélisé, sous forme différentielle, dans une formulation (Eulérienne ou Lagrangienne) réactualisée dans laquelle la configuration finale de l'incrément précédent sert à définir l'état courant des contraintes et des déformations. La géométrie de l'objet est mise à jour à chaque incrément. Le couplage de la résolution mécanique et de la résolution hydraulique est explicite, selon la formulation de *Biot* complète (*ie.* les inconnues nodales sont les déplacements absolus du squelette solide et les déplacements relatifs du fluide interstitiel ; les compressibilités du fluide et du solide sont prises en compte, -Biot, 1941-). Les propriétés mécaniques sont calculées en début d'incrément et les pressions interstitielles sont considérées constantes sur le pas de calcul. L'intégration temporelle et la résolution des équations différentielles s'effectuent selon un schéma, pas à pas, mixte implicite-explicite (Hughes et Liu, 1981) selon l'algorithme implicite de *Newton-Raphson* et l'algorithme explicite prédictor-correcteur (Jiang, 1994). Le pas de temps est adaptatif. Le critère de convergence pour chaque étape est défini par la minimisation de la différence des résidus des puissances calculées à deux itérations (n et $n+5$). La tolérance numérique du code est fixe ($5 \cdot 10^{-6}$).

temps. Les résultats sont comparés à une solution analytique de référence pour la stabilité de l'objet.

Ce travail, non détaillé ici, a permis de préciser des règles de constitution des maillages et le choix des paramètres numériques (coefficient de viscosité numérique p , multiplicateur Lagrangien, tolérance numérique) pour optimiser les résultats du calcul (précision, rapidité) :

- **l'étendue du maillage** a une influence forte sur les simulations. Cela implique un choix raisonné de la taille du modèle. Moreni et Bruines (2003) indiquent que pour une longueur de maillage infinie, le calcul numérique se rapproche sensiblement de la solution analytique de la pente infinie. L'influence des conditions aux limites sur les bords amont et aval diminue avec l'augmentation de la longueur ; pour une longueur > 400 m, le champ de vitesse est indépendant de la longueur de la pente ;
- de nombreux problèmes de **convergence numérique** sont apparus avec certains éléments, en particulier avec l'utilisation des lois de comportement à grand nombre de paramètres. Pour une représentation satisfaisante du mécanisme de rupture et du champ de déformation dans un calcul élastoplastique, Moreni et Bruines (2003) préconisent l'utilisation d'**éléments réguliers** pour leur aptitude à représenter des déformations importantes et des hypothèses locales de comportement non linéaire ;
- une plage de variation du paramètre de viscosité numérique p a été définie en fonction du nombre d'éléments et de nœuds du maillage. La valeur théorique de la viscosité numérique doit être proche de l'unité. Pour des maillages supérieurs à 2000 éléments, la valeur de la viscosité est comprise entre $0.99998 < p < 1.00002$. Cette plage de variation permet également de réduire le nombre d'itération pour chaque étape du calcul.

7.1.4.2 Application exploratoire 2-D au glissement-coulée de Super-Sauze

7.1.4.2.1 Maillage d'éléments finis, conditions aux limites et hypothèses de calculs

Un **maillage** fin a été construit avec des **éléments quadrilatères à 6 nœuds** (Mestat, 1997), est représenté à la Figure 7.16. La longueur atteint 680 m. En profondeur, le schéma géotechnique de la Figure 5.6 a été utilisé, avec la superposition des couches *C1a*, *C1b* et *C2* sur les marnes *in-situ*, supposées rigides. La profondeur maximale atteint 20 m, la profondeur minimale 2 m. Le maillage est constitué de **2684 éléments**, répartis en quatre groupes distincts (quatre couches) par leurs caractéristiques géométriques, physiques et mécaniques. Aucun élément d'interface n'a été utilisé pour schématiser la bande de cisaillement. Le maillage est plus dense à proximité des ruptures de pente et dans le secteur où les vitesses maximales sont observées. Plusieurs tests ont indiqué qu'aucune convergence du calcul n'était atteinte après 10 000 itérations avec la loi de comportement utilisée. Des vérifications algorithmiques sont en cours.

Un calcul avec un comportement élastoplastique parfaitement plastique a été réalisé avec les paramètres du **modèle élastoplastique isotrope multi-mécanismes de Hujeux** (§ 5.5.3), introduits pour les trois couches remaniées *C1a*, *C1b*, *C2*. Les paramètres sont indiqués à l'Annexe 12. Pour le corps rigide (marnes *in-situ*), une loi de comportement de **Mohr-Coulomb** a été utilisée. Le calcul s'effectue en **conditions drainées**, avec **couplage de la solution hydro-mécanique**.

Les **conditions aux limites** ont été choisies à partir de l'analyse des conditions réelles observées à *Super-Sauze*. Elles portent sur les vitesses de déplacement (vitesse de déplacement horizontal V , vitesse de déplacement vertical W). Les conditions prises en compte sont indiquées à la Figure 7.15 :

- le plan inférieur du modèle est bloqué dans les deux directions X et Z ($V=W=0$). Ce plan représente le substratum stable ;
- le plan amont est bloqué dans la direction X ($V=0$), mais le déplacement vertical est laissé libre pour permettre le décollement du mouvement. Ce plan représente la limite avec l'escarpement principal ;
- le plan aval est libre, pour représenter l'avancée du mouvement dans le chenal d'écoulement ;

- aucune condition n'est imposée entre les couches, sauf la continuité des vitesses de déplacement aux nœuds. Il n'y a pas d'éléments d'interface libérant les déplacements relatifs des couches ;
- la pression interstitielle est nulle à la surface de la nappe phréatique.

Plusieurs calculs ont été effectués avec d'autres conditions aux limites pour les plans amont et aval du modèle. Ces calculs ont montré une très faible influence des hypothèses sur les résultats des calculs.

Figure 7.16 – Maillage bi-dimensionnel (éléments quadrilatères à 6 noeuds) et conditions aux limites imposées. Dans le maillage 2-D, l'axe Oz est un axe vertical ascendant, l'axe Ox est dans le plan horizontal et forme avec Oz un repère direct orthonormé.

figure7.16.jpg

Le **chargement volumique initial** s'effectue par l'application de la force de gravité, en considérant les matériaux élastiques. Les valeurs de poids volumiques moyens des couches géotechniques (Tab. 5.2) ont été utilisées. A l'instant initial, la distribution des pressions est supposée hydrostatique et les composantes du cisaillement sont nulles. Les fluctuations de la **nappe phréatique** sont reproduites à partir des niveaux d'eau moyens journaliers simulés par le modèle hydrologique *STARWARS* pour l'année 1999. Les niveaux d'eau sont introduits dans le code par une fonction $N(t)$ (niveau d'eau en fonction du temps) en cinq points du maillage. A chaque pas de calcul, une interpolation linéaire est réalisée par le code pour relier ces points. Les contraintes effectives sont définies par le poids volumique des terrains, les pressions interstitielles et le coefficient des terre au repos (K_o , K_h , déduits des essais pressiométriques, § 5.3.2). Pour des problèmes de stabilité numérique, seuls 200 pas de calcul (soit 200 jours) sont simulés ; ils correspondent à la période 01/01/1999–19/07/1999.

Figure 7.17a – Résultats du calcul hydro-mécanique couplé (loi de comportement de Hujeux, niveau piézométrique de l'année 1999) sur la période 01/01/1999-29/07/1999. (a) : Tenseur de déformation dans le plan de la contrainte principale majeure. (C)

figure7.17a.jpg

Figure 7.17b – Résultats du calcul hydro-mécanique couplé (loi de comportement de Hujeux, niveau piézométrique de l'année 1999) sur la période 01/01/1999-29/07/1999. (b) : Vitesse de déplacement selon le mécanisme de rupture identifié. (C)

figure7.17b.jpg

Figure 7.17c – Résultats du calcul hydro-mécanique couplé (loi de comportement de Hujeux, niveau piézométrique de l'année 1999) sur la période 01/01/1999-29/07/1999. (c) : Déplacements à chaque pas de temps. (C)

figure7.17c.jpg

7.1.4.2.2 Présentation des résultats exploratoires

La Figure 7.17 montre le tenseur de déformation (dans la direction de la contrainte principale, Fig. 7.17a), le champ de vitesses de déplacement (isovaleur de vitesse, Fig. 7.17b), et les déplacements cumulés (vecteurs-déplacement 2-D, Fig. 7.17c). Cinq pas de calcul sont représentés, qui correspondent respectivement aux 1^{er} janvier, 16 mars, 10 avril, 30 mai et 19 juillet 1999. Les résultats sont analysés selon deux critères : le mécanisme de rupture (tenseur de déformation) et la cinématique des mouvements (champ des vitesses de déplacement).

- Analyse des déformations

Le calcul effectué indique un mécanisme de rupture qui s'amorce localement sous les ruptures de pente les plus marquées, puis qui s'étend progressivement vers l'amont selon une allure plus ou moins curviligne, vers l'aval selon une allure plane le long de l'interface *C1b/C2* et par distorsion de la couche *C1b* (Fig. 7.17a, 7.17b). Le code, sans privilégier un mode de rupture *a priori*, reproduit ce qui est observé sur le terrain (distorsion maximale en profondeur, comportement plus rigide vers la surface). Le mécanisme de rupture apparaît sensible à la distribution contrastée des caractéristiques de résistance du matériau. Les secteurs où la pente topographique (et la pente des interfaces de couches) est la plus faible semblent exercer un effet stabilisateur (butée) sur la partie de la pente située directement à l'amont. Le glissement-coulée associe ainsi, de l'amont vers l'aval, **une alternance de zones de compression et d'extension**, dont la dynamique ne peut être suivie et évaluée à ce stade exploratoire du calcul.

- Analyse des vitesses de déplacement

L'analyse détaillée des vitesses de déplacement montre une distribution cohérente du champ de vitesses. La Figure 7.17b, qui représente les isovaleurs en surface des vitesses de déplacement selon les deux composantes, illustre bien le caractère local de la déformation initiale, puis sa généralisation progressive à toute la masse.

Les isovaleurs de la vitesse de déplacement dans la direction X sont concentrées autour des ruptures de pente (escarpement secondaire, replat intermédiaire) dans une zone de forme curviligne. Les valeurs sont maximales dans la partie amont de la coulée, entre les transects B et C, et minimales vers l'aval (transects D, E), ce qui correspond aux observations terrain. Les isovaleurs des vitesses de déplacement vertical (non représentées) traduisent l'affaissement maximal du glissement-coulée dans le secteur amont, entre les transects B et C. Des soulèvements de l'objet sont décelés localement dans la partie aval, en particulier entre les transects D et E. En terme d'importance, les mouvements horizontaux sont prédominants sur les mouvements verticaux. La distribution spatiale des vitesses est cohérente ; les différents secteurs cinématiques sont bien reproduits.

Par contre, la **norme des vitesses** et l'**amplitude des déplacements** sont très nettement **sous-estimées**. La Figure 7.18a représente les profils de vitesses moyennes mensuelles (vitesse horizontale V) du site inclinométrique *F1*, pour les mois de mars 1999 et de mai 1999, respectivement quand les vitesses sont minimales et maximales. Le profil théorique de vitesses (non mesuré) est estimé à partir des déplacements observés en surface. L'allure du profil de vitesse est cohérente avec le profil observé : les vitesses de déplacement horizontal sont maximales en surface, et diminuent en profondeur. Par contre les vitesses sont sous-estimées d'environ 70 % (Fig. 7.18b). Le profil de vitesse de l'inclinomètre *CPZI* (transect C) présente une forme identique, ce qui traduit l'invariabilité de la distribution des vitesses sur le profil en long, et indique une sous-estimation des vitesses du même ordre de grandeur.

La **non-prise en compte d'un mécanisme de glissement sur l'interface *C1b/C2*** peut expliquer en partie cette **sous-estimation des déplacements** (Fig. 7.18b) ; dans l'état actuel d'avancement de la modélisation éléments finis, les déplacements de surface sont uniquement à attribuer au fluage de la couche *C1b*. L'allure du profil vertical du rapport 'vitesse horizontale moyenne simulée/vitesse horizontale moyenne théorique' est identique quelle que soit la période.

Figure 7.18 – Modélisation des vitesses et des déplacements avec le code GefDyn. (a) : Profil de vitesses de déplacement horizontal avec la profondeur (site F1) en mars et mai 1999 ; (b) : Rapport entre la vitesse horizontale simulée et la vitesse horizontale théorique (c) : Déplacements cumulés des sites BV16, C3 et E2 pour la période 01/01/1999-20/07/1999.

figure7.18.jpg

Par contre, la **répartition temporelle des vitesses** est **bien reproduite** par le code, en liaison avec les fluctuations des pressions interstitielles. Les déplacements journaliers maxima sont localisés au mois de mai et juin ; les vitesses diminuent en période de drainage (Fig. 7.18c)

En conclusion, le code *GefDyn* offre de nombreuses potentialités, dont l'application est à l'heure actuelle, liées aux améliorations et vérification des algorithmes. Les travaux sont en cours. Par la suite, il est envisageable de procéder à une analyse paramétrique pour vérifier la sensibilité des différents paramètres, en distinguant les zones de compression et d'extension, les effets dynamiques d'une montée et d'une descente de la nappe, l'action d'un séisme.

7.1.5 Discussion

Les observations de terrain, la modélisation analytique et la modélisation numérique par éléments finis montrent que **deux mécanismes contrôlent la cinématique des glissements-coulées**. Le profil de vitesses associe :

- des déplacements maxima localisés dans une bande de cisaillement épaisse de 0.10-0.20 m, et ;
- une zone de fluage qui contribue pour moins de 20-30% au déplacement total observé.

L'**accélération** du mouvement est contrôlée par des **seuils de pressions interstitielles** qui varient avec le temps et qui apparaissent liés à l'amplitude des fluctuations piézométriques ; un comportement hystérétique de la relation 'pression interstitielle-vitesse' $v(U)$.

En première approximation, ce comportement peut être bien représenté par l'implantation du concept de surpression interstitielle dans un modèle phénoménologique élastoplastique à effet visqueux (*Bingham* non linéaire). Néanmoins, il est probable que le comportement du glissement-coulée est plus complexe, et contrôlé par des variations rapides du champ de contraintes totales en conditions (partiellement) non drainées, comme le suggèrent Picarelli *et*

al. (1995), Giusti *et al.* (1996) et Van Asch *et al.* (sous presse). Des zones de compression et d'extension se développent en fonction de la topographie recouverte et des caractéristiques mécaniques des matériaux. Pendant une recharge piézométrique, des surpressions interstitielles vont être générées dans les zones de compression par chargement non drainé ; pendant le drainage, les pressions interstitielles diminuent par dissipation (Iverson *et al.*, 1997) et extension du matériau. Ceci peut expliquer l'hystérésis de la relation $v(U)$ et la combinaison, pour un même mouvement, de périodes de vitesses très élevées et de vitesses faibles, mais non nulles. Au delà d'une valeur limite de 38 kPa, le matériau peut se liquéfier et des 'glissements de type écoulement' peuvent être déclenchés⁶⁹. Seuls la propagation et l'étalement du matériau pour un volume en rupture sont considérés dans la section § 7.2.

7.2 Le déclenchement, la propagation et l'étalement de 'glissements de type écoulement' rapides

En mai 1999 et en novembre 2000, des écoulements concentrés rapides ont été déclenchés depuis la partie amont du glissement-coulée de *Super-Sauze*, indiquant que la liquéfaction de tout ou partie du volume instable était un scénario d'aléa à prendre en compte dans la gestion du risque torrentiel. Malet (1998) et Weber (2001) reportent d'autres événements d'écoulements gravitaires rapides dans le bassin torrentiel des *Roubines* (§ 3.3.1). Ces événements sont représentatifs d'un **comportement post-rupture des matériaux de 'Terres Noires' remaniées**, de type **écoulement fluide** (Malet *et al.*, sous presse). Il est important de noter que pour l'instant, seuls des 'petits' volumes de 5 000 à 8 000 m³ de matériaux ont été libérés du glissement-coulée (750 000 m³ ; § 5.1.3). Néanmoins, des indices morphologiques et des simulations numériques prouvent que le déclenchement d'évènements plus importants

⁶⁹ Ce stade de transition d'un état solide à un état fluide, avant la propagation rapide du matériau, sera étudié et modélisé dans le cadre d'un contrat post-doctoral à l'Université d'Utrecht (*Marie Curie Intra-European Fellowship, Projet Slide2Flow*) dont le garant est T.W.J. Van Asch.

est un scénario réaliste (Malet *et al.*, 2003e), pour des conditions météo-climatiques et hydrogéologiques spécifiques (§ 7.2.1). Ainsi, les objectifs de cette section sont :

- d'évaluer les conditions de stabilité de la zone source, qui correspond à la partie amont de la coulée de *Super-Sauze* (transect A et B), et d'identifier les conditions hydrogéologiques propices au déclenchement (§ 7.2) ;
- de modéliser la propagation et l'étalement des évènements observés (§ 7.3) ;
- de tester la performance des codes de calculs *Bing 1-D*, *Cemagref 1-D* et *Cemagref 2-D* par calage/validation des résultats des simulations, comparaison avec les caractéristiques rhéologiques des matériaux (§ 5.6.3) et comparaison avec la géométrie des dépôts (§ 7.2.1).

Une méthodologie d'**évaluation de l'aléa torrentiel pour des évènements déclenchés par mobilisation de glissements de terrain** est présentée au Chapitre 8 (utilisation de la chaîne de modèles) ; les volumes de sédiments et d'eau nécessaires pour former un 'glissement de type écoulement' rapide qui atteignent le cône de déjection sont discutés.

7.2.1 Les évènements de coulées de débris boueuses de mai 1999

7.2.1.1 Caractéristiques morphologiques et cinématiques

Le 5 mai 1999 (12h10 GMT), un volume important de matériau (*DFI*) s'est détaché de l'escarpement secondaire du glissement-coulée (Fig. 7.19a, zone *DFI*d). Deux vagues séparées d'environ 30 secondes ont été observées. La vitesse maximale estimée visuellement a atteint environ 4 m.s^{-1} . Des traces de débordement sur le flanc Est (Fig. 7.19b) permettent d'estimer la hauteur maximale de l'écoulement dans le chenal à 2.40 m ; la vitesse de pic, calculée par la méthode de *Johnson* (Johnson et Rodine, 1984 ; Hungr *et al.*, 1994) à partir de la hauteur des bourrelets sur cinq transects de mesures (Fig. 7.19a) varie de l'amont vers l'aval entre 3.8 et 5.1 m.s^{-1} (Malet *et al.*, sous presse).

Figure 7.19 – Les évènements de coulées de débris boueuses de mai 1999 à Super-Sauze. (a) : Carte morphologique, localisation des zones sources et extension des dépôts ; (b) : Détail photographique de l'évènement DF1 dans le torrent Est au niveau du transect D ; (c) : Détail photographique de l'évènement DF2 dans la ravine centrale intra-coulée (vers 1790 m d'altitude), avec le transport de blocs de moraine de dimension ≈ 1.0 m ; (d) : Variation de la teneur en eau pondérale et de la vitesse de déplacement avec le temps (modifié de Malet et al., 2003e ; Malet et al., sous presse).

figure7.19.jpg

Dans la nuit du 12 au 13 mai 1999, un volume de matériau plus important (*DF2*), a été libéré depuis la même zone source. Dans les 200 premiers mètres, le matériau s'est écoulé sur la même pente que *DF1*, puis s'est chenalisé dans la ravine centrale intra-coulée (Fig. 7.19a, c). La vitesse maximale estimée à partir de trois transects (Fig. 7.19a, zone *DF2d*) atteint $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ à l'amont et $2.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ à l'aval (Malet *et al.*, 2003e).

Dans la zone de dépôt, l'épaisseur des sédiments accumulés atteint 1.2 à 1.4 m pour *DF1* et 0.9 à 1.2 m pour *DF2*. Dans les deux cas, les dépôts sont majoritairement des levées latérales hétérométriques ou des petits lobes d'accumulation frontaux avec des limites bien définies (Malet *et al.*, 2003f). Les flancs sont convexes, le matériau est très cimenté en surface (Ancy, 2001 ; Bardou, 2002). Par le profil en long particulier du glissement-coulée, qui présente une succession de marches d'escaliers avec des zones très plates, les volumes de matériaux les plus importants se sont déposés sur le replat inférieur (Fig. 7.19a) ; seule une faible proportion a atteint le pied de la coulée et la confluence des deux torrents latéraux.

Des blocs morainiques (≈ 1.0 m) ont été transportés par *DF2* (Fig. 7.19c), alors que seuls des éléments grossiers < 0.2 m ont été transportés par *DF1*. Comme aucun granoclassement vertical n'est observé dans les dépôts, et que le matériau s'est écoulé de préférence sur la pente et non dans un chenal, les phénomènes peuvent être appelés des **coulées de débris boueuses** (*muddy debris avalanches*, § 2.2.3 ; Hungr *et al.*, 2001 ; Malet *et al.*, 2003f).

Figure 7.20 – Variations d’altitude de la surface topographique du glissement-coulée de Super-Sauze (transects B-C) sur la période octobre 1998 – juillet 1999. Les données proviennent de la différence de deux modèles numériques de terrain de résolution spatiale 2 m. (C).

figure7.20.jpg

Dans les deux cas, le matériau a continué à s’écouler lentement pendant cinq jours. Les vitesses de déplacement et les teneurs en eau pondérales ont été mesurées en deux sections pour *DF2* (Fig. 7.19d). La vitesse diminue graduellement, à l’amont de 0.02 m.s^{-1} (13 mai) à 0.04 m.h^{-1} (15 mai), à l’aval de 0.01 m.s^{-1} (13 mai) à 0.3 m.h^{-1} (15 mai). La décroissance des vitesses est corrélée avec la diminution de la teneur en eau volumique ($\theta = 0.33 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ le 13 mai, $\theta = 0.25 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ le 15 mai). Le premier jour le matériau est à la teneur en eau de liquidité ($W_L = 32\%$) ; après trois jours, la teneur en eau du matériau n’a diminué que de $0.09 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$, et reste supérieure à la teneur en eau moyenne observée à *Super-Sauze* (§ 6.3.2.2, Tab. 6.7).

Un levé morphologique détaillé (par tachéométrie) des dépôts et la comparaison diachronique de deux modèles numériques de terrain avant et après les événements (Henry *et al.*, 2002) permet d’estimer l’événement *DF1* à $2\,500 \text{ m}^3$, et *DF2* à $7\,700 \text{ m}^3$ (Fig. 7.20).

Sur l’escarpement secondaire, des signes morphologiques indiquent la présence d’une surface de rupture d’allure curviligne, avec une pente très raide à l’amont. Un volume important de matériau a été érodé car le commandement de l’escarpement secondaire passe de 8 m (anté-événement) à 15 m (post-événement). Le matériau libéré était totalement liquéfié ; de nombreuses sources et suintements étaient visibles avant et après les événements dans la zone source.

Après ces deux événements majeurs, des **coulées de boue** (*MUD*, Fig. 7.19a ; § 2.2.3) de **dimensions variables ont été observées** dans la partie Ouest de la zone source, au pied de l'escarpement secondaire (Fig. 7.19a). Ces coulées de boues ont parcouru des distances maximales de 100 à 250 m, à des vitesses comprises entre 0.5 et 1 m.min⁻¹.

Un événement similaire (non observé) a eu lieu le 10 novembre 2000 dans le même secteur (Fig. 7.21a). Le volume mobilisé est compris entre **4 000 et 6 000 m³** (Malet *et al.*, 2002a). La coulée de débris boueuse, qui s'est déclenchée selon un mécanisme de rupture identique depuis l'escarpement secondaire, a parcouru une distance estimée à 480 m, en empruntant le torrent Est à l'aval du transect C. Le mouvement s'est initié alors qu'un manteau neigeux épais d'environ 40 cm recouvrait depuis 5 jours la surface topographique (Fig. 7.21a), ce qui n'a pas permis de faire un levé morphologique précis. Les dépôts ont recouvert en partie le manteau neigeux (Fig. 7.21b).

Figure 7.21 – L'évènement de coulée de débris boueuse du 10 novembre 2000. (a) : Détail photographique de la zone source, à l'Est de l'échine E₄ ; (b) : Détail des dépôts vers 1860 m d'altitude (transect C) dans le torrent Est.

figure7.21.jpg

7.2.1.2 Conditions météo-climatiques et hydrogéologiques

Si les précipitations cumulées effectives au 13 mai 1999 (233 mm, station climatique de *Super-Sauze*) correspondent aux valeurs moyennes de la période 1991-2001 (213 mm ± 37 mm, -Malet *et al.*, sous presse), la distribution des précipitations sur la période de janvier à mai 1999 est singulière. Le volume précipité du 15 avril 1999 au 13 mai 1999 représente

plus de 50% du volume précipité depuis le début de l'année. Ces précipitations se répartissent en deux événements météorologiques (ME1, 67 mm du 19 au 27 avril, dix jours avant le déclenchement de *DF1* ; ME2, 71 mm du 2 au 7 mai dont 51 mm du 2 au 5 mai, Fig. 7.22a), dont la période de retour est estimée à partir de la loi généralisée de valeurs extrêmes (GEV, - Jenkinson, 1955 ; Coles, 2001), calculée sur les valeurs annuelles maximum de précipitations cumulées (pour des périodes de 1, 2, 3, 6, 12 et 24 heures et 2, 3, 5, 10, 20, 30, 45, 60 et 90 jours, Malet *et al.*, sous presse).

Figure 7.22 – Conditions météo-climatiques à Super-Sauze et hydrologiques au déclenchement des coulées de débris boueuses de 1999. (a) : Précipitations effectives journalières (P-ETP) et températures moyennes journalières à Super-Sauze (1880 m) sur la période 01/01/1999 – 13/05/1999 ; (b) : Période de retour des précipitations cumulées selon une loi généralisée des valeurs extrêmes (GEV) ; (c) : Précipitations et niveaux piézométriques au moment du déclenchement des deux événements dans la partie amont de la coulée.

figure7.22.jpg

Les périodes de retour des précipitations cumulées au déclenchement de *DF1* sont représentées à la Figure 7.22b ; la période de retour s'accroît progressivement jusqu'aux précipitations cumulées sur 3 jours puis décroît progressivement. **Ces précipitations cumulées sont spécifiques mais non exceptionnelles car la durée de retour est de six ans** (Malet *et al.*, sous presse) Ainsi, pour *DF1*, **le caractère exceptionnel de l'événement hydrologique est lié à la combinaison 'pluie-fonte de neige'**. Pour *DF2*, en l'absence de précipitations, le déclenchement est uniquement lié à la fonte du manteau neigeux.

L'hiver 1998/99 est exceptionnel en terme de hauteur de neige. A 2000 m d'altitude, le manteau neigeux varie de 2.0 à 2.2 m pendant la période du 31 janvier au 31 mars ; ces valeurs sont les extrêmes mesurés à *Super-Sauze* depuis 1982 (§ 6.3.1.2.2 ; Fig. 6.8). Des précipitations neigeuses abondantes ont été également observées en février, mars et avril. A la fin mars, l'épaisseur de neige à 2000 m atteint 2.2 m (contre 1.6 m en mars 1997, et 1.1 m en mars 1998). La fonte débute plus tardivement que les années précédentes (Couttolenc, 2002).

Le **caractère exceptionnel de l'événement hydrologique** est également à mettre en relation avec **les variations journalières des températures**, qui permettent d'estimer indirectement le taux de fonte. Une augmentation spectaculaire est observée durant 18 jours continus ; entre le 28 avril et le 13 mai, les températures moyennes journalières passent de +2°C à +18°C, soit une augmentation moyenne journalière de +0.8°C.jour⁻¹, qui est la valeur la plus forte enregistrée à *Super-Sauze* depuis 1996.

Ainsi, un réchauffement brutal, combiné à des précipitations importantes, a contrôlé la fonte rapide du manteau neigeux au-dessus de 1850 m à partir du 1^{er} mai (Malet *et al.*, sous presse). Cette combinaison de phénomènes explique les teneurs en eau volumiques élevées ($\theta = 0.29-0.30 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) observées en en mai 1999 dans l'unité *UHG2*, supérieures de $0.04-0.05 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ aux teneurs en eau moyennes de la période 1998-2000 (Tab. 6.7 ; Malet *et al.*, soumis-f). La fonte du manteau neigeux entraîne une augmentation significative des niveaux d'eau dans la partie amont (transects A, B et C) ; le niveau piézométrique moyen atteint approximativement -0.40 m sous la surface topographique, avec des pics de valeurs compris entre -0.15 et -0.20 m. Une recharge brutale est observée les 4-5 mai près de la zone source et le 12 mai quelques heures avant le déclenchement de *DF2* (Fig. 7.22c) ; environ 18 heures après le déclenchement de *DF2*, une recharge apparaît sur le transect C.

Ces observations laissent supposer que le mécanisme de rupture de l'escarpement secondaire (matériau *IND*) est, principalement, contrôlé **par une augmentation soudaine de la pression interstitielle** ; le matériau mis en mouvement présente un degré de saturation proche de 90%, près de la limite de liquidité. La susceptibilité est renforcée par les caractéristiques de

résistance mécanique plus faibles et le domaine élastique plus étroit du matériau *IND* (§ 5.5.3).

Dès lors, la question suivante peut être formulée : *existe t-il une probabilité de transformation de tout ou partie des couches superficielles du glissement-coulée (unité active) en 'glissement de type écoulement' rapide, pour des conditions météorologiques et hydrologiques spécifiques ?*

7.2.2 Conditions de stabilité de l'escarpement secondaire : stade de pré-rupture et de rupture

Un des aspects spécifiques des coulées de débris boueuses observées à *Super-Sauze* est leur déclenchement dans un matériau fin et cohérent, capable de maintenir un escarpement sub-vertical (escarpement secondaire, Fig. 3.12) dans le glissement-coulée. Une analyse paramétrique du processus d'infiltration et de l'équilibre limite est réalisée pour définir l'influence de la pression interstitielle et des fissures sur la stabilité globale de la zone source (Malet *et al.*, sous presse.)

Figure 7.23 – Analyse paramétrique de la stabilité de la zone source de débris. (a) : Profil et structure interne pré- et post-rupture et schématisation de l'écoulement des matériaux ; (b) : Champ de pression interstitielle simulé pour un escarpement non fissuré ; (c-f) Champ de pression interstitielle simulé pour divers conditions de fissuration ; (g) : Influence des fissures sur le coefficient de sécurité ; (h) : Cercles de rupture pour le coefficient de sécurité le plus faible (in Malet et al., sous presse). U est la pression interstitielle ; NP est le niveau piézométrique.

figure7.23.jpg

La stabilité de la zone source est évaluée par une simulation du champ de pression interstitielle en conditions non saturées et en régime transitoire, à l'aide du code bi-dimensionnel *SEEP* (§ 4.1.3.1 ; Geoslope Inc, 1998). Le champ de pression interstitielle et les teneurs en eau volumique simulées sont introduites dans le code *SLOPE* (Geoslope Inc, 1998) pour évaluer l'état d'équilibre limite. Un critère de rupture de *Mohr-Coulomb* est utilisé avec les caractéristiques de résistance résiduelle (§ 5.5) ; le coefficient de sécurité est calculé par la méthode de *Morgenstern-Price* (Michalowski, 1995). L'analyse est détaillée dans Malet *et al.* (sous presse). La structure interne de la partie amont du glissement-coulée (transect A-C, Fig. 7.23a) est utilisée en donnée d'entrée, avec les caractéristiques hydrodynamiques et géomécaniques des matériaux *IND*, *C1a*, *C1b* et *C2* (conditions isotropes).

En l'absence de nappe phréatique, les résultats indiquent que la pente est stable avec un coefficient de sécurité proche de $F_s = 1.45$. Le champ de pression interstitielle initial est construit à partir des valeurs moyennes de niveaux d'eau, avant la rupture de mai 1999. Les conditions aux limites sont définies pour générer une nappe dans la partie supérieure de la pente et créer un écoulement vers la base du talus (Fig. 7.23b). Les simulations sont réalisées en infiltrant un volume d'eau qui correspond à l'événement météorologique anté-*DFI*. La Figure 7.23b présente la distribution de la charge hydraulique pour un escarpement stratifié et sans fissure. Le drainage de l'escarpement empêche le développement de pressions interstitielles élevées dans la zone potentielle de rupture. Ceci est en accord avec la présence d'une source et de nombreux suintements à la base de l'escarpement. Des succions de -5 kPa sont maintenues en surface. Le coefficient de sécurité F_s pour cette configuration piézométrique est défini en supposant une surface de rupture quasi-verticale à l'amont et plus ou moins circulaire à l'aval, selon les observations terrain (Fig. 7.23a). Près de 300 cercles de ruptures sont calculés à chaque itération pour identifier la géométrie de rupture avec le coefficient de sécurité le plus faible. Les glissements superficiels sont éliminés de l'analyse en

introduisant un seuil de localisation en profondeur de la surface de glissement (minimum -2 m sous la surface topographique).

L'influence de la **zone non saturée** sur l'équilibre global de l'escarpement est importante. Le coefficient de sécurité est de $F_s = 1.30$ quand les pressions interstitielles négatives sont introduites dans l'analyse de stabilité, et de $F_s = 1.15$ si les effets de la succion sont ignorés (pression interstitielle fixée à 0 au-dessus de la nappe d'eau). L'influence hydrologique et mécanique des **fissures** est étudiée par le jeu de fissures de profondeur variables (0.8 m, 1.5 m) à l'amont de l'escarpement (Fig. 7.23f). Pour toutes les simulations, le niveau de la nappe atteint localement la surface topographique ; dans la plupart des cas, la succion de -5 kPa est remplacée par une valeur de pression positive de +2 à +8 kPa dans la zone de rupture potentielle (Fig. 7.23c). L'allure du champ de pressions interstitielles et des équipotentiels est également modifiée. Si les équipotentiels sont quasi-horizontales dans la partie amont de la pente, indiquant un écoulement d'eau à direction principalement verticale, elles se courbent dans la partie aval, de la base de l'escarpement vers la surface topographique (Malet *et al.*, sous presse). L'analyse paramétrique indique que (Fig. 7.23g, 7.23h) :

- le coefficient de sécurité F_s diminue à 1.30 pour des conditions sans fissure, à $F_s = 1.05$ pour une fissure d'une profondeur de 0.8 m localisée 10 m en retrait de l'escarpement (Fig. 7.23c, 7.23g), et à $F_s = 0.90$ pour une fissure de 1.5 m de profondeur (Fig. 7.23d, 7.23g) ;
- la profondeur et la densité de fissures ont une influence plus importante sur le coefficient de sécurité que leurs position en retrait de l'escarpement ;
- des fissures de profondeur > 1.5 m, localisées 20 m en retrait de l'escarpement, et une densité supérieure à 15% ont une influence supplémentaire faible sur le coefficient de sécurité (Fig. 7.23g).

Ainsi, pour des conditions de précipitations constantes, la diminution du coefficient de sécurité est largement contrôlée par les effets hydrogéologiques. Le processus dominant de génération de pressions interstitielles est l'écoulement dans les fissures, près de

l'escarpement. L'influence dynamique de la présence de zones de compression et d'extension doit être vérifié avec le code *GefDyn* (§ 7.1.4.2.2).

La Figure 7.23g représente la position de la surface de rupture pour le coefficient de sécurité le plus faible ($F_s = 0.85$) en supposant la présence de trois fissures, profondes de 0.8 m, et localisées respectivement à 5, 8, et 10 m en retrait de l'escarpement. Ces conditions sont proches de celles observées avant le déclenchement de *DFI*. La surface de rupture est localisée 7 m en retrait de l'escarpement. La position est proche de celle observée après la rupture.

L'analyse de stabilité démontre **le rôle primordial de la saturation partielle du matériau et l'influence des fissures**. De larges volumes de matériau peuvent être libérés pour des volumes précipités plus importants. La différence de distances de parcours des événements observés peut être expliquée par le volume mobilisé, la topographie de la pente d'écoulement, les propriétés mécaniques et rhéologiques du fluide (§ 2.3.3.2). En première approximation, les pressions interstitielles internes à l'écoulement ne sont pas considérées ; elles ne sont pas intégrées dans les codes de calculs utilisés.

7.2.3 Modélisation numérique de la propagation et de l'étalement des 'glissements de type écoulement' rapides

Modéliser l'écoulement et l'étalement de 'glissements de type écoulement' rapides déclenchés à partir de glissements de terrain répond à plusieurs objectifs :

- évaluer la performance et la sensibilité des codes de calcul en fonction de l'évolution de paramètres géométriques, hydrauliques et rhéologiques ;
- estimer les caractéristiques de l'écoulement (vitesse de propagation, distance de parcours, hauteur d'écoulement, débit) pour des scénarii réalistes (§ 8.1).

7.2.3.1 Stratégie de modélisation et choix des codes de calcul

Parmi les différents codes d'écoulement à surface libre (§ 2.4.3) notre choix s'est porté sur les codes incorporant **une loi de comportement viscoplastique** (*Bingham, Herschel-Bulkey*, bi-linéaire ; § 2.3.1). La granulométrie des matériaux sources et des dépôts des événements observés dans les 'Terres Noires' indique un comportement viscoplastique dans une large gamme de concentration volumique solide ($0.35 < \phi < 0.50$), bien représenté par une loi empirique de *Herschel-Bulkley*⁷⁰. De plus, le choix s'est porté sur des codes numériques validés par expérimentation sur des modèles réduits de laboratoire (canal, plan incliné). A cause de **l'encaissement du torrent du Sauze et de berges très pentues, les écoulements sont considérés comme super-critiques** (*nombre de Froude* > 1). Dans ces conditions géométriques, résoudre les équations du mouvement en combinant, dans le même code, le chenal et le cône de déjection est très délicat d'un point de vue numérique (Takahashi, 1991 ; Laigle et Marchi, 2000) ; les hypothèses d'un tel modèle sont limitées à des torrents aux pentes très faibles (O'Brien *et al.*, 1993). Les modèles *Bing* (Imran *et al.*, 1999, 2001) et *Cemagref 1-D* (Laigle et Coussot, 1994) ont été utilisés pour la propagation ; le modèle *Cemagref 2-D* (Laigle, 1996) a été utilisé pour l'étalement.

Les hypothèses suivantes sont effectuées dans les deux codes de propagation :

- les mécanismes de déclenchement ne sont pas modélisés ;
- la masse sédimentaire concentrée, constituée de grains solides et d'un fluide interstitiel (eau) est traitée comme un milieu continu supposé isotrope, monophasique, et incompressible de densité constante dans le temps et dans l'espace ;
- la pente d'écoulement est définie comme une zone 'obstacle' imperméable à l'intérieur de laquelle la matière ne peut pénétrer et la rugosité du lit est négligée ; la masse de

⁷⁰ Rappelons que, pour un écoulement viscoplastique de type *Herschel-Bulkley*, le fluide est constitué de deux couches distinctes : une couche de cisaillement et une couche rigide (plug). La contrainte de cisaillement à l'interface des deux couches est le seuil de contrainte. Le matériau ne peut se déformer que si la contrainte appliquée est supérieure au seuil d'écoulement.

sédiments reste constante au cours de la propagation, les phénomènes de dépôts ou de reprise ne sont pas pris en compte ;

- les caractéristiques rhéologiques ne varient pas pendant l'écoulement ;
- la composante orthogonale au lit de la vitesse est négligée.

Les équations de conservation de la masse (Eq. 1, Annexe 13), de conservation de la quantité de mouvement (Eq. 2, Annexe 13), et du transfert de masse (Eq. 3 ; Annexe 13) sont résolues, pour un régime d'écoulement laminaire et pour une distribution hydrostatique des pressions :

- dans le code *Bing*, par une méthode d'interpolation par différences finies à droite, dans une grille lagrangienne mobile ;
- dans les codes *Cemagref 1-D/2-D*, par une méthode d'interpolation par différences centrées (schéma de *Godunov*) qui permet de suivre la surface libre dans une grille eulérienne fixe.

Les détails des algorithmes, de la discrétisation des équations de conservation, des conditions aux limites de la surface libre sont développés dans Imran *et al.* (1999) pour le code *Bing*, et dans Laigle et Coussot (1994) pour le code *Cemagref 1-D*. Les équations sont indiquées à l'Annexe 13.

Les codes de propagation ont en commun de travailler dans une géométrie 1-D filaire (ou 1-D^{1/2}) où l'axe O_x correspond à la direction du chenal d'écoulement, et l'axe O_y à l'épaisseur du matériau en mouvement. La géométrie en travers du chenal est supposée égale à un demi-cercle dans *Bing* ; elle est ajustée par deux paramètres de formes dans *Cemagref 1-D*. Pour des écoulements super-critiques, les données d'entrée communes aux trois codes sont le poids volumique ρ du matériau, les caractéristiques rhéologiques de *Herschel-Bulkley* (τ_c et κ dans le code *Bing* ; κ/τ_c et τ_c/ρ dans les codes *Cemagref 1-D/2-D*), le volume de matériau au point source et la géométrie d'écoulement ; les codes *Cemagref 1-D/2-D* nécessitent en plus un hydrogramme de débit $Q_0(t)$. **En sortie**, le code *Bing* calcule la **hauteur d'écoulement**, la **vitesse** et la **position** de chaque nœud au cours de la propagation ; le code *Cemagref 1-D*

calcule les **hauteurs d'écoulement** dans la section mouillée, la **vitesse** et le **débit** pour chaque maille.

7.2.3.2 Présentation des codes de propagation et d'étalement

7.2.3.2.1 Le code de propagation Bing : hypothèse, algorithme et données d'entrée

Le code d'écoulement 1-D *Bing* a été développé par Imran *et al.* (1999), au *Saint Anthony Falls Laboratory (University of South Carolina)* pour simuler les écoulements concentrés sous-marins et sub-aériens.

- *Equations constitutives et résolution numérique*

Les équations constitutives utilisées pour résoudre l'équation de conservation de la masse et de conservation de la quantité de mouvement sont moyennées sur l'épaisseur (Annexe 13) ; elles sont résolues, dans un référentiel lagrangien (la position de chaque nœud est définie de façon exacte) selon un schéma explicite en différences finies centrées (Savage et Hutter, 1991 ; Pratson *et al.*, 2001). Une configuration lagrangienne, bien que moins précise, a été utilisée pour favoriser les temps de calcul et limiter les instabilités numériques du schéma eulérien à maille fixe ; un maillage lagrangien se justifie également pour des simulations à partir d'un volume fini de matériau qui se fluidifie en masse (Jiang et Leblond, 1993). Les équations de la loi de comportement de *Herschel-Bulkley* (Eq. 5) dans leurs formulations en cisaillement simple, sont implantées pour une couche rigide (Eq. 6) superposée à une couche de cisaillement (Eq. 7). La vitesse U , moyennée sur l'épaisseur totale (Eq. 8), est exprimée par l'équation (Eq. 9). L'approximation prend en compte la composante unidimensionnelle τ_{xy} , du seuil d'écoulement où x et y sont des nœuds à l'aval et à l'amont de la maille considérée sur le profil en long. Cette expression est utilisée pour calculer le profil de vitesse et la contrainte de cisaillement à la base de la couche rigide pour un écoulement en régime permanent uniforme. La loi de comportement de *Bingham* est dérivée des équations de *Herschel-Bulkley* avec un exposant n égal à 1. Pour une loi de comportement bi-linéaire, les formulations sont détaillées dans Imran *et al.* (1999). Les équations constitutives sont

transformées dans leur formulation lagrangienne par dérivation généralisée (Eq. 10, Eq. 11). Ces équations sont résolues numériquement par un maillage déformable (Fig. 7.24, Savage et Hutter, 1991).

Figure 7.24 – Maillage lagrangien dans le code Bing (in Imran et al., 2001).

figure7.24.jpg

Le volume de matériau source est décrit par un nombre fini de nœuds (indice j , Fig. 7.24). Le nœud du front (j_{\max}) se propage à la vitesse moyennée locale de l'écoulement, alors que chaque interface de maille (indice i , Fig. 7.24) se déplace à une vitesse locale u . Ce schéma permet que des nœuds se rapprochent ou se séparent. La vitesse U et l'épaisseur D de l'écoulement sont calculées au barycentre de chaque maille d'indice i . Le volume de chaque maille est constant, ce qui permet de réduire l'équation de conservation de la masse aux équations (Eq. 12) et (Eq. 13), intégrées temporellement par différences finies à droite (Eq. 14, Eq. 15). Les gradients spatiaux sont évalués par différences finies centrées pour les nœuds intérieurs, par différences finies à droite pour les premiers nœuds et par différences finies à gauche pour les derniers nœuds. Un terme de viscosité artificielle minimise les instabilités numériques (Eq. 16).

- Données d'entrée, conditions initiales et conditions aux limites

Le code *Bing* est construit dans une interface très simple d'utilisation (Fig. 7.25). La fenêtre est divisée en quatre sous-menu : conditions initiales, paramètres du matériau, paramètres de la modélisation numérique du matériel, paramètres de sorties.

La géométrie initiale, de forme parabolique, est introduite par deux termes L et H qui définissent respectivement la longueur du dépôt (à l'abscisse x_0 de la pente d'écoulement) et l'épaisseur du dépôt. Le poids volumique du matériau, les paramètres rhéologiques (*Herschel-Bulkley*, *Bingham*, bi-linéaire) pour la concentration volumique choisie, et le poids

volumique du fluide ambiant (air, eau) sont introduits. Ces paramètres sont constants pour la simulation. Le nombre de nœuds est sélectionné par l'utilisateur ; le pas de temps le plus adapté par rapport à la géométrie du modèle, est optimisé directement. Les résultats du calcul sont exprimés, pour chaque pas de temps, par la vitesse locale moyenne de chaque maille, l'épaisseur et la position de chaque maille sur le chenal d'écoulement.

Figure 7.25 – Interface de paramétrage des données d'entrée du code Bing.

figure7.25.jpg

7.2.3.2.2 Le code de propagation Cemagref 1-D : hypothèse, algorithme et données d'entrée

Le code d'écoulement *Cemagref 1-D* a été développé par Vila (1986) pour les avalanches de neige dense et adapté par Laigle et Coussot (1994, 1997) aux écoulements concentrés viscoplastiques. Le code est construit sur l'architecture classique des outils de calculs utilisés en hydraulique (calcul des hauteurs maximales, calcul des vitesses locales, calcul des débits locaux) pour des écoulements laminaires transitoires dans un chenal de géométrie constante dans le temps.

- Equations constitutives et résolution numérique

A l'inverse du code *Bing*, le schéma numérique utilisé pour résoudre l'équation de conservation de la masse et de conservation de la quantité de mouvement est construit sur les équations de *Barré de Saint-Venant*. Ce schéma se justifie par la faible profondeur relative de l'écoulement (rapport de la hauteur à la longueur caractéristique de l'écoulement faible), le caractère transitoire du phénomène.

Les équations de *Barré de Saint-Venant* sont écrites dans leur forme conservative (Eq. 17, Eq. 18) pour vérifier la conditions d'interface de *Rankine-Hugoniot* (équation de transfert de masse entre l'amont et l'aval d'une discontinuité d'écoulement telle qu'un ressaut pour un écoulement à surface libre) qui permet de traiter un front d'écoulement comme n'importe quel point courant. Cette relation impose une divergence nulle pour les mailles contenant la surface libre. La densité du fluide est supposée constante et la courbure des lignes de courant est faible. Le front d'écoulement est représenté schématiquement sur quelques points du maillage par des discontinuités (Fig. 7.26a). Ce système d'équations hyperboliques strictement non linéaires est résolu dans un maillage eulérien filaire selon un schéma explicite en différences finies. Brièvement, la procédure de recherche d'une solution par incrémentation du temps dt s'effectue en trois étapes : évaluation, à partir des valeurs à l'instant t_{i-1} des vitesses provisoires au temps t par une approximation explicite des équations de mouvement ; utilisation d'une méthode itérative de *Godunov* (Vila, 1986) pour la résolution des équations de conservation de la masse et de la quantité de mouvement ; une nouvelle configuration au fluide est définie par résolution de l'équation de transfert de masse. Une approximation du problème étant obtenue, une correction est ensuite réalisée pour tenir compte de la gravité et de la loi de frottement utilisée (second membre de l'équation Eq. 19, Eq. 20).

Figure 7.26 – Maillage eulérien filaire dans le code Cemagref 1-D. (a) : Méthode de contrôle du transfert de masse à la vitesse moyenne U par variation de volume (V, V') entre les interfaces (1,2) et (1',2') pendant l'intervalle de temps dt . x est l'abscisse curviligne définie le long du chenal ; (b) : Gestion des profils en travers avec les paramètres de forme K et α (b) (in Martinet, 1992).

figure7.26.jpg

Pour un problème où les conditions initiales, les conditions aux limites et la géométrie du chenal d'écoulement sont connues, la loi de comportement reste la seule inconnue des équations de Barré de Saint-Venant. Seule une loi de type Herschel-Bulkley est introduite dans le code. Les expressions de la contrainte de cisaillement moyenne à la paroi (pour un écoulement permanent uniforme à surface libre dans un plan infiniment large, -Eq. 21a-) sont issues des travaux théoriques de Coussot (1994). L'hypothèse suivante est réalisée : la

résistance locale à l'écoulement transitoire est égale au frottement calculé pour un même débit et une même hauteur d'écoulement locaux par la formule établie en régime permanent uniforme (Eq. 21b). L'expression du terme de frottement introduit dans les équations de mouvement est calculée à partir du périmètre de la section mouillée et de la masse volumique du matériau (Eq. 22). Le modèle a été calé au laboratoire par comparaison à des écoulements transitoires de fluide modèle (Laigle, 1998).

- Données d'entrée, conditions initiales et conditions aux limites

Les données d'entrées géométriques consistent au profil en long du chenal d'écoulement et à plusieurs profils en travers caractéristiques, implantés dans le code par deux coefficients (K , α , Fig. 7.26b, -Eq. 23-). Les caractéristiques du matériau sont le poids volumique ρ et les caractéristiques rhéologiques de *Herschel-Bulkley* (seuil d'écoulement τ_c , paramètre de forme κ) exprimées par les ratios τ_c/ρ et κ/τ_c . Les conditions aux limites sont définies par un hydrogramme de l'écoulement (qui correspond au débit de l'écoulement concentré au cours du temps). Les conditions initiales correspondent à l'épaisseur de l'écoulement à l'instant t_0 pour chaque maille. Le nombre maximal de mailles de calcul est limité à 30 000 (Coussot et Laigle, 1994).

7.2.3.2.3 Le code de propagation Cemagref 2-D : hypothèse, algorithme et données d'entrée

Le code d'étalement *Cemagref 2-D* est également issu des travaux de Vila (1986) pour les avalanches de neige dense et les ruptures de barrages (Vila, 1987). Il a été adapté par Laigle (1996, 1997) aux écoulements concentrés viscoplastiques. De façon analogue au modèle *Cemagref 1-D*, le modèle bidimensionnel est fondé sur les équations de *Barré de Saint-Venant*, dans leur forme bidimensionnelle, associées à une loi de comportement déduite des travaux de Coussot (1994).

- Equations constitutives et résolution numérique

L'écoulement, fonction de la gravité, de la pression et de la viscosité frictionnelle, est considéré comme instable et non uniforme. Les hypothèses retenues sont les suivantes :

- comme dans le cas 1-D, l'expression de la contrainte à la paroi est considérée comme équivalente localement à celle obtenue en régime permanent uniforme pour une même hauteur d'écoulement et une même vitesse moyenne ;
- les termes de contraintes de cisaillement introduits par les différences de vitesse dans un plan horizontal sont dans un premier temps négligés ;
- les contraintes normales s'exerçant sur un élément de fluide se réduisent au terme de pression dont la répartition est supposée hydrostatique ;
- les aspérités du cône torrentiel, le comportement spécifique du front et son influence sur le comportement global de la lave et l'érosion sont négligés.

Le système d'équations est détaillé à l'Annexe 13 (Eq. 24, Eq. 25, Eq. 26, Eq. 27). Ces équations sont résolues par un schéma explicite de *Godunov* (Vila, 1986), proche de celui utilisé par le modèle monodimensionnel, utilisé dans le cadre d'une approximation aux volumes finis (Laigle, 1997).

- Données d'entrées, conditions initiales et conditions aux limites

Le code bidimensionnel est intégré dans une interface SIG (Arcview 3.1, Esri Inc.) pour représenter graphiquement les résultats sur un modèle numérique de terrain. Pour chaque maille de calcul, l'épaisseur du dépôt et la vitesse de l'écoulement sont représentées à chaque pas de temps. Dans le cadre de la gestion du risque torrentiel, l'extension maximale, l'épaisseur des dépôts terminaux et les vitesses locales sont les paramètres croisés pour définir un niveau d'aléa (Petraschek et Kienholz, 2003).

Les données d'entrées géométriques consistent en une grille topographique du cône de déjection du torrent, dans laquelle une importance particulière doit être apportée aux creux et bosses (décimétriques) qui peuvent faire obstacle ou détourner l'écoulement ; les obstacles

artificiels (digues, barrages) sont introduits dans la grille topographique comme un terme de sur-sol. La grille d'élévation, constituée au maximum de 30 000 mailles, est orientée. La résolution optimale et les algorithmes d'interpolation à utiliser sont discutées dans Laigle (1996) et Laigle *et al.* (2003). Les caractéristiques du matériau sont introduites selon le même formalisme que pour le modèle monodimensionnel (§ 7.2.3.2.2).

Les conditions initiales correspondent au débit liquide imposé au point de débordement (l'apex du cône de déjection ou le point de débordement du torrent) et la hauteur de débordement. Cette maille de calcul correspond au point d'entrée de l'écoulement (hydrogramme et hauteur de débordement issu du modèle monodimensionnel) sur le cône. Les conditions aux limites sont définies à l'amont par un débit imposé en un point d'entrée. Le modèle a été calé sur des événements réels observés en Suisse, en Autriche et en Italie (Laigle et Marchi, 2000 ; Laigle *et al.*, 2003).

7.2.3.3 Sensibilité et analyse paramétrique des codes de propagation et d'étalement

7.2.3.3.1 Erreur relative des codes et analyse de sensibilité : méthodologie

La performance des modèles est évaluée à partir de la solution théorique proposée par Coussot (1992, 1994) pour définir la vitesse et la hauteur d'un écoulement de type *Herschel-Bulkley*, à l'abscisse X d'un chenal. L'influence des paramètres numériques, puis des caractéristiques rhéologiques et hydrauliques sur l'erreur relative et la variation de hauteur d'écoulement et de vitesse est successivement analysée. Pour les modèles de propagation, les simulations sont réalisées sur un profil en long de 2 km, à pente variable comprise entre 18° et 25° (Fig. 7.27a) ; pour le modèle d'étalement, les simulations sont réalisées sur un plan 2-D, représentatif d'un cône de déjection, à faible pente (de 2° à 6°) et dont la surface atteint 2 km² (Fig. 7.27b). Le volume initial libéré est de 5 000m³ ; le débit de pointe atteint 100 m³.s⁻¹ ; les caractéristiques mécaniques et rhéologiques sont $\rho = 21 \text{ kN/m}^3$, $\tau_c/\rho = 1.2$, $\kappa/\tau_c = 0.3$. Ces caractéristiques correspondent aux valeurs moyennes de paramètres de laves torrentielles boueuses observées dans les Alpes (Rickenmann et Zimmerman, 1993 ; Bardou, 2002). Les paramètres spécifiques à certaines simulations sont indiqués sur les figures illustrant les résultats (Fig. 7.28, Fig. 7.29, Fig. 7.30).

Figure 7.27 – Profil en long et maillage utilisés pour l'étude paramétrique des codes de propagation Bing et Cemagref 1-D (a) et d'étalement Cemagref 2-D (b). Forme simplifiée de l'hydrogramme utilisé pour les tests paramétriques dans les codes Cemagref 1-D/2-D (c).

figure7.27.jpg

7.2.3.3.2 Erreur relative des codes et analyse de sensibilité : résultats

La performance des modèles est représentée par l'erreur relative sur la détermination de la vitesse et de la hauteur de l'écoulement à l'abscisse $X = 500$ m pour les modèles de propagation, et au nœud $X=500$ m, $Y=800$ m pour le modèle d'étalement.

- **Influence du maillage et de la résolution** (Fig. 7.28a, b). La simulation numérique est très sensible au maillage pour les trois codes. Plus la taille des mailles augmente, plus l'erreur relative sur les vitesses et sur la hauteur de l'écoulement devient importante. Dans le détail :
 - • **pour les codes de propagation**, l'erreur relative moyenne est de l'ordre de 8 % pour le code *Cemagref 1-D* alors que l'erreur est très élevée pour le code *Bing* (> 1000 %) ce qui indique que les vitesses sont surestimées de deux à trois ordres de grandeur. Par contre, les hauteurs d'écoulement sont bien représentées dans les deux codes, avec une erreur moyenne proche de 3 %. La surestimation très forte de la vitesse avec le code *Bing* est liée à aux hypothèses de calcul du modèle. Ce point est discuté ci-dessous ;
 - • **pour le code d'étalement**, une précision topographique importante est requise. L'erreur relative passe de 13 % à 3 % quand la résolution passe de 5 m à 0.25 m (Fig. 7.28c).

Le compromis très classique de la simulation numérique (diminution de l'erreur relative quand le maillage est plus fin, augmentation du temps de calcul) issu de la discrétisation des équations, est retrouvé. Il semble néanmoins que pour des torrents dont la longueur est comprise entre 2 et 5 km, un maillage de 100-200 nœuds est acceptable pour la propagation ; pour l'étalement, un maillage infra-métrique est nécessaire. Ces valeurs rejoignent les observations de Laigle *et al.* (2003).

Figure 7.28 – Erreur relative des codes numériques par rapport à la solution théorique de Coussot (1992). (a, b) : Influence du nombre de mailles pour les codes d'écoulement Bing et Cemagref 1-D, sur respectivement la vitesse à l'abscisse $X = 500$ m (a), et la hauteur de l'écoulement à l'abscisse $X = 500$ m (b) ; (c) : Influence de la résolution du modèle numérique de terrain sur la hauteur de l'écoulement à l'abscisse $X = 200$ m et à l'ordonnée $Y = 100$ m ; (d) : Influence de la viscosité artificielle sur la hauteur d'écoulement aux abscisses pré-citées.

figure7.28.jpg

- **Influence de la viscosité artificielle** (Fig. 7.28d). Comme une erreur importante est commise sur la vitesse par le code *Bing*, la performance des modèles est uniquement évaluée sur la hauteur d'écoulement. Les résultats indiquent que la diminution de l'erreur relative pour une diminution de la valeur de la viscosité artificielle de 10^{-2} à 10^{-6} est relativement faible ($\pm 2\%$), en contrepartie d'une augmentation des temps de calcul de 10 min à 15 heures (sur un *Pentium* 2 GHz). Une valeur de viscosité artificielle de 10^{-4} est raisonnable.
- **Influence des paramètres géométriques** (non représentée). La pente du chenal, la forme de la masse mise en mouvement (code *Bing*) et la géométrie de la section mouillée (paramètres K et α , code *Cemagref 1-D*) n'influencent pas l'erreur relative, qui est constante.

- **Influence des paramètres rhéologiques** (Fig. 7.29a, b) : l'influence des paramètres rhéologiques sur l'erreur relative de la hauteur d'écoulement, globalement identique pour les trois codes de calcul, est relativement faible. L'erreur relative augmente légèrement quand le seuil d'écoulement et la poids volumique du matériau augmentent, pour des écoulements à concentration volumique plus forte.

Les résultats numériques montrent une parfaite concordance avec les résultats analytiques pour la hauteur d'eau et les vitesses pour les codes *Cemagref 1-D/2-D* ; par contre, la vitesse est très nettement surestimée par le code *Bing* par les hypothèses de calcul du modèle.

Figure 7.29 – Erreur relative et analyse de sensibilité des paramètres rhéologiques des codes numériques. (a) : Erreur relative sur la hauteur d'écoulement pour le paramètre τ_c / ρ à l'abscisse $X = 500$ m pour les codes *Bing* et *Cemagref 1-D* et au nœud $X = 500$ m $Y = 800$ m pour le code *Cemagref 2-D* ; (b) : Erreur relative sur la hauteur d'écoulement pour le paramètre κ/τ_c ; (c) : Sensibilité du paramètre κ/τ_c sur la hauteur d'écoulement ; (d) : Sensibilité du paramètre τ_c/ρ sur la hauteur d'écoulement.

figure7.29.jpg

En effet, le modèle est construit sur le schéma 'd'eau peu profonde' de Jiang et Leblond (1992), qui impose un profil parabolique de vitesse horizontale au sein de l'écoulement : à l'interface avec le corps rigide à la base, la vitesse tend vers une valeur finie qui est approximativement celle d'un écoulement dénué de viscosité ; par contre, dans la masse viscoplastique, des contraintes visqueuses plus ou moins importantes sont présentes. Par conséquent, pour des écoulements de faibles épaisseurs par rapport aux dimensions du problème, le gradient de vitesse est important et le fluide subit un taux de cisaillement élevé. Cette hypothèse de couche limite basale à vitesse élevée se justifie pour des écoulements concentrés sous-marins où de l'eau peut être piégée à la base (hydroplaning, -Assier, 1997 ;

Mohrig *et al.*, 1999-); pour des écoulements subaériens, l'hypothèse n'est pas valide. A l'inverse, les codes Cemagref 1-D/2-D utilisent l'hypothèse d'une distribution logarithmique des vitesses sur la verticale (avec les vitesses maximales près de la surface) et sur une horizontale. Par contre, le code Bing reproduit très bien les hauteurs d'écoulement et la distance de parcours.

L'analyse de sensibilité des paramètres géométriques (β , K , α), rhéologiques (τ_c/ρ , κ/τ_c) et hydrauliques (volume, débit), réalisée selon une méthodologie similaire à celle exposée pour le code *STARWARS* (§ 6.4.2.1), est présentée aux Figures 7.29 et 7.30. La plage de variation atteint $\pm 50\%$. Comme il est délicat d'analyser l'allure de l'hydrogramme d'entrée sur les simulations, les caractéristiques hydrauliques sont uniquement testées en terme de volume d'entrée et de débit maximum; la forme de l'hydrogramme est un triangle isocèle (Fig. 7.28c).

- **Sensibilité des paramètres géométriques** (non représentée). La variation positive ou négative de ces paramètres est triviale :
 - • **si la pente β augmente, l'épaisseur des dépôts diminue car le seuil d'arrêt du mouvement n'est pas atteint.** Pour une variation de l'angle de $\pm 20\%$, l'épaisseur de l'écoulement varie d'environ 15%. De la même manière, l'augmentation de la pente se traduit par des vitesses plus élevées, bien que deux effets antagonistes soient observés : d'une part, l'augmentation de la pente entraîne celle de la composante de gravité dans la direction de l'écoulement (effet moteur), d'autre part, la masse de sédiment est d'autant plus concentrée au niveau du front de l'écoulement que la pente est plus forte (effet frein). Malgré ces effets antagonistes, le gradient de pente tend à augmenter la vitesse d'écoulement ;
 - • **si le paramètre K augmente**, la forme de la section mouillée est plus large (forme en U) donc **la hauteur d'écoulement diminue**, tout paramètre égal par ailleurs. Une variation de K de $\pm 20\%$ conduit à une variation de la hauteur d'écoulement d'environ 10 %. La relation est quasi-linéaire pour des valeurs de K comprises entre 2 et 25 (sections mouillées du torrent du Sauze) ;

- • **si le paramètre α augmente**, la forme de la section mouillée est plus étroite (forme en V) donc **la hauteur d'écoulement augmente**, tout paramètre égal par ailleurs. Une variation de α de $\pm 20\%$ conduit à une variation de la hauteur d'écoulement d'environ 5% ;
- ► **Sensibilité des paramètres rhéologiques** (Fig. 7.29c, d). L'influence des paramètres τ_c/ρ et κ/τ_c varie dans le même sens pour la hauteur d'écoulement, et dans le sens inverse pour la vitesse : une variation positive de $+50\%$ conduit à une variation de hauteur de $+40$ à $+60\%$, et de vitesse de -30% . Il est remarquable de noter la similitude dans l'allure des courbes quel que soit le modèle, ce qui traduit l'indépendance du rôle du paramètre sur la formulation numérique.
- ► **Sensibilité des paramètres hydrauliques** (Fig. 7.30a, b). Si le volume mobilisé a une influence forte sur la hauteur d'écoulement, le débit de pointe a une influence plus limitée : une variation du volume de $\pm 50\%$, conduit à une variation de la hauteur de $\pm 80\%$, une variation du volume de $\pm 50\%$, conduit à une variation de hauteur de $\pm 40\%$. Ces résultats confirment les remarques de Laigle et Marchi (2000) qui indiquent que, pour **des paramètres rhéologiques constants, le volume a plus d'importance sur le volume de débordement à l'aval que le débit de pointe.**

Les codes apparaissent **performants pour représenter les hauteurs d'écoulement, les volumes au point de débordement et les distances de parcours**, qui sont les trois paramètres utilisés en premier pour définir un niveau d'aléa (Petraschek et Kienholz, 2003) ; la vitesse d'écoulement est bien reproduite par les codes *Cemagref 1-D/2-D*. Pour des écoulements subaériens, les hypothèses de calcul sont justifiées pour les codes *Cemagref 1-D/2-D* ; par contre, elles ne sont pas valables pour le code ***Bing* qui surestime fortement les vitesses par l'introduction d'une bande de vitesse très élevée à la base**. L'avantage de *Bing* est sa grande souplesse et **facilité d'utilisation**, en particulier par la définition d'un volume fini de matériau par une géométrie simple, alors que les codes *Cemagref 1-D/2-D*

utilisent en données d'entrée, une **valeur de débit délicate à obtenir** (Rickenmann et Zimmermann, 1993).

Figure 7.30 – Analyse de sensibilité des paramètres hydrauliques des codes numériques. (a) : Sensibilité du volume mobilisé sur la hauteur d'écoulement ; (b) : Sensibilité du débit de pointe sur la hauteur d'écoulement.

figure7.30.jpg

Pour des 'glissements de type écoulement' boueux, au comportement viscoplastique, les paramètres les plus influents des modèles de propagation et d'étalement, quels que soient les modèles (1-D, 2-D), sont par ordre d'influence :

- le volume de matériau mobilisé ;
- les caractéristiques rhéologiques, et notamment le paramètre τ_c/ρ ;
- la topographie du chenal et du cône de déjection.

L'influence de la variation de pression interstitielle au cours de la propagation et pendant l'étalement, non testée dans ce travail, est un paramètre fondamental à prendre en compte (§ 2.3.3 ; Iverson *et al.*, 1997 ; Major et Iverson, 1999 ; Iverson, 2003).

L'expérimentation du modèle est un préalable pour l'utilisation d'un modèle comme outil de prévision. La performance des modèles de propagation à reproduire la distance de parcours, la hauteur d'écoulement, le débit d'écoulement et la vitesse sur des cas réels observés, à partir des caractéristiques mécaniques et rhéologiques définies au laboratoire (§ 5.5 ; § 5.6) sont présentés ci-dessous.

7.2.3.4 Calage/validation aux événements observés à Super-Sauze en 1999

La finalité des modèles étant le **zonage de l'aléa torrentiel sur un cône d'accumulation**, une bonne représentation des zones atteintes, des limites de la zone d'extension et de l'épaisseur des écoulements constitue un critère essentiel à la validation du modèle. Une tentative d'application des codes est réalisée sur les événements *DF1* et *DF2* (matériau *COU99*) et *MUD* (matériau *CIa*) observés en 1999 à *Super-Sauze* ; ces événements ne sont pas idéaux (petits volumes, pas de chenalisation).

7.2.3.4.1 Calage/validation des modèles de propagation

La distance maximale de parcours et l'épaisseur des dépôts (5 m à l'amont du point d'arrêt) simulés par les codes *Bing* et *Cemagref 1-D* sont comparés aux observations terrain. Dans les trois cas, l'origine du repère ($x = 0$) se situe au point source de la zone de rupture ; le domaine de calcul s'étend sur 1000 m ; le maillage est constitué de 200 mailles. La topographie de la trajectoire des écoulements est déduite d'un modèle numérique de terrain anté-événement. Pour le code *Bing*, la forme du chenal d'écoulement est un arc de cercle ; pour le code *Cemagref 1-D*, dix profils transverses sont introduits par ajustement des paramètres K et α .

Les paramètres de la loi de frottement sont déduits des essais rhéométriques effectués, sur chacun des matériaux, à la concentration volumique estimée de l'événement (Fig. 5.31) ; les poids volumiques atteignent 18.1 kN.m^{-3} pour *DF1* et *DF2* et 20.3 kN.m^{-3} pour *MUD*, constant au cours des simulations. Ainsi la confrontation n'introduit pas de calage des paramètres.

Les volumes libérés atteignent respectivement **2500 m^3 (*DF1*)**, **7700 m^3 (*DF2*)** et **100 m^3 (*MUD*)** selon :

- ► une géométrie de parallélépipède (code *Bing*) ;
- ► un hydrogramme triangulaire avec un débit de pointe de $10 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ pour *DF1/DF2* et $1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ pour *MUD* (code *Cemagref 1-D*).

Tableau 7.3 – Calage et optimisation du code Cemagref 1-D sur les évènements de 1999 à Super-Sauze.

	Paramètres rhéologiques laboratoire			Paramètres rhéologiques optimisés		
	<i>DF1</i>	<i>DF2</i>	Mud	<i>DF1</i>	<i>DF2</i>	Mud
Matériau	IND : $\phi=0.47$	IND : $\phi=0.48$	C1a : $\phi=0.45$	IND : $\phi=0.47$	IND : $\phi=0.48$	C1a : $\phi=0.45$
ρ (kN.m ⁻³)	18.1	18.1	20.3	18.1	18.1	20.3
τ_c (Pa)	225	250	215	<i>285</i>	<i>317</i>	<i>192</i>
κ (Pa.s ^{1/3})	125	137	155	<i>161</i>	<i>186</i>	<i>182</i>
Débit de pointe (m ³ .s ⁻¹)	10	10	1	<i>7</i>	<i>13</i>	<i>0.4</i>
Dp (m)	<i>447</i>	<i>603</i>	<i>94</i>	389	547	108
H (m)	<i>1.41</i>	<i>1.12</i>	<i>0.23</i>	1.24	0.96	0.18
V _{max} (m.s ⁻¹)	<i>6.93</i>	<i>4.04</i>	<i>0.59</i>	6.72	3.87	1.07
V _{moy} (m.s ⁻¹)	<i>5.32</i>	<i>3.40</i>	<i>0.28</i>	4.82	3.02	0.97
ϵ - Dp (%)	14.9	10.2	-13.0	/	/	/
ϵ - H (%)	13.7	16.7	27.8	/	/	/
ϵ - V _{max} (%)	37.1	33.4	-48.6			

Dp est la distance de parcours depuis l'abscisse X = 0. Le point le plus extrême avec une hauteur d'écoulement au moins égale à 0.05 m est retenu ; H est la hauteur de l'écoulement 5 m à l'amont du point d'extension maximale ; V_{max} est la vitesse maximale simulée ; V_{moy} est la vitesse moyenne simulée ; ϵ est l'erreur relative. Les paramètres optimisés ou simulés sont indiqués en italique. Les paramètres fixes sont en style normal.

Les résultats des simulations avec les paramètres rhéométriques 'laboratoire' sont présentés au Tableau 7.3 pour le code *Cemagref 1-D*. Selon les modèles, et le paramètre de validation

retenu, les différences entre calculs et mesures peuvent être élevées et atteindre 50% de la valeur observée. Les résultats avec le code *Bing* sont indiqués dans Malet *et al.* (2003e, sous presse).

Qualitativement, les **simulations et les mesures présentent une bonne concordance**. La forme des écoulements est généralement bien respectée ; les ordres de grandeur des hauteurs d'écoulement et des distances de parcours sont tout à fait cohérents avec les observations. Les différences portent sur (Tab. 7.3) :

- un décalage des hauteurs maximales d'écoulement dans un rapport inférieur à 30% de la valeur observée ;
- un décalage de l'ordre de 15% de la distance parcourue ;
- un décalage important sur les vitesses, en particulier pour le code *Bing* (> trois ordres de grandeur, Malet *et al.*, 2003e, sous presse) et proche de 45% de la valeur observées pour le code *Cemagref 1-D* (par rapport aux vitesses de pic estimées par la méthode de *Johnson*). En première approximation, il semble que l'erreur sur la vitesse diminue quand le volume de matériau augmente.

La plupart des différences observées restent à l'intérieur de la fourchette de précision que l'on peut raisonnablement attendre des mesures. Les incertitudes sur l'estimation des paramètres rhéologiques ou les incertitudes sur la précision du relevé topométrique des dépôts et des observations sur les vitesses sont assez élevées pour expliquer les différences entre calculs et mesures. Elles peuvent masquer les éventuelles imprécisions du modèle.

Une **rhéologie de Herschel-Bulkley permet de représenter fidèlement les écoulements boueux observés** ; les simulations réalisées à titre de comparaison avec un rhéologie bi-linéaire (Locat, 1997 ; § 5.6.2) présentent des erreurs d'estimation similaires.

7.2.3.4.2 Calage/validation du modèle d'étalement

Le code est validé uniquement sur l'événement *DF2*, pour lequel un levé morphologique détaillé des épaisseurs est disponible. Le zone de dépôt de *DF2* consiste à la partie médiane et aval du glissement-coulée, représentée par un modèle numérique de terrain de résolution 1 m. Les paramètres hydrauliques correspondent aux caractéristiques d'écoulement (débit, hauteur de débordement) du modèle 1-D ; les paramètres rhéologiques sont déduits des essais rhéométriques.

En considérant uniquement les hauteurs de dépôt, les résultats permettent de distinguer deux écoulements :

- lorsque **l'écoulement est encore relativement rapide** (et donc parfaitement développé), les **différences de hauteur sont faibles** et de l'ordre de grandeur de celles observées dans le cas monodimensionnel (25%);
- lorsque **l'écoulement est proche de l'arrêt**, les **différences sont maximales et peuvent atteindre 100%**. Comme le signalent Laigle *et al.* (2003), ceci peut s'interpréter par la forte sensibilité du modèle dans cette phase particulière de l'écoulement. Le front d'écoulement est raide et par conséquent, une faible décalage sur la position du point de mesure entraîne des variations fortes sur les valeurs mesurées.

En revanche, si l'on considère uniquement la représentation de la zone maximum d'extension, les différences entre calculs et observations sont plus faibles (Fig. 7.31). La forme générale et les dimensions (longueur, largeur) du dépôt sont bien respectées. Les différences sont inférieures à 30% des valeurs observées, ce qui est dans la plage d'incertitude des paramètres rhéologiques caractérisés au laboratoire.

Figure 7.31 – Validation et optimisation du code Cemagref 2-D sur l'extension de la zone de dépôt de l'événement *DF2*.

figure7.31.jpg

7.2.3.4.3 Optimisation des codes

A l'inverse, on peut chercher à optimiser les modèles en calant les paramètres rhéométriques et l'hydrogramme d'entrée sur les valeurs observées de distances de parcours et de hauteurs de dépôts. L'ajustement est réalisé avec le solveur non linéaire *Pest (Model-Independent Parameter Estimation)*, -Parameter Estimation Inc, 1999- ; § 6.4.2.3).

Pour la **phase de propagation**, les meilleures simulations sont représentées à la Figure 7.32. Les paramètres rhéologiques optimisés (τ_c , κ) sont peu différents des paramètres rhéologiques estimés au laboratoire ($\pm 25\%$), ce qui traduit la limite de validité des essais rhéométriques. Le seuil d'écoulement optimisé est supérieur d'environ 20% pour *DF1/DF2* et inférieur d'environ 10% pour *MUD* ; le paramètre de forme de *Herschel-Bulkley* est inférieur d'environ 20% pour les trois événements. Les mêmes remarques peuvent être réalisées pour la **phase d'étalement**, en optimisant les paramètres sur l'extension maximale (Fig. 7.32) ; les paramètres rhéologiques optimisés avec *Cemagref 2-D* sont peu différents de ceux optimisés avec *Cemagref 1-D*.

Un gain important dans la représentation est observé avec une **meilleure discrimination du débit de pointe pour le code *Cemagref 1-D***, avec des paramètres rhéologiques constants. Ceci confirme les conclusions de l'analyse de sensibilité. Avec ces paramètres optimisés, l'erreur relative sur la vitesse de propagation est un peu plus faible. Pour *DF1*, *DF2* et *MUD*, le débit de pointe optimisé est respectivement de $7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $0.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; pour les deux événements importants, d'après la méthode *Crupedix*⁷¹ (Cemagref, 1980), des débits de pointe de 7 à $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ correspondent à une période de retour décennale.

⁷¹ La méthode *Crupedix* permet l'estimation du débit de pointe décennal (Q_{i10}). La formulation suivante a été obtenue par une analyse statistique de 630 bassins-versants de moins de 4000 km^2 .

Figure 7.32 – Analyses en retour des déplacements de la coulée de boue MUD et de la coulée de débris boueuse DF2 de mai 1999 avec les codes Bing et Cemagref 1-D. Evolution de la géométrie pendant la propagation et forme finale (épaisseur, distance parcourue) à l’arrêt.

figure7.32.jpg

Les modèles *Bing* et *Cemagref 1-D/2-D* présentent une bonne capacité à représenter la phase de propagation d’une part et la zone d’étalement d’autre part. **Ils sont validés à l’échelle du terrain pour des évènements de petits volumes.** Il faut néanmoins continuer leur validation sur des évènements volumineux, comme la lave torrentielle de *Faucon* en 1996 et 2003 pour lesquelles une cartographie précise des dépôts est disponible (Remaitre *et al.*, 2002 ; soumis ; Malet *et al.*, soumis-e). L’absence de calage garantit la qualité des outils et permettent d’établir des limites de validité. Les modèles peuvent être utilisés de manière prospective, sous forme de scénarios, pour tenir compte de l’incertitude et de la variabilité sur les paramètres rhéologiques et hydrauliques (§ 8.1).

7.3 Discussion et conclusion

Ce chapitre analyse la relation ‘*nappe-déplacements*’ pour les glissements-coulées dans les ‘*Terres Noires*’ et quantifie l’influence des variations du niveau hydrostatique (seuil de

$Q_{i10} = S^{0.8} (P_{j10} / 80)^2 R$ où Q_{i10} est le débit instantané maximal annuel décennal, S est la superficie du bassin versant en km^2 , P_{j10} est la pluie journalière maximale annuelle décennale en mm, R est un coefficient régional. L’incertitude de la méthode pour l’échantillon considéré est grande. L’intervalle de confiance à 70% est $[^2/3Q, 3/2Q]$ et celui à 90% est $[Q/2, 2Q]$.

pressions interstitielles) sur la mobilité de l'objet. L'analyse et la modélisation numérique sont conduites à deux échelles de temps : l'échelle annuelle, pour tenir compte des variations saisonnières de vitesses, et l'échelle d'un événement, pour vérifier les conditions de déclenchement d'écoulements gravitaires rapides.

Pour des glissements-coulées affectant des matériaux argilo-marneux, les mécanismes de mouvement lent peuvent être ainsi divisés schématiquement en deux catégories : des déformations visco-plastiques (fluage) continues et relativement faibles, et des déformations plastiques soudaines qui conduisent à la rupture.

Les **déplacements de surface** sont **importants**, mais **très hétérogènes** sur l'ensemble de la coulée, et en relation directe avec un compartimentage en 'gouttières' longues et étroites, lié à la topographie fossilisée d'échines et de ravines : à l'amont les **vitesses moyennes maximales sont les plus élevées** (supérieures à 0.03 m.jour^{-1} dans le compartiment central, mais tout de même inférieures à $0.002 \text{ m.jour}^{-1}$ dans le compartiment externe drainé latéralement par le torrent), **alors qu'à l'aval, elles diminuent progressivement**. Il existe une **forte variabilité inter-annuelle des vitesses** ; les **pics** sont observés à la suite de **cumuls pluviométriques importants**. Toutefois, aucune redistribution des déplacements le long du glissement-coulée n'est, pour l'instant, observée.

L'amplitude des déplacements est directement contrôlée par le régime hydrologique et les périodes de nappe haute : **accélération au printemps**, à la fonte du manteau neigeux, et à **l'automne**. **En été**, en période de drainage de la nappe, si les **vitesses diminuent** elles ne sont jamais nulles : le matériau continue de s'écouler sous l'influence de la gravité. **L'amplitude de l'accélération dépend à la fois de la vitesse de la recharge et de la durée de la période de nappe haute.**

L'utilisation combinée des niveaux d'eau simulés par le modèle hydrologique *STARWARS* et une loi de comportement élastoplastique à effet visqueux pour reproduire les déplacements

des glissements-coulées conduit aux remarques suivantes, dont la plupart sont à vérifier par de l'instrumentation terrain ou des simulations numériques avec des modèles validés :

- pendant une augmentation des niveaux d'eau, des suppressions interstitielles vont être générées en particulier dans les zones de compression du mouvement par chargement non drainé ; à l'inverse pendant le drainage, les pressions interstitielles diminuent fortement par dissipation et dans certaines zones par extension du matériau : ceci pourrait expliquer l'hystérésis de la relation $v(U)$. Ces mécanismes sont d'autant plus sensibles que la topographie recouverte est complexe et chahutée, ou que la surface de rupture présente des irrégularités ;
- un regain de résistance local et temporaire du matériau est observé pendant les périodes de drainage ;
- certains mécanismes ne sont pas pris en compte dans les modèles testés ; il est nécessaire de suivre les vitesses de déplacement en profondeur, couplés avec la mesure d'une pression interstitielle à la base. Des réflexions sont en cours dans le cadre du projet *ACI Samoa* sur le développement de techniques géophysiques pour le suivi des profils de vitesses en profondeur ;
- le calage est seulement effectué sur un unique site du glissement-coulée et la validation sur quatre sites. Une validation multi-sites devra être poursuivie ;
- le code éléments finis *GefDyn*, testé de manière exploratoire, doit permettre de répondre à certaines de ces interrogations. Le code doit au préalable être testé et validé avec des éléments d'interface. Une analyse paramétrique doit être engagée pour vérifier l'influence de différents paramètres en distinguant les caractéristiques de la loi de comportement, les niveaux d'eau par l'effet dynamique de la montée et de la descente de la nappe, la progression d'un front d'infiltration vers la profondeur, les zones de compression et d'extension, les accélérations sismiques.
- seules des variations de pressions interstitielles dans la gamme 20–36 kPa (qui correspondent aux amplitudes des fluctuations observées sur la période de mesure) ont été étudiées de manière exploratoire. Il est nécessaire de s'intéresser au comportement du matériau pour des pressions interstitielles supérieures à un seuil de 38 kPa, qui semblent être une limite de liquéfaction du matériau et de déclenchement de '*glissements de type écoulement*' rapides. Ces phénomènes de liquéfaction (transition d'un état solide à un état

fluide, avant la propagation rapide du matériau) seront analysés et modélisés dans le cadre d'un contrat post-doctoral à l'Université d'Utrecht (*Marie Curie Intra-European Fellowship, Projet Slide2Flow*).

La **liquéfaction** de tout ou partie du volume instable du glissement-coulée de *Super-Sauze* (750 000 m³) est un scénario d'aléa à prendre en compte dans la gestion du risque torrentiel. Des écoulements concentrés rapides (de 'petits' volumes de 5 000 à 8 000 m³ de matériaux) peuvent être déclenchés depuis sa partie amont. Les conditions de stabilité de la zone source, qui correspond à la partie amont de la coulée (tranchée A et B) sont évaluées, et les conditions hydrogéologiques propices au déclenchement identifiées : l'analyse de stabilité démontre **le rôle primordial de la saturation partielle du matériau et l'influence des fissures**.

La **propagation et l'étalement** de '*glissements de type écoulement*' rapides sont modélisés ; la performance des codes de calculs *Bing*, *Cemagref 1-D* et *Cemagref 2-D* est testée par calage/validation des résultats des simulations, comparaison avec les caractéristiques rhéologiques des matériaux et comparaison avec la géométrie des dépôts. Les codes apparaissent performants pour représenter les hauteurs d'écoulement, les volumes au point de débordement et les distances de parcours (paramètres utilisés pour définir un niveau d'aléa) ; la vitesse d'écoulement est bien reproduite par les codes *Cemagref 1-D/2-D*. Ainsi, pour des écoulements subaériens, les hypothèses de calcul sont justifiées pour les codes *Cemagref 1-D/2-D* ; par contre, elles ne sont pas valables pour le code *Bing* qui surestime fortement les vitesses par l'introduction d'une bande de vitesse très élevée à la base. A l'inverse, l'avantage de *Bing* est sa grande souplesse et facilité d'utilisation, en particulier par la définition d'un volume fini de matériau par une géométrie simple, alors que les codes *Cemagref 1-D/2-D* utilisent en données d'entrée, un hydrogramme de crue délicat à obtenir.

A partir des modèles calés et validés, des scénarios hypothétiques peuvent être définis (Chapitre 8).

Chapitre 8. SCENARIOS D'EVOLUTION :

EXEMPLES D'UTILISATION DE LA CHAINE DE MODELISATION

Au terme de ce mémoire, il apparaît intéressant de montrer concrètement les applications des différentes modélisations sur des **scénarios 'réalistes'** susceptibles de se réaliser dans un futur, plus ou moins proche, pour des événements connus dont l'évolution peut intéresser, voire inquiéter les populations susceptibles d'y être confrontées directement ou indirectement.

Les ingénieurs et les gestionnaires du risque sont amenés à se poser de nombreuses questions pour définir un type d'aléa et son niveau (intensité, occurrence spatiale et temporelle). Dans le cas spécifique de glissements-coulées localisés à l'amont de torrents de montagne, les principales questions sont :

- Quel volume de matériau doit être libéré pour atteindre le cône de déjection situé plusieurs kilomètres à l'aval (3.5 km dans le cas du glissement-coulée de *Super-Sauze*) et quelle serait l'extension de l'étalement sur ce dernier ? Dans ce cas, peut on optimiser la localisation et le dimensionnement des ouvrages de protection ?
- Quels sont les processus les plus actifs qui agissent sur la recharge d'une nappe d'eau et les seuils déclenchant une accélération des vitesses de déplacement ?
- Comment la modification de la topographie ou de la couverture végétale d'un glissement de terrain affecte la position de la nappe phréatique ?

- Quels changements dans la dynamique (vitesse, déplacement) des mouvements de versant peuvent être prévus dans le futur sous l'impact des changements environnementaux ?

Fournir des réponses implique de formaliser un modèle conceptuel correct, d'identifier un jeu de paramètres cohérents (caractéristiques géométriques, hydrodynamiques, géomécaniques et rhéologiques ; séries temporelles) et d'utiliser des codes de calculs validés pour construire des scénarios (Crosta, 2001 ; Laigle et Marchi, 2000 ; Malet *et al.*, 2003b).

Les modèles ayant été validés en laboratoire et sur le terrain, les codes peuvent être appliqués de façon prospective à des cas concrets afin de mieux cerner les difficultés pratiques d'utilisation, mais également de mieux apprécier leur pertinence dans des cas simples et de proposer des améliorations. Ce dernier chapitre a pour unique objectif de présenter **trois applications pratiques de la chaîne de modélisation déterministe en cours de développement**, avec les outils numériques validés et dont les incertitudes et performances sont connues. Dans une problématique de gestion de l'aléa torrentiel, pour aider l'expert à définir un niveau d'aléa puis les éventuelles mesures actives ou passives à mettre en œuvre, le premier scénario (§ 8.1) définit les volumes minimaux de matériaux qui doivent être libérés du glissement-coulée (en l'absence d'une contribution des versants et des berges et d'une érosion/reprise des matériaux du lit du chenal) pour atteindre l'apex, déborder du torrent et s'étaler sur le cône de déjection ; le deuxième scénario (§ 8.2) caractérise l'effet d'une végétalisation naturelle ou artificielle sur la dynamique de la coulée de Super-Sauze ; le troisième scénario (§ 8.3), présente les effets d'une hypothèse de réchauffement climatique sur les niveaux d'eau et les déplacements de la coulée.

8.1 Gestion de l'aléa torrentiel : définition des volumes minimaux de matériaux à libérer pour atteindre le cône de déjection

8.1.1 Nature du problème et méthodologie

Dans le cadre d'une étude hydrologique sur les risques liés aux crues torrentielles, les méthodes d'estimation d'un niveau d'aléa reposent sur des outils calés et validés sur plusieurs cas (Wicks *et al.*, 1996 ; Poesen et Hooke, 1997 ; Luckey *et al.*, 2000 ; Mathys *et al.*, 2003). Ces outils associent un hydrogramme d'entrée (volume total, pic de crue) à une probabilité d'apparition. Les données d'entrée de ces modèles sont relativement simples à acquérir : en première approximation, les caractéristiques des eaux de crue sont toujours identiques et les paramètres de propagation (formule de Chézy, formule de Manning-Strickler, etc.) sont relativement facilement estimés à partir de mesures classiques de terrain et de laboratoire (géométrie du lit, granulométrie de la charge solide).

Les **processus de génération de coulées de boue, de coulées de débris et de laves torrentielles** sont encore assez mal connus et à ce titre, il n'est pas possible à l'heure actuelle de définir une 'crue de lave torrentielle' en termes de volume, durée, débit maximal, forme de l'hydrogramme et de lui associer une période de retour qui situe le niveau d'aléa encouru (Brochot *et al.*, 2002). Ceci est partiellement possible par une analyse historique des événements passés, à condition que les documents d'archives soient suffisamment nombreux (Brochot, 1998 ; Bardou, 2002). Le problème est rendu complexe par la nature même du matériau dont la teneur en eau et donc les paramètres rhéologiques, peuvent varier d'un événement à l'autre, voire au cours d'un même événement (Ancéy, 2001).

Ainsi les outils classiques utilisés en hydrologie pour définir un pic de crue (méthode *Crupedix*, méthode *SCS*, etc.) ne sont pas suffisants pour l'étude des écoulements boueux. De plus les mesures des paramètres hydrauliques d'un écoulement boueux sont rares contrairement aux crues classiques où de nombreuses données sont disponibles. Quelques études sur des sites locaux ont permis de proposer des formules d'estimation des volumes écoulés ou du pic de crue (Zimmerman, 1987 ; D'Agostino, 1996 ; Rickenmann, 1999), mais

il est toujours très délicat de calculer une occurrence temporelle et spatiale. Dans ces conditions, seule une analyse fondée sur des **scénarios** est pertinente. Une telle analyse suppose toutefois de définir un intervalle de valeurs plausibles pour chacun des facteurs (volume, débit, etc.) y compris les paramètres rhéologiques, et de croiser ces valeurs en leur affectant une certaine probabilité (Laigle, 1998). Un problème à résoudre est la **définition des paramètres d'écoulement** d'un événement. Les caractéristiques rhéologiques d'une coulée de boue, d'une coulée de débris et d'une lave torrentielle ne sont pas les mêmes d'un bassin versant à l'autre, et même au cours d'un événement, en fonction des variations de la concentration volumique, d'apports extérieurs post-déclenchement (contribution des versants, des berges, du chenal) et des variations de pressions interstitielles (Iverson, 2003). Le cas est encore plus complexe lorsque le matériau est mobilisé par liquéfaction d'un glissement de terrain ; dans ce cas, aucun débit de crue n'est disponible.

L'intérêt des modèles numériques de propagation et d'étalement réside dans la facilité avec laquelle on peut modifier les paramètres, ce qui autorise un nombre important de calculs fondés sur différents scénarios à condition de raisonner sur des intervalles de valeurs (plusieurs hydrogrammes de crue, plage de variation des paramètres rhéologiques).

Les scénarios ayant permis de définir les conditions d'entrée dans le chenal d'écoulement, on cherche ensuite à connaître les conditions d'entrée sur le cône de déjection et comment est initialisé l'étalement. Si les **points de débordement sont localisés**, ce qui n'est pas le cas général, l'initialisation de l'étalement est assez simple à définir. Dans le cas contraire (débordement non localisé), un calcul hydraulique mené grâce au code 1-D peut permettre, sur la base des scénarios établis, de **définir les hauteurs d'écoulement en tout point du chenal** et pour chaque instant (Laigle et Marchi, 2000 ; Malet *et al.*, soumis-e), sous réserve d'hypothèses sur le comportement du front de l'écoulement (Ancy, 2001 ; Laigle *et al.*, 2003). **Sur le cône**, quand le matériau a débordé du chenal, il est très probable que le matériau concerné provienne essentiellement du corps de la lave avec disparition du front. Le processus d'étalement semble donc mieux maîtrisé que le processus d'écoulement chenalisé et de débordement (Laigle, 1998). Dans un premier temps et à partir d'un exemple, il faut définir les

problèmes qui peuvent se poser en pratique pour réaliser un zonage de l'aléa 'lave torrentielle' sur un cône de déjection (indépendamment de toute interaction avec les enjeux).

8.1.2 Application au bassin-versant du torrent du Sauze

Avec ces hypothèses, les modèles *Cemagref 1-D* et *Bing 1-D* ont été utilisés pour **définir un volume de crue de lave torrentielle et un débit pour atteindre le point de débordement supposé à l'apex** du cône de déjection du torrent du *Sauze* (Fig. 3.5). En effet, le chenal très encaissé du torrent du *Sauze* ne permet aucun débordement avant ce point, situé 3.2 km à l'aval du pied de la coulée de *Super-Sauze*, à 1212 m d'altitude. Par contre, à l'apex, la faible hauteur (1.00 m) de la berge de rive droite du torrent peut autoriser le débordement ; un pont (qui domine le torrent d'environ 1.10 m) peut créer un obstacle à l'écoulement (Bossu, 1996 ; Malet *et al.*, sous presse).

Figure 8.1 – Estimation des volumes à libérer pour une combinaison de critères de hauteur d'écoulement à l'apex du torrent du Sauze. (a) : Estimation avec le code *Cemagref 1-D* pour trois concentrations volumiques solides ; (b) : Estimation avec le code *Bing* pour trois concentrations volumiques solides.

figure8.1.jpg

Des simulations ont été réalisées pour définir les conditions critiques (volume de matériau solide, volume d'eau liquide, débit) de débordement à ce point (*ie.* une hauteur d'écoulement de 1.50 m) ; les caractéristiques rhéologiques optimisés pour le matériau *IND* (le plus susceptible à l'écoulement, § 5.6.3) et un débit de pointe de $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (débit décennal *Crupedix*) ont été utilisés. La rhéologie et le volume sont constants au cours de la propagation. Le profil en long du torrent du *Sauze*, dérivé d'un levé topo-morphologique, et vingt-cinq profils transverses décrivant les sections mouillées sont introduits dans le code. La Figure 8.1a montre l'estimation des volumes à libérer, dans la partie amont de la coulée de

Super-Sauze, pour trois concentrations volumiques ($\phi=0.40, 0.45, 0.50$). **L'incertitude sur l'estimation de la distance de parcours et sur la hauteur de l'écoulement à l'apex est estimée à 25%** (§ 7.2.3.4).

Pour des concentrations volumiques solides de $\phi=0.45$ et $\phi=0.50$, valeurs observées pour les laves torrentielles de *Faucon* en 1996 et 2003 (Remaître *et al.*, soumis), les volumes à libérer à l'amont varient entre 41 000 m³ et 53 000 m³ de mélange 'eau+sédiments'. A titre de comparaison, un calcul identique a été réalisé avec le code *Bing* avec un critère de hauteur d'écoulement à l'apex de 1.50 m et une hauteur de dépôt au moins égale à 0.50 m sur le cône de déjection (Malet *et al.*, sous presse); les caractéristiques rhéologiques utilisées sont identiques. Les valeurs estimées (Fig. 8.1b), un peu plus faibles, varient entre 37 000 m³ ($\phi=0.45$) et 47 000 m³ ($\phi=0.50$). Néanmoins, l'ordre de grandeur identique semble indiquer des simulations réalistes. **En prenant en compte l'incertitude associée aux deux codes, le volume de matériau solide à libérer est de 20 000 m³ à 25 000 m³ pour $\phi=0.50$, et de 18 000 m³ à 22 500 m³ pour $\phi=0.45$** , ce qui représente environ 4% du volume total estimé de la coulée, et 9% du volume de l'unité active.

Comme les résultats prédits par les deux codes sont identiques, le volume solide (en terme de produit hauteur X longueur pour un mètre unitaire de largeur) peut être utilisé comme critère d'analyse de stabilité. En première approximation, la zone source de sédiments est le replat supérieur et l'escarpement secondaire du glissement-coulée de *Super-Sauze* (§ 7.2.1). Des analyses de stabilité avec les codes *SEEP/SLOPE* (Geoslope Inc, 1998) ont été réalisées pour diverses configurations d'entrée d'eau et des caractéristiques mécaniques égales à celles définies à la section § 7.2.2, en indiquant une position de cercle de rupture (curviligne, Fig. 7.23a) pour **un volume minimal de 25 000 m³**. Pour une position de cercle de rupture réaliste, avec un escarpement secondaire fissuré (§ 7.2.1, Fig. 7.23f), la rupture intervient :

- avec une pluie de période de retour de 10 années pour une période de nappe haute (pressions interstitielles > 28 kPa) ;
- avec une pluie de période de retour 25 années pour une période de nappe basse (pressions interstitielles < 28 kPa).

Pour *Super-Sauze*, les situations les plus favorables à la libération de gros volumes sont au printemps, à la fonte de la neige.

Ces scénarios définissent un volume maximal à mobiliser depuis le glissement-coulée de *Super-Sauze* ; comme les codes ne prennent pas en compte les phénomènes de contribution des berges et d'érosion/reprise des matériaux du lit, il est probable qu'un volume plus faible soit nécessaire. Le volume à libérer apparaît réaliste compte-tenu des observations à *La Valette* lors des coulées de boue de 1988 (Combes, 1990 ; Van Beek et Van Asch, 1996), ou des volumes de laves torrentielles observés à Faucon en 1996 (100 000-150 000 m³) et 2003 (60 000-80 000 m³, -Remaître *et al.*, soumis-).

L'étalement sur le cône de déjection est simulé avec les valeurs de débit et de hauteur d'écoulement au point de débordement. Un modèle numérique de terrain interpolé par krigeage linéaire à une résolution de 1 m à partir d'un levé tachéométrique (2480 points) est utilisé ; des breaklines sont introduits pour représenter la digue du torrent (Fig. 3.5c). La réflexion sur les obstacles (bâtiment, ouvrage) n'est pas prise en compte. Les résultats sont présentés à la Figure 8.2 pour trois scénarios : le scénario théorique (cas 1, qui utilise les données de sortie du modèle *Cemagref 1-D*), une augmentation de 25% de la hauteur d'écoulement et du débit au point de débordement (cas 2), une diminution de 25% du débit au point de débordement (cas 3). L'extension de la zone d'étalement est représentée pour les trois cas ; la hauteur des dépôts est représentée seulement pour le cas 1.

Figure 8.2 – Extension et hauteurs des dépôts de sédiments sur le cône du torrent du Sauze pour un débordement d'un volume de 25 000 m³ de sédiment solide. Simulation avec le code *Cemagref 2-D*. (C).

figure8.2.jpg

Ainsi, l'écoulement sur le cône suit au départ la pente de la route départementale reliant *Barcelonnette* à *Sauze*, ce qui a pour conséquence majeure un étalement progressif des sédiments dans la seule partie Ouest du cône à une vitesse moyenne très modérée, proche de 0.1 m.s^{-1} . L'épaisseur maximale des dépôts atteint 1.17 m. Dans ce cas, la précision et la qualité du levé topographique de la zone de débordement est très importante puisqu'elle conditionne la localisation de la zone d'étalement. Il ne s'agit bien sûr que de résultats exploratoires qu'il faudrait confirmer. Dans la mesure où les matériaux de la lave n'emprunteraient pas le chenal principal (à l'aval du point de débordement), l'utilité de la digue de protection (Fig. 3.5c ; Fig. 8.2) réside principalement dans son rôle de protection de la berge de rive gauche contre les effets de l'érosion fluviale et non dans celui d'une protection contre le débordement d'une lave torrentielle. Pour cela, sa hauteur apparaît suffisante.

Avec les vitesses obtenues par les simulations, lors de l'étalement des matériaux, les dégâts aux constructions seraient modérés, en raison du faible effet dynamique de la poussée sur les structures. Seuls les ouvrages d'aménagement et d'embellissements plus 'légers' (cabanon en bois, palissade, barbecue, arbustes, haie, etc.) seraient endommagés ou détruits par recouvrement des matériaux boueux, comme cela a été observé lors de la lave torrentielle d'août 2003 à *Faucon* (Fig. 8.3a, b, c, d). Par contre, les perturbations sur la circulation ne seront pas négligeables, dans la mesure où le linéaire de chaussée à déblayer et à nettoyer est important.

Figure 8.3 – Détails photographiques de la lave torrentielle boueuse du 6 août 2003 sur le torrent de Faucon. (a) : Débordement de la lave au dessus du pont situé à l'apex du torrent (1268 m) et rupture des barrières de protection ; (b) : Vue aérienne des débordements au lotissement du Bérard ; (c) : Pavillon du domaine du Bérard envasé sur une épaisseur de 1 à 1 50 m de sédiments ; (d) : Dépôt de 0.50 m d'épaisseur dans les jardins du domaine du Bérard.

figure8.3.jpg

Ce **scénario réaliste pourrait toutefois être minimisé ou au contraire maximisé**. Dans le premier cas, le volume total (25 000 m³ sur les 300 000 m³ estimés de la couche active de la coulée de *Super-Sauze*) pourrait être libéré en plusieurs bouffées successives, sur plusieurs jours, ce qui aurait pour conséquence une réduction significative des volumes libérés à chaque vague et de leur hauteur, en l'absence de contribution significative, et donc une réduction du risque de débordement dans la zone proche de l'apex. A contrario, dans le second cas, plusieurs volumes de 25 000 m³, voire beaucoup plus pourraient être libérés successivement, sur plusieurs jours, comme cela a été observé à *La Valette* en 1988, ce qui renforcerait l'hypothèse initiale sur le réel risque de débordement puis d'étalement d'un volume conséquent de matériaux dans la zone aménagée du cône de déjection. Dans le cadre d'un zonage de l'aléa torrentiel, des simulations avec des volumes théoriques plus importants doivent donc être réalisés. Ce travail est en cours (Malet *et al.*, soumis-e).

Ces scénarios dépendent très fortement du comportement de la coulée et de son évolution naturelle ou artificielle (enherbement, végétalisation, etc) et des conditions hydrodynamiques sur le long terme (impact du réchauffement climatique).

8.2 Comportement de la coulée de super-sauze en cas de végétalisation naturelle ou artificielle

Les effets d'une revégétalisation artificielle par génie biologique sur la réduction du niveau d'aléa peuvent être évalués. Deux modules ont été implantés dans le modèle hydrologique *STARWARS* (Van Beek, 2002) :

- un module d'interception des précipitations par le couvert végétal (*i.e.* une fraction des précipitations brutes fonction de l'indice foliaire de la végétation) ;
- un module d'évapotranspiration par les plantes (fraction de l'évapotranspiration potentielle réduit par un facteur d'échelle, k_c , représentatif de divers couverts végétaux).

Trois scénarios de revégétalisation ont été testés (Fig. 8.4) :

- un enherbement complet de la coulée ;
- une reforestation totale par des conifères (exemple de pins noirs adultes qui auraient réussi à s'implanter sur la coulée) ;
- une revégétalisation mixte (reforestation à l'amont/enherbement à l'aval). Les simulations ont été réalisées sur l'année 1999 (Fig. 8.4).

Figure 8.4 – Influence d'une végétalisation sur le comportement hydrologique de la coulée de Super-Sauze.

figure8.4.jpg

Si l'influence de l'enherbement est quasi nulle sur le régime hydrologique, la reforestation diminue fortement l'amplitude des variations annuelles et abaisse le niveau piézométrique maximum d'environ 0.80 m. Le rythme de drainage est également modifié. La localisation spatiale des peuplements peut également être optimisée. Une reforestation uniquement sur la partie amont de la coulée permet d'abaisser le niveau d'eau sur l'ensemble de la coulée d'environ 0.50m.

8.3 Comportement à long-terme de la coulée de Super-Sauze : impacts du réchauffement climatique

Des simulations numériques ont été effectuées avec le modèle hydrologique *STARWARS* calé en utilisant, d'une part les séries temporelles mensuelles de précipitations et de températures de la station météorologique de Barcelonnette (normale climatique 1971-2000) et, d'autre part, les séries temporelles mensuelles fournies par un modèle climatique de circulation générale

ECHAM4/OPYC3 (modèle couplé océan/atmosphère développé à l'Institut Météorologique *Max Planck* de Hambourg, -Dehn et Buma, 1999-) pour la normale climatique 2031-2060. Le modèle est construit sur l'hypothèse que les variations du champ de pression atmosphérique de l'Atlantique Nord (au niveau de la mer) explique une part significative de la répartition annuelle des précipitations à Barcelonnette. L'interpolation locale du modèle de circulation générale à l'échelle du Bassin de Barcelonnette est corrigée pour intégrer les effets liés à l'altitude. Les séries temporelles journalières de précipitations et de températures sont obtenues par corrélation canonique selon la technique proposée par von Storch *et al.* (1993). Mille scénarii de précipitation et de température ont été développés pour le *Bassin de Barcelonnette* par un tirage de Monte-Carlo (Buma et Dehn, 1998) pour une hypothèse de réchauffement climatique. L'ETP *Penmann* journalière est calculée à partir des précipitations et températures simulées, et avec une série actuelle d'humidité relative de l'air.

Figure 8.5 – Simulation du régime hydrologique hypothétique de la coulée de Super-Sauze sur la période 1971-2000 et sur la période 2031-2060 sous un scénario de réchauffement climatique (données climatiques de Dehn et Buma, 1998) (modifié de Malet *et al.*, 2003b).

figure8.5.jpg

La Figure 8.5 montre la reconstitution du comportement hydrologique potentiel de la coulée pour le site *EV2*. Les résultats sont à analyser avec précaution : cette approche suppose que la géométrie de la masse en mouvement ainsi que les caractéristiques géomécaniques ne varient pas sur la période simulée, et les sorties des modèles de changement climatique global sont très variables :

- sur la période 1971-2000, la tendance générale est identique à celle enregistrée sur la période 1996-2001 : **deux épisodes de recharge par an, niveaux d'eau plus élevés quand l'hiver est fortement neigeux**. Il est remarquable de noter que la période 1975-1981 présente une succession de niveaux d'eau élevés, qui correspond également à la période de progression la plus rapide de la coulée ;

- sur la période 2031-2060, une diminution du niveau moyen de la nappe est mise en évidence. La série montre également un changement complet du comportement de la coulée avec de nombreuses années caractérisées par un **seul épisode de recharge**. La fréquence de retour de périodes de nappe haute (supérieure au seuil d'accélération du mouvement) aurait ainsi tendance à diminuer.

Avec les niveaux d'eau prédits pour la période 2031-2060, le coefficient de sécurité et les déplacements du glissement-coulée peuvent être évalués, avec l'hypothèse d'une topographie et de caractéristiques géomécaniques identiques que sur la période 1996-2001 (§ 5.5). Une diminution des niveaux d'eau sur le long-terme fait progressivement diminuer les vitesses de déplacement de manière drastique car les pressions interstitielles ne dépassent que très rarement le seuil de 28 kPa. **Sur le long-terme, en l'absence d'apports de matériaux à l'amont, le glissement-coulée tend vers la stabilité** avec en corollaire le développement d'une végétation arbustive spontanée comme cela est observé dans la compartiment Ouest ; on retrouve la même tendance que celle prédite avec le modèle de pente infinie à la section § 4.3.3.2.

A l'opposé, **si les niveaux d'eau moyens mensuels augmentent de 10% et 20%, les déplacements sont respectivement doublés et multipliés par un facteur 5**. Dans ce cas, plus que l'augmentation absolue du niveau d'eau, la durée de la période de niveau d'eau élevée est importante pour les déplacements. Ce type de situation avec des niveaux d'eau élevés sur des périodes prolongées est probablement le facteur le plus délicat pour une rupture mobilisant un volume important de la coulée. De manière qualitative, ce type de situation est probable en cas d'une augmentation de l'alimentation par le torrent situé à l'amont de la coulée ; à ce stade de l'étude, le débit nécessaire à une augmentation des niveaux d'eau moyen n'a pas été étudié de manière quantitative.

8.4 Conclusion

Les simulations de scénarios réalisées dans ce chapitre ne sont qu'exploratoires ; elles n'ont ici qu'un but de démonstration des possibilités des codes de calcul, qui eux mêmes doivent continuer à être validés. Elles ne doivent être utilisées, en l'état, pour l'évaluation d'un niveau d'aléa sur le cône. Les scénarios pour le déclenchement de laves torrentielles à partir de la coulée de *Super-Sauze* ne prennent en compte que les caractéristiques 'naturelles' de ces écoulements en se fondant sur l'hypothèse que le volume total et les caractéristiques hydrauliques dépendent essentiellement de la loi de comportement, du volume de matériau initial, et de la concentration volumique solide. La définition d'un volume potentiellement mobilisable en écoulement gravitaire rapide à partir d'un glissement-coulée et la définition d'une méthodologie robuste repose sur :

- une analyse théorique et numérique du phénomène de liquéfaction de la masse remaniée par un code dynamique (*GefDyn* : *projet post-doctoral Marie Curie, Slide2Flow*) ;
- l'identification de volumes potentiellement mobilisables par contribution des berges et du lit par une méthode géomorphologique et l'introduction d'une rhéologie variable au cours de la propagation (Thèse de Doctorat *A. Remaître*, soutenance en 2005).

CONCLUSION GENERALE

Ce projet de recherche a consisté à étudier le comportement hydro-mécanique des 'glissements de type écoulement' développés dans les 'Terres Noires' du Sud de la France, à partir d'observations morphologiques, de mesures et de simulations numériques sur un site d'étude principal : le glissement-coulée de *Super-Sauze*. Le terme générique 'glissements de type écoulement' regroupe ici un ensemble de phénomènes variés (glissement-coulée, coulée de boue, coulée de débris, lave torrentielle) dont le trait commun caractéristique est le transport en masse d'un mélange très concentré d'eau et de particules solides (concentration volumique solide $\phi > 0.60$) conférant au mélange la consistance d'un sol qui peut, sous certaines conditions, se liquéfier.

Les phénomènes observés dans les 'Terres Noires' sont caractérisés par un mode d'activité complexe associant dans le temps, et de l'amont vers l'aval, des **mécanismes de rupture** au sein d'un massif rocheux (*rock block-slide*), un **écoulement lent** (0.01 à 0.4 m.jour⁻¹), chenalisé et continu d'une masse de matériau remanié hétérogène (*earthflow/mudslide*), et des **écoulements boueux rapides** (coulée de débris, *mudflow/muddy debris avalanche* ou lave torrentielle, *muddy debris flow*) caractérisés par des vitesses de propagation élevées (0.5 m.s⁻¹ à 10 m.s⁻¹) et des distances de parcours hectométriques à pluri-kilométriques. L'effet destructeur (et potentiellement catastrophique) de ces écoulements gravitaires rapides résulte de leur vitesse de propagation et du volume mobilisé. Les teneurs en eau élevées favorisent la propagation des matériaux qui peuvent se répandre sur une aire dépassant de 10 à 100 fois la surface de la zone source. L'énergie considérable mise en jeu par les 'glissements de type écoulement' de grande ampleur rend souvent inefficace toute solution technique de

stabilisation ou de protection. Il est donc indispensable de mettre en place dans les zones exposées à ces aléas des **stratégies de prévention-surveillance** pour en réduire les conséquences. L'estimation des volumes mobilisables et la prévision de l'extension possible du phénomène constituent des objectifs essentiels de la prévention.

Le projet initie une recherche plus large sur le développement d'une méthodologie opérationnelle d'évaluation de l'aléa torrentiel par la liquéfaction de glissements de terrain ; ce mode de genèse d'écoulements gravitaires rapides est reconnu comme potentiellement très catastrophique car des volumes importants de matériaux sont mobilisés de manière localisée, à partir d'une source unique de matériau.

Le travail s'est appuyé sur différents projets de recherche (à financement européen, ou national) menées en collaboration avec la *Division 'Erosion Torrentielle, Neige et Avalanche' du Cemagref*, le *Département de Géologie et de Génie Géologique de l'Université Laval (Québec)*, le *Laboratoire de Mécanique des Sols de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne*, le *Utrecht Centre of Landscape Dynamics*, le *Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement*, le *Laboratoire Interdisciplinaire de Recherches Impliquant la Géologie et la Mécanique* et l'*Institut de Mécanique des Fluides et des Solides de Strasbourg*. Une telle étude regroupe **trois domaines scientifiques** : la géomorphologie, la mécanique des sols et des fluides, la modélisation numérique d'écoulements d'eau et de sédiments.

La démarche conduit, ce qui est rare, à **une approche complète d'un phénomène dans un bassin-versant**, du stade de rupture du versant rocheux au stade d'étalement de sédiments fluides sur le cône de déjection. Elle associe des développements métrologiques, la constitution d'une base de données unique en France sur ce type de phénomène, et le développement d'une chaîne d'outils de simulation numérique.

Traiter un cas réel, c'est-à-dire reconstruire la dynamique du mouvement à partir d'observations *in-situ*, est un problème inverse difficile à résoudre. La connaissance précise

de nombreux paramètres et de leurs intervalles de confiance (géométrie, structure interne, paramètres hydrodynamiques, géomécaniques et rhéologiques, séries temporelles météo-climatiques, hydrologiques et cinématiques) a permis de réduire les degrés de liberté dans la phase de calage/validation des modèles et de quantifier leur adaptabilité et leur performance. En particulier, la **stratégie de modélisation** retenue est de valider ces modèles sur des sites et périodes de référence en limitant le calage préalable.

La **première partie** consiste en une synthèse bibliographique des termes utilisés pour décrire les '*glissements de type écoulement*' (*glissements-coulées, coulées de débris, lave torrentielle*). Cette étude bibliographique a permis de dresser un panorama de l'état actuel de la connaissance de ces mouvements à travers différentes disciplines. Il apparaît que si l'évaluation des risques naturels en France a beaucoup progressé depuis une vingtaine d'années, les risques gravitaires en montagne, en particulier pour les mouvements de grande ampleur, sont encore mal connus, en partie à cause de leur imprévisibilité temporelle et du peu de connaissances des facteurs et des mécanismes de contrôle. Ceci limite leur prévention active à l'échelle du versant et du bassin-versant. Progresser dans ce domaine nécessite l'observation de références naturelles bien documentées, l'utilisation de techniques de suivi et d'auscultation adaptées à la dynamique propre de chaque phénomène et le calage/validation de codes pour chaque phase du mouvement. Par exemple, nous montrons que pour des écoulements boueux rapides caractérisés par une fraction granulométrique < 0.04 mm supérieure à 10%, **des codes viscoplastiques à trois catégories de paramètres (géométrie, rhéologie, hydraulique) sont bien adaptés pour reproduire les hauteurs et vitesses d'écoulement et la distance de parcours** ; dans ce cas, des codes plus complexes (par exemple intégrant des variations de pressions interstitielles) ne sont pas plus performants et n'apportent *a priori* pas une précision supérieure.

La **deuxième partie** présente les différentes investigations et caractérisations réalisées, quantifie l'instabilité des massifs rocheux et la transformation des matériaux accumulés en

coulées, et définit la structure interne des glissements-coulées et le comportement hydrodynamique, géomécanique et rhéologique des matériaux.

La description morpho-structurale et l'analyse théorique de la stabilité des versants confirment la prédisposition structurale et l'état instable des massifs de 'Terres Noires'. L'agencement structural des discontinuités contrôle les volumes instables et la cinématique de rupture, par glissements plans translationnels ou glissements dièdres. L'hypothèse d'un **cycle d'instabilité** liée à l'érosion torrentielle est discutée. L'escarpement principal du glissement-coulée possède un potentiel théorique de recul important.

Des essais d'altérabilité et les chroniques météo-climatiques ont confirmé l'influence des cycles de gel-dégel sur l'évolution des caractéristiques mécaniques (notamment de résistance) des matériaux et le contrôle climatique sur la dynamique du mouvement. Quatre à cinq années sont nécessaires pour produire une matrice silto-sableuse ayant des caractéristiques d'écoulement. La coulée, proche de son état d'**équilibre limite**, progresse au rythme des fluctuations de pressions interstitielles et fossilise une topographie complexe (succession d'échines et de ravines) qui la compartimente. Une vitesse moyenne proche de 0.30 m.jour^{-1} a été identifiée dans les années 1980-1990 ; actuellement, la coulée, en stade de réactivation occasionnelle, progresse à une vitesse moyenne proche de 0.02 m.jour^{-1} (amplitude 0.01 à 0.40 m.jour^{-1}).

L'épaisseur de la coulée varie en moyenne entre 8-9 m dans la zone d'accumulation, où la topographie recouverte est intacte, et 20 m dans la zone d'ablation ; le volume est estimé à $750\,000 \text{ m}^3$. La structure interne distingue **deux unités séparées par une bande de cisaillement interne** : l'unité supérieure (active) est le siège d'une nappe continue aux fluctuations saisonnières ; l'unité inférieure (corps mort) est imperméable et stable. Un profil vertical de vitesses associant des déformations localisées préférentiellement dans la bande de cisaillement et un écoulement viscoplastique en fluage lent de l'unité active est identifié. Les vitesses sont maximales en surface et dans l'axe de la coulée et diminuent en profondeur et vers l'aval.

Les caractéristiques hydrodynamiques, géomécaniques et rhéologiques des matériaux sont exposées et discutées. Les matériaux présentent une gamme de perméabilité étendue, contrôlée par la macroporosité du matériau. A gradient de cisaillement faible, en cisaillement rectiligne et en conditions déviatoires, les matériaux montrent un comportement élastoplastique avec adoucissement et effet visqueux. Les domaines de déformations plastiques sont étroits ; la plastification est atteinte pour 7-13% de la valeur de la déformation, les valeurs de pression interstitielle à la rupture varient entre 15 et 70 kPa. La surface de charge est bien représentée par un modèle élastoplastique isotrope multi-mécanisme de Hujieux.

A gradient de cisaillement élevé, en cisaillement simple, les matériaux présentent un comportement viscoplastique de type *Herschel-Bulkley* quelle que soit la teneur en eau.

Le comportement des matériaux naturels est comparé au comportement de mélanges ‘modèles’ de granulométrie, minéralogie et pétrographie connue (mélanges de ‘*Terres Noires*’ et de moraine). Il est montré que plus la proportion de matériau à texture sableuse (moraine) augmente, plus le seuil de contrainte diminue (aptitude à s’écouler plus facilement) et que le comportement du matériau évolue d’un fluide de *Herschel-Bulkey* à un fluide de *Bingham*.

Dans la **troisième partie**, un **modèle conceptuel hydro-mécanique** de comportement à court- et long-terme des glissements-coulées développés dans les roches marneuses et schisteuses est proposé à partir du croisement d’informations issues :

- de la mise en place d’un réseau de surveillance (météo-climatique, hydrologique, cinématique) ;
- de l’acquisition de séries temporelles continues à un pas de temps fin ;
- de l’analyse statistique croisée de la relation ‘*Apports d’eau/Nappe/Déplacement*’.

Le modèle conceptuel hydro-mécanique est introduit dans plusieurs codes de calculs pour représenter les différents stades du mouvement (glissement lent, écoulement rapide, étalement). La complexité de ces phénomènes ne permet pas d’utiliser un seul code couplé.

Les séries temporelles (1996-2001) de précipitation, température, rayonnement, succion capillaire et niveau d'eau identifient un régime hydrologique annuel classique qui présente deux épisodes importants de recharge, un drainage progressif pendant l'été et l'hiver, l'influence de la fonte de la neige, des variations latérales et verticales des caractéristiques hydrologiques (conductivité, porosité, rétention) et la présence d'un double système de fissures (mouvement, retrait). Les réponses piézométriques rapides de la coulée aux apports d'eau sont attribuées à une infiltration superficielle dans un système de fissures peu profondes (0.3-1m). Aucune trace d'une alimentation profonde n'a pu être trouvée.

La relation '*Apports d'eau/Nappe*' est modélisée à l'aide d'un modèle hydrologique spatialisé à base physique modifié pour tenir compte des spécificités des glissements-coulées. En particulier, des modules spécifiques sont développés dans le cadre de ce travail (formation et fonte d'une couverture neigeuse, formation de gel, contrôle topographique des paramètres climatiques, variation de la conductivité avec la profondeur) et intégrés au noyau du modèle. Le **modèle hydrologique** est calé et validé (teneurs en eau, pressions interstitielles) sur différents pas de temps, périodes de référence et sites de mesures. Le modèle reproduit correctement la tendance hydrologique générale et les conditions de drainage. Une analyse de sensibilité et des simulations du comportement hydrologique du versant pour des hypothèses de changement climatique ou de changement d'occupation du sol (enherbement, reforestation) ont été réalisées.

Un seuil de pressions interstitielles qui accélère le mouvement est identifié ; le mouvement est ensuite uniquement entretenu par l'action de la gravité, avec un amortissement progressif des vitesses lié au ressuyage et au regain de résistance par pression interstitielle négative. Une **hystérésis** dans les seuils d'accélération et de décélération est observée. La relation '*Nappe/Déplacement*' pour le glissement-coulée lent est modélisée par différentes solutions analytiques. Les résultats indiquent que l'utilisation d'une loi de fluage élastoplastique ne permet pas de prédire les déplacements ; une loi de comportement élastoplastique à effets visqueux doit être introduite. La notion de surpression interstitielle doit être incorporée pour représenter l'amplitude des déplacements. Des résultats exploratoire avec le code hydro-mécanique couplé *GefDyn* (2-D, contraintes effectives, petites

déformations, éléments finis) sont présentées pour un loi de comportement de *Hujeux* ; les déplacements localisés dans la bande de cisaillement ne sont pas pris en compte pour des problèmes numériques. Dans ce cas, les résultats de l'analyse dynamique, en introduisant les champs de pression interstitielle issus du modèle hydrologique en conditions initiales, sont sous-estimés de 80% ; néanmoins, la dynamique saisonnière, le profil vertical de vitesse et les secteurs de déplacements les plus importants sont bien reproduits. La génération de pressions interstitielles > 38 kPa dans la zone d'ablation conduit à des déplacements intolérables et la liquéfaction du matériau.

La propagation rapide d'écoulements fluides et l'étalement des matériaux à l'arrêt sont modélisés avec les codes rhéologiques (grandes déformations) *Bing*, *Cemagref-1D* et *Cemagref-2D*. Les codes sont calés sur des coulées de débris de petits volumes mobilisées à partir du glissement-coulée de *Super-Sauze*. Les distances de parcours et hauteurs de dépôt sont correctement représentés par les modèles d'écoulement fluide *Bing* et *Cemagref-1D* avec une rhéologie de *Herschel-Bulkley* ; les vitesses de déplacements sont bien représentées par le code *Cemagref 1-D*, mais très nettement surestimées par le code *Bing* par les hypothèses propres au modèle. Les modèles ont été utilisés pour prédire l'extension de la zone exposée pour diverses rhéologies et définir un volume limite de matériau à libérer dans la zone source pour atteindre le cône de déjection, et créer des dégâts. Un modèle d'étalement permet de spatialiser les hauteurs de dépôt sur le cône de déjection. La libération d'un volume de 30 000 à 50 000 m³ est nécessaire pour atteindre le cône de déjection.

Utilisés en chaîne, les modèles hydrologique, mécanique en petites déformations et rhéologiques en grandes déformations permettent de représenter les stades successifs d'évolution des glissements-coulées. Ils fournissent 'individuellement' de bonnes simulations et sont calés et validés sur des observations réelles. Ce calage croisé des modèles permet de justifier leur performance, la validité de leur formalisation numérique et de dégager leurs avantages et inconvénients pour l'expert en charge de la gestion de l'aléa.

Malgré les nombreux résultats acquis durant cette thèse de doctorat, plusieurs aspects, méthodologiques ou de modélisation, restent à clarifier. Ils constituent autant de pistes et de perspectives de recherches à poursuivre ou à engager dans les prochaines années. Ces perspectives concernent en particulier :

- le calage/validation du modèle hydrologique sur d'autres paramètres (géochimie, débits) et sur un maillage dense de points de mesure (potentiel spontané, etc.) ;
- le développement d'une méthodologie de suivi en continu des déplacements en profondeur, quand les mouvements de surface sont très importants ;
- le paramétrage et le calage/validation du code hydro-mécanique couplé *GefDyn*, et la réalisation de scénarios de rupture catastrophique pour différentes situations de pressions interstitielles ou d'accélération sismique ;
- l'étude théorique, analogique et numérique du stade de transition rapide d'un glissement-lent à un écoulement rapide (*projet post-doctoral Marie Curie, Slide2Flow*) ;
- l'introduction des phénomènes de contribution dans les modèles de propagation ;
- le développement d'un 'véritable' modèle intégrateur couplé hydro-mécanique et le test de codes hydro-mécaniques tridimensionnels.

L'ensemble des informations recueillies lors de cette recherche constitue une base de données unique pour la validation d'outils de modélisation numérique.

Références bibliographiques

Adachi, T., Oka, F., 1982. Constitutive equations for normally consolidated clays based on viscoplasticity. *Soils and Foundations*, 22: 57-70.

Adjizian-Gérard, J., 1994. La variabilité spatiale des pluies dans le petit bassin-versant du Ringelbach (Hautes-Vosges). Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 203p.

- Alcantara-Ayala, I., 2002. Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. *Geomorphology*, 47: 107-124.
- Aleotti, P., Chowdhury, R., 1999. Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology of the Environment*, 58: 21-44.
- Alexander, D.E., 1991. Applied geomorphology and the impact of natural hazards on the built environment. *Natural Hazards*, 4(1): 57-80.
- Alexander, D.E., 1993. *Natural Disasters*. Chapman & Hall, New-York, 632p.
- Alexander, D.E., 1994. Geomorphology and Hazards of Landslides. In *Proceedings of the Aquater Conference, San Lorenzo in Campo, Italy*, Balkema, Rotterdam, 9-26.
- Alexandre, A., 1995. Suivi expérimental du ravinement des marnes dans les Baronnies. *Travaux du Laboratoire de Géographie Physique de Paris*, 23: 5-77.
- Ambroise, B., 1998. Génèse des débits dans des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1- processus et facteurs. *Revue des Sciences de l'Eau*, 4: 471-495.
- Ambroise, B., 1999. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin-versant. *Processus, facteurs, modèles*. Editions *H*G*A, Bucarest, 200p.
- Ambroise, B., Beven, K., Freer, J., 1996. Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, 32(7): 2135-2145.
- Ambroise, B., Viville, D., 1986. Spatial variability of textural and hydrodynamic properties in a soil unit of the Ringelbach study catchment, Vosges (France). *Zeitschrift für Geomorphology SupplementBand*, 58: 21-34.
- Amiot, A., Nexon, C., 1995. Inventaire des aléas dans le Bassin de Barcelonnette depuis 1850. *Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique, Université Louis Pasteur*, 173p.
- Anayi, J.T., Boyce, J.R., Rogers, C.D.F., 1989. Modified Bromhead ring shear apparatus. *Geotechnical Testing Journal, American Society for Testing and Materials*, 12(2), 121-130.
- Ancey, C. (sous presse). Rhéophysique des écoulements torrentiels. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 16p. (sous presse).
- Ancey, C., 1998. *Guide neige et avalanches : connaissance, pratique, sécurité*. Edisud-Anena, Grenoble, 335p.
- Ancey, C., 1999. Note de synthèse sur la rhéologie des laves torrentielles. *Rapport Interne, Cemagref, Grenoble*, 29p.
- Ancey, C., 2001a. Debris flows and related phenomena. In Balmforth, N.J., Provenzale, A. (Eds): *Geomorphological Fluid Mechanics*, Springer-Verlag, Heidelberg, 528-547.

- Ancey, C., 2001b. Role of lubricated contacts in concentrated polydisperse suspensions. *Journal of Rheology*, 45(6): 1421-1439.
- Ancey, C., 2002. Rhéophysique des suspensions concentrées. Application à la géophysique alpine. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Institut National Polytechnique de Grenoble, 90p.
- Ancey, C., Coussot, P., Evesque, P., 1996. Examination of the possibility of a fluid-mechanics treatment of dense granular flows. *Mechanics of Cohesive-Frictional Materials*, 1: 385-403.
- Ancey, C., Richard, D., Martin, E., Brunot, G., 2002. Analyse fréquentielle sur les cumuls de neige et les épaisseurs de manteau neigeux pour différents postes des Alpes françaises. In *Comptes-Rendus de l'atelier Glacio 2000*, Société Hydrotechnique de France, Section de Glaciologie-Nivologie, Grenoble, 7-8 mars 2002, 12p.
- Anderson, M.G., Burt, T.P., 1985. Modeling strategies. In Anderson, M.G, Burt T.P. (Eds.): *Hydrological Forecasting*, Wiley, Chichester, 552-625.
- Anderson, M.G., Kemp, M.G., Lloyd, D.M., 1988. Application of soil water finite difference models to slope stability problems. In Bonnard, C. (Ed): *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, Switzerland, Balkema, Rotterdam, 525-530.
- Anderson, M.G., Lloyd, D.M., 1991. Using a combined slope hydrology–stability model to develop cut slope design charts. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, 91(2): 705-718.
- Anderson, M.P., Woessner, W.W., 1991. *Applied groundwater modelling. Simulation of flow and advective transport*. Academic Press, London, 381p.
- Anderson, S.A., Sitar, N., 1995. Analysis of rainfall-induced debris flows. *Journal of Geotechnical Engineering*, 121: 544-552.
- Anderson, S.A., Riemer, M.F., 1995. Collapse of saturated soil due to reduction in confinement. *Journal of Geotechnical Engineering*, American Society of Civil Engineers, 121(2): 216-220.
- Angeli, M.-G., Buma, J., Gasparetto, P., Pasuto, A., 1998. A combined hillslope hydrology/stability model for low-gradient clay slopes in the Italian Dolomites, *Engineering Geology*, 49, 1-13.
- Angeli, M.-G., Gasparetto, P., Menotti, R.M., Pasuto, A., Silvano, S., 1996. A visco-plastic model for slope analysis applied to a mudslide in Cortina d'Ampezzo, Italy. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 29: 233-240.

- Angeli, M.G., Pasuto, A., Silvano, S., 1999. Towards the definition of slope instability behaviour in the Alverà mudslide (Cortina d'Ampezzo, Italy). *Geomorphology*, 30: 201-211.
- Angeli, M.G., Pasuto, A., Silvano, S., 2000. A critical review of landslide monitoring experiences. *Engineering Geology*, 55: 133-147.
- Angeli, M.G., Silvano, S., 2003. Two cases of mudslides in different geological and climatic environments. In Picarelli, L., (Ed): *Proceedings of the International Workshop on "The Occurrence and Mechanisms of Flows in Natural Slopes and Earthfills"*, Sorrento, Italy. (sous presse). <http://www.unina2.it/flows2003/flows2003/IWscprogr.htm>
- Angulo-Jaramillo, R., Moreno, F., Clothier, B.E., Thony, J.-L., Vachaud, G., Fernandez-Boy, E., Cayuela, J.A., 1997. Seasonal variation of hydraulic properties of soils measured using a tension disc infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, 61: 27-32.
- Angulo-Jaramillo, R., Vandervare, J.-P., Roulier, S., Thony, J.-L., Gaudet, J.-P., Vauclin, M., 2001. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers. A review and recent development. *Soil and Tillage Research*, 55: 1-29.
- Anma, S., Maikuma, H., Yoshimura, M., Fujita, Y., Okusa, S., 1988. Dynamics of earthquake-induced slope failure at Ontake. In Bonnard, C. (Ed): *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, Switzerland, Balkema, Rotterdam, 61-66.
- Antoine, P., Biarez, J., Desvarreux, P., Mouglin, J.-P., 1971. Les problèmes posés par la stabilité des pentes dans les régions montagneuses. *Géologie Alpine*, 47: 5-24.
- Antoine, P., Desvarreux, P., Giraud, A., Leroi, E., 1998. Les mouvements de versant de la montagne des Piniès (Drôme). Importance du rôle du contexte géologique. *Revue Française de Géotechnique*, 85: 74-89.
- Antoine, P., Fabre, D., Giraud, A., Al Hayari, M., 1988. Propriétés géotechniques de quelques ensembles géologiques propices aux glissements de terrains. In Bonnard, C. (Ed): *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, Switzerland, Balkema, Rotterdam, 1301-1306.
- Antoine, P., Giraud, A., 1992. Typologie des mouvements de versant dans un contexte opérationnel. *Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 51: 57-62.
- Antoine, P., Giraud, A., Meunier, M., Van Asch, T.W.J., 1995. Geological and geotechnical properties of the 'Terres Noires' in the southeastern France: weathering, erosion, solid transport and instability. *Engineering Geology*, 40: 223-234.
- Antoine, P., Monnet, J., Rai, N.E., Moulin, C., Meriaux, P., 1991. Résultats de cinq années d'auscultation sur un glissement dans les argiles glacio-lacustres du Trièves, Sud-Est de la

France. In Bell, D.H. (Ed): Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides, Christchurch, New-Zealand, Balkema, Rotterdam, 1101-1107.

Arattano, M., Savage, W.Z., Pierson, T.C., 1993. Application of kinematic wave theory to a debris flow at Lower Rudd Canyon, Farmington, Utah. In Novosad, S., Wagner, P. (Eds): Proceedings of the 7th International Conference and Field Workshop on Landslides, Balkema, Rotterdam, 123-130.

Arenson, U.L., 2003. Unstable Alpine Permafrost: a Potentially Important Natural Hazard - Variations of Geotechnical Behaviour with Time and Temperature. Vdf Hochschulverlag AG, Zurich, 308p.

Armanini, A., Dalri, C., Fraccarollo, L., Larcher, M., Zorzin, E., 2003. Experimental analysis of the general features of uniform mudflow. In Rickenmann, D., Chen, L.C. (Eds): Proceedings of the 3rd International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Davos, Switzerland, Millpress, Rotterdam, 423-434.

Arnaud, F., 1895. Notice historique sur les torrents de la vallée de l'Ubaye. Imprimerie Nationale, Paris, 140p.

Artru, P., 1972. Les Terres Noires du Bassin Rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen) : stratigraphie, sédimentologie, géochimie. Thèse de Doctorat, Université de Lyon III, 182p.

Asmar, B.N., Langston, P.A., Ergenzinger, P., 2003. The potential of the Discrete Element Method to simulate debris flow. In Rickenmann, D., Chen, L.C. (Eds): Proceedings of the 3rd International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Davos, Switzerland, Millpress, Rotterdam, 435-446.

Asseline, J., Valentin, C., 1978. Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. Cahier ORSTOM, Série Hydrologie, XV(4): 321-349.

Assier, A., 1993. L'englacement des Alpes du sud franco-italiennes du petit âge de glace à la fin du 20^è siècle. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 487p.

Astrade, L., Bravard, J.-P., Landon, N. 1998. Mouvements de masse et dynamique d'un géosystème alpestre : étude dendrogéomorphologique de deux sites de la vallée de Boulc (Diois, France). Géographie Physique et Quaternaire, 52(2): 1-13.

Atkinson, J.H., Bransby, P.L., 1978. The mechanics of soils. An introduction to critical state soil mechanics. McGraw-Hill, London, 425p.

Aubry, D., Benzenatti, I., Modaresi, A., 1992. A coupled static/dynamic strain and pore-pressure analysis for embankment dams. Dam Engineering, 2(1): 53-94.

- Auger, P., Mary, G., 1968. Glissements et coulées boueuses en Basse-Normandie. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 10: 213-224.
- Auzet, A.-V., 2000. Ruissellement, érosion et conditions de surface des sols à l'échelle de versants et petits bassins versants. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 79p.
- Awongo, M.-L., 1984. Stratigraphie, sédimentologie et géochimie des Terres Noires du Jurassique moyen et supérieur de la Provence (Sud-Est de la France). Thèse de Doctorat, Université de Marseille III, 144p.
- Ayala, F.J., Ferrer, M., Gonzalez de Vallejo, L.I., Duran, J.J., Beltran de Heredia, F. 1988. Catálogo nacional de riesgos geológicos. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 263p.
- Ayotte, D., Hungr, O., 2000. Calibration of a runout prediction model for debris flows and avalanches. In Wieczorek, G.F., Naeser, N.D. (Eds): *Proceedings of the 2nd International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation*, Taipei, Taiwan, Balkema, Rotterdam, 505-514.
- Azimi, C., Biarez, C., 1992. Mécanismes des glissements de terrains argileux. Bilan de surveillance sur plusieurs années. In Bell, D.H. (Ed): *Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides*, Christchurch, New-Zealand, Balkema, Rotterdam, 331-338.
- Azimi, C., Biarez, J., Desvarreux, P., Giuliani, Y., Ricard, C., 1991. Mécanisme des glissements de terrain argileux. Bilan de surveillance sur plusieurs années. In Bell, D.H. (Ed): *Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides*, Christchurch, New-Zealand, Balkema, Rotterdam, 1903-1908.
- Babchia, M.Z., Magnan, J.-P., 1986. Analyse numérique du comportement des massifs de sols argileux. Rapport de Recherche des Laboratoires des Ponts et Chaussées N°140, Paris, 126p.
- Bagnold, R.A., 1954. Experiments on a gravity free dispersion of large solide spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London, Serie A*, 225: 49-63.
- Bagnold, R.A., 1956. The flow of cohesionless grains in fluids. *Proceedings of the Royal Society of London, Serie A*, 249: 235-296.
- Ballandras, S., Nevière, C., 1991. Le détritisme torrentiel holocène intra-alpin : l'exemple du Bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud). *Physio-Géo*, 22/23: 15-20.

- Balmforth, N.J., Craster, R.V., 2001. Geophysical aspects of non-newtonian fluid mechanics. In Balmforth, N.J., Provenzale, A. (Eds): *Geomorphological Fluid Mechanics*, Springer-Verlag, Heidelberg, 27-45.
- Balmforth, N.J., Provenzale, A., Whitehead, J.A., 2001. The language of pattern and form. In Balmforth, N.J., Provenzale, A. (Eds): *Geomorphological Fluid Mechanics*, Springer-Verlag, Heidelberg, 7-25.
- Banton, O., Bangoy, L.M., 1997. *Hydrogéologie. Multiscience environnementale des eaux souterraines*. Presses de l'Université du Québec, Sainte-Foy, 460p.
- Bardou, E., 2002. *Méthodologie de diagnostic de laves torrentielles sur un bassin versant alpin*. Thèse de Doctorat de Sciences Techniques, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 188p.
- Barnes, H A., Walters, K., 1985. The yield stress myth? *Rheologica Acta*, 24(4): 323-326.
- Barry, R.G., 1981. *Mountain weather and climate*. Methuen, London, 313p.
- Barton, M.E., Thomson, R.L., 1986. A model for predicting groundwater level response to meteoric changes. *Groundwater in Engineering Geology*, 3: 299-311.
- Bates, P.D., Anderson, M.G., Horritt, M., 1998. Terrain information in geomorphological models: stability, resolution and sensitivity. In Lane, S.N., Richards, K.S., Chandler, J.H. (Eds): *Landform monitoring, modelling and analysis*. Wiley, Chichester, 63-78.
- Bathe, K.J., Cimento, A.P., 1980. Some practical procedures for the solution of non-linear finite element equations. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 22: 59-85.
- Bathurst, J.C., O'Connell, P.E., 1992. Future of distributed modelling. *The Système Hydrologique Européen. Hydrological Processes*, 6: 265-277.
- Baudez, J.-C., 2001. *Rhéologie et physico-chimie des boues résiduares pâteuses pour l'étude de l'épandage et du stockage*. Thèse de Doctorat, Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts, Paris, 149p.
- Baum, R.L., Fleming, R.W., 1991. Use of longitudinal strain in identifying driving and resisting elements of landslides. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 1121-1132.
- Baum, R.L., Johnson, A.M., 1993. Steady movement of landslides in fine-grained soils: a model for sliding over an irregular surface. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1842, 127p.
- Baum, R.L., Messerich, J., and Fleming, R.W., 1998. Surface deformation of slow-moving, clay-rich landslides, Honolulu, Hawaii. *Engineering and Environmental Geoscience*, 4(3): 283-306.

- Baum, R.L., Reid, M.E., 1995. Geology, hydrology, and mechanics of a slow-moving, clay-rich landslide, Honolulu, Hawaii. In Haeberg, W.C., Anderson, S.A. (Eds): Clay and Shale Slope Instability, Geological Society of America, Boulder, Colorado, 79-105.
- Baum, R.L., Savage, W.Z., Wasowski, J., 2003. Mechanics of earthflows. In Picarelli, L., (Ed): Proceedings of the International Workshop on "The Occurrence and Mechanisms of Flows in Natural Slopes and Earthfills", Sorrento, Italy. (sous presse). <http://www.unina2.it/flows2003/flows2003/IWscprogr.htm>
- Benda, L., Cundy, T., 1990. Predicting deposition of debris flows in mountain channels. Canadian Geotechnical Journal, 27(4): 409-417.
- Bérest, P., 1987. Viscoplasticité en mécanique des roches. In Darve, F. (Ed): Manuel de Rhéologie des Géomatériaux, Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 235-257.
- Berti, M., Genevois, R., Simoni, A., Rosella Tecca, P., 1999. Field observations of a debris-flow event in the Dolomites. Geomorphology, 29: 265-274.
- Bertini, T., Cugusi, F., D'Ellia, B., Lanzo, G., Rossi-Doria, M., 1992. Slow movement investigations in clay slopes. In Bell, D.H. (Ed): Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides, Christchurch, New-Zealand, Balkema, Rotterdam, 329-334.
- Berz, G., 1992. Losses in the range of US\$ 50 billion and 50,000 people killed. Munich'Re list of major natural disasters in 1990. Natural Hazards, 5(1): 95-102.
- Besson, L., 1996. Les Risques naturels en montagne. Traitement, prévention, surveillance. Artès-Publialp, Grenoble, 438p.
- Besson, M. Mermet, M., 1984. Etude du glissement de terrain de La Valette par prospection sismique. Rapport du Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement Alpes-Méditerranée-Corse, Aix-en-Provence, 29p.
- Bésuelle, P., 1999. Déformation et rupture dans les roches tendres et les sols indurés : comportement homogène et localisation. Thèse de Doctorat de Mécanique, Université Joseph Fourier, Grenoble, 227p.
- Beven, K., 1989. Changing ideas in hydrology. The case of physically-based models. Journal of Hydrology, 105: 157-172.
- Beven, K., Germann, P., 1982. Macropores and water flow in soils. Water Resources Research, 18: 1311-1325.
- Beven, K.J., 1996. A discussion of distributed modelling. In Refsgaard, J.-C., Abbott, M.B. (Eds): Distributed hydrological modelling. Kluwer, Dordrecht, 255-278.

- Beven, K.J., 2001. How far can we go in distributed hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5: 1-12.
- Bingham, E.C. 1922. *Fluidity and Plasticity*. McGraw-Hill, New-York, 388p.
- Biot, M.A., 1941. General theory of three-dimensional consolidation. *Journal of Applied Physics*, 12: 155-164.
- Bisci, C., Burratini, F., Dramis, F., Leoperdi, S., Pontoni, F., Pontoni, F. 1996. The Sant' Agata Feldria landslide (Marche Region, central Italy): a case of recurrent earthflow evolving from a deep-seated gravitational slope deformation. *Geomorphology*, 15: 351-361.
- Bishop, A.W., 1967. Progressive failure with special reference to the mechanism causing it. In Frøde, S. (Ed): *Proceedings of the Geotechnical Conference on Shear Strength Properties of Natural Soils and Rocks*, Oslo, Norway, Norwegian Geotechnical Institute, 142-150.
- Bishop, A.W., 1973. The stability of tips and soil heaps. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 6: 335-376.
- Bjerrum, L. 1967. Progressive failure in slopes in overconsolidated clay and clay shales. *Journal on the Soil Mechanics and Foundation Division, American Society of Civil Engineers*, 93(SM1): 1-49.
- Bjerrum, L., 1967. Progressive failure in slopes of overconsolidated plastic clay and clay shales. *Journal of the Soil Mechanics Division, American Society of Civil Engineers*, 93: 1-49.
- Blalock, H.M., 1981. *Social statistics*. McGraw-Hill, Auckland, 452p.
- Blanchard, R., 1950. *Les grandes Alpes françaises du Sud. Tome V : Les Alpes Occidentales*. Arthaud, Grenoble, 512p.
- Blanchet, F., 1988. *Etude géomécanique de glissements de terrain dans les argiles glacio-lacustres de la vallée du Drac*, Thèse de Doctorat de Géologie, Université Joseph Fourier, Grenoble, 190p.
- Blight, G.E., 1997. 37th Rankine Lecture: Interactions between the atmosphere and the Earth. *Geotechnique*, 47(4): 715-766.
- Blijenberg, H., 1998. Rolling stones? Triggering and frequency of hillslope debris flows in the Bachelard valley, southern French Alps. *Netherlands Geographical Studies*, Utrecht, 246, 240p.
- Bogaard, T., 2001. *Analysis of hydrological processes in unstable clayey slopes*. PhD Thesis, University of Utrecht, 191p.

- Bogaard, T.A., Antoine, P., Desvarreux, P., Giraud, A., van Asch, Th.W.J., 2000. The slope movements within the Mondorès graben (Drôme, France): the interaction between geology, hydrology and typology. *Engineering Geology*, 55 (4): 297-312.
- Bogaard, T.A., van Asch, T.W.J., 1996. Geophysical and hydrochemical investigation of a complex large-scale landslide in southern France. In Senneset, K. (Ed): *Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides*, Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, 643–647.
- Bogaard, T.A., Van Asch, T.W.J., 2002. The role of the soil moisture balance in the unsaturated zone on movement and stability of the Beline landslide, France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27: 1177-1188.
- Bonnard, C., 1994. Movement models for landslides. In *Proceedings of the 13th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, New Delhi, India, 149-153.
- Bonnet, M., 1983. *Méthodologie des modèles de simulation en hydrogéologie*, Editions BRGM, Orléans, 231p.
- Bonnet-Staub, I., 1998. *Mécanismes d'initiation et facteurs déclenchants des laves torrentielles dans les Alpes françaises - Contribution à la maîtrise du risque*, Thèse de Doctorat de l'Ecole des Mines de Paris, 230p.
- Bonomi, T., Cavallin, A., 1999. Three-dimensional hydrogeological modelling application to the Alverà mudslide (Cortina d'Ampezzo, Italy). *Geomorphology*, 30(1-2): 189-199.
- Bonzanigo, L., Eberhardt, E., Loew, S., 2001. Hydromechanical factors controlling the creeping Campo Vallemaggia landslide. In Einstein, H.H., Krauter, E., Klapperich, H., Pöttler, R. (Eds): *Proceedings of the International Conference on Landslide Causes, Impacts and Countermeasures*, Davos, Switserland, Verlag Glückhauf, Essen, 13-22.
- Böschl, G., Kirnbauer, R., Gutnecht, D., 1991. Distributed snowmelt simulations in an alpine catchment. 2. Parameter study and model predictions. *Water Resources Research*, 27(12): 3181-3188.
- Bossu, G., 1996. *Evaluation de la vulnérabilité aux laves torrentielles. Application au torrent du Sauze (Commune d'Enchastrayes, Alpes-de-Haute-Provence)*. Mémoire de DEA 'Systèmes Spatiaux et Environnement', Université Louis Pasteur, Strasbourg, 69p.
- Boucek, B, Pardo-Praga, D., 1984. Fluage d'une argile sur la surface de glissement. In *Proceedings of the 4th International Symposium on Landslides*, Toronto, Canada, 247-252.
- Boulon, M., 1987. Rhéologies et code de calcul. In Darve, F. (Ed): *Manuel de Rhéologie des Géomatériaux*, Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 349-369.

- Bourrelrier, P.-H., 1997. Evaluation de la Politique Publique dans le Domaine des Risques Naturels, Rapport Interministériel. Conseil National de l'Evaluation, Commissariat Général au Plan, La Documentation Française, Paris, 138p.
- Boyce, J.R., Anayi, J.T., Rogers, C.D.F., 1988. Residual strength of soils at low normal stresses. In Bonnard, C. (Ed): Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, Switzerland, Balkema, Rotterdam, 85-88.
- Bracerdige, A., Vaughan, P.R., Hight, D.W., 1992. Displacement prediction using rate effects on residual strength. In Bell, D.H. (Ed): Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides, Christchurch, New-Zealand, Balkema, Rotterdam, 343-347.
- Braun, N.L., 1985. Simulation of snowmelt runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. Zürcher Geographische Schriften 21, Geographisches Institut des Eidgenössischen Technischen Hochschule, Zürich, 166p.
- BRGM (Bureau des Recherches Géologiques et Minières), 1974. 1/50 000è. Carte et notice géologique de Barcelonnette, XXXV-39. Orléans.
- Brochot, S., 1998. Approches globales pour l'estimation de l'érosion torrentielle (apports de versants et production de sédiments). Ingénieries-EAT, 15: 61-78.
- Brochot, S., Marchi, L., Lang, M., 2002. Debris flow volume assessment: available methods and application to the Pousset torrent (Savoie, France). Bulletin of the Engineering Geology of the Environment, 61: 389-402.
- Bromhead, E.N., 1978. A simple ring shear apparatus. Ground Engineering, 15(5): 40-44.
- Bromhead, E.N., 1979. Factors affecting the transition between various types of mass movement in coastal cliffs consisting largely of over-consolidated clay, with special reference to Southern England. Quarterly Journal of Engineering Geology, 12: 291-300.
- Bromhead, E.N., 1987. Groundwater and landslides: principles and practice. Memoire of the Geological Society of China; 9: 147-158.
- Bromhead, E.N., 1992. The stability of slopes. 2nd Edition, Chapman & Hall, London, 304p.
- Bromhead, E.N., 1996. Slope stability modeling: an overview. In Dikau, R, Brunsden, D., Schrott, L., Ibsen M.-L. (Eds): Landslide Recognition: identification, movement and causes, Wiley, Chichester, 231-235.
- Brooks, R.H., Corey, C.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrological Paper 3, Colorado State University, Colorado, 126p.
- Brunsdén, D. 1984. Mudslides. In Brunsden, D., Prior, D.B. (Eds): Slope Instability, Wiley, Chichester, 363-418.

- Brunsdon, D., 1969. The moving cliffs of Black Ven. *Geographical Magazine*, 41: 372-374
- Brunsdon, D., 1999. Some geomorphological considerations for the future development of landslide models. *Geomorphology*, 30(1-2): 13-24.
- Brunsdon, D., Chandler, J.M. 1996. Development of an episodic landform change model based upon the Black Ven mudslide 1946-1995. In Anderson, M.J., Brooks, S.M. (Eds): *Advances in Hillslope Processes*, Wiley, Chichester, 2869-2896.
- Brunsdon, D., Goudie, A.S., 1981. Coastal landforms of Dorset. *Classic Landforms Guides*, British Geomorphological Research Group and Geographical Association, London, 125p.
- Brunsdon, D., Ibsen, M.-L., 1996. Mudslide. In Dikau, R., Brunsdon, D., Schrott, L., Ibsen, M.-L. (Eds): *Landslide recognition: identification, movement and causes*. Wiley, Chichester, 103-119.
- Brutsaert, W., 1982. *Evaporation into the atmosphere: theory, history, and applications*. Kluwer, Dordrecht, 309p.
- Bufalo, M., 1989. L'érosion des Terres Noires dans la région du Buëch (Hautes-Alpes, France). Thèse de Doctorat, Université d'Aix-Marseille, 230p.
- Buma, J., 1997. Finding the most acceptable slope stability model for the assessment of the impact of climate change on a landslide in South-East France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(6): 565-582.
- Buma, J., Dehn, M., 1998. A method for predicting the impact of climate change on slope stability. *Environmental Geology*, 35(2-3): 190-196.
- Byars, B.W., Allen, P., Bingham, N.L., 1999. A portable rainfall simulator for infiltration assessment. *Journal of Soil and Water Conservation*, 51: 27-43.
- Cabrera, J.G., Smalley, I.J., 1973. Quickclays as products of glacial action. A new approach to their nature, geology, distribution, and geotechnical properties. *Engineering Geology*, 7: 115-133.
- Calais, E., Galisson, L., Stéphane, J.-F., Delteil, J., Deverchère, J., Larroque, C., Mercier de Lépinay, B., Popoff, M., Sosson, M., 2000. Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948–1998. *Tectonophysics*, 319(1): 1-17.
- Calvari, S., Tanner, L.H., Groppelli, G., 1998. Debris-avalanche deposits of the Milo Lahar sequence and the opening of the Valle del Bove on Etna volcano (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87(1-4): 193-209.

- Camapum de Carvalho, J., 1985. Étude du comportement d'une marne noire compactée. PhD Thesis, Toulouse I University, 181p.
- Cambou, B., Bahar, R., 1993. Utilisation de l'essai pressiométrique pour l'identification de paramètres intrinsèques du comportement d'un sol. *Revue Française de Géotechnique*, 63: 39-50.
- Campbell, C.S., 1989. Self-lubrication for long-runout landslides. *Journal of Geology*, 97(6): 653-665.
- Campbell, C.S., Cleary, P.W., Hopkins, M., 1995. Large-scale landslide simulations: global deformations, velocities and basal friction. *Journal of Geophysical Research*, 100(B5): 8267-8263.
- Campbell, R.H., Varnes, D.J., Fleming, R.W., Hampton, M.A., Prior, D.B., Sangrey, D.A., Nichols, D.R., Brebb, E.E., 1989. Landslide classification for identification of mudflows and other landslides. In Sadler, P.M., Morton, D.M. (Eds): *Landslide in a semi-arid Environment*, Inland Geological Society, Vancouver, 1-28.
- Cannon, S. H., Ellen, S., 1985. Rainfall conditions for abundant debris avalanches, San Francisco Bay region, California. *California Geology*, 38(12): 267-272.
- Cannon, S. H., Savage, W.Z., 1988. A mass change model for the estimation of debris flow runout. *Journal of Geology*, 96: 221-227.
- Canuti, P., Casagli, N., Catani, F., Falorni, G., 2002. Modeling of the Guagua Pichincha volcano (Ecuador) lahars. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C*, 27(36): 1587-1599.
- Caris, J.P.T., Van Asch, T.W.J., 1991. Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the French Alps. *Engineering Geology*, 31: 249-276.
- Carrara, A., Cardinali, M., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 1995. GIS technology in mapping landslide hazard. In Carrara, A., Guzzetti, F. (Eds): *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*, Kluwer, Dordrecht, 135-175.
- Cartier, G., Pouget, P., 1988. Etude du comportement d'un remblai construit sur un versant instable : le remblai expérimental de Sallèdes, Puy-de-Dôme. *Rapport de Recherche des Laboratoires des Ponts et Chaussées, N°15*, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Paris, 126p.
- Casagrande, A., 1932. Research on the Atterberg limits of soils. *Public Roads*, 13(8): 131-136.
- Casagrande, A., 1971. On liquefaction phenomena. *Géotechnique*, 21(3): 197-202.

- Casale, R., Margottini, C., 1999. Floods and landslides. Integrated Risk Assessment. Springer, Berlin, 373p.
- Casenave, A., 1982. Le mini-simulateur de pluie : conditions d'utilisation et principes de l'interprétation des mesures. Cahier ORSTOM, Série Hydrologie, XIX(4): 207-227.
- Cassan, M., 1978. Les essais in situ en mécanique des sols. Eyrolles, Paris, 306p.
- Catenacci, V., 1992. Geological and geoenvironmental failure from the post-war to 1990, Italy. Servizio Geologico Nazionale, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 301-310.
- Cazorzi, F., Dalla Fontana, G., 1996. Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index. Journal of Hydrology, 181: 169-187.
- Cekerevac, C., 2003. Thermo-hydro-mechanical behaviour of saturated soils. Application to thermal piles. PhD Thesis, Swiss Federal Institute of Technology, Lausanne, 212p.
- Cemagref, 1980. Synthèse nationale sur les crues des petits bassins versants. Méthodes Socose et Crupedix. Collectif. Rapport Interne, Cemagref, Division d'Anthony, 120p.
- CEN - Centre d'Etude de la Neige, 1999. Caractéristiques nivométriques des Alpes-de-Haute-Provence et des Alpes-Maritimes, Période 1980-1998. Rapport interne, CEN, Grenoble, 21p.
- Cernica, J., 1994. Geotechnical engineering: soil mechanics. Wiley, Chichester, 480p.
- CFMS-Comité Français de Mécanique des Sols, 1992. Les mouvements de versants de grande ampleur. Comptes-Rendus du Colloque de Nainville-les-Roches, Nainville-les-Roches, 21-22 septembre 1992, 225p.
- Chambon, R., Desrues, J., 1985. Bifurcation par localisation et non linéarité incrémentale : un exemple heuristique d'analyse complète. In Salençon, J. (Ed): Plastic Instability, Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 101-119.
- Chandler, J.H., Brunsdon, D. 1995. Steady state behaviour of the Black Ven mudslide: the application of archival analytical photogrammetry to studies of landform change. Earth Surface Processes and Landforms, 20: 255-275.
- Chandler, R.J., 1972. Lias Clay: weathering processes and their effect on shear strength. Geotechnique, 22: 403-431.
- Charlier, C., Decrop, G., 1997. De l'expertise scientifique au risque négocié : le cas du risque en montagne. Editions Cemagref, Antony, 101p.

- Chassagneux, D., Leroi, E., 1995. Synthèse des connaissances acquises sur le site de Boulc-en-Diois. Rapport Public B38777, Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 123p.
- Chau, K.T., 1999. Onset of natural terrain landslides modelled by linear stability analysis of creeping slopes with a two-state variable friction law. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 23(15): 1835-1855.
- Chen, C.-L., 1987. Comprehensive review of debris flow modeling concepts in Japan. In Costa, J.E., Wieczorek, G.F., (Eds): *Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation*, Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology*, 7, 13-30.
- Chen, C.-L., 1988a. Generalized viscoplastic modelling of debris-flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(3): 237-258.
- Chen, C.-L., 1988b. General solutions for viscoplastic debris-flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(3): 259-282.
- Chen, W.F., Baladai, G.Y., 1985. *Soil plasticity. Theory and implementation*. Elsevier, Rotterdam, 231p.
- Chennoufi, L., 2000. L'eau et les glissements de terrain : élaboration d'un modèle de prévision du risque. Cas de Acquara-Vadoncello, Italie. Thèse de Doctorat de Géologie de l'Ingénieur, Ecole des Mines de Paris, 212p.
- Chodzco, J., Lecompte, M., Lhenaff, R., Marre, A., 1991. Vitesse de l'érosion dans les 'Roubines' des Baronnies (Drôme). *Physio-Géo*, 22-23: 21-28.
- Choisnel, E., 1992. Le calcul du bilan hydrique du sol : options de modélisation et niveau de complexité. *Sciences du Sol*, 30(1): 15-31.
- Chondroyannis, P., 1992. L'Ubaye, la forêt reconstruite. Le sentier de découverte du Riou-Bourdoux. Editions de l'Office National des Forêts, Paris, 112p.
- Chou, P.C., Pagano, N.J., 1992. *Elasticity: tensor, dyadic and engineering approaches*. Dover, New York, 286p.
- Chowdhury, R.N., 1998. Hazard and risk assessment with particular reference to landslide. In Chowdhury, R.N., Sivakumar, M. (Eds.): *Workshop on Landslide Hazard Assessment – Progressing from Qualitative to Quantitative Approach*, Wollongong, Australia, Elsevier, Amsterdam, 951-962.
- Chowdhury, R.N., Grivas, D., 1982. Probabilistic models of progressive failure of slopes. *Journal of Geotechnical Engineering*, American Society of Civil Engineers, 108(GT6), 31-59.

Christensen, R., 1991. Linear models for multivariate, times series, and spatial data. Springer-Verlag, New-York, 317p.

Christian, J.T., 2001. Reliability and stability of slopes. In Zaman, M., Gioda, G., Booker, J. (Eds): Modeling in Geomechanics. Wiley, Chichester, 677-687.

CIMNE Inc, 1999. GID 6.1.2. Manual. International Center for Numerical Methods in Engineering, Universitat Polytechnica de Catalunya, Barcelona, 458p.

Clothier, B.E., Smetten, K.R.J., 1990. Combining laboratory and field measurements to define the hydraulic properties of soil. Soil Science Society of America Journal, 54: 299-304.

Colas, G., Locat, J., 1993. Glissement et coulée de La Valette dans les Alpes de Haute-Provence : présentation générale et modélisation de la coulée. Bulletin de Liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées , 187: 19-28.

Coles, S.G., 2001. An introduction to statistical modeling of extreme values, Springer, Berlin, 485p.

Colombani, J., Lamgat, J.-P., Thiebaut, J., 1972. Mesure de la perméabilité des sols en place : un nouvel appareil pour la méthode Muntz, une extension de la méthode Porchet aux sols hétérogènes. Cahier ORSTOM, Série Hydrologie, IX(3): 15-44.

Combes, F., 1990. Le glissement de terrain de La Valette (Alpes-de-Haute-Provence, France). Surveillance et système d'alarme. Revue de Géologie Alpine, 15: 22-43.

Combes, F., 1992. Réflexions sur les problèmes d'érosion dans les Alpes de Haute-Provence. Revue Forestière Française, 34(1): 61-75.

Consortium GefDyn, 2001. Géomécanique Eléments Finis DYNamique, GefDyn. Approche globale et unifiée en mécanique des sols. Manuel d'utilisation. École Centrale de Paris, Electricité de France, Coyne et Bellier, Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Commissariat à l'Énergie Atomique. Paris, 873p.
<http://tigre.mssmat.ecp.fr/sols/logiciels/gefdyn/>

Contreras, S.M., Davies, T.R.H. 2000. Coarse-grained debris-flows: hysteresis and time-dependent rheology. Journal of Hydraulic Engineering, 126: 938-941.

Conway, B.W., 1974. The Black Ven landslip, Charmouth, Dorset. Institute of Geological Sciences, NERC Report 74/3, 78p.

Cooper, H.H., Jacob, C.E., 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. Transaction American Geophysical Union, 27: 526-534.

- Cooper, M.R., Bromhead, E.N., Petley, D.J., Grant, D.I., 1998. The Selborne cutting stability experiment. *Geotechnique*, 48(1): 83-101.
- Cornforth, D.H., Vessely, D.A., 1992. Factors of safety during landslide movements. In Bell, D.H. (Ed): *Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides*, Christchurch, New-Zealand, Balkema, Rotterdam, 367-374.
- Corominas, J., 1993. Landslide occurrence: a review of the Spanish experience. In Corominas, J., Georgakakos, K.P. (Eds): *Proceedings of the U.S.-Spain Workshop on Natural Hazards*, Barcelona, Spain, U.S. National Science Foundation, Iowa City, 175-194.
- Corominas, J., 1995. Evidence of basal erosion and shearing as mechanisms contributing the development of lateral ridges in mudslides, flowslides, and other flow-like gravitational movements. *Engineering Geology*, 39: 45-70.
- Corominas, J., 1996. The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. *Canadian Geotechnical Journal*, 33: 206-271.
- Corominas, J., 1998. New technologies for landslide hazard assessment and management in Europe. Final Report, EC-Programme NEWTECH ENV-CT96-0248, Brussels, European Commission, 22p.
- Corominas, J., Moreno, M., 1988. Mechanism of mudflows: a case study in the Spanish Pyrenees. In Bonnard, C. (Ed): *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, Switzerland, Balkema, Rotterdam, 589-594.
- Costa, J.E., 1984. Physical geomorphology of debris flows. In Costa, J.E., Fleisher, P.J. (Eds): *Developments and Applications in Geomorphology*, Springer-Verlag, Heidelberg, 268-317
- Cotecchia, V., Del Prete, M., Federico, A., Fenelli, G.B., Pellegrino, A., Picarelli, L., 1984. Some observations on a typical mudslide in a highly tectonized formation in Southern Apennines. In *Proceedings of the 4th International Symposium on Landslides*, Toronto, Canada, 39-44.
- Couarraze, G., Grossiord, J.-L., 1983. *Initiation à la rhéologie*. Technique et Documentation, Lavoisier, Paris, 283p.
- Coulmeau, P., 1987. Quelques éléments sur la géomorphologie et les processus érosifs observés dans le bassin du Laval. Les bassins versants expérimentaux de Draix, In Meunier, M. (Ed) : *Compte-Rendu de Recherche N°1 en Erosion et Hydraulique Torrentielle*, Cemagref-Editions, Antony, 128p.
- Coussot, P., 1993. *Rhéologie des boues et laves torrentielles. Etude de dispersions et suspensions concentrées*. Editions Cemagref, Antony, 415p.

- Coussot, P., 1994. Steady, laminar flow of concentrated mud suspensions in open channel. *Journal of Hydraulic Research*, 32(4): 535-560.
- Coussot, P., 1997. *Mudflow Rheology and Dynamics*. Balkema, Rotterdam, 255p.
- Coussot, P., Ancey, C., 1999. Rheophysical classification of concentrated suspensions and granular pastes. *Physical Review E*, 59: 4445-4457.
- Coussot, P., Ancey, C., 1999. *Rheophysics of pastes and suspensions*. EDP Sciences, Paris, 300p.
- Coussot, P., Boyer, S., 1995. Determination of yield stress fluid behaviour from inclined plane test. *Rheologica Acta*, 34: 534-543.
- Coussot, P., Laigle, D., 1994. Etude des laves torrentielles sur modèle réduit en similitude des phénomènes naturels. *La Houille Blanche*, 3: 44-49.
- Coussot, P., Laigle, D., Arattano, M., Deganutti, A., Marchi, L., 1998. Direct determination of rheological characteristics of debris flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 124: 865-868
- Coussot, P., Meunier, M., 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Review*, 40: 209-227.
- Coussot, P., Piau, J.M., 1994. On the behavior of fine mud suspensions. *Rheologica Acta*, 33: 175-184.
- Coussot, P., Piau, J.-M., 1994. Some considerations on debris flow rheology. In Ergenzinger, P., Schmidt, K.H. (Eds.): *Dynamics and Geomorphology of Mountain Rivers*, Lectures Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlin, 52, 315-326.
- Coussot, P., Piau, J.-M., 1995. A large-scale field coaxial cylinder rheometer to study the rheology of natural coarse suspensions. *Journal of Rheology*, 39: 105-124.
- Coussot, P., Proust, S., 1996. Slow, unconfined spreading of a mudflow. *Journal of Geophysical Research*, 101(25): 217-229.
- Coussot, P., Proust, S., Ancey, C., 1996. Rheological interpretation of deposits of yield stress fluids. *Journal of Non-Newtonian Fluid Mechanics*, 66: 55-70.
- Coussy, O., 1991. *Mécanique des milieux poreux*. Editions Technip, Paris, 437p.
- Couttolenc, E., 2002. Données nivométriques de la station de Sauze. Période 1982-2002. Rapport interne, Centre d'Étude de la Neige, Grenoble, 20p.
- Couture, R., Evans, S.G. (sous presse). Disintegrating rock slope movements in the Beaver River Valley, Glacier National Park, British Columbia, Canada. *Canadian Geotechnical Journal* (sous presse).

Cox, D.R., Lewis, P.A.W., 1966. The statistical analysis of series of events. Methuen & Co, London, 285p.

Craig, D., 1981. Mudslide plug flow within channels. *Engineering Geology*, 17: 273-281.

Crosta, G.B., 2001. Failure and flow development of a complex slide: the 1993 Sesa landslide. *Engineering Geology*, 59: 173-199.

Crosta, G.B., Savage, W.Z., Guzetti, F., 1992. Modeling flow development near obstructions of mass. In Bell, D.H. (Ed): *Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides*, Christchurch, New-Zealand, Balkema, Rotterdam, 53-58.

Cruden, D.M., 1991. A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association for Engineering Geology*, 43: 27-29.

Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996. Landslide Types and Processes. In Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds): *Landslides, Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board - National Research Council, Special Report 247, National Academy Press, New-York, 36-75.

CTGREF – Centre Technique du Génie Rural, des Eaux et des Forêts, 1979. Estimation d'une durée de retour à partir d'une série courte. *Bulletin Technique du Génie Rural*, N°36, CTGREF, Anthony, 8p.

Cullity, B.D., 1989. *Elements of X-ray Diffraction*. Addison-Wesley Publishing Company, Reading, 514p.

Curry, R.R., 1966. Observations of alpine mudflows in the Tenmile Range, Central Colorado. *Bulletin of the Geological Society of America*, 77: 771-776.

D'Agostino, V., Cerato, M., Coali, R., 1996. Il trasporto solido di eventi estremi nei torrenti del Trentino Orientale. In *Proceedings of the International Symposium Interpraevent*, Garmisch-Partenkirchen, International Association of Hydrological Science, 377-386.

D'Ambrosio, D., Di Gregorio, S., Iovine, G., Lupiano, V., Merenda, L., Rongo, R., Spataro, W., 2002. Simulating the Curti-Sarno debris flow through Cellular Automata: the model SCIDDICA (release S2). *Physics and Chemistry of the Earth*, 27: 1577-1585.

D'Elia, B., 1975. Caratteri meccanici delle frane di tipo 'colata'. *Rivista Italiana di Geotecnica*, 9: 32-42.

Dai, F., Lee, C.F., Ngai, Y.Y., 2002. Landslide risk assessment and management: an overview. *Engineering Geology*, 64(1): 65-87.

- Dai, F., Lee, C.F., Wang, S., Feng, Y., 1999. Stress-strain behaviour of loosely compacted volcanic-derived soil and its significance to rainfall-induced fill slope failures. *Engineering Geology*, 53: 359-370.
- Dalton, F.N., Herkelrath, D.S., Rawlins, D.S., Rhoades, D.J., 1984. Time-Domain Reflectometry: simultaneous measurement of soil water content and electrical conductivity with a single probe. *Science*, 224: 989-990.
- Dapples, F., Oswald, D., Raetzo, H. 2001. Landslides in the western Swiss Alps – causes, triggers and dynamic aspects from former to present times. In Einstein, H.H., Krauter, E., Klapperich, H., Pöttler, R. (Eds): *Proceedings of the International Conference on Landslide Causes, Impacts and Countermeasures*, Davos, Switerland, Verlag Glückhauf, Essen, 3-11.
- Darve, F., 1987. L'écriture incrémentale des lois rhéologiques et les grandes classes de loi de comportement. In Darve, F. (Ed): *Manuel de Rhéologie des Géomatériaux*, Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 129-149.
- Dasberg, S., Dalton, F.N., 1985. Time-Domain Reflectometry: field measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 49: 293-297.
- Davies, T.R.H., 1986. Large debris flows: macro-viscous phenomenom. *Acta Mechanica*, 63: 161-178.
- Davis, J.C., 1986. *Statistics and data analysis in geology*. Wiley & Sons, New-York, 638p.
- Davis, R.O., Smith, N.R., Salt, G., 1990. Pore fluid frictional heating and stability of creeping landslides. *International Journal of Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 14: 427-443.
- DDE04 (Direction Départementale de l'Equipement des Alpes-de-Haute-Provence), 2001. *Aléas et Risques Naturels en Ubaye et Haute-Ubaye*. Direction Départementale de l'Equipement, Digne, 22p.
- de Borst, R., Groen, A.E., 2001. Computational strategies for standard soil plasticity models. In Zaman, M., Gioda, G., Booker, J. (Eds): *Modeling in Geomechanics*. Wiley, Chichester, 23-50.
- de Groot, M.B., Silvis, F., van Rossum, H., Koster, M.J., 1987. Liquefied sand flowing over a gentle slope. In Liedke, E. & Andersen, K.H. (Eds): *Proceedings of the 9th European Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Rotterdam, 595-598.
- de Marsily, G., 1986. *Quantitative hydrogeology*. Academic Press, Orlando, 440p.

- Debelmas, J., 1983. Alpes du Dauphiné. Guides Géologiques Régionaux, Masson, Paris, 198p.
- Deganutti, A.M., Gasparetto, P., 1992. Some aspects of mudslides in Cortina, Italy. In Bell, D.H. (Ed): Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides, Christchurch, New-Zealand, Balkema, Rotterdam, 373-379.
- Dehn, M., Buma, J., 1999. Modelling future landslide activity based on general circulation models. *Geomorphology*, 30: 175-187.
- Dehn, M., Bürger, G., Buma, J., Gasparetto, P., 2000. Impact of climate change on slope stability using expanded downscaling, *Engineering Geology*, 55(3): 193-204.
- Del Gaudio, V., Trizzino, R., Calcagnile, G., Calvaruso, A., Pierri, P., 2000. Landsliding in seismic areas: the case of the Acquara-Vadoncello landslide (southern Italy). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 59(1): 23–37.
- Delmas, P., Cartier, G., Pouget, P., 1987. Méthodes d'analyse des risques liés aux glissements de terrain. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 150/151: 29-38.
- Delsigne, F., Lahousse, P., Flez, C., Guiter, G. 2001. Le Riou Bourdoux: un 'monstre' alpin sous haute surveillance. *Revue Forestière Française*, 5: 527-541
- Denlinger, R.P., Iverson, R.M., 2001. Flow of variably saturated granular masses across three-dimensional terrain –2. Numerical predictions and experimental tests. *Journal of Geophysical Research*, 106(B1): 537-552.
- Desai, C.S., 1980. A general basis for yield, failure and potential functions in plasticity. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 15: 649-680.
- Desai, C.S., Fishman, K.L., 1991. Plasticity based constitutive model with associated testing for joints. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 28(1): 15-26.
- Desai, C.S., Samtani, N., Vulliet, L., 1995. Constitutive modelling and analysis of creeping soils. *Journal of Geotechnical Engineering*, 121(1): 43-56.
- Desai, C.S., Somasundaram, S., Frantziskonis, G., 1980. A hierarchical approach for constitutive modelling of geologic materials. *International Journal of Numerical Analysis and Methods in Geomechanics*, 10: 225-257.
- Desai, C.Z., Zhang, D., 1987. Viscoplastic model for geologic materials with generalized flow rule. *International Journal of Numerical Analysis and Methods in Geomechanics*, 11: 603-620.
- Descroix, L., 1994. L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du Sud. Thèse de Doctorat, Université Lumière, Lyon II, 353p.

- Descroix, L., Olivry, J.C., 2002. Spatial and temporal factors of erosion by water of black marl in the badlands of the French Southern Alps. *Hydrological Sciences Journal*, 47(2): 227-242.
- Deymier, C., Tacnet, J.-M., Mathys, N., 1994. Conception et calcul de barrages de correction torrentielle. Collection Etudes, Série Equipement pour l'Eau et l'Environnement, Cemagref Editions, Anthony, 287p.
- Dick, J.C., Shakoor, A., 1995. Characterizing durability of mudrocks for slope stability purposes. In Haeberg, W.C., Anderson, S.A. (Eds): *Clay and Shale Slope Instability*, Geological society of America, Boulder, Colorado, 121-130.
- Diersch, H., Kolditz, O., 1996. On finite-element analysis of spatio-temporal buoyancy-driven convection processes in porous media. In *Proceedings of the International Conference on Calibration and Reliability in Groundwater Modelling*, Golden, Colorado, 67-82.
- Dikau, R., Brunsten, D., Schrott, L., Ibsen, M.-L., 1996. *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*. Wiley, Chichester, 251p.
- Dingman, S.L., 1994. *Physical hydrology*. MacMillan, New-York, 342p.
- Drücker, D.C., Gibson, R.E., Henkel, D.J., 1957. Soil mechanics and work-hardening theories of plasticity. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 122: 338-346.
- Drücker, D.C., Prager, W., 1952. Soil mechanics and plastic analysis or limit design. *Quarterly of Applied Mathematics*, 10: 157-165.
- Dupont, M., Taluy, P., 2000. Hydrogéologie du glissement de La Valette (avec carte au 1/50 000è des venues d'eau). Mémoire de DEA 'Structure et Dynamiques Spatiales', Université de Savoie, Chambéry, 89 p.
- Durville, J.-L., 1992. Mécanismes et modèles de comportement des grands mouvements de versant. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 25-42.
- Eckersley, J., 1990. Instrumented laboratory flow slides. *Géotechnique*, 40: 489-502.
- Egashira, S., Honda, N., Itoh, T., 2000. Experimental study on the entrainment of bed material into debris flow. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C*, 26(9): 645-650.
- Eigenbrod, K.D., Graham, J., Burak, J.P., 1992. Influence of cycling porewater pressures and principal stress ratios on drained deformations in clay. *Canadian Geotechnical Journal*, 29: 326-333.

- Einstein, H.H., 1988. Special lecture. Landslide risk assessment procedure. In Bonnard, C. (Ed): Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, Switzerland, 1075-1090.
- EM-DAT, 2001. The OFDA/CRED International Disaster Database, <http://www.cred.be/emdat>. Université Catholique de Louvain – Brussels, Belgium.
- Enoki, M., Yagi, N., Yatabe, R., 1993. Shearing characteristics of landslide clay. In Novosad, S., Wagner, P. (Eds): Proceedings of the 7th International Conference and Field Workshop on Landslides, Balkema, Rotterdam, 123-130.
- Erlichson, H., 1991. A mass change model for the estimation of debris flow runout: conditions for the application of the rocket equation. *Journal of Geology*, 99: 633-634.
- Esri Inc, 1997. ArcView 3.1. User Manual. Esri, New-York, 489p.
- Euvrard, D., 1994. Résolution numérique des équations aux dérivées partielles de la physique, de la mécanique et des sciences de l'ingénieur: différences finies, éléments finis, problèmes en domaines non bornés. Dunod, Paris, 394p.
- Evans, S.G., Brooks, G.R., 1994. An earthflow in sensitive Champlain Sea sediments at Lemieux, Ontario, June 20, 1993, and its impact on the South Nation River. *Canadian Geotechnical Journal*, 31: 384–394.
- Evin, M., 1987. Dynamique, répartition, âge des glaciers rocheux des Alpes du Sud. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 308p.
- Evin, M., 1992. Prospection sismique en partie basse du glissement de La Valette. Rapport du Service de Restauration des Terrains en Montagne, Division Blanche-Ubaye, Barcelonnette, 36p.
- Fan, C.H., 1997. The mechanism of shallow landslides on argillaceous rock slopes. *Journal of the Geological Society of China*, 40(1): 87-97.
- Farrel, D., Larson, W., 1972. Modeling the pore structure of porous media. *Water Resources Research*, 8: 699-705.
- Faure, R.M., Rajot, J.-P., Chan, K.S., 1988. Prise en compte du déplacement pour l'évaluation de la stabilité d'une pente. In Bonnard, C. (Ed): Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, Switzerland, Balkema, Rotterdam, 619-623.
- Favre, J.-L., Gervreau, E., Durville, J.-L., 1992. Prévoir l'évolution des mouvements de terrain. *Revue Française de Géotechnique*, 59: 65-73.

- Fell, R., 1994. Landslide risk assessment and acceptable risk. *Canadian Geotechnical Journal*, 31: 261-272.
- Fell, R., Hartford, D., 1997. Landslide Risk Management. In Cruden, D.M., Fell, R. (Eds): *Landslide Risk Assessment*, Balkema, Rotterdam, 51-109.
- Ferhat, G., Feigl, K.L., Ritz, J.-F., Souriau, A., 1998. Geodetic measurement of tectonic deformation in the southern Alps and Provence, France, 1947–1994. *Earth and Planetary Science Letters*, 159(1-2): 35-46.
- Filliat, G., 1981. *La Pratique des sols et des fondations*. Editions du Moniteur, Paris, 1399p.
- Finlay, P.J., Fell, R., 1997. Landslide: risk perception and acceptance. *Canadian Geotechnical Journal*, 34: 169-188.
- Flageollet, J.-C., 1988. *Les mouvements de terrain et leur prévention*. Masson, Paris, 224p.
- Flageollet, J.-C., 1996. The time dimension in the study of mass movements. *Geomorphology*, 15: 185-190.
- Flageollet, J.-C., Malet, J.-P., Maquaire, O., 2000. The 3-D Structure of the Super-Sauze earthflow: a first stage towards modelling its behaviour. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B*, 25(9): 785-791.
- Flageollet, J.-C., Malet, J.-P., Maquaire, O., Schmutz, M. (sous presse). Chapter 14. Integrated investigations on landslides: example of the Super-Sauze earthflow. In Margottini, C. (Ed): *Natural Disaster and Sustainable Development*, Springer, Heidelberg, 28p. (sous presse).
- Flageollet, J.-C., Maquaire, O., Martin, B., Weber, D., 1999. Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology*, 30: 65-78.
- Flageollet, J.-C., Maquaire, O., Weber, D., 1996. The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change. In Dikau, R., (Eds): *The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change*, EC-Programme TESLEC, EV5V-CT94-0454, Brussels, European Commission, 126-186.
- Flavigny, E., 1987. Propriétés visqueuses des géomatériaux. In Darve, F. (Ed): *Manuel de Rhéologie des Géomatériaux*, Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 33-50.
- Fleming, R.W., Ellen, S.D., Albus, M.A., 1989. Transformation of dilative and contractive landslide debris into debris flows. An example from Marin County, California. *Engineering Geology*, 27(1-4): 201-223.

- Fleming, R.W., Johnson, A.M., 1989. Structures associated with strike-slip faults that bound landslide elements. *Engineering Geology*, 27(1-4): 39-114.
- Fletcher, L., Hungr, O., Evans, S.G., 2002. Contrasting failure behaviour of two large landslides in clay and silt. *Canadian Geotechnical Journal*, 39: 46-62.
- Fortin, M., Glowinski, R., 1983. Augmented Lagrangian methods, applications to the numerical solution of boundary value problems. Elsevier, Amsterdam, 472p.
- Fouché-Roguez, S., 1998. Modélisation spatiale du cycle de l'eau en milieu de moyenne montagne tempérée : Application au petit bassin-versant de recherches du Ringelbach (Hautes-Vosges). Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 279p.
- Fraccarollo, L., Toro, E.F., 1995. Experimental and numerical assessment of the shallow water model for two-dimensional dam-break type problems. *Journal of Hydraulic Research*, 33(6): 843-864.
- Frederick, D., Chang, T.S., 1972. Continuum mechanics. Scientific Publishers, Cambridge, 218p.
- Fredlund, D.G., Rahardjo, H., 1993. Soil mechanics for unsaturated soils. Wiley, New-York, 517p.
- Freeze, R.A., 1966. The mechanism of natural ground-water recharge and discharge. One-dimensional, vertical, unsteady, unsaturated flow above a recharging or discharging ground-water flow system. *Water Resources Research*, 5: 153-171.
- Freeze, R.A., 1971. Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin. *Water Resources Research*, 7: 347-366.
- Freeze, R.A., 1987. Modeling interrelationships between climate, hydrology and hydrogeology and the development of slopes. In Anderson, M.G., Richards K.S. (Eds), *Slope Stability*. Wiley, London, 224-265.
- Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood, 384p.
- Freeze, R.A., Witherspoon, P.A., 1967. Theoretical analysis of regional groundwater flow. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resources Research*, 3: 623-634.
- Fuentes, C., Haverkamp, R., Parlange, J.-Y., 1992. Parameter constraints on closed form soil water relationships. *Journal of Hydrology*, 134: 117-142.
- Fujiharan M., Borthwick, A.G.L., 2000. Godunov-type solution of curvilinear shallow-water equations. *Journal of Hydraulic Engineering*, 126(11): 827-836.

Fukuzono, T., 1996. Creep model of Kanto loam and its application to time prediction of landslide. In Chacon, J., Irigaray, C., Fernandez, T. (Eds): Proceedings of the 8th International Conference and Field Trip on Landslides, Balkema, Rotterdam, 89-95.

Furuya, G., Sassa, K., Hiura, H., Fukuoka, H., 1999. Mechanisms of creep movement caused by landslide activity and underground erosion in crystalline schist, Shikoku Island, southwestern Japan. *Geomorphology*, 53: 311-325.

Garitte, G., Lahousse, P. 2002. Contribution à l'évaluation de l'aléa torrentiel dans le bassin versant du Riou Chanal (Alpes de Haute Provence, France). *Géomorphologie*, 1: 61-70.

Garnier, P., Lecompte, M., 1996. Essai sur les mécanismes de fragmentation des marnes des Baronnies (France). *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, 1:23-50.

Gasparetto, P., Mosselman, M., Van Asch, Th.W.J., 1996. The mobility of the Alverà landslide (Cortina d'Ampezzo, Italy). *Geomorphology*, 15: 327-335.

Gay, O., 2000. Modélisation physique et numérique de l'action d'un glissement lent sur des fondations d'ouvrage d'art. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 299p.

Gay, O., Flavigny, E., Foray, P., Guerpillon, Y., Boutonnier, L., 2001. Modélisation physique et numérique de l'action d'un glissement lent sur des fondations. *Revue Française de Géotechnique*, 95/96 : 126-135.

Geiser, F., 1999. Comportement mécanique d'un limon non saturé. Étude expérimentale et modélisation constitutive. Thèse de Doctorat, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, 244p.

Geiser, F., Laloui, L., Vulliet, L., 1998. Yielding of a remoulded sandy silt in saturated and unsaturated states. In Can, W.Y., Zai, M.Z. (Eds): *Unsaturated Soils*, International Academic Publishing House, Beijing, 54-59.

Geiser, F., Laloui, L., Vulliet, L., 1999. Unsaturated soil modelling with special emphasis on undrained conditions. In Pande, G.N., Pietruszczak, S., Schweiger, H.F. (Eds.): *Proceedings of the 7th International Symposium on Numerical Models in Geomechanics-NUMOG VII*, Graz, Austria, Balkema, Rotterdam, 9-14.

Genet, J., Malet, J.-P., 1997. Détermination de la structure tridimensionnelle du glissement de terrain de Super-Sauze par une investigation géotechnique. Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 138p.

Geoslope Inc, 1998. SEEP/SLOPE. User Manual. Geoslope, Ottawa, 875p.

- Germann, P., Beven, K., 1981. Water flow in soil macropores 1. Experimental approach. *Journal of Soil Science*, 32: 1-13.
- Gerrits, J., Imeson, A.C., Verstraten, J.M., Bryan, R.B., 1987. Rill development and badland regolith properties. *Catena Supplement*, 8, 141-160.
- Gervreau, E., 1991. Etude et prévision de l'évolution des versants naturels en mouvement. Collection 'Etudes et Recherches des Laboratoires des Ponts et Chaussées', Série Géotechnique GT 47, Paris, 194p.
- Gervreau, E., Durville, J.-L. , Follacci, J.-P., 1992. Qualité et optimisation des modèles de prévision de mouvements de terrain. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 177: 81-88.
- Ghilardi, P., Natale, L., Davi, F., 2001. Modelling debris-flow propagation and deposition. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C*, 20(9): 651-56.
- Giani, G.P., 1992. *Rock Slope Stability Analysis*. Balkema, Rotterdam, 374p.
- Gili, J.A., Huerta, A., Corominas, J., 1993. Contribution to the study of mass movements: mudflow slides and block fall simulations. In Buisson, L., Brugnot, G. (Eds): *Proceedings of the 'Pierre Béghin' International Workshop on Rapid Gravitational Mass-Movements*. Grenoble, France, Editions Cemagref, Antony, 105-126.
- Giusti, G., Iaccarino, G., Pellegrino, A., Picarelli, L., Russo, C., Urciuoli, G., 1996. Kinematic features of earthflows in Southern Appenines, Italy. In Senneset, K. (Ed): *Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides*, Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, 457-462.
- Grayson, R.B., Moore, I.D., McMahon, T.A., 1992. Physically-based modelling. 2. Is the concept realistic? *Water Resources Research*, 26: 2659-2666.
- Green, W.H., Ampt, G.A., 1911. Studies in soil physic: the flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, 4: 1-24.
- Grove, A.T., 1953. Account of a mudflow on Bredon Hill, Worcestershire, April 1951. *Geology*, 64: 10-13.
- Guglielmi, Y., Bertrand, C., Compagnon, F., Follacci, J.-P., Mudry, J., 2000. Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif : its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapiere landslide (Mercantour massif, southern Alps, France). *Journal of Hydrology*, 229: 138-148.
- Guglielmi, Y., Vengeon, J.-M., Bertrand C., Mudry, J., Follacci, J.-P. Giraud, A., 2002. *Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock*

masses (case study of La Clapière and Séchilienne alpine landslides). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 61(4): 311-324.

Guida, D, Iaccarino, G., 1991. Fasi evolutive delle frane tipo colata nell'alta valle del F. Basento (Potenza). *Acta Geologica*, 68: 127-152

Guillon, J., 2001. Interprétation morphologique de l'évolution du glissement-coulée de Poche et caractérisation physico-mécanique des matériaux marneux (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 118p.

Habib, P., 1985. Effet d'échelle et surface de glissement. *Revue Française de Géotechnique*, 31: 5-10.

Habib, P., 1987. Introduction à la rhéologie des géomatériaux. In Darve, F. (Ed): *Manuel de Rhéologie des Géomatériaux*, Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 8-15.

Haddouche, M., 1999. Traitement statistique des données hydrologiques des bassins-versants de Draix, Alpes-de-Haute-Provence. *Rapport de Stage*, Cemagref, Grenoble, 34p.

Hakuno M., Uchida Y., 1991. Application of the distinct element method to the numerical analysis of debris flows. *Journal of Structural Engineering and Earthquake Engineering*, 8(2): 31-41.

Hampelé, N., 1997. Cartographie géomorphologique adaptée à la gestion des risques mouvements de terrain dans le bassin de Barcelonnette. *Mémoire de DEA 'Systèmes Spatiaux et Environnement'*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 77p.

Hampton, M.A., 1972. The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 775-793.

Hampton, M.A., Lee, H.J., Locat, J., 1996. Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34: 33-59.

Haneberg, W.C, 2000. Deterministic and probabilistic approaches to geologic hazard assessment. *Environmental and Engineering Geoscience*, 6(3): 209-226.

Haneberg, W.C., 1991. Pore pressure diffusion and the hydrologic response of nearly saturated, thin landslide deposits to rainfall. *Journal of Geology*, 99(8): 886-892.

Haneberg, W.C., 1995. Groundwater flow and the stability of heterogeneous infinite slopes underlain by impervious substrata. In Haneberg, W.C., Anderson, S.A. (Eds): *Clay and Shale*

Slope Instability: Boulder, Colorado, Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, Vol. X, pp. 63-77.

Hanks, R.J., Ashcroft, G.L., 1996. Applied soil physics. Berlin, Springer, 429p.

Hansbo, S., 1957. A new approach to the determination of the shear strength of clay by the fall-cone test. Internal Report, Swedish Geotechnical Institute, 47p.

Hansbo, S., 1960. Consolidation of clay with special reference to influence of vertical sand drains. Swedish Geotechnical Institute, Specific Publication 18, Goteborg, 218p.

Harvey, A.M., Calvo, A. 1991. Process interactions and rill development on badland and gully slopes. Zeitschrift für Geomorphology, SupplementBand, 83: 175-194.

Hattendorf, I., Hergarten, S., Neugebauer, H.J., 1999. Local slope stability analysis. In Hergarten, S., Neugebauer, H.J. (Eds): Process modelling and landform evolution. Springer, Heidelberg, 169-185.

Haverkamp, R., Parlange, J.-Y., Starr, J.-L., Schmitz, G., Fuentes, C., 1990. Infiltration under ponded conditions: a predictive equation based on physical parameters. Soil Science, 149(5): 292-300.

Heim, A., 1932. Bergsturz und Menschenleben. Fretz und Wasmuth, Zürich, 126p.

Henry, J.-B., Malet, J.-P., Maquaire, O., Grussenmeyer, P., 2002. The use of small format and low-altitude aerial photos for the realization of high-resolution DEMs in mountainous areas. Application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). Earth Surface Processes and Landforms, 27: 1339-1350.

Hergarten, S., Neugebauer, H.J., 1998. Self-organized criticality in a landslide model. Geophysical Research Letters, 25(6): 801-804.

Herrmann, D., 1997. Recherches des caractéristiques physiques et géotechniques des 'Terres Noires' du glissement de terrain de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence). Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 127p.

Herschel, W.H., Bulkley, R., 1926. Measurement of consistency as applied to rubber-benzene solutions. American Society of Testing Material, 26: 621-633.

Hervas, J., 2003. Lessons learnt from Landslide Disasters in Europe. European Commission, Joint Research Centre, Ispra, 91p.

Hey, J.K., Thorne, G.H., 1981. Accuracy of surface samples from gravel bed material. Journal of Hydraulic Engineering, American Association of Civil Engineers, 109(2): 41-77.

Hicher, P.Y., Michali, A., 1996. Identifying soil parameters by means of laboratory and in situ testing. Computers and Geotechnics, 19(2): 153-170.

- Hight, D.W., Georgiannou, V.N., Martin, P.L., Mundegar, A.K., 1998. Flow slides in micaceous sands. In Proceedings of the International Symposium on Problematic Soils, IS-Tokohu'98, Sendai, Balkema, Rotterdam, 945-958.
- Hight, D.W., Leroueil, S., 2002. Characterisation of soils for engineering purposes. In Tan, T.S., Phoon, K.K., Leroueil, S., Hight, D.W. (Eds): Characterisation and Engineering Properties of Natural Soils, Swets & Zeitlinger, Lisse, 255-360.
- Hill, R., 1950. The mathematical theory of plasticity. Clarendon Press, Oxford, 183p.
- Hill, R., 1958. A general theory of uniqueness and stability in elastoplastic solids. Journal of the Mechanics and Physics of Solids, 6: 236-249
- Hillel, D., 1984. L'eau et le sol : principes et processus physiques. Editions Cabay, Louvain-la-Neuve, 277p.
- Hodge, R.A.L., Freeze, R.A., 1977. Groundwater flow systems and slope stability. Canadian Geotechnical Journal, 14: 466-476.
- Holtz, R.D., Kovacs, W.D., 1981. An introduction to geotechnical engineering. Prentice-Hall, Englewood, New Jersey, 807p.
- Hoogmoed, W. B., Bouma, J., 1986. A simulation model for predicting infiltration into cracked clay soil. Soil Science Society of America Journal, 44: 458-461.
- Horton, R.E., 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. Soil Science Society of America Journal, 62, 423-430.
- Huang, X., Garcia, M.H., 1999. Modelling of non-hydroplaning mudflows on continental slopes. Marine Geology, 154: 131-142.
- Hubl, J, Steinwendtner, H., 2001. Two-dimensional simulation of two viscous debris flows in Austria. Physics and Chemistry of the Earth, Part C, 26(9): 639-644.
- Hughes, T. Liu, W., 1981. Nonlinear finite element analysis of shells: Part I. Computer Methods in Applied Mechanical Engineering, 26: 331-362.
- Hujeux, J.-C., 1985. Une loi de comportement pour le chargement cyclique des sols. In Davidovici, V. (Ed) : Génie parasismique, Presses de L'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 287-353.
- Hulin, V., 1932. Les glissements de terrain en montagne. L'Economie Alpestre Française, 12: 107-114.
- Hungr, O., 1995. A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows and avalanches. Canadian Geotechnical Journal, 32(4): 610-623.

- Hungr, O., 2000. Analysis of debris flow surges using the theory of uniformly progressive flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 1-13.
- Hungr, O., 2003. Flow slides and flows in granular soils. In Picarelli, L., (Ed): *Proceedings of the International Workshop on "The Occurrence and Mechanisms of Flows in Natural Slopes and Earthfills"*, Sorrento, Italy, 14-15 May 2003. (sous presse). <http://www.unina2.it/flows2003/flows2003/IWscprogr.htm>
- Hungr, O., Dawson, R., Kent, A., Campbell, D., Morgenstern, N.R., 2002. Rapid flow slides of coal mine waste in British Columbia, Canada. In Evans, S.G., DeGraff, J. (Eds): *Catastrophic Landslides*. Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology* 15, 191-208.
- Hungr, O., Evans, S.G., 1996. Rock avalanche runout prediction using a dynamic model. In Senneset, K. (Ed): *Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides*, Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, 233-238.
- Hungr, O., Evans, S.G., 1997. A dynamic model for landslides with changing mass. In Marinou, P.G., Koukis, G.C., Tsiambaos, G.C., Stournaras, G.C. (Eds.): *Proceedings of the International Symposium on Engineering Geology and the Environment*, Athens, Greece, Balkema, Rotterdam, 719-724.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M.J., Hutchinson, J.N., 2001. A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7: 221-238
- Hungr, O., Morgan, G.C., Kellerhals, R., 1984. Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures. *Canadian Geotechnical Journal*, 21: 663-667.
- Hungr, O., Morgan, G.C., Van Dine, D.F., 1987. Debris flow defenses in British Columbia. In Costa, J.E., Wieczorek, G.F. (Eds): *Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition and Mitigation*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 201-221.
- Hürliman, M., 2000. Back analysis of Swiss debris flows events, Description of the results obtained from the FLO-2D simulations carried out during 2000. Internal Report of the Swiss Federal Institute WSL, Water Soil and Rock Movements, Zürich, 54p.
- Huser, F., 2001. Cartographie morphologique et évolution du glissement de terrain du bassin versant du Laval (Draix, Alpes-de-Haute-Provence, France). *Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 124p.
- Hutchinson, J.N., 1970. A coastal mudflow on the London Clay cliffs at Beltinge, North Kent. *Geotechnique*, 20: 412-438.

- Hutchinson, J.N., 1973. The response of London Clay cliffs to differing rates of toe erosion. *Geologia Applicata et Idrogeologia*, 8: 221-239.
- Hutchinson, J.N., 1984. An influence line approach to the stabilisation of slopes by cuts and fills. *Canadian Geotechnical Journal*, 21: 363-370.
- Hutchinson, J.N., 1986. A sliding-consolidation model for flow slides. *Canadian Geotechnical Journal*, 23: 115-126.
- Hutchinson, J.N., 1988. Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In Bonnard, C. (Ed): *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, Switzerland, Balkema, Rotterdam, 3-31.
- Hutchinson, J.N., 1992. Landslide hazard assessment. In Bell, D.H. (Ed): *Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides*, Christchurch, New-Zealand, Balkema, Rotterdam, 1805-1842.
- Hutchinson, J.N., 1993. Types of rapid gravitational subaerial mass movements and some possible mechanisms. In Buisson, L., Brugnot, G. (Eds): *Proceedings of the 'Pierre Béghin' International Workshop on Rapid Gravitational Mass-Movements*. Grenoble, France, Editions Cemagref, Antony, 153-165.
- Hutchinson, J.N., Bandhari, R., 1971. Undrained loading: a fundamental mechanism of mudflows and other mass movements. *Geotechnique*, 21(4): 353-358.
- Hutchinson, J.N., Bromhead, E.N., 1991. Investigations of the landslide at St Catherine's Point, Isle of Wight. In Bromhead, E.N. (Ed): *Slope Stability Engineering. Developments and Applications*, T. Telford, London, 169-179.
- Hutchinson, J.N., Poole, C., Lambert, N., Bromhead, E.N., 1985. Combined archaeological and geotechnical investigations of the Roman Fort at Lympne, Kent. *Britannia*, 16: 209-236.
- Hutchinson, J.N., Prior, D.B., Stephens, N., 1974. Potentially dangerous surges in the Antrim mudslide. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 7: 363-376.
- Hutter, K., 1983. *Theoretical Glaciology: Mathematical Approach to Geophysics*. Reidel, Dordrecht, 252p.
- Hutter, K., Vulliet, L., 1985. Gravity-driven slow creeping flow of a viscous body at elevated temperatures. *Journal of Thermal Stresses*, 8: 99-138.
- Hutter, K.B., Svendsen, Rickenmann, D., 1996. Debris flow modelling: a review. *Continuum Mechanics and Thermodynamics*, 8: 1-35.
- Hvorslev, M.J., 1951. Time lag and soil permeability in ground water observations. U.S. Army Corps of Engineers, Waterway Experiment Station Bulletin, 36, 50p.

- Iaccarino, G., Peduto, F., Pellegrino, A, Picarelli, L., 1995. Principal features of earthflows in part of Southern Apennine. In Proceedings of the 11th European Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering. Copenhagen, Netherlands, Balkema, Rotterdam, 354-359.
- Imeson, A.C., Verstraten, J.M., 1988. Rills on badland slopes: a physico-chemical controlled phenomenon. *Catena Supplement*, 12: 139-150.
- Imran, J., Harff, P., Parker, G., 2001. A numerical model of submarine debris flow with graphical user interface. *Computer and Geoscience*, 27: 721-733.
- Imran, J., Parker, G., Locat, J., Lee, H., 1999. 1D Numerical model of muddy subaqueous and subaerial debris flows. *Journal of Hydraulic Engineering*, 127(11): 959-968.
- Innes, J.L., 1987. Debris flows. *Progress in Physical Geography*, 7: 469-501.
- Iovine, G., Di Gregorio, S., Lupiano, V., 2003. Assessing debris-flow susceptibility through cellular automata modelling: an example from the May 1998 disaster at Pizzo d'Alvano (Campania–Southern Italy). In Rickenmann, D., Chen, L.C. (Eds): Proceedings of the 3rd International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Davos, Switzerland, Millpress, Rotterdam, 623-634.
- Irgens, F., Norem, H., 1996. A discussion of the physical parameters that control the flow of natural landslides. In Senneset, K. (Ed): Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, 1251-1256.
- Ishihara, K., Acacio, A.A., Towhata, I., 1993. Liquefaction induced ground damage in Dagupan in the July 16, 1990 Luzon earthquake. *Soils and Foundations*, 33(1): 133-154.
- ISSMFE-ETC5 F1-97, 1997. Compression triaxiale axisymétrique. *International Society for Soil Mechanics and Foundation Engineering*, 54p.
- IUGS Working Group on Landslides, Committee on Risk Assessment, 1997. Quantitative Risk Assessment for Slopes and Landslides. The State-of-the-Art. In Cruden, D.M., Fell, R. (Eds): *Landslide Risk Assessment*, Balkema, Rotterdam, 3-12.
- Iverson, R.M., 1985. Dynamics of slow landslides: a theory for time-dependent behaviour. In Abrahams, A.D. (Ed.): *Hillslope Processes*, Wiley, New-York, 297-317.
- Iverson, R.M., 1986a, Unsteady, nonuniform landslide motion –1. Theoretical dynamics and the steady datum state. *Journal of Geology*, 94: 1-15.
- Iverson, R.M., 1986b. Unsteady, nonuniform landslide motion –2. Linearized theory and the kinematics of transient response. *Journal of Geology*, 94: 349-364.

- Iverson, R.M., 1997a. The physics of debris flows. *Review in Geophysics*, 35: 245–296.
- Iverson, R.M., 1997b. Hydraulic modeling of unsteady debris-flow surges with solid-fluid interactions. In Chen, C.-L. (Ed): *Proceedings of the 1st International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation*, San Francisco, United States, American Society of Civil Engineers, New-York, 550-560.
- Iverson, R.M., 2000. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36: 1897-1910.
- Iverson, R.M., 2003. The debris flow rheology myth. In Rickenmann, D., Chen, L.C. (Eds): *Proceedings of the 3rd International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, Davos, Switzerland, Millpress, Rotterdam, 303-314.
- Iverson, R.M., Denlinger, R.P., 2001. Flow of variably saturated granular masses across three-dimensional terrain –I. Coulomb mixture theory. *Journal of Geophysical Research*, 106(B1): 537-552.
- Iverson, R.M., Major, J.J., 1986. Groundwater seepage vectors and the potential for hillslope failure and debris flow mobilization. *Water Resources Research*, 22(11): 1543-1548.
- Iverson, R.M., Major, J.J., 1987. Rainfall, ground-water flow, and seasonal movement at Minor Creek landslide, Northwestern California: physical interpretation of empirical relations. *Geological Society of America Bulletin*, 99(3-4): 579-594.
- Iverson, R.M., Reid, M.E., 1992. Gravity-driven groundwater flow and slope failure potential. Elastic effective-stress model. *Water Resources Research*, 28: 925-938.
- Iverson, R.M., Reid, M.E., LaHusen, R.G., 1997. Debris-flow mobilization from landslides. *Annual Review on Earth and Planetary Science*, 25: 85-138.
- Iverson, R.M., Schilling, S.P., Vallance, J.W., 1998. Objective delineation of lahar inundation hazard zones. *Geological Society of America Bulletin*, 110(8): 972-984.
- Iverson, R.M., Vallance J.W., 2001. New views of granular mass flows. *Geology*, 29(2): 115-118.
-
- Jakob, M., Anderson, D., Fuller, T., Hungr, O., Ayotte, D., 2000. An unusually large debris-flow at Hummingbird Creek, Mara Lake, British Columbia. *Canadian Geotechnic Journal*, 37: 1109-1125.
- Jan, C.-D., 1997. A study on the numerical modeling of debris flows. In Chen, C.-L. (Ed): *Proceedings of the 1st International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation:*

Mechanics, Prediction and Assessment, San Francisco, United States, American Society of Civil Engineers, New-York, 717-724.

Jan, C.D., Shen, H.W., 1997. Review dynamic modeling of debris flows. In Armanini, A., Michiue, M. (Eds): *Recent Developments on Debris Flows*. Springer-Verlag, Berlin, 93-113.

Jan, C.D., Wang, Y.Y., Han, W.L. 2000. Resistance reduction of debris flow due to air entrainment. In Wieczorek, G.F., Naeser, N.D. (Eds): *Proceedings of the 2nd International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation*, Taipei, Taiwan, Balkema, Rotterdam, 236-245.

Jenkinson, A.F., 1955. The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81: 158-171.

Jiang, G.L., 1994. Regularized method in limit analysis. *Journal of Engineering Mechanics*, American Society of Civil Engineers, 120(6): 1179-1197.

Jiang, L., Leblond, P.H., 1993. Numerical modelling of an underwater Bingham plastic mudslide and the waves which it generates. *Journal of Geophysical Research*, 98(C6): 10303-10317.

Johnson, A.M., 1965. A model for debris flow. PhD Thesis, Pennsylvania State University, 189p.

Johnson, A.M., 1984. *Physical Processes in Geology: A Method for Interpretation of Natural Phenomena; Intrusions in Igneous rocks, Fractures, and Folds, Flows of Debris and Ice*. Freeman and Cooper, San Francisco, 577p.

Johnson, A.M., Fleming, R.W., 2001. *Landslides, Flowslides and Mudflows*. Première version de l'ouvrage (17 chapitres et annexes, en voie de publication) disponible à l'adresse Internet suivante: <http://www.eas.purdue.edu/engeomap>

Johnson, A.M., Rodine, J.R., 1984. Debris flow. In Brundsen, D., Prior, D.B. (Eds): *Slope Instability*, Wiley, Chichester, 257-361.

Johnson, K.A., Sitar, N., 1990. Hydrologic conditions leading to debris-flow initiation. *Canadian Geotechnical Journal*, 27: 789-801.

Johnson, S., 1997. 1996 Tumalt Creek debris flows and debris avalanches in the Columbia River Gorge, East of Portland, Oregon. In Chen, C.-L. (Ed): *Proceedings of the 1st International Conference on Debris Flow Hazards Mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment*, San Francisco, United States, American Society of Civil Engineers, New-York, 395-404.

Jorda, M., 1980. Morphogenèse et évolution des paysages des Alpes de Haute-Provence depuis le Tardiglaciaire. Facteurs naturels et facteurs anthropiques. Bulletin de l'Association des Géographes Français, 472: 295-304.

Jorda, M., 1983. La morphogenèse postglaciaire des régions intra-alpines françaises du Sud. Le Bassin de Barcelonnette (Ubaye) du Tardiglaciaire au Subboréal. In Jorda, M (Ed): Compte-Rendu du Colloque International 'Premières Communautés Paysannes en Méditerranée Occidentale', Montpellier, France, CNRS Editions, Paris, 61-69.

Jorda, M., 1985. La torrentialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. Cahiers Ligures de Préhistoire, 2: 49-70.

Jorda, M., 1992. Morphogenèse et fluctuations climatiques dans les Alpes françaises du Sud, de l'Age du Bronze au haut Moyen-Age. Les Nouvelles de l'Archéologie, 50: 14-20.

Julien, P.-Y., 2002. River Mechanics. Cambridge University Press, Cambridge, 454p.

Keefer, D.K., Johnson, A.M., 1983. Earthflows–Morphology, mobilization and movement. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1264, 47p.

Kellerhalls, H., Bray, R.F., 1971. Sampling procedures for coarse fluvial sediments. Journal of Hydraulic Division, American Society of Civil Engineers, 71(2), 51-83.

Kerchkove, C., 1978. La zone du Flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye. Géologie Alpine, 26: 5-204.

Kieffer-Weiss, A., 1998. Étude des précipitations exceptionnelles de pas de temps court en relief accidenté (Alpes Françaises). Thèse de Docteur Ingénieur, Institut National Polytechnique de Grenoble, 152p.

Kilsby, C.G., Buishand, T.A., Jones, P.D., 1998. Production of Precipitation Scenarios for Impact Assessment of Climate Change in Europe. EC-Final Report. European Commission, Brussels, Contract: EV5V-CT94-0510.

<http://www.ncl.ac.uk/wrgi/wrsrl/projects/popsicle/popsicle.html>

Kirchhoffer, S., 1994. Végétation arborée et mouvements de terrain dans le secteur de la Frache (Commune de Jausiers, Alpes-de Haute-Provence), Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 132p.

Kirkby, M.J., Naden, P.S., Burt, T.P., Butcher, D.P., 1999. Computer simulation in physical geography. 2nd Edition. Wiley, Chichester, 190p.

Kirkby, M.J., 1978. Hillslope Hydrology, Chichester, Wiley, Chichester, 389p.

Kirkwood, V., Dumanski, J., Bootsma, A., Stewart, R.B., Muma, R., 1989. The land potential data base for Canada. User's handbook. Agriculture Canada, Research Branch, Land Resource Research Centre, Ottawa, 53p.

Klotz, S., 1998. Recherches sur l'altérabilité et les caractéristiques géomécaniques des marnes noires de la coulée de Super-Sauze. Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 161p.

Klotz, S., 1999. Caractéristiques physiques et mécaniques des marnes noires callovo-oxfordiennes : application au glissement-coulée de Super-Sauze. Mémoire de DEA 'Systèmes Spatiaux et Environnement', Université Louis Pasteur, Strasbourg, 142p.

Klubertanz, G., 1999. Zur hydromechanischen Kopplung in dreiphasigen porösen Medien. Thèse de Doctorat de Mécanique des sols, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 197p.

Klubertanz, G., Laloui, L., Vulliet, L., 2000. Parameters Governing Debris-flow Initiation. In Wieczorek, G.F., Naeser, N.D. (Eds): Proceedings of the 2nd International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation, Taipei, Taiwan, Balkema, Rotterdam, 73-79.

Konomi, N., Goro, N. 1994. Type génétique des argiles et des marnes et leur compactage dynamique. Proceedings of the VIIth International Congress of the International Association of Engineering Geology, Lisboa, Balkema, 521-526.

Krüger, S., 2001. Computational contribution to highly supercritical flows. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Mitteilung N°103, ETH Zürich, 127p.

Kustas, W., Rango, P., Uijlenhoet, A., 1994. A simple budget algorithm for the snowmelt runoff model. Water Resources Research, 30(5): 1515-1527.

Kutilek, M., Nielsen, D.R., 1994. Soil Hydrology. Catena Verlag, Reiskirchen, 384p.

Laborde, J.-P., 1987. Éléments d'hydrologie de surface. Critique et analyse statistique des données hydrologiques. Cours de l'École Nationale de Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg, 122p.

Laigle, D., 1996. Two-dimensional modelling of debris-flow spreading on alluvial fans. In Müller, A. (Ed): Proceedings of the 2nd International Conference on Hydroinformatics, Zurich, Switzerland, Balkema, Rotterdam, 651-657.

Laigle, D., 1997. A two-dimensional modelling for the study of debris flow spreading on a torrent debris fan. In Chen, C.-L. (Ed): Proceedings of the 1st International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, San Francisco, United States, American Society of Civil Engineers, New-York, 123-132.

- Laigle, D., 1998. La modélisation des écoulements de laves torrentielles boueuses. De la validation au laboratoire au zonage des risques sur le terrain. *Ingénieries EAT*, 15 : 79-88.
- Laigle, D., Coussot, P., 1994. Numerical modelling of debris flows. *La Houille Blanche*, 3: 50-56.
- Laigle, D., Coussot, P., 1997. Numerical modelling of mudflows. *Journal of Hydraulic Engineering*, 123(7): 617-623.
- Laigle, D., Hector, A.-F., Hübl, J., Rickenmann, D., 2003. Comparison of numerical simulation of muddy debris flow spreading to records of real events. In Rickenmann, D., Chen, L.C. (Eds): *Proceedings of the 3rd International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, Davos, Switzerland, Millpress, Rotterdam, 635-646.
- Laigle, D., Marchi, L., 2000. Example of mud/debris-flow hazard assessment using numerical model. In Wieczorek, G.F., Naeser, N.D. (Eds): *Proceedings of the 2nd International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation*, Taipei, Taiwan, Balkema, Rotterdam, 417-424.
- Lainé, C., 1989. Etude de l'influence de la zone non saturée sur l'équilibre des pentes instables. Thèse de Doctorat, Institut National des Sciences Appliquées, Lyon, 189p.
- Laloui, L., 2003. Aspects constitutifs de la modélisation numérique en géomécanique. *Publication de la Société Suisse de Mécanique des Sols et des Roches*, 146, 21-30.
- Laloui, L., Tacher, L., Moreni, M., Bonnard, C. (soumis). Hydro-mechanical modelling of crises of large landslides. In Lacerda, W. (Ed): *Proceedings of the 9th International Symposium on Landslides*, Rio de Janeiro, 8p.
- Lambe, S.N., Beven, K., Myrabo, S., 1998. A generic topographical soil hydrological index. In Lane, S.N., Richards, K.S., Chandler, J.H. (Eds): *Landform monitoring, modelling and analysis*. Wiley, Chichester, 121-147.
- Lambe, T.W., Whitman, R.V., 1979. *Soil Mechanics*, Wiley & Sons, New York, 553p.
- Landau, L., Lifchitz, E., 1989. *Physique théorique de la mécanique des fluides*. Eyrolles, Paris, 752p.
- Lavigne, F., Thouret, J.-C., Voight, B., Suwa, H., Sumaryono, A., 2000. Lahars at Merapi volcano, Central Java: an overview. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100(1-4): 423-456.
- Le Mignon, G., 1999. Glissements et coulées boueuses : analyse et modélisation. Application au cas de La Valette. Mémoire de DEA 'Géomatériaux', Ecole des Mines de Paris, 45p.

Le Mignon, G., Cojean, R. 2002. Rôle de l'eau dans la mobilisation de glissement-coulées (Barcelonnette, France). In Rybar, J., Stemberk, J., Wagner, P. (Eds): Landslides, Proceedings of the 1st European Conference on Landslides, Prague, Czech Republik, Swets & Zeitlinger, Lisse, 239-244.

Lecarpentier, C., 1963. La crue de juin 1957 et ses conséquences morphodynamiques. Thèse de Doctorat, Université des Lettres et Sciences Humaines de Strasbourg, 319p.

Ledoux, B., 1995. Les catastrophes naturelles en France. Payot et Rivages, Paris, 455p.

Lee H.J., Ellen, S.D., Kayen, R.E., 1988. Predicting transformation of shallow landslides into high-speed debris flows, In Bonnard, C. (Ed): Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, Switzerland, Balkema, Rotterdam, 713-718.

Légier, A. 1977. Mouvement de terrain et évolution récente du relief dans la région de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence). Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 163p.

Lemos, L.J.L., Skempton, A.W., Vaughan, P.R., 1985. Earthquake loading of shear surfaces in slopes. In Proceedings of the 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Lisboa, Portugal, 1955-1958.

Lenzi, M.A., D'Agostino, V., Gregoretto, C., Sonda, D., 2003. A simplified numerical model for debris flow hazard assessment. In Rickenmann, D., Chen, L.C. (Eds): Proceedings of the 3rd International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Davos, Switzerland, Millpress, Rotterdam, 611-622.

Lenzi, M.A., Marion, A., Comiti, F., Gaudio, R., 2002. Local scouring in low and high gradient streams at bed sills. *Journal of Hydraulic Research*, 40(6): 731-739.

Léone, F., Asté, J.-P., Leroi, E., 1996. Vulnerability assessment of elements exposed to mass-movement: working toward a better risk perception In Senneset, K. (Ed): Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, 263-269.

Leong, Y., Hok, Lee, H.L., Melvani, A.R., Mifsud, G.C., 2003. A new method of processing capillary viscometry data in the presence of wall slip. *Journal of Rheology*, 47(2): 3-21.

Lépida, I., Magna, J.-P., 1990. Fluage et consolidation des sols argileux : modélisation numérique. Rapport de Recherche des Laboratoires des Ponts et Chaussées N°157, Paris, 172p.

- Leroi, E., 1996. Landslides hazard-risk maps at different scales: objectives, tools and development. In Senneset, K. (Ed): Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, 35-51.
- Leroueil, S., 2001. Natural slopes and cuts: movement and failure mechanisms. *Geotechnique*, 51(3): 197-243.
- Leroueil, S., Guerriero, G., Picarelli, L., Saihi, F., 1997. Large deformation shear strength of two types of structured soils. In Asaoka, A., Adachi, T., Oka, F. (Eds): Proceedings of the International Symposium on Deformation and Progressive Failure in Geomechanics, Nagoya, Japan, Elsevier, Amsterdam, 217-222.
- Leroueil, S., Hight, D.W., 2002. Behaviour and properties of natural soils and soft rocks. In Tan, T.S., Phoon, K.K., Leroueil, S., Hight, D.W. (Eds): *Characterisation and Engineering Properties of Natural Soils*, Swets & Zeitlinger, Lisse, 29-254.
- Leroueil, S., Vaunat, J., 2002. Failure slope movements within the framework of hazard and risk analysis. *Natural Hazards*, 26(1): 81-107.
- Leroueil, S., Vaunat, J., Picarelli, L., Lee, H., Faure, R., 1996. Geotechnical characterization of slope movements. In Senneset, K. (Ed): Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, 53-74.
- Liu, K.F., Mei, C.C., 1989. Slow spreading of a sheet of Bingham fluid on an inclined plane. *Journal of Fluid Mechanics*, 207: 505-529.
- Livet, M., 1976. Etude hydrogéologique des formations de pente de la butte d'Armance. Rapport de Recherche du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Paris, 52, 108p.
- Lo, K.Y., Lee, C.F., 1973. Stress analysis and slope stability in strain softening materials. *Geotechnique*, 23(1): 1-11.
- Locat, J., 1997. Normalized rheological behaviour of fine muds and their flow properties in a pseudoplastic regime. In Chen, C.-L. (Ed): Proceedings of the 1st International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, San Francisco, United States, American Society of Civil Engineers, New-York, 260-269.
- Locat, J., 2001. Instabilities along ocean margins: a geomorphological and geotechnical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 503-512.
- Locat, J., Demers, D., 1988. Viscosity, yield stress, remoulded strength and liquidity index relationships for sensitive clays. *Canadian Geotechnical Journal*, 25, 799-806.
- Locat, J., Lee, H.J., Nelson, C.H., Schwab, W.C. , Twichell, D.C., 1996. Analysis of the mobility of far reaching debris flows on the Mississippi Fan, Gulf of Mexico. In Senneset, K.

(Ed): Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, 555-560.

Locat, J., Leroueil, S., 1997. Landslide stages and risk assessment issues in sensitive clays and other soft sediment: pre-failure, failure and post-failure issues. In Cruden, D.M., Fell, A.M. (Eds): Landslide Risk Assessment, Balkema, Rotterdam, 261-270.

Lopez-Caballero, F., Modaressi, A., 2001. Evaluation of seismic slope stability using a non-linear soil behaviour. In Desai, S. (Eds): Computer Methods and Advances in Geomechanics, Balkema, Rotterdam, 1107-1112.

Luckey, B.T., Sheffield, J., Bathurst, J.C., Hiley, R.A., Mathys, N., 2000. Test of Shetra technology for modelling the impact of reforestation on badlands runoff and sediment yield at Draix, France. *Journal of Hydrology*, 235: 44-62.

Madole, R.F., 1996. Preliminary chronology of the Slumgullion landslide, Hinsdale County, Colorado. The Slumgullion earthflow: a large scale natural laboratory. U.S. Geological Survey Bulletin, 2130: 5-8.

Magnan, J.-P., Serratrice, J.-F., 1995. Détermination de la courbe d'état limite d'une marne. In Steenfelt, E. (Ed): Proceedings of the XIth European Congress of Soil Mechanics and Foundation Engineering, Copenhagen, Denmark, Danish Geotechnical Society, 167-172.

Mahaut, A., 1996. Etude du fonctionnement du glissement de terrain de La Valette. Mémoire de Maîtrise de Sciences et Techniques 'Génie des Transformations de la Matière et de l'Environnement', Université d'Aix-Marseille, 24p.

Major, J.J., 1997. Depositional processes in large-scale debris flow experiments. *Journal of Geology*, 105: 345-366.

Major, J.J., 1998. Pebble orientation on large, experimental debris-flow deposits. *Sedimentary Geology*, 117: 151-164.

Major, J.J., 2000. Gravity-driven consolidation of granular slurries. Implications for debris flow deposition and deposit characteristics. *Journal of Sedimentary Research*, 70(1): 64-83.

Major, J.J., Iverson, R.M., 1999. Debris flow deposition. Effects of pore fluid pressure and friction concentrated at flow margins. *Geological Society of America Bulletin*, 111: 1424-1434.

- Major, J.J., Iverson, R.M., McTigue, D.F., Macias, S. , Fiedorowicz, B.K., 1997. Geotechnical properties of debris-flow sediments and slurries. In Chen, C.-L. (Ed): Proceedings of the 1st International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, San Francisco, United States, American Society of Civil Engineers, New-York, 249-259.
- Major, J.J., Pierson, T.C., 1992. Debris-flow rheology: experimental analyses of fine-grained slurries. *Water Resources Research*, 28(3): 841-857.
- Malatrait, A., Sabatier, F., 1996. Le glissement de la montagne de Piniès à l'origine des coulées de Boulc-en-Diois. Évolution et mécanismes. *Revue Française de Géotechnique*, 74: 45-53.
- Malet, J.-P., Ambroise, B., Auzet, A.-V., Descroix, L., Estèves, M., Maquaire, O., Vandervaere, J.-P., 2001c. Effets des états de surface sur l'entrée de l'eau dans les marnes noires de la coulée de Super-Sauze (Alpes de Haute-Provence, France). Premiers résultats expérimentaux associant descripteurs, simulation de pluie et infiltrométrie TRIMS. Rapport Interne, Programme RIDES-PNRH, 32p.
- Malet, J.-P., Auzet, A.-V., Maquaire, O., Ambroise, B., Descroix, L., Estèves, M., Vandervaere, J.-P., Truchet, E., 2003a. Investigating the influence of soil surface features on infiltration on marly hillslopes. Application to callovo-oxfordian black marls slopes in the Barcelonnette basin (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(5): 547-564.
- Malet, J.-P., Hartig, S., Calais, E., Maquaire, O., 2000a. Apport du GPS au suivi en continu des mouvements de terrain. Application au glissement-coulée de Super-Sauze. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série IIa*, 331, 175-182.
- Malet, J.-P., Laigle, D., Remaître, A., Maquaire, O. Debris flow hazard zonation on alluvial fans. Calibration of a two-dimensional spreading model. In: Lacerda, W. (Ed): Proceedings of the 9th International Rio de Janeiro, Brasilia (soumis-e, juillet 2003).
- Malet, J.-P., Locat, J., Remaître, A., Maquaire, O. (accepté). Triggering conditions and mobility of debris-flows associated to complex earthflows. The case of the Super-Sauze earthflow (South Alps, France). *Geomorphology*, 20p. (sous presse, accepté en septembre 2003).
- Malet, J.-P., Maquaire, O. Van Asch, T.W.J., 2003d. Invited lecture: Hydrological behaviour of earthflows developed in clay shales. Investigation, concept and modelling. Invited lecture at the International Workshop on 'The Occurrence and Mechanisms of Flows in Natural

Slopes and Earthfills', Sorrento, Italy, Pàtron Editore, Bologna.
<http://www.unina2.it/flows2003/flows2003/articoli/articoli.htm>

Malet, J.-P., Maquaire, O., Calais, E., 2002a. The use of Global Positioning System for the continuous monitoring of landslides. Application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geomorphology*, 43, 33-54.

Malet, J.-P., Maquaire, O., Calais, E., 2002c. Le GPS en géomorphologie dynamique. Application à la surveillance de mouvements de terrains (Super-Sauze, Alpes du Sud, France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2002-2, 165-180.

Malet, J.-P., Maquaire, O., Klotz, S. 2000b. The Super-Sauze flowslide (Alpes-de-Haute-Provence, France): triggering mechanisms and behaviour. In Bromhead, E., Dixon, N., Ibsen, M.-L. (Eds), *Landslides in Research, Theory and Practice*. Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides, Cardiff, Wales, T. Telford, London, 999-1006.

Malet, J.-P., Maquaire, O., Locat, J., Remaître, A. Assessing debris flow hazard associated to slow-moving landslides: methodology and numerical analyses. *Landslides*, 8p. (soumis-f, septembre 2003).

Malet, J.-P., Maquaire, O., Locat, P., Bernard, A. Occurrence of rock-block slides on black marl gully hillslopes: an interactive slope stability, seepage and stress analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13p. (soumis-a, septembre 2003).

Malet, J.-P., Maquaire, O., Remaître, A. Évaluation du risque généré par les écoulements gravitaires rapides dans un bassin de montagne, *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 14p. (soumis-c, février 2003).

Malet, J.-P., Remaître, A., Ancey, C., Locat, J., Maquaire O., 2002a. Caractérisation rhéologique des coulées de débris et des laves torrentielles du Bassin de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Premiers résultats. Rhéologie*, 1: 17-25.

Malet, J.-P., Remaître, A., Ancey, C., Locat, J., Meunier, M., Maquaire, O., 2001b. Caractérisation rhéologique des coulées de débris et laves torrentielles du bassin marneux de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Premiers résultats*. In Coussot, P. (Ed), *Actes du 36e Colloque du Groupe Français de Rhéologie: 'Rhéologie, Génie civil et Environnement'*, Marne-la-Vallée, France, 261-266.

Malet, J.-P., Remaître, A., Maquaire, O., Ancey, C., Locat, J., 2003f. Flow susceptibility of heterogeneous marly formations. Implications for torrent hazard control in the Barcelonnette basin (Alpes-de-Haute-Provence, France). In: Rickenmann, D., Chen, C.-L. (Eds):

Proceedings of the 3rd International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Davos, Switzerland, Millpress, Rotterdam, 351-362.

Malet, J.-P., Remaître, A., Maquaire, O., Locat, J., 2003e. Dynamics of distal debris-flows induced in clayey earthflows. Implications for hazard assessment. In Picarelli, L. (Ed): Proceedings of the International Conference on Fast Slope Movements: Prediction and Prevention for Risk Mitigation, Napoli, Italy, Pàtron Editore, Bologna, 341-348.

Malet, J.-P., van Asch, T.W.J., Maquaire, O. Hydrological thresholds controlling the acceleration of clayey earthflows. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10p. (soumis-d, avril 2003).

Malet, J.-P., van Asch, T.W.J., van Beek, L.P.H., Maquaire, O. Dynamic hydrological modelling of a fast moving complex landslide in the French Alps. *Hydrological Processes*, 20p. (soumis-b, janvier 2003).

Malet, J.-P., van Asch, Th.W.J., van Beek, L.H., Maquaire, O., 2002b. Distributed hydrological modelling of the Super-Sauze earthflow (South East France): implementation of the STARWARS model. In Delahaye, D., Levoy, F., Maquaire, O. (Eds), Proceedings of the International Symposium on Geomorphology: from Expert Opinion to Modelling, Strasbourg, France, Editions CERG, Strasbourg, 65-73.

Malet, J.-P., van Asch, Th.W.J., van Beek, L.H., Maquaire, O., 2003b. Apport des modèles hydrologiques spatialisés à la simulation numérique de glissements de terrain. Impacts pour la gestion du risque. In King, C. (Ed): Comptes-Rendus du Colloque Sirnat: Les Journées pour la Prévention des Risques, Orléans, France, Editions BRGM, Orléans, 31-39.

Malet, J.-P., van Asch, Th.W.J., van Beek, L.H., Maquaire, O., 2003c. Forecasting the behaviour of complex landslides with a 3-D spatially-distributed hydrological model. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, 7-11 April 2003, Nice, France. Paper in preparation for the journal: *Natural Hazards and Earth System Sciences*.

Malet, J.-P., Maquaire, O., 2003. Black marl earthflows mobility and long-term seasonal dynamic in southeastern France). In Picarelli, L. (Ed): Proceedings of the International Conference on Fast Slope Movements: Prediction and Prevention for Risk Mitigation, Napoli, Italy, Pàtron Editore, Bologna, 333-340.

Manfredini, G., Martinetti, S., Ribacchi, R., Santoro, W.M., Sciotti, M., Silvestri, T., 1981. An earthflow in the Sinni valley (Italy). In Llung, S. (Ed): Proceedings of the 10th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Stockholm, Sweden, Balkema, Rotterdam, 457-462.

- Manné, S., Schwin, L. C., 1998. Etude morphologique et évolution historique du glissement-coulée de Poche. Commune de Jausiers, Alpes-de-Haute-Provence. Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 149p.
- Maquaire, O., Ritzenthaler, A., Fabre, D., Thiery, Y., Truchet, E., Malet J-P., Monnet, J., 2002. Caractérisation des profils de formations superficielles par pénétrométrie dynamique à énergie variable : application aux marnes noires de Draix (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Comptes-Rendus Geosciences*, 334: 835-841.
- Maquaire, O., 2002. Aléas géomorphologiques (mouvements de terrain). Processus, Fonctionnement, Cartographie. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 219p.
- Maquaire, O., Flageollet, J.-C., Malet, J.-P., Schmutz, M., Weber, D., Klotz, S., Albouy, Y., Desclôîtres, M., Dietrich, M., Guérin, R., et Schott, J.-J., 2001. Une approche multidisciplinaire pour la connaissance d'un glissement-coulée dans les marnes noires du Callovien-Oxfordien (Super Sauze, Alpes-de-Haute-Provence, France). *Revue Française de Géotechnique*, 95/96 : 15-32.
- Maquaire, O., Malet, J.-P. (soumis). Shallow landslides and erosion studies: concept and incorporation in landslide delivery models. In Boardman, J., Poesen, J. (Eds): *Soil Erosion in Europe*, Wiley, London, 14p. (soumis en août 2003).
- Maquaire, O., Malet, J.-P., Remaître, A., Locat, J., Klotz, S., Guillon, J. 2003. Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding or gullying? The case of the Barcelonnette Basin, South East France. *Engineering Geology*, 70(1-2): 109-130.
- Marquardt, D.W., 1963. An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, 11: 431-441.
- Martinec, J., Rango, A., Roberts, R., 1994. The snowmelt runoff model (SRM). Version 3.2. Users Manual, Updated Edition, Department of Geography, University of Bern, 87p.
- Martinet, G., 1992. Contribution à la modélisation numérique ds avalanches de neige dense et des laves torrentielles. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 217p.
- Martínez-Mena, M., Castillo, V., Albaladejo, J. 2002. Relations between interrill erosion processes and sediment particle size distribution in a semiarid Mediterranean area of Southeast Spain. *Geomorphology*, 45, 261-275.
- Mathys, N., Brochot, S., Meunier, M., 1996. L'érosion des Terres Noires dans les Alpes du sud: contribution à l'estimation des valeurs annuelles moyennes (bassins versants

expérimentaux de Draix, Alpes-de-Haute-Provence). *Revue de Géographie Alpine*, 1984(2): 17–27.

Mathys, N., Brochot, S., Meunier, M., Richard, D. 2003. Erosion quantification in the small marly experimental catchments of Draix (Alpes-de-Haute-Provence, France). Calibration of the ETC rainfall-runoff-erosion model. *Catena*, 50(2-4): 527-548

Mayoraz, F., Vulliet, L., 2002. Neural networks for slope movement prediction. *The International Journal of Geomechanics*, 2(2) : 153–173.

McArdell, B.W., Zanuttigh, B., Lamberti, A., Rickenmann, D., 2003. Systematic comparison of debris flow laws at the Illgraben torrent, Switzerland. In Rickenmann, D., Chen, L.C. (Eds): *Proceedings of the 3rd International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, Davos, Switzerland, Millpress, Rotterdam, 647-657.

McCord, J.T., Stephens, D.B., Wilson, J.L., 1991. Hysteresis and state-dependent anisotropy in modelling unsaturated hillslope hydrologic processes. *Water Resources Research*, 27: 1501-1518.

McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., 1988. A modular three dimensional finite difference groundwater flow model. Scientific Software Group, U.S Government, Washington, 328p.

McDonnell, J.J., 1990. The influence of macropores on debris-flow initiation. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 23: 325-331.

Meftha, K, Magnan, J.-P., 1988. Anisotropie de la résistance, de la déformabilité et de la perméabilité des sols. Etat des connaissances. *Etudes et Recherches des Laboratoires des Ponts et Chaussées, Série Géotechnique GT 31*, Paris, 89p.

Mei, C.C., Liu, K.-F., Yuhi, M., 2001. Mudflow: slow and fast. In Balmforth, N.J., Provenzale, A. (Eds): *Geomorphological Fluid Mechanics*, Springer-Verlag, Heidelberg, 181-212.

Ménard, L., 1957. Mesures in-situ des propriétés physiques des sols. *Annales des Ponts et Chaussées*, Paris, 258p.

Merrien-Soukatchoff, V., 2002. *Éléments de réflexion sur la qualité des modélisations en hydrogéotechnique*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 109p.

Mestat, P., 1993. Lois de comportement des géomatériaux et modélisation par la méthode des éléments finis. *Etudes et Recherches des Laboratoires des Ponts et Chaussées, Série Géotechnique GT 52*, Paris, 193p.

Mestat, P., 1997. Maillage d'éléments finis pour les ouvrages de géotechnique, conseils et recommandations. Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées, 212: 39-64.

Météo France, 1995. Inventaire des situations à précipitations diluviennes sur le Languedoc-Roussillon, la Provence-Alpes-Vôte d'Azur et la Corse. Période 1958-1994. Rapport technique, Météo-France & Ministère de l'Environnement, Toulouse, 163p.

Meunier, M., 1991. Éléments d'Hydraulique Torrentielle. Études Montagne, N°1, Editions Cemagref, Antony, 278p.

Meunier, M., 1993. Classification of stream flows. In Buisson, L., Brugnot, G. (Eds): Proceedings of the 'Pierre Béghin' International Workshop on Rapid Gravitational Mass-Movements. Grenoble, France, Editions Cemagref, Antony, 213-236.

Meunier, M., Carion, C., 1987. Etude méthodologique de la détermination des courbes granulométriques des lits des cours d'eau. Rapport Interne, Cemagref, Grenoble, 30p.

Michalski, E., Rahma, A., 1989. Modélisation du comportement des sols en élastoplasticité: définition des paramètres des modèles Hujeux-Cyclade et recherche des valeurs des paramètres pour différents sols. Rapport d'Etude, Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orleans, 291p.

Miller, D.J., Sias, J., 1998. Deciphering large landslides: linking hydrological groundwater and stability models through GIS. Hydrological Processes, 12: 923-941.

Millington, R.J., Quirk, J.P., 1961. Permeability of porous solids. Transactions of the Faraday Society, 57: 1200-1207.

Miramont, C., 1998. Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la moyenne Durance. Thèse de Doctorat, Université d'Aix-Marseille, 286p.

Mitchell, J.K., 1976. Fundamentals of soil behaviour. Wiley, New-York, 422p.

Mittchell, J.K., 1989. Confronting natural disasters: an International Decade for Natural Hazard Reduction. Environment, 30(2): 25-29.

Modaressi, A., Michali, A., 1998. Unsaturated approach of the la ganne embankment construction. In Cividini, A. (Ed.): Application of Numerical Methods to Geotechnical Problems, Proceedings of the 4th European Conference on Numerical Methods in Geotechnical Engineering-NUMGE 98, Springer-Verlag, Heidelberg, 123-129.

Modaressi, A., Vossoughi, K.C., 2000. Use of numerical modeling in retaining wall design. In Proceedings of the Third International Conference on Advances of Computer Methods in Geotechnical and Geoenvironmental Engineering (Geoecology and Computers), Balkema, Rotterdam, 327-332.

Mohanty, B.P., Ankeny, M.D., Horton, R., Kanwar, R.S., 1994. Spatial analysis of hydraulic conductivity measured using disc infiltrometers. *Water Resources Research*, 30: 2489-2498.

Mohrig, D., Elverhoi, Parker, G., 1999. Experiments on the relative mobility of muddy subaqueous and subaerial debris flows, and their capacity to remobilize antecedent deposits. *Marine Geology*, 154(1-4) : 117-129.

Monnet, J., Chema, T., 1994. Etude théorique et expérimentale de l'équilibre élasto-plastique d'un sol cohérent autour du pressiomètre. *Revue Française de Géotechnique*, 73: 15-26

Monnet, J., Khelif, J., 1994. Etude théorique de l'équilibre élasto-plastique d'un sol pulvérulent autour du pressiomètre. *Revue Française de Géotechnique*, 67: 3-12.

Moore, P.L., Iverson, R.M., 2002. Slow episodic shear of granular materials regulated by dilatant strengthening. *Geology*, 30: 843-846.

Moreni, M., Bruines, P., 2003. Sensibilité du code éléments finis GefDyn pour une analyse de stabilité de pente. Influence des paramètres de résolution numérique. Rapport Interne, Laboratoire de Mécanique des Sols, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 18p.

Morgenstern, N.R., 1997. Towards landslide risk assessment in practice. In Cruden, D.M., Fell, R. (Eds): *Landslide Risk Assessment*, Balkema, Rotterdam, 15-23.

Morgenstern, N.R., Sangrey, D.A., 1978. Methods of stability analysis. In Schuster, R.L., Krizek, R.E.J. (Eds): *Landslides, Analysis and Control*. Transportation Research Board - National Research Council, Special Report 176, National Academy Press, New-York, 155-178.

Morgenstern, N.R., Sangrey, D.A., 1978. Methods of stability analysis. In Schuster, R.L., Krizek, R.E.J. (Eds): *Landslides, Analysis and Control*. Transportation Research Board - National Research Council, Special Report 176, National Academy Press, New-York, 155-178.

Morgenstern, N.R., Shih, J., Sessions, S., 2000. Comparative risk assessment: an international comparison of methodologies and results. *Journal of Hazardous Materials*, 78: 19-39.

Morsy, M.M., Chan, D.H., Morgenstern, N.R., 1995. An effective stress model for creep of clay. *Canadian Geotechnical Journal*, 32: 819-834.

Mouchart, M., Simar, L., 1978. Méthodes non paramétriques. Université catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve, 129p.

Mualem, Y., 1976. A new model predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12: 513-522.

Mulder, H.F.H.M., 1991. Assessment of landslide hazard. Netherlands Geographical Studies, Utrecht, 124, 149p.

Mulder, H.F.H.M., Van Asch, T.W.J., 1988a. A stochastic approach to landslide determination in a forested area. In Bonnard, C. (Ed): Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, Switzerland, Balkema, Rotterdam, 1207-1210.

Mulder, H.F.H.M., Van Asch, T.W.J., 1988b. On the nature and magnitude of variance of important geotechnical parameters. In Bonnard, C. (Ed): Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, Switzerland, Balkema, Rotterdam, 239-243.

Muller, A., Jorda, M., 1990. Evolution postglaciaire des milieux montagnards et histoire du peuplement dans la vallée de l'Ubaye (Alpes françaises du Sud). Rapport d'étude à la Direction Régionale des Antiquités, Région Provence-Alpes-Côte d'Azur, Aix-en-Provence, 20p.

Musy, A., Soutter, M., 1991. Physique du sol. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, 284p.

Myazaki, T., 1988. Water flow in unsaturated soil in layered slopes. Journal of Hydrology, 102: 201-214.

N'Guyen, Q.D., Boger, D.V., 1983. Yield stress measurement for concentrated suspensions. Journal of Rheology, 27: 321-349.

Najjar, G., 1982. Méthode de cartographie de l'évapotranspiration journalière en moyenne montagne tempérée. Application au bassin-versant du Ringelbach (Hautes-Vosges). Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 168p.

Neifar, M., 1997. Comportement thermomécanique des enrobés bitumineux : expérimentation et modélisation. Thèse de Doctorat de l'Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat, Vaulx-en-Velin, 289p.

Neifar, M., Di Benedetto, H., 2001. Thermo-viscoplastic law for bituminous mixes. International Journal of Road Materials and Pavement Design, 2001-2: 1-24.

Neuman, S.P., 1973. Saturated-unsaturated seepage by finite elements. Journal of the Hydraulic Division, 99: 2233-2250.

Nguyen, Q.D., Boger, D.V., 1992. Measuring the flow properties of yield stress fluids. Annual Review in Fluid Mechanics, 24: 47-88.

Nieuvenhuis, J.D., 1987. Deformation, creep and flow of soil masses. Lecture notes. Faculty of Geographical Sciences, University of Utrecht, Utrecht, 87p.

Nieuvenhuis, J.D., 1991. Variations in the stability and displacements of a shallow seasonal landslide in varved clays. Balkema, Rotterdam, 144p.

Nieuvenhuis, J.D., 1992. Shear resistance along intermediate-depth slideplanes in overconsolidated clayey glacial sediments. In Bell, D.H. (Ed): Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides, Christchurch, New-Zealand, Balkema, Rotterdam, 519-524.

Norem, H., Locat, J., Schieldrop, B., 1990. An approach to the physics and modelling of submarine flowslides. *Marine Geotechnology*, 9: 93-111.

Norme NF ISO-17312, 2002. Détermination de la conductivité hydraulique de matériaux poreux saturés à l'aide d'un perméamètre à paroi rigide. Association Française de Normalisation, Paris, 68p.

Norme NF X30-442, 2002. Détermination au laboratoire du coefficient de perméabilité à saturation d'un matériau - Essais de perméabilité à l'oedomètre à charge hydraulique constante/variable. Association Française de Normalisation, Paris, 48p.

Norme NFP 94-110, 1991. Essai pressiométrique Ménard. Association Française de Normalisation, Paris, 32p.

Norme NFP 94-115, 1996. Essai pénétrométrique simplifié de type B. Association Française de Normalisation, Paris, 27p.

Norme NFP 94-131, 1994. Essai d'eau Lugeon. Association Française de Normalisation, Paris, 13p.

Norme NFP 94-132, 1992. Essai d'eau Lefranc. Association Française de Normalisation, Paris, 16p.

Norme NFP 94-040, 1993. Sols: méthode simplifiée d'identification de la fraction 0/50 mm d'un matériau grenu - Détermination de la granulométrie et de la valeur de bleu. Association Française de Normalisation, Paris, 12p.

Norme NFP 94-051, 1991. Sols : reconnaissance et essais - Détermination de la masse volumique des sols fins en laboratoire - Méthodes de la trousse coupante, du moule et de l'immersion dans l'eau. Association Française de Normalisation, Paris, 8p.

Norme NFP 94-051, 1993. Sols: reconnaissance et essais. Détermination des limites d'Atterberg. Limite de liquidité à la coupelle. Limite de plasticité au rouleau. Association Française de Normalisation, Paris, 16p.

Norme NFP 94-052-1, 1995. Sols: reconnaissance et essais. Détermination des limites d'Atterberg. Partie 1: limite de liquidité. Méthode du cône de pénétration. Association Française de Normalisation, Paris, 9p.

Norme NFP 94-054, 1991. Sols : reconnaissance et essais - Détermination de la masse volumique des particules solides des sols - Méthode du pycnomètre à eau. Association Française de Normalisation, Paris, 12p.

Norme NFP 94-072, 1995. Reconnaissance et essais - Essai scissométrique en laboratoire. Association Française de Normalisation, Paris, 12p.

Norme NFP 94-090-1, 1997. Reconnaissance et essais - Essai oedométrique - Partie 1 : essai de compressibilité sur matériaux fins quasi saturés avec chargement par paliers. Association Française de Normalisation, Paris, 23p.

Norme NFP 94-093, 1999. Sols : reconnaissance et essais - Détermination des références de compactage d'un matériau - Essai Proctor normal. Essai Proctor modifié. Association Française de Normalisation, Paris, 14p.

Norme X31-504, 1995. Méthode de mesure de la conductivité hydraulique horizontale équivalente et de la porosité de drainage in situ. Association Française de Normalisation, Paris, 19p.

Norme X31-513, 1994. Détermination de la conductivité hydraulique au moyen d'un infiltromètre à disque, à pression contrôlée. Association Française de Normalisation, Paris, 28p.

Norme XPP 94-060-1, 1997. Sols: reconnaissance et essais. Essai de dessiccation. Partie 1: détermination conventionnelle de la limite de retrait sur le passant à 400 micromètres d'un matériau. Association Française de Normalisation, Paris, 8p.

Noverraz, F., Bonnard, C., Dupraz, H., Huguenin, L., 2001. Versinclin : comportement passé, présent et futur des grands versants instables en fonction de l'évolution climatique. Hochschulverlag AG, ETH Zürich, 314p.

Oboni, F., 1984. Le concept de probabilité de transition appliqué aux analyses de stabilité des pentes. In Flageollet, J.-C., (Ed) : Colloque Mouvements de terrains, Université de Caen. Documents du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 83, 419-427.

Oboni, F., 1988. General Report: Analysis methods and forecasting of behaviour. In Bonnard, C. (Ed): 491-499.

- O'Brien, J.S., Julien, P.Y., Fullerton, W.T., 1993. Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *Journal of Hydraulic Engineering*, 119: 224-261.
- O'Brien, J.S., 1986. Physical processes, rheology and modelling of mudflows. PhD Thesis, Colorado University, Colorado, 226p.
- O'Brien, J.S., Julien, P.Y., 1988. Laboratory analyses of mudflow properties. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(8): 877-887.
- O'Brien, J.S., Julien, P.Y., Fullerton, W.T., 1993. Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *Journal of Hydraulic Engineering*, 119(2): 244-261.
- Okunishi, K., Okimura, T. 1987. Groundwater models for mountain slopes. In Anderson, M.G., Richards, K.S. (Eds): *Slope Stability*, Wiley, New-York, 265-285.
- Okura, Y., Kithahara, H., Ochiai, H., Sammori, T., Kawanami, A., 2002. Landslide fluidisation process by flume experiments. *Engineering Geology*, 66: 65-78.
- Olivry, J.-C., Hoorelbeck, J., 1989. Erosion des Terres Noires de la vallée du Buëch (Alpes-du-Sud). *Cahier Orstom, Série Pédologie*, 25(1-2): 95-110.
- Oostwoud Wijdenes, D.J., Ergenzinger, P., 1998. Erosion and sediment transport on steep marly hillslopes, Draix, Haute-Provence, France: an experimental field study. *Catena*, 33: 179-200.
- Owen, D.R., Hinton, E., 1980. *Finite elements in plasticity: theory and practice*. Pineridge Press, Swansea, 458p.
- Panizza, M., Pasuto, A., Silvano, S., Soldati, M., 1996. Temporal occurrence and activity of landslides in the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy). *Geomorphology*, 15: 311-326.
- Parameter Estimation Inc, 1999. *Model-Independent Parameter Estimation. PEST Manual*. Sandy, Utah, 348p.
- Parlange, J.-Y., 1975. On solving the flow equation in unsaturated soils by optimisation: horizontal infiltration. *Soil Science Society of America Journal*, 39: 415-418.
- Parriaux, A., Tulle, P., Tacher, L., Turber, P., 2001. The hydrogeological modelling of slopes: a tool for movement forecasting. In Einstein, H.H., Krauter, E., Klapperich, H., Pöttler, R. (Eds): *Proceedings of the International Conference on Landslide Causes, Impacts and Countermeasures*, Davos, Switerland, Verlag Glückhauf, Essen, 179-188.
- Parsons, J.D., Whipple, K., Simoni, A., 2001. Experimental study of the grain-flow, fluid-mud transition in debris flows. *Journal of Geology*, 109: 427-447.

- Pashias, N., Boger, D.V., 1996. A fifty cent rheometer for yield stress measurement. *Journal of Rheology*, 40(6): 1179-1189.
- Péguy, C.-P., 1947. Haute Durance et Ubaye, esquisse physique de la zone intra-alpine des Alpes françaises du Sud. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, 306p.
- Pellegrino, A., Ramondini, M., Russo, C., Urciuoli, G., 2000. Kinematic features of earthflows in Southern Italy. In Bromhead, E., Dixon, N., Ibsen, M.-L. (Eds), *Landslides in research, theory and practice. Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides*, Cardiff, Wales, T. Telford, London, 1195-1202.
- Pellet, F., Gatelier, N., Loret, B., 2000. Experimental study of damage of an anisotropic rock using cyclic triaxial test. In *Proceedings of the Symposium Eurock 2000*, Aachen, Germany, Balkema, Rotterdam, 687-692.
- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society*, A193: 120-145.
- Perez, F.L. 2001. Matrix granulometry of catastrophic debris flows (December 1999) in central coastal Venezuela. *Catena*, 45(3): 163-183.
- Perret, D., Locat, J., Martignoni, P., 1996. Thixotropic behaviour during shear of a fine-grained mud from Eastern Canada. *Engineering Geology*, 43: 31-44.
- Perrin de Brichambaut, C., 1993. L'humidité de l'air: mesures hygrométriques au sol. *La Météorologie*, 8(2): 19-25.
- Perrin de Brichambaut, C., Lambole, G., 1974. Le rayonnement solaire et ses mesures. *Cahiers de l'Association Française pour l'Etude et le Développement des Applications de l'Energie Solaire*, Editions Européennes Thermique et Industrie, Paris, 87p.
- Perroux, K.M., White, I., 1988. Design for disc permeameters. *Soil Science Society of America Journal*, 52: 1205-1215.
- Perzyna, P., 1966. Fundamental problems in viscoplasticity. *Advances in Applied Mechanics*, 9: 243-377.
- Petrascheck, A., Kienholz, H., 2003. Hazard assessment and mapping of mountain risks in Switzerland. In: Rickenmann, D., Chen C.-L. (Eds): *Proceedings of the 3rd International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, Davos, Switzerland, Millpress, Rotterdam, 25-38.
- Petraschek, A., Kienholz, H., 2003. Hazard assessment and mapping of mountain risks in Switzerland. In Rickenmann, D., Chen, L.C. (Eds): *Proceedings of the 3rd International*

- Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Davos, Switzerland, Millpress, Rotterdam, 25-39.
- Phan, T.S.H., 1993. Propriétés Physiques et Caractéristiques Géotechniques des Terres Noires du Sud-Est de la France. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 246p.
- Phan, T.S.H., Antoine, A., 1994. Mineralogical and geotechnical characterization of the "Black Lands" of the South-East of France, having in view road applications. In Coehlo, A. (Ed): Proceedings of the VIIth International Congress of the International Association of Engineering Geology, Lisboa, Balkema, Rotterdam, 961-966.
- Philip, J.R., 1991a. Hillslope infiltration: planar slopes. *Water Resources Research*, 27: 1009-1017.
- Philip, J.R., 1991b. Hillslope infiltration: divergent and convergent slopes. *Water Resources Research*, 27: 1035-1040.
- Philip, J.R., 1991c. Infiltration and downslope unsaturated flows in concave and convex topographies. *Water Resources Research*, 27: 1041-1048.
- Philips C.J., Davies T.R.H., 1991. Determining rheological parameters of debris-flow material. *Geomorphology*, 4: 101-110.
- Pianese, D., Barbiero, L., 2003. Formulation of a two-dimensional unsteady debris flow model for analysis of debris flow hazards and countermeasures thereof. In Rickenmann, D., Chen, L.C. (Eds): Proceedings of the 3rd International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Davos, Switzerland, Millpress, Rotterdam, 25-39.
- Picarelli, L., 2001. Transition from slide to earthflow and the reverse. In Sassa, K., Popescu, M., Picarelli, L. (Eds): Proceedings of the Conference on Transition from Slide to Flow. Mechanisms and Remedial Measures, Trabzon, Turkey, International Society of Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, 21-54.
- Picarelli, L., Leroueil, S., Urciuoli, G., Guerriero, G., Delisle, M.C., 1998. Occurrence and features of shear zones in clay. In Adachi, O., Yasmina, A. (Eds): Proceedings of the International Symposium on Localisation and Bifurcation Theory for Soils and Rocks, Elsevier, Amsterdam, 259-268.
- Picarelli, L., Mandolini, A., Russo, C., 1999. Long-term movements of an earthflow in tectonised clay shales. In Yagi, N., Yamagani, T., Jiang, J.C. (Eds): Slope Stability Engineering, Geotechnical and Geoenvironmental Aspects, Balkema, Rotterdam, 1151-1158.

- Picarelli, L., Russo, C., Urciuoli, G., 1995. Modelling earthflows based on experiences. In Proceedings of the 11th European Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering. Copenhagen, Netherlands, Balkema, Rotterdam, 157-162.
- Picarelli, L., Urciuoli, G., Russo, C. 2000. Keynote Lecture. Mechanics of slope deformation and rupture in stiff clays and clay shales as a consequence of cycling pore pressures. In Bromhead, E., Dixon, N., Ibsen, M.-L. (Eds), Landslides in research, theory and practice. Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides, Cardiff, Wales, T. Telford, London. CD-Rom with Keynote Lectures.
- Pierson, T.C., 1980. Erosion and deposition of debris flows at Mount Thomas, North Canterbury, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 5: 227–247.
- Pierson, T.C., Costa, J.E., 1987. A rheologic classification of sub-aerial sediment-water flows. In Costa, J.E., Wieczorek, G.F. (Eds): *Debris Flow, Avalanche: Process, Recognition, and Mitigation*, Reviews in Engineering Geology, Geological Society of America, Boulder, 1-12.
- Plan, J., 1968. La Fenêtre de Barcelonnette. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France*, LXV-280, 126p.
- Poesen, J.W.A., Hooke, J.M., 1997. Erosion, flooding and channel management in Mediterranean environments of southern Europe. *Progress in Physical Geography*, 21(2): 157–199.
- Pouget, P., Livet, M., 1994. Relations entre la pluviométrie, la piézométrie et les déplacements d'un versant instable (Site expérimental de Sallèdes, Puy-de-Dôme). *Etudes et Recherches des Laboratoires des Ponts et Chaussées, Série Géotechnique GT 57*, Paris, 132p.
- Pratson, L., Imran, J., Hutton, E., Parker, G., Syvitski, J.P.G., 2001. Bang 1-D: a one-dimensional Lagrangian model of turbidity currents mechanics. *Computers and Geosciences*, 26(7): 705-720.
- Prellwitz, R.W., 1994. Soil slopes: transition from deterministic to probabilistic analyses. In Hall, D.E., Long, M.T., Rembolt, M.D. (Eds): *Slope Stability Reference Guide for National Forests in the United States*, U.S. Government Printing Office, Washington, 633-642.
- Prior, D.B., Stephens, N., 1972. Some movements patterns of temperate mudflows. Examples from North-East Ireland. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83: 2533-2544.
- Reid, M.E., 1994. A pore-pressure diffusion model for estimating rainfall-induced landslides. *Journal of Geology*, 102: 709-717.

Reid, M.E., Iverson, R.M., 1992. Gravity-driven groundwater flow and slope failure potential. Effects of slope morphology, material properties and hydraulic heterogeneity. *Water Resources Research*, 28: 939-950.

Remaître, A., Maquaire, O, Pierre, S., 2002. Zones d'initiation et de contribution des laves torrentielles dans les bassins marneux. Exemple du torrent de Faucon (Bassin de Barcelonnette, Alpes-de-Haute-Provence). *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, 2002-1: 71-84.

Remaître, A., Malet, J.-P., Maquaire, O. (soumis). Mobility of debris-flows in clay-shale basins. Part I: Morphology and Sedimentology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10p. (soumis, juillet 2003).

Remaître, A., Malet, J.-P., Maquaire, O., Ancy, C., Locat, J. (soumis). Mobility of debris-flows in clay-shale basins. Part II: Flow behaviour, runout modelling and torrential hazard assessment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10p. (soumis, juillet 2003).

Richard, D., Mathys, N., 1999. Historique, contexte technique et scientifique des BVRE de Draix : caractéristiques, données disponibles et principaux résultats acquis au cours de dix ans de suivi. In Mathys, N. (Ed) : *Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne*, Cemagref-Editions, Antony, 11-28.

Richards, L.A., 1965. Physical condition of water in soil. In Black, C.A. (Ed): *Methods of soil analysis*. American Society of Agronomy, Madison, Virginia, 128-152.

Rickenmann, D., 1999. Empirical relationships for debris-flows. *Natural Hazards*, 19: 47-77.

Rickenmann, D., Koch, T., 1997. Comparison of debris flow modelling approaches. In Chen, C.-L. (Ed): *Proceedings of the 1st International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, San Francisco, United States, American Society of Civil Engineers, New-York, 576-585.

Rickenmann, D., Zimmermann, M., 1993. The 1987 debris flows in the Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology*, 8: 175-189.

Riedel, W., 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleologie*, 7: 345-348 (mentionné par Skempton, 1967).

Rivière, A., 1977. *Méthodes granulométriques*. Masson, Paris, 177p.

Roquet, N., 2000. Résolution numérique d'écoulements de fluides à effet de seuil par éléments finis mixtes et adaptation de maillage. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 221p.

Roscoe, K.H., Schofield, A.N., Wroth, C.P., 1958. On the yielding of soils. *Geotechnique*, 8(1): 22-53.

Rulon, J.J., Rodway, R., Freeze, R.A., 1985. The development of multiple seepage faces on layered slopes. *Water Resources Research*, 21: 1625-1636.

Russo, C., 1997. Caratteri evolutivi dei movimenti traslativi e loro interpretazione meccanica attraverso l'analisi numerica. PhD Thesis, Università di Napoli, Federico II, 226p.

Salençon, J., 1988. *Mécanique des milieux continus*. Editions Ellipses, Paris, 534p.

Salt, G., 1988. Landslide mobility and remedial measures. In Bonnard, C. (Ed): *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, Switzerland, Balkema, Rotterdam, 757-766.

Samtani, N., Desai, C.S., Vulliet, L., 1996. An interface model to describe viscoplastic behaviour. *International Journal of Numerical Analysis and Methods in Geomechanics*, 20: 231-252.

Santi, P.M., 1995, Assessing the strength and durability properties of shales. In Keefer, D.K., Ho, C.L. (Eds): *Landslides under static and dynamic conditions - Analysis, monitoring, and mitigation*, Special Publication N 52, American Society of Civil Engineers, San Francisco, 37-55.

Santi, P.M., Rice, R.H., 1991. Preliminary classification of transitional materials. In McCalpin, J.P. (Ed): *Proceedings of the 27th Symposium on Engineering Geology and Soils Engineering*, Logan, Utah, American Society of Civil Engineers, San Francisco, 1-13.

Sanz, E., 1992. Els deslizament de ladera de Güevejar (Granda) durante los terremotos de Lisboa (1755) y Andalucía (1884). In Cendrero, A. (Ed): *Proceedings of the Third National Conference on Unstable Talus and Terrains*, La Coruna, 53-63.

Saramito, P., Roquet, N., 2000. An adaptive finite elements method for viscoplastic fluid flows in pipes. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 190: 5391-5412.

Sassa K., 1985. The geotechnical classification of landslides. In Sassa, K. (Ed): *Proceedings of the 4th International Conference and Field Workshop on Landslides*, Tokyo, Japan, Balkema, Rotterdam, 31-40

Sassa, K., 1988. Geotechnical model for the motion of landslides. In Bonnard, C. (Ed): *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, Switzerland, Balkema, Rotterdam, 37-55.

- Sauret, B., 1987. Coulées boueuses. Laves torrentielles. Coulées de débris canalisées. Compte rendu bibliographique. Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées, 150-151: 65-77.
- Sautrey, V., 2002. Analyse et évaluation quantitative de la vulnérabilité d'une commune en région de montagne (Bassin de Barcelonnette). Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 150p.
- Savage, S.B., 1984. The mechanics of rapid granular flows. *Advances in Applied Mechanics*, 24: 289-366.
- Savage, S.B., Iverson, R.M., 2003. Surge dynamics coupled to pore-pressure evolution in debris flows. In Rickenmann, D., Chen, L.C. (Eds): *Proceedings of the 3rd International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, Davos, Switzerland, Millpress, Rotterdam, 503-514.
- Savage, S.V., Hutter, K., 1991. The dynamics of avalanches of granular materials from initiation to runout. 1: Analysis. *Acta Mechanica*, 86: 201-223.
- Savage, W.Z., Smith, W.K., 1986. A model for the plastic flow of landslides. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1385, 32p.
- Savage, W.Z., Varnes, D.J., Schuster, R.L., Fleming, R.W., 1999. The Slumgullion earthflow, Southwestern Colorado, USA. In Sassa, K. (Ed): *Landslides of the World*, Japan Landslide Society, Tokyo, 301-306.
- Schaefer, V.R., Lohnes, R.A. 2001. Landslide failure mechanisms in Pierre Shale, South Dakota, USA. In Kühne, M., Einstein, H.H., Krauter, E., Klapperich, H., Pöttler (Eds): *Landslides, Causes, Impacts and Countermeasures*. Verlag Gluckauf Essen, Essen, 87-96.
- Schipman, A.-J., 2002. Variabilité à petite échelle du fonctionnement hydrodynamique d'un versant prairial : étude expérimentale et modélisation. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 222p.
- Schmutz, M., 1995. Prospection géophysique sur le glissement de Poche. Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique, Université Louis Pasteur, 74p.
- Schmutz, M., 2000. Apport des méthodes géophysiques à la connaissance des glissements-coulées développés dans les marnes noires. Application à Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence, France). Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 230p.

Schmutz, M., Albouy Y., Guérin R., Maquaire O., Vassal J., Schott J.-J., Descloîtres, M., 2000. Joint electrical and time domain electromagnetism (TDEM) data inversion applied to the Super-Sauze earthflow (France). *Surveys in Geophysics*, 21(4): 371-390.

Schofield, A., Wroth, C.P., 1968. *Critical state soil mechanics*. McGraw-Hill, London, 425p.

Schrott, L., Dikau, R., Brunsden, D., 1996. Soil flow (mudflow). In Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L., Ibsen, M.-L. (Eds): *Landslide recognition: identification, movement and causes*. Wiley, Chichester, 181-187.

Schuster, R.L., 1996. Socio-economic significance of landslides. In Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds): *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board - National Research Council, Special Report 247, National Academy Press, New-York, 12-35.

Scott, K.M., 1988. Origins, behavior and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1447-A, 74p.

Scott, R.F., 1985. Plasticity and constitutive relations in soil mechanics. *Journal of Geotechnical Engineering*, 111(5): 563-605.

Seed, H.S., 1966. Liquefaction of saturated sands during cyclic loading. *Journal of Soil Mechanics and Foundation Division, American Society of Civil Engineers*, 92(6):105-34.

Seed, H.S., 1979. Soil liquefaction and cyclic mobility evaluation for level ground during earthquakes. *Journal of the Geotechnical Engineering Division, American Society of Civil Engineers*, 105(GT2): 201-255.

Segre, E., Deangeli, C., 1995. Cellular automation for realistic modelling of landslides. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 2: 1-15

Serratrice, J.-F., 1978. Contribution à l'étude du comportement mécanique des marnes. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 205p.

Serratrice, J.-F., 1995. Essais de laboratoire à haute pression sur des marnes. *Colloquium Mondanum, Bruxelles*, Vol. 1, 61-70.

Sharpe, C.F.S., 1938. *Landslides and related phenomena. A study of mass-movements of soil and rock*. Columbia University Press, New-York, 223p.

Šimůnek, J., Šejna, M., Van Genuchten, M.T., 1998. Hydrus 1-D, a software package for simulating the 1-d movement of water, heat and multiple solutes in variably saturated media. Agricultural Research Service, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 234p.

Šimůnek, J., Vogel, T., Van Genuchten, M.T., 1994. The SWMS-2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. Research Report

132, U.S. Salinity Laboratory, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Riverside, California, 458p.

Sivan, O., 2000. Torrents de l'Ubaye. Editions Sabença de la Valeia, Barcelonnette, 48p.

Skempton, A. W., 1970. First-time slides in over-consolidated clays. *Geotechnique*, 20: 320-324.

Skempton, A.W., 1964. Long-term stability of clay slopes. *Geotechnique*, 14(2): 75-101.

Skempton, A.W., 1985. Residual strength of clays in landslides, folded strata and the laboratory. *Geotechnique*, 35: 3-18.

Skempton, A.W., De Lory, F.A., 1957. Stability of natural slopes in London clay. *Proceedings of the IVth International Conference on soil Mechanics and Foundation Engineering*, Mexico, Vol. 2, 378-381.

Skempton, A.W., Hutchinson, J.N., 1969. Stability of natural slopes and embankment foundations. In *Proceedings of the 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Mexico City, 291-340.

Skempton, A.W., Leadbeater, A.D., Chandler, R.J., 1989. The Mam Tor landslide, north Derbyshire. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A329: 503-547.

Skempton, A.W., Petley, D.J., 1967. The strength along structural discontinuities in stiff clays. *Proceedings of the Geotechnical Conference*, Oslo, 55-69

Skubizewski, T., 2000. Tentative de détermination de structures pluviométriques par l'étude de séries de précipitations à pas de temps fin. *Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 113p.

Sladen, J.A., d'Hollander, R.D., Krahn, J., 1985. The liquefaction of sands, a collapse surface approach. *Canadian Geotechnical Journal*, 22: 564-578.

Smith, W.K., 1996. Photogrammetric determination of slope movements on the Slumgullion landslide. *The Slumgullion Earthflow: A Large-Scale Natural Laboratory*. U.S. Geological Survey Bulletin, 2130: 57-60

Sokolovski, V.V., 1955. *Theorie des Plastizität*. VEB Verlag Technik, Berlin Verlag, Berlin, 225p.

Sommen, Y., 1995. Tendances évolutives climatiques dans le Bassin de Barcelonnette. *Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique*, Université Louis Pasteur, 115p.

Sommen, Y., 1997. Analyse des structures climatiques et définitions d'indices climatiques favorables au déclenchement des mouvements de terrain. Application au Bassin de

- Barcelonnette (Alpes de Hautes Provence). Mémoire de DEA 'Systèmes Spatiaux et Environnement', Université Louis Pasteur, Strasbourg, 54p.
- Song, W.K., 1996. Modélisation de la rupture progressive de versants instables contrôlée par infiltration d'eau. Application au glissement de Vadoncello (Italie). Thèse de Doctorat de Géologie de l'Ingénieur, Ecole des Mines de Paris, 182p.
- Soria Ugalde, J., De Condappa, D., 2002. Beerkan method: estimation of soil capillary pressure head normalization parameter and saturated hydraulic conductivity from 1-D infiltration curves. Rapport Interne, Laboratoire d'Etudes des Transferts en Hydrologie et Environnement, UMR5564 CNRS, Grenoble, 78p.
- Sousa, J., Voight, B., 1991. Continuum simulation of flow failures. *Geotechnique*, 41: 515-538.
- Squarzoni, C., Delacourt, C., Allemand, P. 2003. Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry. *Engineering Geology*, 68(1-2): 53-66.
- Stackman, W.P., van der Harst, G.G, 1969a. Determination of soil moisture retention curves. Sand box apparatus (range pF 0 to pF 2.7). Internal Report, Institute for Land and Water Management Research, Wageningen, Netherlands, 28p.
- Stackman, W.P., van der Harst, G.G, 1969b. Determination of soil moisture retention curves. Pressure membrane apparatus (range pF 3.0 to pF 4.2). Internal Report, Institute for Land and Water Management Research, Wageningen, Netherlands, 28p.
- Strunk, H., 1991. Frequency distribution of debris flows in the Alps since the Little Ice Age. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band*, 83: 71-81.
- Stutz, P., 1987. Lois de comportement : principes généraux. In Darve, F. (Ed): *Manuel de Rhéologie des Géomatériaux*, Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 103-127.
- Suhayda, J.N., Prior, D.B., 1978. Explanation of submarine landslide morphology by stability analysis and rheological models. *Proceedings of the Off-shore Technology Conference*, Houston, Texas, 1075-1079.
- Suwa, H., 1988. Focusing mechanism of large boulders to a debris-flow front. *Transaction of the Japanese Geomorphological Union*, 9: 151-178.
- Suwa, H., Akamatsu, J., Nagai, Y., 2003. Energy radiation by elastic waves from debris flows. In Rickenmann, D., Chen, L.C. (Eds): *Proceedings of the 3rd International Conference*

on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Davos, Switzerland, Millpress, Rotterdam, 895-904.

Szabo, B.A., Actis, R.L., 1996. Finite element analysis in professional practice. *Computer Methods in Applied Mechanics*, 133: 209-228.

Tacnet, J.M., Gotteland, P., Bernard, A., Mathieu, G., Deymier, C., 2000. Mesures des caractéristiques géotechniques des sols grossiers. Applications aux sols de torrent. *Proceedings of the Interpraevent Symposium, Villach*, 307-319.

Takahashi, T., 1991. *Debris Flows*. Balkema, Rotterdam, 174p.

Takahashi, T., 2001. Processes of occurrence, flow and deposition of viscous debris-flows. In *Seminara, G., Blondeaux, P. (Eds): River, Coastal and Estuarine Morpho-dynamics*, Springer, Berlin, 93-118.

Talsma, T., Parlange, J.-Y., 1972. One dimensional vertical infiltration. *Australian Journal of Soil Research*, 10: 143-150.

Tanigawa, Y., Mori, H., 1989 Analytical Study of Deformation of Fresh Concrete. *Journal of Engineering Mechanics*, 115(3), 493-501.

Tarchi, D., Casagli, N., Fanti, R., Leva, D.D., Luzi, G., Pasuto, A., Pieraccini, M., Silvano, S. 2003. Landslide monitoring by using ground-based SAR interferometry: an example of application to the Tessina landslide in Italy. *Engineering Geology*, 68: 15-30.

Tavenas, F., Leroeuil, S., 1978. Les concepts d'état limite et d'état critiqueur et leurs applications à l'étude des argiles. *Revue Française de Géotechnique*, 6: 27-49.

Taylor, R.K., Cripps, J.C. 1987. Weathering effects: slopes in mudrocks and over-consolidated clays. In *Anderson, M.G., Richards, K.S. (Eds): Slope Stability*. Wiley & Sons, London, 405-445.

Ter-Stephanian, G., 1963. On the long-term stability of slopes. *Internal Report, Norwegian Geotechnical Institute, Oslo*, 52: 1-14.

Ter-Stephanian, G., 1965. In-situ determination of the rheological characteristics of soils on slopes. In *Proceedings of the 6th International Conference on Soil Mechanics, Montreal, Canada*, 575-587.

Ter-Stephanian, G., 1975. Creep of a clay during shear and its rheological model. *Geotechnique*, 25: 299-320.

Theis, C.V., 1941. The effect of a well on the flow of a nearby stream. *American Geophysical Union Transactions*, 22(3): 734-738

- Tika, T. E., Hutchinson, J.N., 1999. Ring shear tests on soil from the Vaiont landslide slip surface. *Geotechnique*, 49(1): 59-74
- Tika, T.E., Vaughan, P.R., Lemos, L.J.L., 1996. Fast shearing of pre-existing shear zones in soil. *Geotechnique*, 46(2): 197-233.
- Tikhonov, A., Arsenin, V., 1977. *Solutions of ill-posed problems*. Winston and Sons, Glasgow, 226p.
- Tisot, J.-P., Houpert, R., 1980. Compactage des marnes raides fissurées. Cas des marnes du Keuper de Lorraine. *Comptes-Rendus du Colloque International sur le Compactage*, Vol. 1., 87-92.
- Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, A.P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content. *Water Resource Research*, 16: 574-582.
- Torey, M.D., Cloutman, L.D., Mjølness, R.C., Hirt, C.W., 1985. NASA-VOF2D, A computer program for incompressible flows with free surfaces. Internal Report, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, New Mexico, 212p.
- Toro, E.F., 1992. Riemann problems and the WAF method for solving the two-dimensional shallow water equations. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A338: 43-68.
- Toth, J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68: 4795-4812.
- Tricart, G., 1958. Etude de la crue de la mi-juin 1957 dans les vallées du Guil, de l'Ubaye et le Cerveyrette et les aspects géomorphologiques de leur reconstruction. Thèse de Doctorat, Université des Lettres et Sciences Humaines, Strasbourg, 287p.
- Tricart, J., 1975. Phénomènes démesurés et régime permanent dans des bassins montagnards (Queyras et Ubaye, Alpes Françaises). *Revue de Géographie Alpine*, 23: 99–114.
- Vallejo, L.E., 1989. An extension of the particulate model of stability analysis for mudflows. *Soils and Foundations*, 29: 1-13.
- Vallejo, L.E., 1979. An explanation for mudflows. *Geotechnique*, 29(3): 351-354.
- Vallejo, L.E., 1980. Mechanics of mudflow mobilization in low-angled clay slopes. *Engineering Geology*, 16: 63-70.
- Vallejo, L.E., 2003. Shear strength parameters and surface instabilities associated with mudflows. In Picarelli, L., (Ed): *Proceedings of the International Workshop on "The*

Occurrence and Mechanisms of Flows in Natural Slopes and Earthfills”, Sorrento, Italy, 14-15 May 2003. (sous presse). <http://www.unina2.it/flows2003/flows2003/IWscprogr.htm>

Vallejo, L.E., Mawby, R., 2000. Porosity influence on the shear strength of granular material-clay mixtures. *Engineering Geology*, 58: 125-136.

Van Asch, T.W.J., 1984. Landslides: the deduction of strength parameters of materials from equilibrium analysis. *Catena*, 11: 39-49.

Van Asch, T.W.J., 1997. The study of hydrological systems to understand changes in the temporal occurrence of landslides related to climatic changes. In Dikau, R., (Eds): *The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change*, EC-Programme TESLEC, EV5V-CT94-0454, Brussels, European Commission, 69-86.

Van Asch, T.W.J., 2001. The modeling of hysteresis effects in the velocity pattern of slow moving landslides: the role of excess pore pressure. In Delahaye, D., Levoy, F., Maquaire, O. (Eds), *Proceedings of the International Symposium on Geomorphology: from Expert Opinion to Modelling*, Strasbourg, France, Editions CERG, Strasbourg, Abstract Poster.

Van Asch, T.W.J., Buma, J., 1997. Modeling groundwater fluctuations and the frequency of movement of a landslide in the Terres-Noires region of Barcelonnette (France). *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 131-141.

Van Asch, T.W.J., Buma, J., Van Beek, L.P.H., 1999. A view on some hydrological triggering systems in landslides. *Geomorphology*, 30(1-2): 25-32.

Van Asch, T.W.J., Hendricks, M.R., Hessel, R., Rappange, F.E., 1996. Hydrological triggering condition of landslides in varved clays in the French Alps. *Engineering Geology*, 42: 239-251.

Van Asch, T.W.J., Malet, J.-P., Remaître, A., Maquaire, O. (soumis). Numerical modeling of the runout of a muddy debris-flow. The effect of rheology on velocity and deposit thickness along the run-out track. In Lacerda, W. (Ed): *Proceedings of the 9th International Symposium on Landslides*, Rio de Janeiro, 8p.

Van Asch, T.W.J., Van Beek, L.P.H., Bogaard, T.A. (sous presse). Problems in predicting the rate of slow moving landslides. *Engineering Geology*, 16p (à paraître).

Van Asch, T.W.J., Van Genuchten, P.M.B., 1990. A comparison between theoretical and measured creep profiles of landslides. *Geomorphology*, 3: 45-55.

Van Beek, L.P.H., 2002. The impact of land use and climatic change on slope stability in the Alcoy region, Spain. PhD Thesis, University of Utrecht, 366p.

- Van Beek, L.P.H., Van Asch, T.W.J., 1996. The mobility characteristics of the Valette landslide In Senneset, K. (Ed): Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, 1417-1421.
- Van Beek, L.P.H., Van Asch, T.W.J., 1999. A combined conceptual model for the effects of fissure induced infiltration on slope stability. In Hergarten, S., Neugebauer, H.J. (Eds): Process modelling and landform evolution. Springer, Heidelberg, 147-167.
- Van Beurden, S., 1997. Hydrology, soil mechanics and kinematics of slow mass movements in the Widenbach catchment, Switzerland. PhD Thesis, University of Utrecht, 262p.
- Van Dam, O., 2001. Forests filled with gaps. PhD Thesis, University of Utrecht, 226p.
- Van Deursen, W., 1995. GIS and dynamic models. PhD Thesis, University of Utrecht, Utrecht, 217p.
- Van Dijk, S., 2000. Effects of agricultural land use on surface runoff and erosion in a Mediterranean area. PhD Thesis, University of Utrecht, 246p.
- Van Gassen, W., , D.M., 1989. Momentum transfer and friction in the debris of rock avalanches. Canadian Geotechnical Journal, 26: 623-628.
- Van Genuchten, M. T., Sudicky, E.A., 1999. Recent advances in vadose zone flow and transport modeling. In Parlange, M.B., Hopmans, J.W. (Eds.): Vadose zone hydrology: cutting across disciplines. Oxford University Press, New-York, 155-193.
- Van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, 44: 892-898.
- Van Genuchten, P.M.B., 1989. Movement mechanisms and slide velocity variations of landslides in varved clays in the French Alps, PhD Thesis, University of Utrecht, 157p.
- Van Olphen, H., 1997. Introduction to clay colloid chemistry. Wiley, New-York, 354p.
- Van Steijn, H, Boelhouwers, J, Harris, S, Hetu, B., 2002. Recent research on the nature, origin and climatic relations of blocky and stratified slope deposits. Progress in Physical Geography, 26(4): 551-575.
- Van Steijn, H., de Ruig, J., Hoozemans, F., 1988. Morphological and mechanical aspects of debris flows in parts of the French Alps. Zeitschrift für Geomorphologie, 32: 143-161.
- Van Steijn, H., Hetu, B., 1997. Rain-generated overland flow as a factor in the development of some stratified slope deposits: a case study from the Pays du Buech (Prealpes, France). Géographie Physique et Quaternaire, 51(1): 3-15.
- Van Westen, C.J., 1993. Application of Geographical Information Systems to landslide hazard zonation. ITC-Publication, Volume 15, Enschede, The Netherlands, 156p.

- Van Westen, C.J., 2000. The modelling of landslide hazards using GIS. *Surveys in Geophysics*, 21:241-255.
- Van Westen, C.J., Getahun, F.L., 2003. Analyzing the evolution of the Tessina landslide using aerial photographs and digital elevation models. *Geomorphology*, 54: 77-89.
- Vandervaere, J.-P., Peugeot, C., Vauclin, M., Angulo-Jaramillo, R., Lebel, T., 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *Journal of Hydrology*, 188/189: 203-223.
- Vandervaere, J.-P., Vauclin, M., Elrick, D.E., 2000a. Transient flow from tension infiltrometers. Part 2. Four methods to determine sorptivity and conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 1272-1284.
- Vardoulakis, I., 2000, Catastrophic landslides due to frictional heating of the failure plane. *Journal of Mechanics and Cohesive Frictional Material*, 5: 443-467.
- Vardoulakis, I., Sulem, J. 1995. *Bifurcation Analysis in Geomechanics*. Taylor and Francis, London, 480p.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movements. Types and Processes. In Schuster, R.L., Krizek, R.E.J. (Eds): *Landslides, Analysis and Control*. Transportation Research Board - National Research Council, Special Report 176, National Academy Press, New-York, 1-13.
- Varnes, D.J., 1984. *Landslide Hazard Zonation. A Review of Principles and Practice*. UNESCO, Paris, 63p.
- Vauclin, M., Haverkamp, R., Vachaud, G., 1979. Résolution numérique d'une équation de diffusion non linéaire. Application à l'infiltration de l'eau dans les sols non-saturés. *Presses Universitaires de Grenoble*, 183, Grenoble, 183p.
- Vaunat, J., Leroeuil, S., 2002. Analysis of post-failure slope movements within the framework of hazard and risk analysis. *Natural Hazards*, 26: 83-109.
- Vaunat, J., Leroueil, S., 2002. Analysis of post-failure slope movements within the framework of hazard and risk analysis. *Natural Hazards*, 26: 83-109.
- Vila, J. P., 1987. La prévision des vagues produites par la chute d'une avalanche dans une retenue. *International Association of Hydrological Sciences*, 162: 509-578.
- Vila, J.-P., 1986. Sur la théorie et l'approximation numérique de problèmes hyperboliques non linéaires. Applications aux équations de Saint-Venant et à la modélisation des avalanches de neige dense. Thèse de doctorat, université Paris VI, 481p.

Vila, J.-P., 1986. Sur la théorie et l'approximation numérique de problèmes hyperboliques non linéaires, applications aux équations de Barré de Saint-Venant et à la modélisation des avalanches de neige dense. Thèse de Doctorat, Université Paris VI, Paris, 481p.

Viville, D., Ambroise, B., 1985. Détermination des courbes de rétention hydrique des sols par la méthode du bas à sable et kaolin ($pF < 2.7$). *Recherches Géographiques à Strasbourg*, 19-21: 253-256.

Voellmy, A., 1964. On the destructive force of avalanches. Alta Avalanche Study Center, Translation 2, Fort Collins, Colorado, United States, 63p. (traduction anglaise de l'article Voellmy, A., 1955. *Über die Zerstörungskraft von Lawinen*. *Schweizer Bauzeitung*, 73:159-285).

Von Moss, A., 1953. The subsoil of Switzerland. In *Proceedings of the 3rd International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Zürich, Switzerland, 252-264.

Von Storch, H., Zorita, E., Cubsch, U., 1993. Downscaling of climate changes estimates to regional scales-an application to Iberian rainfall in winter time. *Journal of Climate*, 6: 1161-1171.

Vuaillet, X., 1980. Propriétés visqueuses d'une argile. Thèse de Docteur-Ingénieur, Université Joseph Fourier, Grenoble, 228p.

Vulliet, L., 1986. Modélisation des pentes naturelles en mouvement. Thèse de Doctorat de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse, 189p.

Vulliet, L., 1995. Predicting large displacements of landslides. In Pande, G.N., Pietruszczak, S., Schweiger, H.F. (Eds.): *Proceedings of the 7th International Symposium on Numerical Models in Geomechanics-NUMOG V*, Davos, Switzerland, Balkema, Rotterdam, 527-532.

Vulliet, L., 1997. Three families of models to predict slowly moving landslides. In Yuan, G. (Ed): *Computer Methods and Advances in Geomechanics*, Balkema, Rotterdam, 277-284.

Vulliet, L., 2001. Natural slopes in slow movement. In Zaman, M., Gioda, G., Booker, J. (Eds): *Modeling in Geomechanics*. Wiley, Chichester, 653-676.

Vulliet, L., Bonnard, C., 1996. The Chlöwena landslide: prediction with a viscous model. In Senneset, K. (Ed): *Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides*, Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, 397-402.

Vulliet, L., Desai, C.S., 1989. Viscoplasticity and finite-element for landslide analysis. In *Proceedings of the 12th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Rio de Janeiro, Brazil, Balkema, Rotterdam, 801-806.

- Vulliet, L., Dewarrat, X., 2001. Nouveautés dans l'analyse des mouvements de terrain. Publications de la Société Suisse de Mécanique des Sols et des Roches, 143: 45-54.
- Vulliet, L., Hutter, K., 1988a. A continuum model for natural slopes in slow movement. Geotechnique, 38(2): 199-217.
- Vulliet, L., Hutter, K., 1988b. Set of constitutive models for soils under slow movement. Journal of Geotechnical Engineering, 114(9): 1022-1041.
- Vulliet, L., Hutter, K., 1988c. Viscous-type sliding laws for landslides. Canadian Geotechnical Journal, 25: 467-477.3
- Vulliet, L., Hutter, K., 1988d. A multi-layer, multi-sliding surface model for three dimensional creeping slopes. In Bonnard, C. (Ed): Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, Switzerland, Balkema, Rotterdam, 793-797.
- Vulliet, L., Hutter, K., 1988e. Some constitutive laws for creeping soils and for rate-dependent sliding at interfaces. Proceedings of the 6th International Conference on Numerical Methods in Geomechanics, Innsbruck, Austria, 495-502.
- Walker, B.F., Mohen, F.J., 1987. Groundwater prediction and control, and negative pore pressure effects. In Walker, B.F., Fell, R. (Eds): Soil Slope Instability and Stabilisation, Balkema, Rotterdam, 121-182.
- Wallach, R., Zaslavsky, D., 1991. Laterallow in a layered profile of an infinite uniform slope. Water Resources Research, 27: 1809-1818.
- Wang, Z., Larsen, P., Xiang, W., 1994. Rheological properties of sediment suspensions and their implications. Journal of Hydraulic Research, 32: 560-580.
- Waschkowski, E., 1983. Le pénétromètre dynamique. Bulletin de Liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées, 125: 95-103.
- Wasowski, J., 1998. Inclinomètre and piezomètre record of the 1995 reactivation of the Acquara-Vadoncello landslide, Italy. In Moore, D., Hungr, O. (Eds): Proceedings of the 8th International Congress of the International Association of Engineering Geologists, Vancouver, Canada, Balkema, Rotterdam, 1697-1704.
- Wasowski, J., Mazzeo, D., 1998. Some results of topographic monitoring of the Acquara-Vadoncello landslide, Italy. In Moore, D., Hungr, O. (Eds): Proceedings of the 8th International Congress of the International Association of Engineering Geologists, Vancouver, Canada, Balkema, Rotterdam, 1705-1712.

- Weber, D., Herrmann, A. 2000. Reconstitution de l'évolution géomorphologique de versants instables par photogrammétrie numérique : l'exemple du glissement de terrain de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 171: 637-648.
- Weber, D., 1992. Préparation à une étude cinématique et géotechnique du glissement de terrain de Super-Sauze (Commune d'Enchastrayes, Alpes-de-Haute-Provence). *Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique, Université Louis Pasteur, Strasbourg*, 130p.
- Weber, D., 1993. Projet de recherche sur l'évolution des mouvements de terrain dans le bassin de Barcelonnette. *Mémoire de DEA 'Géographie Physique', Université Louis Pasteur, Strasbourg*, 68p.
- Weber, D., 2001. Contribution de la géomorphologie à la connaissance des mouvements de terrains dans les 'Terres noires' alpines : le glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes de Haute Provence, France). *Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg*, 311p.
- Wesseling, C.G., Karssenberg, D., Van Deursen, W.P.A., Burrough, P.A., 1996. Integrating dynamic environmental models in GIS: the development of a dynamic modelling language. *Transactions in GIS*, 1: 40-48.
- Whipple, K.X., Dunne, T., 1992. The influence of debris-flow rheology on fan morphology, Owens Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 887-900.
- Whiteman, C.D., 2000. *Mountain meteorology: fundamentals and applications*. Oxford University Press, London, 355p.
- Wicks, J.M., Bathurst, J.C., 1996. Shesed: a physically-based, distributed erosion and sediment yield component for the She hydrological modelling system. *Journal of Hydrology*, 175: 213-238.
- Wilkinson, P.L., Brooks, S.M., Anderson, M.G., 2000. Design and application of an automated non-circular slip surface search within a Combined Hydrology And Stability Model (CHASM). *Hydrological Processes*, 14: 2003–2017
- Wilkinson, P.L., Brooks, S.M., Anderson, M.G., 2000. Design and application of an automated non-circular slip surface within a combined hydrology and stability model. *Hydrological Processes*, 14: 2003-2017.
- Wilson, C.J., Dietrich, W.E., 1987. The contribution of bedrock groundwater flow to storm runoff and high pore-pressure development in hollows. *Proceedings of the Corvallis Symposium: Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim, IAHS Publication 165*, 49-59.

Wolff, T.F., 1996. Probabilistic slope stability in theory and practice. In Shackelford, C.D., Roth, M.J.S. (Eds): *Uncertainty in the Geologic Environment: from Theory to Practice*, American Society of Civil Engineers, Special Publication 58, 419-433.

Wolfram Inc., 1999. *Mathematica Reference Guide*, Wolfram Research, Long Hanborough, 548p.

Wong, W.W.H., Ho, C.L, Iverson, R.M., Howinfd, C.L., 1995. Evaluation of viscoplastic slope movement based on triaxial tests. In Haneberg, W.C., Anderson, S.A. (Eds): *Clay and Shale Slope Instability. Reviews in Engineering Geology, Vol. X*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 39-54.

Wood, E.F., 1995. Scaling behaviour of hydrological fluxes and variables: empirical studies using a hydrological model and remote-sensing data. In Kalma, J.D., Sivapalan, M. (Eds): *Scale issues in hydrological modelling*. Wiley, New-York, 87-96.

Wu, T.H., 1996. Soil strength properties and their measurement. In Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds): *Landslides: investigation and mitigation*. Transportation Research Board - National Research Council, Special Report 247, Washington, D.C., National Academy Press, 319-336.

Yang, P.C., Nakamori, K., Sokobibi, H., 1993. Prediction of the creeping landslide deformation. In Novosad, S., Wagner, P. (Eds): *Proceedings of the 7th International Conference and Field Workshop on Landslides*, Balkema, Rotterdam, 123-130.

Yen, B.C., 1969. Stability of slopes undergoing creep deformation. *Journal of Soil Mechanics and Foundation Division*, SM4:1075-1096.

Yoshimini, Y., Tanaka, K., Tokimatsu, K., 1989. Liquefaction resistance of partially saturated sand. *Journal of Soil Foundation*, 29 (3): 157-162.

Zanuttigh, B., Lamberti, A., 2002. Exact Riemann solution and weighted average flux method for power-law channel section. *International Journal of Computational Fluid Dynamics*, 9: 207-220.

Zaruba, Q., Mencl, V., 1982. *Landslides and their control*. Elsevier, Amsterdam, 282p.

Zhang, X., Phillips, C., Marden, M., 1991. Internal deformation of a fast-moving earthflow, Raukumara Peninsula, New Zealand. *Geomorphology*, 4: 145-154.

