

MÉTHODES D'ANALYSE DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DES VERSANTS INSTABLES

THÈSE N° 2622 (2002)

PRÉSENTÉE À LA FACULTÉ ENVIRONNEMENT NATUREL, ARCHITECTURAL ET CONSTRUIT

ÉCOLE POLYTECHNIQUE FÉDÉRALE DE LAUSANNE

POUR L'OBTENTION DU GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES

DANS LE DOMAINE DE LA GÉOLOGIE DE L'INGÉNIEUR

PAR

Pierre TULLEN

diplôme d'études supérieures d'ingénieur géologue, Université de Genève
et de nationalité belge

acceptée sur proposition du jury:

Prof. A. Parriaux, directeur de thèse
Dr R. Bernasconi, rapporteur
Dr B. Loup, rapporteur
Prof. J. Mudry, rapporteur
Dr H. Raetzo, rapporteur
Prof. A. Schleiss, rapporteur
Dr P. Turberg, rapporteur

Lausanne, EPFL
2002

Résumé

Des progrès significatifs ont été réalisés ces dernières décennies dans le développement des méthodes hydrogéologiques. Toutefois, ces nouvelles méthodes sont encore très peu utilisées dans la problématique des versants, notamment en raison de la complexité hydrogéologique qui les caractérise (aquifères minces, milieux discontinus, succession de zones saturées et non saturées, faibles perméabilités, gradients hydrauliques élevés, évolution des perméabilités au cours du temps en relation avec les mouvements de terrain, etc...). Par conséquent, l'approche usuelle développée pour étudier les problèmes d'instabilité de versant se base sur l'établissement de relations entre des paramètres hydroclimatologiques et des déplacements. Cette approche s'intéresse exclusivement aux causes et aux effets, sans développer les processus induits par ces causes et responsables des effets. Cette relation de type «boîte noire» est dans certains cas satisfaisante, mais dans d'autres, l'analyse des processus hydrogéologiques induits devient indispensable pour comprendre le fonctionnement du phénomène d'instabilité et prédire les mouvements.

Par conséquent, notre projet vise à introduire ce maillon manquant pour permettre une meilleure compréhension des processus hydrogéologiques provoqués par des conditions hydroclimatologiques extrêmes. Il s'agit de déterminer la relation entre des phénomènes hydroclimatologiques et un état hydrogéologique critique qui peut conduire un phénomène d'instabilité à un état de réactivation ou de rupture. Cette relation ne peut malheureusement pas être abordée de manière unilatérale pour l'ensemble des instabilités à travers le monde. Elle doit être établie de cas en cas en raison de la spécificité de chaque versant, ce qui pourra conduire à une typologie hydrogéologique des versants instables.

Pour cela, une méthodologie qui comporte une succession d'étapes utiles à la compréhension des processus hydrogéologiques des versants est proposée. Cette approche vise à établir un bilan hydrogéologique à l'échelle du versant, ou à l'échelle régionale si cela s'avère nécessaire, dans le but de déterminer les zones d'infiltration qui vont alimenter le versant, le trajet et les vitesses des écoulements souterrains et les zones d'exutoire. Pour cela, il existe des moyens standards qui sont constitués par des mesures de débit des rivières, un suivi pluviométrique ou encore des mesures hydrogéologiques directes (essais de pompage, niveau piézométrique, pressions interstitielles) par l'intermédiaire de piézomètres. Ces approches restent généralement limitées par des problèmes de représentativité spatiale ou des problèmes de durée de vie, auxquels il faut malheureusement ajouter des problèmes de coût en raison de conditions d'accès souvent difficiles liées à la morphologie souvent chaotique des instabilités de versant. Pour remédier à ces différents problèmes, nous proposons une démarche hydrogéologique complète qui comprend:

- Une caractérisation du domaine géologique basée sur des mesures géophysiques rapides en complément des données de forage. Cette approche, originale dans le contexte des instabilités de versant, permet d'obtenir une représentation tridimensionnelle de l'hétérogénéité qui compose les terrains de subsurface;
- Une distribution spatiale des observations climatologiques pour tenir compte de la réparti-

- tion des précipitations en considérant leurs différents états (pluie et/ou neige) qui constituent les apports en eau d'un versant en relation avec l'altitude;
- Une caractérisation hydrogéochimique des exutoires qui permet d'apprécier le fonctionnement général des écoulements au sein du versant et de déterminer un ou plusieurs trajets d'écoulements souterrains possibles;
 - Une caractérisation isotopique des exutoires qui permet d'estimer l'altitude d'infiltration des eaux souterraines, ce qui donne une information sur la localisation des zones d'infiltration. Ces méthodes permettent également de caractériser le fonctionnement général des écoulements souterrains. Dans certains cas, il est aussi possible de se prononcer de manière quantitative sur le mélange entre plusieurs réservoirs et d'estimer un temps de transit moyen de l'eau dans le système aquifère;
 - Une validation qualitative des hypothèses sur la base d'essais de traçage artificiel qui vont attester l'existence de liaisons hydrogéologiques entre un bassin d'alimentation et un exutoire, renseigner sur les temps de transit et déterminer le type de milieu rencontré;
 - Une validation du modèle conceptuel sur la base d'une simulation numérique bi- ou tridimensionnelle des écoulements souterrains dans le but de valider des relations hydroclimatologiques et hydrogéologiques. La calibration de ces modèles numériques se base sur un ensemble de données hydrogéologiques, dont notamment le débit des exutoires, la composition isotopique des eaux ou leur composition hydrochimique. Ces simulations hydrogéologiques pourront ensuite être exportées vers un modèle numérique mécanique pour évaluer la stabilité du versant.

L'ensemble des points proposés par cette démarche méthodologique n'est pas toujours indispensable pour déterminer les processus hydrogéologiques qui régissent chaque versant. Selon les caractéristiques du site d'étude et les moyens à disposition, certaines pourront n'être traitées que partiellement, voire pas du tout, selon les objectifs établis. A terme, une typologie hydrogéologique des versants instables devrait permettre de proposer une approche méthodologique type et des outils d'analyse spécifiques en relation directe avec le contexte hydrogéologique de chaque versant.

La démarche méthodologique proposée dans cette thèse a été testée et validée sur trois sites qui présentent des fonctionnements hydrogéologiques bien distincts à travers la Suisse et l'arc alpin. Il s'agit des versants du Hohberg dans le canton de Fribourg, du Triesenberg dans la Principauté du Liechtenstein et de Peney dans le canton de Genève. Cette phase de validation a permis d'apprécier le fonctionnement hydrogéologique des trois versants étudiés et d'évaluer la relation entre les processus hydrogéologiques et les phénomènes d'instabilité. Une approche telle que celle proposée par ce travail ouvre des perspectives pour proposer des projets d'assainissement durable dans le but de stabiliser des phénomènes d'instabilité de versant.

Zusammenfassung

In den letzten Jahrzehnten wurden in der Entwicklung der hydrogeologischen Methoden erhebliche Fortschritte erzielt. Diese neuen Methoden werden allerdings in der Problematik der Hänge nur sehr wenig angewendet, insbesondere in Anbetracht der hydrogeologischen Komplexität, die sie charakterisiert (dünne Aquifer, diskontinuierliche Medien, Abfolge von gesättigten und ungesättigten Zonen, niedrige Durchlässigkeiten, hohe hydraulische Gradienten, zeitliche Entwicklung der Durchlässigkeiten in Zusammenhang mit den Rutschungen, usw.). Folglich basiert die übliche Art und Weise, Hanginstabilitätsprobleme anzugehen, auf der Aufstellung von Zusammenhängen zwischen hydroklimatologischen Parametern und den Rutschungen. Diese Betrachtungsweise konzentriert sich ausschliesslich auf Ursachen und Auswirkungen, ohne die Vorgänge, die sich aus diesen Ursachen ergeben oder für die Auswirkungen verantwortlich sind, zu erläutern. Eine solche Auffassung ist in gewissen Fällen zufriedenstellend; in anderen dagegen, wird die Analyse der eingeleiteten hydrogeologischen Vorgänge unentbehrlich, um das Funktionieren des Instabilitätsphänomens zu begreifen und die Rutschungen vorherzusagen.

Folglich zielt unser Projekt darauf ab, diesen Aspekt einzubeziehen, um ein besseres Verständnis der hydrogeologischen Vorgänge, die durch besondere hydroklimatologische Verhältnisse ausgelöst werden, zu ermöglichen. Ermittelt werden soll die Beziehung zwischen hydroklimatologischen Phänomenen und einem kritischen hydrogeologischen Stand, der ein Instabilitätsphänomen zu einem Reaktivierungs- oder Bruchstand führen kann. Diese Beziehung kann leider nicht für alle Instabilitäten auf dieselbe Art und Weise angegangen werden. Sie muss, in Anbetracht der Eigenart jedes Hanges, von Fall zu Fall neu hergestellt werden, was zu einer Typologie der instabilen Hänge führen kann.

Dafür wird eine Methodologie vorgeschlagen, die eine Abfolge von Schritten umfasst, die für das Verständnis der hydrogeologischen Vorgänge der Hänge nützlich sind. Dieses Konzept soll es ermöglichen, auf Hangebene oder, wenn erforderlich, auf regionaler Ebene, eine Wasserbilanz aufzustellen. Letztere zielt darauf ab, Versickerungszonen, die den Hang versorgen, sowie Verlauf und Geschwindigkeiten der Grundwasserabflüsse und Vorfluterzonen zu ermitteln. Hierfür verfügt man über Standardmittel wie Messung der Abflussmenge, fortlaufende Niederschlagsmessung oder noch direkte hydrogeologische Messungen mittels Piezometer. Diese gebräuchlichen Methoden haben meist ihre Grenzen: räumliche Repräsentanz, Lebensdauer und erhöhte Kosten durch erschwerten Zugang in Anbetracht der oft chaotischen Morphologie der Hanginstabilitäten bringen genauso viele Probleme mit sich. Um Letztere zu beheben, schlagen wir eine vollständige hydrogeologische Methodologie vor, die das Verständnis der Grundwasserabflusssysteme für instabile Hänge erweitert:

- Eine Charakterisierung des geologischen Bereiches basierend auf geophysikalischen Messungen in Ergänzung der Bohrdaten. Dieses im Rahmen der Hanginstabilitäten neuartige Vorgehen erlaubt, schnell, wirksam und wirtschaftlich eine dreidimensionale Darstellung der Verschiedenartigkeit des Untergrundgeländes zu erhalten;

- Einen erweiterten räumlichen Gültigkeitsbereich der klimatologischen Beobachtungen, um die Niederschlagsverteilung zu berücksichtigen, indem man die verschiedenen Zustände erwägt (Regen und/oder Schnee), die die Wasserbeiträge eines Hanges in Zusammenhang mit der Höhe darstellen;
- Eine hydrogeochemische Charakterisierung der Vorfluter, die es erlaubt, den allgemeinen Lauf der Abflüsse im Hang abzuschätzen und sich über einen oder mehrere mögliche Verläufe der Grundwasserabflüsse zu äussern;
- Eine isotopische Charakterisierung der Vorfluter, die es ermöglicht, die Infiltrationshöhe des Grundwassers abzuschätzen, was eine Information über die Infiltrationszonen erbringt. Diese Methoden erlauben ebenfalls, das allgemeine Funktionieren der Grundwasserabflüsse zu charakterisieren. In bestimmten Fällen ist es auch möglich, sich quantitativ zur Mischung zwischen mehreren Speichern zu äussern und eine durchschnittliche Transitzeit des Wassers im Aquifersystem zu schätzen;
- Eine qualitative Bewertung der Hypothesen auf der Basis von Markierungsversuchen, die das Vorhandensein von hydrogeologischen Verbindungen zwischen einem Einzugsgebiet und einem Vorfluter bestätigen werden und über die Transitzeiten informieren werden.
- Eine Bewertung des Modells auf Grund einer zwei- oder dreidimensionalen numerischen Simulation der Grundwasserabflüsse, mit dem Ziel, hydrologische und hydrogeologische Beziehungen zu bewerten. Das Kalibrieren dieser numerischen Modelle basiert auf einer Anzahl von hydrogeologischen Angaben, darunter insbesondere die Wasserabgabe der Vorfluter, die isotopische oder hydrochemische Zusammensetzung der Gewässer. Diese strikt hydrogeologische Simulationen können danach in einen mechanischen Stand umgesetzt werden, um die Stabilität des Hanges abzuschätzen.

Nicht immer ist die Gesamtheit der vorgeschlagenen Punkte unentbehrlich, um die hydrogeologischen Vorgänge, die einen Hang regieren, zu bestimmen. Je nach Eigenschaften des Standortes und den zur Verfügung stehenden Mitteln können gewisse Punkte nur teilweise oder gar nicht behandelt werden; letzteres hängt auch von den Zielsetzungen ab. Auf Zeit sollte eine hydrogeologische Typologie der instabilen Hänge erlauben, ein methodologisches Standardvorgehen und arteigene Analysemittel vorzuschlagen, die in direkter Beziehung zum hydrogeologischen Umfeld eines jeden Hanges stehen.

Das in dieser Arbeit vorgeschlagene methodologische Vorgehen wurde auf drei Standorten in der Schweiz und im Alpenbogen getestet und bewertet. Jedes dieser Orte weist sehr unterschiedliche hydrogeologische Verläufe auf. Es handelt sich um folgende Hänge: der Hohberg im Kanton Freiburg, der Triesenberg im Fürstentum Liechtenstein und Peney im Kanton Genf. Diese Bewertungsphase hat erlaubt, den hydrogeologischen Verlauf der drei erforschten Hänge, sowie die Beziehung zwischen den hydrogeologischen Vorgängen und den Instabilitätsphänomenen, abzuschätzen. Der in dieser Arbeit vorgeschlagene Ansatz eröffnet Aussichten auf dauerhafte Sanierungsmassnahmen zur Lösung der Hanginstabilitätsprobleme.

Abstract

Significant progress was made these last decades in the development of hydrogeological methods. However, these new methods are still very little used in the problematics of unstable slopes, mainly because of the hydrogeological complexity, which characterizes them (thin aquifers, discontinuous media, succession of saturated and unsaturated zones, lower permeability, higher hydraulic gradients, evolution of the permeability in time in relation to slope movements, etc.). Consequently, the approach usually developed to study slope instabilities is based on the setting-up of relations between hydroclimatologic parameters and slope movements. This approach exclusively concentrates on causes and effects, without developing the processes induced by these causes and responsible for these effects. This "black-box" type of relation is in some cases satisfactory, but in others, the analysis of the induced hydrogeological processes becomes essential to understand the functioning of the instability phenomenon and to predict the movements.

Our project aims at introducing this missing link to allow a better understanding of the hydrogeological processes caused by particular hydroclimatologic conditions. It is a matter of determining the relation between hydroclimatologic phenomena and a critical hydrogeological state, which can lead a phenomenon of instability to reactivation or to a state of rupture. Unfortunately, this relation cannot be approached in the same way for all instabilities throughout the world. Owing to the specificity of each slope, the relation must be established individually, which may lead to a hydrogeological typology of unstable slopes.

Accordingly, we propose a methodology comprising a succession of stages that are useful for the understanding of the hydrogeological processes underlying slopes. This approach aims at establishing a hydrogeological assessment on the scale of the slope or, if necessary, on a regional scale, in order to determine groundwater infiltration zones, trajectory and velocity of groundwater run-off as well as outlet areas. The usual ways of doing this are generally the measurement of the river flow rate, a pluviometric follow-up or direct hydrogeological measurements via piezometers. These traditional approaches generally remain limited by problems of space representativeness or life span; on top of this come problems of cost due to the often chaotic morphology of the slope instabilities and the fact that they are not easily accessible. To make up for these various problems, we propose a complete methodological approach to improve the understanding of the groundwater run-off systems for the unstable slopes:

- A characterization of the geological domain based on geophysical measurements in addition to the borehole data. This approach, original in the specific context of unstable slopes, makes it possible to obtain a three-dimensional representation of the heterogeneity which composes the subsurface grounds in a fast, efficient and economic way;
- A spatialization of the climatologic observations in order to take into account the distribution of the precipitations while considering the various states (rain and/or snow) that constitute the water contribution to a slope in relation to altitude;

- A hydrogeochemical characterization of the outlets, which makes it possible to assess the general groundwater circulation system within the slope, and to come to a decision about one or several possible trajectories of groundwater run-off;
- An isotopic characterization of the outlets, which allows estimating the altitude of infiltration of the groundwater. This characterization can also give some information on the infiltration zones. These methods also make it possible to characterize the general groundwater run-off system. In some cases, it is also possible to come to a conclusion, quantitatively speaking, concerning the mixing between several reservoirs and to estimate the time of residence of the water in the aquiferous system;
- A qualitative validation of the assumptions on the basis of artificial tracing tests which will attest the existence of hydrogeological connections between a catchment area and an outlet. This approach will also inform about the time of residence of water;
- A validation of the conceptual model on the basis of a bi- or three-dimensional numerical simulation of the groundwater run-off in order to validate the hydrological and hydrogeological relations. The calibration of these numerical models is based on a set of hydrogeological data, in particular the outlet discharge, the isotopic composition of water and/or their hydrochemical composition. These strictly hydrogeological numerical simulations can then be translated into a mechanical state to evaluate the stability of the slope.

The whole of the points suggested by this methodological approach is not always essential to determine the hydrogeological processes that govern each slope. According to the characteristics of each study site and the means at disposal, some could be treated only partly, or not at all, depending on the established objectives. In the end, a hydrogeological typology of the unstable slopes should make it possible to propose a standard methodological approach and specific tools for analysis in direct relationship to the hydrogeological context which characterizes each slope.

The methodological approach suggested in this PhD thesis was tested and validated on three representative sites through Switzerland and the alpine arc that present quite distinct characteristics of hydrogeological functioning. They are the slopes of Hohberg in the canton of Fribourg, Triesenberg in the Principality of Liechtenstein and Peney in the canton of Geneva. This validation phase allowed to assess the hydrogeological functioning of the three studied slopes and to evaluate the relation between the hydrogeological processes and the phenomena of instability. An approach such as that presented in this study opens up prospects to carry out means of sustainable stabilization with an aim of solving problems of slope instabilities.

Remerciements

Cette thèse a été effectuée dans un environnement de travail d'excellente qualité, en tout point semblable au cadre naturel des différents sites sur lesquelles elle s'appuie. J'exprime tous mes remerciements au Professeur A. Parriaux, directeur du Laboratoire de géologie de l'ingénieur et de l'environnement de l'EPFL (GEOLEP) pour m'avoir proposé ce travail de doctorat, de m'avoir soutenu et fait bénéficier de ses connaissances et de son esprit critique, toujours motivant et constructif, tout au long de ce travail.

Je remercie les membres du jury pour avoir acceptés d'en faire partie et de m'avoir fait profiter de leurs connaissances spécifiques. Je remercie en particulier le Dr P. Turberg qui a consacré beaucoup de temps à ce travail, que ce soit sur le terrain ou pour la correction de ce manuscrit; le Dr R. Bernasconi qui m'a fait découvrir avec beaucoup de patience le site du Triesenberg et le Liechtenstein; les Dr H. Raetzo et B. Loup pour leur disponibilité et leurs inépuisables connaissances du versant du Hohberg; le Professeur J. Mudry qui a fait preuve d'une grande disponibilité et je l'en remercie vivement. Je remercie également le Professeur A. Schleiss de l'EPFL qui a lu ce travail avec patience et le professeur M.A. Hirt pour avoir présidé le jury.

Merci aux personnes du groupe de travail qui m'a suivi et conseillé tous au long de ce projet, pour leur esprit critique, leurs idées et leur investissement. Merci au Dr R. Bernasconi du bureau du même nom à Sargans; au Dr A. Colombi du bureau Baumer à Lugano; à Monsieur F. Matthey du Service des eaux de la Ville de Lausanne; aux Dr J.-P. Tripet et H. Raetzo de l'Office Fédéral des Eaux et de la Géologie; au Dr H. Rovina du bureau du même nom à Varen et au Dr R. Wyss du bureau Jäckli à Zurich;

Je remercie également les différentes institutions, communes et toutes les personnes qui ont fourni de nombreuses données indispensables à la réalisation de ce travail. Je remercie particulièrement D. Oswald, futur docteur de l'Université de Fribourg, le Service des Forêts du canton de Fribourg (M. Eyer), l'Office Cantonal de l'Aménagement du Territoire de Fribourg (M. Loup), le Service des Eaux du canton de Fribourg (M. Overmay), le bureau Philipona-Brügger de Plaffeien (M. Philipona), le bureau GEOTEST de Berne (MM. Keusen et Graf), les Services Industriels de Genève (MM. Künzi et Nydegger), le Service cantonal de Géologie de Genève (MM. Agassi, de Los Cobos et Meyer), et finalement les communes de Plaffeien (FR) et de Saigny (GE), ainsi que les autorités de la Principauté du Liechtenstein.

Un grand merci également à l'ensemble du personnel du GEOLEP, en particulier les Dr Mike Bensimon et Laurent Tacher, ainsi qu'Alina, Rosa-Ana, Julien, Lionel, Stéphanie et Patrice pour le travail accompli au laboratoire de chimie et sur le terrain; à Beppe, Ruth, Bernard, Daniel et tous les autres qui m'ont soutenu tout au long de ces quatre années passées à l'EPFL.

Finalement, un énorme merci à Catherine pour m'avoir patiemment soutenu et supporté durant toute cette longue période; à Florence pour avoir accepté de relire ce manuscrit; et finalement à ma famille et mes proches pour m'avoir encouragé tout au long ce doctorat.

Table des matières

1. Introduction	1
1.1. Problématique générale	1
1.2. But et organisation de la recherche	2
2. Etat des connaissances	5
2.1. Principales causes des glissements de terrain.....	5
2.1.1. Les facteurs de prédisposition.....	5
2.1.2. Les facteurs aggravants.....	6
2.1.3. Les facteurs déclenchants	6
2.2. Influence de l'eau sur la stabilité d'un versant.....	7
2.2.1. Les processus d'action de l'eau	7
2.2.1.1. Les eaux de surface	7
2.2.1.2. Les eaux souterraines	8
2.2.2. Essai de classification des phénomènes hydrogéologiques.....	9
2.3. L'hydrogéologie dans la problématique des versants instables	11
2.4. Place de l'hydrogéologie dans l'analyse mécanique des instabilités de versant	16
2.4.1. Les méthodes analytiques	16
2.4.2. Les méthodes numériques de déformation	16
2.5. Conclusions	17
3. Méthodologie du projet	19
3.1. Analyse structurale	20
3.1.1. Objectif	20
3.1.2. Cartographie de surface	20
3.1.3. Reconnaissances directes en profondeur	20
3.1.4. Reconnaissances indirectes en profondeur	21
3.1.5. Représentation du modèle géologique tridimensionnel.....	22
3.2. Analyse du fonctionnement hydrogéologique.....	23
3.2.1. Objectif	23
3.2.2. Cartographie hydrologique	23
3.2.3. Climatologie.....	23
3.2.4. Bilan hydrique.....	23
3.2.5. Traçage artificiel	24
3.2.6. Piézométrie	25
3.2.7. Hydrochimie	26
3.2.8. Isotopes de l'eau	27
3.3. Modélisation numérique des écoulements souterrains	28
3.3.1. Objectif	28
3.3.2. Choix du logiciel utilisé.....	28
3.3.3. Autres outils à disposition.....	29
3.4. Synthèse.....	30
4. Sélection et localisation des sites	31
4.1. Critères de sélection	31

4.2. Présentation des sites retenus pour cette thèse	32
4.2.1. Le glissement du Hohberg - canton de Fribourg	32
4.2.2. Le glissement du Triesenberg - Principauté du Liechtenstein.....	33
4.2.3. Le glissement de Peney - canton de Genève.....	34
4.3. Synthèse et conclusions.....	36
5. Analyses géologique et hydrogéologique du versant du Hohberg	37
5.1. Analyse structurale	37
5.1.1. Contextes tectonique et géologique	37
5.1.1.1. La nappe du Gurnigel.....	38
5.1.1.2. Le wildflysch.....	39
5.1.1.3. Les Préalpes Médiannes plastiques.....	39
5.1.2. Le quaternaire	40
5.1.2.1. Reconnaissances indirectes en profondeur	40
5.1.2.2. Reconnaissances directes en profondeur.....	44
5.1.3. Synthèse	46
5.2. Analyse du fonctionnement hydrogéologique.....	47
5.2.1. Modèle hydrogéologique initial.....	47
5.2.2. Cartographie hydrologique	48
5.2.3. Aspects climatologiques	49
5.2.3.1. Les précipitations	49
5.2.3.2. La température de l'air	50
5.2.3.3. L'évapotranspiration potentielle	50
5.2.3.4. Relations entre les aspects climatologiques et les déplacements.....	51
5.2.4. Bilan hydrique.....	52
5.2.5. Modèles hydrogéologiques conceptuels	55
5.2.5.1. Structure hydrogéologique	55
5.2.5.2. modèles conceptuels types	56
5.2.5.3. Estimation d'un temps de transit moyen.....	57
5.2.6. Débits, conductivité, température et hydrochimie	58
5.2.6.1. Le débit	58
5.2.6.2. La conductivité électrique	58
5.2.6.3. La température	59
5.2.6.4. Analyses chimiques des ions.....	59
5.2.6.5. Synthèse du paragraphe Débits, conductivité, température, hydrochimie	65
5.2.7. Les Isotopes stables de l'eau.....	67
5.2.7.1. Relation entre l'oxygène-18 et le deutérium.....	67
5.2.7.2. Analyse de la campagne 2001.....	68
5.2.7.3. Relation entre l'oxygène-18 et l'altitude d'infiltration	71
5.2.7.4. Estimation d'un temps de transit moyen aux exutoires	73
5.2.8. Synthèse de l'analyse du fonctionnement hydrogéologique pour le Hohberg	74
5.3. Modélisation numérique des écoulements souterrains	75
5.3.1. Modèle bidimensionnel longitudinal	75
5.3.1.1. Simulation de l'hypothèse d'un milieu saturé unique (hypothèse A).....	75
5.3.1.2. Simulation de l'hypothèse de la nappe perchée (Hypothèse B).....	77
5.3.1.3. Apports de la modélisation bidimensionnelle	78
5.3.2. Modèle tridimensionnel à l'échelle du versant	78
5.3.2.1. Simulation en milieu saturé.....	79
5.3.2.2. Simulation en milieu non saturé.....	83
5.3.2.3. Apports de la modélisation 3-D à l'échelle du versant	84
5.3.3. Modèle tridimensionnel à l'échelle locale.....	84

5.3.4. Synthèse de la simulation numérique des écoulements souterrains	86
5.4. Conclusion	87
5.4.1. Implications pour l'assainissement	88
6. Analyses géologique et hydrogéologique du versant du Triesenberg.....	91
6.1. Analyse structurale	91
6.1.1. Contexte tectonique	91
6.1.1.1. L'unité Austroalpine supérieure.....	91
6.1.1.2. Unités penniques	92
6.1.2. Le quaternaire	93
6.1.2.1. Reconnaissances directes en profondeur.....	94
6.1.2.2. Reconnaissances indirectes en profondeur	95
6.1.3. Synthèse	96
6.2. Analyse du fonctionnement hydrogéologique.....	97
6.2.1. Cartographie des écoulements de surface	97
6.2.2. Aspects climatologiques	98
6.2.2.1. Les précipitations	98
6.2.2.2. La température de l'air	99
6.2.2.3. L'évapotranspiration	99
6.2.2.4. Relations entre les aspects climatologiques et les déplacements	99
6.2.3. Bilan hydrique.....	101
6.2.4. Caractérisation des écoulements souterrains	103
6.2.4.1. Dynamique et régime d'écoulement	103
6.2.4.2. Analyse des hydrogrammes	105
6.2.4.3. Analyse de la décrue	106
6.2.4.4. Synthèse de la caractérisation des écoulements souterrains	106
6.2.5. Traçage artificiel	107
6.2.5.1. Essai de traçage du printemps 1998.....	107
6.2.5.2. Essai de traçage de l'hiver 1999-2000	109
6.2.5.3. Implication sur les systèmes d'écoulement souterrain.....	111
6.2.6. Modèle hydrogéologique initial.....	111
6.2.7. Débit, conductivité électrique, température et hydrochimie.....	112
6.2.7.1. Analyse de variabilité.....	112
6.2.7.2. Analyses chimiques des ions.....	113
6.2.7.3. Synthèse du paragraphe débit, conductivité électrique, température et hydrochimie.....	117
6.2.8. Isotopes stables de l'eau	118
6.2.8.1. Analyse de la campagne 2001	119
6.2.8.2. Relation entre l'oxygène-18 et l'altitude	123
6.2.8.3. Calcul de mélange	124
6.2.8.4. Estimation d'un temps de transit moyen aux exutoires	124
6.2.9. Synthèse de l'analyse du fonctionnement hydrogéologique du Triesenberg	125
6.3. Modélisation numérique des écoulements souterrains	126
6.3.1. Description du modèle	126
6.3.2. Résultats.....	127
6.3.2.1. Simulation de la réponse hydraulique.....	127
6.3.2.2. Estimation des apports de chaque bassin versant.....	128
6.3.2.3. Modèle de transport basé sur les analyses isotopiques	129
6.3.2.4. Apport du modèle bidimensionnel en coupe.....	130
6.3.3. Synthèse de la simulation numérique des écoulements souterrains	131
6.4. Conclusion	131

6.4.1. Implications pour l'assainissement.....	132
7. Analyses géologique et hydrogéologique du versant de Peney.....	135
7.1. Analyse structurale	135
7.1.1. Cadre géologique	135
7.1.1.1. La molasse chattienne (15)	135
7.1.2. Le quaternaire	136
7.1.2.1. Formations de retraits et intramorainiques (6-8).....	136
7.1.2.2. La moraine würmienne (7).....	136
7.1.2.3. L'Alluvion ancienne (9).....	137
7.1.2.4. Reconnaissances directes en profondeur.....	137
7.1.3. Synthèse	137
7.2. Analyses du fonctionnement hydrogéologique	138
7.2.1. Modèle hydrogéologique initial.....	138
7.2.2. Cartographie des écoulements de surface	139
7.2.3. Aspects climatologiques	140
7.2.3.1. Les précipitations	140
7.2.3.2. La température de l'air et l'évapotranspiration.....	141
7.2.3.3. Relations entre les aspects climatologiques et les déplacements.....	141
7.2.4. Piézométrie	143
7.2.5. Typologie hydrochimique des eaux du versant	144
7.2.5.1. La conductivité électrique	144
7.2.5.2. Analyses chimiques.....	146
7.2.6. Traçage artificiel	148
7.2.7. Analyse de la vidange 2000	149
7.2.7.1. Comportement hydrogéologique du versant	150
7.2.7.2. Comportement dynamique du glissement lors de la vidange de la retenue	152
7.2.7.3. Modèle conceptuel hydrodynamique de cette accélération	153
7.3. Synthèse et conclusions	155
7.3.1. Implications pour l'assainissement.....	155
8. Critique de la méthodologie proposée et recommandations	159
8.1. Analyse structurale et propriétés du milieu	159
8.1.1. Cartographie géologique et hydrologique de surface	159
8.1.2. Reconnaissances directes en profondeur	160
8.1.3. Reconnaissances indirectes de la distribution spatiale de la perméabilité.....	161
8.1.4. Synthèse pour l'analyse structurale	162
8.2. Analyse du fonctionnement hydrogéologique.....	162
8.2.1. Bilan hydrique.....	162
8.2.2. Traçage artificiel	163
8.2.3. Hydrochimie, débit, conductivité électrique et température.....	163
8.2.4. Isotopes stables de l'eau	165
8.2.5. Synthèse de l'analyse du fonctionnement hydrogéologique.....	167
8.3. Modélisation des écoulements souterrains	167
8.3.1. Modélisation bidimensionnelle.....	167
8.3.2. Modélisation tridimensionnelle	168
8.3.3. Calibration et validation.....	168
8.3.4. Synthèse	169
8.4. Analyse synthétique générale de la démarche méthodologique proposée	170
8.5. Recommandations spécifiques pour la pratique	172
8.5.1. Reconnaissances directes en profondeur	172
8.5.2. Acquisition de données in situ (discrète ou en continu)	173

8.5.3. Hydrochimie	174
8.5.4. Isotopes stables de l'eau	174
8.5.5. Modélisation numérique des écoulements souterrains	176
8.6. Proportionnalité économique de la méthodologie proposée	176
8.7. Perspectives pour la recherche	178
9. Conclusions générales	179

Liste des figures

Figure 2.1:	Illustration schématique de l'évolution du facteur de sécurité F_s en fonction du temps des phénomènes d'instabilité qui se développent aujourd'hui, (Lateltin et al., 1997; modifié de Popescu, 1996).....	6
Figure 2.2:	Variation de la teneur en eau dans le sous-sol (d'après Song, 1996)	8
Figure 2.3:	Classification des phénomènes liés à l'eau qui doivent être considérés dans l'analyse hydrogéologique des processus d'instabilité de pente.....	10
Figure 2.4:	Influence de l'eau sur la stabilité des pentes: (a) représentation du talus immergé; (b) représentation des forces agissantes sur une tranche (Lambe & Whitman, 1969). Dans le cas d'un sol sec et sans cohésion, le facteur de sécurité F_s est équivalent à $\frac{\tan \phi}{\tan i}$, alors que pour le même sol, saturé en eau il devient $\sim 0.5 (\frac{\tan \phi}{\tan i})$	12
Figure 2.5:	Modèle conceptuel d'écoulement souterrain pour le glissement de la Clapière (Guglielmi et al., 2000).....	14
Figure 2.6:	Modèle de circulations souterraines sur la base de mesures en forage pour le glissement de Campo Vallemaggia (d'après Bonzanigo, 1999).....	15
Figure 3.1:	Méthodologie adoptée pour l'analyse des processus hydrogéologiques des glissements.....	19
Figure 3.2:	Effet d'échelle sur la perméabilité d'un milieu fracturé, (d'après Kiraly, 1975). L'ouverture mentionnée en ordonnée et observée pour un volume élémentaire indiqué en abscisse correspond à la valeur de perméabilité indiquée par le graphique. La zone légèrement grisée correspond au domaine de réalisation	21
Figure 3.3:	Relation entre la résistivité électrique et la perméabilité mesurée par des essais d'infiltration dans la région de Bever dans les Grisons (Bernasconi et al., en prép.).....	22
Figure 3.4:	Principe d'un essai de traçage artificiel (d'après Parriaux, 2001b).....	25
Figure 3.5:	Exemple d'un équipement piézométrique multiple installé pour le glissement de Campo Vallemaggia (d'après Bonzanigo, 1999; Bonzanigo et al., 2001). A droite: équipement du piézomètre; à gauche: localisation des points de mesure dans le forage	25
Figure 4.1:	Illustration des sites retenus pour le projet glissement de terrain du GEOLEP	32
Figure 5.1:	Coupe tectonique du versant du Hohberg (modifiée d'après Oswald & Daples, 2001).....	38
Figure 5.2:	Représentation du champ de résistivité apparente à 183 kHz (représentation des premiers mètres du terrain) pour les trois secteurs du Hohberg. Les autres	

	fréquences de mesures sont présentées à l'annexe 5-06 et les autres sections pour le secteur de Ober Guglera - Lengmoos sont illustrées pour le secteur de Hohberg à l'annexe 5-07.....	41
Figure 5.3:	Relation utilisée entre la résistivité électrique et la perméabilité pour le versant du Hohberg. Cette relation se base sur des mesures de résistivité électrique que nous avons réalisées sur le terrain, et qui sont corrélées avec les essais de pompage qui ont été effectués lors de la réalisation des forages	43
Figure 5.4:	Représentation du champ de résistivité calculée obtenu par les mesures RMT pour les terrains de couverture dans le secteur Lengmoos - Unter Guglera Hohberg. Les zones rouges et vertes sont les plus perméables. Il est intéressant de constater que les deux principaux exutoires sont situés à la terminaison de ces secteurs perméables (<i>cf. annexe 5-06 & 5-07 pour plus de détail l'évolution en profondeur de la résistivité électrique</i>).....	44
Figure 5.5:	Coupe géologique longitudinale du glissement du Hohberg (<i>modifiée d'après Beer et al., 1997; et d'après Oswald & Dapples, 2001</i>). La situation du profil est mentionnée sur la carte géologique à l'annexe 5-04	45
Figure 5.6:	Modèle géologique tridimensionnel du versant du Hohberg. Les limites du bassin versant hydrologique pris en considération dans ce modèle sont mentionnées à l'annexe 5-04	46
Figure 5.7:	Transcription de la coupe géologique présentée à la figure 5.5 en unités hydrogéologiques. La détermination des perméabilités indiquées provient de la régionalisation des valeurs mesurées en forage. Il s'agit par conséquent de perméabilités valables à l'échelle de la dizaine de mètres. Le rapport entre ces valeurs et celles représentatives à l'échelle du bassin versant est estimé entre 10 et 100 sur la base d'essais de traçage réalisés dans les flyschs (<i>Basabe, 1993</i>) dans le cadre du projet AQUITYP (<i>Parriaux et al., 1990</i>). Cet effet d'échelle est illustré au chapitre 3, § 3.1.4.....	47
Figure 5.8:	Carte hydrologique du versant du Hohberg.....	48
Figure 5.9:	Caractérisation des écoulements de subsurface appliqué à la problématique du Hohberg. Le schéma (1) illustre l'hypothèse d'un milieu aquifère de subsurface continu et relativement homogène. Le schéma (2) illustre l'hypothèse d'un milieu de subsurface discontinu, constitué de lentilles plus ou moins perméables produisant des volumes aquifères très locaux.....	49
Figure 5.10:	Distribution mensuelle des précipitations pour la région du Hohberg	50
Figure 5.11:	Diagrammes des corrélations climatologiques et des déplacements pour le Hohberg. Les déplacements sont mesurés par l'institut de géologie de l'Université de Fribourg (<i>Oswald, thèse en prép.</i>)	52
Figure 5.12:	Représentation graphique des exutoires du versant du Hohberg considérés pour le calcul de bilan hydrique et illustration de leurs bassins versants. La zone d'étude correspond au bassin versant (BV) hydrologique du glissement	53
Figure 5.13:	Modèle hydrogéologique schématique illustrant les principales unités aquifères prises en compte pour l'établissement des modèles conceptuels hydrogéologique. Plusieurs observations ont été faites sur ces unités hydrogéologiques: (1) les perméabilités sont globalement faibles à l'échelle du versant; (2) des écoulements de subsurface ont été observés sur le corps du glissement; (3) une	

- nappe artésienne est observée dans les alluvions situées en pied de versant (Beer et al., 1997); (4) le toit du substratum sain est postulé décomprimé suite au retrait postglaciaire supposant la présence d'une nappe captive en son sein surmontée par le glissement latent moins perméable; (5) des écoulements souterrains en provenance des formations calcaires sont susceptibles de participer à la recharge du versant en faible quantité..... 56
- Figure 5.14: Représentation des deux modèles conceptuels hydrogéologiques types proposés pour le Hohberg. L'hypothèse A considère que les aquifères de subsurface et confiné sont hydrauliquement connectés aux formation sous-jacentes, induisant une recharge par drainance du bas vers le haut. Cette situation implique l'existence de potentiels hydrauliques élevés dans la base du glissement (au moins équivalent à la cote de la base de l'aquifère de subsurface) qui peuvent s'expliquer par la structure topographique en cuvette du versant et la forme en sablier de la zone active. Cette drainance s'ajoute aux apports météoriques diects. L'hypothèse B considère que ces deux aquifères sont hydrauliquement déconnectés, séparés par une zone intermédiaire non saturée, induisant une alimentation exclusive de la nappe perchée par des apports météoriques. Cette situation implique des potentiels hydrauliques dans l'aquifère confiné qui soient inférieurs à la cote de la base de l'aquifère de subsurface 57
- Figure 5.15: Diagrammes de Schoeller pour le Hohberg (basses eaux le 4/07/2001 & hautes eaux le 26/03/2001). Les concentrations pour l'élément Cl n'apparaissent pas sur le graphique en raison d'un problème du logiciel de traitement des données. Elles sont toutes comprises entre 0.001 et 0.01 à l'exception de celles indiquées sur le graphique. Leur absence n'est pas liée à un problème d'échelle de la figure, mais un problème de gestion des valeurs de concentrations faibles. 60
- Figure 5.16: Représentation graphique des analyses hydrochimiques pour le versant du Hohberg..... 60
- Figure 5.17: Rapport $[\text{HCO}_3^-]/[\text{Ca}^{2+}]$ pour les eaux du Hohberg. Les carrés vides représentent des points marginaux et les carrés noirs illustrent l'ensemble des autres sources et captage du versant 61
- Figure 5.18: Rapport $[\text{Na}^+]/[\text{Cl}^-]$ pour les sources et captages du Hohberg..... 62
- Figure 5.19: Relation entre les sulfates et le strontium pour les principaux exutoires du versant du Hohberg. Les trois groupes de points sont déterminés sur la base de leur localisation sur le versant. Cette relation est basée sur un nombre réduit d'échantillon et mériterait d'être validée par des points supplémentaires... 65
- Figure 5.20: Modèle conceptuel des systèmes d'écoulement pour le Hohberg basé sur la synthèse de l'ensemble des données physico-chimiques et hydrochimiques à disposition 66
- Figure 5.21: Schéma d'un lysimètre à neige installé sur le versant du Hohberg. Le principe de cet équipement permet de récupérer l'eau issue de la fonte de la couverture neigeuse dans le but de prélever des échantillons de composition identique à l'eau qui s'infiltré naturellement dans les terrains lors d'événements de fonte 67
- Figure 5.22: Relation entre le deutérium et l'oxygène-18 dans les eaux du glissement

	du Hohberg.....	68
Figure 5.23:	Composition isotopique des entrées sur le versant du Hohberg	69
Figure 5.24:	Synthèse des analyses isotopiques réalisées pour le versant du Hohberg. Cette figure permet de d'illustrer différents types de fonctionnement des exutoires sur la base de la réponse isotopique. Cette période d'échantillonnage a été complétée par le suivi en détail d'un événement pluviométrique (<i>cf. annexe 5.19</i>) pour déterminer si certaines relations observées illustrent réellement un fonctionnement hydrogéologique de l'exutoire particulier, ou si elles sont imputables à un problème de sous-échantillonnage.....	71
Figure 5.25:	Représentation du gradient isotopique local pour la période de fonte (février-mars) de l'hiver 2000-2001 (à gauche) et report des différents points échantillonnés par rapport au gradient local (à droite). La droite du Mittelland issue de l'Atlas hydrologique de Suisse (<i>Parriaux et al., 2001b</i>) est mentionnée à titre indicatif. Un décalage de la droite locale déterminée pour le Hohberg en direction de valeurs plus enrichies en oxygène-18 est observé. Il s'explique par l'influence des précipitations méditerranéennes qui ont souvent dominé le secteur pendant notre période d'échantillonnage (<i>ISM, 2001</i>). En effet, la composition isotopique moyenne des précipitations tend vers des valeurs de plus en plus négatives au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la côte océanique, car la pluie précipite progressivement par condensation et les molécules légères ont tendance à rester dans la phase gazeuse. De plus, notre période d'échantillonnage s'étend sur un cycle partiel, ce qui favorise influence de phénomènes locaux	72
Figure 5.26:	Résultat du modèle bidimensionnel saturé calibré. Les conductivités hydrauliques indiquées entre crochets représentent les gammes admises comme cohérentes pour le versant et qui ont été utilisées pour réaliser les différentes simulations. Le détail de ces simulations est présenté à l'annexe 5-21. Le critère pour fixer un potentiel ou un flux entrant sur les noeuds de la surface topographique se base sur l'interception du profil avec le réseau hydrographique (sources, captages, rivières, zones humides). Dans ce cas, un potentiel hydraulique est imposé. Les noeuds qui n'interceptent pas le réseau hydrographique se voient imposer un flux entrant pour simuler la recharge du versant	76
Figure 5.27:	Résultat de la modélisation bidimensionnelle en milieu non saturé (<i>voir aussi annexe 5-22</i>). Les conductivités hydrauliques indiquées entre crochets représentent les gammes de valeurs testées pour réaliser ces différentes simulations en milieu non saturé	77
Figure 5.28:	Illustration tridimensionnelle du champ de potentiels hydrauliques calculés avec la mention des débits simulés et mesurés pour les principaux exutoires du versant. Les conditions aux limites de ce modèle ont été définies d'une part par des potentiels hydrauliques appliqués à la surface topographique avec la cote altimétrique correspondante pour les noeuds qui interceptent le réseau hydrographique. Pour l'ensemble des autres noeuds qui constituent cette surface topographique, des flux entrants ont été imposés pour simuler la recharge. Les limites verticales sont admises imperméables, le domaine modélisant correspondant au bassin versant topographique (limites à flux nul).....	79
Figure 5.29:	Représentation du champ des vecteurs de vitesse d'écoulements souterrains.	

	Les vitesses d'écoulements souterrains classifiées comme rapides sont comprises entre $5 \cdot 10^{-1}$ et $5 \cdot 10^{-2}$ m/jour, les moyennes entre $5 \cdot 10^{-2}$ et $5 \cdot 10^{-3}$ m/jour et les lentes entre $5 \cdot 10^{-3}$ et $1 \cdot 10^{-4}$ m/jour. Cette figure illustre bien l'effet induit par le rétrécissement de la zone de transport du glissement sur les circulations souterraines (influence de la forme en sablier de l'instabilité). Celui-ci provoque une concentration des écoulements souterrains et par conséquent une augmentation de la charge hydraulique dans ce secteur 81	81
Figure 5.30:	Relation entre l'évolution des potentiels hydrauliques, les infiltrations et les mesures de déplacement pour la réactivation de 1999. Les infiltrations sont estimées en additionnant les précipitations pluvieuses enregistrées à la station du Rotenbach (cf. § 5.2.3.1) au volume d'eau produit par la fonte du manteau neigeux selon une relation qui lie la densité de la neige pour différents états à la densité de l'eau (Singh & Singh, 2001). La localisation du point de mesure des déplacements d'Udrischli est mentionné à l'annexe 5-08. Les potentiels hydrauliques indiqués sur le graphique du bas proviennent du milieu de la zone active, à la verticale du point de visée du laser-disto d'Udrischli 82	82
Figure 5.31:	Résultat du modèle tridimensionnel en milieu non saturé pour le Hohberg. Les zones non saturées apparaissent uniquement en subsurface dans les secteurs plus perméables (zones d'infiltration d'Unter Guglera-Lengmoos et d'Ättenberg-Udrischli) ou alors au bénéfice d'irrégularités topographiques au sein du versant 83	83
Figure 5.32:	Illustration de la reconstitution des chroniques de débit pour les exutoires S18 et C57 du modèle tridimensionnel local. Pour les raisons citées dans le texte, la relation utilisée entre la résistivité électrique et la perméabilité est calibrée dans un secteur particulier du modèle, mais ne l'est pas forcément ailleurs, particulièrement lorsque la répartition des perméabilités est hétérogène. 85	85
Figure 5.33:	Comparaison entre les courbes d'oxygène-18 simulées et les analyses en laboratoire. Le calage obtenu pour la source S18 est plus précis que celui obtenu pour le captage C57. Cette différence s'explique par la précision de la relation utilisée pour la construction de ce modèle numérique 86	86
Figure 6.1:	Profils géologiques à travers la zone d'étude (<i>modifiés d'après Allemann, 1966; Bernasconi et al., 2001</i>). La situation du profil est indiquée à l'annexe 6-03 94	94
Figure 6.2:	Cartes des résistivités apparentes à 183 et 16 kHz interpolées pour le Triesenberg (<i>modifié d'après Bernasconi et al., 2001</i>). La situation de la zone d'étude RMT est mentionnée à l'annexe 6-03 95	95
Figure 6.3:	Carte des points d'eau du versant instable du Triesenberg établie sur la base de la cartographie de surface (<i>d'après Bernasconi, 2002</i>) 97	97
Figure 6.4:	Distribution des précipitations journalières pour le versant du Triesenberg. 98	98
Figure 6.5:	Diagrammes des corrélations climatologiques et des déplacements pour le Triesenberg 100	100
Figure 6.6:	Représentation graphique des sources du versant du Triesenberg considérés pour le calcul de bilan hydrique et illustration de leur bassin versant 102	102
Figure 6.7:	Courbes des coefficients mensuels de débits pour les sources du	

	Triesenberg	104
Figure 6.8:	Hydrogrammes des principaux exutoires du Triesenberg	106
Figure 6.9:	Représentation de l'essai de traçage de 1998 sur la carte des résistivités électriques apparentes des terrains de couverture (<i>d'après Bernasconi, 1998; Bernasconi et al., 2001</i>).....	108
Figure 6.10:	Résultats de l'essai de traçage réalisé depuis le bassin versant de la Samina (<i>Bernasconi, 2002</i>).....	110
Figure 6.11:	Transcription de la coupe géologique présentée à la figure 6.1 en unités hydrogéologiques. La détermination des perméabilités indiquées provient des essais de traçages réalisés dans le secteur. Ces valeurs sont confirmées par des essais en forage réalisés dans des formations similaires (<i>Bouzelboudjen et al., 1997; NAGRA, 1998</i>). Il s'agit par conséquent de gammes de perméabilités applicables à l'échelle du bassin	111
Figure 6.12:	Relation entre la température moyenne et l'altitude des exutoires pour deux périodes distinctes (période de fonte des neiges et période estivale). Les sources Q37, Q38 et Q40 ne sont pas considérées pour l'établissement de la relation linéaire du graphe correspondant à la période estivale	113
Figure 6.13:	Représentation graphique des analyses hydrochimiques pour le versant du Triesenberg pour la tournée de basses eaux, le 4/10/2001. La taille des cercles illustrant la distribution des ions est proportionnelle à la conductivité électrique mesurée in situ. Par exemple la conductivité électrique de la source Q35 est de 715 mS/cm et celle de Q18 est de 392 µS/cm.....	114
Figure 6.14:	Diagrammes de Piper (en pourcent meq/l) pour le Triesenberg (hautes eaux le 4/07/2001; basses eaux, le 4/10/2001).....	115
Figure 6.15:	Rapport $[HCO_3^-] / [Ca^{2+}]$ pour les eaux du Triesenberg	116
Figure 6.16:	Diagramme sodium et chlorure dans les eaux souterraines du versant du Triesenberg	116
Figure 6.17:	Modèle conceptuel de la réponse des sources face aux événements hydroclimatologiques basé sur la synthèse des mesures physico-chimiques et des analyses hydrochimiques. (DCE: débit caractéristique d'étiage; DCC, débit caractéristique de crue). Les perméabilités sont reprises du modèle hydrogéologique initial présenté à la figure 6.11 (cf. § 6.2.6).....	118
Figure 6.18:	Composition isotopique des entrées dans le système du Triesenberg	119
Figure 6.19:	Synthèse des analyses isotopiques réalisée pour les exutoires du versant du Triesenberg et de la Samina. Les abréviations FTr et FSa correspondent respectivement à la fonte sur le versant du Triesenberg à la fonte généralisée sur le versant de la Samina. Cette figure permet d'illustrer la variabilité de la réponse isotopique des exutoires d'une part lorsque l'infiltration directe sur le versant du Triesenberg est dominée par des événements pluviométriques (janvier à avril et après le mois de juillet) et d'autre part lorsque les infiltrations sont consécutives à des phénomènes de fonte des neiges dans le versant de la Samina (mai à juillet).....	121
Figure 6.20:	Représentation du gradient local pour le Triesenberg (à gauche) et report des différents points échantillonnés par rapport au gradient local (à droite). Le report des points sur la ligne météorique locale du graphique de gauche,	

	permet de lire directement l'altitude moyenne de la zone d'infiltration correspondant à la source. De cette manière, il est directement possible de mettre en évidence la différence entre l'altitude de la source et celle de son bassin d'alimentation	123
Figure 6.21:	Géométrie du modèle numérique bidimensionnel en coupe pour le Triesenberg. Les valeurs de conductivité hydraulique indiquées sur la figure représentent les gammes de valeurs admises comme cohérentes pour le versant et ont été utilisées pour réaliser les différentes simulations. Les sources indiquées sur le modèle présentent les analogies suivantes avec celles du versant: Source 1 avec Q37, Source 2 avec Q35 et Q38, source 3 avec Q16 et Q17, source 4 avec Q18 et Q19, source 5 avec Q13, Q14, Q14.1 et Q14.2 et source 6 avec Q9, Q11 et Q12	126
Figure 6.22:	Résultats de la simulation de la crue d'août 2000. Pour chaque graphique, l'axe vertical de gauche correspond au débit en mètres cube par heure et celui de droite illustre les précipitations en millimètres par jour. L'ajustement des courbes simulées se base dans ce cas sur la confrontation avec les données de débits mesurés en continu.....	128
Figure 6.23:	Comparaison entre les courbes d'oxygène-18 simulées et les analyses en laboratoire. Les valeurs extrêmes mesurées mettent en évidence des événements hydroclimatologiques particuliers à court terme, qui sont complètement masqués par la fréquence mensuelle des entrées dans le système que nous avons utilisés pour cette simulation	130
Figure 7.1:	Profil hydrogéologique longitudinal du versant de Peney. La trace de ce profil en mentionnée sur la carte hydrologique à la figure 7.3. Les perméabilités sont tirées de GADZ-SCG, 1993.....	138
Figure 7.2:	Carte hydrologique du versant de Peney avec la situation des équipements	139
Figure 7.3:	Corrélations climatologiques et déplacements pour le versant de Peney. Les points de mesure pour la nappe profonde et pour les déplacements sont situés à la figure 7.3. Les niveaux de la retenue sont mesurés directement depuis le barrage de Verbois	142
Figure 7.4:	Niveaux piézométriques enregistrés dans les piézomètres P1 et P2 (<i>cf. figure 7.3</i>). Les précipitations et les températures de l'air proviennent de la station de Verbois	143
Figure 7.5:	Diagrammes de Schoeller et de Piper pour le versant de Peney. Le diagramme de Piper s'exprime en pourcent meq/l	146
Figure 7.6:	Rapport $[Ca^{2+}]/[SO_4^{2-}]$ pour les eaux du versant de Peney	147
Figure 7.7:	Rapport $[Na^+]/[Cl^-]$ pour les eaux du versant de Peney	148
Figure 7.8:	Les quatre étapes de la vidange 2000, (<i>d'après un panneau informatif des SIG installé sur le barrage de Verbois lors de la vidange 2000</i>)	149
Figure 7.9:	Evolution piézométrique de la nappe profonde lors de la vidange de la retenue de Verbois. Les plages "A", "B" et "C" sont expliquées dans le texte. Elles traduisent les différentes étapes qui caractérisent le comportement de la nappe profonde lors de l'événement de la vidange.....	150
Figure 7.10:	Evolution des paramètres physico-chimiques de la nappe profonde durant la	

	vidange 2000.....	151
Figure 7.11:	Déplacements mesurés sur quelques repères topographiques entre le 26 mai et le 15 juin 2000. La localisation de ces repères est mentionnée à la figure 7.3	152
Figure 7.13:	Evolution des niveaux piézométriques lors de l'abaissement de la retenue de Verbois en relation avec les déplacements mesurés sur l'extensomètre.....	153
Figure 7.12:	Illustration des déplacements confrontés au niveau piézométrique de la nappe profonde durant la vidange 2000.....	153
Figure 7.14:	Illustration de l'effet d'un puits sur la rabattement de la nappe. Les forces de percolation sont de plus en plus importantes dans la zone saturée avec l'augmentation de gradient hydraulique, soit au fur et à mesure que l'on s'approche du puits et que le rabattement augmente. Dans la zone non saturée, les forces de percolation sont orientées verticalement.....	157
Figure 8.1:	Illustration synthétique de la caractérisation des sources et captages sur la base de la composition isotopique de l'oxygène-18 pour l'ensemble des données disponibles. L'axe des abscisses indique le nom des émergences (HO=Hohberg / TR=Triesenberg). La croix correspond à la valeur médianes; le rectangle illustre les centiles 25% (en bas) et 75% (en haut); le trait présente les valeurs minimale (en bas) et maximale (en haut). Les points moins influencé par les événements hydroclimatologiques présente une variabilité faible illustrée par les centiles (F99.02, G1, S18 et Udrischa pour le Hohberg et Q11, Q14 et Q16 pour le Triesenberg), à l'inverse de ceux qui le sont plus (C11, S29, C57 pour le Hohberg par exemple)	166

Liste des tableaux

Tableau 4.1:	Fiche signalétique du glissement du Hohberg (<i>d'après Raetzo, 1997; Raetzo et al., 2000</i>) 33
Tableau 4.2:	Fiche signalétique du glissement du Triesenberg 34
Tableau 4.3:	Fiche signalétique du glissement de Peney..... 35
Tableau 5.1:	Description lithostratigraphique et minéralogique de la nappe du Gurnigel (<i>d'après Van Stuijvenberg, 1979</i>)..... 38
Tableau 5.2:	Récapitulatif des écarts-types relatifs obtenus pour les trois secteurs analysés par la méthode RMT. Un écart-type relatif faible illustre une répartition homogène des résistivités mesurées (quelles soient faibles, moyennes ou fortes), alors qu'un écart-type relatif élevé illustre une répartition hétérogène de ces résistivités traduisant un mélange de secteurs résistifs et conducteurs..... 42
Tableau 5.3:	Comparaison des précipitations annuelles dans la région du Hohberg..... 50
Tableau 5.4:	Bilan hydrique pour l'année hydrologique 2000-2001. L'abréviation BV signifie bassin versant, l'abréviation HO correspond au bilan hydrique basé sur le bassin versant du Hohbergbach et l'abréviation OV indique le bilan hydrique basé sur le petit bassin versant situé à l'amont du glissement. La valeur indique le volume à l'exutoire par rapport au volume d'entrée dans le système, exprimée en pourcent. 54
Tableau 5.5:	Présentation des différents faciès obtenus pour les eaux souterraines du glissement du Hohberg selon la classification de Jäckli, (Jäckli, 1970). (HE = hautes eaux (26/03/2001); BE = basses eaux (4/07/2001)). 60
Tableau 5.6:	Comparaison entre les analyses chimiques de l'aquifère artésien du Hohberg échantillonné au forage F99.02 et la source d'Alliaz (aquifère profond (230 mètres en forage) du réseau AQUITYP (<i>Basabe, 1993</i>), situé dans les flyschs du Gurnigel sur la commune de Blonay (VD - Feuille 1:25'000 n° 1244, coordonnées suisses: 560'050/147'050). 62
Tableau 5.8:	Estimation des temps de transit moyen (MRT) de l'eau dans les aquifères. La détermination des temps de transit permet également de caractériser les exutoires. En effet, un temps de transit court traduira un réservoir de petite taille et/ou un réservoir très perméable qui sera par conséquent fortement influencé par les phénomènes hydroclimatologiques (phénomènes de transport et de transfert). A l'inverse, un temps de transit long traduit un réservoir capacitif dont l'exutoire sera plus faiblement influencé par l'infiltration directe, du moins en termes de transport. 73
Tableau 5.7:	Calcul de l'altitude d'infiltration des différentes sources présentes sur le versant du Hohberg. Globalement, les émergences du versants du Hohberg présentent des bassins versants d'alimentation relativement restreint, situés entre

	25 et 90 mètres au-dessus des points d'exutoires. Seuls les captages d'Udrischa présentent un bassin versant plus important, dont l'altitude moyenne de recharge se situe 150 mètres au dessus de l'émergence. Les deux forages artésiens présentent des zones d'alimentation situées entre 200 et 250 mètres plus haut que le toit des aquifères. Ces résultats sont cohérents avec les observations présentées jusqu'ici (écoulement rapide de subsurface, hétérogénéité des terrains de couverture, etc.).	73
Tableau 6.2:	Description lithostratigraphique des nappes penniques rencontrées dans le versant du Triesenberg (d'après Allemann, 1957 & 1966; Cadisch & Epprecht, 1958; Gwinner, 1978, Pfiffner et al., 1997; Richter, 1957; Trümpy & Nabholz, 1967).	92
Tableau 6.1:	Description lithostratigraphique de la nappe Austroalpine de Lechtal (d'après Allemann, 1957).	92
Tableau 6.3:	Illustration des données de précipitations pour le Triesenberg. Une différence d'approximativement 15% apparaît entre les volumes précipités pour ces deux stations. Cet écart met en évidence une différenciation du volume précipité avec l'altitude.	98
Tableau 6.4:	Bilan hydrique pour l'année hydrologique 2000-2001 pour le Triesenberg. La valeur indique le volume à l'exutoire par rapport au volume d'entrée dans le bassin versant, exprimée en pourcent. La colonne de droite présente les résultats mensuels applicables à l'ensemble du bassin d'alimentation, alors que la ligne inférieure du tableau illustre le bilan annuel par groupes de source. Les cases sans valeurs n'ont pu être calculées en raison de problèmes temporaires pour l'enregistrement des débits de certains points.	102
Tableau 6.5:	Synthèse des débits caractéristiques pour les cinq exutoires principaux. (DCE: débit journalier caractéristique d'étiage; DCC: débit journalier caractéristique de crue; Q moyen: Q_i / nombre total).	104
Tableau 6.6:	Synthèse des débits caractéristiques pour les exutoires secondaires principaux.	105
Tableau 6.7:	Résultats de l'analyse de la décrue du mois d'août 2000 selon la méthode de Maillet. (V1) correspond au volume écoulable; (V2) au volume infiltré dans le bassin versant de subsurface de l'exutoire lors de l'événement pluviométrique; V3 à la part provenant d'alimentation externe. Le volume infiltré pour les sources Q14, Q16 et Q18 est rassemblé car le bassin versant de ces trois exutoires est commun.	106
Tableau 6.8:	Résultats de l'essai de traçage réalisé en 1998 (d'après Bernasconi, 1998).	107
Tableau 6.9:	Synthèse des résultats de l'essai de traçage réalisé en 1999 (d'après les données tirées de Bernasconi, 2002).	109
Tableau 6.10:	Analyse de la variabilité du débit, de la conductivité électrique (CE) et de la température (T) sur la base de l'écart-type relatif.	112
Tableau 6.11:	Présentation des différents faciès obtenus pour les eaux souterraines du glissement du Triesenberg selon la classification de Jäckli (Jäckli, 1970). HE = Hautes Eaux - le 4/07/2001; BE = Basses Eaux - le 4/10/2001.	114
Tableau 6.12:	Analyse de la variabilité de l'oxygène-18 sur la base de l'écart-type	

	relatif.....	122
Tableau 6.13:	Calcul de l'altitude d'infiltration moyenne des différents exutoires présents sur le versant du Triesenberg et de la Samina. Le versant du Triesenberg est caractérisé par une alimentation externe en provenance d'un bassin versant de plus haute altitude (> 1300 m) en plus des infiltrations directes sur le versant du Triesenberg. Par conséquent, il faut se garder d'une interprétation simple et considérer l'ensemble des connaissances hydrogéologiques acquises auparavant. Dans ce cas, deux zones d'alimentation au moins participent au fonctionnement hydrogéologique des exutoires. Par conséquent, l'altitude de ces deux bassins d'alimentation, pondérée par les volumes mis en jeu par chacun, correspond à l'altitude moyenne définie par cette approche.	123
Tableau 6.14:	Evaluation de la part représentée par les écoulements de subsurface et par les écoulements profonds pour trois exutoires sur la base des analyses isotopiques de l'oxygène-18.	124
Tableau 6.15:	Estimation des temps de transit moyens des principaux exutoires.	124
Tableau 6.16:	Estimation quantitative des apports en eau souterraine de chaque versant exprimée en pourcent.....	129
Tableau 7.1:	Stations de mesures utilisées pour l'analyse du glissement de Peney.	140
Tableau 7.2:	Comparaison des données sur les précipitations mesurées pour le glissement de Peney. La période prise en compte correspond à l'intervalle pour lequel des mesures dynamiques du glissement sont disponibles.	140
Tableau 7.3:	Mesures de conductivité électrique et de température pour le versant de Peney effectuées le 25 mai 2000. La température de l'eau est mentionnée à titre indicatif mais reste peu significative, à l'exception des point P1 et P2, (la situation de l'ensemble de ces points est mentionnée à la figure 7.3).....	145
Tableau 7.4:	Présentation des différents faciès obtenus pour les eaux souterraines du glissement de Peney selon la classification de Jäckli (<i>Jäckli, 1970</i>).	146
Tableau 8.1.:	Etape de la méthodologie à appliquer en fonction des enjeux. Les étapes à appliquer sont mentionnées à titre indicatif et doivent être évaluées sur la base des critères de terrain. Il n'est pas possible de formaliser ces étapes sur la base des enjeux économiques seulement, d'où l'intérêt de développer une typologie hydrogéologique des terrains instables et de l'intégrer dans un schéma de ce type pour permettre de le préciser d'un point de vue hydrogéologique.	177

Liste des définitions

Aquifère:	Identifié par la géologie, l'aquifère est l'unité du domaine d'étude des eaux souterraines. Dans le cadre de cette thèse, le terme d'aquifère est utilisé dans son acception générale, indépendamment de son exploitabilité.
Aquiclude:	Milieu saturée faiblement conducteur d'eau souterraine, dans lequel le captage de quantités d'eau appréciables n'est pas possible dans des conditions économiques acceptables.
Aquitard:	Roche qui présente une perméabilité trop faible pour donner lieu à une exploitation, mais qui reste non négligeable au point de vue des écoulements souterrains.
Aquifère de subsurface:	Unité du domaine d'étude dans lequel l'eau souterraine circule dans les premiers décimètres à mètres sous la surface topographique.
Ecart-type relatif:	Ecart-type calculé sur un écart relatif obtenu par : $(\text{mesure} - \text{médiane}) / \text{médiane}$. Il permet de supprimer l'effet induit par la valeur absolue de l'échantillon.
Porosité totale:	Le rapport du volume des vides au volume total.
Porosité efficace:	Le rapport du volume d'eau gravitaire que le réservoir peut contenir à l'état saturé, puis libérer sous l'effet d'un égouttage complet, à son volume total.
Porosité cinématique:	Le rapport du volume des vides réellement parcouru par l'eau gravitaire au volume total du milieu (saturé ou non). Elle correspond à la teneur en eau mobile. Ce concept est proche de la porosité efficace, défini comme un rapport de volume. La différence avec la porosité efficace provient de: (1) l'eau de rétention (adsorbée et pelliculaire); (2) des pores en cul de sac; (3) des pores peu connectés. Elle est mesurée par essai de traçage et vaux aussi: <i>flux (vitesse de Darcy) / vitesse de déplacement (vitesse moyenne du traceur)</i> .

Liste des définitions

Perméable:	Formation dont la perméabilité est considérée comme très bonne, généralement supérieure à 1E-04 m/s.
Semi-perméable:	Formation dont la perméabilité est considérée comme mauvaise, généralement entre 1E-04 et 1E-08 m/s.
Imperméable:	Formation dont la perméabilité est considérée comme nulle, généralement inférieure à 1E-08 m/s.
Perméabilité intrinsèque:	Le volume de liquide (en m ³) d'unité de viscosité cinématique traversant en une unité de temps (en s), sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique, une unité de section orthogonale (en m ²) à la direction d'écoulement

Liste des annexes

- Annexe 3-01: La cartographie de surface liée aux phénomènes d'instabilité
- Annexe 3-02: Principes de base de la méthode radio-magnétotellurique (RMT)
- Annexe 3-03: Méthodes analytiques utilisées pour les analyses en laboratoire
- Annexe 3-04: Effets modifiant la composition isotopique des eaux
-
- Annexe 4-01: Principaux facteurs caractérisant une instabilité de pente
- Annexe 4-02: Liste des travaux disponibles pour le versant du Hohberg
-
- Annexe 5-01: Carte de situation du versant du Hohberg
- Annexe 5-02: Carte d'activité du glissement avec localisation des lieux-dits
- Annexe 5-03: Esquisse tectonique de la région du Lac Noir
- Annexe 5-04: Carte géologique du versant du Hohberg
- Annexe 5-05: Subdivisions lithostratigraphiques de la nappe du Gurnigel
- Annexe 5-06: Cartes des résistivités apparentes par secteur pour le Hohberg
- Annexe 5-07: Profils de résistivités vraies pour le secteur de Lengmoss - Unter Guglera
- Annexe 5-08: Localisation des équipements disponibles pour l'analyse du Hohberg
- Annexe 5-09: Synthèse des essais in situ et en laboratoire disponibles pour le Hohberg
- Annexe 5-10: Synthèse des aspects climatologiques utilisés pour l'analyse du Hohberg
- Annexe 5-11: Détail et coefficient de corrélation des bilans hydriques du Hohberg
- Annexe 5-12: Synthèse des analyses physico-chimiques effectuées pour le Hohberg
- Annexe 5-13: Analyse de la variabilité du débit
- Annexe 5-14: Analyse de la variabilité de la conductivité électrique
- Annexe 5-15: Synthèse des analyses chimiques effectuées pour le Hohberg
- Annexe 5-16: Diagrammes de Piper pour le Hohberg
- Annexe 5-17: Analyse de la variabilité des sulfates
- Annexe 5-18: Localisation des points concernés par les mesures isotopiques
- Annexe 5-19: Synthèse des analyses isotopiques d'un événement pluviométrique particulier
- Annexe 5-20: Analyse de la variabilité de l'oxygène-18
- Annexe 5-21: Modèle numérique bidimensionnel d'écoulement souterrain en milieu saturé

- Annexe 5-22: Modèle numérique bidimensionnel d'écoulement souterrain en milieu non saturé
- Annexe 6-01: Carte de situation du glissement du Triesenberg
- Annexe 6-02: Extrait tectonique de la région de Triesenberg
- Annexe 6-03: Carte géologique du versant du Triesenberg
- Annexe 6-04: Synthèse des aspects climatologiques utilisés pour l'analyse du Triesenberg
- Annexe 6-05: Détail des éléments participant au bilan hydrique pour le Triesenberg
- Annexe 6-06: Courbes de tarissement
- Annexe 6-07: Courbes de restitution pour l'essai de traçage de 1998
- Annexe 6-08: Résultats de l'essai de traçage de 1999-2000
- Annexe 6-09: Synthèse des analyses chimiques pour le Triesenberg
- Annexe 6-10: Analyse de la variabilité du magnésium
- Annexe 6-11: Situation des points suivis pour les analyses isotopiques
-
- Annexe 7-01: Carte de situation du versant de Peney
- Annexe 7-02: Classification des sols de la cuvette genevoise
- Annexe 7-03: Log du sondage 11424MA situé à l'amont du glissement de Peney
- Annexe 7-04: Contexte hydrogéologique du bassin genevois
- Annexe 7-05: Distribution mensuelle des précipitations à Verbois
- Annexe 7-06: Schéma de principe d'une sonde Orphimedes
- Annexe 7-07: Synthèse des analyses chimiques pour le site de Peney
- Annexe 7-08: Description de l'extensomètre mis en place sur le glissement de Peney
- Annexe 7-09: Carte d'instabilité du glissement de Peney avec indication des déplacements

Références bibliographiques des annexes

1. INTRODUCTION

1.1. PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE

En 1999, l'ensemble du territoire helvétique a connu une recrudescence du nombre de catastrophes naturelles qui ont causé pour plus de 1.4 milliard de francs de dégâts, dommages indirects compris. Les intempéries survenues aux mois de février et de mai ont occasionné plus de 350 glissements à travers l'ensemble de la Suisse (Bollinger et al., 2000; Tullen et al., 2001). La part des dégâts imputables aux phénomènes d'instabilité pour cette seule année est comprise entre 60 et 75 millions de francs (Bollinger et al., 2000). Ces événements font suite à de nombreux phénomènes d'instabilité catastrophiques à travers l'arc alpin depuis une quinzaine d'années (éboulement de Randa en 1991, coulées de boue à Brigue en 1993, glissement de Falli Hölli en 1994, etc...). Par la suite, les catastrophes alpines d'octobre 2000 ont tragiquement marqué les mémoires, notamment avec la destruction partielle du village de Gondo (Haut-Valais) qui a provoqué la mort de 14 personnes. Le processus d'instabilité qui est à l'origine de cette catastrophe de Gondo est directement imputable à un phénomène hydrogéologique extrême, induit par un événement hydroclimatologique millénaire (Rouiller & Joris, 2001). D'une manière générale, l'ensemble des zones en glissement déclarées ou substabilisées couvre plus de 8% du territoire helvétique et peut affecter jusqu'à plus de 50% du territoire de certains cantons, comme c'est le cas pour les cantons de Fribourg, de Schwyz et des Grisons par exemple (Noverraz, 1990). Il en va de même pour la plupart des régions à travers le monde où les glissements de terrain causent des dommages se chiffrant approximativement à six billions de dollars par an (dommages directs et indirects). Selon les estimations, plusieurs dizaines de milliers de personnes ont été tuées au cours du 20^{ème} siècle à travers le monde à cause des phénomènes d'instabilité de pente. Le nombre de décès en relation directe avec les glissements de terrain se situe entre 25 et 50 chaque année aux Etats-Unis (Schuster, 1996). Ces chiffres et exemples illustrent l'impact socio-économique que représentent les instabilités de pente pour notre société. Le pays le plus touché par cette phénoménologie en terme de coût est le Japon, suivi par l'Amérique du sud, les Etats-Unis, l'Italie et l'Inde (Bhasin et al., 2002). Toutefois, l'ensemble des pays montagneux est principalement concerné.

Les mouvements de terrain sont des phénomènes variables dans le temps et dans l'espace. Ils se déroulent bien souvent sur des dizaines et des milliers d'années et correspondent généralement à des mouvements lents qui provoquent des déplacements de l'ordre de quelques centimètres par année. Des mouvements plus rapides peuvent apparaître périodiquement, atteignant parfois la rupture (mouvements de l'ordre de quelques centimètres à quelques mètres par jour). Après une rupture, les vitesses diminuent et le glissement s'achemine vers une position d'équilibre. Le versant se trouve dès lors stabilisé pour une période indéterminée, dans l'attente d'une nouvelle phase d'activité. Ces mouvements rapides et catastrophiques correspondent souvent à une manifestation locale et momentanée d'un mouvement lent, existant souvent depuis longtemps.

La cause historique des mouvements de terrain se trouve souvent liée au retrait glaciaire (suppression de la poussée des glaciers) ou à l'érosion fluviale (modification de la topographie). Outre la gravité, le principal moteur actuel agissant sur ce type de phénomène est l'action de l'eau souterraine à laquelle s'ajoute parfois l'activité humaine. Cette cause est largement admise par l'ensemble des spécialistes qui s'intéressent à cette problématique.

D'une manière générale, l'augmentation des dommages provoqués par des phénomènes de glissement de terrain est constante depuis plusieurs années. Ceux-ci pourraient être réduits si nous adaptions mieux nos activités et le développement de notre environnement construit aux conditions naturelles rencontrées. En Suisse, bien que cela soit stipulé dans la loi fédérale sur l'aménagement du territoire depuis 1979 (*LAT, 1979*), les dangers naturels, et particulièrement ceux liés aux mouvements de terrain, n'ont que partiellement été pris en considération par la planification directrice ou lors de l'établissement des plans d'affectation, notamment par le manque de bases disponibles pour leur appréciation. Depuis 1991, les cantons doivent établir des cartes de danger et en tenir compte pour l'aménagement du territoire (*LACE, 1991; LFo, 1991*), et depuis 1997 les bases officielles nécessaires à l'accomplissement de cette tâche sont disponibles (*OFE-
FP et al., 1997*).

1.2. BUT ET ORGANISATION DE LA RECHERCHE

Les principales questions auxquelles l'ingénieur est traditionnellement appelé à répondre peuvent se résumer par: «*Est-ce que ce versant est stable?*», «*Comment va évoluer la stabilité de ce versant au cours du temps?*». Pour répondre à ces questions, plusieurs méthodes analytiques et numériques ont vu le jour. Elles considèrent le milieu (sol ou massif rocheux) soit comme un corps rigide-plastique qui néglige la déformation du massif avant la rupture, soit comme un corps élasto-plastique qui prend en compte cette déformation dans le temps (*cf. § 2.4*). Ces méthodes sont très précieuses pour le projecteur qui peut ainsi évaluer la stabilité d'un versant sur la base d'un facteur de sécurité ou d'une probabilité de rupture.

Le problème qui nous occupe ici se pose en termes totalement différents. Comme nous l'avons déjà mentionné ci-dessus, l'eau joue un rôle moteur fondamental dans la problématique des instabilités de terrain. Aujourd'hui, la prise en compte des conditions hydrauliques dans les méthodes d'analyse du mécanisme des glissements de terrain se résume le plus souvent par des corrélations effectuées entre des données hydroclimatiques et des données de déplacements dans le but de déterminer l'effet des précipitations, à plus ou moins long terme, sur l'activité des glissements et d'essayer de prévoir leur activité future (*Lateltin et al., 1997; Noverraz et al., 1998*). Pour atteindre cet objectif, les conditions hydrauliques d'un versant sont le plus souvent simplifiées par la détermination d'un niveau hydrostatique que l'on introduit dans les modèles de calcul de stabilité et que l'on fait varier successivement à plusieurs hauteurs (*p. ex. Crosta, 2001; Fabre et al., 2000; Prina, 2000*). Il s'agit d'une approche inductive qui s'intéresse principalement aux causes et aux effets. Les processus sont intégrés de manière rudimentaire dans les modèles de calcul, sans aborder la détermination de leurs relations avec les causes et les effets (*Franciosi et al., 2001*).

En réalité, des mises en charge temporaires dont l'intensité dépend des conditions de circulation des eaux souterraines dans le massif sont souvent responsables du déclenchement ou d'une réactivation d'un phénomène d'instabilité. Par exemple, une augmentation rapide des pressions interstitielles peut aussi bien résulter d'une infiltration directe d'eau météorique dans l'aquifère que d'une mise en charge d'une nappe captive profonde. La réponse observée dans un piézomètre en terme de pression est identique pour ces deux exemples, bien que le phénomène qui l'a généré soit différent. Pour cet exemple, la réalisation d'une galerie sous le plan de glissement par exemple, dans le but de drainer les eaux profondes risque de rester sans effet si la montée de la charge observée dans le piézomètre est provoqué par l'infiltration directe d'eau météorique dans un système de subsurface perché. Cet exemple permet d'illustrer simplement l'impact du fonctionnement hydrogéologique sur le choix d'un système d'assainissement.

Les questions nouvelles auxquelles doivent maintenant répondre les ingénieurs dans le cadre de la gestion du risque et de l'aménagement du territoire nécessitent une compréhension détaillée du fonctionnement hydrogéologique des versants instables et peuvent se résumer par:

- «*Comment stabiliser à long terme tel ou tel glissement de terrain?*»;
- «*Quel est le moyen le plus efficace et le plus économique permettant d'arriver à cette fin?*»;
- «*Quelles garanties peuvent être apportées pour l'efficacité à long terme de tel ou tel moyen d'assainissement?*».

Sur ces points, les méthodes d'analyses font cruellement défaut (Dai et al, 2002), même si quelques solutions sont proposées pour des cas particuliers (cf. chapitre 2, § 2.3). Le constat réalisé aujourd'hui de la prise en compte de manière simplifiée des conditions hydrauliques dans la problématique des versants instables s'explique principalement par la difficulté à effectuer des mesures de pression interstitielle dans les zones instables et par l'absence d'une méthodologie adaptée à ce contexte bien particulier. En effet, il est souvent difficile de pouvoir mettre en place d'un tel dispositif de mesure, qui est relativement coûteux alors que l'on sait d'avance que la durée de vie du forage et de l'équipement sera très courte par la déformation de la masse en mouvement et que la représentativité des mesures est très réduite dans ce type de milieu. D'autres raisons doivent être mentionnées comme les difficultés d'accès pour l'installation d'équipements complexes et l'impossibilité de suivre l'effet des infiltrations directes à travers la masse instable. Bien souvent, les glissements de terrain ne sont qu'une partie d'un système hydrogéologique beaucoup plus vaste dont les exutoires se situent généralement en dehors de la zone active.

Cette faiblesse dans l'utilisation des moyens d'analyses hydrogéologiques pour appréhender le véritable fonctionnement des écoulements souterrains à travers un versant instable a motivé notre recherche (Tullen et al., 2002). Notre objectif est de proposer des moyens analytiques hydrogéologiques qui soient accessibles pour des bureaux d'étude et qui permettent de répondre à la question générale qui peut être simplement formulée par: «*Comment fonctionnent les écoulements souterrains pour tel ou tel versant instable?*» dans le but d'obtenir les éléments indispensables pour aborder les trois questions énoncées ci-dessus. Devant la complexité du problème, nous nous limiterons dans le cadre de cette thèse à proposer une méthodologie pour tenter de mieux comprendre l'hydrogéologie d'un versant instable. A terme, notre Laboratoire vise le développement de moyens permettant d'aborder l'analyse des versants instables par un véritable couplage hydromécanique performant. Pour cette première phase strictement hydrogéologique, notre démarche méthodologique est notamment basée sur des analyses chimiques et isotopiques des eaux en circulation à travers un massif instable. Notre approche cherche sur cette base à proposer des modèles conceptuels du fonctionnement hydrogéologique d'un versant instable qui devront être calibrés et validés par des simulations numériques des écoulements souterrains. Cette étape vise à apporter des éléments de réponse aux questions plus spécifiques que sont:

- «*Quel(s) type(s) d'écoulement souterrain caractérise(nt) tel ou tel versant instable?*»;
- «*Où se situent les zones d'infiltrations préférentielles et les bassins d'alimentation des eaux souterraines de tel ou tel glissement de terrain?*»;
- «*Quel est l'effet tridimensionnel des écoulements souterrains sur des glissements qui se développent généralement dans des zones décomprimées?*»;
- «*Quels moyens simples peuvent être mis en oeuvre pour aboutir à la détermination d'une structure hydrogéologique?*».
- «*Comment valider des modèles conceptuels d'écoulements souterrains?*»

Par cette approche, notre but est de générer des scénarios hydrogéologiques liés au régime hydroclimatologique et fonction du contexte géologique pour simuler des événements hydrogéologiques critiques à court terme. De cette manière notre objectif est de déterminer les relations entre les causes, les processus et les effets, ce qui n'est pas possible par une approche inductive. Une telle démarche permet de développer des perspectives nouvelles pour mieux comprendre le fonctionnement des écoulements souterrains dans un versant instable. Ces méthodes ont comme objectif une évaluation plus fiable de l'aléa lié aux glissements de terrain et une meilleure aptitude à prévoir les processus de réactivation. Les moyens d'assainissements proposés sur la base d'une analyse hydrogéologique de ce type devront être abordés de manière beaucoup plus ciblée et efficace à long terme. En effet, leur détermination reposera sur une meilleure compréhension des processus hydrogéologiques qui gouvernent le glissement et l'effet d'une mesure d'assainissement pourra être simulé d'un point de vue hydrogéologique.

L'organisation de ce travail est subdivisée en quatre parties:

- La première partie (*chapitre 2*) présente une analyse générale liée à l'influence de l'eau sur la problématique des versants instables;
- La deuxième partie (*chapitre 3*) présente la démarche méthodologie adoptée dans cette thèse qui peut être brièvement résumée par:
 - Une analyse qualitative des paramètres hydrochimiques et isotopiques d'une instabilité pour déterminer son bassin d'alimentation,
 - L'établissement d'un ou plusieurs modèle(s) conceptuel(s) d'écoulement souterrain,
 - La réalisation de modèles numériques pour tester les hypothèses conceptuelles,
 - Une calibration des modèles numériques par les variations du comportement hydrochimique et isotopique des exutoires;
- La troisième partie (*chapters 4 à 7*) présente une application de cette démarche méthodologique pour trois sites à travers la Suisse et l'arc alpin dans un but de validation de la démarche méthodologique;
- La quatrième partie (*chapters 8*) présente une analyse critique de la méthodologie proposée et des recommandations pour les praticiens sur quelques points particuliers propres aux différentes étapes qui constituent cette approche.

2. ETAT DES CONNAISSANCES

En Suisse, les phénomènes d'instabilité de terrain concernent l'ensemble des grandes régions géographiques, à savoir le plateau, le Jura, les Préalpes et surtout l'Arc alpin. Ces phénomènes, liés à la gravité, sont multiples et peuvent être classifiés en différentes catégories, dont notamment: des glissements de terrain superficiels ou profonds, des tassements, des fauchages, des basculements, des effondrements, des éboulements, des écroulements, des dislocations, des chutes de blocs, etc. Plusieurs classifications existent à travers le monde pour exprimer ces différents types de phénomènes, sans qu'aucune ne soit véritablement admise comme référence unique (*p. ex. Crozier, 1986; Hutchinson, 1988; Popescu, 1996; Varnes, 1978*). Les terrains affectés par les glissements de terrain à travers le monde sont de nature très diverse. Les plus sensibles sont caractérisés par des conditions géologiques correspondant à des terrains meubles peu ou mal consolidés (sols), des dépôts quaternaires, des schistes ou encore des alternances argilo-sableuses (*Cruden & Varnes, 1996*). Dans le cadre de cette thèse, seuls les phénomènes de type glissement de terrain sont considérés.

La détection et l'auscultation des instabilités de terrain et des zones potentielles appellent un grand nombre de méthodes complémentaires dont les plus usuelles sont des levés cartographiques, géologiques et géomorphologiques, des analyses hydrogéologiques, une approche climatologique, des mensurations géodésiques, des investigations géophysiques, des forages équipés, des essais in situ et en laboratoire et finalement l'utilisation d'un SIG pour la représentation spatiale et le recours à des simulations numériques dans le but d'évaluer la stabilité d'un site (*Bader & Kunz, 1998*).

La stabilité d'un glissement de terrain peut être exprimée de manière simple par un facteur de sécurité F_s qui correspond au rapport de la somme des forces stabilisantes par la somme des forces motrices (*Terzaghi, 1950*). Si le facteur F_s obtenu est inférieur à 1, le glissement est plus que probable, s'il est compris entre 1 et 1,5 il est potentiellement instable et s'il est supérieur à 1,5 il peut être considéré comme stable (*Lateltin et al., 1997*).

2.1. PRINCIPALES CAUSES DES GLISSEMENTS DE TERRAIN

L'analyse des causes des glissements de terrain met en évidence un certain nombre de paramètres qui interviennent à différentes échelles de temps et qui peuvent être regroupés en trois catégories: les facteurs de prédisposition, les facteurs aggravants et les facteurs déclenchants. Ces trois aspects sont brièvement présentés ci-dessous et illustrés par la figure 2.1.

2.1.1. LES FACTEURS DE PRÉDISPOSITION

Les facteurs de prédisposition correspondent aux conditions intrinsèques d'un versant et ne sont pas susceptibles de changer au cours du temps (échelle comprise entre 10^4 et 10^6 années). Elles sont déterminées par l'histoire géologique (éléments lithologiques, structurels, géomorphologiques et géotechniques). Les processus glaciaires (dépôts quaternaires, moraines non consolidées, éboulis) et fluviales viennent s'ajouter à ces facteurs de prédispositions. La plupart des glissements de terrain identifiés en Suisse, comme pour l'ensemble de ceux situés dans les régions montagneuses à travers le monde, trouve leur origine dans des conditions intrinsèques défavorables, consécutives au dernier retrait glaciaire et la décompression postglaciaire des

structures géologiques épidermiques qui lui a succédé.

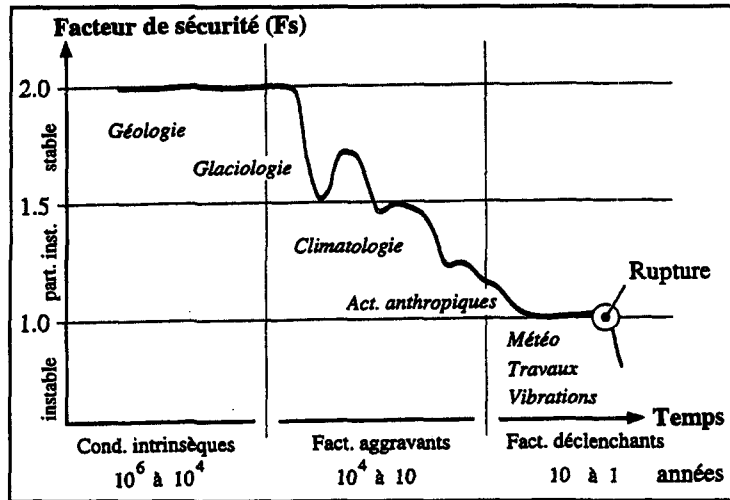


Figure 2.1: Illustration schématique de l'évolution du facteur de sécurité Fs en fonction du temps des phénomènes d'instabilité qui se développent aujourd'hui, (Lateltin et al., 1997; modifié de Popescu, 1996).

2.1.2. LES FACTEURS AGGRAVANTS

Les facteurs aggravants sont liés d'une part aux processus climatologiques à moyen et long termes (échelle comprise entre 10 et 10⁴ années) et d'autre part à l'utilisation du sol (déforestation, développement touristique par exemple). Les processus climatiques provoquent des impacts notamment sur l'altération des formations géologiques, sur les variations des conditions hydrogéologiques et hydrologiques, sur l'évolution du pergélisol en relation avec les variations de l'isotherme 0°C ou encore sur le développement naturel du couvert végétal. L'utilisation du sol peut également constituer un facteur aggravant pour les phénomènes de glissement de terrain comme par exemple la déforestation ou le développement de l'urbanisation (déstabilisation par terrassement, affouillement, accroissement des débits de pointe des cours d'eau, etc...). Par contre, l'utilisation du sol peut parfois jouer un rôle stabilisant par une diminution des infiltrations par exemple.

2.1.3. LES FACTEURS DÉCLENCHANTS

Les facteurs déclenchants initient le mouvement. Ils sont liés à des phénomènes météorologiques et hydrologiques extrêmes, à des phénomènes sismiques et/ou à des activités anthropiques ponctuelles. Ces phénomènes sont soit de courte durée soit de durée prolongée (échelle comprise entre quelques jours et quelques mois, voire quelques années). Les événements météorologiques et hydrologiques extrêmes peuvent provoquer une modification des conditions hydrogéologiques à très court terme par une augmentation des pressions interstitielles par exemple, ce qui peut provoquer une dégradation des paramètres géotechniques (cohésion, angle de frottement interne, teneur en eau) qui caractérisent une formation géologique. Les vibrations produites par un tremblement de terre peuvent également être à l'origine du déclenchement d'un phénomène d'instabilité (p. ex. Bommer & Rodriguez, 2002). Les activités anthropiques qui peuvent provoquer un glissement de terrain sont principalement liées à des excavations, des surcharges du terrain ou à la montée d'un plan d'eau suite à la construction d'un barrage par exemple (Cai, 2000).

2.2. INFLUENCE DE L'EAU SUR LA STABILITÉ D'UN VERSANT

Plusieurs analyses statistiques, réalisées notamment en France, sur les causes de déclenchement des instabilités de versant confirment l'importance de la cause d'origine hydraulique pour ce genre de phénomènes. Par exemple, Desvarreux a constaté pour 250 glissements évoqués dans la littérature spécialisée, que les causes mentionnées étaient dans 52% des cas d'origine hydraulique (Desvarreux, 1988). Par ailleurs, l'exploitation d'un fichier informatique de recensement des mouvements de terrain à travers la France (Lacube & Durville, 1989) confirme ce résultat avec 61% des glissements de terrain répertoriés qui ont un facteur déclenchant d'ordre hydraulique. Finalement, en 1991 Gervreau valide ces résultats par une analyse statistique sur une cinquantaine d'exemples puisés dans la littérature spécialisée dont 49% des sites présentent une cause d'origine hydraulique alors que pour 31% des cas elle est liée à l'activité humaine (Gervreau, 1991). Les 20% restants sont généralement attribués à des phénomènes sismiques.

2.2.1. LES PROCESSUS D'ACTION DE L'EAU

Les causes d'origine hydraulique étant les plus fréquentes dans la problématique des instabilités de pente, nous avons décidé de présenter brièvement les processus d'action de l'eau sur les mouvements de terrain.

2.2.1.1. LES EAUX DE SURFACE

Les eaux de surface constituent la part des apports qui reste à la surface du sol et qui par conséquent ne participe pas à l'alimentation en eau souterraine des versants. Plusieurs processus vont alors se développer:

- *Le ruissellement de surface:* Lors d'événements pluviométriques de forte intensité, un excès d'eau peu apparaît en surface. La tranche supérieure du terrain est saturée sur une faible épaisseur, mais l'humidification du sol ne se propage pas suffisamment rapidement pour absorber la totalité du volume précipité. Dès lors, si le terrain est en pente, la pellicule d'eau en surface va circuler sur le sol selon la ligne de plus grande pente. Dans la problématique des versants instables, trois phénomènes vont influencer le ruissellement: la perméabilité du sol, la capacité d'absorption de l'eau par le sol et la distribution spatiale des discontinuités;
- *L'évapotranspiration:* Pendant et après un événement pluviométrique, une partie de l'eau arrivée à la surface du sol est immédiatement renvoyée dans l'air par évaporation. Les végétaux interviennent également dans la circulation de l'eau. La transpiration des végétaux soustrait par l'intermédiaire des racines, une part de l'eau contenue dans le sol à faible profondeur. Ces deux phénomènes sont généralement regroupés sous le terme d'évapotranspiration;
- *Le stockage sous forme de neige ou de glace:* Les précipitations qui tombent sous forme de neige induisent les mêmes processus, mais ceux-ci sont différés dans le temps et l'évaporation se développe sous forme de sublimation de la neige. Quantitativement, le ruissellement est plus faible lorsque les apports proviennent de la fonte des neiges que s'il sont consécutifs à des événements pluviométriques.

Les écoulements superficiels vont induire des phénomènes d'érosion externe qui peuvent avoir comme effet une modification de la géométrie des versants et par conséquent une modification des conditions de stabilité.

2.2.1.2. LES EAUX SOUTERRAINES

L'alimentation en eau souterraine des versants instables s'explique par différents mécanismes dont les principaux sont:

- *L'humidification du sol et l'infiltration directe:* La vitesse d'infiltration dans un milieu à porosité d'interstice est contrôlée par la teneur en eau et la perméabilité du sol. Toutefois, les versants instables sont souvent caractérisés par un ou plusieurs réseaux de discontinuités (structure du milieu géologique, fracture d'extension, etc...) qui vont influencer l'infiltration des eaux souterraines de manière significative. En période sèche, la teneur en eau du sous-sol situé au-dessus de la nappe est inférieure à 1, par conséquent le sol correspond à un milieu triphasique (grain, eau et air). L'eau dans cette zone non saturée est soumise aux forces de capillarité qui sont responsables de la remontée de l'eau dans le sous-sol au-dessus du niveau de la nappe en relation avec la taille des vides. L'eau qui s'infiltré pendant les précipitations ou la fonte des neiges remplace peu à peu l'air qui occupe les espaces entre les particules solides pour se propager vers le bas (cf. figure 2.2). Le taux d'infiltration est généralement plus élevé lors d'événements de fonte des neiges que lors d'épisodes pluvio-métriques importants (apports différés et plus lents);

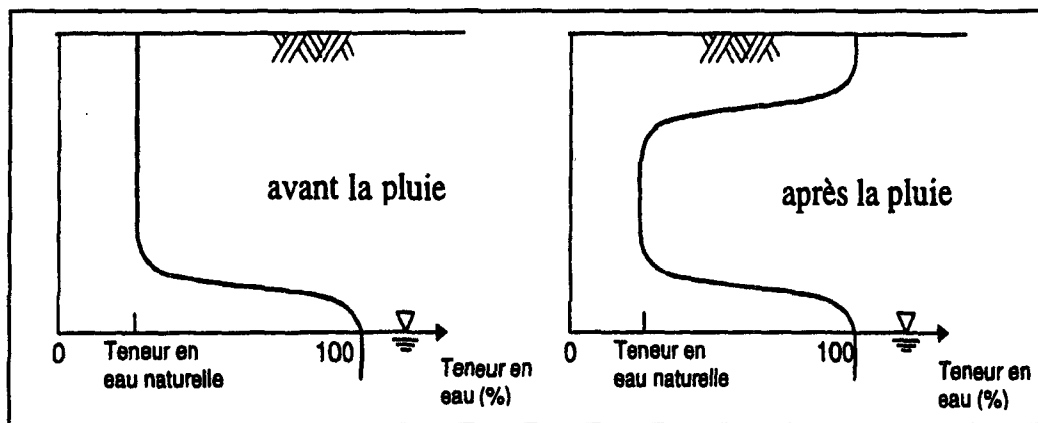


Figure 2.2: Variation de la teneur en eau dans le sous-sol (d'après Song, 1996)

- *Une alimentation externe:* Une alimentation en provenance d'un bassin versant différent du bassin versant hydrologique du site étudié (par l'intermédiaire de la structure géologique, de la fracturation du massif, d'une structure chenalisée, etc...);
- *Le réchauffement climatique:* Des apports en relation avec la fonte du pergélisol ou le retrait des glaciers par exemple;
- *Une origine fossile:* Eaux dont l'origine provient d'un cycle de l'eau qui date de périodes plus humides du quaternaire;
- *Une origine géothermale:* Eaux dont l'origine correspond au cycle de l'eau actuel, mais dont le cheminement est complexe et marqué par un réchauffement en profondeur avant de remonter vers la surface.

Les apports en eaux souterraines mentionnés ci-dessus vont provoquer différentes d'actions sur la stabilité des versants naturels. Ces actions peuvent se résumer selon trois types de phénomènes distincts:

- **Effets sur les propriétés du terrain (augmentation du degré de saturation)**
 - *Une augmentation du poids volumique du sol:* Le facteur de sécurité d'une pente diminue lorsque le poids volumique γ augmente;
 - *La diminution des forces de capillarité:* Ces forces se développent à l'interface entre la phase gazeuse et la phase liquide des terrains. Elles vont diminuer avec la raréfaction de la phase gazeuse, impliquant une diminution de la succion. Comme la diminution de la succion entraîne une diminution de la cohésion, la stabilité de la pente sera ainsi modifiée (Escario & Saez, 1986).
- **Effet hydrostatique**
 - *Une élévation du niveau de la nappe:* Lorsque le front d'infiltration atteint le niveau de la nappe, le niveau piézométrique s'élève. Ceci provoque une augmentation de la pression hydrostatique dans le sol et augmente par conséquent le risque de rupture du versant (Song, 1996). La stabilité des versants dépend également de l'effet capillaire qui affecte la zone située au-dessus de la nappe comme nous venons de le mentionner ci-dessus.
- **Effets hydrodynamiques**
 - *Les forces de percolation:* Le complexe solide-liquide est sollicité en dehors des forces de gravité par un champ de force de volume qui se traduit physiquement par des frottements visqueux liés à l'écoulement et qui sont transmis aux grains constituant la phase solide du sol. L'écoulement est freiné par le milieu poreux et transmet à ce dernier des efforts mécaniques. Par conséquent, l'eau exerce une poussée sur le matériau traversé (Amiri, 1973). Ces forces peuvent également induire une mise en suspension des particules fines et ainsi provoquer une augmentation des perméabilités intrinsèques des terrains. Cette augmentation des perméabilités va induire une augmentation du flux qui traverse le matériau et provoquer une diminution des résistances mécaniques (Reid, 1997);
 - *Le colmatage des terrains:* A l'inverse des forces de percolation, ce colmatage résulte de dépôts, dans les interstices du milieu poreux, des particules fines contenues dans la phase liquide. Ce phénomène va provoquer une diminution de la perméabilité intrinsèque des terrains et peut pour des situations extrêmes changer les conditions hydrauliques et la pression interstitielle d'un versant (Frenette, 1964; Reid, 1997);

2.2.2. ESSAI DE CLASSIFICATION DES PHÉNOMÈNES HYDROGÉOLOGIQUES

Nous avons tenté de synthétiser tous ces aspects sous la forme d'une classification des phénomènes liés à l'eau qui devraient être pris en compte pour l'analyse hydrogéologique d'un processus d'instabilité de pente (cf. figure 2.3). Les aspects abordés dans cette classification sont détaillés ci-dessous de la manière la plus exhaustive possible. Les termes descriptifs utilisés ont été choisis sur la base de quelques ouvrages spécialisés (Castany, 1982; Musy & Laglaine, 1992; Parriaux, 2001a; Recordon 1996).

- **Apports de surface**
 - 1a - Pluie (apports directs);
 - 1b - Neige (apports directs retardés);
 - 1c - Réseau hydrologique (infiltration depuis le réseau hydrologique: rivière, lac, etc...);
 - 1d - Glacier (infiltration d'eau due à la fonte des glaciers, réchauffement du climat);

1e - Activité anthropique (comprend tous les apports induits par l'activité humaine: eaux claires, irrigation, rupture de canalisations, réalimentation, etc...).

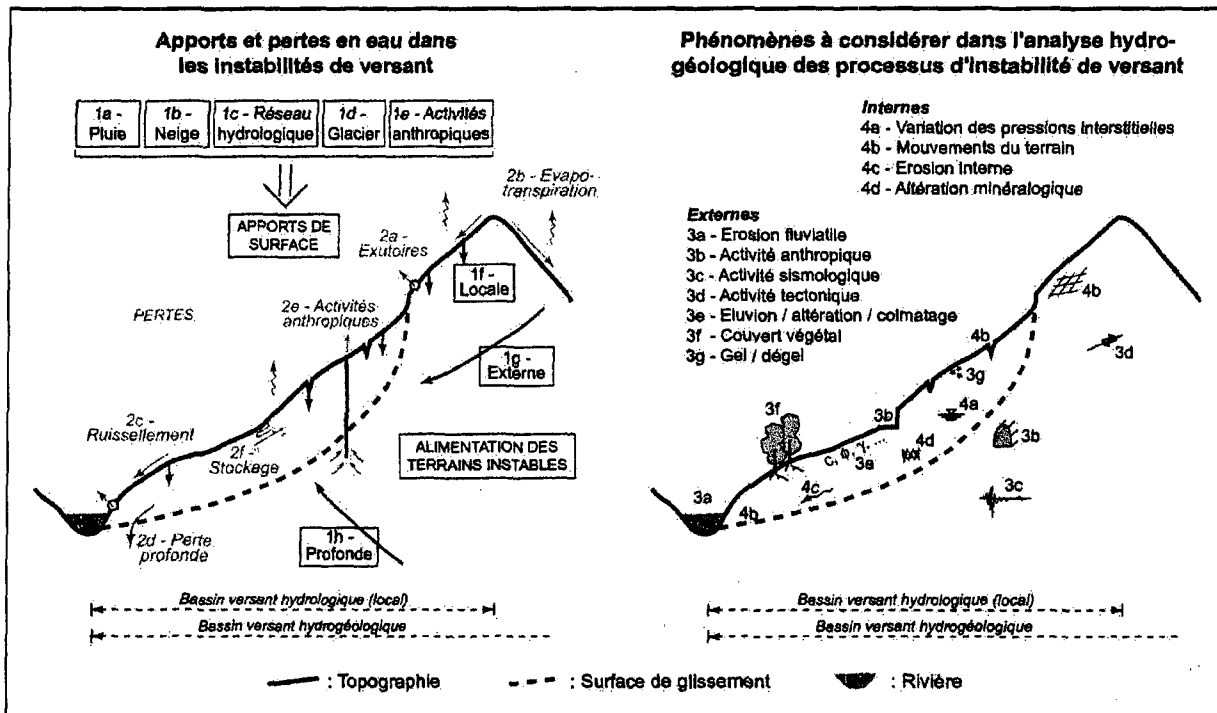


Figure 2.3: Classification des phénomènes liés à l'eau qui doivent être considérés dans l'analyse hydrogéologique des processus d'instabilité de pente.

- **Alimentation des terrains instables**
 - 1f - Locale (infiltration efficace des apports de surface dans le bassin versant hydrologique du glissement);
 - 1g - Externe (infiltration efficace des apports de surface dans un bassin versant hydrologique voisin);
 - 1h - Profonde (infiltration efficace des apports de surface par des circulations profondes. Les eaux géothermales et fossiles sont intégrées dans cette catégorie).
- **Pertes**
 - 2a - Exutoires naturels qui ne se réinfiltrent pas en aval (source, rivière, surface d'eau libre, dépression fermée);
 - 2b - Evapotranspiration (évaporation à la surface du sol, interception et prélèvement par les végétaux);
 - 2c - Ruissellement (apports de surface qui ne s'infiltrent pas dans le sous-sol soit par dépassement de la capacité d'infiltration, soit par saturation du sol);
 - 2d - Perte dans d'autres aquifères (écoulements souterrains hors du glissement par l'intermédiaire d'une zone non saturée ou d'un aquitard);
 - 2e - Activité anthropique (comprend toutes les exportations induites par l'activité humaine: pompage, drainage, captage, retenue, pratique agricole, etc...);
 - 2f - Stockage (augmentation de la teneur en eau par humidification du sol).

- **Phénomènes externes**
 - 3a - Erosion fluviale (*due aux écoulements et aux ruissellements de surface*);
 - 3b - Activité anthropique (*modification des pressions interstitielles ou du champ de perméabilité suite à des activités humaines; ouvrages superficiels, ouvrages souterrains, drainage, pompage, infiltration, déforestation, etc...*);
 - 3c - Activité sismologique (*modification des pressions interstitielles ou du champ de perméabilité suite à des phénomènes vibratoires: tremblement de terre, éruption volcanique, écroulement, etc...*);
 - 3d - Activité tectonique (*modification des pressions interstitielles ou du champ de perméabilité suite à des phénomènes de déformations ayant affecté des terrains géologiques postérieurement à leur formation: cassures, plis, schistosité, etc...*);
 - 3e - Eluvion / altération des roches / colmatage (*modification du champ de perméabilité du sol ou des roches suite à des phénomènes d'origine hydroclimatologique*);
 - 3f - Couvert végétal (*modification des écoulements souterrains suite à l'évolution naturelle du couvert végétal, ouragan, etc...*);
 - 3g - Gel / dégel (*modification des écoulements souterrains de subsurface en relation avec les variations de température*).
- **Phénomènes internes**
 - 4a - Variation des pressions interstitielles (*en relation avec les différents types d'alimentation des terrains instables, les phénomènes externes présentés ci-dessus et les autres phénomènes internes présentés ci-dessous*);
 - 4b - Mouvements du terrain (*modification des écoulements souterrains en relation avec l'apparition de fractures d'extension, de traction, etc..., qui vont modifier les paramètres intrinsèques*);
 - 4c - Erosion interne (*pression de courant, mise en suspension des particules fines*);
 - 4d - Altération minéralogique (*modification des paramètres hydrogéologiques en relation avec les interactions hydrochimiques eau-roche et eau-sol*).

2.3. L'HYDROGÉOLOGIE DANS LA PROBLÉMATIQUE DES VERSANTS INSTABLES

Comme nous l'avons déjà présenté précédemment, en Suisse comme à l'étranger, les glissements de terrain sont classiquement abordés par des corrélations entre les mouvements, les précipitations et dans le meilleur des cas avec l'évolution piézométrique dans le but de déterminer l'effet des précipitations à court ou moyen termes sur l'activité des glissements (*Parriaux et al., 2001a*). Au niveau suisse, le Programme National de Recherche - PNR31, portant sur les changements climatiques et les catastrophes naturelles à travers le pays (*Bader & Kunz, 1998*) a permis de confirmer l'absence de relations qualitatives simples entre les données pluviométriques et les mouvements de terrain pour les grands versants instables. Ce projet a permis de démontrer la nécessité de déterminer les conditions hydrogéologiques qui gouvernent souvent les versants instables et qui constituent un domaine encore peu développé à ce jour.

D'un point de vue international, plus de 450 publications portant sur l'étude des relations entre des analyses climatiques, les déplacements et les variations piézométriques des glissements de terrain sont recensées à travers le monde (*de Vita & Reichenbach, 1998*). Plusieurs thèses de doctorat ont également analysé en détail la problématique des processus d'action de l'eau souterraine sur la stabilité des pentes ou sur des milieux à faibles perméabilités (*p. ex. Bourgeois, 1986; Cai, 2000; Gervreau, 1991; Song, 1996*). Toutefois, bien que tous ces auteurs soient

conscients de l'importance de l'eau souterraine sur le mécanisme d'une instabilité de versant, cette problématique de l'eau liée aux instabilités de versant reste toujours, lors de sa mise en pratique, le plus souvent précisée par des modèles de type «boîte noire» (Vengeon, 1998). L'intérêt de cette approche de type «boîte noire» est de corréler l'activité d'un versant instable avec les conditions météorologiques pour permettre au gestionnaire d'évaluer à court terme si une crise nécessite ou non une alerte et une évacuation. Cette approche se base sur un raisonnement inductif, sans développer les processus qui caractérisent le phénomène du glissement. Par conséquent, elle ne renseigne pas sur la nature des processus hydrauliques qui gouvernent le mécanisme du glissement. Dans certains cas, cette relation directe de cause à effet est suffisante pour prévoir une phase de réactivation, mais dans d'autres cas elle ne l'est pas, et la compréhension des processus induits devient indispensable. C'est pourquoi notre objectif est de développer une approche déductive dans le but d'aborder les nombreuses questions qui restent en suspens en relation avec le fonctionnement hydrogéologique d'une instabilité de versant (cf. chapitre 1, § 1.2).

Bien que l'importance de l'eau dans la problématique des glissements de terrain (cf. figure 2.4) soit admise depuis de longues années (p. ex. Heim, 1932; Lambe & Whitman, 1969; Terzaghi, 1950), Amiri est à notre connaissance le premier à proposer une véritable analyse hydrogéologique détaillée qui aboutit sur une prise en compte des processus d'action de l'eau sur les mouvements de terrain (Amiri, 1973).

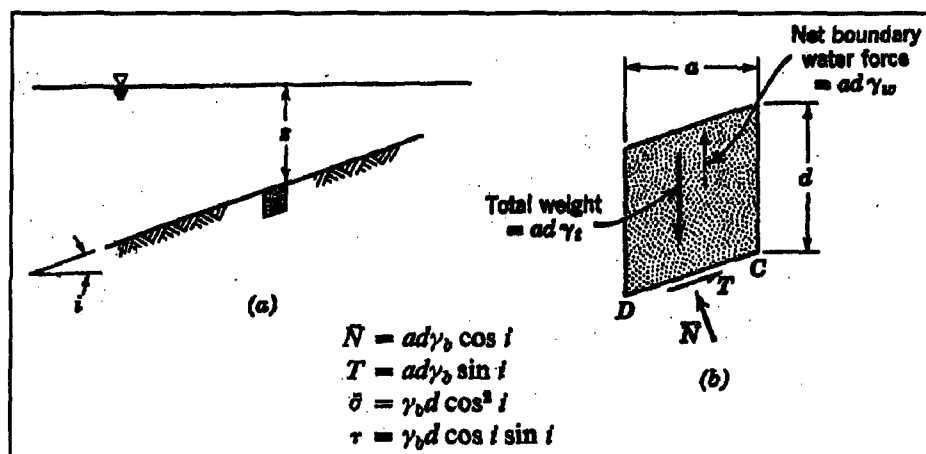


Figure 2.4: Influence de l'eau sur la stabilité des pentes: (a) représentation du talus immergé; (b) représentation des forces agissants sur une tranche (Lambe & Whitman, 1969).

Dans le cas d'un sol sec et sans cohésion, le facteur de sécurité F_s est équivalent à $\text{tg}\phi'/\text{tg} i$, alors que pour le même sol, saturé en eau il devient $\sim 0.5 (\text{tg}\phi'/\text{tg} i)$.

Il préconise une analyse de facteurs tels que la répartition de la pluviométrie à l'échelle du bassin versant du glissement, la température ambiante pour prendre en compte les périodes de fonte des neiges, la «variation du niveau du plan d'eau libre» et le suivi du débit des sources et des cours d'eau dans le but de déterminer la répartition des pressions interstitielles et leurs modifications dans le temps. Pour cela, il recommande l'utilisation de sonde pression pour pallier au problème du temps de réaction d'une mesure piézométrique classique dans de tels milieux faiblement perméables. De plus, il propose l'utilisation de méthodes géoélectriques pour «détecter des hétérogénéités avec lesquelles souvent sont associées les arrivées préférentielles des eaux sur le site du glissement», ce que les sondages mécaniques ne permettent pas de faire de manière suffisamment détaillée. Par ce travail, Amiri prend en compte des aspects essentiels résultant de

l'activité de l'eau sur la stabilité des terrains. Cette approche est particulièrement intéressante car elle démontre notamment la possibilité de déceler différentes origines des eaux souterraines sur la base de leur modification ionique par une simple mesure de la conductivité électrique. Cependant, le suivi des variations de pressions interstitielles est difficile à mettre en oeuvre car bien que la méthode qu'il propose présente davantage de précision qu'une mesure piézométrique classique, elle ne résout pas les problèmes de coût d'installation et de pérennité de la mesure dans ces milieux en mouvement (*cf. chapitre 1, § 1.2*).

Plus récemment, un bilan des moyens à disposition pour l'étude des grands mouvements de versant à travers l'arc alpin a été réalisé par un groupe de travail lors d'une conférence internationale sur les risques naturels en montagne à Grenoble dans le cadre de la Décennie Internationale de la Prévention des Catastrophes Naturelles en avril 1999 (*Gillet & Zanolini, 2000*). Ce groupe de travail était composé des principaux spécialistes européens dans ce domaine. Une méthodologie pour la modélisation des mouvements de versant a été présentée pour le glissement de Rosone en Italie (*Scavia et al., 2000*). La réalisation d'un modèle géologique et d'un modèle géomécanique où la place de l'hydrogéologie reste encore peu développée est préconisée dans cette approche. Toutefois, une prise de conscience de l'importance du rôle de l'hydrogéologie et de ces manquements liés à sa prise en considération dans cette problématique a été rappelé à cette occasion (*Antoine, 2000; Antoine et al., 1994*). Ces manquements sont liés à des problèmes de représentativité et de pérennité des forages et de leurs équipements, de difficultés d'accès, et par conséquent de rapport coût/résultats peut compatible avec une bonne gestion économique du projet d'étude (*cf. chapitre 1, § 1.2*). Une approche méthodologique faisant recours à des méthodes hydrogéologiques indirectes a été présentée par une équipe française (*Mudry et al., 2000*). Cette approche hydrogéologique développe une méthode d'étude des grands mouvements de versant, essentiellement basée sur des approches hydrochimiques et isotopiques des eaux souterraines dans les glissements (*Guglielmi, 1999*). Il s'agit de considérer que, sur le plan hydrogéologique, le glissement de terrain ne constitue qu'une partie d'un système aquifère beaucoup plus grand dont les exutoires principaux se situent bien souvent en dehors de la zone active (*cf. figure 2.5*).

Cette conceptualisation du versant provient du constat que les sources qui sortent directement dans une zone en glissement sont généralement peu importantes car l'exutoire principal se trouve ailleurs, dans la zone «saine» qui ne glisse pas. Le moteur du glissement reste bien l'eau, mais sous forme de variations de pressions interstitielles à l'échelle du versant. Cette équipe travaille principalement sur les sites de La Clapière dans les Alpes Maritimes et de Séchilienne entre Grenoble et Briançon (*Compagnon, 1996; Guglielmi et al., 2000*). Cette approche développe une analyse qualitative des paramètres hydrochimiques et isotopiques qui permet de conceptualiser le fonctionnement hydrogéologique d'un versant instable. Elle correspond à la première partie de la démarche méthodologique que nous développons dans cette thèse. Par conséquent, ces travaux sont particulièrement intéressants pour valider notre approche qui est complétée par des simulations numériques des écoulements souterrains pour tester les hypothèses conceptuelles (*cf. chapitre 1, § 1.2*).

En Suisse, une approche hydrogéologique à l'échelle du versant a été réalisée en 1987 pour le glissement de la Frasse dans le canton de Vaud par un essai de traçage à grande échelle réalisé dans une structure karstique située à l'amont du glissement dans le but de déterminer l'origine de l'eau souterraine présente dans le glissement. Le résultat de cet essai a démontré l'existence d'écoulements préférentiels au sein de la structure karstique perpendiculairement à l'axe du glissement et parallèlement au versant qui forme un grand synclinal. De plus, cet essai de traçage a permis de mettre également en évidence des circulations souterraines à travers les forma-

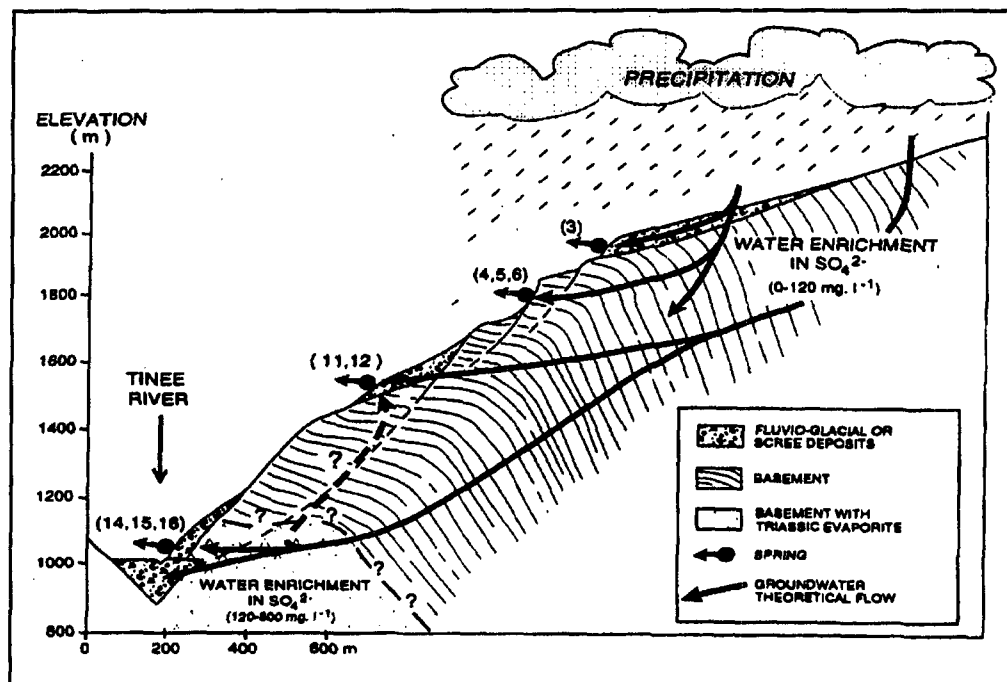


Figure 2.5: Modèle conceptuel d'écoulement souterrain pour le glissement de la Clapière (Guglielmi et al., 2000)

tions moins perméables comme l'indique une liaison hydraulique avec un sondage situé au pied du glissement (Bonnard et al., 1987; Lutz et al., 1987). Cet exemple démontre l'intérêt, mais également la difficulté d'une telle méthode pour déterminer l'origine des eaux souterraines dans les glissements de terrain. En effet, les versants instables présentent souvent des caractéristiques hydrogéologiques à très faible perméabilité, induisant des taux de restitution du traceur très faibles. L'application récente de technologie analytique telle que la mesure du rapport isotopique de l'eau par exemple, permet selon nous d'aborder la problématique des versants instables par des campagnes prospectives pour conceptualiser le fonctionnement hydrogéologique d'un versant. De cette manière, un essai de traçage artificiel devient un moyen de validation pour les hypothèses issues d'une analyse isotopique par exemple. L'intérêt des analyses isotopiques dans cette problématique des versants sera testée dans le cadre de cette thèse.

Par ailleurs, une approche hydrochimique et isotopique, complétée par une simulation numérique bidimensionnelle, a été réalisée sur le glissement en milieu fracturé de Campo Vallemaggia dans le canton du Tessin (Bonzanigo, 1999; Bonzanigo et al., 2001). L'approche hydrochimique et isotopique a permis d'aborder de manière qualitative le fonctionnement des écoulements souterrains à travers le versant. Des mesures de pressions interstitielles en forage ont été réalisées (cf. figure 2.6) avant et après la réalisation d'une galerie drainante et introduites dans un modèle numérique pour la simulation hydromécanique. La simulation réalisée démontre l'influence d'une galerie souterraine permettant de drainer les eaux du glissement sur les vitesses de déplacements, ce qui présente dans ce cas particulier une réussite évidente. Cet exemple reste, à l'heure actuelle et à notre connaissance, unique. Il a nécessité un investissement financier important: plus de 12 millions de francs suisse pour la réalisation de la galerie (Bonzanigo, communication orale), sans compter les nombreuses investigations qui comprennent plusieurs forages à plus de 300 mètres et équipés de multiples sondes pressions. Toutefois, bien que de tels investissements soient rarement possibles, cet exemple permet de valoriser ce type d'approche par l'efficacité sur la stabilisation à long terme du projet d'assainissement mis en place.

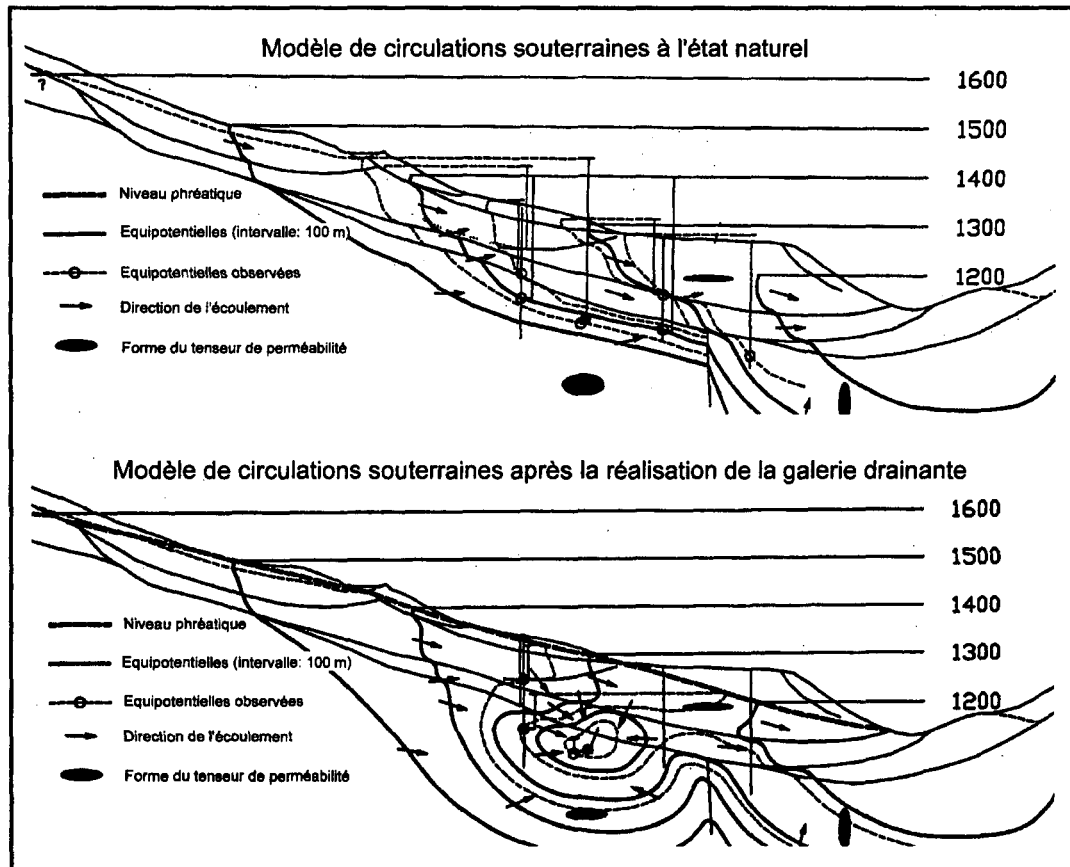


Figure 2.6: Modèle de circulations souterraines sur la base de mesures en forage pour le glissement de Campo Vallemaggia (d'après Bonzanigo, 1999).

Une multitude d'autres exemples illustrant la prise en compte de manière simplifiée des conditions hydrogéologiques peut être mentionnée à travers le monde. Quelques exemples récents de la littérature sont mentionnés ci-dessous pour que le lecteur puisse compléter ces connaissances sur ce domaine:

- L'exemple superficiel d'Alverà en Italie (Angeli et al, 1998; Bonomi & Cavallin, 1999), dans le cadre du projet européen TESLEC qui porte sur la stabilité des glissements en Europe en relation avec les changements climatiques (Dikau & Schrott, 1999);
- Quelques exemples dans les Pyrénées orientales espagnoles (Corominas, 2000);
- Quelques exemples dans le massif Bohémien en République Tchèque (Novotny et al., 1997);
- L'exemple du glissement de South Fork près de Washington aux Etats-Unis (Wu & Abdel-Latif, 2000);
- Plusieurs exemples dans la région de Durban en Afrique du Sud (Bell & Maud, 1999);
- Le glissement de Clyde en Nouvelle-Zélande (Betham et al., 1991);
- Une série d'exemples dans la région de Rio de Janeiro au Brésil (Amaral et al., 2001).

2.4. PLACE DE L'HYDROGÉOLOGIE DANS L'ANALYSE MÉCANIQUE DES INSTABILITÉS DE VERSANT

L'analyse des glissements de terrain se base la plupart du temps sur des méthodes analytiques ou sur des méthodes numériques permettant d'aborder la déformation du domaine (*Morgens-tern, 1995*). Ces approches, principalement basées sur des aspects mécaniques, permettent dans certains cas d'intégrer des paramètres hydrauliques. Ces deux types de méthode et leur manière de prendre en compte les données hydrogéologiques sont brièvement résumées ci-dessous avec la mention de quelques exemples de logiciels existants.

2.4.1. LES MÉTHODES ANALYTIQUES

Ces méthodes sont rassemblées sous le terme de méthode des tranches (LEM - Limit Equilibrium Methods en anglais). Cette approche consiste à subdiviser le domaine bidimensionnel en une succession de tranches de largeur identique pour permettre de calculer un facteur de sécurité pour le domaine. Différentes méthodes et formules existent en relation avec le type de glissement et la forme de la surface de rupture considérée (*p. ex. Lambe & Whitman, 1969*). Ces méthodes de calculs statiques permettent une modélisation des conditions de terrain avec des paramètres fixes (méthode déterministe) ou variables (méthode probabiliste). Elles permettent d'intégrer des paramètres hydrauliques qui sont simplifiés par des conditions hydrostatiques, représentées par un ou plusieurs niveau(x) piézométrique(s) (*p. ex. Crosta, 2001; Fabre et al., 2000; Grivas & Chowdhury, 1988; Prina, 2000*). Ces méthodes analytiques sont par conséquent bien adaptées pour des cas simples, sans effet tridimensionnel significatif. Par contre, les simplifications sur les conditions hydrauliques font que ces modèles sont peu représentatifs des processus hydrogéologiques complexes car elles correspondent à des niveaux hydrostatiques que l'on fait varier arbitrairement pour tester leur influence sur la stabilité d'un modèle. Par conséquent elles sont peu adaptées pour effectuer une analyse hydrogéologique d'un versant instable, et ce, plus particulièrement en régime transitoire. En effet, dans ce cas l'objectif est la prise en compte de conditions hydrogéologiques variables à très court terme aux limites du domaine. Par ailleurs, ces méthodes ne permettent pas d'aborder véritablement des effets tridimensionnels qui peuvent jouer un rôle prépondérant, particulièrement lorsqu'un glissement se développe dans une zone décomprimée ou une structure géologique en cuvette. Il est nécessaire dans ce cas de calculer le facteur de sécurité de plusieurs profils parallèles à travers le domaine pour ensuite estimer un facteur pondéré pour l'ensemble du glissement. Quelques exemples de logiciel qui se basent sur ces méthodes de calcul peuvent être cités, notamment Slope/W (*GEOSLOPE, 1996*), Larix (*Cubus, 2002*), Geograph (*Grivas & Chowdhury, 1988*) ou encore Petal (*LCPC, 1994*).

2.4.2. LES MÉTHODES NUMÉRIQUES DE DÉFORMATION

Ces méthodes sont plus développées que les méthodes analytiques présentées ci-dessus et permettent, pour les outils les plus performants, de prendre en compte des paramètres hydrodynamiques pour des milieux saturés ou non saturés, en régime d'écoulement permanent ou transitoire. Toutefois, ces outils ont été développés dans le but de résoudre des problèmes géotechniques tels que la réalisation d'une fouille, d'un tunnel ou d'un remblai par exemple et sont par conséquent peu adaptés pour simuler un véritable comportement hydrogéologique d'un versant instable. Les principaux manquements de ces outils à vocation géotechnique sont les suivants:

- Des difficultés pour discrétiser des milieux géologiques qui comprennent des structures souvent minces et/ou pincées, ce qui est fréquemment le cas des glissements de terrain. Des simplifications géométriques parfois drastiques doivent souvent être admises pour pallier à ces difficultés;
- Des difficultés de résolution numérique pour des modèles qui présentent une succession de zones saturées et non saturées, ce qui est fréquent dans la problématique des versants instables (*problème de Van Genuchten, 1978*);
- La difficulté de faire varier les conditions aux limites de manière continue dans le temps pour permettre de transcrire de véritables comportements hydrogéologiques;

Quelques exemples de logiciels hydromécaniques parmi les plus performants peuvent être cités. Il s'agit notamment de *Z_Soil (Zimmermann, 1998)*, *NSAT (Pouget & Livet, 1994)*, *Diffpack (Klubertanz, 1999)*, *TRANSMEF-3 (Molinero et al., 2002)* et *VIPLEF (Liu, 1992)* pour la méthode par éléments finis, *FLAC (Coetzee et al., 1998)*, *CHASM (Wilkinson et al., 2002)* et *VITAL 2 (Vuillet, 1986)* pour la méthode par différences finies, et *UDEC (Itasca, 1998)* pour la méthode par éléments distincts.

2.5. CONCLUSIONS

Ce chapitre a permis de présenter brièvement les principales causes des glissements de terrain. L'influence de l'eau dans les facteurs déclenchants a été mise en évidence, ce qui a justifié une présentation synthétique des différents processus d'action de l'eau sur la stabilité des terrains et la réalisation d'un essai de classification des phénomènes hydrogéologiques qui sont susceptibles d'intervenir dans les processus d'instabilité.

D'autre part, nous avons rappelé l'insuffisance des analyses hydrogéologiques classiquement utilisées dans cette problématique, et plus précisément leur difficultés à fournir des informations détaillées sur les processus hydrogéologiques qui gouvernent bien souvent l'évolution des déplacements. Par conséquent, nous avons choisi d'adopter une approche déductive pour la suite de nos travaux, qui vise à prendre en compte le développement des processus induits dans le but de déterminer les relations entre les causes, les processus et les effets. Cette approche (*cf. chapitre 3*) est proposée dans l'objectif de développer des nouvelles perspectives pour une évaluation plus fiable de l'aléa lié aux glissements de terrain et pour une meilleure aptitude à prévoir les processus de réactivation, par opposition aux approches inductives classiquement mises en oeuvres.

3. MÉTHODOLOGIE DU PROJET

La figure 3.1 présente la démarche méthodologique adoptée dans le cadre de cette thèse. Elle comprend trois étapes successives:

- Une analyse structurale du versant;
- Une analyse du fonctionnement hydrogéologique;
- Une modélisation numérique des écoulements souterrains.

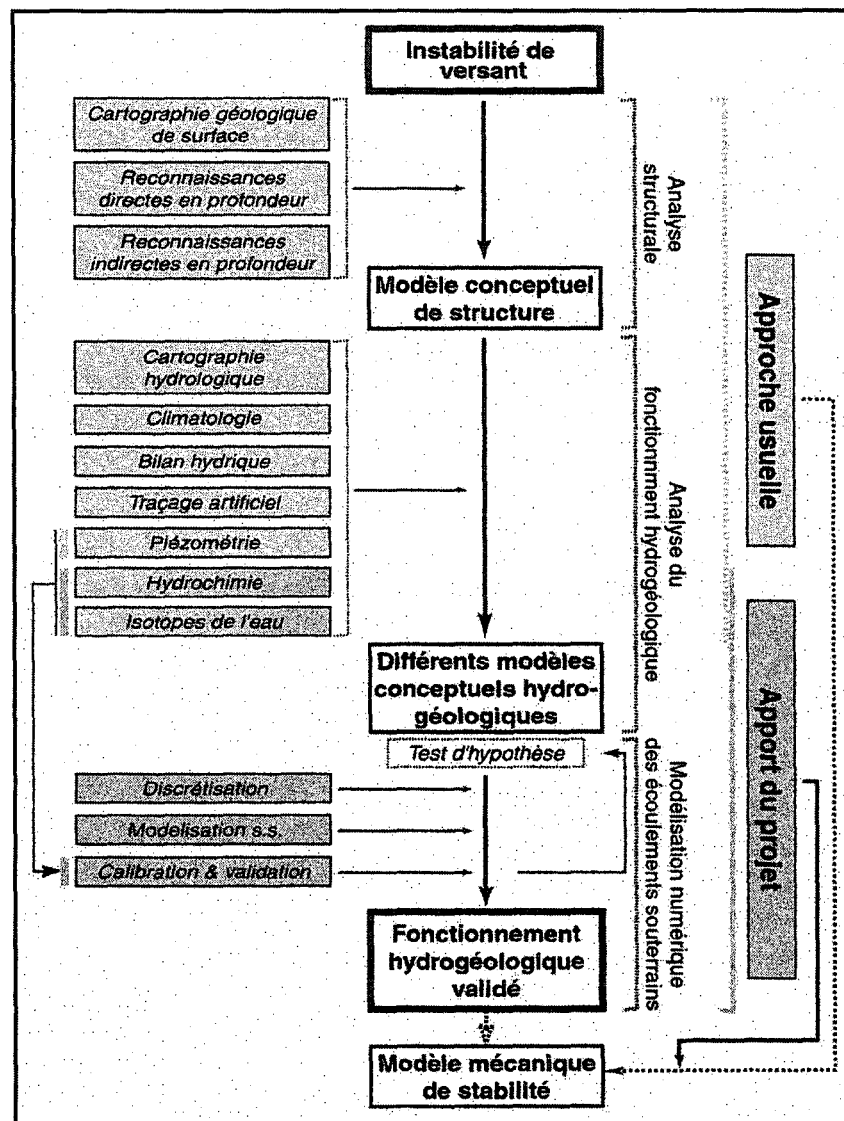


Figure 3.1: Méthodologie adoptée pour l'analyse des processus hydrogéologiques des glissements.

Les différents travaux proposés pour l'analyse structurale et pour l'analyse du fonctionnement hydrogéologique du versant (cf. figure 3.1, colonne de gauche) représentent l'ensemble des étapes utiles à l'établissement des différentes sections indiquées (cf. figure 3.1, colonne centrale). Selon les enjeux économiques et les caractéristiques hydrogéologiques d'un site d'étude, la méthodologie proposée pourra être réduite à un plus petit nombre d'étapes

3.1. ANALYSE STRUCTURALE

3.1.1. OBJECTIF

L'analyse structurale a pour but de décrire le milieu géologique dans lequel se produit l'instabilité en vue d'une traduction en termes hydrogéologiques. Il est indispensable d'une part de mettre en évidence l'organisation des hétérogénéités du milieu (matériaux et discontinuités) et d'autre part de délimiter les principales zones d'infiltration pour pouvoir proposer par la suite un ou plusieurs modèle(s) conceptuel(s) d'écoulement. De plus, cette structure doit être décrite en détail en termes géométriques et paramétriques pour pouvoir aborder la phase de modélisation numérique des écoulements souterrains.

3.1.2. CARTOGRAPHIE DE SURFACE

Plusieurs types de cartographie de surface peuvent être abordés selon l'état des connaissances du versant instable à étudier. Lorsque aucune information n'est disponible, une cartographie des phénomènes doit être réalisée en parallèle avec la cartographie géologique proprement dite qui constituera le document de base indispensable pour aborder la problématique de l'instabilité. Cette carte géologique permet de déterminer la géologie du site concerné par des relevés lithologiques et donne des indications sur la structure en profondeur et l'état de tectonisation de la roche en place. Un bref commentaire est présenté à l'annexe 3-01 à propos de ces différents types de documents.

3.1.3. RECONNAISSANCES DIRECTES EN PROFONDEUR

Les sondages sont un moyen direct pour obtenir une information sur la structure géologique en profondeur à la verticale d'un point donné. Ils permettent de réaliser différents types de mesures soit par des essais *in situ*, soit par des essais en laboratoire. La liste ci-dessous présente les principaux tests, calculs et mesures effectués suite à la réalisation des forages et utilisés dans le cadre de cette thèse:

- Evaluer la perméabilité des terrains en profondeur (*in situ*);
- Prélever des échantillons pour effectuer des essais tels que la détermination de paramètres intrinsèques comme le poids volumique, la teneur en eau, la granulométrie ou encore la résistance au cisaillement (laboratoire & *in situ*);
- Réaliser des prélèvements d'eau souterraine ou suivre l'évolution des pressions interstitielles (piézomètres, cellules pressions).
- Réaliser des mesures de déplacements des terrains par inclinométrie (*in situ*);

Les reconnaissances directes en forage apportent une information essentielle et détaillée d'une infime partie du domaine étudié. Par conséquent, il faut rester attentif à la représentativité de ce type d'investigation à l'échelle du versant. En effet, un effet d'échelle doit être pris en compte lors de la réalisation d'essais hydrogéologiques en forage ou en laboratoire (*cf fig. 3.2, Kiraly, 1975*), tout comme l'hétérogénéité de la composition intrinsèque des terrains qui composent un versant.

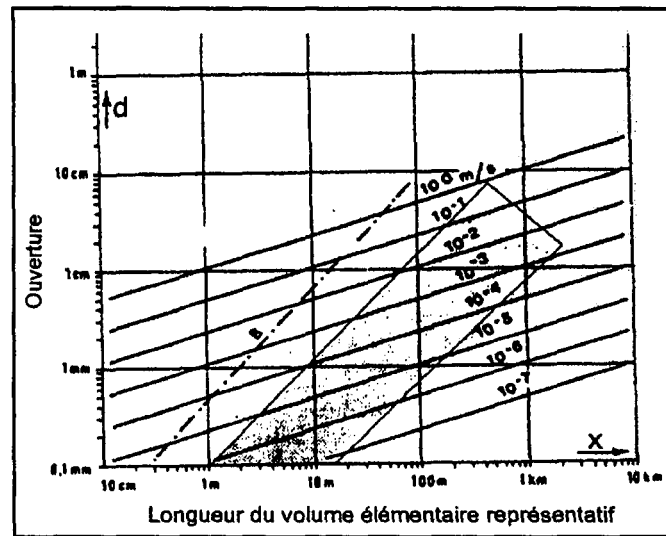


Figure 3.2: Effet d'échelle sur la perméabilité d'un milieu fracturé, (d'après Kiraly, 1975). L'ouverture mentionnée en ordonnée et observée pour un volume élémentaire indiqué en abscisse correspond à la valeur de perméabilité indiquée par le graphique. La zone légèrement grisée correspond au domaine de réalisation.

3.1.4. RECONNAISSANCES INDIRECTES EN PROFONDEUR

Appliquées aux glissements de terrain, les méthodes géophysiques permettent d'évaluer de manière indirecte la géométrie, le volume de la masse glissée, l'hétérogénéité ou encore les caractéristiques hydrogéologiques du milieu (porosité et perméabilité intrinsèque). De précieuses informations peuvent également être collectées sur la nature de la fracturation du substratum de la masse instable ou encore sur la limite entre le substratum et des terrains de couverture glissés.

L'objectif des reconnaissances indirectes que nous avons entreprises dans le cadre de cette thèse est de caractériser l'hétérogénéité géologique locale des terrains de couverture dans le but de déceler des hétérogénéités auxquelles sont souvent associées les arrivées préférentielles des eaux dans le glissement. En effet, une relation empirique entre la résistivités électriques des terrains et leur perméabilité peut être déterminée pour caractériser les formations qui composent les terrains de couverture. Schématiquement, un milieu caractérisé par un pourcentage élevé de particules fines (par exemple: argile, limon) présentera des valeurs de résistivité et de perméabilité globalement faibles; au contraire, un milieu pauvre en particules fines (sable, gravier) se traduira par des valeurs de résistivité et de perméabilité relativement élevées. L'établissement de cette relation empirique peut s'effectuer sur la base d'essai de pompage ou d'infiltration en forage ou en fouille par exemple, pour lesquels on effectue une mesure de résistivité électrique à la profondeur correspondante. La figure 3.3 illustre cette relation empirique entre la résistivité électrique des terrains de couverture et leur perméabilité détectée par des essais en forage.

La méthode radio-magnétotellurique (Thierrin & Müller, 1988; Turberg, 1993) à été testée dans cette thèse pour aborder cette caractérisation. Elle présente le grand avantage d'être facile à appliquer même sur des terrains difficiles, simple et économique, avec une méthode d'interprétation rapide et précise. L'annexe 3-02 présente le détail de cette méthode. Il s'agit de cartographier de manière extensive les formations de subsurface jusqu'à une profondeur maximale d'environ 50 mètres pour déterminer la résistivité électrique apparente du sous-sol. Il est ainsi possible de mettre en évidence l'organisation des variations spatiales des résistivités qui composent les terrains de subsurface.

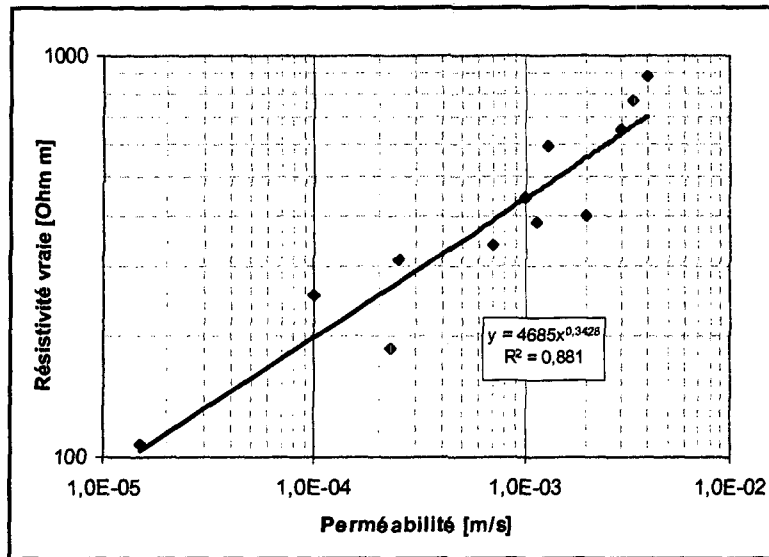


Figure 3.3: Relation entre la résistivité électrique et la perméabilité mesurée par des essais d'infiltration dans la région de Bever dans les Grisons (Bernasconi et al., en prép.)

Nous n'avons pas utilisé dans notre approche d'autres méthodes géophysiques comme la sismique réflexion par exemple, qui pourtant sont très utiles pour déterminer la géométrie des formations géologiques à grande profondeur ou les limites entre les formations quaternaires et le substratum en place. En effet, soit ces méthodes ne se sont pas avérées nécessaire sur les sites présentés dans ce travail, soit des investigations de ce type avaient préalablement été réalisées et l'information était déjà disponible.

3.1.5. REPRÉSENTATION DU MODÈLE GÉOLOGIQUE TRIDIMENSIONNEL

Les modèles numériques hydrogéologiques doivent être basés sur une structure géologique documentée et réaliste pour permettre d'intégrer l'ensemble des données disponibles concernant la géométrie du glissement, le champ de perméabilité et la porosité. Deux types de modèles géologiques tridimensionnels ont été réalisés dans le cadre de cette thèse:

- Un modèle à l'échelle du bassin versant hydrogéologique pour tester le fonctionnement hydrogéologique du domaine entier en tenant compte des effets tridimensionnels liés à sa morphologie. La réalisation d'un tel modèle se base sur l'ensemble des données topographiques, géologiques et tectoniques propre au site concerné.
- Un modèle local basé sur une relation empirique entre la résistivité électrique obtenue par géophysique et la perméabilité estimée en forage pour tester le fonctionnement hydrogéologique des exutoires. Un tel modèle permet de simuler numériquement des fonctions de transfert (données de débit) et de transport (données chimiques et/ou isotopiques) pour quelques exutoires particuliers.

Les modèles géologiques sont ensuite exportés dans un logiciel de simulation numérique des écoulements souterrains grâce à une interface développée au GEOLEP (Tacher & Parriaux, 1996) pour permettre de tester les différentes hypothèses hydrogéologiques faites lors de l'établissement des modèles conceptuels d'écoulements. La finalité de cette approche étant une validation des modèles conceptuels proposés.

3.2. ANALYSE DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE

3.2.1. OBJECTIF

Les analyses hydrologiques et hydrogéologiques ont pour but de déterminer le fonctionnement des écoulements souterrains dans un versant instable. Pour cela, il s'agit d'établir différents modèles conceptuels hydrogéologiques qui prennent en compte non seulement des données usuelles comme par exemple la piézométrie ou l'influence des conditions climatiques, mais également l'hydrochimie et les isotopes de l'eau utilisés comme traceurs naturels des eaux souterraines. Les modélisations numériques bi- et tridimensionnelles des écoulements souterrains permettront de tester la validité des hypothèses conceptuelles proposées.

3.2.2. CARTOGRAPHIE HYDROLOGIQUE

La cartographie hydrologique de surface permet de réaliser un document initial de base pour les analyses hydrogéologiques. La répartition et la densité des sources, zones humides et ruisseaux permettent une première analyse de la nature des écoulements qui caractérisent un massif. Par exemple, la présence de nombreuses zones humides souligne des écoulements de subsurface pouvant traduire une infiltration réduite (sol peu perméable), ou une exfiltration (drainance). De plus, ces informations peuvent être traduites en terme de potentiels hydrauliques dans les modèles numériques comme conditions aux limites du domaine.

3.2.3. CLIMATOLOGIE

Les caractéristiques climatiques définissent et contrôlent en grande partie la nature et l'ampleur des variations du signal d'entrée de l'alimentation des eaux souterraines (*Castany, 1967*). Le cheminement que doivent suivre les eaux de surface pour atteindre une nappe souterraine est également influencé par les conditions des milieux géologique et hydrogéologique (perméabilité intrinsèque, échange rivière-nappe ou encore le type de roche traversée). Dans le cadre de cette thèse, la variabilité spatiale des précipitations est considérée, dans le but de faire une distinction entre la pluie (infiltrations directes) et la neige (infiltrations retardées) en relation de l'altitude. Nous considérons l'événement hydroclimatologique (infiltrations occasionnées par la pluviométrie et/ou la fonte des neiges) à court terme dans le but de générer des scénarios hydrogéologiques particuliers, liés à ces phénomènes hydroclimatologiques, afin de déterminer leurs relations avec une phase de réactivation d'une instabilité de versant. Ces conditions seront introduites comme conditions de recharge dans les modèles numériques afin de simuler le comportement hydrogéologique du versant face à un événement hydroclimatologique défavorable et mettre en évidence quelle est son influence sur le fonctionnement des écoulements souterrains.

3.2.4. BILAN HYDRIQUE

Le cycle de l'eau peut se schématiser par quatre phases principales (*de Marsily, 1981*):

- Les précipitations;
- L'évapotranspiration;
- Le ruissellement de surface;

- L'écoulement souterrain.

Le bilan hydrique permet d'exprimer simplement la différence entre le débit d'eau entrant et le débit d'eau sortant dans un bassin versant (Musy & Soutter, 1991). L'équation du bilan hydrique peut s'exprimer comme suit pour une période et un bassin donnés (Jaton, 1982):

$$P + S = R + E + (S + \Delta S) \text{ [mm]} \quad \text{Equation 1}$$

où P: précipitations (liquide et solide);
S: ressources (accumulation de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige));
R: ruissellement de surface et écoulement souterrain;
E: évapotranspiration;
S + ΔS : ressources accumulées à la fin de la période.

Un bilan positif indique que les sorties sont inférieures aux entrées dans le bassin versant considéré, impliquant soit:

- Une mesure approximative des entrées et/ou des sorties;
- La mise en jeu de réserve d'eau stockée sous forme de neige par exemple;
- Une différence significative entre les bassins versants hydrologique et hydrogéologique;
- Un intervalle d'observation non conforme aux principaux événements d'entrées ou de sorties du système.

A l'inverse, un bilan négatif indique des entrées inférieures aux sorties observées dans le système, impliquant soit un stockage des précipitations sous forme de neige ou de glace, soit des pertes profondes, ou superficielles par évapotranspiration par exemple. De plus de mauvaises estimations des bassins versants, des intervalles d'observation ou des mesures incorrectes d'entrées et de sorties peuvent également intervenir dans un bilan négatif.

Dans le contexte des instabilités de versant, le calcul du bilan hydrique permet de s'assurer que le bassin versant hydrologique correspond réellement au bassin hydrogéologique. Si tel n'est pas le cas, un déficit ou un excédent sera alors mis en évidence. Il est primordial de déterminer l'extension du bassin hydrogéologique car celui-ci peut modifier de manière significative les écoulements souterrains d'un versant. Par conséquent, le bassin versant hydrogéologique doit être considéré dans son ensemble pour comprendre les processus de l'instabilité.

3.2.5. TRAÇAGE ARTIFICIEL

Le traçage artificiel des eaux souterraines consiste à créer sciemment une mise en circulation de substance depuis un endroit donné dans un bassin jusqu'à un exutoire ou un point d'observation au sein de l'aquifère (Parriaux, 2001b). Un mélange concentré d'eau et de traceur est déversé durant un laps de temps très court, puis il faut analyser le traceur aux points d'apparitions suspects. La courbe de restitution (relation de la concentration du traceur en fonction du temps) permet d'exprimer la concentration du traceur à l'exutoire (cf. figure 3.3).

Le rapport de la masse réapparue à l'exutoire sur la masse déversée donne le coefficient de restitution du traceur. Il est élevé pour des traceurs conservatifs et peut devenir très faible pour des traceurs retenus (adsorption par exemple). L'analyse de la courbe de restitution permet d'appréhender les conditions de circulation dans l'aquifère entre le point d'injection et le point d'observation. La première arrivée marque le temps de parcours des filets de courant les plus rapides. Le temps de transit modal correspond au temps de transit le plus fréquent des molécules d'eau et le temps de transit moyen correspond au centre de gravité de la courbe de restitution. La mé-

thode analytique utilisée par notre laboratoire est brièvement présentée à l'annexe 3-03. L'essai de traçage est plutôt considéré dans cette démarche méthodologique comme un outil permettant de valider des hypothèses conceptuelles basées sur d'autres investigations hydrogéologiques.

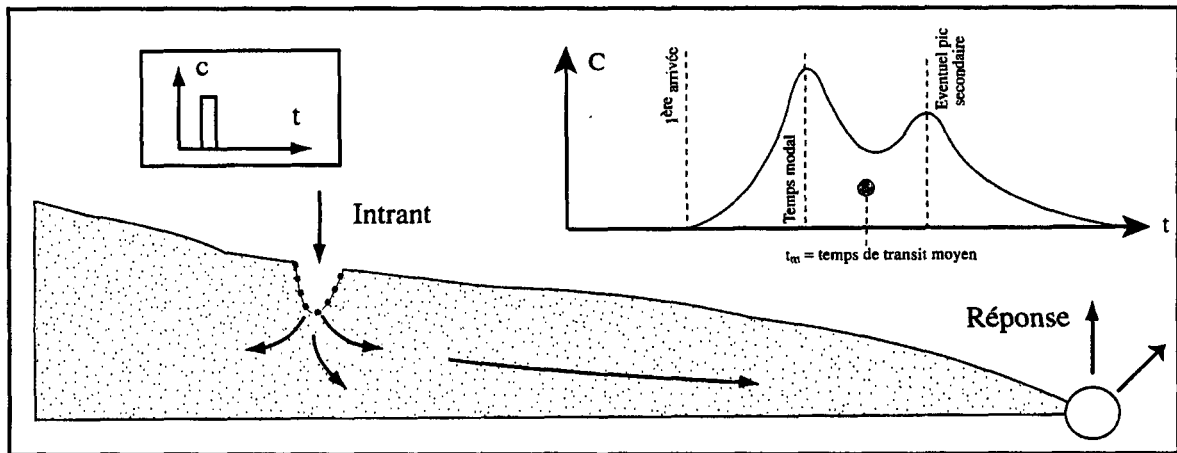


Figure 3.4: Principe d'un essai de traçage artificiel (d'après Parriaux, 2001b).

3.2.6. PIÉZOMÉTRIE

Des mesures piézométriques apportent un moyen de calibration pour les modèles numériques en plus des indications précieuses qu'elles fournissent pour l'établissement des modèles conceptuels qui traduisent le fonctionnement hydrogéologique d'un versant instable. Le choix de l'emplacement de la zone crépinée doit s'effectuer de manière précise en se basant sur la structure hydrogéologique en profondeur et non s'appliquer à toute la hauteur du piézomètre, sous peine de ne plus savoir à quoi correspond le niveau d'eau mesuré. Des techniques efficaces existent également pour installer des systèmes multiples de sondes pressions qui permettent de mesurer la pression interstitielle à différentes profondeurs (cf. figure 3.5).

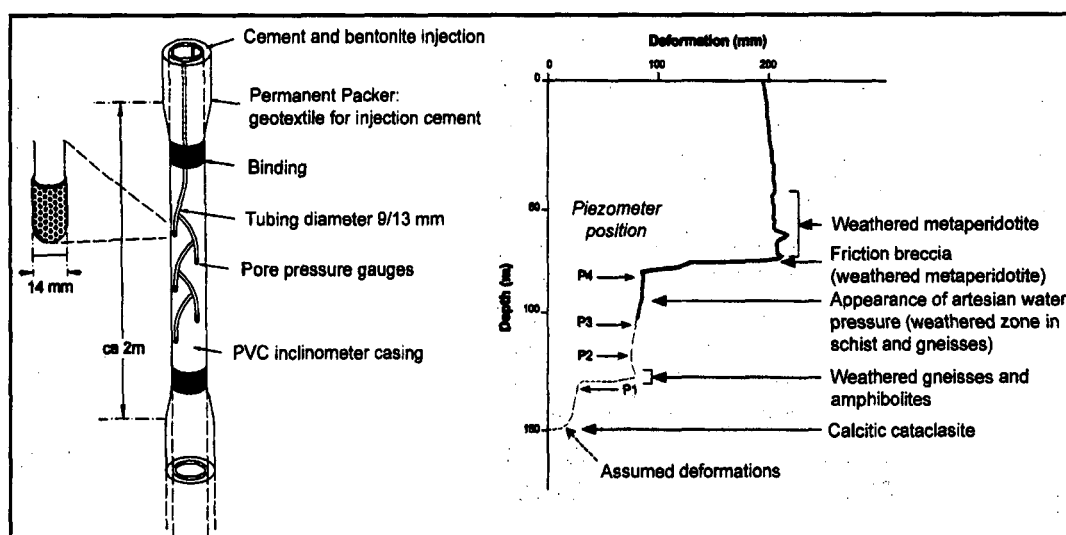


Figure 3.5: Exemple d'un équipement piézométrique multiple installé pour le glissement de Campo Vallemaggia (d'après Bonzanigo, 1999; Bonzanigo et al., 2001). A droite: équipement du piézomètre; à gauche: localisation des points de mesure dans le forage.

Ces techniques sont vivement recommandées lorsque cela est possible. Toutefois, le choix de la situation pour l'implantation d'un tel dispositif doit être basé sur des investigations hydrogéologiques complémentaires pour que l'information soit obtenue dans un secteur qui joue un rôle significatif pour la stabilité du versant.

3.2.7. HYDROCHIMIE

Les méthodes hydrochimiques permettent de mettre en évidence la nature des eaux rencontrées. L'utilisation de ces méthodes dans la problématique des versants instables permet notamment de tracer les circulations souterraines à travers le massif et de caractériser le fonctionnement hydrogéologique des exutoires sur la base de la composition et de la variabilité hydrochimique. Dans ce projet, nous avons dans un premier temps mesuré in situ la conductivité électrique, le débit et la température de l'eau et, dans un deuxième temps, nous avons entrepris des analyses chimiques en laboratoire, toutes effectuées au GEOLEP.

- **Conductivité électrique, débit et température de l'eau**

Ces trois paramètres permettent d'effectuer des mesures très rapides pour réaliser une première caractérisation de la situation hydrogéologique d'un versant (Hölting, 1992; Mattess, 1994, Sigg et al., 1992, Stumm & Morgan, 1996). La conductivité électrique donne un reflet direct de la quantité d'ions dissous dans l'eau et les mesures de débit illustrent le type de réponse d'un exutoire face à un événement hydroclimatologique particulier.

- **Analyses chimiques (ions majeurs et éléments traces)**

Les analyses chimiques permettent d'effectuer une typologie des eaux souterraines qui, une fois confrontée au modèle de structure, permettent de préciser la caractérisation du fonctionnement hydrogéologique du versant instable. Le projet AQUITYP développé par notre laboratoire (Parriaux et al., 1990) a permis d'effectuer une typologie des eaux souterraines récentes sur la base de leur composition géogène pour les cinq principaux types d'aquifères de l'arc alpin, (Basabe, 1993; Dematteis, 1995; Dubois, 1993; Hesske, 1995; Mandia, 1993).

L'analyse des ions majeurs permet de classer les eaux souterraines. Nous avons pour cela choisi la classification de Jäckli (Jäckli, 1970), largement admise à travers la Suisse. Cette classification se base sur les concentrations des ions majeurs en solution dans les eaux souterraines. La définition des classes se calcule en considérant le pour-cent de chaque ion par rapport au total des ions de même charge. Une fois le pourcentage de chaque ion calculé, les faciès hydrochimiques sont définis sur la base de la quantité de chaque ion présent dans l'eau selon les critères suivants:

- Les ions qui représentent plus de 50% sont soulignés;
- Les ions qui représentent entre 20% et 50% sont reportés sans être soulignés;
- Les ions qui représentent entre 10% et 20% sont reportés entre parenthèses;
- Les ions qui représentent moins de 10% ne sont pas pris en compte dans la classification.

Ce calcul est effectué sur des concentrations exprimées en milliéquivalents par litre (méq/l). Cette classification des faciès hydrochimiques basée sur le pour-cent de chaque ion par rapport au total des ions de même charge connaît toutefois une limite qui doit être prise en compte. En effet, pour l'exemple d'une eau à très forte dominance hydrogénocarbonatée (p. ex. roche carbonatée), d'autres anions pourraient ne pas apparaître dans la classification car masqués par cet-

te dominance d'un ion de même charge, alors que des cations pourraient apparaître dans la classification bien qu'ils présentent une concentration plus faible par rapport à la minéralisation totale. Le détail des méthodes analytiques utilisées par le GEOLEP et appliquées à cette thèse est brièvement présenté à l'annexe 3-03.

3.2.8. ISOTOPES DE L'EAU

Les isotopes de la molécule d'eau se comportent comme des traceurs naturels idéaux pour décrire les phénomènes hydrogéologiques. En effet, les isotopes stables de l'eau, les plus importants étant ceux de l'oxygène et de l'hydrogène, sont des paramètres strictement conservatifs. La plupart des éléments constituant la matière contiennent un mélange d'isotopes stables ou radioactifs qui diffèrent les uns des autres par le nombre de neutrons contenus dans leur noyau atomique. La différence de masse provoque un fractionnement isotopique au cours des processus physico-chimiques, les isotopes légers étant globalement plus mobilisables que les isotopes lourds (Jouzel, 1986). L'utilisation des méthodes isotopiques dans la problématique des versants instables est multiple. Elles permettent notamment:

- Une estimation de l'altitude d'infiltration des eaux souterraines, ce qui donne une information sur la localisation des zones d'infiltration préférentielles (Compagnon et al., 1997; Etcheverry, 1999; Clark & Fritz, 1997);
- Une caractérisation du fonctionnement des écoulements souterrains à travers le versant (Guglielmi et al., 1998);
- Une quantification des conditions de mélange entre différentes composantes d'un exutoire (Maloszewski & Zuber, 1982, 1993; Melayah et al., 1996);
- Une détermination des temps de transit moyen des eaux dans l'aquifère (Clark & Fritz, 1997; Hubert & Olive, 1995);
- Une appréciation des fonctions de transfert, ce qui offre des possibilités pour calibrer et valider des modèles numériques d'écoulement souterrain.

Les analyses isotopiques sont abordées par une mesure de la différence relative entre la teneur en isotope de l'échantillon et la teneur en isotope d'un standard (cf. équation 2). Dans le cadre de cette thèse, les variations de teneur en isotopes ont été analysées par spectrométrie de masse par notre laboratoire de chimie (cf. annexe 3-03). Les rapports isotopiques sont exprimés en δ et l'écart relatif en ‰ entre l'échantillon et un standard (le VSMOW - Vienna Standard Mean Ocean Water), (IUPAC, 1994).

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}} \cdot 1000 \text{ [‰]} \quad \text{Equation 2}$$

L'étude systématique du fractionnement isotopique des précipitations permet d'identifier différents effets qui influencent la variation de ce fractionnement. Il s'agit notamment de l'altitude, de la continentalité, de la latitude ou encore de la quantité des précipitations (p. ex. Blavoux, 1978; Dansgaard, 1964; Dincer & Davis, 1984; Clark & Fritz, 1997; Jouzel et al., 1987; Rozanski et al., 1993). L'annexe 3-04 présente brièvement les principaux effets qui influencent la composition isotopique d'une eau.

3.3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS

La modélisation numérique des écoulements souterrains constitue un outil d'analyse et de simulation très puissant d'événements naturels ou accidentels dans les aquifères (*Anderson & Woessner, 1992; Bear & Bachmat, 1998; Kinzelbach, 1995*). Les progrès techniques de calcul sur ordinateur permettent aujourd'hui d'appréhender des problèmes hydrogéologiques très complexes en deux comme en trois dimensions. La modélisation numérique des écoulements souterrains en milieu poreux se base sur les principes fondamentaux de la dynamique des fluides. Pour qu'un modèle soit représentatif des conditions d'écoulement in-situ, la modélisation numérique est recommandée dans une phase itérative qui suit l'analyse de terrain. Si les données acquises sur le terrain s'avèrent insuffisantes, elles devront être complétées. La modélisation peut également servir pour comprendre des fonctionnements de base à l'aide de modèles fictifs ou réalistes simplifiés.

3.3.1. OBJECTIF

La modélisation numérique des écoulements souterrains, très souvent utilisée dans le cadre des plaines alluviales (*p.ex. Vaudan, 2000*), n'est que très rarement abordée dans la problématique des versants instables (*Bonomi & Cavallin, 1999; Detournay & Hart, 1999; Parriaux et al., 2001a*). La simulation hydrogéologique donne la possibilité de tester les hypothèses faites lors de l'analyse des écoulements souterrains et le cas échéant de les modifier selon les résultats dans le but de valider le fonctionnement hydrogéologique le plus approprié pour un versant donné. Nous orientons plus particulièrement cette phase de modélisation des écoulements souterrains vers les points suivants:

- Une simulation des écoulements souterrains pour des aquifères fins, discontinus et peu perméables, typiques des versants instables;
- Un modèle capable de considérer des aquifères de subsurface perchés;
- Une simulation en régime transitoire à faible pas de temps pour préciser des conditions hydrogéologiques extrêmes;
- Une calibration qui prenne en compte la réponse hydrochimique et/ou isotopique du système (couplage entre des fonctions de transfert et de transport)

3.3.2. CHOIX DU LOGICIEL UTILISÉ

Nous avons choisi comme outil de modélisation hydrogéologique le logiciel FEFLOW (*Diersch, 1996*). Les lois physiques de base utilisées pour décrire les écoulements souterrains et le transport de substances dissoutes par ce logiciel sont:

- La loi des écoulements de Darcy;
- L'équation de continuité;
- L'équation de transport de matière.

Le logiciel FEFLOW utilise la méthode de calcul par éléments finis et permet de traiter des situations hydrogéologiques complexes pour simuler les mécanismes d'écoulement et de transport. Ses principales caractéristiques sont:

- Une discrétisation bidimensionnelle (triangles ou quadrilatères) ou tridimensionnelle (prismes verticaux triangulaires ou quadrilatères) qui permet de reproduire de manière satisfaisante des corps géologiques minces et pincés, typiques des aquifères de pentes. L'outil T_Mesh développé à notre laboratoire permet de simplifier cette démarche, (*Tacher & Parriaux, 1996; Ferrer, 2000*);
- Une modélisation en milieu saturé ou non saturé;
- Une modélisation en régime permanent ou transitoire (écoulement et transport);
- Des options pour préciser le calcul pour un milieu très hétérogène ou lorsque qu'un front de pollution ou de potentiel hydraulique est très abrupt (pas de temps automatique, solver direct ou itératif, upwinding);
- La possibilité de borner les conditions aux limites (p. ex. le potentiel hydraulique, le flux) dans l'espace et le temps.

Pour les problèmes en milieu non saturé, FEFLOW résout l'équation générale non linéaire d'écoulement de Richards pour des états de saturation variables (*Richards, 1931*):

$$\left(\frac{\theta(\psi)}{\theta_s} S_s + C(\psi) \right) \frac{\partial H}{\partial t} = \nabla \cdot (K(\psi) \nabla H) \quad \text{Equation 3}$$

avec: $H = \psi + z$ = potentiel hydraulique; [m]
 ψ = pression hydrostatique relative, négative pour la zone non saturée; [m]
 z = coordonnées verticales; [m]
 θ = valeur à saturation de la teneur en humidité $\theta(\psi)$; [1]
 S_s = coefficient d'emmagasinement spécifique; [m⁻¹]
 $C(\psi) = \partial \theta(\psi) / \partial \psi$ = capacité capillaire; [m⁻¹]
 $K(\psi)$ = conductivité hydraulique; [m/s]

Les relations constitutives pour la saturation (dépendante de la capacité d'emmagasinement $C(\psi)$ d'humidité et spécifiée par la forme d'une relation pression-saturation $\psi(\theta)$) et la conductivité hydraulique $K(\psi)$ sont spécifiées par différents modèles (Van Genuchten, Brooks-Corey, Haverkamp, exponentiel linéaire).

De plus, cet outil purement hydrogéologique permet l'exportation de champs calculés (p. ex. la pression d'eau, la saturation, la température) qui peuvent être ensuite repris par des logiciels hydromécaniques comme les logiciels FLAC (*Coetzee et al., 1998*) ou Z_SOIL (*Zimmermann, 1998*) par exemple.

3.3.3. AUTRES OUTILS À DISPOSITION

D'autres outils numériques sont disponibles pour la simulation hydrogéologique comme par exemple:

- SEEP/W: Cet outil utilise la méthode des éléments finis et permet de simuler les écoulements et la distribution des pressions interstitielles à travers des milieux poreux comme un sol ou une roche. Il permet de traiter des problèmes d'écoulement pour des milieux saturé et non saturé en régime permanent ou transitoire d'une manière similaire à FEFLOW. Les deux principales différences entre SEEP/W et FEFLOW résident d'une part dans la discrétisation qui est moins performante (éléments plus déformés dans les zones pincées) avec SEEP/W et d'autre part, FEFLOW permet la réalisation d'un véritable couplage écoule-

ment-transport. Ce couplage direct n'est pas disponible avec l'outil SEEP/W qui nécessite d'exporter les résultats du modèle d'écoulement vers d'autres outils pour simuler le transport (CITRAN/W pour le transport de matière ou TEMP/W pour le transport de chaleur). (GEOSLOPE, 1997)

- MODFLOW: Cet outil permet de calculer l'écoulement permanent et transitoire en 3-D en utilisant la méthode des différences finies. Malheureusement il ne permet pas de traiter des problèmes en milieu non saturé, (McDonald & Harbaugh, 1988).

3.4. SYNTHÈSE

Cette approche méthodologique vise d'une part à caractériser la structure géologique dans laquelle se produit une instabilité et d'autre part à établir et à tester différents modèles conceptuels hydrogéologiques pour déterminer le fonctionnement des écoulements souterrains au sein d'un versant instable. Pour atteindre cet objectif, nous proposons trois étapes qui nous paraissent indispensables:

- Une analyse structurale qui permet de décrire l'organisation des hétérogénéités qui compose le milieu géologique d'un versant dans le but de délimiter les principales zones d'infiltrations préférentielles. Cette première étape est nécessaire pour ensuite traduire la structure du versant en termes hydrogéologiques afin d'aborder les systèmes d'écoulement qui se développent au sein du versant. Pour cela, des méthodes géophysiques comme les mesures radio-magnétotelluriques sont utilisées, en plus des méthodes plus traditionnelles de cartographie de surface ou d'observations directes par forage.
- Une analyse du fonctionnement hydrogéologique qui présente l'objectif de proposer différents modèles conceptuels hydrogéologiques pour caractériser les systèmes d'écoulements souterrains au sein d'un versant. La détermination de ces modèles conceptuels repose notamment sur des approches hydrochimiques et isotopiques qui permettent de:
 - Aborder la nature des eaux rencontrées (approches hydrochimiques et isotopiques);
 - Définir des mécanismes de transfert et des conditions de mélange de différents composants dans l'aquifère à l'échelle du versant;
- Une modélisation numérique des écoulements souterrains dans le but de tester la validité des modèles conceptuels d'écoulements souterrains déterminé lors de l'étape précédente. La calibration et la validation de ces simulations numériques des écoulements souterrains reposent sur la base de fonctions de transfert (données de débits) et de transport (données hydrochimiques et/ou isotopiques).

4. SÉLECTION ET LOCALISATION DES SITES

4.1. CRITÈRES DE SÉLECTION

Le choix des sites retenus pour cette thèse se base sur plusieurs critères dans le but de tester notre approche méthodologique sur des contextes géologiques et hydrogéologiques distincts que l'on rencontre fréquemment à travers la Suisse et l'arc alpin. Dans le but de nous concentrer sur le développement de la démarche méthodologique adoptée, nous avons retenu des glissements qui disposent préalablement de nombreuses investigations géologiques, géophysiques, hydroclimatologiques et géodésiques. Les principaux critères qui ont motivé notre choix sont résumés par:

- Une représentativité de différents types de processus hydrogéologiques. De cette manière, notre objectif est de valider notre approche méthodologique sur la base d'exemples qui correspondent à des fonctionnements des écoulements souterrains très différents;
- L'existence préalable d'une bonne connaissance géologique du site;
- Des contextes géologiques et morphologiques distincts et représentatifs des terrains rencontrés à travers la Suisse et les Alpes, dans le but de pouvoir établir par la suite une typologie hydrogéologique des versants instables. Il s'agirait d'un moyen pour pouvoir proposer une approche type et des outils d'analyses spécifiques en relation directe avec le contexte hydrogéologique qui caractérise chaque versant;
- L'existence de chroniques des mesures hydroclimatologiques, géodésiques et dans la mesure du possible hydrogéologiques;
- Des glissements présentant un intérêt particulier pour des autorités compétentes afin de permettre le développement de collaborations interdisciplinaires dans le but de pouvoir se concentrer prioritairement sur le fonctionnements des écoulements souterrains au sein du versant considéré.

Afin de nous aider dans cette sélection, nous avons créé une base de données pour décrire les glissements de terrain selon différents critères. La matrice de cette base de données est présentée à l'annexe 4-01. Elle a été réalisée avec le logiciel FileMakerPro 4.0 et le fichier généré est de taille relativement modeste, ce qui permet de l'utiliser depuis n'importe quel ordinateur personnel. Elle comporte plus d'une cinquantaine d'exemples à ce jour et se compose de neuf thèmes (la situation géographique, la morphologie, la géologie, l'hydrogéologie, le comportement dynamique, les causes principales, les mesures d'assainissements, les biens exposés et un dernier thème intitulé «divers» qui contient notamment les références principales et les personnes de contacts). Cette base de données constitue un élément de base utile en vue de l'établissement d'une typologie hydrogéologique des versants instables. Concernant les aspects hydrogéologiques, cette base de données permet d'aborder différents types d'aspects:

- Le type d'aquifère rencontré (captif, libre, perché, artésien, etc...) d'une part dans la masse en mouvement et d'autre part dans le substratum environnant;
- Le type de relations entre les aquifères de la masse instable et du rocher en place sur la base d'une série de petits schémas simplifiés;
- Le type de porosité rencontré et une estimation de la perméabilité selon la terminologie de Castany (*Castany, 1982*);
- Une synthèse des équipements hydrogéologiques et hydroclimatologiques existant sur le site d'étude avec la mention de l'état actuel de ces équipements et de la durée du suivi réalisé.

4.2. PRÉSENTATION DES SITES RETENUS POUR CETTE THÈSE

Sur cette base, plusieurs sites ont été pressentis pour être intégrés au projet «glissement de terrain» de notre laboratoire (cf. figure 4.1). Trois d'entre eux sont traités dans cette thèse: les glissements du Hohberg (canton de Fribourg), du Triesenberg (Principauté du Liechtenstein) et de Peney (canton de Genève), alors que d'autres font l'objet de travaux de diplôme de deuxième cycle au sein de notre laboratoire, ou l'objet de mandats particuliers.



Figure 4.1: Illustration des sites retenus pour le projet glissement de terrain du GEOLEP.

Nous avons contrôlé que les processus de réactivation des glissements intégrés dans cette thèse ne soient pas consécutifs à une activité sismique particulière. Pour cela, nous avons consulté les annuaires fédéraux qui cataloguent toute l'activité sismique en Suisse, notamment en indiquant le lieu, la date et la magnitude d'un événement sismique. Ces annuaires sont disponibles par l'intermédiaire de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Zurich.

4.2.1. LE GLISSEMENT DU HOHBERG - CANTON DE FRIBOURG

Le glissement du Hohberg se développe dans des terrains de flysch peu perméables. De nombreuses investigations géologiques, géophysiques, hydroclimatologiques et géodésiques ont été réalisées (cf. annexe 4-02). De plus, le canton de Fribourg et les autorités locales ont mandaté les bureaux Philipona-Brügger (Plaffeien, FR) et Geotest (Zollikofen, BE) pour les travaux d'assainissement et de surveillance actuellement en cours de réalisation.

Malgré les nombreux travaux réalisés, les facteurs hydrogéologiques du site sont encore peu connus. Cependant, les conditions géologiques et la nature des données existantes constituent des conditions favorables pour intégrer ce glissement à ce projet de manière à développer la connaissance des processus hydrogéologiques qui semblent gouverner ce phénomène. Notre appro-

che s'intègre en complémentarité des investigations réalisées à ce jour et vise des perspectives pour améliorer la connaissance des processus de réactivation du glissement. Le tableau 4.1 présente la fiche signalétique de ce glissement.

<i>Nom du glissement</i>	<i>Hohberg</i>
Canton, pays	Fribourg, Suisse
Coordonnées moyennes	590'000 / 169'900
Type de phénomène	Glissement (coulée de débris)
Superficie	env. 1.6 km ²
Altitude min. / max.	1030 / 1790 msm
Longueur totale	2500 m
Largeur	200 - 1500 m
Profondeur moyenne	18 m
Volume	env. 30 mio. m ³
Pente moyenne (min./max.)	12° (11°/31°)
Vitesse	mm/an à m/an
Substrat	Flysch du Gurnigel et Wildflysch
Quaternaire	Débris de pente et moraines
Principales crises historiques	11585 BP, 9905 BD, 9375 BP, 3715 BP, 3190 BP, 1580 BP, 1160 BP, 1952, 1994, 1996, 1997, 1999
Couverture végétale	Forêts et pâturages
Méthodes d'investigation	GPS, géophysique, forages, hydrogéologie
Dégâts potentiels	Lotissement, forêt, réservoirs d'eau potable

Tableau 4.1: Fiche signalétique du glissement du Hohberg (d'après Raetzo, 1997; Raetzo et al., 2000)

Les travaux effectués pour ce versant comportent plusieurs volets permettant d'atteindre les objectifs fixés par notre approche méthodologique:

- Une analyse géologique de synthèse sur la base des études antérieures;
- Une analyse détaillée de la structure des terrains de subsurface pour mettre en évidence l'organisation des écoulements souterrains et des zones d'infiltrations préférentielles;
- Une analyse hydrochimique pour caractériser les eaux du versant dans le but de développer les connaissances du fonctionnement hydrogéologique de celui-ci;
- Une analyse isotopique pour détailler le fonctionnement hydrogéologique du versant;
- Une modélisation numérique pour tenter de valider les hypothèses effectuées lors du développement des points précédents.

4.2.2. LE GLISSEMENT DU TRIESENBERG - PRINCIPAUTÉ DU LIECHTENSTEIN

Le glissement du Triesenberg se développe dans des terrains de flysch peu perméables et des dépôts de pente constitués par des débris de roches carbonatées qui dominent le glissement. Ce glissement est suivi depuis 1999 par le bureau Dr R. Bernasconi (Sargans, SG). De nombreuses investigations géophysiques ont été menées (Bernasconi et al., 2001) et des mesures hydroclimatologiques, hydrogéologiques et géodésiques ont été acquises sur une période comprenant deux cycles hydrologiques (Bernasconi, 2002).

Malgré les nombreux travaux réalisés, les processus hydrogéologiques qui gouvernent le glissement ne sont pas totalement maîtrisés. Ces processus sont complexes, marqués par une alimentation en eau souterraine d'origine externe qui semble être à l'origine des principales phases d'accélération du glissement. L'intégration d'un tel exemple dans cette thèse s'effectue en complémentarité directe aux investigations réalisées à ce jour. En effet, une telle collaboration permet de développer des aspects qui ne pourraient être abordés dans le cadre d'un mandat privé pour des raisons d'ordre économique et logistique dans le but commun d'améliorer la connaissance des processus de réactivation du glissement. Le tableau 4.2 présente la fiche signalétique de ce glissement.

<i>Nom du glissement</i>	<i>Triesenberg</i>
Canton, pays	Principauté du Liechtenstein
Coordonnées moyennes	760'000 / 220'000
Type de phénomène	Glissement translationnel
Superficie	env. 5.5 km ²
Altitude min. / max.	460 / 1'503 msm
Longueur totale	2'300
Largeur	1'500 - 3'200 m
Profondeur moyenne	10 - 20 m
Volume	env. 75 mio. m ³
Pente moyenne	24°
Vitesse	3 à 6 cm/an
Substrat	Schistes, calcaires, grès et flyschs
Terrains de couverture	Éléments de calcaires, dolomies, grès et quaternaire pris dans une matrice argilo-limoneuse
Couverture végétale	Pâturages et quelques zones boisées
Méthodes d'investigation	Hydrogéologie; forages, GPS, RMT
Dégâts potentiels	Infrastructures liées à deux grands villages

Tableau 4.2: Fiche signalétique du glissement du Triesenberg.

Notre approche pour ce glissement comporte les mêmes volets que pour notre analyse du versant du Hohberg, auxquels il faut ajouter:

- L'analyse de synthèse des essais de traçage existant pour valider l'existence de liens hydrogéologiques entre le versant instable et un versant externe;
- Une analyse synthétique des données hydrogéologiques acquises en continu sur deux cycles hydrologiques dans le but de développer les connaissances du fonctionnement hydrogéologique du versant.

4.2.3. LE GLISSEMENT DE PENEY - CANTON DE GENÈVE

Le glissement de Penev est un cas particulier, de petite taille, dont le pied est érodé par une action anthropique liée à la gestion d'un barrage hydroélectrique (barrage de Verbois (*Mabillard, 2000*)). Ce glissement est suivi depuis 1993 par le bureau Dériaz (Petit-Lancy, GE) dans le cadre de l'introduction d'une nouvelle consigne d'exploitation du barrage de Verbois appelée «PK

8.2» (GADZ, 1994). Ce suivi consiste en des mesures inclinométriques et topographiques réalisées à raison de quatre campagnes par année. Par ailleurs, de nombreuses investigations géologiques par forage ont été menées depuis les années trente dans ce secteur en raison de la proximité d'infrastructures sensibles telles que le barrage de Verbois, la voie de chemin de fer reliant Genève à Paris et Lyon et le passage d'une ligne à haute tension qui a impliqué l'installation de deux pylônes à proximité directe du glissement. De plus, des mesures hydroclimatologiques sont enregistrées par les Services Industriels de Genève (SIG) depuis le barrage de Verbois, soit à moins d'un kilomètre du glissement. Finalement, un suivi hydrogéologique des aquifères observés en forage à l'amont du glissement a été mis en place par le Service Cantonal de Géologie (SCG) en 1999.

Malgré l'existence de ces nombreuses données, aucun travaux ne s'est à ce jour intéressé aux processus hydroclimatologiques et hydrogéologiques qui gouvernent ce glissement. L'intégration d'un tel exemple dans cette thèse ouvre des perspectives pour le développement à venir de ce projet au sein de notre laboratoire qui vise, à terme, à aborder l'analyse d'un versant instable sur la base d'un véritable couplage hydromécanique (*cf. chapitre 1, § 1.2*). En effet, cet exemple a l'avantage de présenter une structure géologique simple et bien déterminée, qui, complétée par la détermination des processus hydrogéologiques entreprise dans cette thèse permettra ensuite d'aborder dans un premier temps l'analyse hydromécanique sur une base simple dont les processus seront déjà bien déterminés. Le tableau 4.3 présente la fiche signalétique de ce glissement.

<i>Nom du glissement</i>	<i>Peney</i>
Canton, pays	Genève, Suisse
Coordonnées moyennes	491'450 / 117'550
Type de phénomène	Glissement translationnel et rotationnel
Superficie	env. 0.04 km ²
Altitude min. / max.	369 / 403 msm
Longueur totale	100
Largeur	250 m
Profondeur moyenne	7 m
Volume	env. 0.4 mio. m ³
Pente moyenne (min./max.)	21° (9°/32°)
Vitesse	10 cm/an à 2 m/j
Substrat	Alluvion ancienne et molasse
Quaternaire	Moraine et retrait würmien
Principales crises historiques	hivers 1993-94; mai 1997; mai 2000
Couverture végétale	Arbustes, zones boisées et pâturages
Méthodes d'investigation	Hydrogéologie; forages, GPS, théodolite, extensomètre
Dégâts potentiels	Route communale, vignes, pylône EOS, voies CFF-SNCF, champs, pâturages.

Tableau 4.3: Fiche signalétique du glissement de Peney.

En raison de la particularité du contexte dans lequel se développe cette instabilité, la démarche que nous avons adoptée sur ce glissement est un peu différente des précédentes. Elle comprend notamment:

- Une analyse synthétique de la structure géologique sur la base des données existantes;
- Un suivi détaillé d'une vidange complète de la retenue du barrage impliquant des mesures hydrogéologiques et géodésiques;
- Une caractérisation hydrochimique des exutoires rencontrés.

4.3. SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

Les trois sites retenus pour cette thèse l'on été sur des bases hydrogéologiques et géologiques, mais également en relation avec l'existence au préalable de chroniques de mesures dans le but de nous concentrer principalement sur le développement de la démarche méthodologique adoptée pour cette thèse (*cf. chapitre 3*).

Notre analyse hydrogéologique du versant instable du Hohberg permet de tester la méthodologie proposée sur un exemple qui présente une topographie et une morphologie particulières (forme en cuvette du versant et en sablier de l'instabilité) dans un contexte de flysch, connu comme très favorable au développement de phénomènes d'instabilité.

L'objectif de l'intégration du versant instable du Triesenberg dans cette thèse est de tester la validité de notre approche pour un grand glissement de terrain ($> 5 \text{ km}^2$) caractérisé par des déplacements lents. De plus, ce versant semble alimenté par un bassin versant externe, hypothèse dont la validité sera abordée sur la base de notre démarche méthodologique.

Le versant de Peney constitue un exemple particulièrement bien documenté d'un point de vue géologique, et dont la stabilité est influencée par des phénomènes artificiels. De plus, en raison de sa petite taille ($< 0.05 \text{ km}^2$), il ouvre des perspectives pour une approche basée sur un véritable couplage hydromécanique, objectif à terme de ce projet de recherche sur les instabilités de pente de notre laboratoire.

En conclusion, ces exemples illustrent trois types de processus hydrogéologiques distincts comme nous le présentons dans les trois chapitres à venir. Dans le futur, une typologie basée sur les différents processus hydrogéologiques pourra être envisagée, notamment lorsque d'autres exemples actuellement en cours d'analyse au GEOLEP viendront s'ajouter à ceux traités dans cette thèse.

5. ANALYSES GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DU VERSANT DU HOHBERG

Le versant du Hohberg est localisé dans la région du Lac Noir (Schwarzsee), au front des Préalpes fribourgeoises. Cette région est le siège de nombreux phénomènes d'instabilités de versant, actifs depuis la dernière glaciation (*Lateltin et al. 1997; Dapples et al., 2001*). Le glissement du Hohberg, situé en rive droite de la rivière «Singine Chaude» à environ un kilomètre vers l'aval du Lac Noir, fait partie de cet ensemble (*cf. annexe 5-01*). Un lotissement constitué d'une trentaine de chalets situé au pied du glissement (quartier de Rohr-Gerendacherli) est directement menacé par ce phénomène. La morphologie du glissement présente une forme en sablier avec de nombreux couloirs d'arrachement, une zone de transport beaucoup plus étroite impliquant une augmentation des vitesses et une zone de dépôt dans la partie inférieure, soulignée par de magnifiques bourrelets qui se répartissent en différents fronts (*Beer et al., 1997; Raetzo, 1997*). L'annexe 5-02 présente une carte d'activité du glissement et permet de se familiariser avec les noms de lieu utilisés tout au long de ce chapitre pour désigner les différents secteurs de la zone d'étude.

Une partie des résultats concernant cette étude, notamment les données géologiques et des données dynamiques de terrain, a été acquise et interprétée par l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg (*Oswald & Dapples, 2001*), dans le cadre d'un projet de doctorat sous la direction du professeur C. Caron. Ce projet porte sur l'étude des relations entre la dynamique des versants instables et les conditions climatiques (*D. Oswald, thèse en prép.*).

5.1. ANALYSE STRUCTURALE

5.1.1. CONTEXTES TECTONIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le versant du Hohberg se situe au front des Préalpes romandes et se développe principalement dans l'unité tectonique de la nappe du Gurnigel (*cf. esquisse tectonique à l'annexe 5-03*). Cette nappe appartient à l'ensemble des Préalpes Externes et sépare la Molasse subalpine des Préalpes Médiannes Plastiques. Les Préalpes Externes chevauchent avec un plongement vers le sud-ouest la Molasse subalpine par l'intermédiaire d'un liseré plus ou moins discontinu de Flysch subalpin. De plus, elles sont chevauchées du sud-est vers le nord-ouest par les Préalpes Médiannes Plastiques. Ces deux dernières entités sont séparées par des lambeaux de gypses et de cornieules qui sont attribués à la base des Préalpes Médiannes. Les Préalpes Externes présentent un ensemble complexe comprenant trois entités distinctes par leur faciès et d'importance inégale, avec de bas en haut (*Caron, 1976*):

- Des lambeaux d'une série mésozoïque,
- Le faciès wildflysch, peu représenté et peu affleurant,
- La nappe du Gurnigel, de loin la plus importante en épaisseur comme en extension et qui couronne l'ensemble des Préalpes Externes.

La coupe tectonique longitudinale schématique de la figure 5.1 illustre l'arrangement tectonique de ces différentes unités le long du versant du Hohberg. La situation de ce profil est indiquée sur la carte géologique du glissement proposée à l'annexe 5-04.

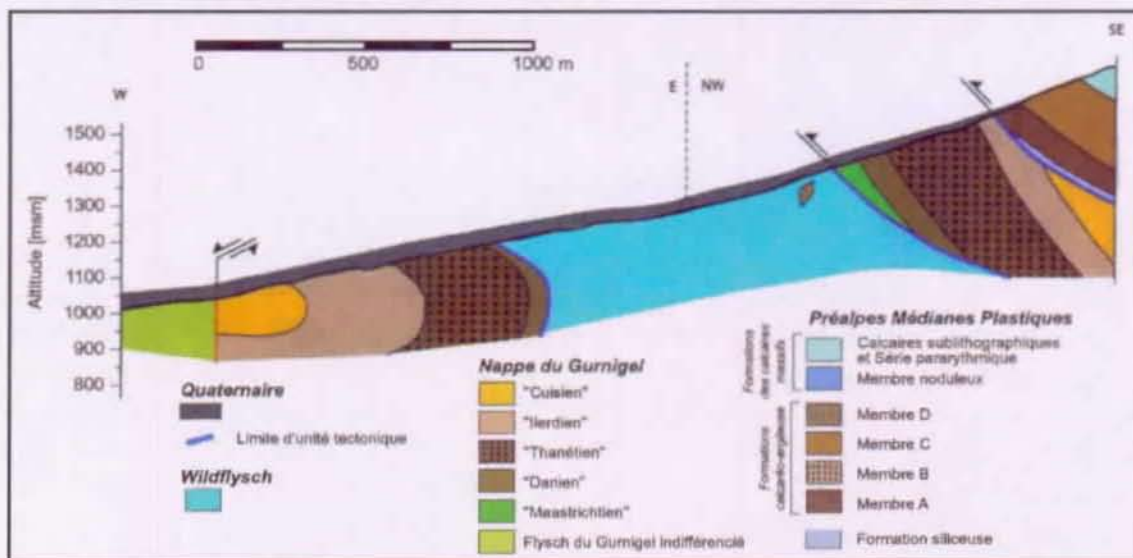


Figure 5.1: Coupe tectonique du versant du Hohberg (modifiée d'après Oswald & Dapples, 2001).

5.1.1.1. LA NAPPE DU GURNIGEL

La nappe du Gurnigel (cf. tableau 5.1) constitue la formation la plus importante des Préalpes Externes avec une épaisseur totale de l'ordre de 1500 m environ. La datation des flyschs qui la composent se base principalement sur l'analyse de Nannofossiles calcaires (van Stuijvenberg, 1979 - cf. annexe 5-05).

Périodes		Etages	Lithostratigraphie	Minéralogie
Tertiaire	Eocène moy.	Lutétien	Grès fins et marnes, riches en clacaire et parfois accompagnés de quelques schistes verdâtres	Principale : quartz, feldspaths, calcite, dolomite, minéraux argileux (illite et Fe-chlorite), micaux, melaux lourds variables. Secondaire : hydroxydes de fer et minéraux argileux (smectite et vermiculite)
	Eocène inf.	Illerdien-Cuisien	Niveaux de schistes entrecoupés de grès et conglomérats. Les intervalles schisteux sont dominés par une alternance de grès fins, de schistes hémipélagiques et turbiditiques.	
	Paléocène	Thanétien	Bancs de grès (max. 5 m) formant crêtes et falaises avec des intercalations de schistes (max. 10 m) pour délimiter les masses en glissement.	
		Danien	Alternances de niveaux de grès fins, peu épais et de schistes turbiditiques noirs et verts avec un ciment carbonaté, parfois riche en glauconie.	
Crétacé	Maestrichtien (série de Hellstätt)	Alternances régulières de différents types de turbidités (conglomérats, grès, marnes et calcaires), surmontant des schistes hémipélagiques verts.		

Tableau 5.1: Description lithostratigraphique et minéralogique de la nappe du Gurnigel (d'après Van Stuijvenberg, 1979).

Perméabilité intrinsèque de la formation

Les variabilités sédimentologique, stratigraphique et structurale des flyschs impliquent une perméabilité hétérogène et conditionnée par les discontinuités de structures du milieu. Les intercalations de bancs de schistes, associés à des bancs de grès ou de conglomérat, induisent une perméabilité primaire considérée comme semi-perméable (selon la terminologie de Castany,

1982) à l'échelle du bassin versant. Par contre, la forte tectonisation subie par les flyschs favorise une perméabilité secondaire de fractures et de joints. La stratigraphie des flyschs, dominée par des alternances de bancs gréseux et marno-schisteux, implique une forte anisotropie de perméabilité à l'échelle du massif. De plus, la perméabilité est légèrement accrue dans une zone épidermique de quelques mètres à une dizaine de mètres, en raison de la décompression post-glaciaire des versants et des phénomènes d'altération.

5.1.1.2. LE WILDFLYSCH

Le wildflysch apparaît fréquemment au contact entre les Préalpes Externes et les Préalpes Médianes. D'une manière générale, il forme une zone déprimée très chaotique, très instable et considéré d'âge Priabonien (Eocène sup.). La matrice du wildflysch est principalement marneuse (rarement affleurante), composée de schistes noirs, de siltites et de grès très fins. Des schistes marneux verts font parfois partie de cet ensemble. Les éléments du wildflysch sont principalement composés de lentilles/olistolithes du Mésozoïque, souvent riches en éléments dolomitiques, de nature et de taille variables. On peut également observer des lambeaux de gypses, de dolomies et de schistes dolomitiques (Trias), de marnes silteuses (Rhétien), de biosparites (Lias), de marnes silteuses et de grès fins (Dogger), ou encore différents types de calcaires (Malm et Crétacé). Des lentilles/olistolithes de flysch du Gurnigel peuvent également apparaître, notamment dans la région de Lengmoos.

Perméabilité intrinsèque de la formation

La conjugaison de ces caractéristiques détermine une perméabilité considérée comme semi-perméable à imperméable. Des systèmes de discontinuité (failles, diaclases) existent localement en relation avec les masses rocheuses qui peuvent composer les éléments du wildflysch. Contrairement à la nappe du Gurnigel, une anisotropie de perméabilité ne se justifie pas à l'échelle régionale pour le wildflysch puisqu'il est caractérisé par des éléments englobés dans une matrice fine.

5.1.1.3. LES PRÉALPES MÉDIANES PLASTIQUES

Les Préalpes Médianes Plastiques bordent le glissement du Hohberg par le nord-est (secteur Unter Guglera Hohberg - Homattli). Les unités impliquées dans le secteur du glissement du Hohberg s'étendent du Trias (Keuper) au Crétacé inférieur et peuvent être synthétisées de la manière suivante avec de bas en haut (*Gisiger, 1967; Andrey, 1974; Plancherel, 1976, 1979; Plancherel & Caron, 1979*):

- *les dolomies, les cornieules et le gypse du Trias* qui sont en contact tectonique avec les Préalpes Externes. Le gypse se situe tout le long du plan de chevauchement et se caractérise généralement par des dolines bien visibles sur le terrain;
- *un ensemble de calcaires* (gréseux, oolithiques, spathiques, siliceux) avec des intercalations schisteuses. Cet ensemble regroupe le Rhétien et le Lias inférieur;
- *une série principalement marno-calcaire*, comprenant le Lias supérieur et le Dogger. La partie supérieure de cette formation admet des bancs lenticulaires de calcaires détritiques grossiers attribués au Bathonien;
- *les calcaires massifs* ou en gros bancs du Malm, avec à leur base des schistes et des calcaires noduleux de l'Argovien;
- *les calcaires plaquetés* du Néocomien.

Perméabilité intrinsèque de la formation

Ces formations carbonatées présentent des perméabilités primaires considérées comme imperméables. Elles développent cependant, par tectonisation, une perméabilité secondaire de fracture qui peut évoluer, par karstification, vers une perméabilité «tertiaire» de conduit affectant potentiellement l'ensemble des discontinuités du massif (joints, fissures, failles). Ces formations représentent donc un milieu à perméabilité extrêmement hétérogène que l'on conceptualise souvent par un système à double perméabilité (*cf. chapitre 3, § 3.1.4 - effet d'échelle*). Le plongement axial des formations calcaires situées le long de la bordure SSE du glissement est incliné de 25° à 40° en direction du sud. Par conséquent, cette famille principale de discontinuité pourrait drainer les eaux souterraines dans la direction opposée au glissement.

5.1.2. LE QUATERNAIRE

Les dépôts quaternaires constituent le matériel de couverture du versant et en particulier le corps du glissement. Ces formations quaternaires sont principalement constituées de moraines locales et de dépôts de pente, consécutifs à des phénomènes d'éboulement, de laves torrentielles, de chutes de blocs et d'une succession de glissements. La couverture morainique initialement constituée de moraines frontales et latérales a partiellement disparu par l'érosion et par l'action permanente de nombreux glissements (*Raetzo, 1997*). Cet ensemble présente une structure très hétérogène en relation avec les nombreux phénomènes d'instabilités qui se sont succédés au cours du Quaternaire. Le bas de la vallée est constitué de formations alluviales, déposées par la rivière Singine Chaude qui s'écoule au pied du versant (*cf. § 5.2.2.2*). Ces alluvions sont recouvertes sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur par des matériaux glissés, principalement constitués de limon-argileux. Le haut du versant est caractérisé par des éboulis assez grossiers, originaires des formations calcaires qui composent les Préalpes Médiannes sus-jacentes. Une partie de ces éboulis sont remaniés et mélangés dans la masse en glissement, alors que d'autres recouvrent les formations quaternaires situées dans la partie supérieure du versant.

Perméabilité intrinsèque de la formation

La nature limono-argileuse des dépôts quaternaires induit une perméabilité primaire considérée comme semi-perméable à imperméable pour l'ensemble de ces formations. Les dépôts alluviaux situés en bas de versant et les éboulis déposés sur les formations quaternaires ou remobilisés dans les masses en glissement font exception avec des perméabilités considérées comme perméable en raison de la granulométrie grossière des matériaux qui les composent. L'histoire quaternaire mouvementée du versant induit inévitablement une distribution hétérogène des perméabilités à travers l'ensemble de ces formations, notamment de celles qui composent le glissement actuel et qui intègrent des matériaux éboulés remobilisés.

5.1.2.1. RECONNAISSANCES INDIRECTES EN PROFONDEUR

L'objectif des reconnaissances indirectes entreprises sur le versant du Hohberg est double. Il s'agit de:

- Reconnaître les zones résistantes qui correspondent à des zones d'infiltration préférentielles des eaux souterraines;
- Interpréter ces zones en termes hydrogéologiques.

De cette manière, notre objectif par l'utilisation de cette méthode est de caractériser l'hétérogé-

néité géologique locale des terrains de couverture et l'éventuelle organisation structurale de celle-ci en certains points du domaine. La méthode radio-magnétotellurique (Thierrin & Müller, 1988; Turberg, 1993) a été utilisée pour cette caractérisation (cf § 3.1.3 et annexe 3-02). Les mesures ont été effectuées en mode unidirectionnel multifréquence (Turberg, 1993). Le milieu exploré est considéré comme essentiellement unidimensionnel; il n'induit donc pas d'effet de polarisation électromagnétique significatifs (Fischer et al., 1981; Turberg, 1993). En termes géologiques, ce milieu est considéré comme essentiellement constitué de formations géologiques non consolidées (formations quaternaires) où les effets d'anisotropie géophysique, produit par exemple par la fracturation d'un massif rocheux ou par le contact franc entre deux unités lithologiques, sont négligeables. Sur cette base, plus de 1200 points de mesures de résistivité électrique ont été réalisés sur trois secteurs distincts du versant (cf. figure 5.2).

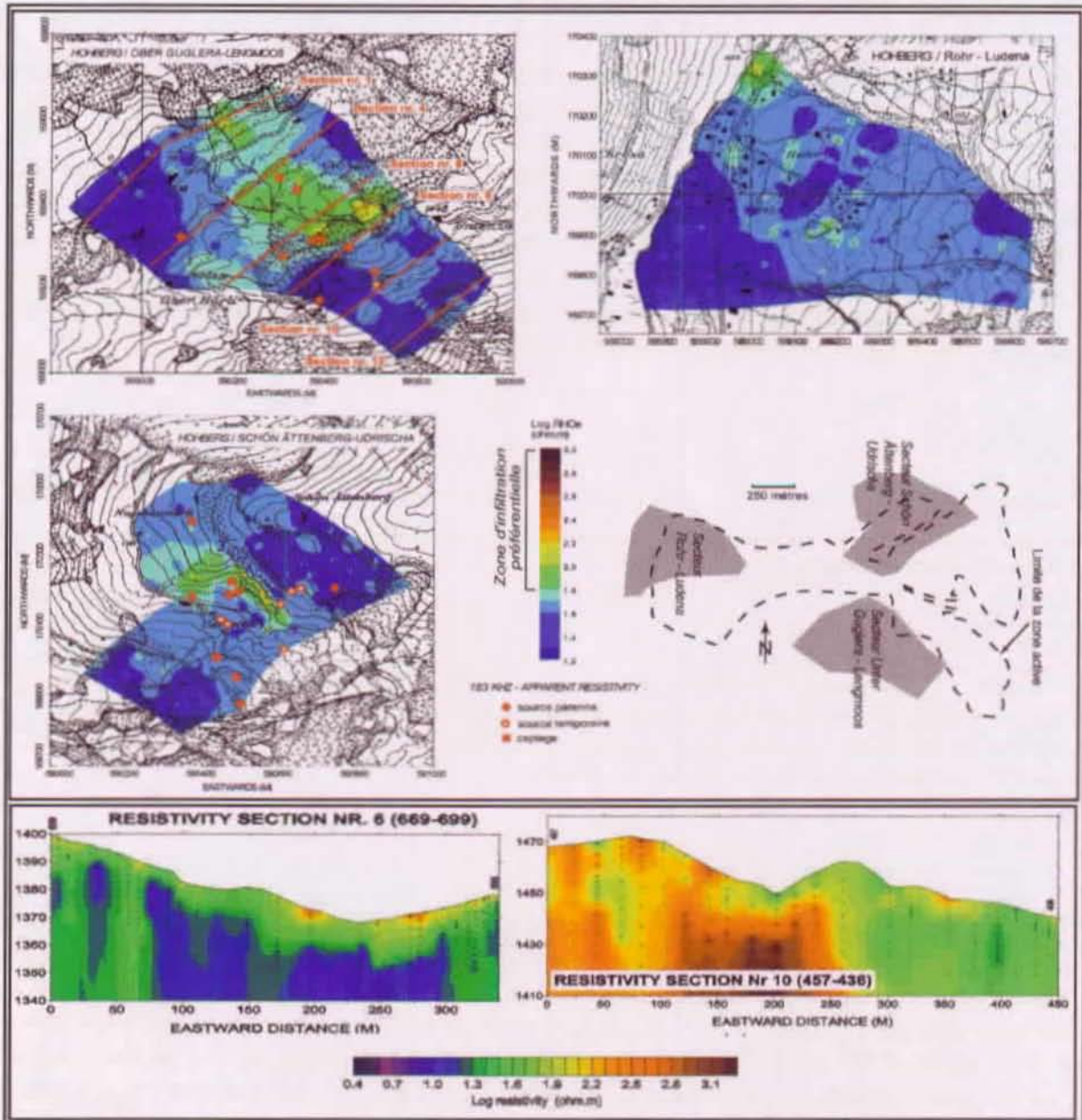


Figure 5.2: Représentation du champ de résistivité apparente à 183 kHz (représentation des premiers mètres du terrain) pour les trois secteurs du Hohberg. Les autres fréquences de mesures sont présentées à l'annexe 5-06 et les autres sections pour le secteur de Ober Guglera - Lengmoos sont illustrées pour le secteur de Hohberg à l'annexe 5-07.

Une subdivision du versant en plusieurs petits secteurs a permis de cibler les investigations géophysiques sur les deux secteurs d'infiltration préférentielle supposés sur la base d'observations de terrain et situé en marge de la zone active. A titre comparatif, un troisième secteur illustrant une zone active du glissement a été choisi:

- Les deux premiers secteurs présentent des zones plus résistantes, donc moins riche en particules fines, ce qui confirme localement la présence de zones d'infiltration préférentielle susceptibles de participer à l'alimentation du glissement. Il s'agit des secteurs de Schön Ättenberg-Udrischa et de Unter Guglera - Lengmoos situés en marge dans la zone active du glissement.
- Le troisième secteur, localisé sur le front actif du glissement (secteur Rohr-Ludena), est beaucoup plus homogène et moins résistant; par conséquent il est considéré comme plus riche en particules fines. La profondeur d'investigation dans cette zone est de l'ordre de 10 à 15 mètres.

L'analyse de la variabilité des écarts-types relatifs des résistivités vraies calculées confirme l'existence d'une différenciation entre des zones hétérogènes et d'autres plus homogènes (*cf. tableau 5.2*). L'écart-type relatif est utilisé au lieu de l'écart-type classique pour supprimer l'effet dû à l'ordre de grandeur des valeurs qui caractérisent les mesures. Par conséquent, cet écart-type relatif ne comporte pas d'unité. La diminution de l'écart-type relatif à la profondeur d'investigation de 60 kHz pour les deux secteurs hétérogène, montre l'existence d'une évolution des résistivités avec la profondeur. Dans ce cas, cela signifie que les formations lithologiques correspondant à la profondeur d'investigation intermédiaire (60 kHz) sont moins hétérogènes que celles qui correspondent aux profondeurs d'investigations adjacentes (183 et 16 kHz).

Secteurs	<i>rho</i> 183 kHz	<i>rho</i> 60 kHz	<i>rho</i> 16 kHz	Répartition des résistivités
Schön Ättenberg - Udrischa	1.232	0.829	1.422	Hétérogène
Unter Guglera - Lengmoos	1.274	0.842	1.260	Hétérogène
Rohr - Ludena	0.410	0.431	0.433	Homogène

Tableau 5.2: Récapitulatif des écarts-types relatifs obtenus pour les trois secteurs analysés par la méthode RMT. Un écart-type relatif faible illustre une répartition homogène des résistivités mesurées (quelles soient faibles, moyennes ou fortes), alors qu'un écart-type relatif élevé illustre une répartition hétérogène de ces résistivités traduisant un mélange de secteurs résistifs et conducteurs.

Cette méthode indirecte met en évidence la présence d'une organisation des résistivités électriques et par conséquent des perméabilités pour ces terrains quaternaires de couverture. La transformation de la résistivité vraie en perméabilité intrinsèque du milieu est effectuée par la relation présentée à la figure 5.3. Cette relation n'est qu'indicative car elle est basée sur les valeurs de perméabilité mesurées dans des formations dont la résistivité vraie modale est connue. De plus, cette relation ne peut s'appliquer qu'à des milieux à porosité d'interstices dont les eaux présentent des conductibilités électriques comparables. La validité de cette relation indicative sera abordée par de la modélisation numérique tridimensionnelle des écoulements souterrains à l'échelle locale (*cf. § 5.3.3*).

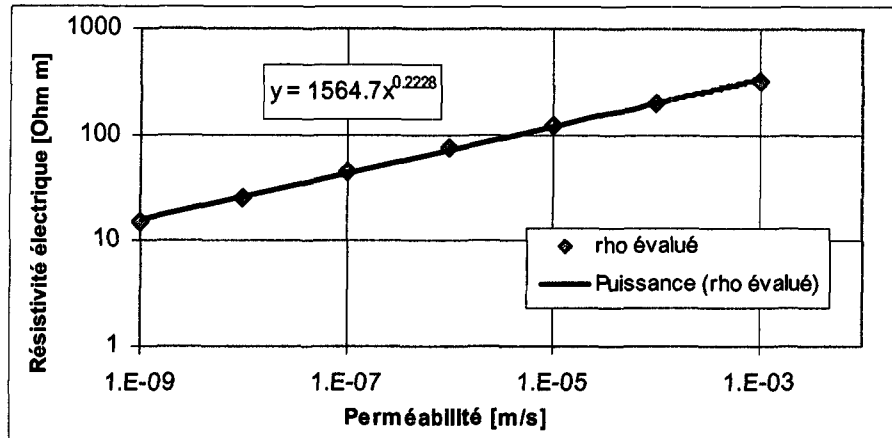


Figure 5.3: Relation utilisée entre la résistivité électrique et la perméabilité pour le versant du Hohberg. Cette relation se base sur des mesures de résistivité électrique que nous avons réalisées sur le terrain, et qui sont corrélées avec les essais de pompage qui ont été effectués lors de la réalisation des forages.

Modèle tridimensionnel local (secteur Lengmoos - Unter Guglera Hohberg)

La réalisation d'un modèle géologique tridimensionnel local est basé sur une structure de perméabilité incluant une zone d'émergence et obtenue par la relation présentée ci-dessus (cf. figure 5.3), a été entreprise pour permettre de tester localement le fonctionnement hydrogéologique d'un exutoire et ses éventuels effets sur le versant instable (cf. § 5.3.3).

Ce modèle géologique tridimensionnel est basé sur un modèle d'altitude local et sur le champ de résistivité électrique mesuré par radio-magnétotellurisme. Il est effectué à l'aide des logiciels d'interpolation géologique EarthVision (*Dynamic Graphics, 1997*) et Surfer. Le modèle tridimensionnel de perméabilité intrinsèque ainsi obtenu (cf. figure 5.4) sera exporté vers le logiciel Feflow en vue de la simulation hydrogéologique à l'échelle de l'exutoire. Les profils de résistivités vraies utilisés pour la réalisation de ce modèle structural tridimensionnel sont présentés à l'annexe 5-07.

Les valeurs de résistivités vraies ont été calculées (*Fischer et al., 1981*) pour être directement intégrées dans le logiciel d'interpolation utilisé. Cette interpolation n'a pu s'effectuer directement à l'aide du logiciel EarthVision. En effet, les fonctions d'interpolation disponibles (3D minimum tension) ne permettent pas de traiter de manière satisfaisante des séries de points de mesures très resserrés (tous le 10 mètres) le long de profils rectilignes, eux-même relativement distants (50 à 100 mètres) les uns des autres. En effet, cet interpolateur géologique ne permet pas l'introduction d'une anisotropie horizontale suffisante pour permettre le traitement de ce type de données. Par conséquent, nous avons représenté ces résistivités vraies par des coupes bidimensionnelles le long des différents profils géophysiques pour apprécier la structure générale de l'organisation des résistivités en profondeur, avant de les interpoler avec le logiciel Surfer pour créer une série de cartes à différentes profondeurs. Finalement, nous avons exporté ces cartes vers le logiciel EarthVision pour construire le modèle tridimensionnel définitif qui sera à son tour exporté vers le logiciel Feflow pour la simulation hydrogéologique.

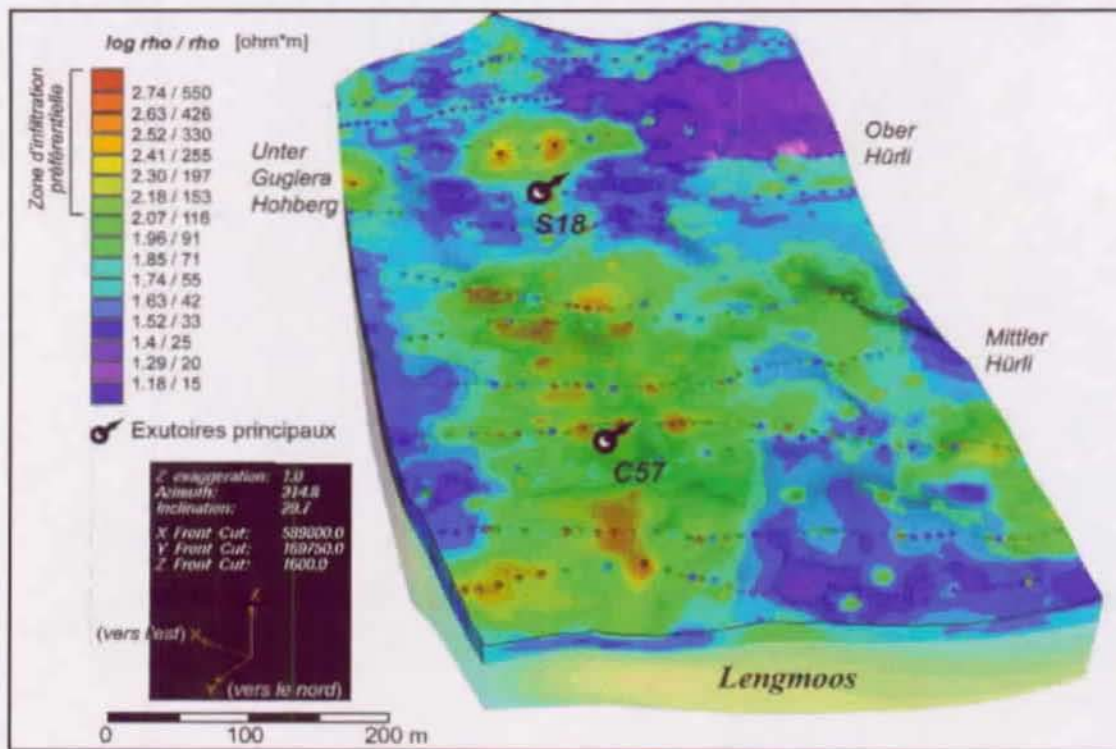


Figure 5.4: Représentation du champ de résistivité calculée obtenu par les mesures RMT pour les terrains de couverture dans le secteur Lengmoos - Unter Guglera Hohberg. Les zones rouges et vertes sont les plus perméables. Il est intéressant de constater que les deux principaux exutoires sont situés à la terminaison de ces secteurs perméables (cf. annexe 5-06 & 5-07 pour plus de détail l'évolution en profondeur de la résistivité électrique).

5.1.2.2. RECONNAISSANCES DIRECTES EN PROFONDEUR

Cinq sondages carottés ont été réalisés dans la partie inférieure du glissement par les bureaux CSD et GEOTEST, sur mandat de l'Etat de Fribourg (Beer et al., 1997; Geotest AG, 1999) auxquels s'ajoutent une dizaine de sondages destructifs peu profonds, réalisés par le bureau GEOLINA sur des mandats privés. Ces derniers forages sont tous situés à proximité du lotissement de Rohr-Gerendacherli et de Rohrmoos (Géolina AG, 1990 & 1996). La localisation de ces sondages est mentionnée à l'annexe 5-08. L'ensemble des informations obtenues par ces forages nous a permis de proposer la coupe géologique longitudinale du glissement présentée à la figure 5.5.

Ces forages ont permis de confirmer la nature très hétérogène des terrains quaternaires. Des traces de bois ont été trouvées et datées au carbone 14 dans certains de ces forages (cf. travail de doctorat de F. Dapples, direction Prof. C. Caron, en prép.). La roche en place a été rencontrée entre 38 et 70 mètres de profondeur, ce qui permet de déterminer ponctuellement l'épaisseur de ces dépôts quaternaires. Dans la partie inférieure du glissement, plusieurs forages ont atteint des formations graveleuses profondes, situées dans des dépôts alluviaux (cf. § 5.2.2 pour les propriétés physiques). La surface de glissement a été mise en évidence par des mesures inclinométriques et par la cartographie des phénomènes (Raetzo, 1997) et se situe à environ 18 mètres sous la surface topographique. Ces mesures inclinométriques ont permis de distinguer la zone en glissement actif d'une zone non active qui n'est pas différenciée lithologiquement et que nous appellerons glissement latent. La synthèse des essais en laboratoire et des essais de pompes disponibles est présentée à l'annexe 5-09.

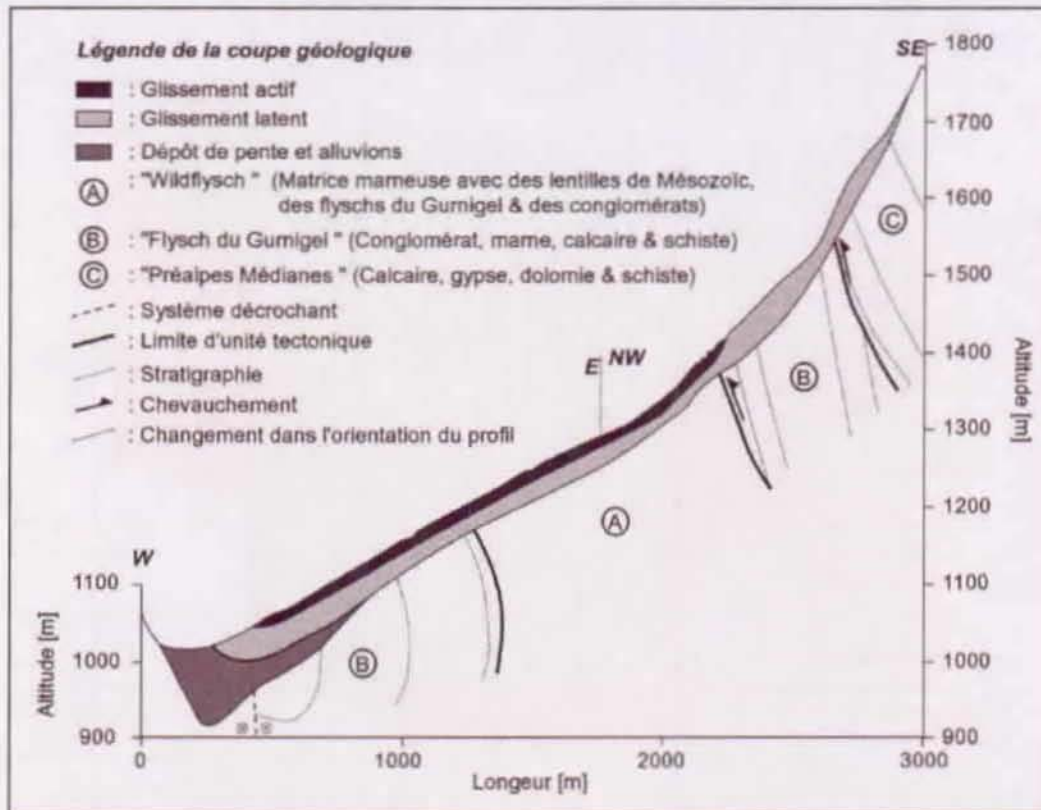


Figure 5.5: Coupe géologique longitudinale du glissement du Hohberg (modifiée d'après Beer et al., 1997; et d'après Oswald & Dapples, 2001). La situation du profil est mentionnée sur la carte géologique à l'annexe 5-04.

Modèle tridimensionnel du bassin versant hydrologique du Hohberg

La réalisation d'un modèle tridimensionnel du bassin versant hydrologique du glissement (cf. figure 5.6), basé sur l'ensemble des données topographiques, géologiques et tectoniques particulières au Hohberg, vise à tester l'effet tridimensionnel induit par la topographie du versant sur le fonctionnement général des écoulements souterrains à travers le domaine. Il s'agit d'effectuer une analyse de sensibilité des potentiels hydrauliques aux conditions morphologiques et hydrogéologiques du versant dans le but d'apprécier l'influence de ces conditions sur le processus d'instabilité.

La construction de la structure géologique qui caractérise ce modèle tridimensionnel se base sur l'élaboration d'une série de coupes transversales et longitudinales à travers le domaine. Nous avons simplifié la structure selon les principales unités hydrogéologiques déduites de la coupe géologique (cf. figure 5.7, § 5.2.1) et des modèles conceptuels hydrogéologiques présentés au paragraphe 5.2.5. De cette manière, une distinction est faite entre les zones active, latentes, les dépôts de pente et les alluvions, le rocher sain, le rocher décomprimé et finalement les calcaires des Préalpes Médiannes. Une distinction est également faite entre le flysch du Gurnigel et le wildflysch pour pouvoir attribuer, le cas échéant et de manière indépendante une anisotropie de conductivité hydraulique.

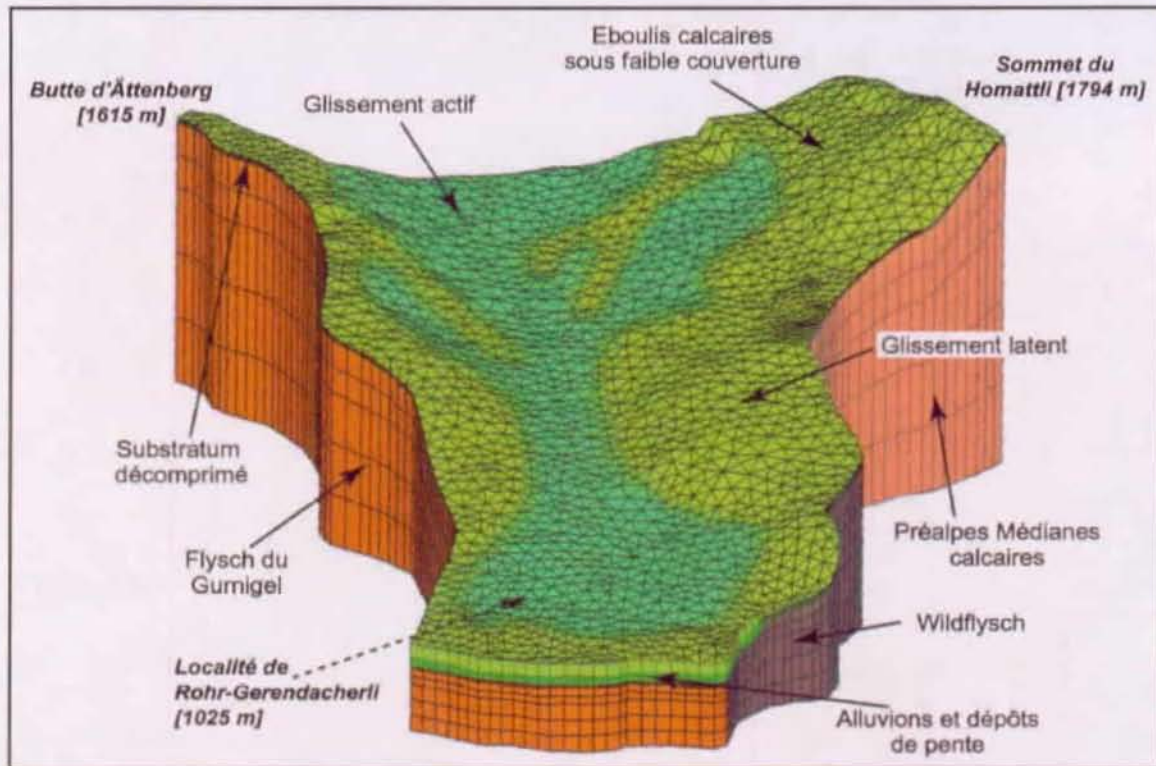


Figure 5.6: Modèle géologique tridimensionnel du versant du Hohberg. Les limites du bassin versant hydrologique pris en considération dans ce modèle sont mentionnées à l'annexe 5-04.

5.1.3. SYNTHÈSE

L'analyse structurale du Hohberg a permis de caractériser les conditions régionales, tant géologiques que topographiques, liées à ce versant. Le modèle de structure issu de cette analyse va être utilisé pour assigner des perméabilités aux différentes unités en présence; il constituera donc la base nécessaire pour procéder à une modélisation, d'abord conceptuelle puis numérique, des écoulements souterrains. En résumé, le soubassement est composé des alternances grésomarneuses des flyschs du Gurnigel et par du wildflysch. Ces unités sont chevauchées au sud du versant par les calcaires des Préalpes Médiannes Plastiques (cf. esquisse tectonique à l'annexe 5-03). La couverture quaternaire de la région du Hohberg est marquée par une succession de dépôts de pente, produits par une histoire riche en phénomènes d'instabilités (glissements, éboulements, laves torrentielles). Cette succession de dépôts de pente favorise l'hétérogénéité structurale du milieu, créant localement des zones préférentielles d'infiltrations qui vont influencer les processus de glissement. Le pied du versant est caractérisé par des dépôts alluviaux grossiers, qui présentent une perméabilité beaucoup plus élevée que celle des autres formations. Ces dépôts de pente sont génétiquement très différents des éboulis calcaires perméables qui proviennent des Préalpes Médiannes et qui sont situés dans la partie supérieure du versant.

L'analyse détaillée par géophysique d'un secteur du versant a permis de valider le caractère hétérogène du milieu de subsurface considéré et de déterminer l'organisation tridimensionnelle de cette hétérogénéité. Le modèle structural local issu de cette analyse présente en outre une cohérence vis-à-vis des observations géologiques et hydrogéologiques de terrain. Ce modèle va être utilisé pour attribuer des perméabilités aux différentes formations en présence et constituera la base nécessaire pour simuler les réponses hydrauliques et isotopiques acquises en plusieurs points d'exutoire du domaine (cf. § 5.3.3).

5.2. ANALYSE DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE

5.2.1. MODÈLE HYDROGÉOLOGIQUE INITIAL

Les écoulements souterrains à travers les différents milieux rencontrés sur le versant du Hohberg seront influencés par la topographie, la répartition des perméabilités dans le sous-sol et par les conditions d'alimentation et d'exutoire du bassin versant. Si les conditions topographiques, d'alimentation ou d'exutoire sont relativement aisées à évaluer par le fait qu'elles touchent au domaine de la surface du terrain, celles portant sur les perméabilités des formations souterraines le sont moins. Dans notre cas, la détermination des perméabilités est basée sur des essais de pompages réalisés ponctuellement en forage (cf. annexe 5-09 et § 5.1.2.2). La répartition des perméabilités est basée sur la régionalisation de ces valeurs ponctuelles en fonction de la structure géologique établie. Cette détermination fournit les résultats suivants et aboutit au modèle hydrogéologique initial de la figure 5.7.

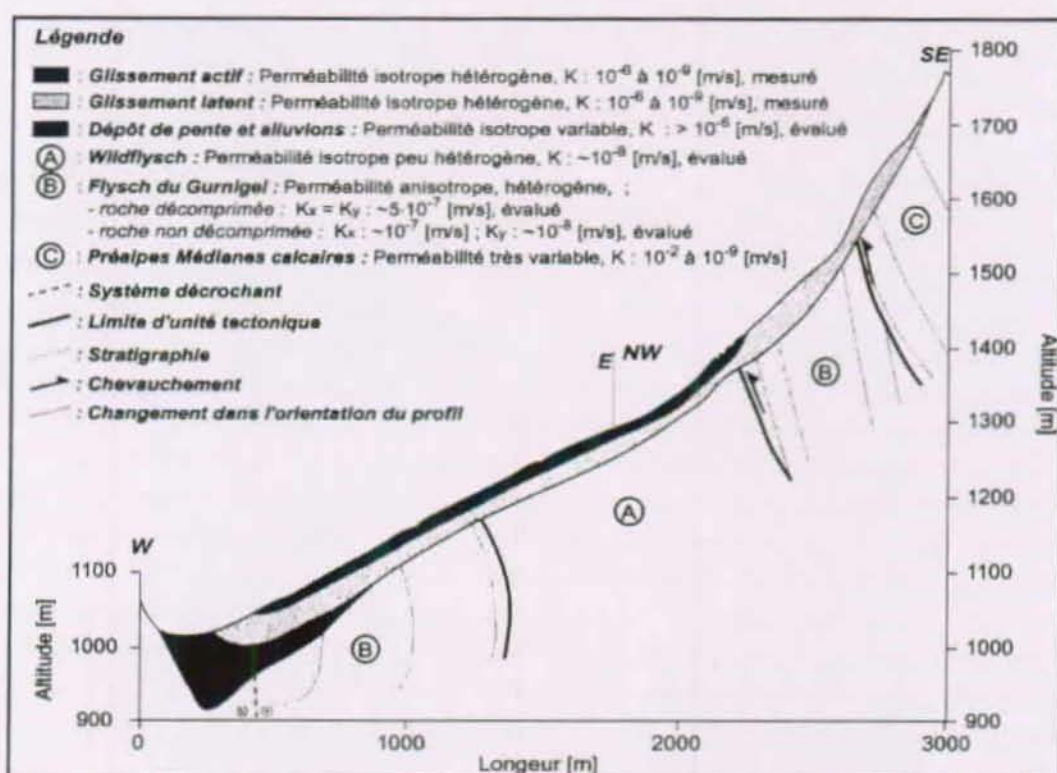


Figure 5.7: Transcription de la coupe géologique présentée à la figure 5.5 en unités hydrogéologiques. La détermination des perméabilités indiquées provient de la régionalisation des valeurs mesurées en forage. Il s'agit par conséquent de perméabilités valables à l'échelle de la dizaine de mètres. Le rapport entre ces valeurs et celles représentatives à l'échelle du bassin versant est estimé entre 10 et 100 sur la base d'essais de traçage réalisés dans les flyschs (Basabe, 1993) dans le cadre du projet AQUITYP (Parriaux et al., 1990). Cet effet d'échelle est illustré au chapitre 3, § 3.1.4.

Les flyschs du Gurnigel s'illustrent par une forte variabilité des vitesses d'écoulement souterrain. La porosité primaire de ces flyschs composés d'alternances de pélites et de turbidites joue souvent un effet d'aquiclude. Par opposition, les réseaux de discontinuité traduisant l'effet de la tectonisation dans les formations de flyschs permettent des écoulements rapides pouvant parfois atteindre 90 m/h (Basabe, 1993). De plus, la décompression postglaciaire induit dans ces for-

mations une perméabilité légèrement plus élevée dans une zone épidermique de quelques mètres d'épaisseur. Contrairement aux flyschs du Gurnigel, une anisotropie de perméabilité ne se justifie pas pour le wildflysch du fait qu'il est caractérisé par des éléments englobés dans une matrice fine abondante.

Les calcaires forment des aquifères caractérisés par une perméabilité extrêmement variable: l'eau circulant d'une part dans des conduits impliquant des écoulements très rapides, et d'autre part dans la matrice microfissurée impliquant des circulations beaucoup plus lentes. Une source karstique importante est signalée sur la carte hydrogéologique de la Suisse à environ 1.5 km au SSW du glissement avec un débit moyen supérieur à 600 l/min (*Pasquier & al., 1999*). La présence de cette source semble indiquer que l'eau souterraine dans ces calcaires s'écoule préférentiellement selon le plongement axial des formations et semble donc drainée hors du bassin versant du Hohberg. Par conséquent, il semble ne pas y avoir de relation significative entre ces formations carbonatées et le glissement. Ce point sera repris en détail à l'aide des mesures hydrochimiques et isotopiques (*cf. § 5.2.6. & 5.2.7*).

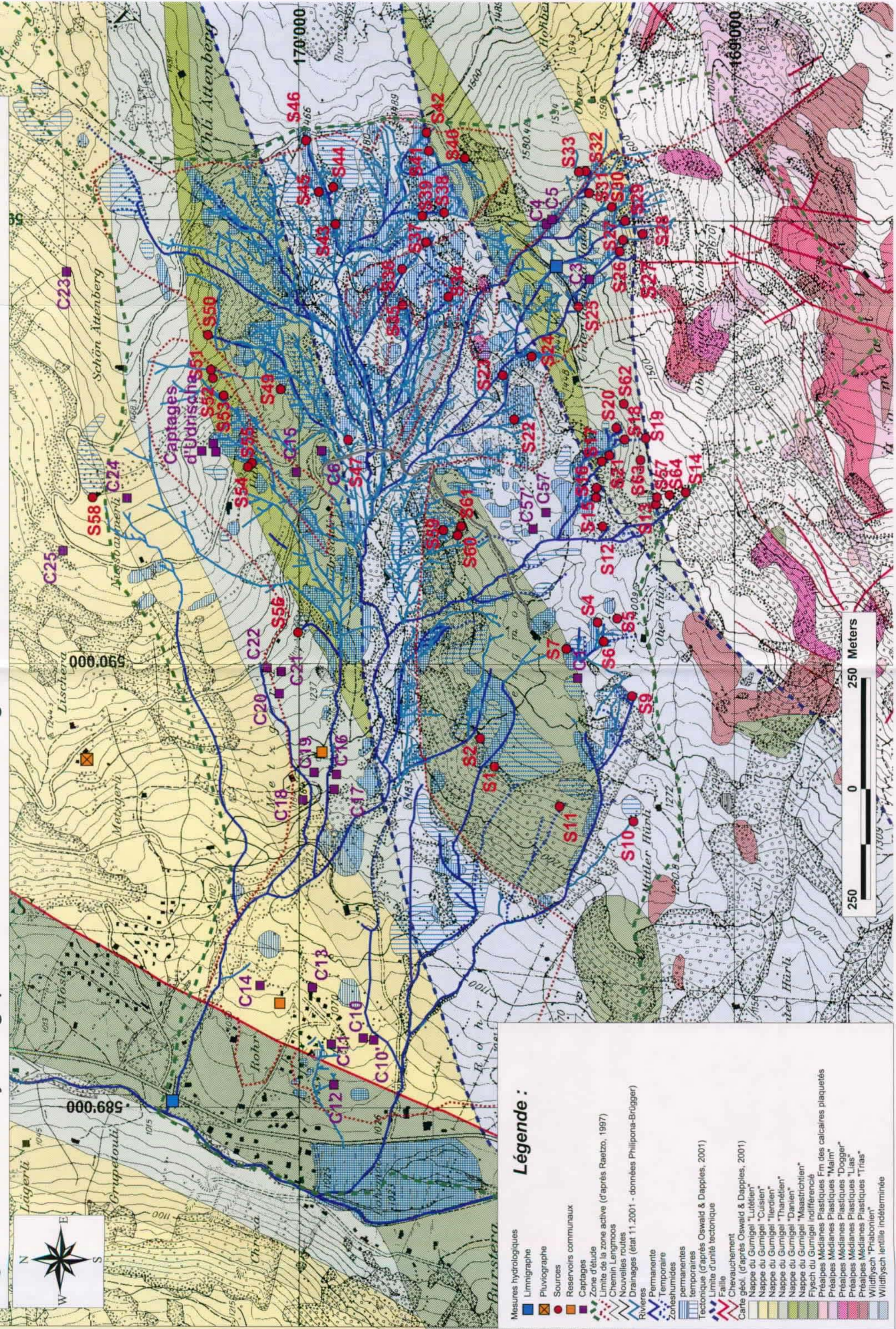
L'organisation des perméabilités des formations quaternaires a déjà été abordée en détail par des mesures géophysiques et par des mesures directes en forage, qui ont permis de décrire localement l'organisation de l'hétérogénéité de leur distribution et la puissance des différentes formations rencontrées (*cf. § 5.1.2.1 & 5.1.2.2*).

5.2.2. CARTOGRAPHIE HYDROLOGIQUE

La carte hydrologique présentée à la figure 5.8 illustre l'organisation des écoulements de surface, ainsi que la répartition des zones humides et des exutoires. La partie supérieure du glissement est caractérisée par une grande abondance de zones d'exutoires caractérisées par des zones humides et des sources qui présentent des débits faibles, généralement inférieurs à 10 l/min. La partie inférieure du glissement est également très humide, mais la densité des exutoires tend à diminuer. Cette diminution s'explique d'une part par la présence de nombreux captages qui alimentent notamment le réseau communal dans le secteur de Metzgera et, d'autre part, par d'importants travaux de drainage de subsurface qui ont été entrepris tout d'abord pour la construction du lotissement puis pour l'assainissement du glissement à partir de 1996 (*Philippina & Brügger, 1998*). Le secteur d'Ättenberg est quant à lui beaucoup plus sec. Il ne présente pas de zones sourcières, contrairement au secteur d'Udrischa qui compte un réseau de captages quantitativement très important pour l'alimentation en eau de la commune. Ce dernier secteur est constitué d'affleurements de flysch du Gurnigel composés de bancs de grès et d'une couverture quaternaire sablo-limoneuse.

La densité et la répartition des zones humides et des émergences pérennes à la surface de la masse glissée indiquent sans équivoque la présence d'eau souterraine en subsurface. Celle-ci peut s'expliquer soit (1) par la présence d'un aquifère de subsurface continu qui couvrirait l'ensemble du glissement, soit (2) par l'existence de multiples petits systèmes aquifères de subsurface produits par des hétérogénéités locales de perméabilité. Dans le cadre de cette thèse, un aquifère ou un écoulement de subsurface est défini par de l'eau souterraine ou des circulations souterraines qui se situent dans les premiers décimètres à quelques mètres au maximum sous la surface topographique. La figure 5.9 illustre ces deux hypothèses qui doivent être mises en relation avec la zone aquifère de subsurface uniquement qui apparaît pour les deux hypothèses A et B de la figure 5.14 (*cf. § 5.2.5.2*). Les deux solutions paraissent localement cohérentes en relation avec la distribution parfois homogène ou parfois hétérogène des perméabilités qui caractérisent les terrains de couverture du versant (*cf. § 5.1.2.1*). Seul un essai de traçage permettrait de caracté-

Figure 5.8: Carte hydrologique du versant du Hohberg (réalisée conjointement par D. Oswald (UNIFR) & P. Tullen (GEOLEP))



Légende :

- Mesures hydrologiques
 - Limnigraphie
 - Pluviographe
 - Sources
 - Reservoirs communaux
 - Captages
- Zone d'étude
- Limite de la zone active (d'après Raetzo, 1997)
- Chemin Lemigmoos
- Nouvelles routes
- Drainages (état 11.2001 - données Philippona-Brugger)
- Rivieres
- Permanenté
- Temporaire
- permanentes
- temporaires
- Zoneshumidés
- tectonique (d'après Oswald & Dapples, 2001)
- Limite d'unité tectonique
- Faillie
- Chevauchement
- Carte géol. (d'après Oswald & Dapples, 2001)
 - Nappe du Gurmigel "Lurélien"
 - Nappe du Gurmigel "Cuisien"
 - Nappe du Gurmigel "Ilerdien"
 - Nappe du Gurmigel "Thanélien"
 - Nappe du Gurmigel "Danien"
 - Nappe du Gurmigel "Maastrihtien"
 - Flysch du Gurmigel indifférencié
 - Préalpes Médiannes Plastiques Fm des calcaires plaquetés
 - Préalpes Médiannes Plastiques "Malm"
 - Préalpes Médiannes Plastiques "Dogger"
 - Préalpes Médiannes Plastiques "Lias"
 - Préalpes Médiannes Plastiques "Trias"
 - Wildflysch "Priabonien"
 - Wildflysch lentille indéterminée

riser localement ces systèmes d'écoulements de subsurface de manière plus détaillée. Toutefois, sur la base des investigations géophysiques menées sur plusieurs secteurs du versant du Hohberg, la seconde hypothèse paraît la plus réaliste en raison de la distribution hétérogène des perméabilités qui structure les terrains de couverture de ce versant instable.

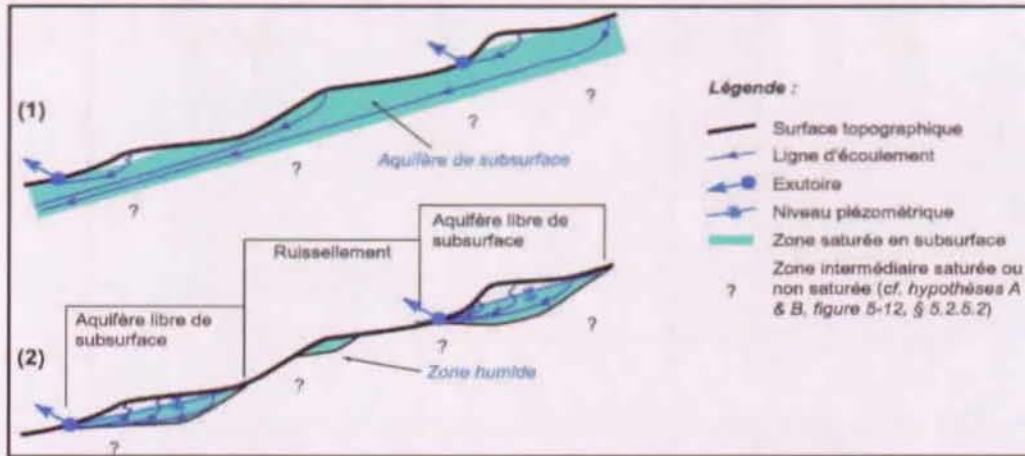


Figure 5.9: Caractérisation des écoulements de subsurface appliqué à la problématique du Hohberg. Le schéma (1) illustre l'hypothèse d'un milieu aquifère de subsurface continu et relativement homogène. Le schéma (2) illustre l'hypothèse d'un milieu de subsurface discontinu, constitué de lentilles plus ou moins perméables produisant des volumes aquifères très locaux.

5.2.3. ASPECTS CLIMATOLOGIQUES

Les paramètres climatologiques utilisés dans le cadre de cette analyse du Hohberg ont été fournis par des stations de mesures de l'Institut Suisse de Météorologie (ISM) qui dispose d'un vaste réseau d'observations sur tout le territoire helvétique et par une station de mesures de l'Institut Fédéral de Recherche sur la Forêt, la Neige et le Paysage (WSL). A cela vient s'ajouter un pluviographe installé dans la zone d'étude par nos soins au début de l'année 2001. Pour plus de détails concernant les paramètres enregistrés aux différentes stations ISM, le lecteur peut se référer à l'Atlas Hydrologique de la Suisse (Weingartner & Aschwanden, 1989). L'annexe 5-10 offre un aperçu des stations et des paramètres utilisés dans ce cinquième chapitre.

5.2.3.1. LES PRÉCIPITATIONS

L'ensemble des stations ISM de Suisse fournit la valeur des précipitations en pour-cent de la moyenne 1901-1960 que l'on appellera la norme ou la norme de référence dans cette thèse. Les corrélations effectuées entre les stations de l'ISM et celle du WSL (station du Rotenbach) pour calculer la norme de référence 1901-1960 applicable à la station du WSL n'ont pas permis d'obtenir des résultats satisfaisants (cf. annexe 5-10). La différenciation observée s'explique vraisemblablement par la morphologie particulière de la vallée de la Singine Chaude, provoquant une distribution des événements climatiques très variable et localisée. Nous avons par conséquent calculé la moyenne des précipitations mensuelles enregistrées par la station du Rotenbach pour l'intervalle de mesure disponible, à savoir les années hydrologiques 1970 à 2001. Nous utiliserons cette moyenne comme norme de référence pour ce cinquième chapitre. La figure 5.10 présente la distribution mensuelle des précipitations durant l'intervalle de mesure.

La région du Hohberg est très riche du point de vue de la quantité des précipitations reçues (cf. tableau 5.3). Elle se situe largement au-delà de la moyenne suisse avec ces 1481 mm pour la

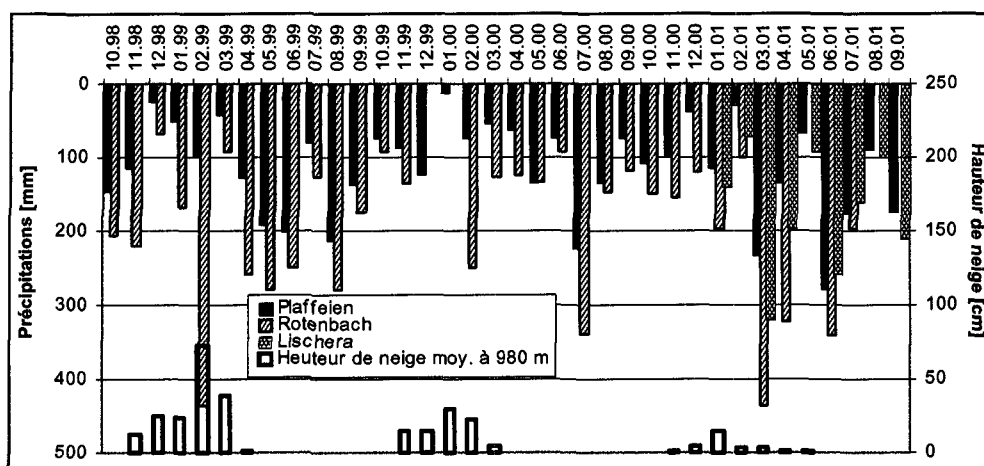


Figure 5.10: Distribution mensuelle des précipitations pour la région du Hohberg.

période 1961-1980 (Kirchhofer & Sevruck, 1991). L'année hydrologique 1998-1999 a connu des précipitations importantes tombées d'abord sous forme de neige durant l'hiver (principalement en février), suivies au printemps (avril à juin) par de nouvelles précipitations pluvieuses accompagnant la fonte des neiges (OFEG, 2000). L'année hydrologique 2000-2001 a également connu de fortes précipitations, toutefois celles-ci sont majoritairement tombées sous forme de pluies jusqu'à près de 1000 m d'altitude. Par conséquent, ces deux années climatologiques très actives présentent deux situations hivernales bien distinctes, la première étant dominée par une couverture neigeuse importante à l'inverse de la seconde.

Station de mesure	Année 98-99	Année 99-00	Année 00-01	Moyenne 70-01
Plaffeien (ISM)	1446 mm	1143 mm	1551 mm	-
Rotenbach (WSL)	2567 mm	1889 mm	2462 mm	2044 mm
Lischera (GEOLEP)	non mesuré	non mesuré	2071 mm	-

Tableau 5.3: Comparaison des précipitations annuelles dans la région du Hohberg.

5.2.3.2. LA TEMPÉRATURE DE L'AIR

Nous avons considéré la température de l'air de la station du Rotenbach située à 1365 m d'altitude pour déterminer les périodes de fonte des neiges sur la versant du Hohberg. De plus, nous avons complété ces données par des observations directes sur le terrain lors des nombreuses campagnes d'échantillonnage que nous avons réalisées.

5.2.3.3. L'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

Ne disposant d'aucune mesure directe de l'évapotranspiration sur le versant du Hohberg, nous l'avons estimée sur la base de la formule de Primault (Primault, 1981) selon les paramètres mesurés à la station ISM de Plaffeien. Une diminution de l'ordre de 10% de l'évapotranspiration obtenue pour la station de Plaffeien est appliquée pour tenir compte de la différence d'altitude entre la station de mesure et le glissement du Hohberg (Menzel et al., 1999). L'annexe 5-10 présente les valeurs ainsi obtenues pour l'évapotranspiration que nous appliqueront pour le versant du Hohberg, notamment pour l'établissement du bilan hydrique (cf. § 5.2.4).

5.2.3.4. RELATIONS ENTRE LES ASPECTS CLIMATOLOGIQUES ET LES DÉPLACEMENTS

Le glissement du Hohberg a connu une réactivation brutale qui a débuté entre le 22 février et le 4 mars 1999 dans le secteur d'Udrischli. Malheureusement, il est impossible de préciser avec exactitude le début de cette phase de réactivation. En effet, le réflecteur visé par le laser est sorti du champ de vision de l'appareil de mesure, soit suite à l'accélération brutale du glissement, soit en raison de perturbations liées aux conditions météorologiques très défavorables de cette période (Oswald, thèse en prép.). Par conséquent, seules quelques mesures ponctuelles sont disponibles pour cet intervalle.

La corrélation entre les données climatologiques à court terme et les déplacements démontre que la réactivation du glissement a été précédée par un mois de février 1999 climatologiquement très actif, avec 436.3 mm de précipitations tombées principalement sous forme de neige, soit plus de 262% de la moyenne des années hydrologiques 1970 à 2000 (cf. § 5.2.3.1). L'infiltration produite par la fonte des neiges a débuté le 19 février par une période de 3 jours consécutifs de fonte, avec des températures journalières moyennes de l'air atteignant 3.1 °C à 980 msm et 1.6 °C à 1365 msm. Cette première période de fonte a été accompagnée par des chutes de pluie, avant que de nouvelles chutes de neige ne se produisent entre le 22 et le 24 février. Une seconde période de fonte est survenue dès le 25 février avec des températures moyennes journalières en constante hausse jusqu'au 3 mars, atteignant des valeurs moyennes journalières de 4.2 °C à 980 msm et 3.3 °C à 1365 msm (cf. figure 5.11).

L'analyse du volume précipité durant la période du 16 au 25 février est très significative (cf. figure 5.11). L'indice des précipitations antécédentes (IPA) qui permet de caractériser l'état d'humidité d'un sol en se basant sur une pondération des événements pluviométriques précédant un événement particulier (Jaton et al., 1978) est utilisé pour déterminer l'état d'humidité du sol lors de cette phase de réactivation du glissement. Etant donné que l'IPA maximal de cette période est atteint alors que la couverture neigeuse n'a pas totalement fondu, nous avons adapté le calcul de cet indice de manière à pouvoir considérer d'une part le volume pluviométrique précipité et d'autre part le volume d'eau produit par la fonte du manteau neigeux selon une relation qui lie la densité de la neige pour différents états à la densité de l'eau (Singh & Singh, 2001). L'ajustement de cet indice indique que sa valeur maximale pour l'année 1999 est atteinte le 23 février, soit au début de la phase de réactivation de 1999. L'indice IPA obtenu pour cette réactivation du glissement de 1999 correspond, selon la loi des valeurs extrêmes de Gumbel (Gumbel, 1958), à un événement d'une période de retour de 308 ans, ce qui est considérable.

La figure 5.11 indique également l'apparition de fortes précipitations durant l'hiver 2001, alors qu'aucun signe de réactivation du glissement n'apparaît. Par opposition à l'hiver 1999, celui de 2001 se distingue par de faibles quantités de neige. Par conséquent, l'indice des précipitations antécédentes reste plus faible en raison de la part réduite des apports issus de la fonte des neiges. Cette relation sera abordée en détail dans la thèse de Daniel Oswald (en prép.).

En résumé, la phase de réactivation de 1999 coïncide avec un événement hydroclimatologique extrême à court terme, qui se traduit par une fonte rapide de la couverture neigeuse à laquelle s'ajoute des apports pluviométriques importants. Cependant, cette analyse ne donne aucune indication sur les processus hydrogéologiques induits par cet événement hydroclimatologique, ni sur la localisation des zones d'infiltration préférentielle.

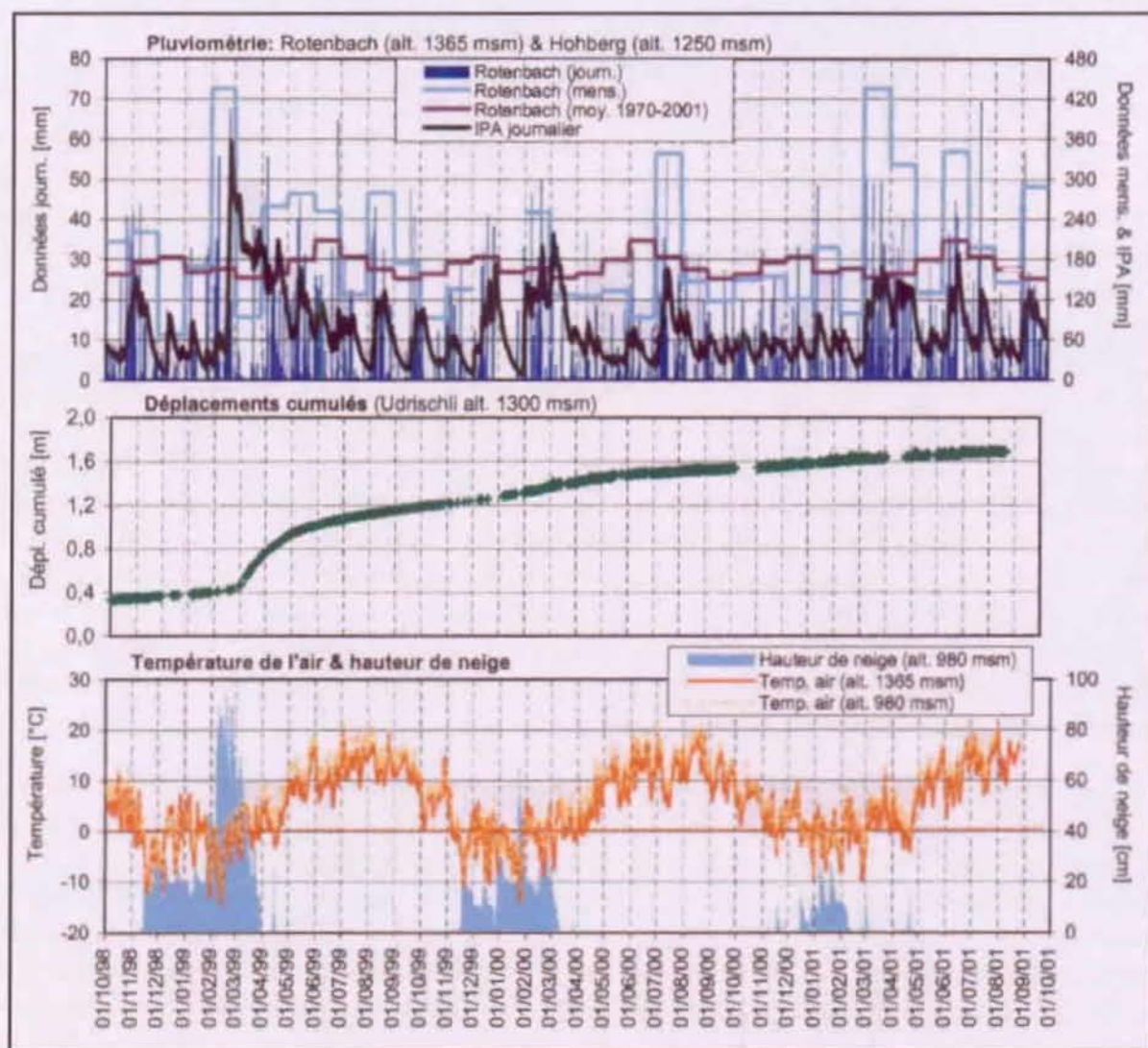


Figure 5.11: Diagrammes des corrélations climatologiques et des déplacements pour le Hohberg. Les déplacements sont mesurés par l'institut de géologie de l'Université de Fribourg (Oswald, thèse en prép.).

5.2.4. BILAN HYDRIQUE

L'objectif d'un calcul de bilan hydrique pour le versant du Hohberg est de déterminer si le bassin versant hydrologique du Hohberg est suffisant pour alimenter en eau son exutoire, ou si des pertes ou des alimentations significatives en provenance d'un bassin versant externe doivent être envisagées. Les observations de terrain permettent de proposer deux hypothèses principales concernant ce bilan hydrique:

- L'existence d'une alimentation externe en provenance des calcaires des Préalpes Médiannes qui dominent la partie supérieure du versant;
- L'absence d'une telle alimentation externe.

L'hypothèse de pertes par des circulations souterraines profondes au sein du versant est peu probable en raison des faibles perméabilités qui caractérisent les terrains de couverture. La validation de l'une ou l'autre de ces hypothèses est indispensable pour comprendre les systèmes

d'écoulements souterrains à travers le massif.

Deux calculs de bilan hydrique ont pu être réalisés dans le cadre de cette étude du versant instable du Hohberg (cf. figure 5.12):

- Le premier est effectué sur la base du débit de la rivière Hohbergbach mesuré par nos soins. Le Hohbergbach rassemble plus de 80% des eaux de surface du versant du Hohberg;
- Le second est basé sur des mesures de débit réalisées par le Service des Eaux du canton de Fribourg dans la partie supérieure du glissement.

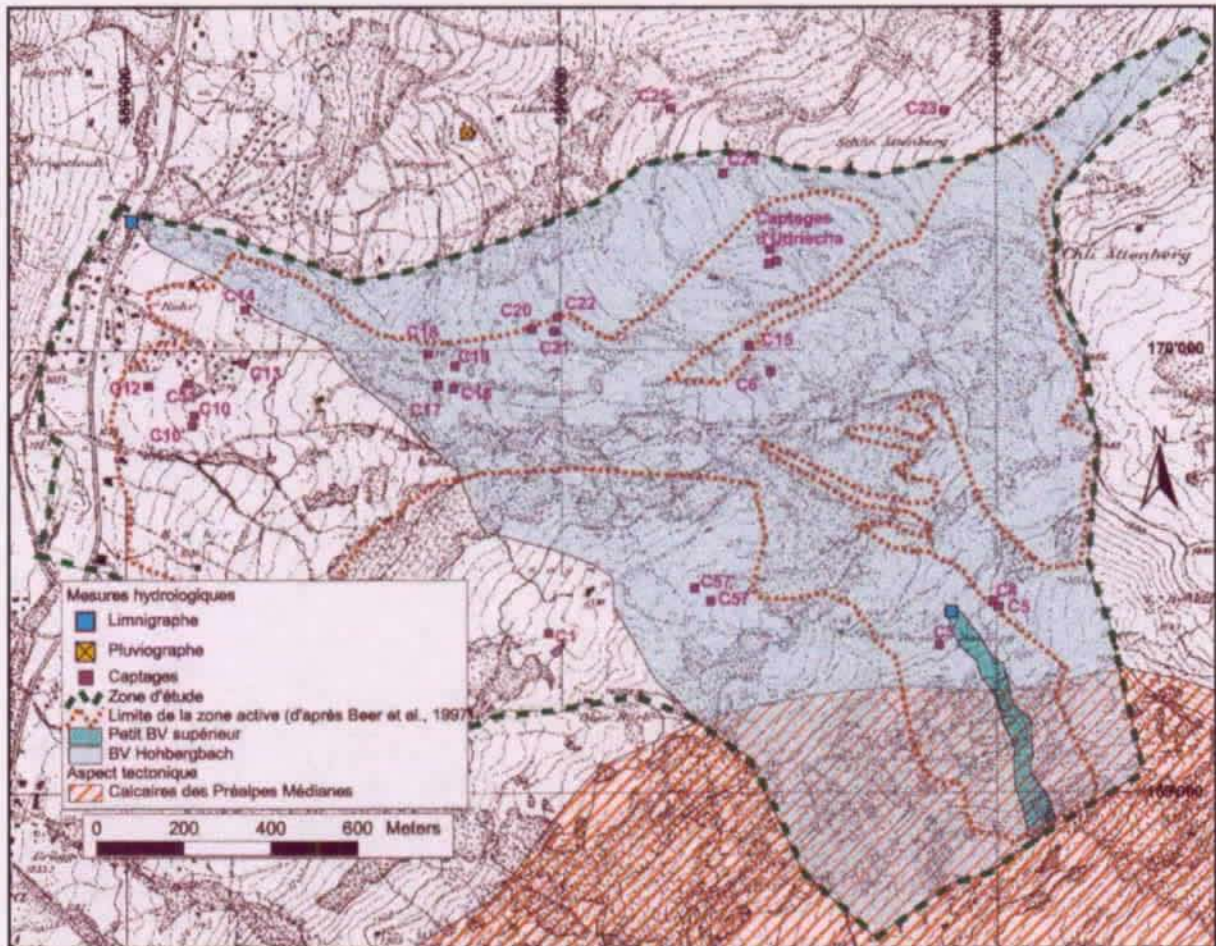


Figure 5.12: Représentation graphique des exutoires du versant du Hohberg considérés pour le calcul de bilan hydrique et illustration de leurs bassins versants. La zone d'étude correspond au bassin versant (BV) hydrologique du glissement.

Les deux bilans hydriques ont été calculés pour l'année hydrologique 2000-2001 uniquement car il n'existe pas de mesures de débit antécédentes sur le glissement et parce que les écoulements de surface et de subsurface sont en constante modification en raison de l'avancement des travaux de drainage entrepris depuis 1996 pour conforter le glissement. Toutefois, un bilan hydrique sur plusieurs années reste indispensable pour confirmer les résultats obtenus par cette première analyse. La détermination de plusieurs paramètres est indispensable pour la réalisation de ces calculs de bilan hydrique. Dans ce cas, il s'agit de:

- La détermination de la superficie des deux bassins versants sur la base de la topographie (cf.

figure 5.12);

- La détermination des précipitations sur la base des mesures réalisées par le WSL (station du Rotenbach) et par nos soins directement sur le versant du Hohberg (cf. § 5.2.3.1);
- La détermination de l'évapotranspiration potentielle (cf. § 5.2.3.3);
- La détermination du volume d'eau capté et soustrait des exutoires des bassins versants (estimé par des mesures in situ ponctuelles réalisées par nos soins);
- La détermination du débit aux exutoires des deux bassins versants concerné (*le débit mesuré à l'exutoire du bassin versant du Hohbergbach présente une précision estimée de l'ordre de 10% en raison de la typicité du site où l'instrumentation a pu être mise en place*).

Finalement, la détermination des bilans hydriques s'effectue en soustrayant aux précipitations l'évapotranspiration, le débit à l'exutoire et le volume d'eau capté (cf. § 3.2.4, chapitre 3). Le détail des calculs est présenté à l'annexe 5-11.

Le bilan pour le grand bassin versant du Hohbergbach met en évidence plusieurs mois avec un excès aux sorties par rapport aux entrées (cf. tableau 5.4). Les mois qui présentent un bilan négatif sont caractérisés soit par un déficit de précipitations, soit par des pertes significatives par évapotranspiration.

Période	Bilan BV HO [%]	Bilan BV OV [%]
Octobre 2000	112.7	123.8
Novembre 2000	109.1	122.8
Décembre 2000	121.8	129.5
Janvier 2001	55.2	83.4
Février 2001	87.1	110.6
Mars 2001	44.1	66.2
Avril 2001	76.8	93.1
Mai 2001	219.6	188.2
Juin 2001	90.2	95.1
Juillet 2001	141.0	123.3
Août 2001	213.8	167.9
Septembre 2001	45.8	58.7
Bilan annuel	94.2	101.4

Tableau 5.4: Bilan hydrique pour l'année hydrologique 2000-2001. L'abréviation BV signifie bassin versant, l'abréviation HO correspond au bilan hydrique basé sur le bassin versant du Hohbergbach et l'abréviation OV indique le bilan hydrique basé sur le petit bassin versant situé à l'amont du glissement. La valeur indique le volume à l'exutoire par rapport au volume d'entrée dans le système, exprimée en pourcent.

D'une manière générale, le bilan du Hohbergbach pour l'année hydrologique considérée présente un excès très faible d'environ 220'000 mètres cubes, ce qui correspond à environ 5% des précipitations annuelles du bassin versant total ou, autrement exprimé, à environ 10% du volume poreux efficace des formations quaternaires de ce même bassin versant. La porosité efficace est sans dimension et exprimée en pourcents. Elle correspond au rapport du volume d'eau gravitaire que le réservoir peut contenir à l'état saturé, puis libérer sous l'effet d'un égouttage complet, à son volume total. Nous l'avons considérée comme équivalente à 2% du volume total, sur la base d'une table proposée par Castany, (Castany, 1982). La porosité efficace est moins pré-

cise que la porosité cinématique qui correspond à la teneur en eau mobile (rapport du volume des vides réellement parcouru par l'eau gravitaire au volume total du milieu). Malheureusement, nous n'avons pas eu la possibilité d'estimer cette porosité cinématique en raison de l'absence d'essai de traçage sur ce versant. Le volume total des formations quaternaires est approximé par la détermination de leur épaisseur moyenne sur la base des relevés de forage et des profils sismiques à disposition (*Beer et al., 1997*).

Le bilan du petit bassin amont se corrèle très bien avec le bilan obtenu pour le Hohbergbach avec un facteur de corrélation supérieur à 96% (*cf. annexe 5-11*). Seul le mois de février présente un résultat différent en raison des apports stockés sous forme de neige dans la partie supérieure du versant.

En tenant compte de la précision des mesures limnimétriques sur le Hohbergbach, ces deux bilans hydriques sont considérés comme équilibrés. Par conséquent, la possibilité d'une alimentation massive en eau souterraine depuis un bassin versant externe est écartée. Toutefois, la possibilité d'une alimentation quantitativement réduite en provenance de ces formations calcaires ne peut être écartée à ce stade de l'analyse, et devra être considérée lors des analyses hydrochimiques, notamment par les concentrations en sulfates et en strontium. L'écart de 7.2% mis en évidence entre le bilan hydrique du petit bassin amont et celui du Hohbergbach est vraisemblablement imputable à la précision des mesures de débit du Hohbergbach. En effet, nous n'avons pas eu la possibilité de mettre en place un déversoir pour assurer la précision de nos mesures en raison de la grande quantité de matériaux charriés par la rivière et de la présence d'un pont qui enjambe la rivière à l'endroit où le limnigraphe a pu être installé. Nous n'avons malheureusement pas eu la possibilité de l'installer ailleurs le long du cours d'eau en raison des travaux d'aménagement prévus et réalisés tout au long de la rivière durant notre période d'acquisition de données.

Par ailleurs, cet écart de 7.2% pourrait également illustrer une alimentation externe réduite et localisée dans la partie supérieure du versant en provenance des calcaires des Préalpes Médianes. Toutefois, si cette alimentation externe devait être confirmée par des analyses hydrochimiques par exemple, elle constituerait manifestement un volume d'eau très faible, ce qui confirme l'hypothèse d'un écoulement souterrain régional préférentiel dans les calcaires selon la direction du plongement axial de la formation (*cf. § 5.2.1*).

5.2.5. MODÈLES HYDROGÉOLOGIQUES CONCEPTUELS

5.2.5.1. STRUCTURE HYDROGÉOLOGIQUE

L'état actuel des connaissances permet de schématiser la structure hydrogéologique (*cf. figure 5.13*) en cinq compartiments avec de bas en haut:

- Le substratum sain constitué de flysch du Gurnigel et de wildflysch en place;
- Un substratum sain décomprimé suite à la décompression postglaciaire, également constitué de flysch du Gurnigel et de wildflysch en place;
- Une zone d'alluvion et de dépôts de pente située en bas de versant et contenant une ou plusieurs nappes artésiennes;
- Une masse glissée latente, constituée principalement par des produits d'altération constitués de flysch du Gurnigel et de wildflysch remaniés;
- Une masse glissée active, similaire à la masse latente a été mise en évidence par des mesures inclinométriques (*Beer et al., 1997*).

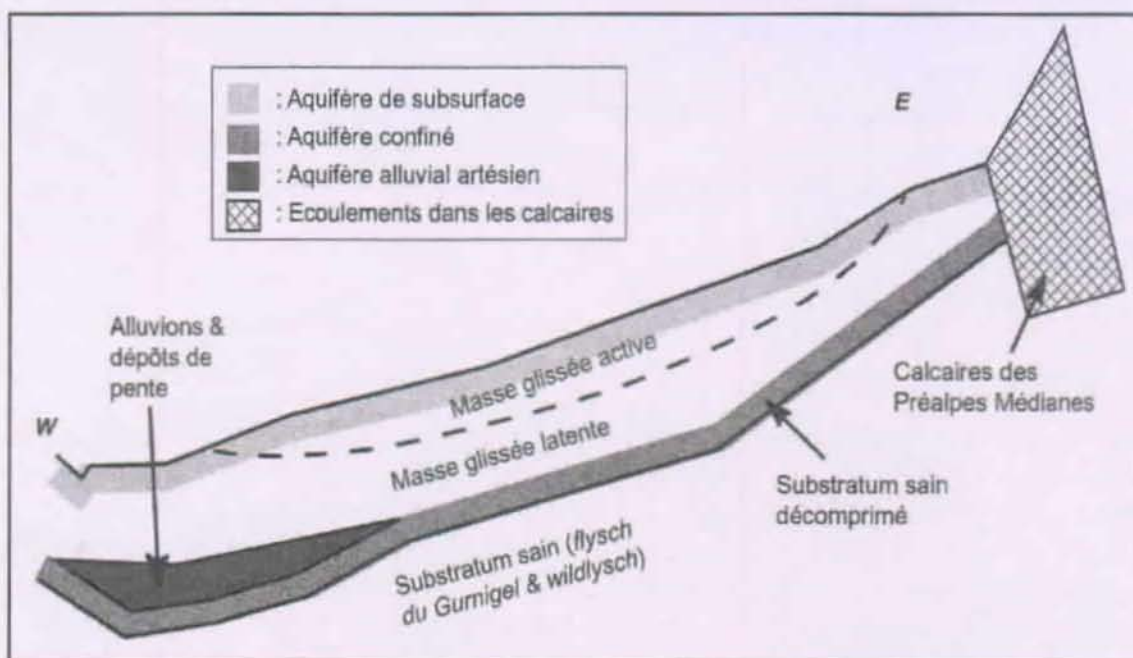


Figure 5.13: Modèle hydrogéologique schématisé illustrant les principales unités aquifères prises en compte pour l'établissement des modèles conceptuels hydrogéologiques.

Plusieurs observations ont été faites sur ces unités hydrogéologiques: (1) les perméabilités sont globalement faibles à l'échelle du versant; (2) des écoulements de subsurface ont été observés sur le corps du glissement; (3) une nappe artésienne est observée dans les alluvions situées en pied de versant (Beer et al., 1997); (4) le toit du substratum sain est postulé décomprimé suite au retrait postglaciaire supposant la présence d'une nappe captive en son sein surmontée par le glissement latent moins perméable; (5) des écoulements souterrains en provenance des formations calcaires sont susceptibles de participer à la recharge du versant en faible quantité.

5.2.5.2. MODÈLES CONCEPTUELS TYPES

A partir de la structure hydrogéologique décrite ci-dessus, il est possible de proposer deux modèles conceptuels types permettant de décrire le fonctionnement des écoulements souterrains à travers le versant (cf. figure 5.14). Ces deux hypothèses doivent être considérées comme des états hydrogéologiques extrêmes. Elles s'appliquent à l'ensemble du versant et il faut leur ajouter l'influence de la nappe artésienne située en pied de versant. De plus, deux variantes doivent être appliquées à ces deux hypothèses: l'existence ou l'inexistence d'une alimentation en eau souterraine par un réservoir externe constitué par les calcaires fracturés des Préalpes Médiannes doivent être considérés dans ces modèles conceptuels.

Dans ce qui suit, ces modèles conceptuels types seront confrontés à l'ensemble des données hydrogéologiques acquises in situ; données qui devraient permettre à terme de choisir le concept hydrogéologique le mieux adapté à la situation du Hohberg.

En particulier, les données de débit, de température, de conductivité électrique de l'eau, de contenu ionique (cf. § 5.2.6) et de contenu isotopique (cf. § 5.2.7) devraient permettre d'apprécier la provenance des eaux, la variabilité temporelle de leurs exutoires et, dans le cas des isotopes, le temps de transit moyen de l'eau dans les aquifères et l'altitude moyenne d'infiltration des eaux.

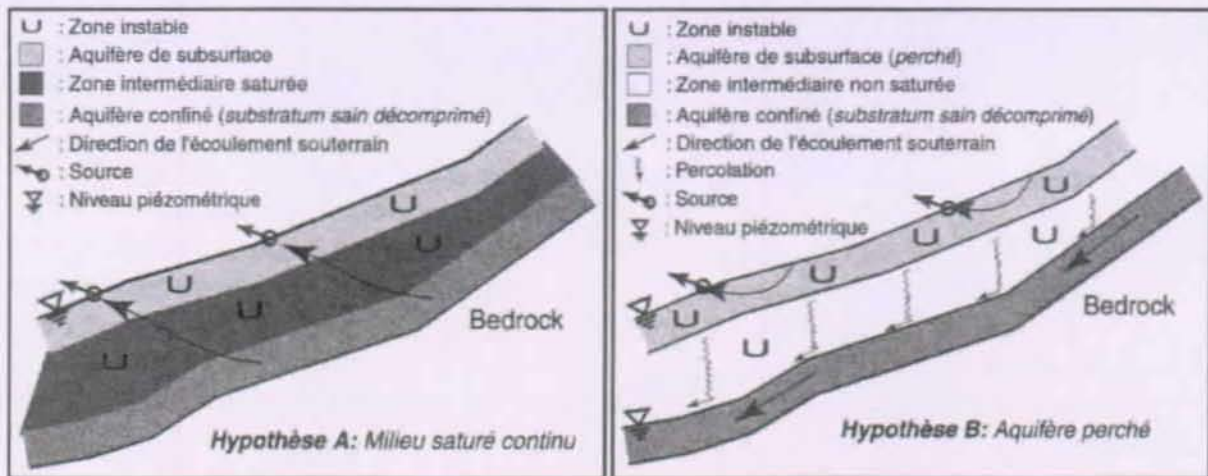


Figure 5.14: Représentation des deux modèles conceptuels hydrogéologiques types proposés pour le Hohberg. *L'hypothèse A* considère que les aquifères de subsurface et confiné sont hydrauliquement connectés aux formation sous-jacentes, induisant une recharge par drainage du bas vers le haut. Cette situation implique l'existence de potentiels hydrauliques élevés dans la base du glissement (au moins équivalent à la cote de la base de l'aquifère de subsurface) qui peuvent s'expliquer par la structure topographique en cuvette du versant et la forme en sablier de la zone active. Cette drainances'ajoute aux apports météoriques directs. *L'hypothèse B* considère que ces deux aquifères sont hydrauliquement déconnectés, séparés par une zone intermédiaire non saturée, induisant une alimentation exclusive de la nappe perchée par des apports météoriques. Cette situation implique des potentiels hydrauliques dans l'aquifère confiné qui soient inférieurs à la cote de la base de l'aquifère de subsurface.

5.2.5.3. ESTIMATION D'UN TEMPS DE TRANSIT MOYEN

Le temps de transit moyen de l'eau dans l'aquifère a été estimé en première évaluation par un écoulement permanent selon l'équation suivante:

$$T_o = V_t * \theta / Q_t \quad \text{Equation 4}$$

- avec:
- T_o : temps de transit moyen ou temps de renouvellement
 - V_t : Volume total de l'aquifère (*Hyp. A*): $2.97e06 \text{ m}^2 \times 50 \text{ m}$; (*Hyp. B*): $2.97e06 \text{ m}^2 \times 5 \text{ à } 15 \text{ m}$)
 - θ : porosité efficace de l'aquifère (env. 2% selon Castany, 1982)
 - Q_t : débit total à l'exutoire (*limnigraphe au Hohbergbach*: env. $2 \text{ m}^3/\text{minute}$ (débit moyen))

Le volume total de l'aquifère a été évalué par le produit de la surface du versant par son épaisseur moyenne déterminée sur les logs de forages à disposition. La porosité efficace a été choisie sur la base d'une table proposée par Castany pour des terrains composés de silt argilo-sableux. Le débit à l'exutoire est considéré sur la base de débit moyen mesuré par notre limnigraphe sur un près d'un cycle hydrologique (de décembre 2000 à octobre 2001).

Cette approche, couramment utilisée en hydrogéologie, est appliquée aux deux modèles conceptuels proposés ci-dessus pour estimer l'ordre de grandeur caractérisant le temps de transit moyen des écoulements à travers le versant. Le résultat de ces calculs indique un temps de transit moyen de l'ordre de 3 ans pour l'hypothèse d'un milieu totalement saturé et de l'ordre de 0.3

à 1 an pour l'hypothèse de l'aquifère perché. Ces résultats traduisent des temps de transit faibles, indiquant un fonctionnement hydrogéologique dominé par des écoulements de subsurface.

5.2.6. DÉBITS, CONDUCTIVITÉ, TEMPÉRATURE ET HYDROCHIMIE

Des mesures discrètes de débit, de conductivité électrique et de température de l'eau ont été effectuées in situ. Elles ont été réalisées à l'amont et à l'aval de chaque confluence de ruisseaux et pour toutes les émergences (sources, captages, fontaines) observées et cartographiées dans le périmètre d'étude. Ces mesures sont complétées par des analyses chimiques sur les ions majeurs en régime de hautes et de basses eaux. L'annexe 5-12 synthétise ces mesures pour les tournées de hautes et de basses eaux. Dans ce qui suit, une analyse de la variabilité basée sur différents paramètres sera présentée. L'annexe 5-08 situe les profils utilisés pour présenter ces analyses de variabilités.

5.2.6.1. LE DÉBIT

L'annexe 5-13 présente une analyse de la variabilité des mesures de débit entre les régimes hydroclimatologiques de hautes et de basses eaux. Quatre classes de variations permettent de différencier les exutoires. Les limites de classes sont déterminées de manière arbitraire en fonction de la variabilité de l'ensemble des mesures et de l'appréciation globale de terrain.

La grande majorité des exutoires présente de fortes variations de débit entre les régimes de hautes et basses eaux. Ces exutoires sont donc en grande partie associés à des aquifères de subsurface et, comme tels, majoritairement influencés par l'infiltration des eaux météoriques. Les exutoires C11, S10, S6, S35 et S31 ont tari en régime de basses eaux et sont d'office considérés comme des exutoires de hautes eaux. Seule la source S18 se distingue de cet ensemble avec une variabilité inférieure à 10% entre ces deux régimes. L'augmentation du débit en régime de basses eaux des points S09 et S50 n'est pas développée ici car les observations réalisées directement sur le terrain ont mis en évidence une modification du contexte de subsurface induite par les travaux de drainage réalisés par le bureau Philipona comme étant directement responsables de cette augmentation de débit.

5.2.6.2. LA CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE

L'ensemble des écoulements de surface et des exutoires compris dans le bassin versant hydrologique du glissement se caractérise par des valeurs oscillant entre 150 et 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$; seuls trois points font exception. Il s'agit de la nappe artésienne (forages F99.02 et G1) située au pied du versant, et de la source S62 située entre Unter Guglera Hohberg et Lengmoos (*cf. figure 5.8, § 5.2.2*). Ces trois points présentent respectivement des conductivités électriques de l'ordre de 500, 1300 et 1900 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les valeurs obtenues pour la source S62 traduisent vraisemblablement la présence des roches triasiques solubles qui sont visibles à proximité de la source. Cette observation permet, en conformité avec la situation géographique de l'exutoire, de supposer la présence toute proche du contact tectonique entre la nappe du Gurnigel et les Préalpes Médianes. Les valeurs élevées mesurées pour l'aquifère artésien (points F99.02 et G1) représentent des eaux plus évoluées qui ont probablement séjourné plus longtemps dans le sous-sol. Les analyses chimiques sur les ions majeurs permettront de développer cet aspect.

L'annexe 5-14 présente une analyse de la variabilité de la conductivité électrique des exutoires entre les régimes hydroclimatologiques de hautes et de basses eaux. Cette analyse de variabilité doit être mise en relation avec celle basée sur les sulfates (*cf. annexe 5-17*) qui jouent un rôle

important sur la conductibilité électrique des eaux. Comme pour l'annexe 5-13, quatre classes de variations permettent de différencier les exutoires selon ce paramètre. La plupart des points montre une diminution significative de la conductivité électrique en régime de hautes eaux. Cette diminution illustre une dilution rapide des eaux aux exutoires, confirmant des fonctionnements hydrogéologiques dominés par des systèmes aquifères de subsurface directement influencés par l'infiltration des eaux météoriques. Les exutoires C6, Udrischa, S4, S34 et S18 font exception avec une réponse moyennement variable, et les exutoires S12, G1, C14, C16 et S32 présentent une stabilité de conductivité remarquable en fonction des débits mesurés. Par conséquent, ces deux groupes représentent des circulations plus profondes, ou plus lentes au sein d'un réservoir plus grand que ceux qui alimentent les autres sources. Toutefois, à l'exception de la source S18, ces points présentent une forte variabilité de débit (*cf. annexe 5-13*), ce qui pourrait indiquer des mises en charge (effet piston) aux exutoires, en relation avec l'arrivée dans l'aquifère d'eaux météoriques, sans effet de dilution chimique.

Par ailleurs, le point F99-02 correspondant à l'aquifère artésien profond, présente une variabilité significative de conductivité électrique entre les situations de hautes et de basses eaux. Cette variation pourrait être un indice à prendre en considération pour expliquer un processus hydrogéologique important. Toutefois, le fait que cette mesure de conductivité électrique en régime de hautes eaux soit la seule à présenter une variabilité significative sur un panel de plus de 25 mesures réalisées pour ce point, cette valeur de conductivité mesurée en hautes eaux doit plutôt être considérée comme incorrecte. De plus, un processus hydrogéologique particulier au sein de cet aquifère provoquerait des effets hydrochimiques et hydrauliques significatifs, qui n'ont pas été observés, ni par les analyses des ions majeurs en laboratoire, ni sur le suivi des mesures de pression réalisées in situ. Par conséquent l'aquifère artésien mesuré au forage F99-02 doit être considéré comme peu sensible aux événements hydroclimatologiques.

5.2.6.3. LA TEMPÉRATURE

La température des exutoires a également été mesurée lors de ces deux tournées de basses et de hautes eaux. Toutefois, les variations de température observées, notamment sur des exutoires à très faible débit, sont clairement influencées par la température de l'air (S4, S9, S25, S27, S32, S41, S46, S62, S64). Par contre, les points d'eau à débit relativement élevé ou ceux mesurés en forage, sont moins sensibles à cet effet d'équilibrage, et sont par conséquent interprétables. Cela se vérifie pour les exutoires considérés précédemment comme moyennement à peu influencé par les événements hydroclimatologiques (C16, S18, C57, Udrischa, F99-02 et G1), exutoires qui présentent également des variations de température relativement faibles. Les deux points de mesure des aquifères artésiens (F99.02 et G1) présentent des températures supérieures de 1.5 et de 2.5 °C respectivement par rapport à la température moyenne des eaux des captages de Udrischa par exemple. Cette différence met en évidence un effet géothermique (gradient géothermique normal d'environ 3°C par 100 mètres, (*OFEN, 1998*)) qui confirme que ces deux points correspondent à des aquifères plus profonds que l'ensemble des autres sources et captages du versant. La différence de l'ordre de 1 et 2 degrés correspond bien avec la profondeur de ces deux aquifères, qui est respectivement de 36 et 47 mètres sous la surface topographique.

5.2.6.4. ANALYSES CHIMIQUES DES IONS

Des analyses chimiques sur certains exutoires du Hohberg ont été effectuées dans le but de caractériser les eaux du glissement (*cf. tableau 5.5*).

Elles incluent deux campagnes d'analyses des ions majeurs et une campagne d'analyse pour un élément trace, le strontium (*cf. annexe 5-15*). Les représentations de Schoeller illustrant la com-

Hydrofaciès	nb absolu	%	Pts HE	Pts BE
Ca - HCO ₃	17	26.6	C23, S1, S4, S6, S13, S32, S40, S41, S46, F8	C23, S13, S32A, S40, S64, S66, F8
Ca - (Na) - HCO ₃	16	25.0	C10, C14, C16, C21, S9, S10, S34, S35, F7	C14, C21, Udrişca, S9, S34, S46, S50
Ca - (Mg) - HCO ₃	16	25.0	C11, C57, S12, S14, S18, S25, S28, S31, S56, S57	C57, S12, S18, S28, S32B, S65
Ca - Mg - HCO ₃	2	3.1	S29	S29
Ca - (Na) - (Mg) - HCO ₃	3	4.7	C6	C6, S41
Ca - Na - (Mg) - HCO ₃	2	3.1	-	C10, S25
Ca - Na - (Mg) - HCO ₃	2	3.1	F99.02	F99.02
Ca - Na - HCO ₃	2	3.1	-	C16, S4
Ca - Na - Mg - HCO ₃ - SO ₄	2	3.1	G1	G1
Ca - K - HCO ₃	1	1.6	S50	-
Ca - SO ₄ - HCO ₃	1	1.6	-	S62
Total	64	100	34	29

Tableau 5.5: Présentation des différents faciès obtenus pour les eaux souterraines du glissement du Hohberg selon la classification de Jäckli, (Jäckli, 1970). (HE = hautes eaux (26/03/2001); BE = basses eaux (4/07/2001)).

position en éléments majeurs des eaux souterraines sont présentées à la figure 5.15 et les représentations de Piper sont mentionnées à l'annexe 5-16. La figure 5.16 présente une illustration graphique des analyses hydrochimiques pour le versant du Hohberg.

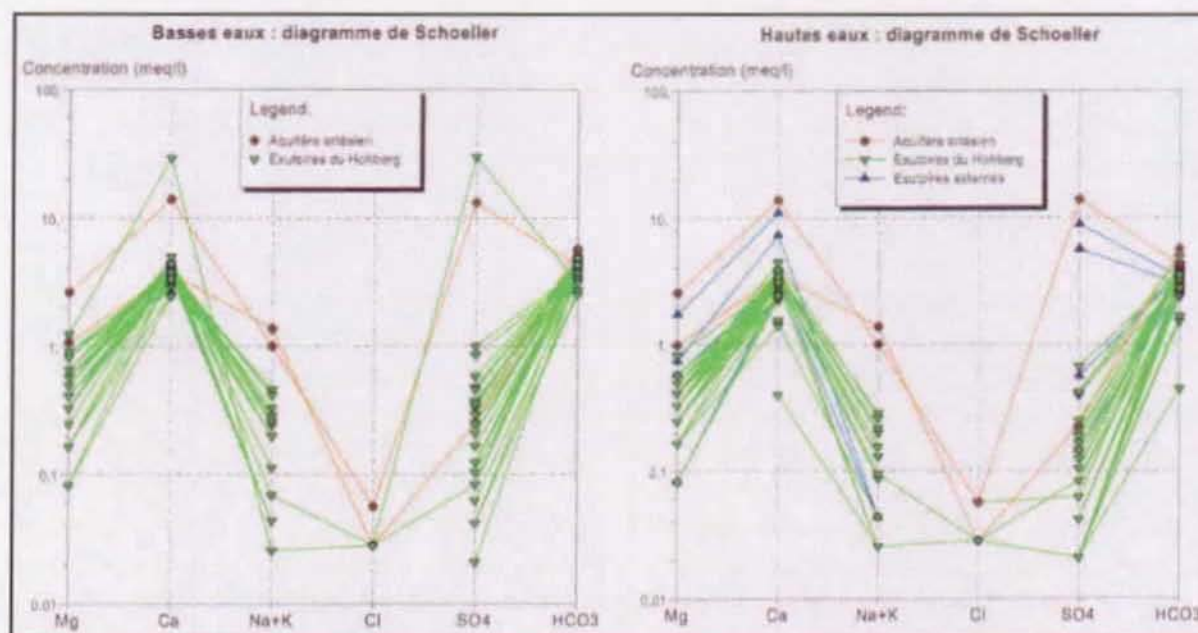
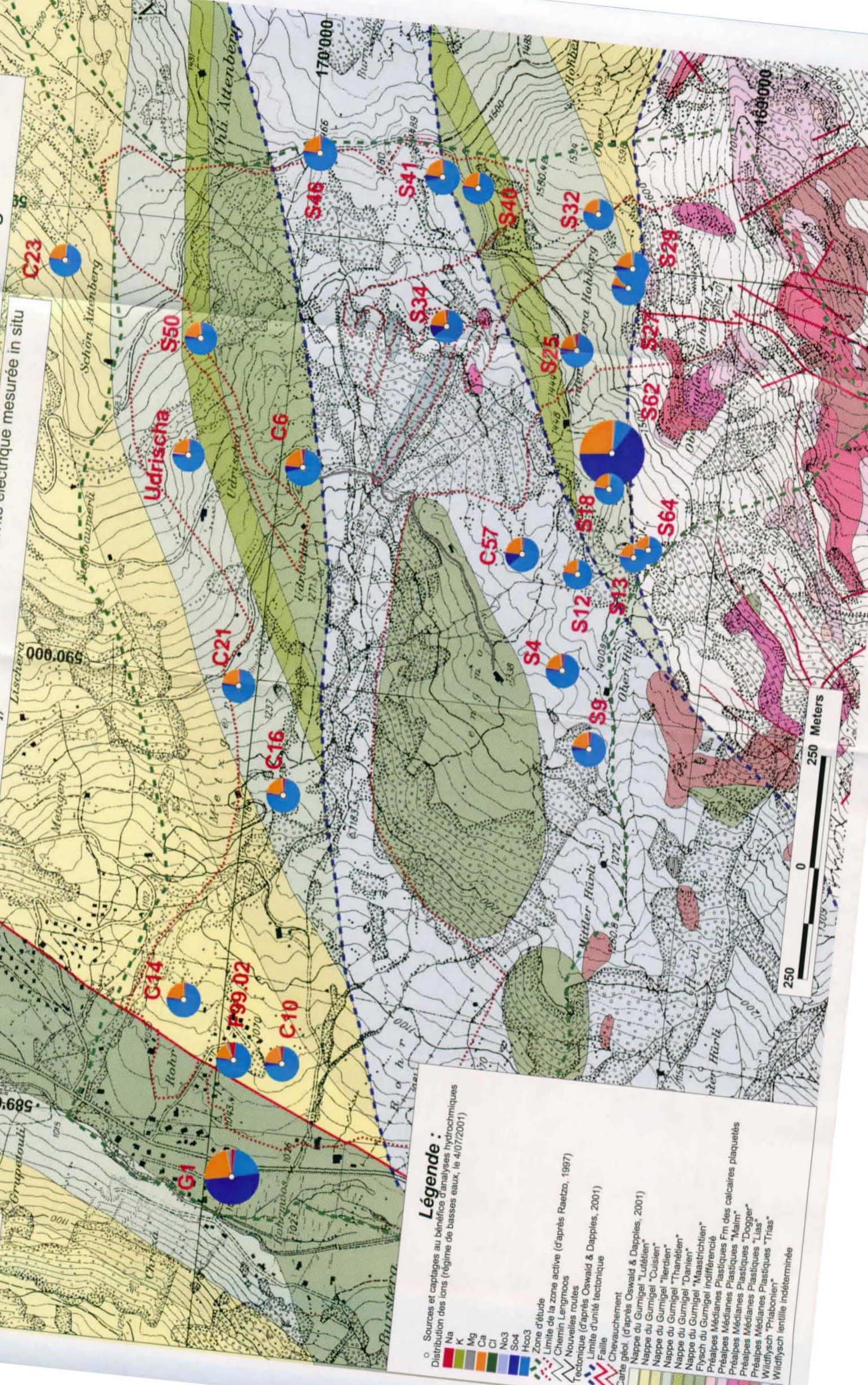


Figure 5.15: Diagrammes de Schoeller pour le Hohberg (basses eaux le 4/07/2001 & hautes eaux le 26/03/2001). Les concentrations pour l'élément Cl n'apparaissent pas sur le graphique en raison d'un problème du logiciel de traitement des données. Elles sont toutes comprises entre 0.001 et 0.01 à l'exception de celles indiquées sur le graphique. Leur absence n'est pas liée à un problème d'échelle de la figure, mais un problème de gestion des valeurs de concentrations faibles.

Le caractère bicarbonaté calcique est commun à l'ensemble des points analysés. Cette tendance est typique des eaux souterraines des terrains constitués de flyschs ou de calcaires. Seul le cation magnésium peut, en l'absence de dolomie, permettre de distinguer les eaux du flysch de celles des roches carbonatées (Kilchmann, 2001). L'analyse du rapport $[HCO_3^-]/[Ca^{2+}]$ (cf. figure 5.17) indique une bonne corrélation entre les ions Ca^{2+} et HCO_3^- avec un rapport

Représentation graphique des analyses hydrochimiques pour le versant du Hohberg

La taille des cercles illustrant la distribution des ions est proportionnelle à la conductivité électrique mesurée in situ (p. ex. S62 = 1900 [microS/cm] et F99.02 = 500 [microS/cm])



Légende :

- Sources et captages au bénéfice d'analyses hydrochimiques
- Distribution des ions (régime de basses eaux, le 4/07/2001)
- Na
- K
- Mg
- Ca
- Cl
- No3
- So4
- Hco3
- Zone d'étude
- Limite de la zone active (d'après Raetzo, 1997)
- Chemin Lengmoos
- Nouvelles routes
- Tectonique (d'après Oswald & Dapples, 2001)
- Limite d'unité tectonique
- Faille
- Chevauchement
- Carte géol. (d'après Oswald & Dapples, 2001)
- Nappe du Gurmigel "Lutétien"
- Nappe du Gurmigel "Cuisien"
- Nappe du Gurmigel "Ilerdien"
- Nappe du Gurmigel "Thanétien"
- Nappe du Gurmigel "Danien"
- Flysch du Gurmigel "Maastrichtien"
- Préalpes Médiannes Plastiques Fm des calcaires plaquetés
- Préalpes Médiannes Plastiques "Malm"
- Préalpes Médiannes Plastiques "Dogger"
- Préalpes Médiannes Plastiques "Lias"
- Wildflysch "Priabonien"
- Wildflysch lentille indéterminée

$[\text{HCO}_3^-]/[\text{Ca}^{2+}]$ de 2, illustrant la réaction générale de la dissolution de la calcite (Domenico & Schwartz, 1998). Seuls trois points marginaux se distinguent d'un point de vue hydrochimique:

- Le point F99.02 avec un rapport $[\text{HCO}_3^-]/[\text{Ca}^{2+}]$ proche de 3, mettant en évidence la dissolution de la dolomie;
- Le point G1 indique la présence d'éléments comme le calcium et les bicarbonates, mais aussi le sodium, le magnésium et les sulfates;
- La source S62, directement influencée par la présence de dolomie.

Ces deux derniers points (G1 et S62) présentent respectivement un rapport $[\text{HCO}_3^-]/[\text{Ca}^{2+}]$ d'environ 1/2 et 1/5, ce qui confirme la dissolution du gypse comme responsable des concentrations élevées en Ca^{++} (Morel, 1983).

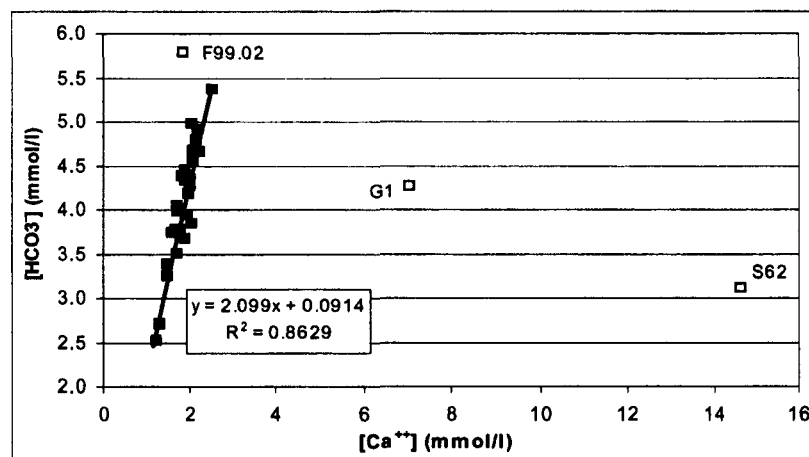


Figure 5.17: Rapport $[\text{HCO}_3^-]/[\text{Ca}^{2+}]$ pour les eaux du Hohberg. Les carrés vides représentent des points marginaux et les carrés noirs illustrent l'ensemble des autres sources et captage du versant.

Faciès bicarbonaté calcique, à tendance magnésienne et/ou sodique

Ce faciès hydrochimique décrit les eaux du versant du Hohberg qui s'écoulent soit dans des terrains quaternaires dominés par des éléments remobilisés et altérés de la nappe du Gurnigel sous-jacente, soit dans des éboulis calcaires situés dans la partie supérieure du versant. En plus du calcium et des hydrogéocarbonates qui forment les composants principaux de ce groupe, certains exutoires contiennent du magnésium et/ou du sodium avec des concentrations qui peuvent être modérées (10 à 20%) ou fortes (20 à 50%):

- Le magnésium signale un faciès gréso-calcaire ou la présence d'éléments dolomitiques contenus dans le flysch du Gurnigel. Bien que la dissolution des dolomies soit la principale source de magnésium, une partie de celui-ci peut aussi être attribué à l'altération des minéraux argileux comme la glauconie et la chlorite (Deer et al., 1992) présents dans certaines formations des flyschs. L'ensemble des points présentant cette tendance magnésienne sans tendance sodique concerne exclusivement le wildflysch et les flyschs du Gurnigel du Thanétien. Cette observation est en parfaite cohérence avec la géologie locale exprimée d'une part par la présence de lentilles de Mésozoïque à éléments dolomitiques comme constituant principal du wildflysch et par la prédominance de bancs gréseux à ciment calcaire parfois riches en glauconie pour les flyschs du Gurnigel du Thanétien (cf. § 5.1.1).

- La présence du sodium est considérée comme non anthropogène en raison de l'absence de toute activité humaine sur le versant durant l'hiver. De plus, l'absence de corrélation entre les ions Na^+ et Cl^- confirme cette hypothèse (cf. figure 5.18).

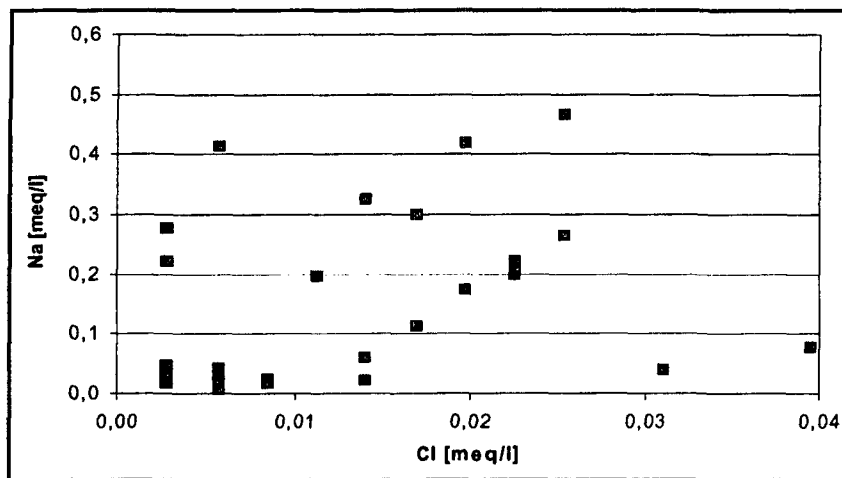


Figure 5.18: Rapport $[\text{Na}^+]/[\text{Cl}^-]$ pour les sources et captages du Hohberg

Par conséquent, l'enrichissement en sodium pour certains exutoires indique une eau un peu plus évoluée. L'enrichissement en sodium suggère soit un phénomène d'échange ionique sur les argiles, soit l'hydrolyse des feldspaths (Appelo & Postma, 1996). L'augmentation de la teneur en sodium observée entre certains exutoires indique qu'il s'agit d'une eau de plus en plus évoluée, correspondant à un temps de transit dans l'aquifère de plus en plus long. Le point F99.02 est particulièrement significatif avec une concentration supérieure à 50% pour le cation Na^+ . Il se caractérise également par une absence de nitrates, qui se dégradent naturellement avec le temps. Ce point F99.02 peut être comparé avec la source de l'Alliaz (cf. tableau 5.6) qui correspond à une source profonde typique des flyschs du Gurnigel et qui est rattachée au projet AQUITYP. Cette comparaison indique que l'eau de l'aquifère artésien au point F99.02 est moins évoluée que celle de la source d'Alliaz. En effet, les concentrations en Na^+ et en Cl^- par exemple sont beaucoup plus élevée pour la source d'Alliaz, alors que les concentrations en Ca^{++} ou en SO_4^{2-} le sont beaucoup moins. Cet aquifère artésien correspond bien à une eau caractéristique des terrains de flysch qui est plus évoluée que l'ensemble des exutoires du versant du Hohberg, qui traduit une alimentation lente à travers les formations quaternaires peu perméables. Toutefois, elle reste bien au delà du degré d'évolution de la source d'Alliaz. Cette observation est conforme avec l'effet géothermique présenté au paragraphe 5.2.6.3.

[mmol/l]	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO_3	SO_3	HCO_3
F99.02	1.396	0.036	0.510	1.834	0.039	0.002	0.121	5.830
Alliaz	7.710	0.053	0.113	0.146	0.359	0.002	0.031	7.589

Tableau 5.6: Comparaison entre les analyses chimiques de l'aquifère artésien du Hohberg échantillonné au forage F99.02 et la source d'Alliaz (aquifère profond (230 mètres en forage) du réseau AQUITYP (Basabe, 1993), situé dans les flyschs du Gurnigel sur la commune de Blonay (VD - Feuille 1:25'000 n° 1244, coordonnées suisses: 560'050/147'050).

Faciès sulfaté calcique

Ce groupe n'est représenté que par la source S62 qui a été découverte tardivement, raison pour laquelle seule l'analyse en régime de basses eaux est disponible pour ce point. Le caractère sulfaté confirme sans équivoque l'incidence des terrains évaporitiques du Trias visibles directement dans la zone d'émergence de la source. Avec une concentration de 1431.2 mg/l de sulfate, cette source est proche du seuil de saturation de 1925 mg/l à 10 °C pour le gypse, (Hölting, 1992). Les exutoires situés à proximité du contact tectonique avec les Préalpes Médiannes présentent des concentrations en sulfates plus élevées que pour les autres émergences. Il s'agit des points S09, S27, S29, S34, S41 et C57. Ces concentrations sont cependant insuffisantes selon la classification de Jäckli pour être incluses dans cette classe. Cette présence de sulfates confirme l'existence d'un mélange entre les eaux du flysch et celles des Préalpes Médiannes calcaires. Cet élément est le seul avec le strontium à permettre une distinction entre les eaux de la nappe du Gurnigel et celles des calcaires des Préalpes Médiannes en raison de la présence de formations carbonatées au contact entre ces deux unités tectoniques.

L'annexe 5-17 présente une analyse de la variabilité de la composition ionique des sulfates aux exutoires entre les régimes hydroclimatologiques de hautes et de basses eaux. L'ensemble des points, à l'exception des deux points correspondant à la nappe artésienne profonde, se caractérise par une forte variabilité du SO_4^{2-} , ce qui confirme les analyses de variabilité présentées précédemment, notamment celle basée sur la conductivité électrique. Cette variabilité s'explique par l'influence directe des infiltrations d'eaux météoriques. Le fait que les sulfates présentent une variabilité particulièrement élevée illustre un effet de mélange d'eaux. Il est par exemple possible d'envisager une composante d'eau, à faciès hydrogénocarbonaté sulfaté calcique et à débit très faible mais constant (en provenance des calcaires de Préalpes Médiannes), se mélangeant avec une composante à faciès hydrogénocarbonaté calcique à débit très variable (en provenance des éboulis calcaires sur le haut du versant du Hohberg). En période de hautes eaux, l'effet de dilution sur les sulfates sera alors plus marqué que pour le calcium. En effet, le calcium étant présent dans les deux réservoirs, l'effet de dilution sera moindre pour cet élément, alors qu'il sera beaucoup plus important pour les sulfates qui ne sont présents que dans un réservoir, et qui plus est, présente un faible débit. La présence aux exutoires de ce processus de mélange reste cependant à confirmer par des mesures de détail.

Faciès bicarbonaté calcique sulfaté magnésien et sodique (forage artésien G1)

Ce faciès diffère fortement des autres faciès présents dans notre secteur d'étude. Il n'est représenté que par la nappe artésienne située dans les alluvions de la Singine chaude sous le pied du glissement et échantillonnée au forage G1 (*secteur Rohrmoos*). Ce point est caractérisé par une concentration en Fe^{2+} de 0.84 mg/l (Géolina, 1990) et une odeur caractéristique d'hydrogène sulfuré (H_2S), indiquant que ce point correspond à un milieu réducteur. Ce milieu réducteur a été confirmé par une mesure de pH et Eh in situ. Avec un pH de 7.3 et un potentiel redox de -112 [mV], le milieu correspond bien à un milieu réducteur (Hölting, 1992). La concentration relativement élevée de SO_4^{2-} avec 650 mg/l, reste néanmoins très inférieure au seuil de saturation de 1925 mg/l à 10 °C pour le gypse. Cette concentration traduit d'une part une origine extraflysch de l'eau qui compose cet aquifère et d'autre part qu'une partie des sulfates a été réduite en sulfures. Toutefois, la concentration de sulfates restante indique que la réaction n'a pas atteint son équilibre au moment où l'eau est prélevée.

Faciès bicarbonaté calcique et potassique (émergence S50 en hautes eaux uniquement)

Seule la source S50 présente un pic de concentration en potassium lors de la tournée en régime de hautes eaux. Cette source est située sur un pâturage entre les secteurs de Ättenberg et de Udrischa, sans lien possible avec des eaux en provenance des calcaires des Préalpes Médiannes, ce qui exclut une origine évaporitique du potassium. Ce pic est imputable à une origine anthropique du fait de son apparition ponctuelle. Le potassium provient du lessivage d'engrais de ferme, utilisé à proximité de ce point. D'une manière générale, de faibles concentrations de potassium sont mises en évidence sur l'ensemble du site avec des concentrations un peu plus importante dans les zones de pâturage que dans les zones de forêt.

Autres points analysés

En plus des eaux du versant, deux points ont été analysés (*exutoires externes à la figure 5.15, localisé à l'annexe 5-16*) en régime de hautes eaux, qui correspondent à des exutoires des calcaires des Préalpes Médiannes. Ils coïncident avec l'interception du coeur du synclinal qui détermine la structure principale des Préalpes Médiannes avec la topographie. Cette zone est mentionnée par une source karstique à fort débit (> 600 l/min) sur la carte hydrologique de la Suisse (*Pasquier et al., 1999*). Le faciès hydrochimique de ces deux points correspond au faciès bicarbonaté calcique sulfaté magnésien, caractéristique des aquifères carbonatés ayant subis une influence des roches évaporitiques (*Dematteis, 1995*). Ces résultats appuient l'hypothèse d'un drainage préférentiel des eaux des Préalpes Médiannes, hors du bassin versant du Hohberg, selon la direction générale du plongement axial des couches.

Le strontium (élément trace)

Le projet AQUITYP a démontré que le strontium est un excellent marqueur des roches évaporitiques (*Mandia, 1993*). Les concentrations moyennes de strontium sont de 8 mg/l pour les roches évaporitiques et inférieures à 0.6 mg/l pour les flyschs (*Kilchmann, 2001*). Toutefois, les valeurs observées dans les flyschs peuvent être multipliées par un facteur 5 lorsque les circulations sont plus lentes et plus profondes (*Basabe, 1993*).

Les exutoires qui présentent les plus grandes concentrations en strontium sont situés à proximité du contact tectonique avec les calcaires des Préalpes Médiannes, ou associés aux flyschs du Thanétien (*cf. figure 5.19*). Il s'agit respectivement des points S12, S66, S62, S25, S27, S29, S46 et des points C10, C14, C16, Udrischa et S50 (*cf. figure 5.8, § 5.2.2*). Ces analyses confirment l'existence en très faible quantité d'une composante d'eau souterraine dans le versant du Hohberg qui provienne des calcaires des Préalpes Médiannes. En effet, la corrélation entre le strontium et les sulfates traduit une origine évaporitique pour ces éléments, ce qui illustre l'existence d'écoulements souterrains à travers le contact tectonique qui sépare les formations carbonatées de la nappe du Gurnigel. Cette composante externe n'a pu être mise en évidence par les calculs de bilan hydrique en raison de son importance quantitative réduite. Les eaux du wildflysch indiquent une corrélation nulle entre ces deux paramètres, confirmant l'hétérogénéité des éléments qui composent cette unité. Les eaux des flyschs du Thanétien montrent un degré de corrélation plus élevé entre ces deux facteurs, certainement dû à l'influence des bancs de grès à ciment calcaire riches en glauconie (*Basabe, 1993*).

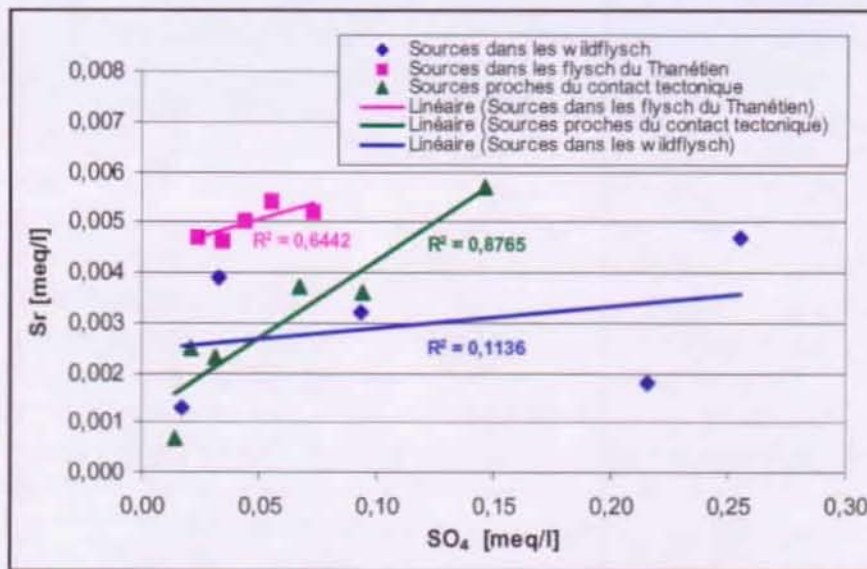


Figure 5.19: Relation entre les sulfates et le strontium pour les principaux exutoires du versant du Hohberg. Les trois groupes de points sont déterminés sur la base de leur localisation sur le versant. Cette relation est basée sur un nombre réduit d'échantillon et mériterait d'être validée par des points supplémentaires.

5.2.6.5. SYNTHÈSE DU PARAGRAPHE DÉBITS, CONDUCTIVITÉ, TEMPÉRATURE, HYDROCHIMIE

La figure 5.20 présente un modèle conceptuel synthétique des systèmes d'écoulements souterrains du Hohberg, basé sur l'ensemble des données physiques et chimiques précédentes. La classification en trois catégories résume l'influence relative des conditions hydrogéologiques sur les exutoires. Sur cette base, la majorité des exutoires présente un système d'écoulements souterrains fortement influencé par les conditions hydroclimatologiques. Cette figure 5.20 doit être mise en relation avec les modèles conceptuels proposés à la figure 5.14 (cf. § 5.2.5.2). Toutefois, aucun élément déterminant ne permet de se prononcer dans l'état actuel des connaissances sur le choix de l'un ou l'autre de ces modèles conceptuels. Le choix de l'une ou l'autre de ces hypothèses conceptuelles sera abordé lors de la phase de simulation numérique des écoulements souterrains. Sur la base des éléments avancés à ce stade de l'analyse, seul le fait que la majorité des écoulements souterrains se produisent dans des aquifères de subsurface a pu être déterminé. Toutefois, il n'a pas encore été possible d'évaluer quelle est la situation hydrogéologique des formations sous-jacentes (existence par drainance d'une alimentation quantitativement réduite en raison des faibles perméabilités qui caractérisent le versant?, ou absence d'une telle alimentation?).

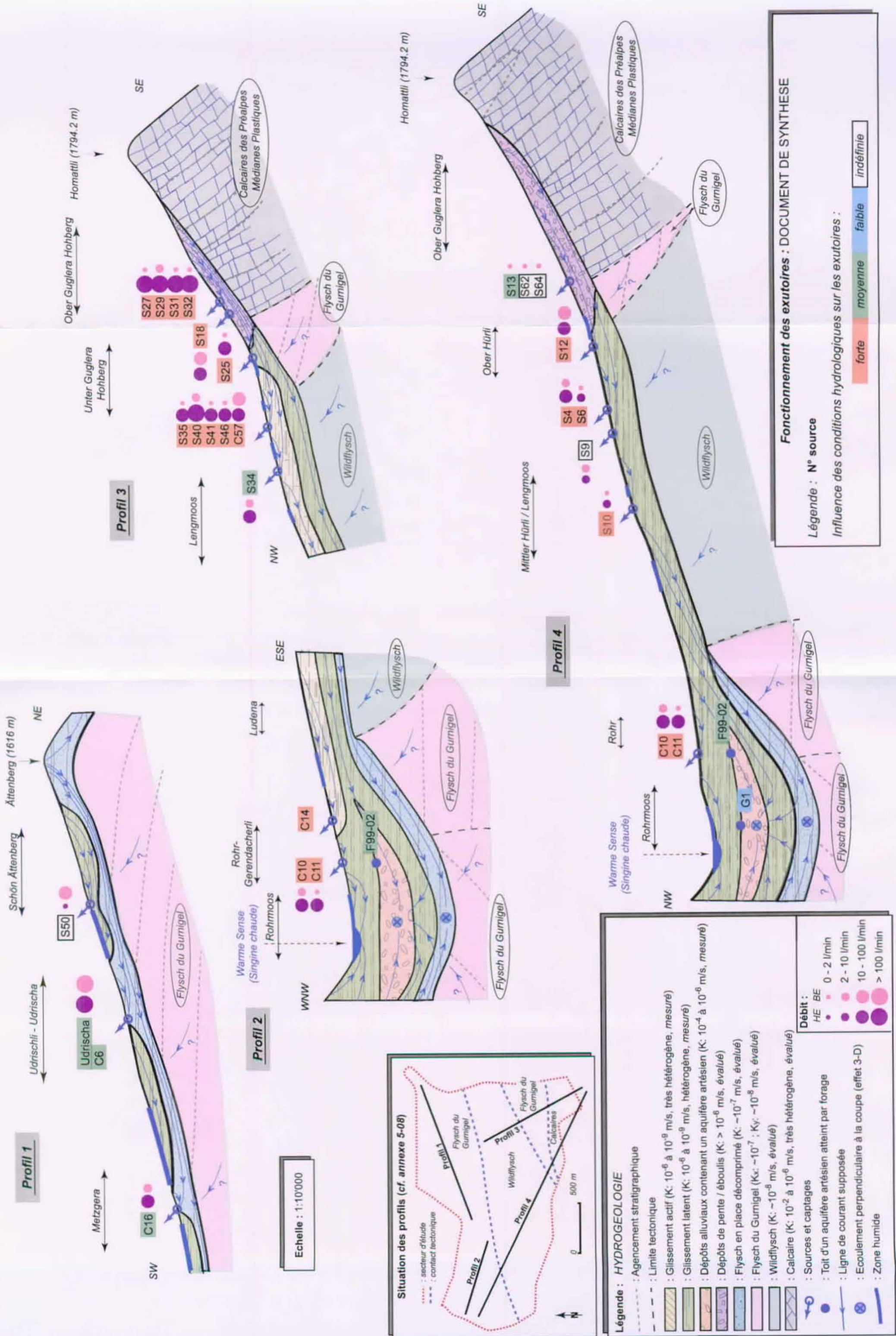
- Le profil 1 se situe dans les flyschs du Gurnigel avec une couverture quaternaire réduite. Il met en évidence l'existence d'écoulements souterrains importants dans les flyschs décomprimés subaffleuranants, qui doivent participer à la mise en charge des terrains instables. Les exutoires C6, C16 et Udrischa représentant ces écoulements sont moyennement influencés par les infiltrations météoriques, traduisant un mélange entre des eaux de subsurface et des eaux plus profondes. Ce profil illustre une zone d'infiltration qui joue un rôle significatif pour l'alimentation en eau des terrains instables;

- Le profil 2 concerne un bassin versant hydrologique restreint, situé dans le bas du versant. Il présente des exutoires situés dans des terrains quaternaires semi-perméables et dominés par des écoulements de subsurface. Le point F99.02 (nappe artésienne profonde) est globalement stable, donc peu influencé par les conditions de surface. Il est alimenté par des circulations lentes dans les formations quaternaires peu perméables du versant;
- Le profil 3 présente des sources situées dans les éboulis calcaires et les dépôts de pente perméables de la partie supérieure du versant. Les sources illustrant ce profil présentent une variabilité globale très forte, traduisant un système hydrogéologique dominé par des écoulements de subsurface. Seul S34 située en contre-bas dans une zone moins perméable fait exception. La source S18 présente également un fonctionnement hydrogéologique dominé par les conditions de surface bien que la variabilité de ce point soit moins marquée que celle de ces voisines. S18 se situe à proximité de la limite entre les éboulis et la masse glissée latente peu perméable. Ces éboulis aquifères semblent jouer un rôle de réservoir dont la source S18 fonctionnerait comme exutoire à la limite des terrains sous-jacent moins perméables. Ce profil, comme le 1 et le 4, illustre à notre avis un contexte hydrogéologique clé pour apprécier le processus d'alimentation en eau du glissement;
- Le profil 4 confirme les observations du profil 3. Les sources S12 et S13 sont moyennement influencées par les conditions de surface. Ces deux sources sont situées de part et d'autre de la limite entre les éboulis et les terrains quaternaires semi-perméables. Les autres exutoires sont globalement influencés par les conditions hydroclimatologiques. Le point G1, correspondant à la nappe artésienne profonde, est faiblement influencé par les conditions hydroclimatologiques et totalement différent de tous les autres d'un point de vue chimique. Il illustre des circulations profondes dont l'origine ne peut être déterminée avec exactitude, bien que deux hypothèses puissent être avancées:
 - Des circulations lente à travers des éléments évaporitiques mélangés dans le wildflysch situé en amont de l'aquifère;
 - Des circulations profondes en provenance des calcaires de Préalpes Médiannes avant de transiter par la nappe du Gurnigel.

Par ailleurs, une existence de liens hydrogéologiques entre les calcaires des Préalpes Médiannes et la nappe du Gurnigel est déterminée par les teneurs en sulfates et en strontium de certains exutoires. Toutefois, ces apports représentent un volume d'eau faible par rapport aux eaux du versant hydrologique du Hohberg et doivent être considérés comme négligeables.

Pour cette analyse du versant du Hohberg, la variabilité des paramètres hydrochimiques s'est avérée être un moyen particulièrement efficace pour évaluer le type de fonctionnement hydrogéologique auquel obéit le versant. De plus, les mesures de débit, de conductivité électrique et de température sont très économiques, simples à mettre en oeuvre et relativement aisées à interpréter. Les analyses chimiques en laboratoire sont un peu plus coûteuses, toutefois, il est possible de maintenir un budget d'analyse relativement restreint dès l'instant où l'on utilise ces analyses dans un but de confirmation des hypothèses conceptuelles établies sur la base des paramètres plus simples.

Figure 5-20: Modèle conceptuel des systèmes d'écoulement pour le Hohberg basé sur la synthèse de l'ensemble des données physico-chimiques et hydrochimiques à disposition



5.2.7. LES ISOTOPES STABLES DE L'EAU

Les analyses que nous avons effectuées concernent les points illustrés par l'annexe 5-18. Elles comprennent une tournée par semaine sur une dizaine de points d'exutoires représentant les sorties du système, et un suivi journalier de quatre points d'entrées (trois lysimètres à neige (cf. figure 5.21) et un échantillonneur des pluies). Cette campagne s'étend des mois de février à juin 2001. Ces analyses isotopiques permettent de caractériser les écoulements souterrains, de déterminer les altitudes d'infiltration des eaux souterraines, et sont également utilisées comme un moyen de validation des observations qui ont été abordées par les méthodes présentées précédemment. Ces analyses isotopiques seront également utilisées pour valider les simulations numériques qui sont présentées plus loin dans ce chapitre (cf. § 5.3). Le détail des méthodes isotopiques utilisées dans ce paragraphe est illustré à l'annexe 3-04.

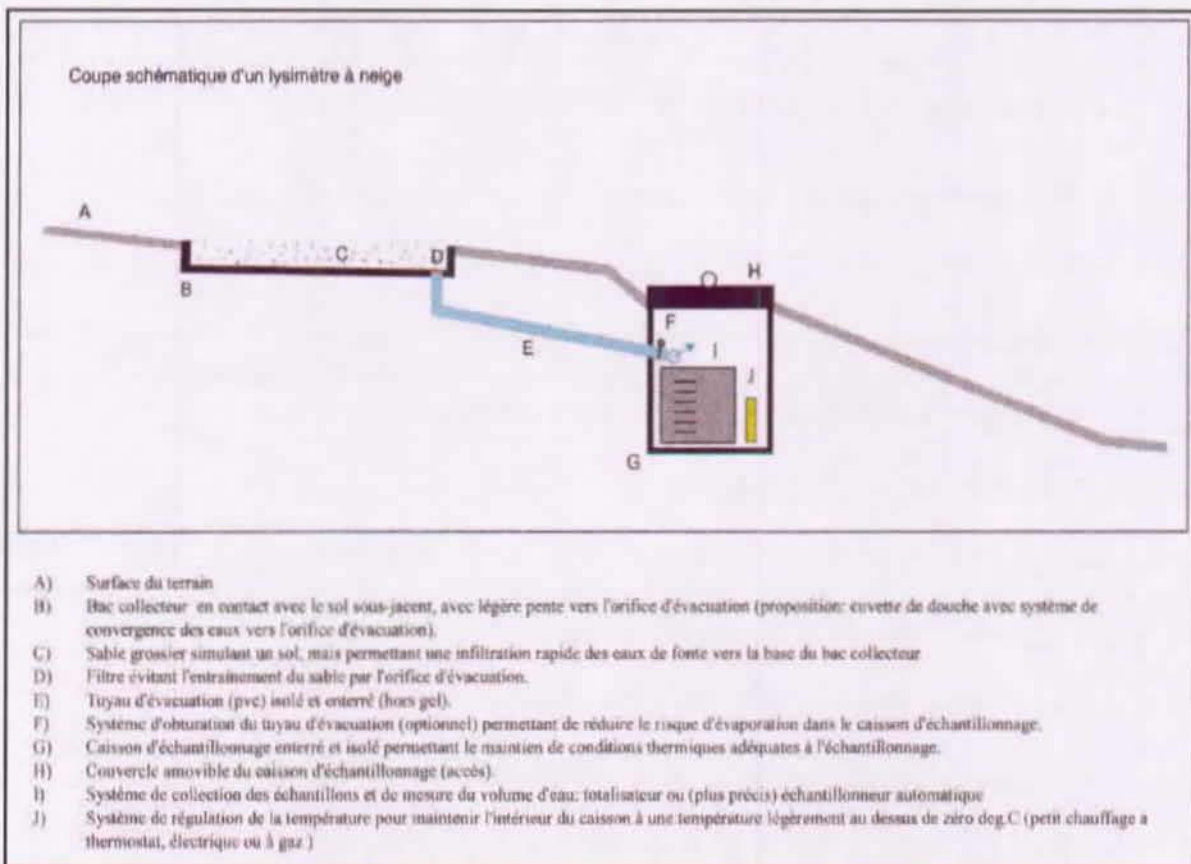


Figure 5.21: Schéma d'un lysimètre à neige installé sur le versant du Hohberg.

Le principe de cet équipement permet de récupérer l'eau issue de la fonte de la couverture neigeuse dans le but de prélever des échantillons de composition identique à l'eau qui s'infiltrerait naturellement dans les terrains lors d'événements de fonte.

5.2.7.1. RELATION ENTRE L'OXYGÈNE-18 ET LE DEUTÉRIUM

La relation obtenue pour le versant du Hohberg entre les coefficients de fractionnement de l'oxygène-18 et du deutérium présente un facteur de corrélation entre les points analysés de 0.9961. (cf. figure 5-22)

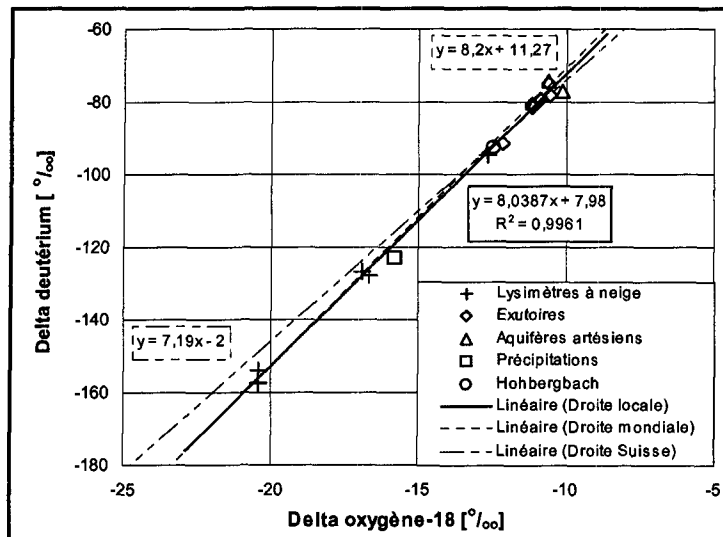


Figure 5.22: Relation entre le deutérium et l'oxygène-18 dans les eaux du glissement du Hohberg.

La droite de régression correspondante présente l'équation suivante:

$$\delta^2\text{H} = 8.04 \delta^{18}\text{O} + 7.98 \text{ (‰)} \quad \text{Equation 5}$$

L'alignement des points pour le site du Hohberg permet de considérer des processus tels que l'évaporation avant l'infiltration ou des échanges eau-roche au sein des aquifères comme inexistant ce qui permet également de valider les analyses effectuées.

5.2.7.2. ANALYSE DE LA CAMPAGNE 2001

Cette campagne d'échantillonnage a permis d'observer l'évolution des concentrations isotopiques durant la période de la fonte des neiges accumulées pendant l'hiver pour mieux comprendre le fonctionnement hydrogéologique des exutoires.

Le $\delta^{18}\text{O}$ pour les précipitations et les lysimètres à neige (entrées)

Globalement, deux intervalles se dégagent de cette série d'analyse (cf. figure 5.23):

- Le premier intervalle traduit une période hivernale froide pauvre en précipitations, toutes tombées sous forme de neige et dominées par une succession de dépressions actives, provoquées par des courants d'ouest et du sud-ouest. Deux tendances se dégagent:
 - La première est marquée par la présence d'une couverture neigeuse sans précipitations. Un enrichissement de la composition isotopique de la neige en isotopes lourds se produit d'une part par sublimation, indiquant un échange entre la vapeur et la neige et, d'autre part, lors d'épisodes de fonte des neiges par des échanges isotopiques entre l'eau qui traverse le manteau neigeux et la neige qui le compose (Moser & Stichler, 1975). Cet enrichissement est observé dans les échantillons prélevés dans les lysimètres à neige;
 - La seconde tendance est régie par des précipitations pluvieuses qui présentent une grande variabilité de leurs rapports isotopiques. Un appauvrissement apparaît avec la durée des événements pluvieux;
- Le second intervalle débute le 29 avril 2001 par une tempête de foehn et des courants en provenance du sud qui induisent une augmentation de la température de l'air de l'ordre de 5

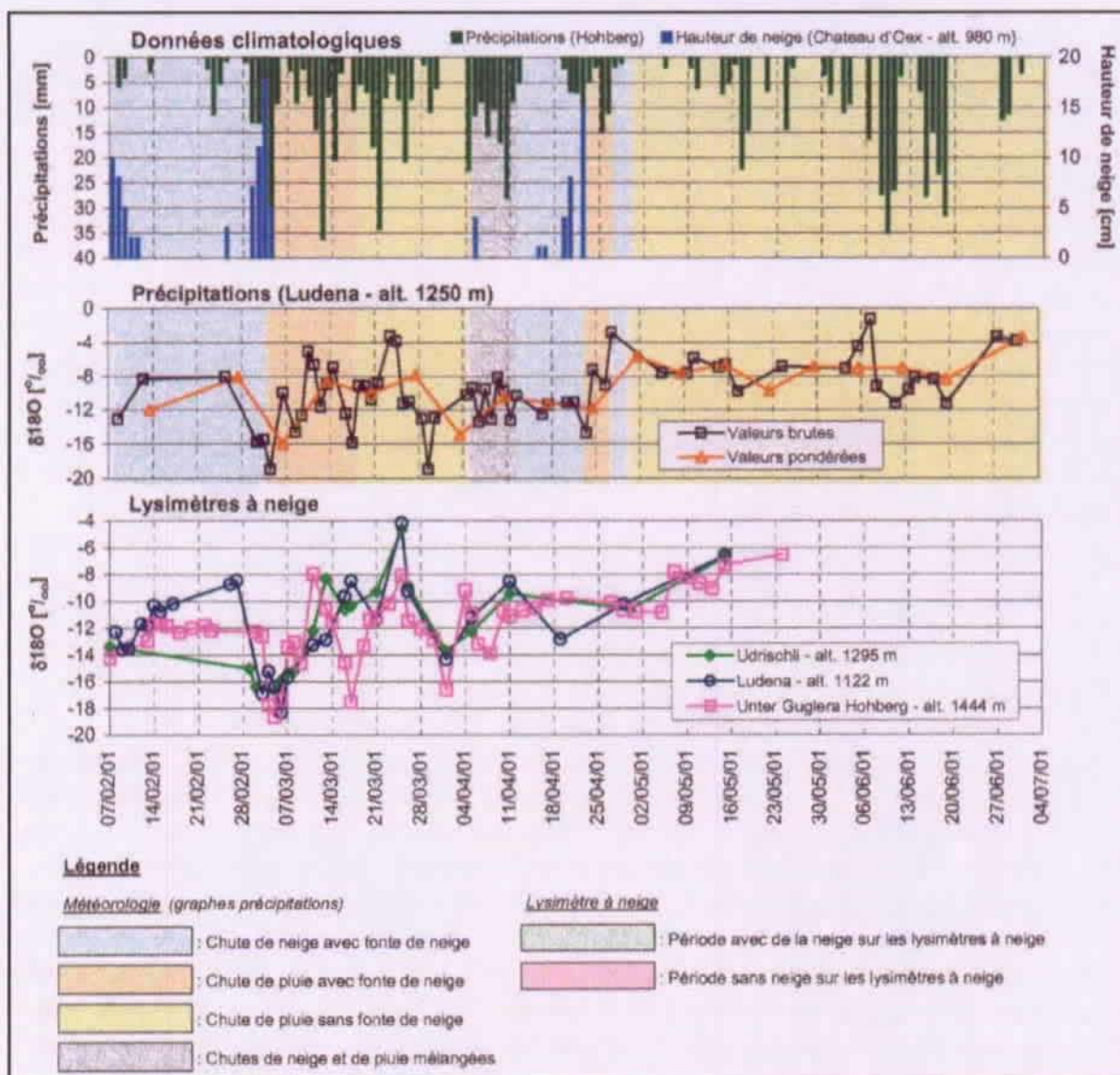


Figure 5.23: Composition isotopique des entrées sur le versant du Hohberg.

à 20 °C à travers le pays. Un pic enrichi en isotope lourd est observé le 29 avril marquant le début de cette seconde tendance (cf. figure 5.23). L'augmentation de la température de l'air observée à cette occasion indique le début de la période estivale, fortement influencée par des phénomènes orageux. Cette tendance est responsable d'un enrichissement en isotopes lourds dans les précipitations, principalement dû à la hausse de la température de l'air, facteur principal du fractionnement isotopique. Pour cette seconde période, les lysimètres à neige ont récoltés des échantillons de pluies, puis ont été mis hors service.

Le $\delta^{18}\text{O}$ pour les exutoires (sorties)

La variabilité de la composition isotopique pour l'ensemble de la période d'échantillonnage (cf. figure 5.24) permet d'effectuer une caractérisation du fonctionnement des exutoires du versant. Cette caractérisation est abordée dans un but de validation des résultats présentés précédemment (cf. § 5.2.6). Les remarques suivantes peuvent être faites pour les quelques points concernés par le suivi isotopique:

- *Forages G1 et F99.02*: Ceux deux forages artésiens présentent une réponse isotopique très stable, typique d'aquifères profonds sans influence directe des phénomènes hydroclimatologiques. Une tendance saisonnière apparaît, ce qui met tout de même en évidence l'existence d'une influence très tamponnée des infiltrations de surface. La composition isotopique est similaire pour les deux points dès le début du mois de mai. Toutefois, les analyses hydrochimiques démontrent clairement que ces deux points sont très différents et qu'il s'agit ici seulement d'une coïncidence;
- *Source S29*: Cette source présente une réponse variable durant l'ensemble de la période d'échantillonnage. Pendant la période hivernale, un enrichissement en oxygène-18 est observé pour ce point alors que les apports météoriques sont presque inexistants. Cet enrichissement traduit des phénomènes de sublimation et d'échanges entre l'eau qui traverse le manteau neigeux et la neige qui le compose. Lors d'événements pluviométriques particuliers, une réaction retardée de quelques jours semble apparaître pour la réponse de cet exutoire (cf. pic pluviométrique du 4 mars par exemple). Le suivi d'un événement pluviométrique (cf. annexe 5-19) permet d'affirmer que ce décalage est dû à un problème de sous-échantillonnage;
- *Captage C57*: Ce captage présente une réponse très similaire à celle observée pour la source S29, bien que ces deux exutoires soient situés dans des formations très différentes (éboulis calcaires pour S29 et formations latentes remobilisées pour C57). Toutefois, l'analyse de l'hétérogénéité des formations de subsurface (cf. § 5.1.2.1) a permis de mettre en évidence l'existence d'une zone plus résistante, donc plus perméable, à l'amont du point C57. Le suivi de l'événement pluviométrique particulier valide ces observations;
- *Source S18*: Cette source présente un fonctionnement hydrogéologique du type de S29 et C57, mais reste un peu plus tamponné (l'intensité des variations est plus réduite). Le suivi de l'événement pluviométrique particulier valide également ces observations;
- *Captages d'Udrischa*: Les captages d'Udrischa présentent une réponse isotopique beaucoup plus tamponnée que les autres points, illustrant un fonctionnement hydrogéologique de l'exutoire peu influencé par les événements hydroclimatologiques. Le suivi de l'événement pluviométrique particulier indique une augmentation de débit qui présente quelques jours de retard, toutefois, la composition isotopique de cet exutoire reste très stable, traduisant l'existence d'un réservoir capacitif alimentant ces captages. Ces observations valident parfaitement les observations réalisées sur la base des observations physico-chimiques et hydrochimiques;
- *Captage C6*: Le captage C6 confirme les observations effectuées pour les captages d'Udrischa. Il n'y a pas d'influence directe des phénomènes hydroclimatologiques sur ce point qui se traduit par une réponse plus tamponnée que les autres points du versant.

A titre de validation du modèle conceptuel d'écoulement souterrain basé sur les données physico-chimiques et hydrochimiques (cf. figure 5-19), l'annexe 5-20 présente une analyse de la variabilité de la composition isotopique de l'oxygène-18 pour les exutoires entre les régimes hydroclimatologiques de hautes et de basses eaux. A cela s'ajoute une indication de la variance de l'oxygène-18 calculée sur des séries d'analyses plus nombreuses dont certains exutoires ont fait l'objet. Par conséquent, cette caractérisation des exutoires sur la base de leur réponse isotopique représente un excellent moyen pour valider des hypothèses obtenues par d'autres méthodes. Toutefois, la possibilité de déterminer quel est le modèle conceptuel type le mieux adapté aux conditions réelles du versant (*milieu saturé continu ou aquifère perche*, cf. figure 5.14) est encore prématurée. Seule la modélisation numérique des écoulements souterrains permettra de se positionner face à ces deux options.

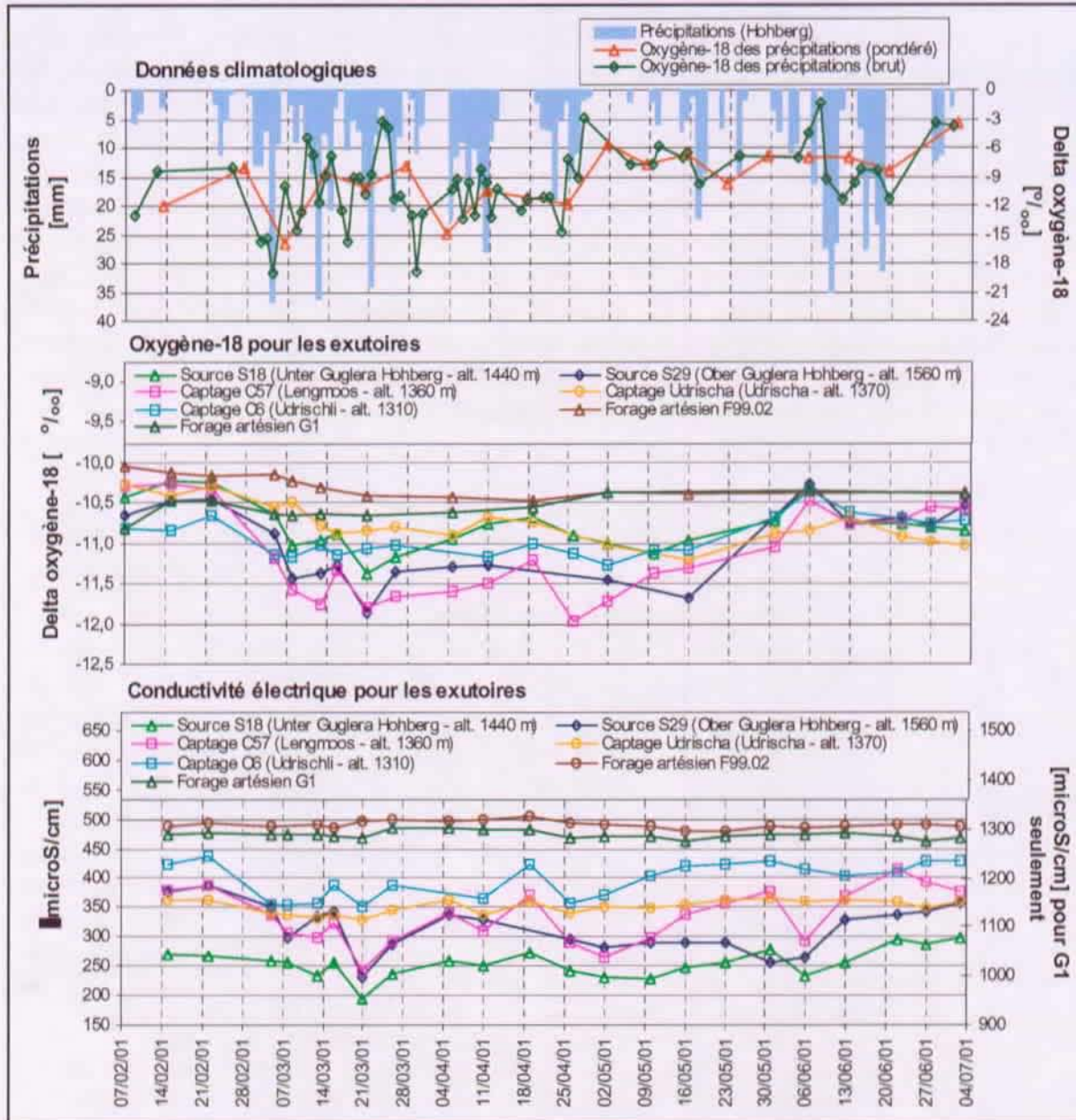


Figure 5.24: Synthèse des analyses isotopiques réalisées pour le versant du Hohberg.

Cette figure permet de d'illustrer différents types de fonctionnement des exutoires sur la base de la réponse isotopique. Cette période d'échantillonnage a été complétée par le suivi en détail d'un événement pluviométrique (cf. annexe 5.19) pour déterminer si certaines relations observées illustrent réellement un fonctionnement hydrogéologique de l'exutoire particulier, ou si elles sont imputables à un problème de sous-échantillonnage.

5.2.7.3. RELATION ENTRE L'OXYGÈNE-18 ET L'ALTITUDE D'INFILTRATION

L'oxygène-18 est un isotope stable qui présente la particularité d'être dépendant de la température, elle-même dépendante de l'altitude et de la saison. Il enregistre indirectement l'altitude à laquelle la molécule d'eau (apports météoriques) touche le sol, avant de s'infiltrer et d'alimenter le système d'écoulement souterrain. Par conséquent, une relation entre l'oxygène-18 et l'altitude d'infiltration peut être établie. Pour cela, il faut établir un gradient local équivalent à: altitude d'infiltration = $f(\delta^{18}\text{O})$ pour ensuite pouvoir reporter les mesures de la composition isotopique des sources et lire ainsi directement l'altitude d'alimentation moyenne de celles-ci.

La détermination de ce gradient local a été réalisé pour la période de fonte des neiges des mois de février et mars sur la base de l'échantillonnage de trois lysimètres à neige et d'une source (C11) qui possède une zone de recharge très limitée, comprise entre 1060 et 1070 mètres, et qui est directement influencée par les événements hydroclimatologiques (tarissement en période d'été). Pour des questions pratiques, l'échantillonnage quotidien de deux des trois lysimètres à neige a été confié à des habitants de la région (lysimètres de Ludena et d'Udrischli), alors que le troisième (Unter Guglera) n'étant accessible qu'à ski, a été équipé d'un échantillonneur automatique. Les échantillons prélevés sur le lysimètre à neige d'Udrischli ne sont malheureusement pas représentatifs de la période de suivi en raison de nombreuses absences imprévues de la personne chargée des prélèvements. Par conséquent, notre gradient local (*cf. figure 5.25 à gauche*) se base sur trois points seulement (C11, et les deux lysimètres de Ludena et Unter Guglera). Les échantillons de précipitations ne sont pas intégrés dans l'établissement de ce gradient local hivernal. En effet, la composition isotopique des précipitations n'est pas représentative de la composition isotopiques des infiltrations consécutives à la fonte des neiges (Moser & Stichler, 1975).

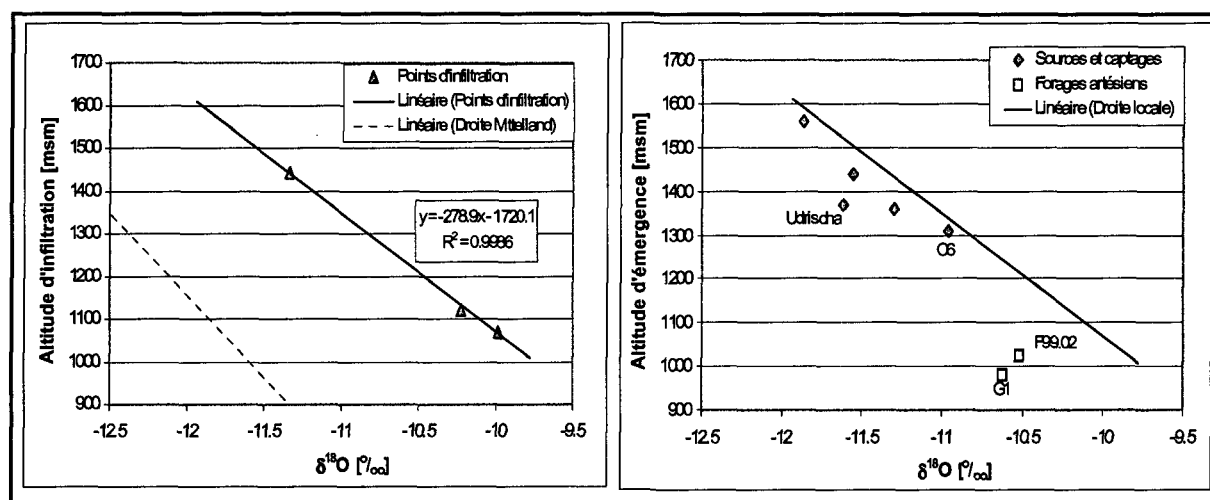


Figure 5.25: Représentation du gradient isotopique local pour la période de fonte (février-mars) de l'hiver 2000-2001 (à gauche) et report des différents points échantillonnés par rapport au gradient local (à droite). La droite du Mittelland issue de l'Atlas hydrologique de Suisse (Parriaux et al., 2001b) est mentionnée à titre indicatif. Un décalage de la droite locale déterminée pour le Hohberg en direction de valeurs plus enrichies en oxygène-18 est observé. Il s'explique par l'influence des précipitations méditerranéennes qui ont souvent dominé le secteur pendant notre période d'échantillonnage (ISM, 2001). En effet, la composition isotopique moyenne des précipitations tend vers des valeurs de plus en plus négatives au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la côte océanique, car la pluie précipite progressivement par condensation et les molécules légères ont tendance à rester dans la phase gazeuse. De plus, notre période d'échantillonnage s'étend sur un cycle partiel, ce qui favorise l'influence de phénomènes locaux.

Le gradient local pour cette période de fonte des neiges de l'hiver 2000-2001 est donné par la relation suivante:

$$\text{Altitude d'infiltration} = -279 \delta^{18}\text{O} - 1720 \quad \text{avec } R^2 > 0.99 \quad \text{Equation 6}$$

Un gradient de 0.36‰ par 100 mètres est défini pour l'oxygène-18 en relation avec l'altitude. Le tableau 5.7 met en relation l'altitude des exutoires et l'altitude d'infiltration obtenue (*cf. figure 25 à droite*).

Sources	$d18O$ [‰]	Altitude d'infiltration des sources [msm]	Altitude de la source [msm]
F99.02	-10.52	1214	1025
G1	-10.62	1242	980
C6	-10.96	1337	1310
C57	-11.62	1431	1360
Udrischa	-11.30	1521	1370
S18	-11.56	1504	1440
S29	-11.87	1590	1560

Tableau 5.7: Calcul de l'altitude d'infiltration des différentes sources présentes sur le versant du Hohberg. Globalement, les émergences du versant du Hohberg présentent des bassins versants d'alimentation relativement restreint, situés entre 25 et 90 mètres au-dessus des points d'exutoires. Seuls les captages d'Udrischa présentent un bassin versant plus important, dont l'altitude moyenne de recharge se situe 150 mètres au dessus de l'émergence. Les deux forages artésiens présentent des zones d'alimentation situées entre 200 et 250 mètres plus haut que le toit des aquifères. Ces résultats sont cohérents avec les observations présentées jusqu'ici (écoulement rapide de subsurface, hétérogénéité des terrains de couverture, etc.).

5.2.7.4. ESTIMATION D'UN TEMPS DE TRANSIT MOYEN AUX EXUTOIRES

Le temps de transit moyen a été calculé selon la formule de Burgman (*Burgman et al., 1987*). Les résultats obtenus sont relativement courts (*cf. tableau 5.8*), et cohérents avec le temps de transit moyen calculé au paragraphe 5.2.5.3. Les temps de transit moyens de ces différents points d'eau sont également cohérents avec le modèle synthétique des systèmes d'écoulement du Hohberg présenté à la figure 5.20 (*cf. § 5.2.6.5*). En effet, un temps de transit moyen de 4,6 ans par exemple ne signifie pas que la plus grande quantité d'eau à l'exutoire présente ce temps de transit moyen. La distribution des temps de transit qui caractérise l'exutoire peut être composée par plusieurs pics traduisant des âges différents. Par exemple, un pic qui illustre un grand pourcentage de la quantité d'eau de la source peut correspondre à un temps de transit de quelques mois et un ou plusieurs autre(s) pic(s) quantitativement mineur(s) peu(ven)t être beaucoup plus ancien(s) (plusieurs dizaines d'années par exemple (*cf. Etcheverry, 2001*)). Par conséquent, ce résultat semble confirmer le fait que le fonctionnement hydrogéologique du versant est dominé par des écoulements de subsurface.

Exutoires	F99.02	G1	C06	C11	C57	Udrischa	S18	S29
Temps de transit [années]	11.0	11.3	4.8	1.4	2.2	4.6	2.9	1.2

Tableau 5.8: Estimation des temps de transit moyen (MRT) de l'eau dans les aquifères.

La détermination des temps de transit permet également de caractériser les exutoires. En effet, un temps de transit court traduira un réservoir de petite taille et/ou un réservoir très perméable qui sera par conséquent fortement influencé par les phénomènes hydroclimatologiques (phénomènes de transport et de transfert). A l'inverse, un temps de transit long traduit un réservoir capacitif dont l'exutoire sera plus faiblement influencé par l'infiltration directe, du moins en termes de transport.

5.2.8. SYNTHÈSE DE L'ANALYSE DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE POUR LE HOHBERG

L'ensemble des analyses présentées dans ce chapitre permet de confirmer la pertinence des deux modèles hydrogéologiques conceptuels possibles du versant du Hohberg (cf. § 5.2.5):

- Le premier est celui d'un aquifère de subsurface, d'un semi-perméable intermédiaire et d'un aquifère inférieur confiné dans le substratum décomprimé. Les deux formations aquifères sont connectées hydrauliquement par drainance à travers le semi-perméable. L'ensemble du milieu est donc saturé (*hypothèse A: milieu saturé*);
- Le second modèle conserve la même structure, mais les deux aquifères sont hydrauliquement déconnectés. L'aquifère de subsurface repose sur la formation non saturée du semi-perméable et l'aquifère inférieur n'alimente pas l'aquifère de subsurface (*hypothèse B: aquifère perché*).

D'autres modèles conceptuels auraient pu être proposés, comme par exemple des exutoires alimentés par des lentilles perméables, en connection directe avec l'aquifère inférieur confiné. Toutefois, en raison des faibles débits observés aux sources de la zone instable, cette hypothèse semble peu plausible et n'a pas été retenue.

Les analyses climatologiques, hydrologiques, physico-chimiques et isotopiques ont fourni des résultats cohérents et permettent de préciser les conditions hydrogéologiques suivantes:

- Le bilan hydrique du bassin versant hydrologique du Hohberg est équilibré et il n'est pas nécessaire d'imposer une alimentation externe significative (Préalpes Médiannes calcaires) lors de la modélisation des écoulements souterrains du versant;
- Des temps de transit moyens des eaux des sources et captages du versant de l'ordre de 1 à 5 ans ont été calculés sur la base du bilan hydrique et des isotopes de l'oxygène. Ces temps de transit moyens sont courts ce qui implique qu'une grande partie des précipitations efficaces transitent dans les terrains quaternaire de subsurface;
- L'analyse de la variabilité physico-chimique, hydrochimique et isotopique des exutoires face aux variations des conditions hydroclimatologiques confirme que la plupart des points d'eau du versant ont une composante d'aquifères de subsurface très influencés par les précipitations. Toutefois, cette analyse indique que les écoulements souterrains ne se limitent pas exclusivement aux formations aquifères de subsurface. Certains exutoires du versant présentent une composante plus profonde se mélangeant, en proportion variable et selon la période hydroclimatologique, à une composante plus superficielle.
- Deux secteurs d'infiltrations situés en périphérie de la zone instable ont été déterminés. Ils se situent dans des zones perméables constituées de flyschs décomprimés subaffleurs et d'éboulis calcaires (secteurs Udrischa-Ättenberg et Lengmoos-Unter Guglera). Ils doivent jouer un rôle important sur l'alimentation en eau des terrains quaternaires instables en provoquant une augmentation des pressions interstitielles dans les formations moins perméables situées vers l'aval:
 - *Le secteur d'infiltration d'Udrischa-Ättenberg (flyschs subaffleurs décomprimés) se prolonge en direction du sud-ouest en suivant la formation des flyschs du Thanétien (cf. annexe 5-04) et vient alimenter en eau souterraine la partie inférieure du glissement par le côté nord de celui-ci.*
 - *Le secteur d'infiltration de Lengmoos-Unter Guglera (éboulis calcaires) alimente en eau souterraine les terrains quaternaires moins perméables des zones latentes et actives qui lui succèdent vers l'aval;*

- Le concept de faciès hydrochimique basé sur l'analyse des ions majeurs n'a pas permis de déterminer l'origine géochimique des eaux souterraines du Hohberg en raison de l'homogénéité lithologique qui caractérise les formations géologiques du versant. Seul l'analyse des sulfates et du strontium, liés à la dissolution du gypse des Préalpes Médiannes calcaires, indique que ces formations contribuent en fait pour une part négligeable et indétectable sur la base du bilan hydrique, à l'alimentation en eau souterraine du versant.
- Finalement, la caractérisation des exutoires sur la base de leur réponse isotopique et la détermination de leur altitude d'infiltration représente un bon moyen pour valider des hypothèses obtenues par d'autres méthodes, notamment l'analyse de la variabilité des paramètres physico-chimique et hydrochimique (ions majeurs);

Ces résultats ne permettent cependant pas de trancher entre les deux modèles conceptuels possibles. Sur la base de ces informations hydrogéologiques, la modélisation des écoulements souterrains va permettre de tester la vraisemblance des deux modèles conceptuels proposés (cf. § 5.2.5.2) et de déterminer lequel correspond le mieux aux conditions réelles du versant.

5.3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS

La modélisation des écoulements souterrains entreprise pour ce projet comprend trois volets:

- Une modélisation bidimensionnelle dans le but de tester les différentes hypothèses faites sur les deux modèles conceptuels hydrogéologiques (milieu saturé et aquifère perché).
- Une modélisation tridimensionnelle qui aborde l'ensemble du bassin versant hydrologique du glissement. Cette simulation a pour but de mettre en évidence l'effet induit par la topographie et par la forme particulière en sablier du glissement sur les potentiels hydrauliques de la zone en glissement. De cette manière, il devrait être possible de déterminer quel est le modèle conceptuel proposé au § 5.2.5. qui est le plus cohérent pour décrire le fonctionnement hydrogéologique du versant du Hohberg;
- Une modélisation tridimensionnelle locale pour permettre de valider les hypothèses sur le fonctionnement des exutoires de subsurface, en particulier sur les phénomènes de mélange observés sur la base des analyses isotopiques.

5.3.1. MODÈLE BIDIMENSIONNEL LONGITUDINAL

Le modèle bidimensionnel longitudinal se base sur la structure hydrogéologique définie au § 5.2.1. Les deux modèles conceptuels ont été testés par la simulation bidimensionnelle en milieu saturé (calcul en régime permanent) pour le premier et non saturé (calcul en régime transitoire) pour le second. Le régime transitoire est utilisé pour la modélisation en milieu non saturé pour permettre au calcul de converger, même si les conditions aux limites imposées dans le modèle ne varient pas dans le temps. En effet, le nombre d'itération est limité en régime permanent, et n'est pas suffisant pour obtenir une convergence du calcul pour des problèmes caractérisés par des faibles perméabilités en milieu non saturé.

5.3.1.1. SIMULATION DE L'HYPOTHÈSE D'UN MILIEU SATURÉ UNIQUE (HYPOTHÈSE A)

Les gammes de conductivité hydraulique discutées à la figure 5.7 (cf. § 5.2.1) ont été appliquées au modèle. Les conditions limites ont été définies de la manière suivante:

- Des potentiels hydrauliques appliqués à la surface topographique avec la cote altimétrique correspondante, permettent de représenter le réseau hydrographique (rivières, sources et zones humides) aux endroits où celui-ci intercepte ce profil longitudinal;
- Des flux entrants pour simuler la recharge ont été appliqués sur l'ensemble des autres noeuds de la surface topographique et ont été déterminés sur la base des mesures hydrogéologiques à disposition (cf. § 5.2.3).

La figure 5.26 présente les principaux résultats obtenu par ce modèle bidimensionnel saturé.

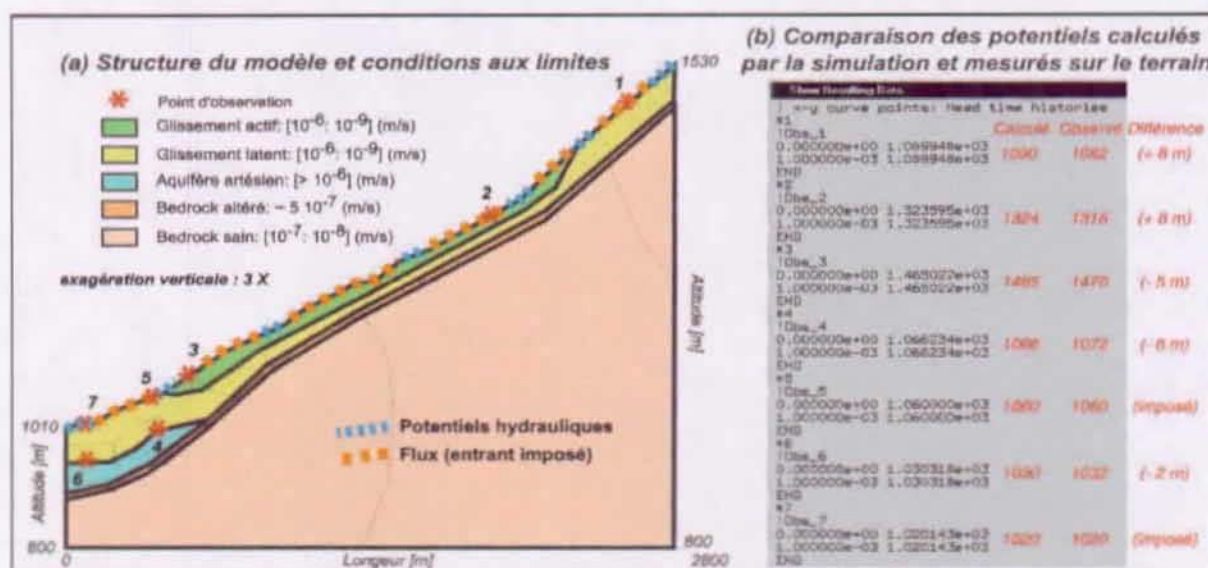


Figure 5.26: Résultat du modèle bidimensionnel saturé calibré.

Les conductivités hydrauliques indiquées entre crochets représentent les gammes admises comme cohérentes pour le versant et qui ont été utilisées pour réaliser les différentes simulations. Le détail de ces simulations est présenté à l'annexe 5-21. Le critère pour fixer un potentiel ou un flux entrant sur les noeuds de la surface topographique se base sur l'interception du profil avec le réseau hydrographique (sources, captages, rivières, zones humides). Dans ce cas, un potentiel hydraulique est imposé. Les noeuds qui n'interceptent pas le réseau hydrographique se voient imposer un flux entrant pour simuler la recharge du versant.

Les simulations réalisées en milieu saturé et en régime permanent (cf. figure 5-26 et annexe 5-21) permettent de démontrer la nécessité de faire intervenir l'ensemble du réseau hydrographique (sources, captages, rivières et zones humides) comme exutoire pour permettre de décharger hydrauliquement le versant. Sans quoi, les potentiels hydrauliques calculés restent beaucoup trop élevés, dépassant dans le meilleur des cas la cote topographique de plusieurs dizaines de mètres, en incohérence avec les observations de terrain. Le débit obtenu par cette simulation est cohérent avec le débit d'étiage observé à l'exutoire du versant (cf. figure 5.8, § 5.2.2) avec approximativement 900 l/min. Cette comparaison est possible par le fait qu'un modèle bidimensionnel dans Feflow correspond en réalité à un modèle tridimensionnel d'une épaisseur de 1 mètre. Par conséquent, une surface topographique exprimée en mètres carrés peut être déterminée pour le modèle numérique. La comparaison de cette surface calculée avec la surface réelle du versant permet d'obtenir un facteur de pondération qui relie la surface du modèle numérique avec celle du versant. De cette manière, il est possible de pondérer les flux sortants calculés par le modèle numérique sur la base du bilan hydrique, et de les comparer avec les débits mesurés à l'exutoire du versant. Cette comparaison est basée sur le débit d'étiage du versant pour réduire au maximum l'influence du ruissellement direct des précipitations qui ne participe pas aux écoulement souterrains.

5.3.1.2. SIMULATION DE L'HYPOTHÈSE DE LA NAPPE PERCHÉE (HYPOTHÈSE B)

Le modèle de Van Genuchten a été utilisé pour déterminer les relations constitutives qui régissent les écoulements pour le milieu non saturé (Van Genuchten, 1980). Le logiciel ROSETTA (Schaap et al., 2001) nous a permis de calculer les paramètres caractérisant les terrains meubles sur la base des essais en laboratoire disponibles (cf. annexe 5-09). Ces paramètres concernent la distribution de la taille des grains constituant l'échantillon et la densité volumique apparente du sol sec.

Les conductivités hydrauliques et les conditions aux limites utilisées pour les simulations en milieu saturé ont tout d'abord été reprises dans ce modèle. Toutefois, la gamme des paramètres hydrauliques utilisée lors des simulations en milieu saturé ne permettant pas de faire apparaître une désaturation, même partielle du domaine, nous avons modifié le modèle pour créer une «couche artificielle» plus perméable comprise entre deux niveaux moins perméables et qui correspondrait au flysch décomprimé (cf. figure 5.27). Cette modification du modèle n'est pas cohérente avec la réalité du terrain, mais elle permet d'évaluer quelles doivent être les conditions hydrogéologiques nécessaires pour faire apparaître un aquifère perché comme nous le proposons par le modèle conceptuel sur la base de l'hypothèse B (cf. figure 5.14, § 5.2.5.2). Pour effectuer ces tests, nous avons modifié les conditions aux limites en imposant des potentiels hydrauliques équivalents à la cote de chaque noeud de la surface topographique du modèle. De cette manière, la présence d'un aquifère de subsurface est imposée dans le modèle. Ensuite, il s'agit de modifier les paramètres hydrogéologiques pour faire apparaître une zone non saturée sous l'aquifère de subsurface imposé, qui devient par conséquent un aquifère perché. La calibration se base sur l'observation de la désaturation lorsque celle-ci apparaît.

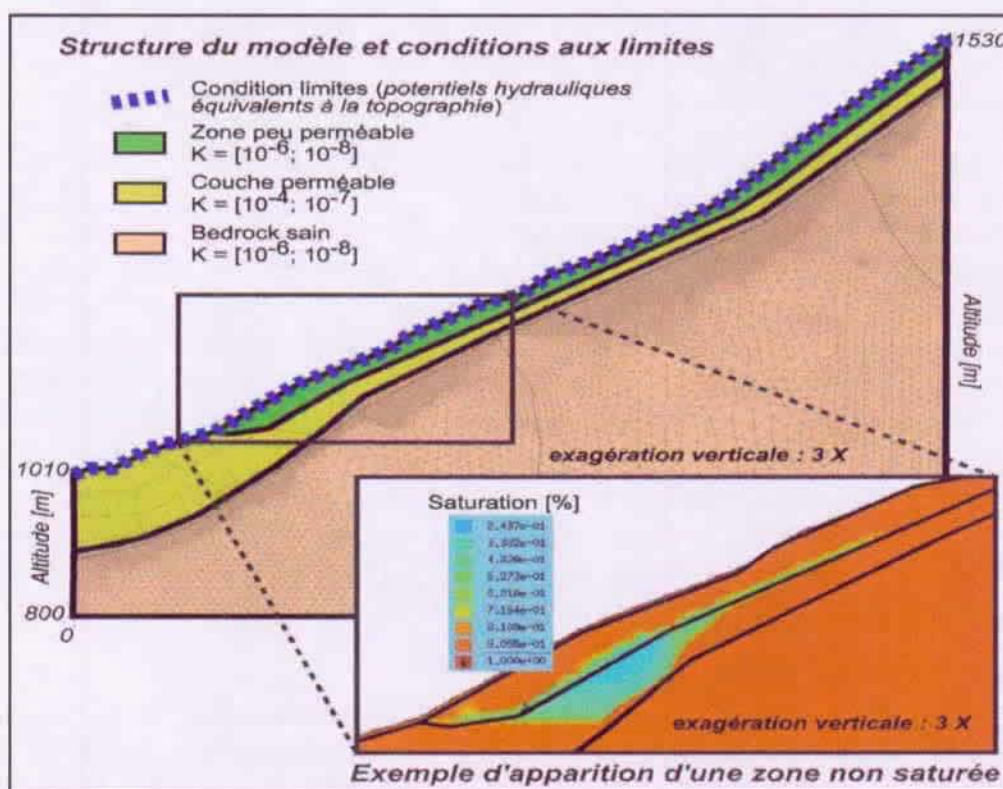


Figure 5.27: Résultat de la modélisation bidimensionnelle en milieu non saturé (voir aussi annexe 5-22).

Les conductivités hydrauliques indiquées entre crochets représentent les gammes de valeurs testées pour réaliser ces différentes simulations en milieu non saturé.

L'annexe 5-22 présente les valeurs limites obtenues pour que la désaturation apparaisse dans cette couche artificielle. Ces simulations montrent que la désaturation apparaît lorsque les conductivités hydrauliques de la couche artificielle sont 70 à 80 fois supérieures à celles attribuées pour les niveaux adjacents. Les observations de terrain, notamment les reconnaissances directes et indirecte démontrent que cette situation n'est pas réaliste à l'échelle du versant du Hohberg. Par contre, l'hétérogénéité locale du champ de résistivité électrique et par conséquent l'hétérogénéité du champ de perméabilité (cf. § 5.1.2.1) des terrains de couverture montre qu'une telle situation peut apparaître localement. D'une manière générale, ce modèle tend à rejeter l'hypothèse B qui propose l'existence d'un aquifère perché à l'échelle du versant (cf. § 5.2.2).

5.3.1.3. APPORTS DE LA MODÉLISATION BIDIMENSIONNELLE

Ces simulations bidimensionnelles illustrent la nécessité d'introduire sous forme de conditions aux limites dans le modèle par des potentiels hydrauliques équivalents à la cote topographique du noeud, l'ensemble du réseau hydrographique (exutoires, rivières et zones humides) de manière à décharger hydrauliquement le versant. Elles démontrent également la difficulté de faire apparaître une zone non saturée à l'échelle du versant. Une différence de conductivité hydraulique de près de deux ordres de grandeur doit être appliquée à la conductivité hydraulique pour qu'un aquifère de subsurface perché apparaisse. Selon les investigations directes et indirectes effectuées sur le versant (cf. § 5.1.2.1 & 5.1.2.2), cette situation n'est pas vraisemblable à l'échelle du versant. Toutefois, il est possible d'envisager l'apparition localisée de zones non saturées et de petits aquifères perchés en relation avec la distribution hétérogène du champ de perméabilité que nous avons déterminé sur la base des mesures de résistivité électrique (cf. § 5.1.2.1). Cet aspect sera reconsidéré lors de la simulation hydrogéologique tridimensionnelle qui permettra de prendre en compte l'effet tridimensionnel dû à la morphologie du versant sur l'alimentation en eau souterraine du glissement. Finalement, ces premières simulations bidimensionnelles permettent de considérer le modèle conceptuel totalement saturé (*hypothèse A*, figure 5.14, § 5.2.5.2) comme admissible pour l'ensemble du versant.

5.3.2. MODÈLE TRIDIMENSIONNEL À L'ÉCHELLE DU VERSANT

La structure de ce modèle numérique tridimensionnel à l'échelle du bassin versant hydrologique a été présenté à la figure 5.6 (cf. § 5.1.2.2); nous lui avons attribué des paramètres hydrauliques sur la base des gammes de conductivités hydrauliques discutées à la figure 5.7 (cf. § 5.2.1). Les simulations sont effectuées en régime transitoire, avec initialement des conditions aux limites invariables dans le temps, puis ensuite avec des conditions aux limites variables pour les flux entrants (recharge du modèle). Les simulations sont toutes réalisées en régime transitoire afin d'avoir un nombre d'itération suffisant pour permettre la convergence du calcul. Les conditions limites ont été définies de la même manière que pour le modèle bidimensionnel saturé (cf. § 5.3.1.1). La calibration s'effectue dans un premier temps par l'observation des potentiels hydrauliques et du débit de quelques exutoires significatifs (C10, C57, S18, S29 et Udrischa) puis par l'observation de leur évolution lorsque les conditions limites imposées varient au cours de la simulation.

Dans un premier temps, nous avons simulé les écoulements souterrains en régime transitoire pour un milieu saturé que nous calibrons sur la base des mesures hydrauliques ponctuelles réalisées lors de la phase d'échantillonnage pour les analyses isotopiques en 2001. La validation de ce modèle sera malheureusement abordée de manière fictive en raison de l'absence de mesures hydrogéologiques précédant notre analyse de ce versant. Par contre, elle permettra de se prononcer sur l'état hydrogéologique du versant lors de la réactivation de 1999, période que nous

allons considérer pour cette seconde étape. Ce modèle numérique ne pourra toutefois être validée que si un suivi hydrogéologique est réalisé lors de l'enregistrement d'une nouvelle phase de réactivation du glissement. Dans un troisième temps, nous allons reprendre la structure de ce modèle saturé, ses paramètres et ses conditions aux limites pour effectuer une simulation en milieu non saturé. Le résultat du modèle saturé sera intégré comme conditions initiales du modèle non saturé. Cette dernière simulation a pour but de valider la vraisemblance du modèle conceptuel totalement saturé pour le versant du Hohberg sur la base d'un modèle qui intègre des paramètres différents (modèle de Van Genuchten).

5.3.2.1. SIMULATION EN MILIEU SATURÉ

Le premier résultat important qui ressort de ces simulations tridimensionnelles est la démonstration de la possibilité de simuler un champ de potentiel et une réponse en terme de débit qui soient réalistes pour l'ensemble du bassin versant du Hohberg (cf. figure 5.28). Ce résultat n'est pas anodin si l'on considère le contexte très particulier des versants instables caractérisé par des aquifères souvent pincés et des gammes de perméabilité très faibles, ce qui rend difficile la simulation numérique des écoulements souterrains dans un tel contexte (Michnick, 2000).

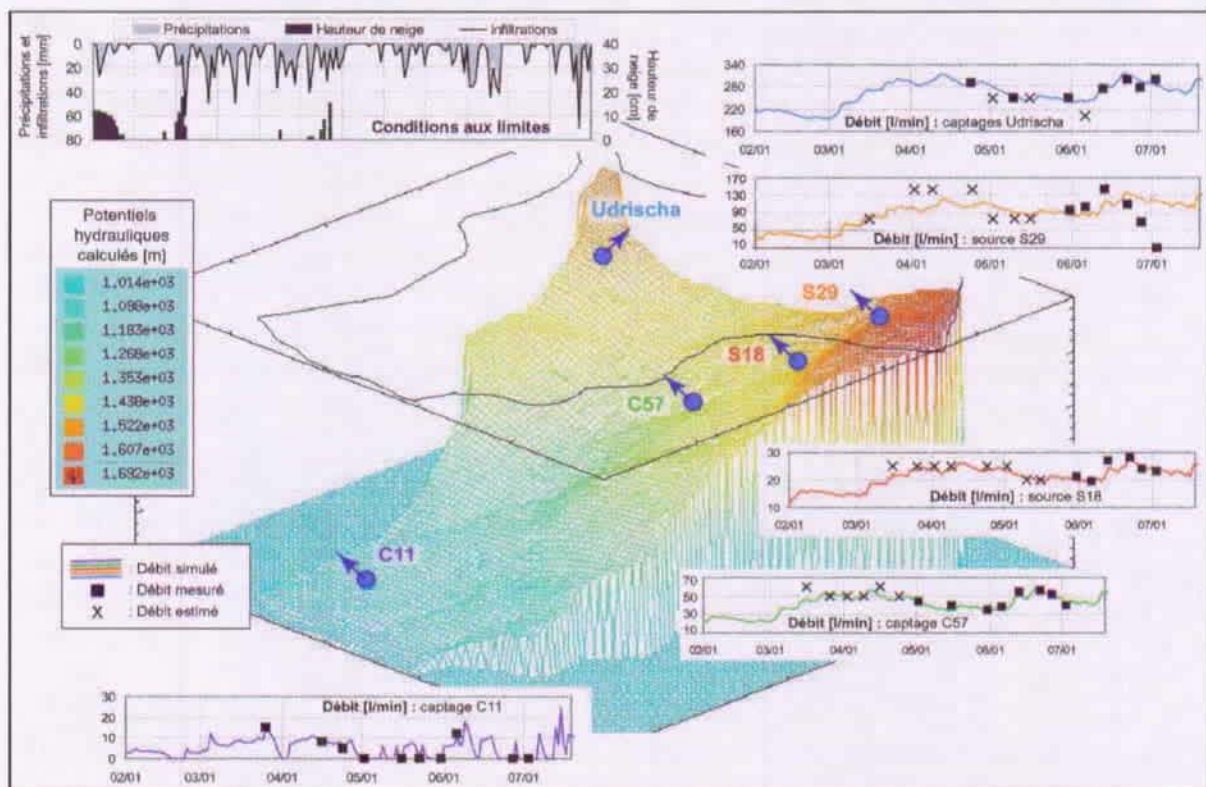


Figure 5.28: Illustration tridimensionnelle du champ de potentiels hydrauliques calculés avec la mention des débits simulés et mesurés pour les principaux exutoires du versant.

Les conditions aux limites de ce modèle ont été définies d'une part par des potentiels hydrauliques appliqués à la surface topographique avec la cote altimétrique correspondante pour les noeuds qui interceptent le réseau hydrographique. Pour l'ensemble des autres noeuds qui constituent cette surface topographique, des flux entrants ont été imposés pour simuler la recharge. Les limites verticales sont admises imperméables, le domaine modélisant correspondant au bassin versant topographique (limites à flux nul).

La relation entre les débits calculés et les débits mesurés appelle quelques commentaires explicatifs:

- Le captage d'Udrischa présente des débits élevés par rapport à l'ensemble des autres sources et captages du versant. Ce captage est alimenté par les flyschs en place décomprimés qui constituent un réservoir caractérisé par des perméabilités plus élevées (comprises entre $5e-05$ et $5e-06$ m/s) que les autres formations du versant. Ce captage d'Udrischa est situé à la terminaison d'une zone d'infiltration préférentielle des eaux météoriques. A l'aval du captage, cet aquifère se prolonge de manière continue et/ou discontinue dans les flyschs du Gurnigel et se retrouve couvert par les dépôts quaternaires dans lesquels se développent l'instabilité. La perméabilité étant plus faible à l'aval de ces captages (comprise entre $5e-07$ et $1e-08$ m/s), les vitesses d'écoulement diminuent et la charge hydraulique augmente. Cette augmentation de la charge hydraulique induit une augmentation du risque de rupture du versant en raison d'une diminution des contraintes effectives;
- Les sources S29 et S18 se situent également à la terminaison de zones d'infiltration des eaux météoriques. Par contre, les zones d'alimentation de ces deux sources sont constituées d'éboulis calcaires en provenance des Préalpes Médiannes sus-jacentes. Ces éboulis à perméabilité élevée (entre $1e-03$ et $1e-05$ m/s) provoquent, au contact d'une zone moins perméable située vers l'aval, la résurgence de plusieurs sources, dont S29 et S18 font partie. La source S29, située à l'amont du versant est alimentée par un réservoir dont la géométrie est encore mal déterminée. Ce réservoir est situé en bordure des zones d'investigation géophysique que nous avons mesurées. La courbe simulée pour cet exutoire est celle qui se corrèle le moins bien avec les mesures réalisées in situ. Cette source présente des débits mesurés plus variables que ceux obtenus par le modèle numérique. Par conséquent, ce réservoir doit être constitué de matériaux à perméabilité variable, localement plus élevée que celles introduites dans le modèle numérique. De plus, il présente vraisemblablement une extension différente de celle admise dans les simulations. La corrélation entre les débits calculés et mesurés de la source S18 est meilleure que celle obtenue pour la source S29 en raison d'une délimitation et d'une caractérisation de son bassin d'alimentation plus précises. A l'aval des résurgences, une partie des eaux continuent toutefois à transiter dans les terrains quaternaires des zones latentes et actives du glissement, ce qui, comme présenté ci-dessus, augmente la charge hydraulique dans les formations concernées et induit par conséquent une augmentation du risque de rupture des formations concernées.
- Le captage C57 se situe dans les terrains quaternaires latents du versant. Il illustre la terminaison d'une zone hétérogène de subsurface, alimentée d'une part par des eaux souterraines en provenance des unités sus-jacentes (cf. sources S18 et S29) et d'autre part par des infiltrations directes d'eaux météoriques. La courbe simulée correspond bien aux mesures réalisées in situ qui réagit rapidement aux événements hydroclimatologiques qui se développent sur le versant.
- Le petit captage C11 a été choisi pour simuler une émergence dans la zone de dépôt du glissement et pour évaluer les relations entre les formations de subsurface et l'aquifère artésien situé dans les dépôts alluviaux à une trentaine de mètres sous le glissement actif au droit de ce point. Les débits simulés et mesurés sur le terrain présentent une bonne concordance. Cette source se tarit fréquemment et illustre une zone d'alimentation superficielle de taille très réduite située à une vingtaine de mètres à l'amont de l'émergence. Les terrains quaternaires glissés forment un ensemble faiblement perméable qui joue le rôle d'aquiclude (ensemble improductif mais pas imperméable). Par conséquent, les émergences situées en pied de versant sont dominées par les événements hydroclimatologiques, toutefois, une drainance quantitativement réduite existe et maintient des pressions interstitielles élevées dans les formations actives et latentes de la partie aval du versant.

Ce modèle numérique permet également de suivre le cheminement des particules d'eau à travers le domaine (particule tracking) et de représenter le champ des vecteurs correspondant aux vitesses d'écoulement souterrain (cf. figure 5.29). De cette manière, nous avons pu confirmer les hypothèses proposées au § 5.2.8 et développées ci-dessus concernant les deux secteurs d'infiltrations situés en marge de la zone active (secteur de Ättenberg-Udrischa et de Lengmoos-Unter Guglera Hohberg):

- Ces deux zones présentent les vecteurs vitesses les plus grands du domaine, confirmant l'existence de perméabilités plus élevées qui favorisent l'infiltration des eaux souterraines;
- Le suivi du cheminement des particules d'eau à travers le domaine (particle tracking) confirme sans équivoque l'effet tridimensionnel induit par la structure hydrogéologique du bassin versant du Hohberg. Cet effet 3-D favorise l'augmentation des pressions interstitielles au sein des formations du glissement:
 - Les eaux souterraines infiltrées dans le secteur Ättenberg-Udrischa s'écoulent préférentiellement en direction du sud-ouest vers la masse instable et la Singine Chaude.
 - Les eaux souterraines infiltrées dans le secteur Lengmoos-Unter Guglera s'écoulent préférentiellement en direction du glissement mais leurs vitesses d'écoulement sont réduites en raison de la diminution des perméabilités, ce qui provoque une mise en charge des terrains instables.

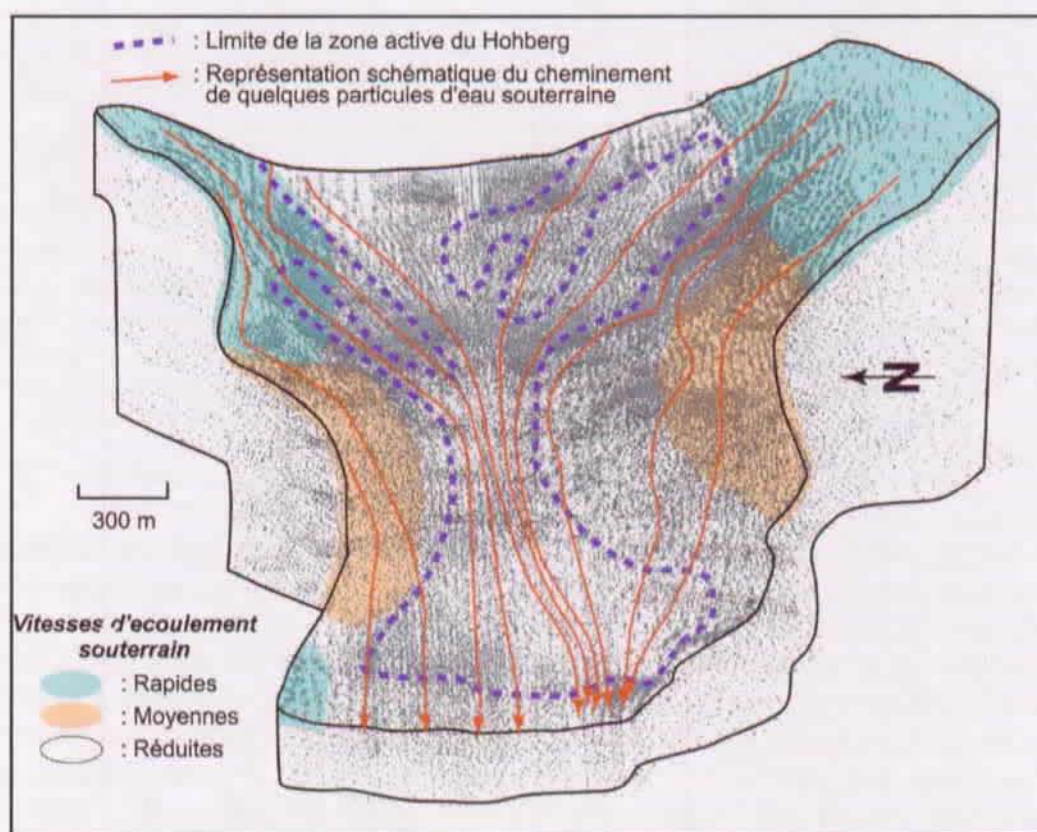


Figure 5.29: Représentation du champ des vecteurs de vitesse d'écoulements souterrains.

Les vitesses d'écoulements souterrains classifiées comme rapides sont comprises entre $5 \cdot 10^{-1}$ et $5 \cdot 10^{-2}$ m/jour, les moyennes entre $5 \cdot 10^{-2}$ et $5 \cdot 10^{-3}$ m/jour et les lentes entre $5 \cdot 10^{-3}$ et $1 \cdot 10^{-4}$ m/jour. Cette figure illustre bien l'effet induit par le rétrécissement de la zone de transport du glissement sur les circulations souterraines (influence de la forme en sablier de l'instabilité). Celui-ci provoque une concentration des écoulements souterrains et par conséquent une augmentation de la charge hydraulique dans ce secteur.

La simulation réalisée sur la base des données hydroclimatologiques correspondant à la réactivation de 1999 met en évidence une augmentation brutale du potentiel hydraulique (et par conséquent des pressions interstitielles) pour l'ensemble du domaine en relation directe avec une période de fonte des neiges significative. Cette augmentation des pressions interstitielles se corréle parfaitement avec la phase de réactivation du glissement observée (cf. figure 5-30). Ce résultat permet d'illustrer l'influence de l'augmentation des pressions interstitielles (ou surpressions interstitielles) consécutif à un événement hydroclimatologique particulier sur la stabilité du versant. En effet, une augmentation des pressions interstitielles provoque une diminution des contraintes effectives, ce qui diminue la stabilité.

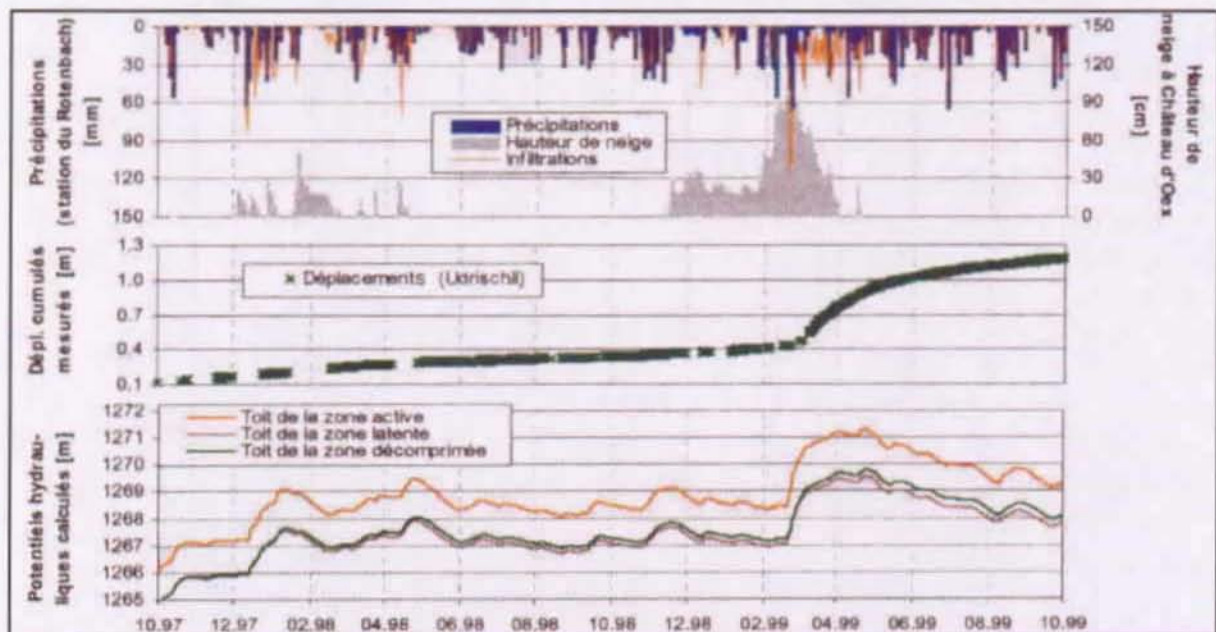


Figure 5.30: Relation entre l'évolution des potentiels hydrauliques, les infiltrations et les mesures de déplacement pour la réactivation de 1999. Les infiltrations sont estimées en additionnant les précipitations pluvieuses enregistrées à la station du Rotenbach (cf. § 5.2.3.1) au volume d'eau produit par la fonte du manteau neigeux selon une relation qui lie la densité de la neige pour différents états à la densité de l'eau (Singh & Singh, 2001). La localisation du point de mesure des déplacements d'Udrischli est mentionné à l'annexe 5-08. Les potentiels hydrauliques indiqués sur le graphique du bas proviennent du milieu de la zone active, à la verticale du point de visée du laser-distô d'Udrischli.

D'autre part, le potentiel hydraulique dans les zones latentes et décomprimées est inférieur à celui du toit de la zone active d'approximativement 2 mètres. Le fait d'avoir une charge élevée en profondeur, congugée à l'absence de niveau plus perméable au sein de la couverture quaternaire confirme l'hypothèse conceptuelle A d'un milieu saturé à l'échelle du versant (cf. § 5.2.5.2, figure 5.14, hypothèse A). Les potentiels hydrauliques calculés par la modélisation n'ont cependant pas recréé parfaitement l'écoulement ascendant proposé par ce modèle conceptuel. Dans ce cas, des infiltrations directes se produisent depuis la surface du versant et viennent s'ajouter aux circulations latérales en provenance des deux secteurs d'infiltrations préférentielles.

Ces résultats restent malheureusement strictement qualitatifs en raison de l'absence de mesures hydrogéologiques de terrain pour cette période de réactivation de 1999. Toutefois, ils permettent de mettre en évidence l'existence d'une relation directe et significative entre le fonctionnement hydrogéologique du versant et des conditions hydroclimatologiques particulières en lien avec des épisodes de fonte massive de la couverture neigeuse.

5.3.2.2. SIMULATION EN MILIEU NON SATURÉ

La simulation en milieu non saturé (cf. figure 5.31) permet de valider, sur la base d'un modèle numérique qui intègre des paramètres supplémentaires (modèle de van Genuchten), les simulations réalisées en régime saturé afin de déterminer la vraisemblance des modèles conceptuels A et B (milieu totalement saturé ou aquifère perché, cf. figure 5.14). Cette simulation en milieu non saturé démontre l'incapacité du modèle à désaturer, même partiellement, une partie du domaine de manière à faire apparaître un aquifère perché (cf. hypothèse B, § 5.2.5.2). Ce résultat est cohérent avec les potentiels hydrauliques présentés à la figure 5.30 (potentiels de la zone décompressée équivalents à celui du toit de la zone latente) et confirme l'effet tridimensionnel dû à la structure topographique en cuvette du versant et à la forme en sablier sur le développement de potentiels hydrauliques élevés au sein du versant du Hohberg. Par conséquent, le modèle conceptuel type correspondant à l'hypothèse A (milieu saturé, § 5.2.3.2) est bien confirmé comme étant le plus adéquat pour aborder le fonctionnement hydrogéologique général du versant. Par conséquent, le fonctionnement hydrogéologique à l'échelle du versant est bel et bien caractérisé par un milieu entièrement saturé, ce qui induit une recharge des exutoires par des phénomènes de drainance du bas vers le haut en plus des apports météoriques. Toutefois, et en raison des faibles perméabilités qui caractérise ce versant à l'échelle régionale, les émergences de ce versant restent majoritairement alimentées par des apports météoriques qui circulent dans des systèmes aquifères de subsurface et qui s'ajoutent aux phénomènes de drainance.

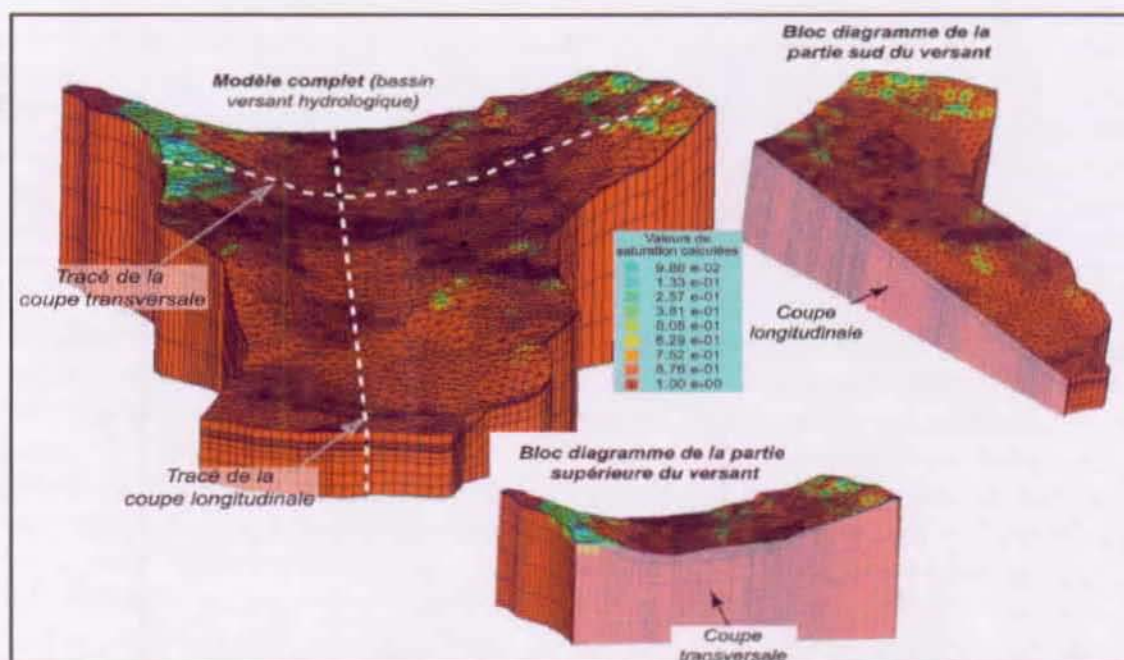


Figure 5.31: Résultat du modèle tridimensionnel en milieu non saturé pour le Hohberg. Les zones non saturées apparaissent uniquement en subsurface dans les secteurs plus perméables (zones d'infiltration d'Unter Gugler-Lengmoos et d'Ättenberg-Udrischli) ou alors au bénéfice d'irrégularités topographiques au sein du versant.

5.3.2.3. APPORTS DE LA MODÉLISATION 3-D À L'ÉCHELLE DU VERSANT

La simulation numérique tridimensionnelle à l'échelle du versant a permis d'effectuer une analyse de sensibilité de la distribution du champ de potentiel hydraulique pour évaluer l'influence des conditions morphologiques sur les écoulements souterrains à travers le versant. Plusieurs aspects ont pu être abordés par ce modèle:

- La possibilité de réaliser de manière satisfaisante une simulation hydrogéologique d'un grand versant instable, caractérisé par des perméabilités faibles et des structures géologiques complexes. Cet objectif a pu être atteint à l'aide d'un outil d'analyse performant et disponible sur le marché;
- La possibilité de déterminer l'effet tridimensionnel induit sur les écoulements souterrains et sur la distribution des potentiels hydrauliques en raison d'une morphologie en cuvette du bassin versant et d'une forme en sablier de l'instabilité;
- La validation du modèle tridimensionnel saturé est fictive. Un suivi hydrogéologique réalisé lors de l'enregistrement d'une phase de réactivation du glissement permettrait de valider définitivement ce modèle. Toutefois, elle permet de mettre en évidence une augmentation rapide des potentiels hydrauliques lors d'épisodes de fonte massive de la couverture neigeuse. Cette augmentation des potentiels hydrauliques traduit une augmentation des pressions interstitielles et se corrèle avec la réactivation du glissement enregistrée sur le versant;
- La possibilité de se prononcer sur le choix d'un modèle conceptuel type, proposé sur la base d'investigations de terrain relativement simples, et qui ont été testé par différents modèles numériques (bi- et tridimensionnel, milieu saturé et non saturé).

5.3.3. MODÈLE TRIDIMENSIONNEL À L'ÉCHELLE LOCALE

La réalisation du modèle tridimensionnel local (*cf. figure 5.4, § 5.1.2.1*) permet de présenter une méthode originale et expérimentale pour simuler le fonctionnement hydrogéologique d'une source à l'échelle de l'exutoire dans le but de valider les modèles d'écoulement proposés par notre approche méthodologique. Les paramètres hydrauliques sont déduits d'une relation qui lie la résistivité électrique à la perméabilité (*cf. figure 5.3, § 5.1.2.1*). Nous avons directement exporté le modèle structural tridimensionnel local présenté à la figure 5.4 vers le logiciel Feflow. La calibration de cette relation entre la perméabilité et la résistivité électrique des terrains de couverture est abordée par la reconstitution numérique des chroniques de débit de deux exutoires présents dans le domaine (*cf. figure 5.32*).

Cette simulation d'un modèle local basé sur la détermination des résistivités électriques, transposées par une relation qui lie la résistivité électrique à la perméabilité intrinsèque du milieu présente des résultats encourageants. Les premiers tests de calibration indiquent que la relation utilisée pour déterminer la perméabilité de ce modèle est cohérente et permet de reproduire une réponse hydraulique pour deux exutoires qui est satisfaisante. L'écart entre les débits simulés et les débits mesurés sur le terrain provient d'une imprécision de la relation établie pour déterminer la perméabilité des terrains de couverture. En effet, les tests de sensibilité que nous avons réalisés pour évaluer cette relation permettent de la translater vers des valeurs plus perméables ou moins perméables. Par contre, nous n'avons pas modifié la pente de cette relation, modification qui nécessite soit une reconstruction complète du modèle, soit la création d'un module informatique pour permettre d'effectuer cette modification. Par conséquent, cette approche numérique à l'échelle locale étant avant tout méthodologique, nous avons admis cette calibration comme satisfaisante pour tester la validation de ce modèle sur la base du transport de l'oxygène-18.

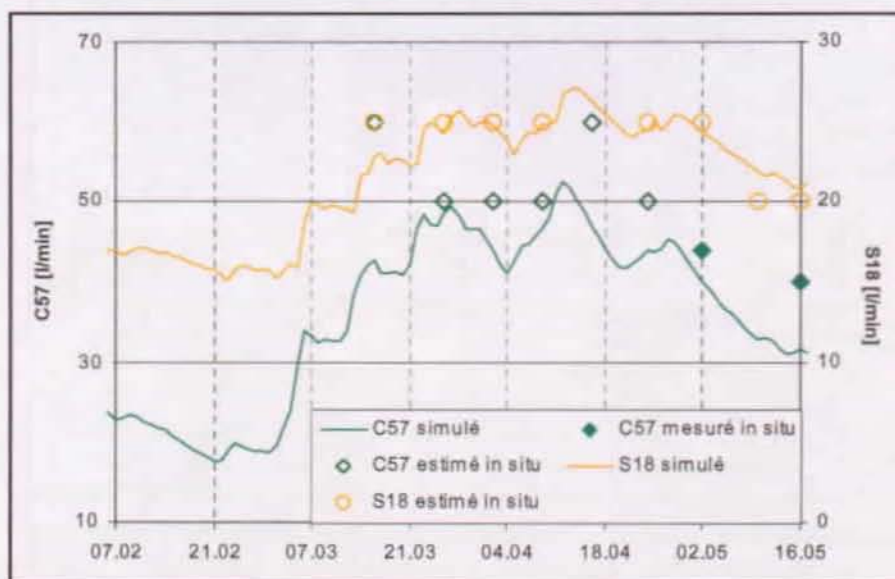


Figure 5.32: Illustration de la reconstitution des chroniques de débit pour les exutoires S18 et C57 du modèle tridimensionnel local. Pour les raisons citées dans le texte, la relation utilisée entre la résistivité électrique et la perméabilité est calibrée dans un secteur particulier du modèle, mais ne l'est pas forcément ailleurs, particulièrement lorsque la répartition des perméabilités est hétérogène.

Un modèle de transport nécessite de connaître l'ordre de grandeur des dispersivités longitudinale (α_L) et transversale (α_T). La détermination de la dispersivité longitudinale peut se faire in-situ par l'injection d'un traceur conservatif (Freeze & Cherry, 1979). Toutefois, si les conditions de terrain ou l'enjeu ne sont pas appropriés à une détermination in-situ, on se basera sur les données de la littérature. Dans le cas d'un aquifère à porosité d'interstice, la variabilité de ce paramètre est relativement faible et la corrélation de Xu et Eckstein (Xu & Eckstein, 1995) déterminée par la méthode des moindres carrés pondérés entre la dispersivité longitudinale α_L et l'échelle de la zone d'étude est reprise dans nos modèles. On peut ensuite considérer que la dispersivité transversale α_T est comprise entre 10 et 30% de α_L (Holländer, 1989). Il convient de tester plusieurs couples de dispersivités longitudinale et transversale acceptables de manière à apprécier la sensibilité et l'influence des paramètres choisis (OFEFP, 2002).

La figure 5.33 illustre les premiers tests de validation réalisés sur le transport de l'oxygène-18. L'imprécision du calage des courbes simulées avec les analyses obtenues en laboratoire est due à l'imprécision de la calibration de la relation utilisée pour la construction de ce modèle et discutée sur la base de la figure 5.32.

Ce modèle démontre la possibilité de reproduire numériquement et de valider le fonctionnement hydrogéologique d'un exutoire par une simulation du transport de l'oxygène-18. Ce traceur naturel constitue un traceur parfait en terme de comportement dans le milieu car il est lié à la molécule d'eau. Par conséquent, les phénomènes d'adsorption peuvent être considérés comme inexistant, contrairement aux traceurs artificiels, ce qui constitue un gain en précision pour la simulation numérique. Ainsi, ce type de traceur présente un intérêt particulier pour la calibration et la validation des simulations numériques.

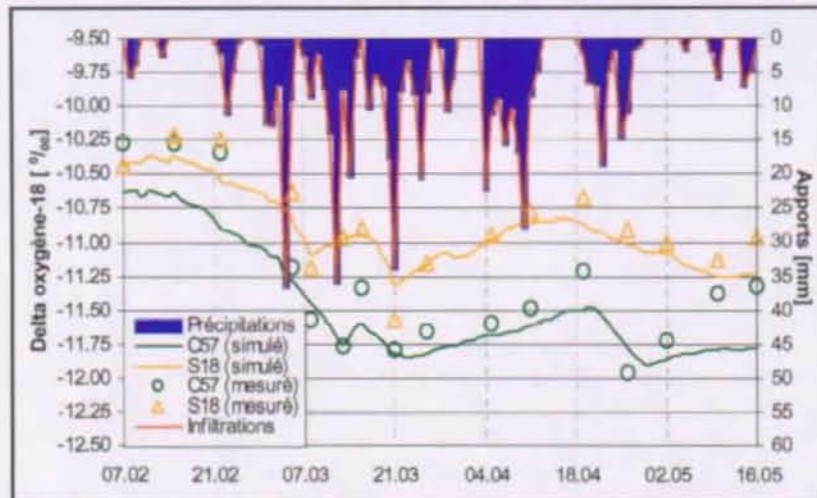


Figure 5.33: Comparaison entre les courbes d'oxygène-18 simulées et les analyses en laboratoire. Le calage obtenu pour la source S18 est plus précis que celui obtenu pour le captage C57. Cette différence s'explique par la précision de la relation utilisée pour la construction de ce modèle numérique.

5.3.4. SYNTHÈSE DE LA SIMULATION NUMÉRIQUE DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS

La simulation des écoulements souterrains constitue un outil très performant pour confirmer ou rejeter des hypothèses établies par les approches de terrain et de laboratoire. Les principaux résultats et apports des modèles numériques que nous avons obtenus dans le cadre de notre analyse du Hohberg peuvent se résumer par:

- La confirmation de l'hypothèse d'un fonctionnement hydrogéologique dominé par des écoulements de subsurface et très influencé par les phénomènes hydroclimatologiques;
- La détermination numérique d'une corrélation entre l'augmentation des pressions interstitielles provoquée par la fonte massive des neiges et la phase de réactivation de 1999 (cf. § 8.1);
- L'influence de l'aquifère artésien situé en bas de versant sur les pressions interstitielles des formations quaternaires sus-jacentes;
- Le rôle joué par les deux secteurs d'infiltrations situés en marge de la zone en glissement sur la recharge hydraulique de celui-ci a pu être démontré par la modélisation numérique. Celle-ci permet également de suivre le cheminement des particules d'eau à travers le domaine, ce qui confirme l'influence tridimensionnelle dû à la morphologie du versant et à la forme du glissement;
- La possibilité de se prononcer sur le choix du modèle conceptuel type le plus approprié aux conditions du versant;
- Une approche originale pour simuler la réponse en terme transfert (débit) et transport (oxygène-18) des exutoires sur la base d'un modèle tridimensionnel local basé sur des mesures géophysiques.

5.4. CONCLUSION

Les travaux décrits dans ce cinquième chapitre constituent une validation synthétique de la démarche méthodologique proposée dans le cadre de cette thèse pour l'étude hydrogéologique des versants. Les données acquises sur ce versant du Hohberg ont permis de conditionner l'élaboration d'un modèle conceptuel structural du site qui permet d'aborder l'analyse de ses conditions d'écoulement souterrain. Celles-ci ont été validées par des simulations numériques qui permettent de mieux apprécier les relations entre les zones d'alimentation potentielles et la distribution des potentiels hydrauliques au sein des terrains quaternaires instables.

Le versant du Hohberg est globalement constitué de matériaux quaternaires peu perméables favorisant le ruissellement et les circulations de subsurface. Le bilan hydrique calculé est équilibré et indique qu'il n'est pas nécessaire de faire intervenir une source d'alimentation externe significative au bassin versant hydrologique. L'analyse des temps de transit moyens, basée sur le bilan hydrique et sur les isotopes de l'oxygène, montre que les écoulements des eaux sont globalement rapides (temps de transit moyen entre 1 et 5 ans), ce qui appuie l'hypothèse d'un transit préférentiel des eaux dans les aquifères de subsurface.

L'analyse des données physico-chimiques et isotopiques acquises aux exutoires du versant montre toutefois que les écoulements souterrains ne se limitent pas aux formations aquifères de subsurface. Certains exutoires présentent aussi une composante plus profonde qui se mélange en proportion variable et selon la période hydroclimatologique, à une composante superficielle. Ces exutoires sont généralement situés en marge de la zone latente du glissement et présentent en outre des débits élevés qui contribuent à environ 80% des débits d'étiage du versant. Ces exutoires se situent à la terminaison de zones perméables, zones qui constituent deux secteurs d'infiltration préférentielle.

La simulation numérique des écoulements souterrains a permis de confirmer l'importance de ces zones perméables pour l'alimentation en eau souterraine des formations quaternaires et la mise en charge des zones latentes ou actives du glissement. Deux secteurs d'alimentation préférentiels sont identifiés sur la base du bilan hydrique et des vitesses d'écoulement:

- Le premier est constitué par les flyschs du Gurnigel décomprimés subaffleurements, situés dans le secteur d'Udrischa. Cette formation aquifère se prolonge dans les flyschs décomprimés qui sont recouverts par les formations quaternaires en direction de la vallée et du glissement. Ce confinement de l'aquifère en profondeur et la structure tridimensionnelle du versant provoquent la mise en charge des dépôts quaternaires sus-jacents dans lesquels se développe l'instabilité;
- Le second est constitué d'éboulis calcaires situés dans la partie supérieure du versant. Ces éboulis à perméabilité très élevée provoquent, au contact d'une zone moins perméable située en aval, la résurgence de plusieurs sources. Une partie des eaux de cet aquifère continue cependant à transiter dans les terrains quaternaires moins perméables de la zone latente du glissement, provoquant une augmentation de leur charge hydraulique.

Par ailleurs, le rétrécissement de la zone de transport du glissement actif (goulet - forme en sablier de l'instabilité) provoque une concentration des eaux souterraines dans cette zone centrale du versant et de l'instabilité. Ce rétrécissement et les deux secteurs d'infiltration mentionnés ci-dessus sont responsables de l'existence de pressions interstitielles élevées dans les terrains quaternaires instables. Lorsque des événements hydroclimatologiques se produisent (pluviométrie, et principalement fonte des neiges), l'infiltration dans ces deux secteurs d'alimentation que

nous avons déterminés sur la base de notre approche méthodologique est significative, provoquant une augmentation de la charge hydraulique dans les formations quaternaires instables. Cette augmentation des pressions interstitielles provoque une diminution de la résistance au cisaillement des terrains meubles et par conséquent diminue leur stabilité.

Par ailleurs, l'influence de l'aquifère artésien situé dans les alluvions en pied de versant a également pu être évaluée sur la base de notre modèle numérique des écoulements souterrains. Cet aquifère artésien participe à l'augmentation des potentiels hydrauliques, et par conséquent des pressions interstitielles, sur les formations quaternaires actives et latentes peu perméables qui le surmonte. Par conséquent, cet aquifère artésien joue un rôle sur la stabilité du versant.

Cette analyse du versant du Hohberg démontre l'apport significatif de la modélisation numérique tridimensionnelle pour prendre en compte l'effet provoqué par la structure particulière du versant. Une approche bidimensionnelle ne permet pas dans un tel contexte de prendre en considération cet effet. Toutefois, lorsqu'il n'y a à priori pas d'effet tridimensionnel qui modifie les écoulements souterrains d'un versant, la simulation numérique peut être abordée par un modèle bidimensionnel. La dimensionnalité du modèle doit être liée au cas pour permettre de prendre en compte l'ensemble des paramètres qui influencent les écoulements souterrains.

L'approche méthodologique adoptée dans cette thèse est expérimentale, raison pour laquelle un très grand nombre d'analyses a été entrepris pour cette étude du versant du Hohberg. Cet investissement initial est indispensable pour pouvoir ensuite concevoir une optimisation des campagnes d'analyses en choisissant mieux la période, la fréquence et le nombre du point.

5.4.1. IMPLICATIONS POUR L'ASSAINISSEMENT

Des travaux d'assainissement sont en cours de réalisation sur le versant du Hohberg (cf. § 2.2). Ils se caractérisent par la réalisation d'un réseau de drains ouverts de subsurface (profondeur maximale de 4 mètres) qui s'étendent sur l'ensemble de la surface du bassin versant (*Philipona & Brügger, 1998*). Ce réseau de drainage de subsurface est réalisé pour favoriser la collecte des eaux de surface dans le but de réduire les infiltrations. Sur la base du modèle conceptuel que nous avons déterminé pour caractériser ce versant, nous pouvons apporter quelques commentaires sur l'effet que devraient produire ces drains sur le fonctionnement hydrogéologique de l'instabilité:

- Dans les zones peu perméables (zones actives et latentes, pied du glissement), la réalisation de ces drains ouverts permet de rendre plus efficace la collecte des eaux de surface et ainsi de diminuer le temps où les terrains sont saturés, ce qui permet de réduire la durée de la recharge. Toutefois, l'essentiel du versant étant peu perméable, un tel réseau pour collecter les eaux de surface ne devrait pas, à notre avis, modifier de manière significative les infiltrations dans les zones peu perméables;
- La réalisation de drains du subsurface ouverts dans des terrains de couverture qui présentent une distribution spatiale des perméabilités très hétérogène risque de collecter des eaux de surface dans des secteurs peu perméables puis de les infiltrer dans des zones plus perméables. Cette situation créerait une surcharge hydraulique au sein de ces zones d'infiltration, ce qui est contraire aux objectifs de l'assainissement. Toutefois, les deux secteurs d'infiltration préférentielle que nous avons déterminés (Ättenberg-Udrischa et la partie supérieure du versant du côté d'Unter Guglera Hohberg) sont situés à l'amont du réseau de drainage. Par conséquent, cette situation n'a pas lieu d'être pour ces deux secteurs particuliers. Cependant, en raison de l'absence de base de données permettant d'évaluer l'efficacité de ce

réseau de drainage sur l'ensemble du versant, il est difficile d'apprécier ce phénomène qui peut apparaître localement.

- Globalement, la réalisation de ces drains est efficace pour décharger les aquifères de subsurface et créer un nouveau niveau de base pour ces nappes de subsurface qui sera fonction du rayon d'action de ces drains. En raison de la faible perméabilité des terrains de couverture, la zone d'action des drains sur cette diminution du potentiel hydraulique est faible. De plus, selon notre interprétation, l'alimentation en eau souterraine des zones instables du versant provient partiellement d'infiltrations directes sur l'ensemble du versant, mais surtout de circulations latérales en provenance de deux secteurs d'infiltration préférentielle situés en marge des formations instables. Par conséquent, les drains de subsurface réalisés ne devraient pas permettre de diminuer significativement les pressions interstitielles en profondeur qui pourtant sont, à notre avis, responsables de la diminution des contraintes effectives et donc des problèmes de stabilité du versant.

Par ailleurs, le comportement hydrogéologique du versant est particulièrement sensible à la dynamique des apports (pluies, fonte de neige). En effet, les apports plus lents consécutifs à la fonte de la neige provoquent une recharge plus importante que des apports sous forme de pluie qui s'évacuent plus rapidement. Par conséquent, l'effet de ces drains sur des apports lents issus de la fonte des neiges risque d'être insuffisant pour réduire de manière importante l'infiltration.

L'absence d'observations sur l'efficacité de ces drains et de leur rayon d'action ne permet actuellement pas de se prononcer sur l'efficacité réelle de ces drains. Toutefois, leur but étant de diminuer la recharge et par conséquent les pressions interstitielles, une surveillance de l'évolution du débit des sources ou de l'artésianisme en pied de versant permettrait d'évaluer cette efficacité. Cependant, cette évaluation reste difficile, en raison du peu de données antécédentes disponibles. Au cas où la réalisation de ces drains devait être insuffisante pour réduire les pressions interstitielles au sein de la masse instable, il faudrait attaquer le problème de la stabilité du versant du Hohberg par d'autres moyens. Une option principale devrait alors à notre avis être envisagée et pourrait s'accompagner de mesures complémentaires:

- Cette mesure consiste à assainir le pied du versant dans le but de le décompresser et de réduire les surpressions interstitielles induites par l'aquifère artésien situé dans les alluvions en pied de versant. Cet assainissement du pied pourrait se faire depuis le lotissement par une série de puits verticaux qui permettraient de prélever l'eau directement dans l'aquifère et le glissement dans le but de rabattre le niveau artésien sous la masse glissée latente. La présence de cette masse glissée latente qui sépare les alluvions artésiennes de la masse glissée active nécessite de perforer la totalité de la hauteur du puits pour d'une part drainer la formation artésienne, mais également les terrains plus faiblement perméables sus-jacents. De cette manière, il sera possible de drainer la base du glissement et de réduire les pressions interstitielles sur l'ensemble des terrains quaternaires en présence. Un premier rideau de puits devraient être placés dans la partie supérieure du lotissement de manière à tronquer les eaux à l'amont de la zone construite. Quelques puits en contre-bas doivent également être réalisés pour compléter ce dispositif. En effet, vu la configuration du glissement dans la partie construite, il faut répartir le rabattement sur la zone amont et sur le reste du lotissement pour réduire au maximum les pressions interstitielles dans la zone active. Ces puits pourraient être creusés au rotary de manière à réduire les coûts et présenter un diamètre d'approximativement 60 cm pour drainer efficacement ces eaux. Un ensemble de 6 à 8 puits devrait être suffisant pour réaliser cet assainissement.
- Les mesures d'accompagnement consistent à réduire l'alimentation en eaux souterraines de l'instabilité en la prélevant directement dans les deux zones d'infiltration préférentielle

(flyschs décomprimés et éboulis calcaires subaffleureurs) qui prennent une part active dans l'augmentation des pressions interstitielles dans les masses active et latente dans le haut du versant. Pour cela, plusieurs techniques sont possibles:

- La réalisation de forages verticaux pour pomper les eaux depuis la surface. Le désavantage de cette méthode est qu'elle nécessite l'utilisation de pompes qui demandent un entretien régulier et des besoins en énergie pour les faire fonctionner. Une alternative aux pompes dans des forages verticaux consiste à installer des «drains siphons». Cette alternative reste limitée en raison d'une fiabilité douteuse (rabattement limité, problème de dégazage, etc...) et est donc peu recommandée.
- La réalisation de forages subhorizontaux, légèrement ascendants (1 à 2%) permettrait de drainer les eaux souterraines par gravité. Cette option constitue une alternative intéressante pour drainer les eaux souterraines. De plus, elle présente l'avantage de résoudre les questions de gestion et d'entretien des pompes dans un secteur plus difficile d'accès en hiver;
- La réalisation d'une galerie profonde à la base du rocher décomprimé permettrait également de drainer efficacement les eaux profondes. De plus, la réalisation d'une galerie permettrait d'ajouter des drains forés en partance de la galerie pour augmenter son efficacité. Ce type de concept a été effectué avec succès pour le glissement de Campo Vallemaggia au Tessin. Toutefois, une telle réalisation implique un investissement important, qui à notre avis ne se justifie pas dans le cadre du versant du Hohberg en raison de la taille modeste des deux zones d'alimentation définies et de la faible profondeur de celles-ci.

Les solutions d'assainissement complémentaires proposées ci-dessus ont déjà été abordées par les bureaux CSD et GEOTEST (*communications orales de B. Loup*). Les solutions proposées dans cette thèse reposent sur une analyse détaillée du fonctionnement hydrogéologique du versant qui est validée par des simulations numériques. Ces modèles numériques constituent un outil qui permet de tester les solutions proposées, ce qui constitue une application directe des travaux présentés dans cette thèse.

A terme, un des objectifs majeurs de ce projet est de tester l'efficacité à court et à long terme d'un concept d'assainissement par rapport à un autre, pour déterminer leurs effets sur le fonctionnement hydrogéologique d'un versant et leur action stabilisatrice. Ces tests d'efficacité des différents moyens d'assainissement envisageables doivent être réalisés sur la base d'un modèle numérique des écoulements souterrains validé qui est l'étape finale de l'approche méthodologique proposée dans cette thèse. Dans le cas du versant du Hohberg, l'introduction dans le modèle numérique tridimensionnel des puits en pied de versant et des drains dans les zones d'alimentation permettrait d'évaluer leur influence sur la répartition du champ de potentiel hydraulique à travers le versant. De cette manière, il serait possible d'évaluer quel serait le meilleur moyen et le meilleur rapport coût / efficacité pour assainir à long terme ce versant instable. Cette dernière phase n'a pas été réalisée dans le cadre de cette thèse car elle ne fait pas partie des objectifs de ce travail de doctorat. Par contre cette dernière étape, non réalisée ici, constitue une application directe de la méthodologie développée et testée dans cette thèse.

6. ANALYSES GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DU VERSANT DU TRIESENBERG

Le glissement du Triesenberg (*cf. carte de situation à l'annexe 6-01*) se situe le long de la vallée du Rhin à trois kilomètres environ au sud-est de la capitale Vaduz. La distribution des vitesses de déplacement n'est pas uniforme sur toute la surface du glissement. Les déplacements les plus importants sont situés d'une part dans la partie centrale, à proximité du village de Triesenberg et d'autre part au pied du glissement. Bien que les mouvements soient relativement lents, leur impact est important vu la potentialité de risque très élevée dans la zone active. En effet, la majeure partie du glissement est occupée par le village de Triesenberg qui rassemble plus de 2'500 habitants, et par une partie du village de Triesen. De nombreuses infrastructures sont par conséquent affectées, tout comme l'unique route d'accès permettant d'atteindre les localités de Steg et de Malbun qui est constamment menacée et dégradée.

Une partie des résultats concernant cette étude sur le versant du Triesenberg, notamment l'ensemble des données hydrogéologiques et géophysiques de terrain, a été acquise par le bureau privé «*Dr R. Bernasconi - Beratender Geologie und Hydrogeologie*» de Sargans, dans le cadre d'un mandat de l'Office des travaux publics de la Principauté du Liechtenstein.

6.1. ANALYSE STRUCTURALE

6.1.1. CONTEXTE TECTONIQUE

Le versant du Triesenberg est constitué par deux unités tectoniques principales. Il s'agit de l'unité de charriage Austroalpine supérieure (nappe de Lechtal) qui recouvre une unité pennique comprenant plusieurs nappes: la zone broyée d'Arosa, les flyschs du Liechtenstein, la nappe de Falknis et la nappe de Sulzfluh (*Allemann, 1985*). La zone d'Arosa constitue le contact entre les unités Austroalpines et pennique. Cette zone d'Arosa est fortement broyée et forme un pli couché dans le secteur de Rotaboda-Masescha. L'annexe 6.02 présente un extrait tectonique de la zone d'étude avec les principaux noms de lieux utilisés dans ce sixième chapitre.

Le substratum rocheux peut être séparé en deux types de roches en relation avec leur résistance aux contraintes de déformation:

- Un ensemble non compétent, ductile, peu résistant et facilement érodable, constitué par des flyschs du Liechtenstein et accompagné de Buntsandstein (grès) fortement fracturé;
- Un ensemble de roches compétentes, peu altérées, essentiellement constituées de calcaires, de dolomies, et en partie de grès.

6.1.1.1. L'UNITÉ AUSTROALPINE SUPÉRIEURE

L'unité austroalpine constitue la chaîne de montagne située à l'ouest du Liechtenstein et se poursuit vers l'Autriche. La description lithostratigraphique de cette couverture se base sur les travaux de F. Allemann (*Allemann, 1957 & 1966*) et est synthétisée par le tableau 6.1. La zone de crête qui domine le glissement est composée de roches appartenant à cette unité. Elles sont principalement composées de grès («Buntsandstein»), de calcaires coquilliers («Muschelkalk») et de schistes de Partnach («Partnachschiefer»).

Période	Etage	Formations	Description
Trias (selon Allemann, 1985)	Camien	Couches de Raibler	Grès calcaire, dolomie, gypse.
	Ladinien	Couches d'Arberg	Calcaires dolomitique.
		Couches de Partnach	Alternance de schistes marno-argileux avec qq. bancs calcaires.
	Anisien	Calcaire coquiller (Muschelkalk)	Alternance de niveaux calcaires et de schistes parfois argileux, apparition de dolomie.
		Couches de Punt-Ladrossa	Schistes grés-argileux avec qq. niveaux de quartz.
Scythien	Grès (Bundsandstein)	Grès, conglomérat, quartz, qq. niveaux argileux.	

Tableau 6.1: Description lithostratigraphique de la nappe Austroalpine de Lechtal (d'après Allemann, 1957).

Perméabilité intrinsèque de l'unité Austroalpine supérieure

Ces formations rocheuses présentent des perméabilités primaires considérées comme imperméables (selon la terminologie de Castany, 1982). Cependant, elles développent par tectonisation une perméabilité secondaire plus élevée qui peut évoluer vers une perméabilité «tertiaire» par karstification (cf. chapitre 3, § 3.1.4). Ces formations présentent par conséquent une très forte variabilité de perméabilité que l'on conceptualise souvent par un système à double perméabilité. Le plongement axial de ces formations s'oriente vers l'est avec un pendage maximal de 30° et intercepte un réseau de fractures secondaires subverticales d'orientation SSW-NNE. Ces deux familles de discontinuités sont bien développées dans la zone de crête qui domine le glissement et la résultante de cette combinaison est susceptible de modifier les circulations souterraines à travers le massif (cf. § 6.2.5).

6.1.1.2. UNITÉS PENNIQUES

Les nappes penniques constituent la majeure partie du versant du glissement du Triesenberg (cf. annexe 6-02). La description de ces unités est synthétisée par le tableau 6.2.

Période	Formations	Description
Crétacé	Nappe d'Arosa	Brèche calcaire, calcaires dolomitique, calcaires mameux, calcaires siliceux, grès glauconieux, conglomérat, qq. Schistes argileux, schistes mameux
Malm-Tertiaire	Nappe de Sulzfluh	Calcaires oolithiques, calcaires à calpionelles, brèches, flyschs, schistes mameux, calcaires siliceux
Trias - Tertiaire	Nappe de Falknis	Grès, schistes argilo-calcaire, schistes mameux, brèche, dolomie
Tertiaire	Flyschs du Lechtenstein	Alternance de bancs de grès et de schistes. Localement riches en glauconie, dolomie, feldspath et chlorite.

Tableau 6.2: Description lithostratigraphique des nappes penniques rencontrées dans le versant du Triesenberg (d'après Allemann, 1957 & 1966; Cadisch & Epprecht, 1958; Gwinner, 1978, Pfiffner et al., 1997; Richter, 1957; Trümpy & Nabholz, 1967).

Perméabilité intrinsèque des nappes penniques

Les variabilités sédimentologique, stratigraphique et structurale de ces nappes principalement constituées de flyschs impliquent une perméabilité hétérogène, conditionnée par les discontinuités de structure du milieu. Les intercalations de bancs de schistes associés à des bancs de grès ou de conglomérat induisent une perméabilité primaire faible pour les flyschs. Par contre, la forte tectonisation subie par les flyschs favorise le développement d'une perméabilité secondaire de fractures et de joints. La stratigraphie des flyschs, dominée par des alternances de bancs gréseux et marno-schisteux, induit une anisotropie de perméabilité à l'échelle du massif. De plus, la perméabilité est accrue dans une zone épidermique de quelques mètres à une dizaine de mètres, en raison de la décompression postglaciaire et des phénomènes d'altération.

6.1.2. LE QUATERNAIRE

Les dépôts quaternaires constituent le matériel de remplissage du versant du Triesenberg. Ces formations quaternaires sont principalement constituées de moraines locales et de dépôts de pente en tout genre mis en place par une succession d'événements comprenant notamment des éboulements, des effondrements, des affaissements, des phénomènes de fluage de terrains meubles et de blocs de roche et encore des phénomènes de glissement. Cet ensemble présente une structure très hétérogène en relation avec les nombreux phénomènes d'instabilités qui se sont succédés au cours du quaternaire. Ces terrains meubles présentent une puissance très variable entre 20 et 200 mètres. Le glissement actuel du Triesenberg se développe dans les 10 à 20 premiers mètres de ces formations quaternaires (Bernasconi, 2002). Les matériaux qui composent le corps du glissement actif sont principalement constitués de composants de flyschs, de calcaires, de dolomies et de grès assemblés dans une matrice à dominance argilo-limoneuse. La zone en glissement peut être découpée en trois secteurs distincts qui se résument par:

- La partie supérieure du glissement qui correspond à l'affaissement d'une séquence sédimentaire triasique appartenant aux nappes Austroalpines supérieures. Ce grand affaissement se serait produit il y a 8'500 à 12'000 ans environ. Il est visible dans la partie nord du glissement (Allemann, 1957 & 1966). Toutefois, il est probable qu'il se prolonge sur l'ensemble de la partie supérieure de la zone instable (communications orales de R. Bernasconi sur la base de son expérience géologique du secteur);
- La partie médiane du versant dominée par des matériaux plus grossiers qui forment des structures chenalisées qui sont recouvertes et séparées par des matériaux plus fins. L'origine de ces structures chenalisées sera abordée au paragraphe 6.1.2.2 ci-dessous. D'après Allemann (Allemann, 1966), ces structures grossières seraient sans exception recouvertes de zones boisées et extrêmement perméables;
- La partie inférieure du glissement se développe dans un ensemble hétérogène, non consolidé, composé de débris altérés de flyschs et de dépôts quaternaires à dominance argilo-limoneuse. Cette partie est beaucoup moins perméable que le haut du versant, notamment en raison de la nature géologique du substratum sous-jacent principalement constitué de flyschs, d'où proviennent la plupart des matériaux quaternaires de ce secteur inférieur.

La figure 6.1 présente une coupe géologique du versant du Triesenberg alors que la carte géologique de celui-ci est présentée à l'annexe 6-03.

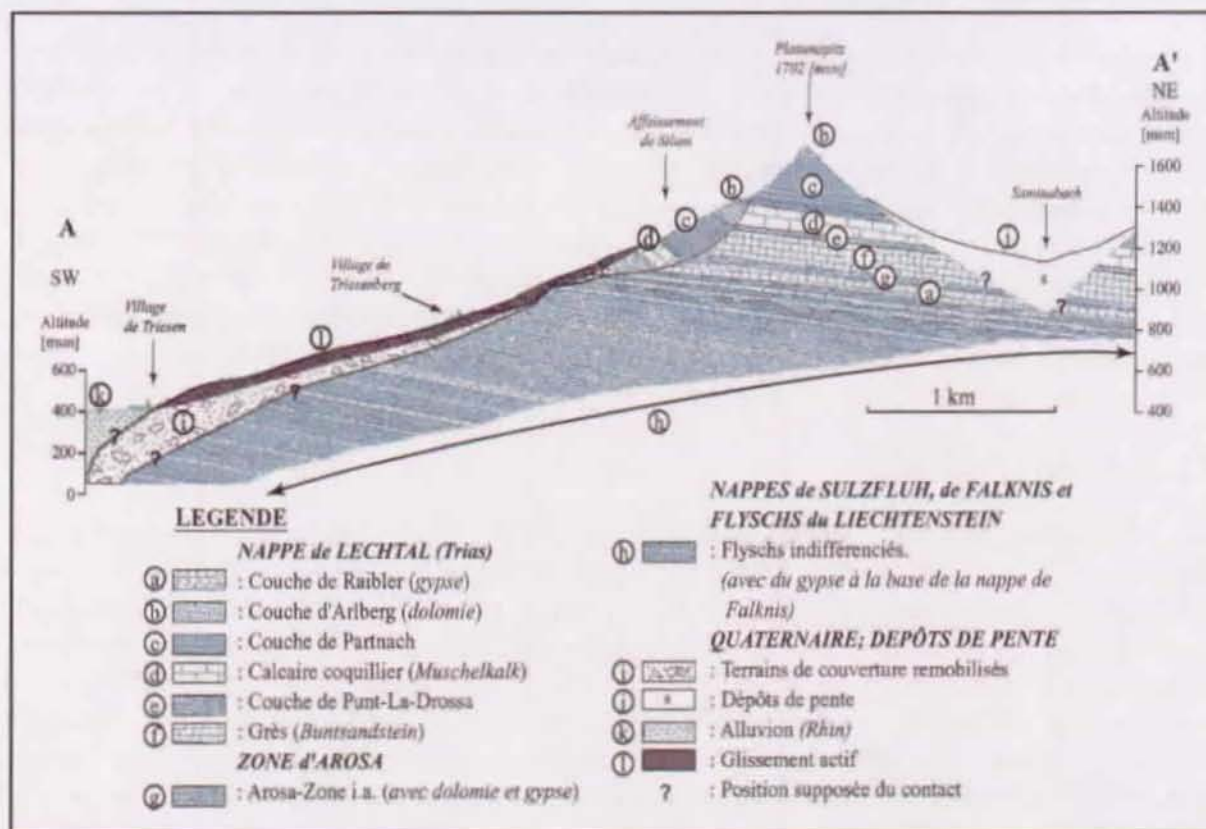


Figure 6.1: Profils géologiques à travers la zone d'étude (modifiés d'après Allemann, 1966; Bernasconi et al., 2001). La situation du profil est indiquée à l'annexe 6-03.

Perméabilité intrinsèque de la formation quaternaire

La nature argilo-limoneuse de ces dépôts quaternaires induit une perméabilité primaire considérée comme semi-perméable pour l'ensemble de ces formations. Toutefois, l'histoire quaternaire marquée par une succession de phénomènes d'instabilité en tout genre induit une distribution hétérogène des perméabilités à travers l'ensemble de ces formations quaternaires. La partie intermédiaire du glissement illustre cette distribution hétérogène par la présence des structures chenalisées perméables. La distribution de ces perméabilités sera abordée plus loin, notamment par une approche géophysique et des essais de traçage.

6.1.2.1. RECONNAISSANCES DIRECTES EN PROFONDEUR

Neuf forages carottés ont été réalisés dans la partie NNE du glissement par le bureau Dr R. Bernasconi auxquels s'ajoutent trois forages situés dans le village de Triesenberg (Allemann, 1985). Ces forages ont permis de confirmer la nature hétérogène de la couverture quaternaire. Des paquets de roches déplacées ont été observés dans les carottes de forage, particulièrement dans la zone amont du glissement, à proximité du grand tassement de Silum. Des forages peu profonds (15 à 20 m) ont atteint des paquets rocheux sous la surface de glissement. Toutefois, la profondeur maximale atteinte par ces forages ne permet pas de déterminer s'il s'agit de blocs déplacés ou de roche en place, bien que la proximité du tassement de Silum permette de favoriser l'hypothèse de blocs déplacés. Deux forages horizontaux ont également été réalisés en 2001 par ce bureau. Ils ont permis de mettre localement en évidence la proximité de la roche en place confirmant ainsi la forte variabilité d'épaisseur des terrains de couverture.

6.1.2.2. RECONNAISSANCES INDIRECTES EN PROFONDEUR

L'objectif des reconnaissances indirectes de subsurface entreprises sur la partie centrale du versant du Triesenberg est de caractériser l'extension des corps graveleux au sein des terrains de subsurface dans le but de comprendre le rôle qu'ils vont jouer sur l'organisation des écoulements souterrains au sein des terrains de subsurface. La méthode radio-magnétotellurique a été utilisée à cet effet (cf. § 3.1.4 et annexe 3-02).

Plus de mille points de mesure de résistivité électrique ont été réalisées dans la partie NNW du glissement (cf. figure 6.2) qui concentre la majorité des exutoires (Bernasconi et al., 2001). Le domaine est subdivisé en deux sous-domaines; l'un situé au sud-ouest est très conducteur, l'autre situé au NE est beaucoup plus résistant. Le sous-domaine conducteur apparaît relativement homogène (*structure C*), alors que l'autre est beaucoup plus hétérogène. En effet, deux chenaux résistifs principaux se distinguent. Le premier (*structure A*), situé dans la partie ouest, suit une direction NNE-SSW et le second (*structure B*), situé dans la partie est, suit une direction E-W. Ces deux chenaux disparaissent partiellement à la profondeur d'investigation qui correspond à 16 kHz. La superposition des résistivités apparentes mesurées à 183 kHz avec les sources présentes dans ce secteur met en évidence leurs relations avec les structures résistantes. En effet, les exutoires présentant les plus grands débits sont localisés à la terminaison de ces structures chenalées.

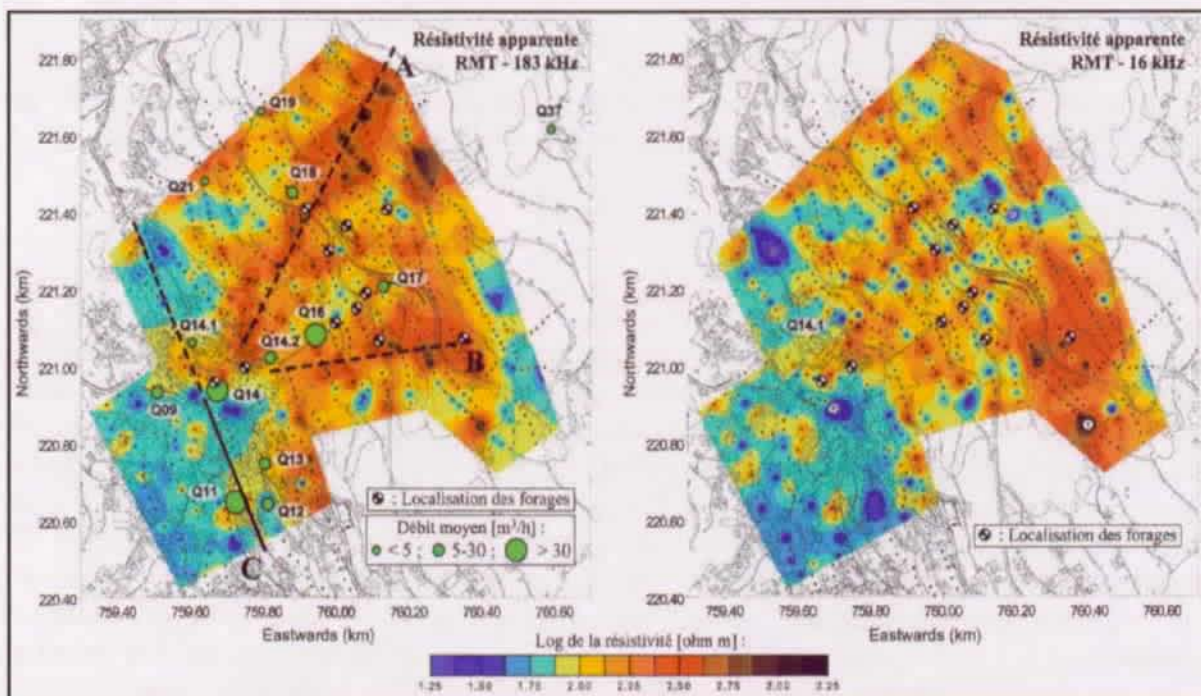


Figure 6.2: Cartes des résistivités apparentes à 183 et 16 kHz interpolées pour le Triesenberg (modifié d'après Bernasconi et al., 2001). La situation de la zone d'étude RMT est mentionnée à l'annexe 6-03.

Ces structures résistantes peuvent être interprétées de plusieurs manières:

- Ces masses résistantes peuvent être constituées de blocs déposés par des processus d'éboulis et remaniés par les mouvements progressifs du glissement pour créer ces structures qui s'étendent selon l'axe de la pente du versant. D'un point de vue hydrogéologique, ces structures pourraient permettre dans ce cas de drainer les eaux souterraines en raison de leur per-

- méabilité relativement élevée;
- Ces masses résistantes peuvent être constituées de matériaux grossiers déposés par des écoulements de surface le long d'anciennes structures chenalisées et recouvertes par les processus de glissements visibles aujourd'hui. Dans ce cas, ces masses perméables se comporteraient également comme des drains.
 - Ces masses résistantes peuvent correspondre à de la roche en place, localement subaffleurente. Dans ce cas, ces structures peuvent soit se comporter comme drain, soit alimenter en eaux souterraines profondes les terrains de subsurface, à travers des réseaux de discontinuités qui découpent la roche.
 - Par ailleurs, une anisotropie électromagnétique peut également perturber la qualité de la mesure lorsque l'émetteur n'est pas orienté parallèlement à la structure conductrice du terrain. Par conséquent, il se peut que les valeurs de résistivités apparentes obtenues soient localement diminuées par cet effet d'anisotropie en relation avec la présence, dans un milieu électriquement résistant, de remplissages par des dépôts conducteurs par exemple.

La corrélation des logs de forage (*Bernasconi, 2002*) avec les résultats obtenus par les mesures géophysiques permet, selon notre interprétation, de considérer ces structures grossières comme étant principalement constituées de matériaux graveleux mélangés dans une matrice limono-sableuse issus de phénomènes instables en tout genre tels que nous l'avons mentionné plus haut. De plus ces corps graveleux sont localement en contact direct avec de la roche en place ou de la roche altérée voire remobilisée par des phénomènes d'affaissement par exemple. Lorsque le substratum n'apparaît pas directement sous ces corps graveleux, les formations sous-jacentes sont constituées de dépôts quaternaires plus fins. Cette évolution avec la profondeur explique pourquoi les structures résistantes disparaissent localement sur la carte des résistivités apparentes mesurées à 16 kHz. L'apparition localisée du substratum rocheux peut s'expliquer par des mouvements tectoniques le long des plans de fractures en relation avec la structure générale du massif.

6.1.3. SYNTHÈSE

L'analyse structurale du versant du Triesenberg a permis de caractériser les conditions géologiques régionales liées à ce versant. La structure géologique issue de cette analyse va être utilisée pour procéder à une analyse conceptuelle, puis numérique, des écoulements souterrains à travers la massif. En résumé, le soubassement est composé d'une part par des alternances grésoschisteuses correspondant aux flyschs du Liechtenstein et d'autre part par diverses formations carbonatées, schisteuses et gréseuses rattachées aux unités penniques et Austroalpines. La couverture quaternaire du versant est marquée par une succession de dépôts de pente, produite par une histoire riche en phénomènes d'instabilités. Le pied du versant est caractérisé par des dépôts quaternaires à dominance argilo-limoneuse. La partie centrale est dominée par des structures graveleuses, issues de matériaux remobilisés. Ces structures sont localement en contact direct avec le substratum rocheux.

Comme pour le versant du Hohberg (*cf. § 5.1.2.1*), l'analyse détaillée par géophysique d'une partie du versant a permis de démontrer le caractère hétérogène des terrains de subsurface et leur organisation tridimensionnelle. Nous avons ainsi pu mettre en évidence l'influence de l'hétérogénéité structurale du milieu induite par la succession de dépôts de pente qui caractérise les terrains de couverture, sur la distribution des écoulements de subsurface. Il s'agit dès lors de déterminer quels sont les processus hydrogéologiques qui alimentent ces structures de subsurface pour les mettre en relation avec l'activité du glissement.

6.2. ANALYSE DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE

6.2.1. CARTOGRAPHIE DES ÉCOULEMENTS DE SURFACE

Le glissement du Triesenberg est caractérisé par une quinzaine de sources principales, toutes situées dans la partie nord du glissement. Ces sources représentent approximativement 80% des exutoires connus pour ce glissement (Bernasconi, 1998). Les 20% manquants sont constitués par quelques sources situées plus au sud et quelques petits captages privés, exploités de part et d'autre du secteur d'étude. Aucune zone humide pérenne n'est mentionnée dans le périmètre du glissement, illustrant une bonne capacité d'infiltration des terrains de subsurface lors d'événements pluviométriques. Le réseau hydrographique est également réduit. Les ruisseaux prennent naissance à l'aval des sources principales mentionnées ci-dessus. Quelques ruisseaux de seconde importance sont observés dans la partie sud du glissement en relation avec les exutoires situés dans ce secteur. La figure 6.3 présente la carte des points d'eau du glissement du Triesenberg.

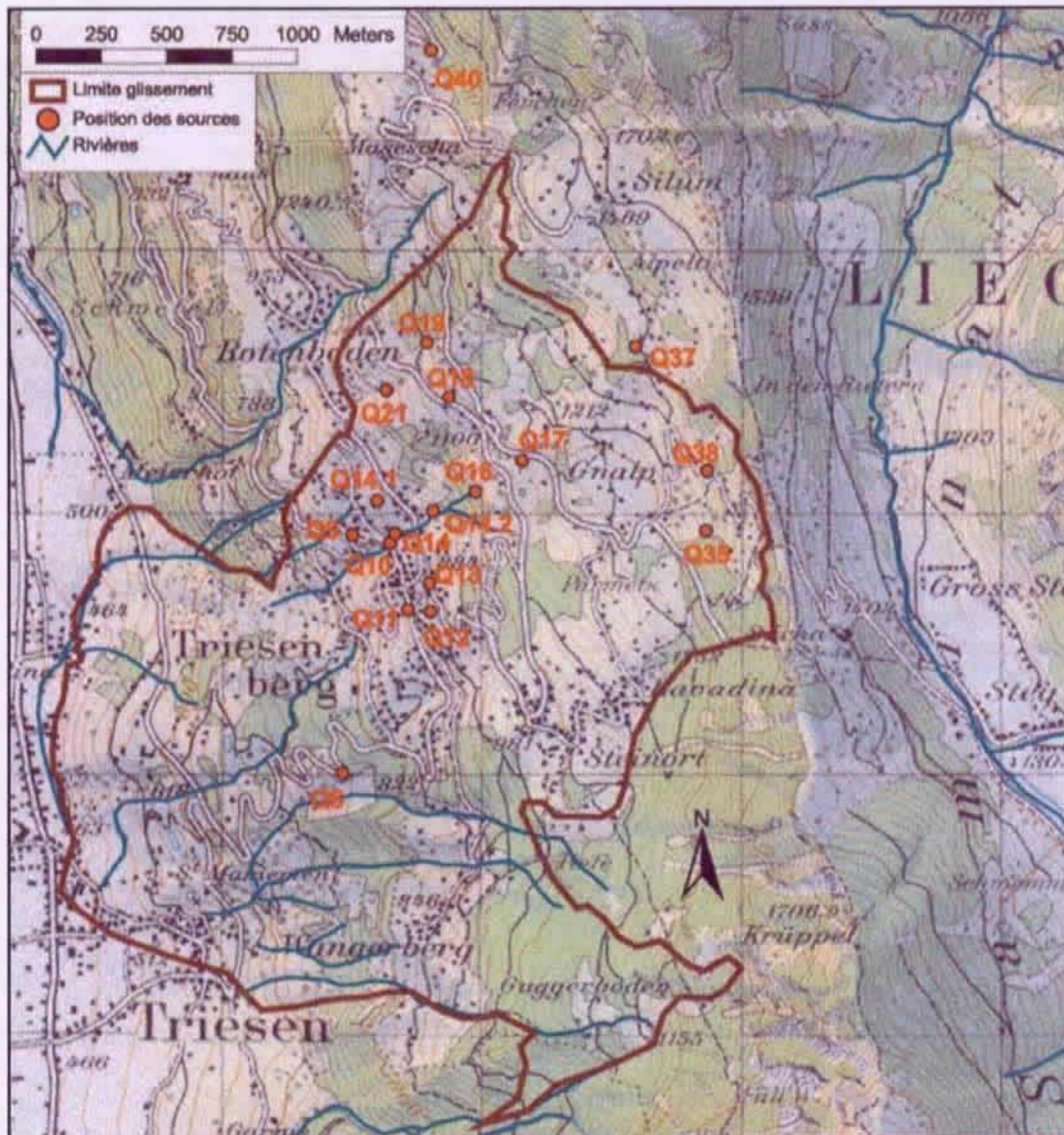


Figure 6.3: Carte des points d'eau du versant instable du Triesenberg établie sur la base de la cartographie de surface (d'après Bernasconi, 2002).

6.2.2. ASPECTS CLIMATOLOGIQUES

Les paramètres climatologiques utilisés dans ce sixième chapitre ont été fournis d'une part par l'Institut Suisse de Météorologie et d'autre part par les autorités de la Principauté du Liechtenstein. L'annexe 6-04 offre un aperçu des stations et des paramètres utilisés dans ce chapitre.

6.2.2.1. LES PRÉCIPITATIONS

L'indice de corrélation obtenu entre la station ISM de Vaduz et la station située directement sur le versant du Triesenberg est supérieur à 0.95 (cf. annexe 6-04), ce qui permet de calculer une valeur moyenne de référence pour la station du Triesenberg. Le tableau 6.3 synthétise les précipitations annuelles enregistrées pour le versant du Triesenberg et la station de Vaduz et les confronte avec la norme de référence.

Station de mesure	Année 99-00	Année 00-01	Moyenne 1901-1960
Vaduz (ISM)	1172 mm	1148 mm	973 mm
Triesenberg (FL)	1376 mm	1308 mm	1145 mm

Tableau 6.3: Illustration des données de précipitations pour le Triesenberg. Une différence d'approximativement 15% apparaît entre les volumes précipités pour ces deux stations. Cet écart met en évidence une différenciation du volume précipité avec l'altitude.

La région du Triesenberg est normale du point de vue de la quantité de précipitations reçues (cf. tableau 6.3). Elle se situe aisément dans l'ordre de grandeur de la moyenne suisse avec ces 1481 mm pour la période 1961-1980 (Kirchhofer & Sevruk, 1991). Toutefois, la période durant laquelle nous avons effectué nos campagnes de mesures est hydrologiquement plus active que la moyenne illustrant la norme de référence d'environ 12%.

La figure 6.4 présente la distribution des précipitations durant l'intervalle pour lequel nous disposons de mesures hydrogéologiques et dynamiques sur le versant.

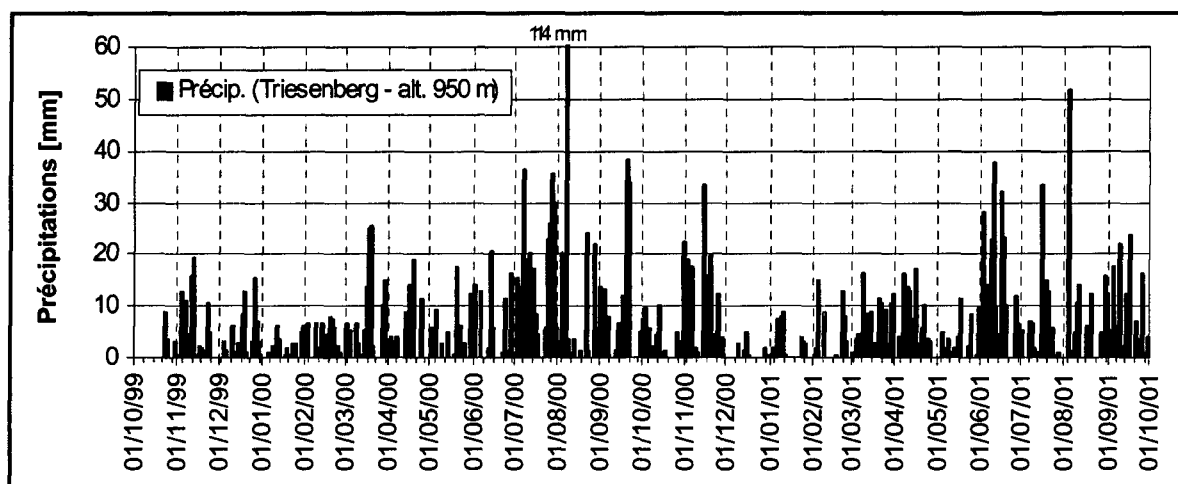


Figure 6.4: Distribution des précipitations journalières pour le versant du Triesenberg.

Globalement, une première période plus riche en précipitations se dégage à la fin de l'hiver (février-mars), suivie par une seconde, plus variable, durant l'été. L'automne et le début de l'hiver correspondent à une période plus pauvre en précipitation. L'analyse détaillée de cette chronique de précipitations met en évidence un événement pluviométrique important le 6 août 2000 avec 114 mm de pluies tombées en une journée. Cet événement pluviométrique correspond, selon la loi des extrêmes de Gumbel (*Gumbel, 1958*), à une période de retour d'environ 16 ans.

6.2.2.2. LA TEMPÉRATURE DE L'AIR

Nous avons considéré la température de l'air à différentes altitudes pour pouvoir estimer les périodes de fonte des neiges. Pour le versant du Triesenberg, nous avons retenu les mesures effectuées à la station de Vaduz auxquelles nous appliquons un gradient moyen de -0.6 °C par 100 mètres d'élévation pour le versant (*Singh & Singh, 2001*). Pour la vallée amont de la Samina, nous bénéficions des mesures réalisées par les autorités du Liechtenstein à la localité de Steg (1300 msm). De plus, nous avons retenu les mesures de la station ISM de Säntis pour bénéficier d'une estimation des températures à 2500 mètres d'altitude, correspondant à l'altitude maximale des sommets qui dominant la vallée de la Samina.

6.2.2.3. L'ÉVAPOTRANSPIRATION

Ne disposant d'aucune mesure directe de l'évapotranspiration sur le versant du Triesenberg, nous l'avons estimée sur la base de la formule de Primault (*Primault, 1981*) selon les paramètres mesurés à la station de Vaduz (*cf. annexe 6-04*). Une diminution de l'ordre de 20% de l'évapotranspiration obtenue pour la station de Vaduz est appliquée pour tenir compte de la différence d'altitude entre Vaduz et le glissement du Triesenberg (*Menzel et al., 1999*).

6.2.2.4. RELATIONS ENTRE LES ASPECTS CLIMATOLOGIQUES ET LES DÉPLACEMENTS

Les chroniques de mesures à disposition indiquent que le glissement est marqué par une phase d'activation saisonnière de plusieurs semaines lors du printemps. En 2000, la phase d'accélération principale a débuté le 23 mars pour se prolonger pendant plus de deux mois. Cette période est marquée par une activité climatologique déficitaire (*cf. figure 6.5*) avec un volume précipité correspondant à 89% de la norme de référence 1901-1960. De plus, la fonte de la neige sur le versant du Triesenberg était déjà terminée lors de cette phase de réactivation (*Bernasconi. communications orales*). Par contre, cette période se corrèle avec la fonte massive jusqu'à haute altitude d'une couverture neigeuse importante sur le versant de la Samina et s'accompagne par une augmentation significative du débit des sources. Par conséquent, cette observation permet d'envisager l'existence d'une alimentation externe en provenance de cet autre bassin versant.

L'analyse des données hydroclimatologiques et dynamiques pour le printemps 2001 confirme cette relation entre la fonte des neiges dans le bassin versant de la Samina et l'activité du glissement, bien que ce deuxième hiver soit caractérisé par une couverture neigeuse beaucoup plus faible. Le mois de mars 2001 a été caractérisé par une hausse générale des températures qui a provoqué une première phase de fonte des neiges qui s'est accompagnée de précipitations pluvieuses importantes (plus de 120 mm, soit 261% de la norme). Cette période est marquée par une augmentation des vitesses de déplacement plus faibles que l'année précédente à la même période. La fonte rapide de la neige associée à des précipitations pluvieuses ne favorise pas l'infiltration massive, mais permet au contraire une évacuation par ruissellement. La première moitié du mois d'avril est également caractérisée par des précipitations significatives, tombées d'abord sous forme de pluie puis sous forme de neige dès le début de la troisième semaine. Ces

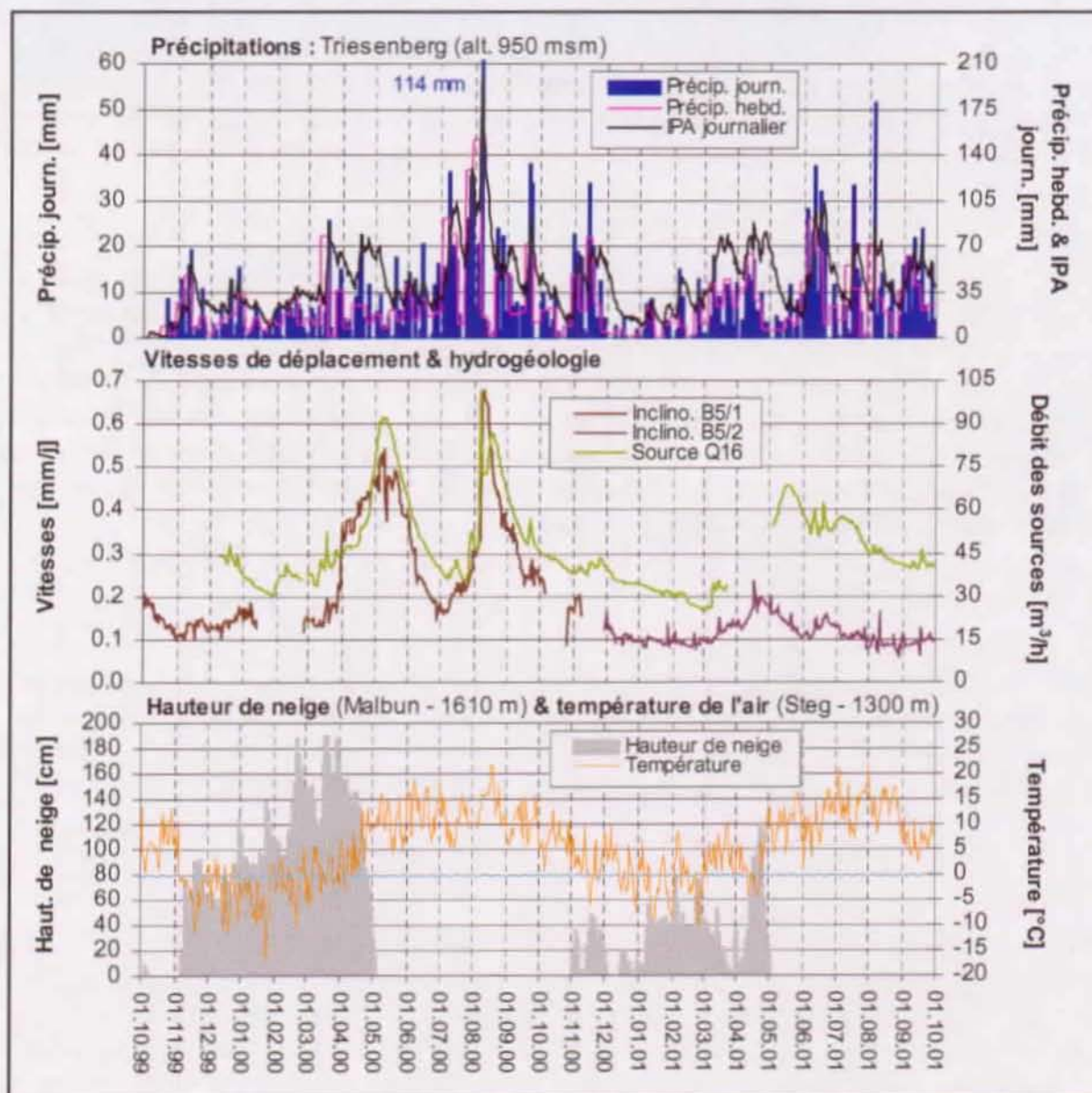


Figure 6.5: Diagrammes des corrélations climatologiques et des déplacements pour le Triesenberg

nouveaux apports tombés sous forme de neige (plus de 120 cm d'épaisseur le 22 avril) ont totalement disparu le 2 mai, soit neuf jours plus tard. Cette deuxième période de fonte ne s'accompagne pas de nouvelles précipitations pluvieuses et se produit alors que les terrains sont déjà fortement saturés par les phénomènes hydroclimatologiques des semaines précédentes. Cette situation favorise l'infiltration des apports induits par la fonte du manteau neigeux et se corrèle avec une deuxième phase d'accélération des mouvements qui présente des vitesses plus élevées que la précédente.

Globalement, cette situation climatologique du printemps 2001 se traduit par un indice IPA élevé, similaire à celui observé lors de la fonte de l'hiver précédent. Cependant, en 2001 la couverture neigeuse d'épaisseur réduite induit des apports consécutifs à la fonte plus faibles, qui se corrélaient avec une phase de réactivation moins marquée pour le glissement. Par conséquent, il semble que les phases d'activités saisonnières soient en étroite corrélation avec (1) la fonte des

neiges dans le bassin versant de la Samina et avec (2) la quantité d'eau stockée sous forme de neige dans ce bassin versant externe. Le processus de fonte existe également sur le versant du Triesenberg. Toutefois, la situation et l'orientation de ce versant impliquent des volumes d'eau stockés sous forme de neige beaucoup plus faibles que pour le versant externe de la Samina (*Bernasconi, communications orales*). En conséquence, l'effet de la fonte dans le bassin versant du Triesenberg est beaucoup moins significative que celle qui se produit sur le versant de la Samina. Cette différenciation est confirmée par la corrélation entre la fonte sur le versant de la Samina, les phases de réactivation du glissement et le débit des sources. En effet, pour les deux cycles de mesures à disposition, la fonte sur le versant du Triesenberg est déjà terminée lorsque celle sur le versant de la Samina débute, sans qu'une augmentation des vitesses de déplacement ne soit observée (*Bernasconi, communications orales*).

Une phase d'accélération significative est également observée durant les mois de juillet et d'août 2000 bien que la neige ait totalement disparu dans les deux bassins d'alimentation du glissement. Cette phase de réactivation est consécutive à une succession d'événements pluviométriques équivalents à 194% de la norme pour le mois de juillet et à 141% pour le mois d'août. Cependant, la relation entre la norme de référence et les précipitations pour le mois d'août n'est pas significative car la majeure partie des précipitations tombées pour ce mois se concentre sur la première semaine. Cette période de cinq semaines fortement pluvieuses se termine le 6 août par un volume précipité de 114 mm par mètre carré, ce qui correspond à un événement journalier d'une période de retour d'environ 16 ans (*cf. § 6.2.3.1*). Cet événement pluviométrique du 6 août est important, bien qu'il ne soit pas extrême selon la période de retour qu'il présente. Par contre, ce qui est beaucoup plus significatif est l'état de saturation en eau des terrains lorsque cet événement se développe. En effet, l'indice des précipitations antécédentes correspond à une période de retour supérieure à 400 ans le jour où cet événement apparaît.

D'une manière générale, la relation entre les données climatologiques et les déplacements semble indirecte pour ce glissement. En effet, les phases de réactivation saisonnière du printemps ne se corrélaient pas avec des phénomènes pluviométriques particuliers. Le glissement se trouve en situation de réactivation potentielle dès l'instant où des conditions climatologiques particulières (précipitations pluvieuses et/ou fonte de neige) induisent un état hydrogéologique de hautes eaux. L'analyse détaillée des liens hydrogéologiques fortement soupçonnés entre les versants de la Samina et du Triesenberg sont développés ci-dessous.

6.2.3. BILAN HYDRIQUE

L'objectif de ce calcul de bilan hydrique pour ce versant est de déterminer si le bassin versant hydrologique du Triesenberg est suffisant pour alimenter en eau souterraine les principaux exutoires qui le composent, ou si l'existence d'une alimentation en provenance d'un bassin versant externe comme nous le soupçonnons doit être envisagée. Ce bilan hydrique est calculé selon les mêmes principes que celui du versant du Hohberg (*cf. § 5.2.4*), à savoir la détermination de la superficie du bassin versant hydrogéologique des exutoires et leur débit sortant, des précipitations et de l'évapotranspiration.

Le débit des exutoires est suivi de manière continue pour les cinq sources les plus significatives du point de vue quantitatif et manuel pour les autres à raison d'une fréquence de mesures bimensuelles (*Bernasconi, 2002*). Le calcul de bilan proposé dans ce sixième chapitre concerne l'année hydrologique 2000-2001, seul cycle hydrologique complet d'acquisition des données. Le bassin versant hydrogéologique de ces exutoires a été évalué par groupes de source. L'illustration de ces bassins d'alimentation est présentée à la figure 6.6, alors que la synthèse des cal-

culs le sont au tableau 6.4.

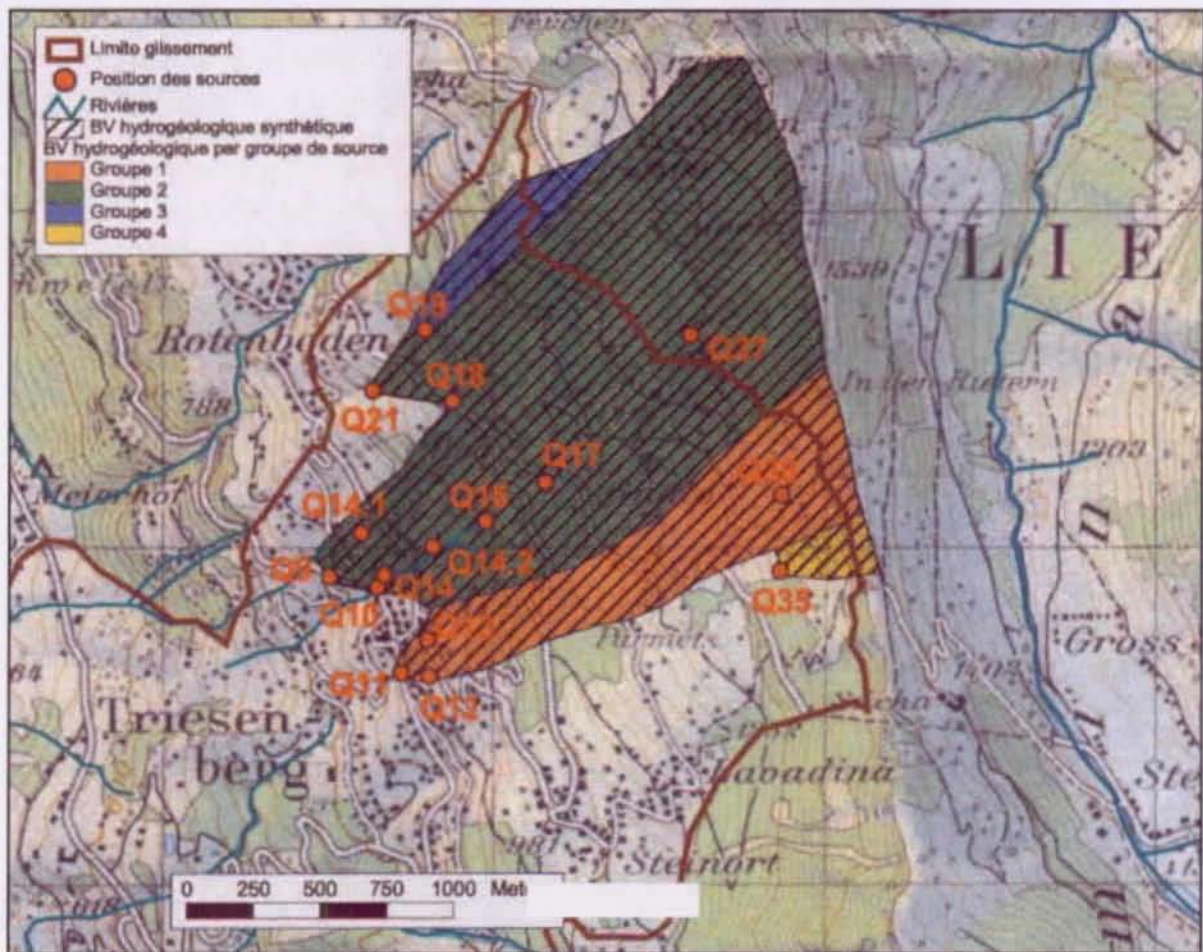


Figure 6.6: Représentation graphique des sources du versant du Triesenberg considérés pour le calcul de bilan hydrique et illustration de leur bassin versant.

Période	Bilan hydrique des groupes de source [%]				TOTAL [%]
	Groupe 1	Groupe 2	Groupe 3	Groupe 4	
10/2000	179	90	55	799	145
11/2000	90	46	28	372	74
12/2000	1'018	-	-	4'264	-
01/2001	251	101	71	860	168
02/2001	220	84	69	700	138
03/2001	80	-	33	242	-
04/2001	119	-	50	308	-
05/2001	358	332	191	1'019	458
06/2001	82	66	42	273	91
07/2001	173	127	86	489	172
08/2001	114	75	53	355	103
09/2001	85	48	31	300	74
ANNEE	141	93	56	432	106

Tableau 6.4: Bilan hydrique pour l'année hydrologique 2000-2001 pour le Triesenberg.

La valeur indique le volume à l'exutoire par rapport au volume d'entrée dans le bassin versant, exprimée en pourcent. La colonne de droite présente les résultats mensuels applicables à l'ensemble du bassin d'alimentation, alors que la ligne inférieure du tableau illustre le bilan annuel par groupes de source. Les cases sans valeurs n'ont pu être calculées en raison de problèmes temporaires pour l'enregistrement des débits de certains points.

Plusieurs points importants sont observés dans ce tableau 6.4 et peuvent se résumer par:

- Un bilan globalement équilibré sur l'ensemble du cycle hydrologique analysé, avec seulement 6% d'excès aux exutoires par rapport aux entrées dans le bassin d'alimentation;
- Un mois de décembre 2000 qui présente un excès aux exutoires extrêmement important. Cet excès se corrèle avec un mois de décembre très déficitaire en précipitation avec seulement 12.1 mm précipités, soit 23% de la norme 1901-1960. Le fait que les exutoires maintiennent un débit important bien que presque aucune précipitation ne se produise, démontre que le versant du Triesenberg est caractérisé par des réservoirs très capacitifs;
- Le mois de mai est beaucoup plus significatif. En effet, l'ensemble du versant présente un excès d'eau aux exutoires 4,5 fois supérieur aux entrées dans le système, bien que ce mois de mai soit déficitaire en précipitation avec seulement 45.7% de la norme de référence. Cette arrivée massive d'eaux aux exutoires ne correspond pas avec la fonte des neiges sur le versant du Triesenberg dont la faible épaisseur avait totalement disparue dès le mois de mars. Par contre, cette période se corrèle avec la fonte dans le bassin versant externe de plus haute altitude de la Samina (*cf. figure 6.8, § 6.2.4.2*). Par conséquent, ce mois illustre l'existence d'une alimentation externe pour l'ensemble du versant du Triesenberg, ce qui est en contradiction avec la première remarque ci-dessus qui indique que le bilan est équilibré sur un cycle hydrologique complet. Par conséquent, soit l'alimentation externe est temporaire ou très variable, soit les mesures à dispositions sur un cycle hydrologique sont imprécises;
- Le groupe quatre, constitué par la source Q35 située sur le haut du versant du Triesenberg présente un excès d'eaux à l'exutoire tout au long de l'année, ce qui tend à démontrer l'existence, du moins locale, d'une alimentation externe.

Il est indispensable de mentionner un élément qui doit jouer un rôle déterminant sur le résultat de ce calcul de bilan hydrique pour le versant du Triesenberg, et qui n'a malheureusement pas pu y être intégré. En effet, une quantité non négligeable de précipitation est soustraite aux exutoires en raison des nombreuses infrastructures existantes sur le versant (lotissements, routes, etc...) qui récoltent une partie des eaux météoriques pour les évacuer par le réseau des eaux claires. Ce volume n'est actuellement pas quantifiable, raison pour laquelle il n'est pas intégré dans nos calculs. Toutefois, vu la densité des infrastructures, la prise en compte de ce volume doit sensiblement modifier le résultat global de ce calcul dans le sens d'un déséquilibre au profit d'un excès aux exutoires. Par conséquent, notre calcul présente un facteur impondérable qui ne permet pas de confirmer l'existence d'une alimentation externe au bassin d'alimentation situé sur la versant du Triesenberg par cette approche du bilan hydrique. Des investigations complémentaires doivent être entreprises pour valider ou rejeter cette hypothèse. Cet aspect sera abordé en détails par d'autres méthodes, notamment par l'analyse des données hydrogéologiques enregistrées aux exutoires (débit, conductivité électrique et température de l'eau) et par des essais de traçage.

6.2.4. CARACTÉRISATION DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS

Des mesures de débit, de conductivité électrique et de température de l'eau ont été effectuées sur près de deux cycles hydrogéologiques de manière continue pour les cinq sources principales (Q11, Q14, Q16, Q18 et Q19), et de manière ponctuelle, tous les quinze jours, pour les autres points.

6.2.4.1. DYNAMIQUE ET RÉGIME D'ÉCOULEMENT

Un régime nival de transition a été déterminé pour définir le type de régime d'écoulement pour

le versant du Triesenberg sur la base du coefficient de Padré (cf. figure 6.7). Ce coefficient prend en compte la répartition mensuelle des débits, définie par le rapport du débit mensuel moyen sur le module interannuel (Weingartner & Aschwanden, 1989). Ce régime est caractérisé par deux maxima et deux minima d'intensités variables. Le premier pic illustre la fonte de la couverture neigeuse, alors que le second traduit les apports directs de la pluviométrie. Deux périodes d'étiages sont visibles; la première en janvier et la seconde, plus variable, apparaît généralement au mois de septembre. Le pic significatif observé sur la figure 6.7 pour l'ensemble des exutoires en août 2000 est provoqué par l'événement pluviométrique exceptionnel du 6 août (cf. § 6.2.2.1).

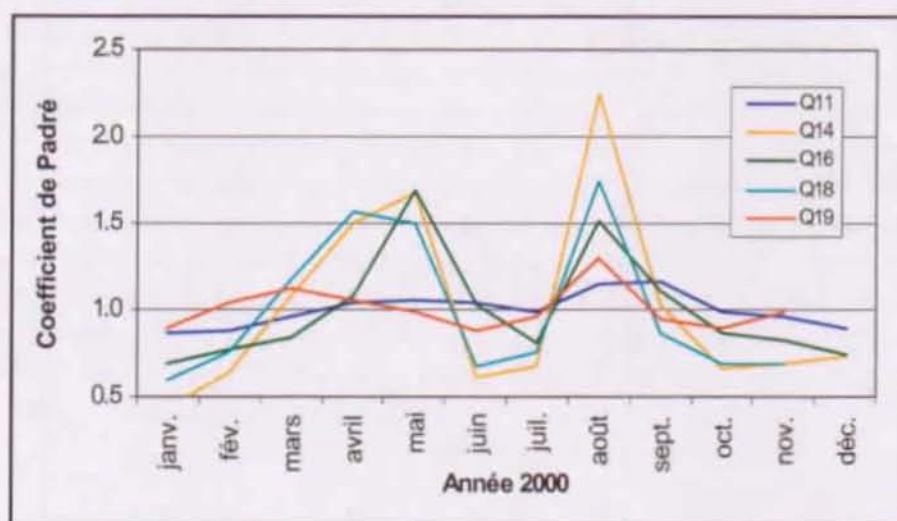


Figure 6.7: Courbes des coefficients mensuels de débits pour les sources du Triesenberg.
Figure 6.8:

Le tableau 6.5 présente les débits caractérisés par les cinq exutoires principaux de la courbe des débits classés pour les cinq exutoires principaux. L'écart-type relatif illustre la variabilité de l'ensemble des mesures à disposition en supprimant l'effet induit par la grande différence des gammes de valeurs qui modifie le résultat de l'écart-type classique. De plus, ces calculs se basent sur la médiane qui a l'avantage d'être plus représentative que la moyenne lorsque la distribution des observations est asymétrique (Morgenthaler, 1997) ce qui est le cas pour certaines de nos chroniques.

Exutoires	DCE [m ³ /heure]	DCC [m ³ /heure]	Q moyen [m ³ /heure]	Ecart-type relatif	DCE par rapport à Q total [%]
Q11	28.1	41.5	33.6	0.115	84
Q14	16.2	105.9	42.7	0.685	38
Q16	28.3	84.7	46.6	0.341	61
Q18	10.1	43.1	19.1	0.526	53
Q19	4.6	7.1	5.5	0.197	84

Tableau 6.5: Synthèse des débits caractéristiques pour les cinq exutoires principaux. (DCE: débit journalier caractéristique d'étiage; DCC: débit journalier caractéristique de crue; Q moyen: $\sum Qi / \text{nombre total}$).

De cette manière, il est entre autres possible de mettre en évidence la part représentée par le débit caractéristique d'étiage par rapport au volume total annuel qui transite par chacun de ces cinq

exutoires. Les observations suivantes peuvent être faites sur la base de cette comparaison qui illustrent des fonctionnements différenciés pour les principaux exutoires du versant:

- Les sources Q11 et Q19 sont les moins influencées par les événements hydrologiques avec près de 85% du débit total assuré par le débit d'étiage. Ces deux exutoires sont légèrement en marge des structures chenalisées et leur écart-type relatif est également réduit. Une similitude sur le fonctionnement hydrogéologique de ces deux exutoires apparaît, bien qu'ils soient très éloignés l'un de l'autre sur le versant;
- A l'opposé, la source Q14 est plus influencée par les événements hydroclimatologiques avec 38% du débit total issu du débit d'étiage. Cet exutoire situé à la terminaison des structures chenalisées est illustré par un écart-type relatif plus important. Ces éléments confirment l'existence d'écoulements dans des structures de subsurface favorisant l'infiltration rapides des eaux météoriques;
- Les sources Q16 et Q18 sont situées en bordure des structures chenalisées et semblent être influencées par des écoulements mixtes, alimenté en partie par des infiltrations rapides d'eaux météoriques dans les structures chenalisées, mais également par des circulations souterraines retardées (milieu à perméabilité hétérogène) en provenance de ces terrains de subsurface ou encore par une alimentation en provenance d'un bassin versant externe. Par soucis de simplicité pour le lecteur, ces deux derniers types d'écoulement souterrain sont résumés dans la suite de ce texte sous les termes d'écoulement retardé local pour le premier et d'écoulement retardé externe pour le second.

La synchronisation des périodes de hautes et de basses eaux pour l'ensemble des exutoires permet de la même manière de caractériser des fonctionnements hydrogéologiques différenciés pour l'ensemble des autres sources du versant (*cf. tableau 6.6*).

Exutoires	Q12	Q13	Q38	Q08	Q14.1	Q14.2	Q17	Q37	Q35
DCE par rapport à Q total [%]	54	42	29	59	37	29	63	29	64

Tableau 6.6: Synthèse des débits caractéristiques pour les exutoires secondaires principaux.

6.2.4.2. ANALYSE DES HYDROGRAMMES

D'une manière générale, la crue printanière consécutive à la fonte des neiges est significative et dure approximativement trois à quatre mois pour l'ensemble des exutoires (*cf. figure 6.8*). Les autres pics de débits observés se distribuent tout au long de l'année en relation avec les événements pluviométriques. A la suite des périodes de crue, les débits diminuent rapidement pour atteindre un niveau de base proche des valeurs d'étiage. Cette décrue rapide est caractéristique d'un milieu perméable à semi-perméable.

Notre approche de ces chroniques consiste à synthétiser les mesures à disposition pour faire ressortir les facteurs principaux qui conditionnent les écoulements souterrains afin de conceptualiser la réponse hydrogéologique des exutoires. La crue provoquée par la fonte des neiges (type-A) ne correspond pas systématiquement à la période de fonte sur le versant du Triesenberg (FTr). Cette crue se manifeste également avec un retard et débute avec une diminution progressive de la conductivité électrique, suivie de son augmentation progressive. Par contre elle se corréle très bien avec les périodes de fonte qui se produisent sur le versant de la Samina (FSa). Les crues induites par l'infiltration directe en subsurface (type-B) sont de courte durée et s'accompagnent d'une brève augmentation de la conductivité électrique, précédant une diminution ra-

pide et brutale de ce paramètre, illustrant un bref effet piston précédant les arrivées météoriques. Par ailleurs, certains exutoires s'illustrent par l'apparition d'un second pic retardé (type-C) qui pourrait s'expliquer soit par des circulations de subsurface arrivant tardivement en raison de l'hétérogénéité des terrains de couverture: alimentation retardée locale (type-C1), soit par des apports externes en provenance du bassin de la Samina: alimentation retardée externe (type-C2). Des éléments de réponse permettant de distinguer ces deux types seront apportés par simulations numériques (*cf.* § 6.3). Les indications entre parenthèses et soulignées illustrent ces événements à la figure 6.8.

6.2.4.3. ANALYSE DE LA DÉCRUE

L'analyse de la décrue des cinq exutoires principaux permet de déterminer le volume d'eau écoulé consécutivement à un événement pluviométrique. Il est ainsi possible, par comparaison avec le volume pluviométrique tombé sur le bassin versant de la source, d'estimer si celui-ci est suffisant pour représenter le volume écoulable ou si des apports externes doivent être mis en jeu (*cf.* tableau 6.7), ce qui permet de caractériser le type d'écoulement correspondant aux pics retardés (type-C, *cf.* § 6.2.4.2). Les calculs de tarissement se basent sur les lois mathématiques de Boussinesq et de Maillet (*Banton et al., 1997; Hölting, 1992*) et sont effectués sur la base de lois exponentielle et hyperbolique définies par le débit initial (Q_0) et le coefficient de tarissement (α). L'annexe 6-06 présente respectivement le détail de la méthode et le développement des calculs basés sur l'événement pluviométrique du 6 août 2000. Par ailleurs, l'ordre de grandeur du coefficient de tarissement α permet de caractériser la «nervosité» de l'aquifère (*Weyer, 1972*) et par conséquent, le type de perméabilité qui lui correspond.

Exutoires	Q_0 [m ³ /heure]	Volume écoulable (V1) [m ³]			Volume infiltré estimé (V2) [m ³]	V3 = V1 - V2 [m ³]	Part de V2 [%]
		1er pic	2ème pic	Total			
Q11	58.2	13'327	51'793	65'120	~ 27'000	~ 38'000	~ 40
Q14	166.6	161'934	absent	161'934	~ 97'000	~ 234'000	~ 30
Q16	101.4	14'741	106'328	121'069			
Q18	48.3	2'127	45'795	47'922			
Q19	21.2	7'413	absent	7'413	~ 6'250	1'150	~ 85

Tableau 6.7: Résultats de l'analyse de la décrue du mois d'août 2000 selon la méthode de Maillet. (V1) correspond au volume écoulable; (V2) au volume infiltré dans le bassin versant de subsurface de l'exutoire lors de l'événement pluviométrique; V3 à la part provenant d'alimentation externe. Le volume infiltré pour les sources Q14, Q16 et Q18 est rassemblé car le bassin versant de ces trois exutoires est commun.

Cette analyse démontre la nécessité de faire intervenir des apports externes significatifs pour alimenter les exutoires. En effet, les apports directs de subsurface sur le versant du Triesenberg sont insuffisants pour justifier les débits mesurés. L'estimation quantitative de ces apports oscille dans cet exemple entre 15 et 70%, ce qui est cohérent avec les résultats énoncés lors de l'évaluation du bilan hydrique (*cf.* 6.2.3). Par ailleurs, les valeurs obtenues pour les coefficients de tarissement α (*cf.* annexe 6-06) présentent des valeurs comprises entre 0.1 et 0.001. Ces ordres de grandeur indiquent un type de ressource «partiellement nerveux», ce qui permet de caractériser la nature du réservoir comme étant perméable à semi-perméable.

6.2.4.4. SYNTHÈSE DE LA CARACTÉRISATION DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS

Cette caractérisation des écoulements souterrains permet de confirmer les résultats obtenus pour l'évaluation du bilan hydrique (*cf.* § 6.2.3), à savoir la nécessité de faire intervenir des apports

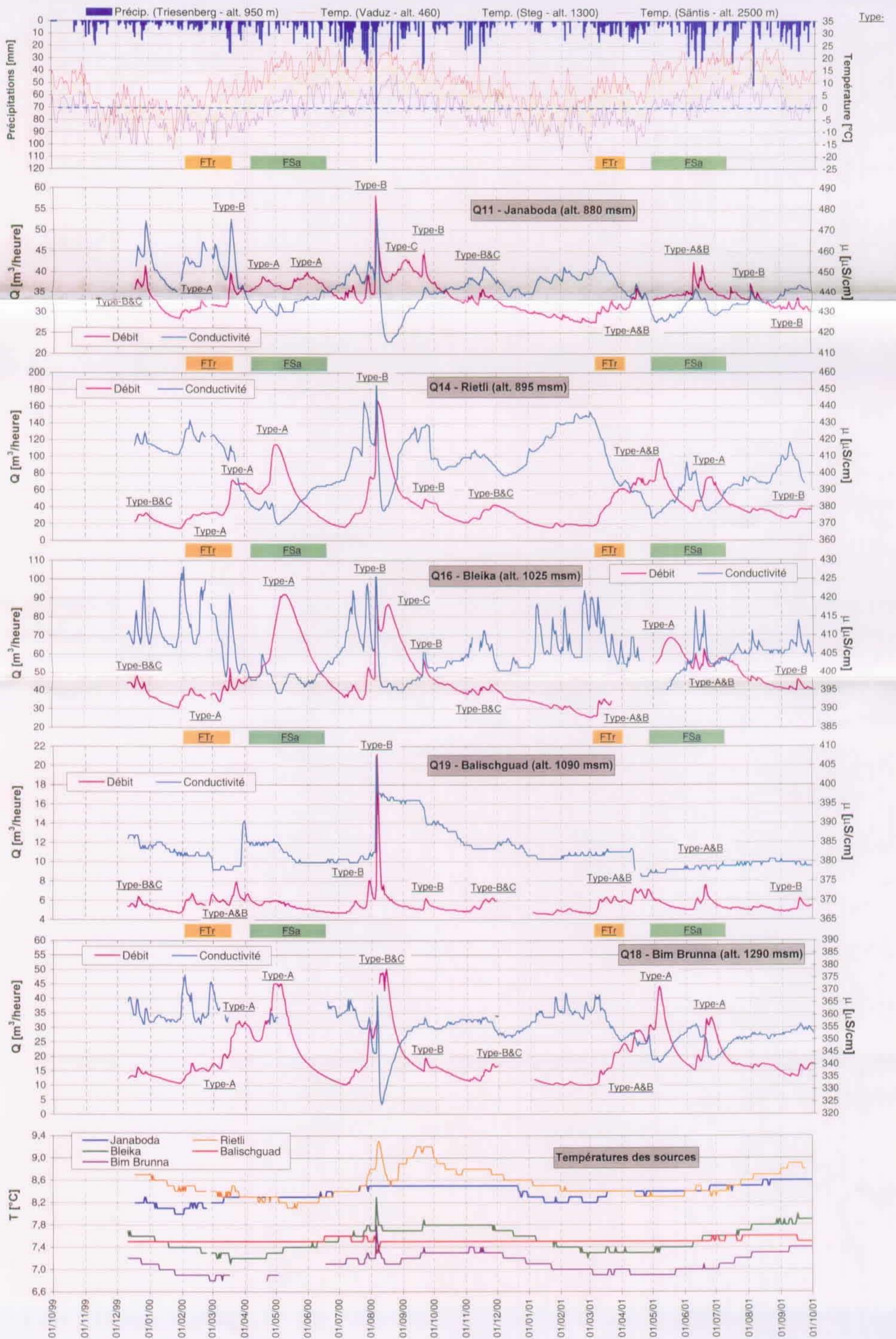


Figure 6.8: Hydrogrammes des principaux exutoires du Triesenberg

externes pour justifier les débits mesurés aux exutoires. De plus, nous avons pu caractériser la nature de la perméabilité du massif à l'échelle du versant comme perméable à semi-perméable, ce qui est parfaitement cohérent d'une part avec un massif fracturé à dominance carbonatée (cf. § 6.1.1) et d'autre part pour permettre des écoulements souterrains en provenance d'un bassin externe. Dans ce qui suit, nous allons aborder la validation de ces apports externes et la caractérisation des formations hydrogéologiques par des essais de traçage. Nous allons également confronter les résultats obtenus avec des données hydrogéologiques (hydrochimie et isotopes stables de l'eau) pour déterminer le fonctionnement hydrogéologique le mieux adapté aux conditions du versant.

6.2.5. TRAÇAGE ARTIFICIEL

Deux essais de traçage ont été réalisés sur le versant du Triesenberg par le bureau Dr R. Bernasconi de Sargans. Le premier, effectué au printemps 1998 pour la délimitation des zones de protection des captages de la commune de Triesenberg, concerne indirectement le versant instable (Bernasconi, 1998). Etant donné que cet essai de traçage a été réalisé avant le début de l'étude liée au glissement, quelques exutoires situés en bas de versant n'ont pas été suivis à cette occasion. Le second a été entrepris à la fin de l'année 1999 (Bernasconi, 2002) pour valider l'hypothèse d'une alimentation externe en provenance du bassin de la Samina.

6.2.5.1. ESSAI DE TRAÇAGE DU PRINTEMPS 1998

Cet essai de traçage (cf. tableau 6.8 & figure 6.9) permet de caractériser les formations hydrogéologiques sur le versant du Triesenberg. Le débit des sources n'ayant pas été suivi pendant cet essai de traçage, les coefficients de restitution ont été estimés sur la base d'une reconstitution des débits par une comparaison entre ceux enregistrés en continu entre 1999 et 2001 et les données climatiques. L'annexe 6-07 illustre les courbes de restitution obtenues pour cet essai de traçage.

Point d'injection	Traceur / quantité [g] injectée	Point d'exutoire	1ère apparition [jours]	Temps modal [jours]	Distance [m]	Δ altitude [m]	Vitesse modale [m/jour]	% du traceur restitué
C	Sulforhodamine / 200	Q18	24	41	820	330	20	~ 1.2
D	Duasine / 200	Q19	8	17	205	120	12	~ 0.4
E	Pyranine / 100	Q18	8	17	300	100	18	~ 0.9
G	Naphtionate / 1000	Q16	4	5.5	190	55	35	~ 0.3
H	Fluorescéine / 200	Q17	26	48	550	80	11	~ 0.7
H	Fluorescéine / 200	Q16	41	> 52	750	165	< 14	-

Tableau 6.8: Résultats de l'essai de traçage réalisé en 1998 (d'après Bernasconi, 1998).

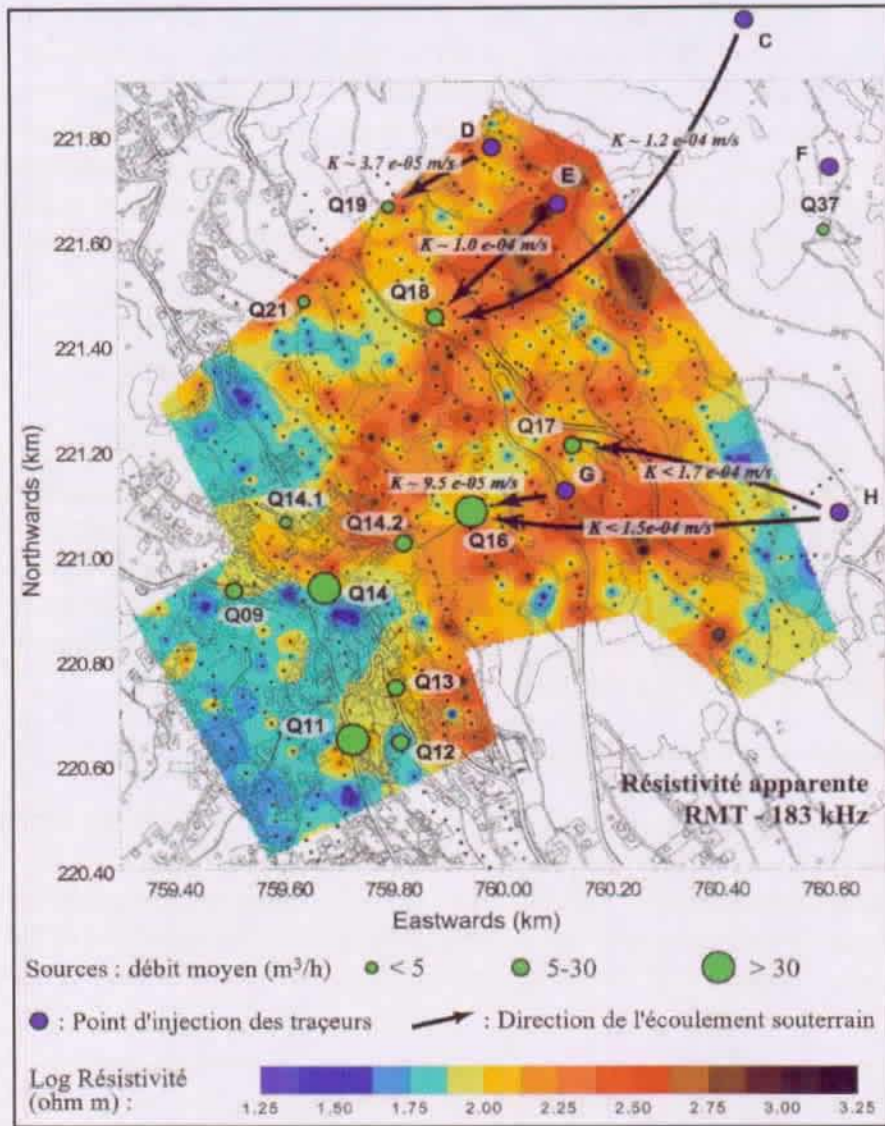


Figure 6.9: Représentation de l'essai de traçage de 1998 sur la carte des résistivités électriques apparentes des terrains de couverture (d'après Bernasconi, 1998; Bernasconi et al., 2001).

Plusieurs observations sont tirées de l'analyse de cet essai de traçage:

- La forte dispersivité observée par cet essai illustre la nature du milieu hydrogéologique comme correspondant à des formations à porosité d'interstice (Seiler et al., 1989), en parfaite cohérence avec les connaissances géologiques que nous avons du versant;
- Les faibles taux de restitution obtenus s'expliquent par la nature hydrogéologique des terrains de subsurface et par une perte très probable de traceur qui a dû également s'écouler par les exutoires situés sur la terminaison des structures chenalisées perméables et qui n'ont pas été suivies lors de cet essai, notamment les sources Q11, Q12, Q13 et Q14;
- Les perméabilités cinématiques selon Darcy sont parfaitement cohérentes avec les structures chenalisées déterminées par géophysique (cf. figure 6.9). Cette perméabilité cinématique est évaluée par le produit des vitesses moyennes obtenues par le traçage avec la porosité de la formation (Castany, 1982; de Marsily, 1981; Parriaux & Nicoud, 1990).

6.2.5.2. ESSAI DE TRAÇAGE DE L'HIVER 1999-2000

Un kilogramme d'uranine a été injectée dans la vallée de la Samina à environ 4,5 kilomètres au sud de la zone en glissement. Le choix du point d'injection prend en compte la structure géologique du massif et son plongement axial vers le nord-est (cf. figure 6.10). Bien que cet essai de traçage ait été réalisé lors d'une période proche des basses eaux, il a été influencé par des précipitations pluvieuses dans les premiers jours qui ont suivi l'injection. Ces pluies sont susceptibles d'avoir évacué une part malheureusement non quantifiable de traceur par ruissellement direct avant que celui-ci ne se soit totalement infiltré dans le système hydrogéologique profond. Les résultats de cet essai sont synthétisés par le tableau 6.9.

Exutoire	Versant	1ère apparition [jours]	Temps modal [jours]	Distance [m]	Δ altitude [m]	Vitesse modale [m/jour]	% du traceur restitué	K cin. (Darcy) [m/s]
Point 1353	Samina	12	22	~ 2400	240	200	> 3.2	~5.8e-04
Rieteren	Samina	47	> 80	~ 6000	380	128	-	~1.4e-03
Q35 (Bergwald)	TR	18	22	~ 5200	340	289	-	~2.6e-03
Q14 (Rietli)	TR	20	29	~ 6800	725	340	> 0.7	~2.0e-03
Q16 (Bleika)	TR	20	30	~ 6800	595	340	> 1	~2.0e-03
Q18 (Bim Brunna)	TR	61	> 80	~ 7000	530	115	-	<1.3e-03
Q11 (Jonaboda)	TR	23	36	~ 6600	740	287	> 0.9	~1.4e-03
Q40 (Masescha)	TR	54	> 80	~ 7900	420	146	-	<2.2e-03

Tableau 6.9: Synthèse des résultats de l'essai de traçage réalisé en 1999 (d'après les données tirées de Bernasconi, 2002).

La perméabilité cinématique selon Darcy est évaluée de la même manière que pour l'essai de traçage précédent. La porosité des formations carbonatées rencontrées est estimée sur la base de la littérature (Banton et al., 1997). Les quantités de traceur restituées sont relativement faibles, avec approximativement 6% de volume total injecté. Toutefois, ce calcul de restitution est manifestement sous-évalué en raison de:

- La décroissance du traceur n'est pas prise en compte sur son ensemble (cf. annexe 6-08) En effet, bien que la décroissance du traceur reste très longtemps au voisinage du seuil de détection, le volume qui n'est pas pris en compte dans le bilan peut être considérable surtout si les débits sont importants;
- Les courbes de restitution de certains exutoires (Rieteren, Q18 et Q40) sont encore au stade de la croissance lors de la fin de la période d'échantillonnage, ce qui implique que ces sources ne sont pas prises en compte pour les calculs de la restitution du traceur.
- Par ailleurs, un kilogramme de traceur déversé en un point, ressort dans un versant de plusieurs kilomètres carré. Par conséquent la dispersion du traceur est très importante et la restitution observée sur huit points particuliers est peu représentative de l'ensemble du versant.

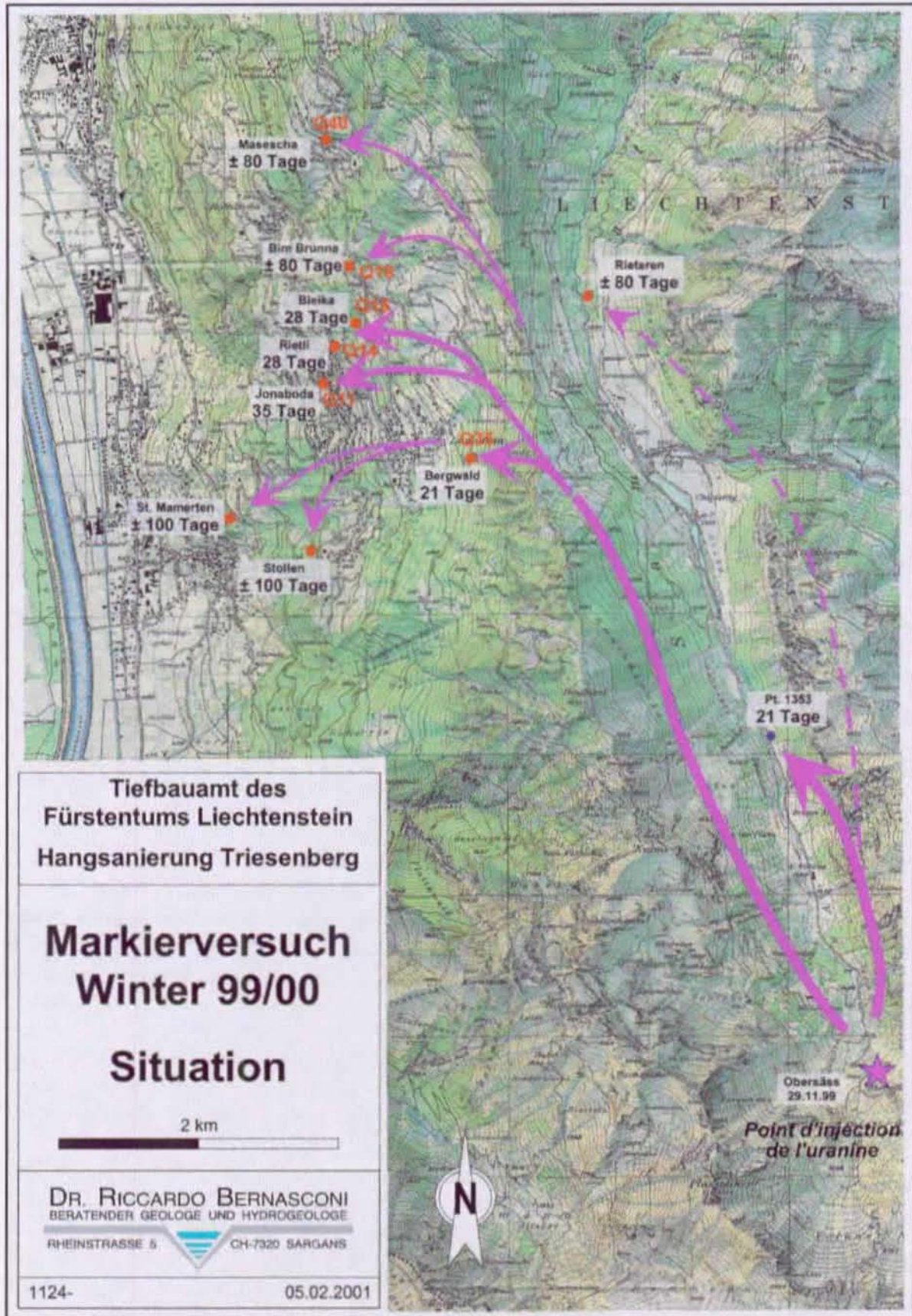


Figure 6.10: Résultats de l'essai de traçage réalisé depuis le bassin versant de la Samina (Bernasconi, 2002).

6.2.5.3. IMPLICATION SUR LES SYSTÈMES D'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN

L'essai de traçage réalisé en 1998 sur le versant du Triesenberg confirme l'hétérogénéité du champ de perméabilité au sein des aquifères de subsurface et confirme ainsi les mesures géophysiques. L'essai de traçage réalisé durant l'hiver 1999-2000 confirme l'hypothèse de l'existence de liens hydrogéologiques entre le bassin externe de la vallée de la Samina et le versant instable du Triesenberg. De plus, ces essais de traçages constituent un moyen pour caractériser les formations hydrogéologiques à l'échelle du versant.

6.2.6. MODÈLE HYDROGÉOLOGIQUE INITIAL

L'organisation structurale des formations quaternaires mise en évidence par des mesures géophysiques (cf. § 6.1.2.1) à été complétée et confirmée par la réalisation d'un essai de traçage (Bernasconi, 1998), ce qui nous a permis d'évaluer la perméabilité de ces formations de subsurface (cf. figure 6.11).

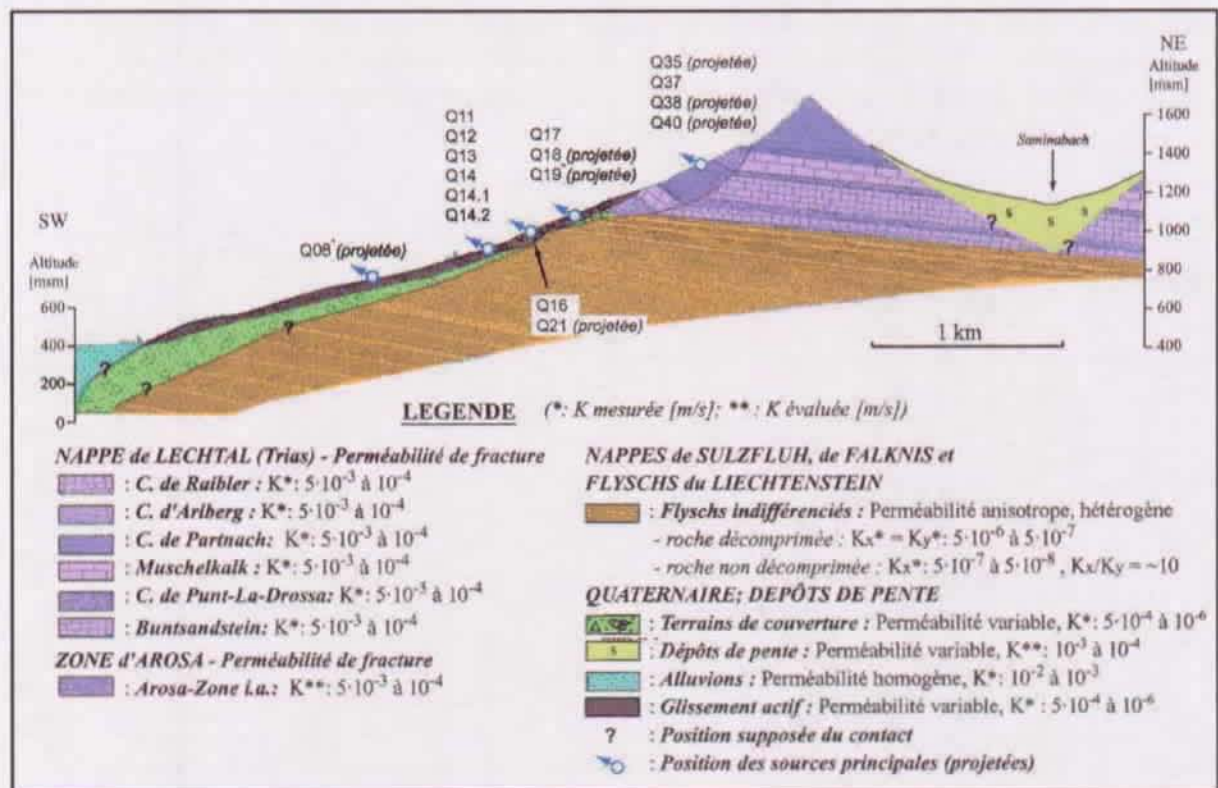


Figure 6.11: Transcription de la coupe géologique présentée à la figure 6.1 en unités hydrogéologiques. La détermination des perméabilités indiquées provient des essais de traçages réalisés dans le secteur. Ces valeurs sont confirmées par des essais en forage réalisés dans des formations similaires (Bouzelboudjen et al., 1997; NAGRA, 1998). Il s'agit par conséquent de gammes de perméabilités applicables à l'échelle du bassin.

Le substratum rocheux de la partie inférieure du versant caractérisé par des unités de flyschs, s'illustre par une forte variabilité des vitesses d'écoulements souterrains (cf. § 5.2.1 pour plus de détails). Les autres formations du substratum rocheux forment des aquifères caractérisés par une perméabilité très variable en relation avec les perméabilités primaires, secondaires voire « tertiaires » (de conduit) par karstification qui peuvent s'y développer (cf. § 6.1.1). L'existence de nombreuses sources à l'aval de Steg dans la vallée de la Samina (Allemann, 1985) confirme

l'orientation des écoulements souterrains à l'échelle régionale selon la direction vers le nord-est du plongement axial. Cette observation semble indiquer que les eaux souterraines sont préférentiellement drainées hors du bassin versant du Triesenberg. Toutefois, un essai de traçage réalisé entre les versants de la Samina et du Triesenberg (cf. § 6.2.5) a démontré l'existence de liens hydrogéologiques significatifs entre ces deux versants à l'amont de la localité de Steg, au profit de réseaux de fracture qui découpent le massif (cf. carte géologique à l'annexe 6-03). L'ensemble de ces résultats nous a permis d'aboutir au modèle hydrogéologique de la figure 6.11.

6.2.7. DÉBIT, CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE, TEMPÉRATURE ET HYDROCHIMIE

6.2.7.1. ANALYSE DE VARIABILITÉ

L'ensemble des exutoires analysés est caractérisé par des valeurs de conductivité électrique oscillant entre 350 et 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Seule la source Q35 fait exception avec des valeurs comprises entre 610 et 675 $\mu\text{S}/\text{cm}$, ce qui pourrait illustrer la présence de roches triasiques solubles. Contrairement à notre analyse sur le Hohberg, nous présentons ici une analyse de variabilité basée sur l'écart-type relatif de l'ensemble des mesures de débits à disposition (cf. tableau 6-10). Trois classes de variation permettent de différencier les exutoires. Les limites de classes sont déterminées de manière arbitraire en fonction de la distribution statistique des mesures et de l'appréciation globale du site. La différence obtenue sur l'écart-type relatif en relation avec le nombre de valeurs à disposition est de l'ordre de 10%.

Exutoire	Altitude [msm]	Ecart-type relatif			Nombre de mesure			Variabilité			
		Débit	CE	T	Débit	CE	T	Débit	CE	T	Bilan
Q11	880	0.115	0.021	0.017	680	689	689	faible	faible	faible	faible
Q14	895	0.685	0.042	0.028	655	643	643	forte	moyenne	moyenne	moyenne
Q16	1025	0.341	0.016	0.027	617	627	658	moyenne	faible	moyenne	moyenne
Q18	1105	0.526	0.020	0.023	626	577	582	forte	moyenne	moyenne	moyenne
Q19	1092	0.197	0.013	0.005	689	662	662	faible	faible	faible	faible
Q08	862	0.753	0.046	0.053	42	41	42	forte	moyenne	forte	forte
Q12	904	0.312	-	-	42	-	-	moyenne	-	-	moyenne
Q13	907	0.355	0.039	0.047	42	42	42	moyenne	moyenne	moyenne	moyenne
Q14.1	915	0.670	0.055	0.054	42	42	42	forte	forte	forte	forte
Q14.2	925	0.760	0.057	0.059	42	42	42	forte	forte	forte	forte
Q17	1110	0.724	0.022	0.091	42	42	42	forte	moyenne	forte	forte
Q35	1240	0.237	0.025	0.072	41	41	41	faible	moyenne	forte	moyenne
Q37	1247	1.504	0.173	0.344	41	40	41	forte	forte	forte	forte
Q38	1325	1.456	0.030	0.306	41	41	41	forte	moyenne	forte	forte

Tableau 6.10: Analyse de la variabilité du débit, de la conductivité électrique (CE) et de la température (T) sur la base de l'écart-type relatif.

La plupart des exutoires présente une variabilité forte (Q8, Q14.1, Q14.2, Q17, Q37, Q38, Q40) ou une variabilité moyenne (Q14, Q16, Q18, Q12, Q13, Q35). Les sources Q37, Q38 et Q40 sont les plus variables, illustrant des écoulements dominés par des circulations de subsurface rapides ou des apports externes directs par l'intermédiaire d'un réseau karstique ou fracturé très perméable. Les points qui présentent une variabilité moyenne pourraient, contrairement aux écoulements rapides, illustrer des circulations lentes qui favorisent l'augmentation de la minéralisation de l'eau et provoquent un effet d'équilibrage par mélange avec des apports de subsurface, ce qui pourrait expliquer cette réponse plus tamponnée. Finalement, les points Q11 et Q19

présentent la plus grande stabilité, illustrant le faible impact des événements pluviométriques sur ces deux exutoires. Ces résultats s'intègrent bien dans l'ensemble des observations réalisées à ce stade de l'analyse, et confirment notamment ceux obtenus par la relation entre les débits d'étiage et les débits totaux (cf. tableau 6.5).

Par ailleurs, la relation entre la température des exutoires et l'altitude (cf. figure 6.12) illustre un coefficient de corrélation supérieur à 0.7. La source Q40 fait exception pour les deux périodes, alors que les sources Q38 et Q37 font exception en été seulement avec une température moyenne supérieure d'environ deux à trois degrés. Cette différence s'interprète par une influence réduite des apports externes de haute altitude qui vont alimenter le versant du Triesenberg avec des eaux sensiblement plus froides. Cet aspect est cohérent avec la situation plus élevée de ces quelques sources (> 1300 mètres) que la base du bassin versant externe de la Samina qui se situe à 1280 mètres d'altitude. L'ensemble des autres points suit une relation linéaire avec l'altitude. La linéarité de cette relation pourrait illustrer un fonctionnement hydrogéologique de ces exutoires peu différencié sur l'ensemble du versant. Toutefois, l'analyse de la variabilité des paramètres comme la conductivité électrique et le débit des exutoires indique que ce n'est pas le cas. La raison de cette linéarité provient probablement de l'importance quantitative que représente le débit d'étiage (cf. tableau 6.5) pour la plus part des sources, ce qui permet à la température de s'équilibrer. Pour les autres points, cette relation exprime vraisemblablement une coïncidence (Q08, Q14.1, Q14.2 et Q17).

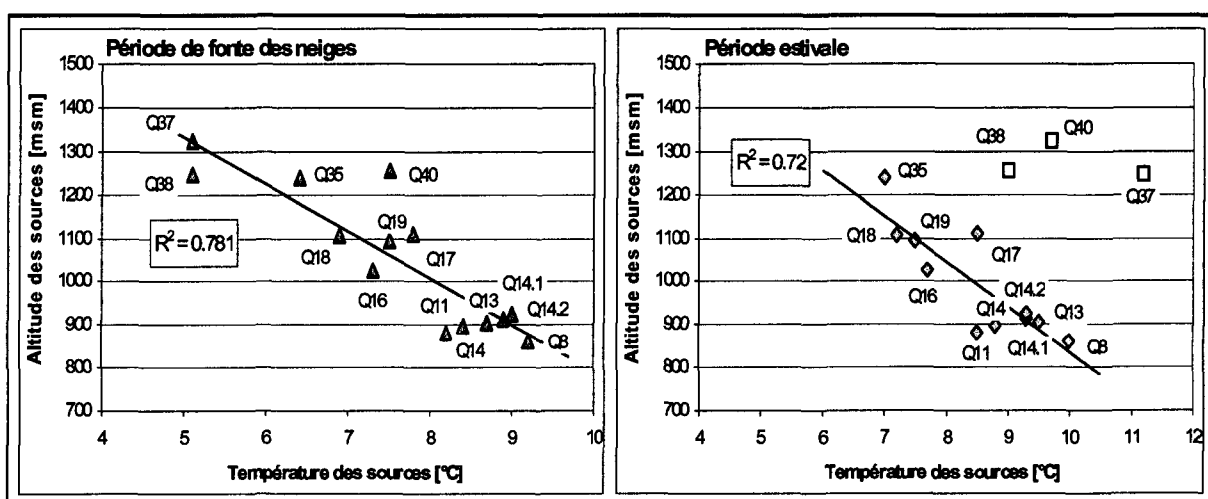


Figure 6.12: Relation entre la température moyenne et l'altitude des exutoires pour deux périodes distinctes (période de fonte des neiges et période estivale). Les sources Q37, Q38 et Q40 ne sont pas considérées pour l'établissement de la relation linéaire du graphe correspondant à la période estivale.

6.2.7.2. ANALYSES CHIMIQUES DES IONS

Des analyses chimiques sur certains exutoires du glissement du Triesenberg ont été effectuées dans le but de caractériser les eaux du glissement. Elles incluent deux campagnes d'analyses, l'une en régime de hautes eaux, l'autre en régime de basse eaux (cf. tableau 6.11). L'illustration de ces analyses est présentée à la figure 6.13, les diagrammes de Piper le sont à la figure 6.14 et le détails est présenté à l'annexe 6-09.

6. Analyses géologique et hydrogéologique du versant du Triesenberg

Hydrofaciès	nb absolu	%	Pts BE	Pts HE
Ca - Mg - (Na) - HCO_3	15	50	Q8, Q11, Q12, Q13, Q14, Q14.1, Q14.2, Q19	Q8, Q11, Q12, Q14, Q14.1, Q14.2, Q19
Ca - Mg - HCO_3	5	17	Q16, Q17, Q18	Q16, Q18
Ca - Mg - HCO_3	4	13	Q37, Q38	Q37, Q38
Ca - Mg - SO_4 - HCO_3	2	7	Q35	Q35
Ca - Na - Mg - HCO_3	2	7	Q40	Q40
Ca - (K) - Mg - HCO_3	1	3	-	Q17
Ca - (Na) - Mg - (Cl) - HCO_3	1	3	-	Q13
Total	30	100	15	15

Tableau 6.11: Présentation des différents faciès obtenus pour les eaux souterraines du glissement du Triesenberg selon la classification de Jäckli (Jäckli, 1970). HE = Hautes Eaux - le 4/07/2001; BE = Basses Eaux - le 4/10/2001.

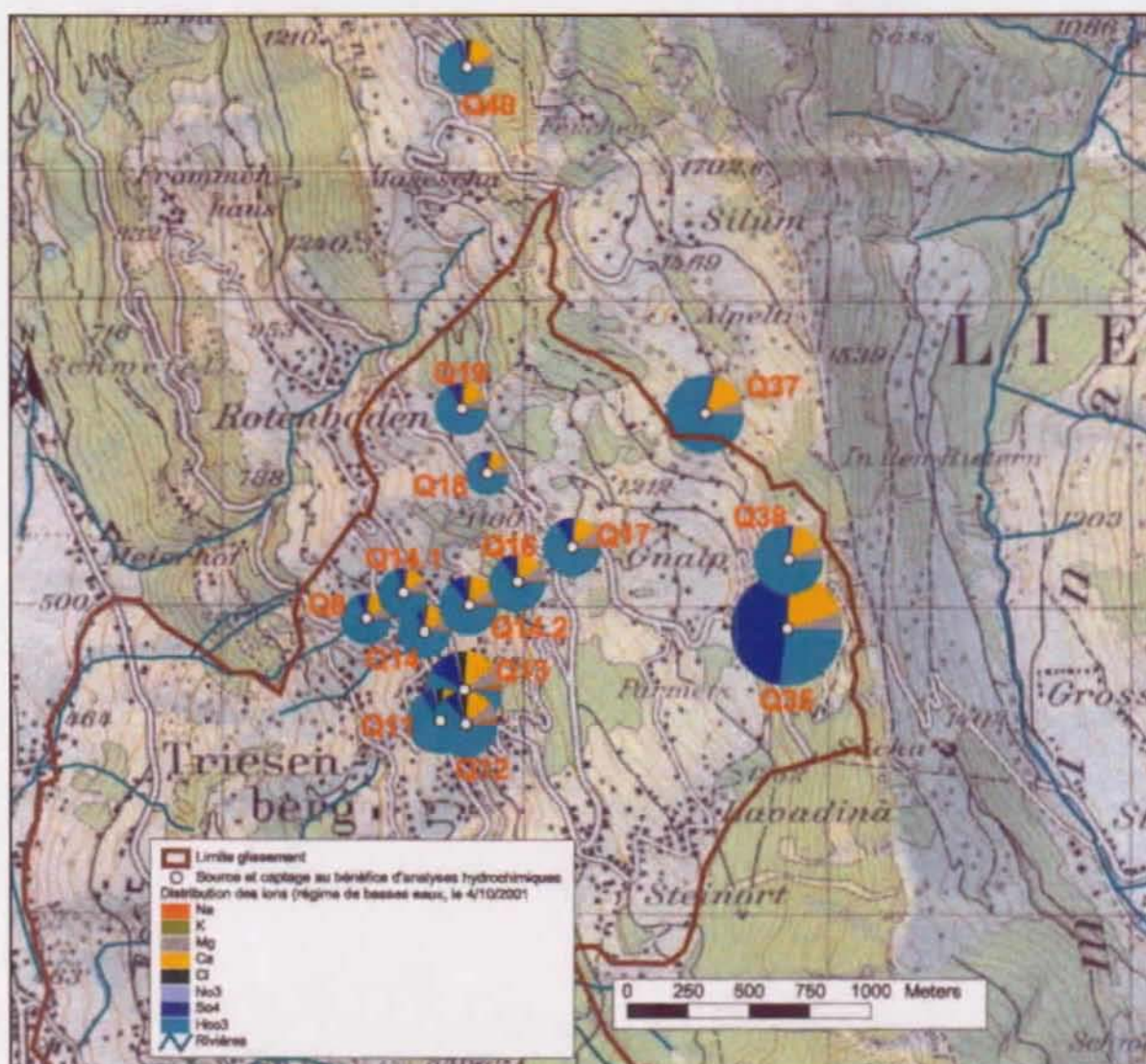


Figure 6.13: Représentation graphique des analyses hydrochimiques pour le versant du Triesenberg pour la tournée de basses eaux, le 4/10/2001. La taille des cercles illustrant la distribution des ions est proportionnelle à la conductivité électrique mesurée in situ. Par exemple la conductivité électrique de la source Q35 est de 715 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et celle de Q18 est de 392 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Le caractère bicarbonaté calcique magnésien, typique des eaux souterraines des terrains constitués de flyschs ou de calcaires, est commun à l'ensemble des points analysés. Comme déjà mentionné pour le versant du Hohberg, seul le cation magnésium peut, en l'absence de dolomie, permettre de distinguer les eaux du flysch de celles des roches carbonatées (cf. § 5.2.6.4). Les deux types de roche sont présents dans le soubassement rocheux du glissement. Bien que la dissolution de dolomie soit la principale source de magnésium, une partie de celui-ci peut aussi être issue de l'altération de minéraux argileux comme la chlorite ou la glauconie par exemple qui sont présents dans certaines formations de flysch à travers le versant (Allemann, 1957). La dolomie se trouve principalement dans les formations constituées par les calcaires de Arlberg, par les calcaires coquilliers ou par la formation de Fercheneck (nappe de Lechtal), mais elle peut également se trouver dans certains faciès des flyschs, principalement dans les phases grésocalcaires (Basabe, 1993).

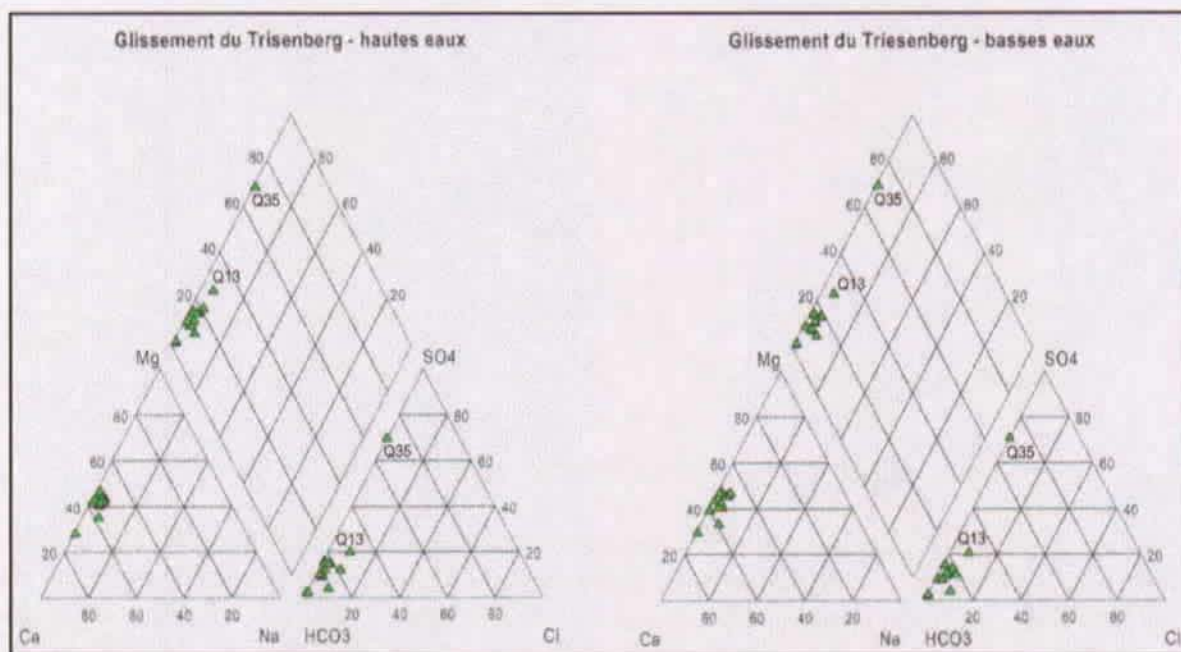


Figure 6.14: Diagrammes de Piper (en pourcent meq/l) pour le Triesenberg (*hautes eaux* le 4/07/2001; *basses eaux*, le 4/10/2001).

L'analyse du rapport $[\text{HCO}_3^-] / [\text{Ca}^{2+}]$ (cf. figure 6.15) indique un coefficient de corrélation de 0.86 entre les ions de Ca^{2+} et HCO_3^- avec un rapport $[\text{HCO}_3^-] / [\text{Ca}^{2+}]$ proche de 3, illustrant la réaction générale de la dissolution de dolomie. Seul le point Q35 fait exception avec un rapport $[\text{HCO}_3^-] / [\text{Ca}^{2+}]$ proche de 1. Cette valeur illustre l'existence de mélanges entre un réservoir influencé par la dissolution du gypse et responsable d'une augmentation de la teneur en calcium, avec un réservoir influencé par la dissolution de la dolomie ou de la calcite qui lui va augmenter la teneur en $[\text{HCO}_3^-]$.

A l'exception de la source Q37, la variabilité de la composition ionique du magnésium des exutoires (cf. annexe 6-10) confirme la tendance mise en évidence par le tableau 6.10. Le point Q37 est remarquablement stable pour le magnésium, alors qu'il est particulièrement variable pour l'ensemble des autres paramètres abordés précédemment. Ceci met en évidence l'existence du mélange de plusieurs réservoirs à faciès différents, mais ayant en commun le caractère magnésien, raison pour laquelle il n'y a pas d'effet de dilution pour ce paramètre. La majeure partie des exutoires présente une concentration en magnésium comprise entre 25 et 30 mg/l. Cepen-

dant, quelques exutoires (Q08, Q14, Q14.1, Q14.2, Q18 et Q40) présentent une concentration plus faible comprise entre 19 et 24 mg/l. Cette différenciation peut mettre en évidence une dilution des ions $[Mg^{2+}]$ par une composante d'origine météorique qui s'infiltrerait directement. Cette hypothèse est confirmée pour les sources Q14 et Q18 d'une part par le rapport plus faible représenté par le débit d'étiage par rapport au débit total (cf. § 6.2.5.1) et d'autre part par la forte variabilité mise en évidence par l'écart-type relatif obtenu sur la base des valeurs de débit (cf. § 6.2.7.1).

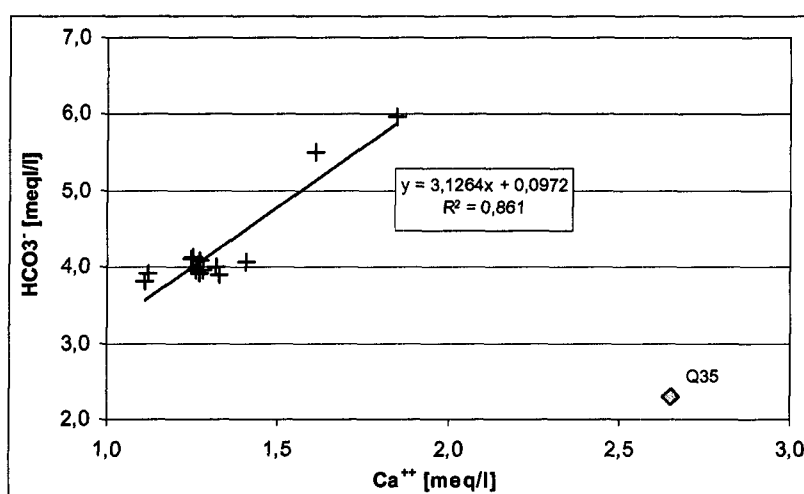


Figure 6.15: Rapport $[HCO_3^-] / [Ca^{2+}]$ pour les eaux du Triesenberg.

Faciès bicarbonaté calcique et magnésien à tendance sodique

Le caractère sodique qui vient s'ajouter à la composition bicarbonatée calcique et magnésienne de l'eau peut s'expliquer selon deux processus principaux. Il peut s'agir soit d'une pollution par l'utilisation de sels liée à l'entretien du réseau routier en hiver soit être un indicateur d'une eau un peu plus évoluée impliquant un enrichissement en ions $[Na^+]$ par échanges ioniques sur des argiles ou par hydrolyse des feldspaths (Appelo & Postma, 1996). Toutefois, le rapport entre les concentrations des ions Na^+ et Cl^- étant proche de 1 (cf. figure 6.16), nous pouvons admettre une origine anthropogène pour le sodium contenu dans les eaux souterraines du versant.

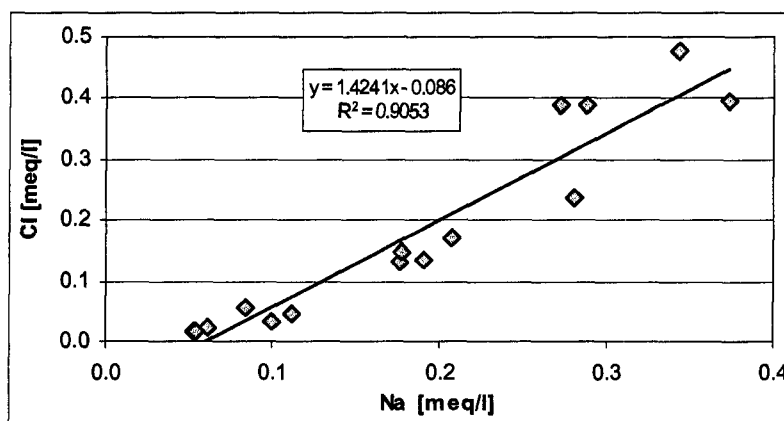


Figure 6.16: Diagramme sodium et chlorure dans les eaux souterraines du versant du Triesenberg.

Les concentrations en ions Na^+ et Cl^- décroissent avec l'augmentation de l'altitude et avec l'éloignement des routes, ce qui confirme l'origine anthropogène pour ces deux ions dans les eaux souterraines du versant et qui permet de confirmer l'existence d'une part d'infiltrations directes des eaux météoriques sur le versant du Triesenberg.

Faciès bicarbonaté calcique, magnésien et sulfaté

Seule la source Q35 présente ce faciès typique des roches karstiques évaporitiques (Mandia, 1993). D'après la carte géologique du Liechtenstein (Allemann, 1985), cette source se situe à proximité de formations qui ne contiennent pas de roches triasiques solubles (cf. § 6.1.1). Seule la couche de Raibler est caractérisée par des niveaux gypseux. Toutefois, cette couche se situe à une cote plus basse que l'exutoire. Par conséquent, plusieurs hypothèses peuvent être considérées, notamment:

- La présence d'un accident tectonique à proximité ou à l'aval de l'exutoire pour expliquer cette forte composante sulfatée. Un tel accident est parfaitement cohérent en relation avec la structure tectonique du massif et pourrait être masqué par les terrains quaternaires remobilisés qui empêchent tout affleurement dans ce secteur;
- Des écoulements souterrains en provenance de la partie amont de la vallée de la Samina, ce qui rendrait possible l'existence de circulations le long de la couche de Raibler située à une cote supérieure en relation avec le plongement axial des couches.

Le caractère ponctuel de l'apparition de cet hydrofaciès permet de favoriser la première hypothèse, la seconde influencerait un plus grand nombre de points. Des reconnaissances indirectes de détails dans le secteur de cette source permettraient par exemple de préciser cette hypothèse. Par ailleurs, les concentrations en SO_4^{2-} de cet exutoire sont plus basses que celles couramment rencontrées pour les roches évaporitiques avec 255 à 265 mg/l. Cette concentration peut mettre en évidence soit un mélange d'une composante sulfatées avec une composante d'eau souterraine qui ne transite pas par ces niveaux triasiques. Une dilution importante des eaux souterraines sulfatées par des eaux de surface peut aussi être invoquée.

Faciès bicarbonaté calcique et magnésien à tendance potassique

Seule la source Q17 présente un pic de concentration en potassium lors de la tournée en régime de hautes eaux. Dans l'ensemble, cette source est un peu plus minéralisée en régime de hautes eaux (7%) en raison de l'augmentation de la quantité de potassium présent dans l'échantillon (74% de plus). Le caractère ponctuel, le degré d'intensité de cette apparition et la situation de la source démontre l'origine anthropique de cette apparition. En effet, cette source est situé à proximité de zone de pâturage. Par conséquent, le potassium provient très certainement du lessivage d'engrais de ferme.

6.2.7.3. SYNTHÈSE DU PARAGRAPHE DÉBIT, CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE, TEMPÉRATURE ET HYDROCHIMIE

La figure 6.17 présente un modèle conceptuel synthétique de la réponse des sources face aux événements hydrologiques basé sur l'ensemble des données physiques et chimiques précédentes. La classification en trois catégories synthétise l'influence relative des conditions hydrologiques sur les exutoires. Sur cette base, la majorité des exutoires présente un système d'écoulement souterrain mixte, influencé par le mélange entre des circulations profondes et des écoulements de subsurface directement alimentés par les infiltrations météoriques. Deux exutoires (Q11 et Q19) présentent un système d'écoulement dominé par des circulations profondes

alors que cinq autres (Q14.1, Q14.2, Q37, Q38 et Q40) sont fortement influencés par les conditions hydrologiques.

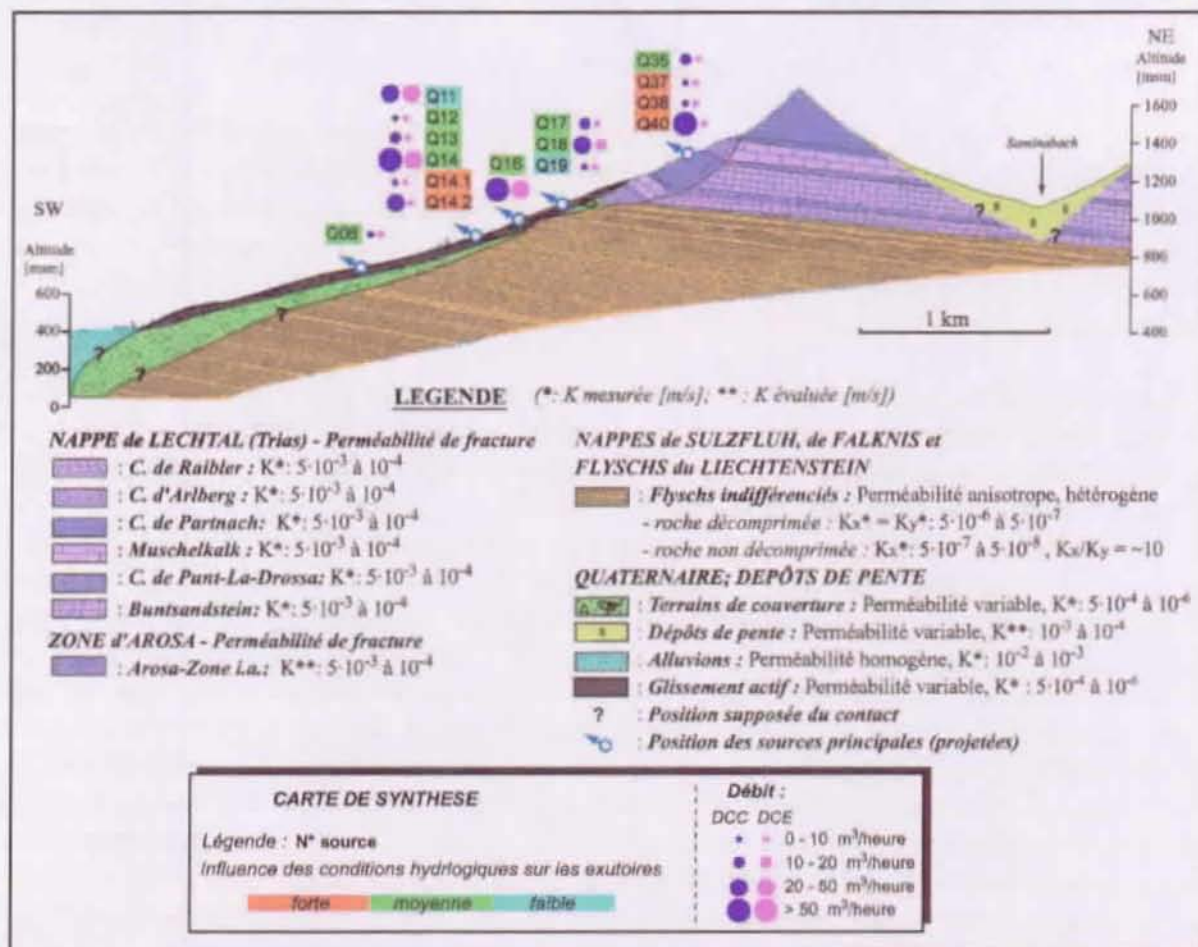


Figure 6.17: Modèle conceptuel de la réponse des sources face aux événements hydroclimatologiques basé sur la synthèse des mesures physico-chimiques et des analyses hydrochimiques. (DCE: débit caractéristique d'étiage; DCC, débit caractéristique de crue). Les perméabilités sont reprises du modèle hydrogéologique initial présenté à la figure 6.11 (cf. § 6.2.6).

Cet exemple du Triesenberg confirme l'efficacité de l'analyse de la variabilité des paramètres hydrochimiques comme outil permettant d'évaluer quel type de fonctionnement hydrogéologique régit le versant. Ce résultat est particulièrement important car il confirme celui obtenu pour le versant du Hohberg, mais dans un contexte hydrogéologique différent. Cet exemple permet également de mettre en évidence l'intérêt que peut avoir un suivi hydrogéologique en continu de quelques exutoires pour la compréhension des processus hydrogéologiques complexes et leurs liens avec la stabilité du versant comme nous le verrons plus loin (cf. chapitre 8).

6.2.8. ISOTOPES STABLES DE L'EAU

Les analyses que nous avons effectuées concernent les points illustrés par l'annexe 6-11. L'objectif de ces analyses isotopiques est de caractériser les écoulement souterrains du versant du Triesenberg, dans le but de valider les observations abordées sur la base d'autres méthodes présentées précédemment (traçage, physico-chimie, hydrochimie, etc.). Elles comprennent une

ournée par semaine sur une quinzaine d'exutoires représentant les sorties du système, et un suivi journalier de deux points d'entrée (deux lysimètres à neige: un sur le versant du Triesenberg et l'autre sur la versant de la Samina). Cependant, seuls les échantillons en provenance de trois exutoires ont pu être analysés en laboratoire dans le cadre de cette thèse. Ces trois sources ont été sélectionnées en raison de leur représentativité déterminée sur la base des investigations hydrogéologiques présentées précédemment. Les valeurs de précipitations ont été obtenues par l'intermédiaire de la station de Vaduz, rattachée au réseau fédéral d'observation des isotopes (Schotterer *et al.*, 2000). Cette campagne s'étend des mois de janvier à août 2001. Le détail des méthodes isotopiques utilisées dans ce paragraphe est illustré à l'annexe 3-04. Les lysimètres à neige utilisés pour ce versant sont du même type que ceux mis en place pour le versant de Hohberg (*cf. figure 5.21, § 5.2.7*).

6.2.8.1. ANALYSE DE LA CAMPAGNE 2001

Cette campagne d'échantillonnage a permis d'observer l'évolution des concentrations isotopiques durant la période de fonte des neiges accumulées pendant l'hiver dans le but de caractériser le fonctionnement hydrogéologique des exutoires.

Le $\delta^{18}\text{O}$ pour les précipitations et les lysimètres à neige (entrées)

Deux périodes distinctes se dégagent pour cette campagne (*cf. figure 6.18*). Ces périodes obéissent aux mêmes conditions que celles présentées pour le Hohberg (*cf. § 5.2.7.2*):

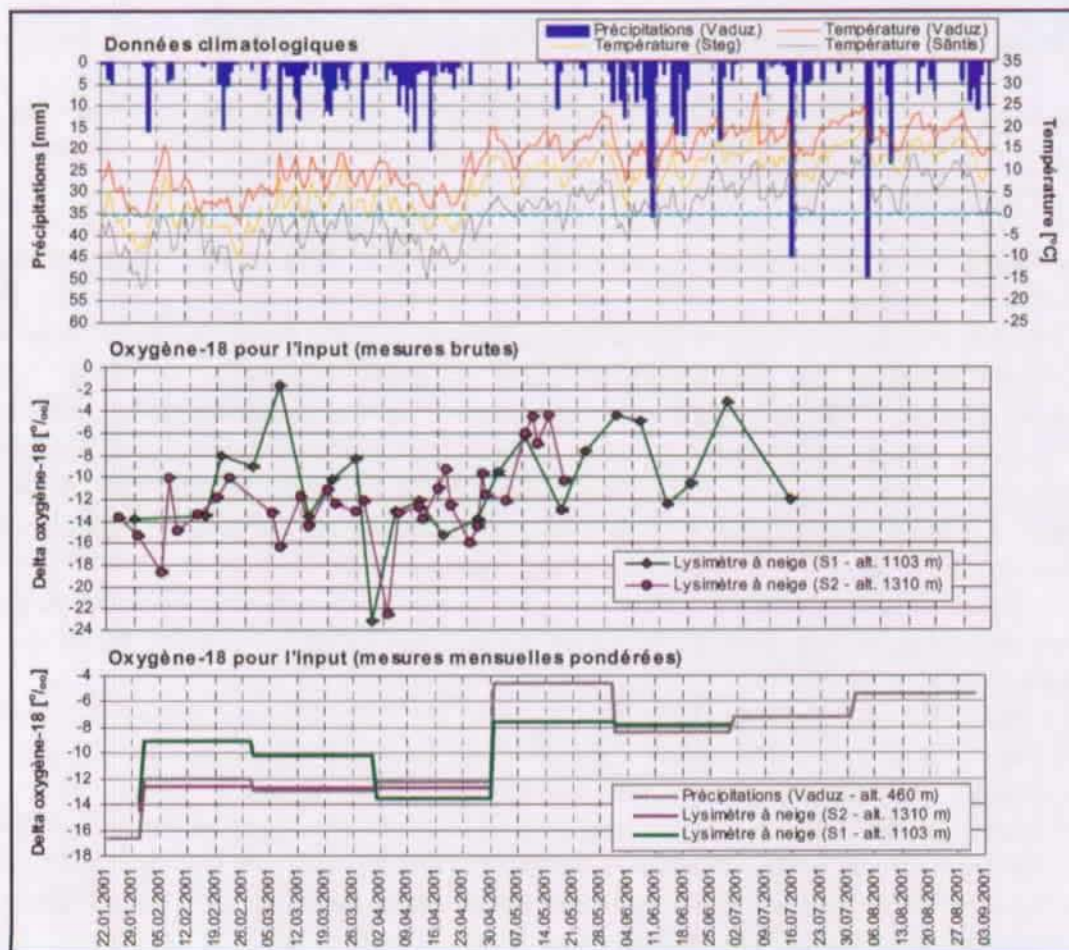


Figure 6.18: Composition isotopique des entrées dans le système du Triesenberg.

- Une première période traduit une phase hivernale, froide et pauvre en précipitations. Deux tendances se dégagent de cette première période:
 - Une tendance initiale (du 22/01 au 5/03) qui est marquée par la présence d'une couverture neigeuse sans apport météorique supplémentaire. Cet intervalle se traduit par un enrichissement en isotopes lourds de la couverture neigeuse par sublimation.
 - La seconde tendance (du 5/03 au 29/04) se traduit par une succession d'événements pluviométriques et neigeux qui présente une plus forte variabilité de leur composition isotopique. Ce second intervalle se traduit par une plus grande variabilité pour le lysimètre à neige situé sur le versant du Triesenberg (S1) que pour celui situé sur le versant de la Samina (S2). Cette distinction provient du fait que la couverture neigeuse est beaucoup plus importante sur le versant de la Samina en raison d'une différence d'orientation et d'altitude. De plus, la couverture neigeuse dans le versant de la Samina reste présente beaucoup plus tard dans la saison.
- La deuxième période débute le 29 avril 2001 et se traduit par une fonte généralisée dans le versant de la Samina. Le peu de neige tombée sur le versant du Triesenberg au cours de cet hiver avait déjà totalement disparu pendant le mois de mars. La période de fonte sur le versant de la Samina débute par une période sèche qui se traduit par un enrichissement en isotopes lourds. Par la suite, la composition isotopique des échantillons est fortement influencée d'une part par la fonte de la neige et d'autre part par les pluies qui viennent s'ajouter dans le lysimètre. Durant toute cette période, le lysimètre à neige situé sur le versant du Triesenberg prélève des échantillons de pluie uniquement, en raison de la fonte précoce d'une couverture neigeuse quasi inexistante pour ce versant en 2001.

Le $\delta^{18}\text{O}$ pour les exutoires (sorties)

La caractérisation du fonctionnement hydrogéologique des trois exutoires du versant du Triesenberg (points Q11, Q14 et Q16) et de l'exutoire du bassin versant de la Samina (point F1) permet les remarques suivantes (*cf. figure 6.19*):

- *Exutoire du bassin versant de la Samina (F1)*: Dès le 29 avril, ce point présente un appauvrissement significatif lors de la fonte massive de la couverture neigeuse sur l'ensemble du versant, traduisant un épuisement isotopique généralisé dans le bassin versant. Cet appauvrissement prend fin avec l'arrivée de nouvelles précipitations pluvieuses dès le 17 mai qui vont se mêler à la fonte de neige et provoquer des variations de la composition isotopique des eaux du versant en raison de la variabilité de la composition isotopique des eaux météoriques (*cf. annexe 3.04*). Des phénomènes d'enrichissement sont observés au début de la période d'échantillonnage (janvier et février) et doivent être mis en relation avec des phénomènes de sublimation sans apport météorique direct. En résumé, ce point présente une réponse isotopique tamponnée, dont les principales variations sont imputables à des phénomènes de fonte généralisée de la couverture neigeuse sur l'ensemble du versant de la Samina;
- *Exutoires du versant du Triesenberg (Q11, Q14 et Q16)*: Ces trois sources ont une réponse isotopique similaire, raison pour laquelle elles sont présentées ensemble. Ces trois exutoires sont illustrés par deux types de comportement successifs:
 - Le premier est influencé par des événements hydroclimatologiques qui permettent une infiltration directe sur le versant du Triesenberg (pluies, ou pluies et neige mélangées) et qui se traduit par une variabilité de la réponse isotopique des exutoires et une diminution de la conductivité électrique. Ce comportement est visible jusqu'à la fin du mois d'avril, date où débute la fonte généralisée sur le versant de la Samina et reprend dans le courant

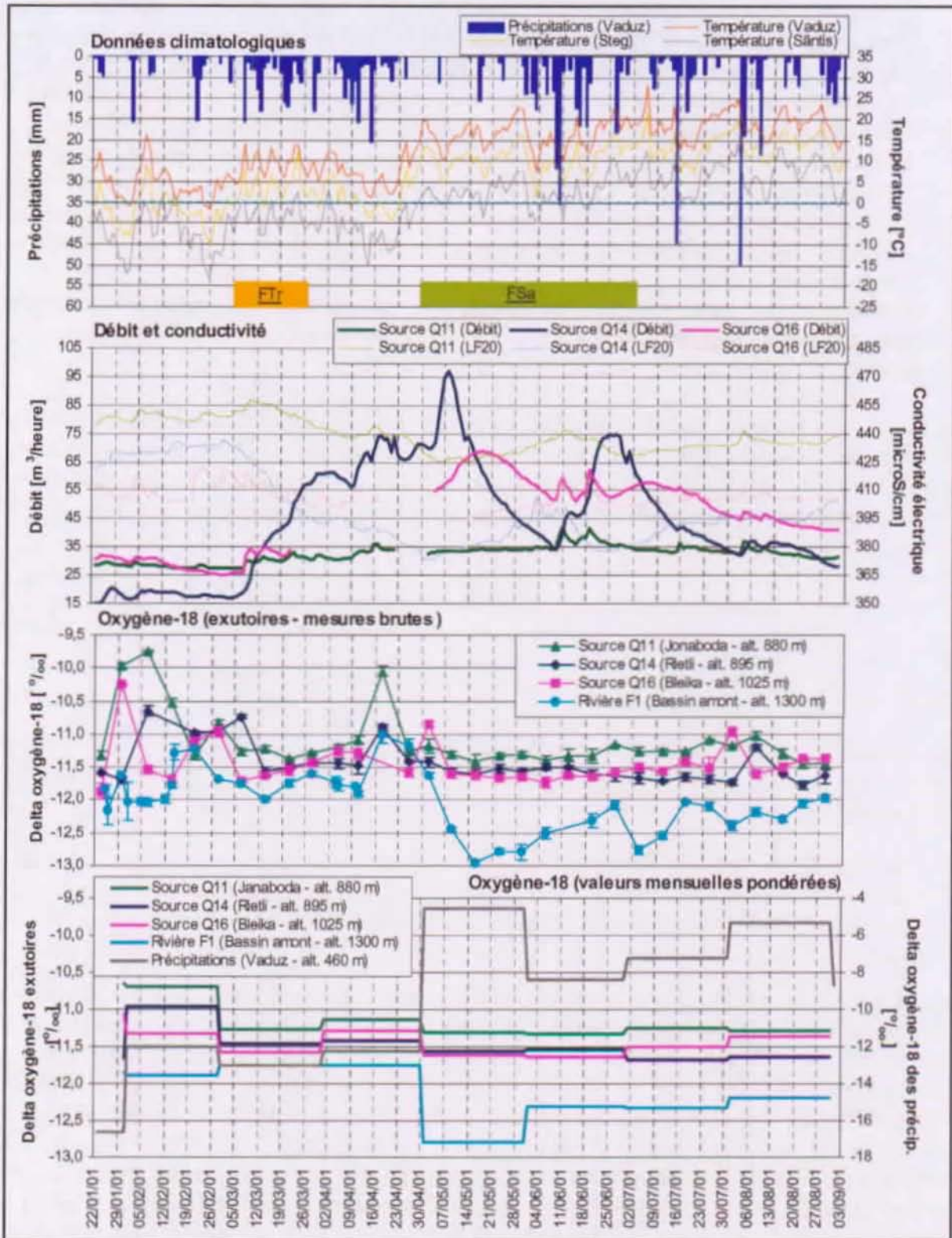


Figure 6.19: Synthèse des analyses isotopiques réalisée pour les exutoires du versant du Triesenberg et de la Samina. Les abréviations *FTr* et *ESa* correspondent respectivement à la fonte sur le versant du Triesenberg à la fonte généralisée sur le versant de la Samina. Cette figure permet d'illustrer la variabilité de la réponse isotopique des exutoires d'une part lorsque l'infiltration directe sur le versant du Triesenberg est dominée par des événements pluviométriques (janvier à avril et après le mois de juillet) et d'autre part lorsque les infiltrations sont consécutives à des phénomènes de fonte des neiges dans le versant de la Samina (mai à juillet).

du mois de juillet. Seule la période comprise entre le 12/03 et le 09/04 présente une réponse isotopique plus stable pour ces trois exutoires. Cette stabilité temporaire s'explique en raison d'un réchauffement des températures de l'air, ce qui permet une fonte partielle et temporaire de la couverture neigeuse sur le versant de la Samina. Par conséquent, un volume d'eau qui présente une composition isotopique tamponnée vient se mélanger aux infiltrations directes qui se produisent sur le versant du Triesenberg.

- Le second est très stable et correspond à des infiltrations consécutives à des phénomènes de fonte des neiges. La fonte généralisée qui se produit sur le versant de la Samina provoque une réponse isotopique des exutoires stables en raison du mélange entre les eaux qui proviennent du versant de la Samina et celles qui s'infiltrent directement suite à des apports météoriques.

Globalement, ces trois exutoires sont illustrés par une réponse isotopique moyennement tamponnée, traduisant une influence moyenne des événements hydroclimatologiques sur la réponse des exutoires.

A titre de validation du modèle conceptuel de la réponse des sources face aux événements hydroclimatologiques (cf. figure 6.17), le tableau 6.12 présente une analyse de la variabilité basée sur l'écart-type relatif de l'ensemble des données isotopiques à disposition. Trois classes de variations permettent également de différencier les exutoires (fortes, moyennes ou faibles).

Points	Ecart-type relatif	Nombre de mesure	Variabilité
Lysimètre à neige - S1	0.444	23	forte
Lysimètre à neige - S2	0.295	33	forte
Exutoire - Q11	0.038	32	moyenne
Exutoire - Q14	0.026	31	moyenne
Exutoire - Q16	0.028	31	moyenne
Rivière Samina - F1	0.038	38	moyenne

Tableau 6.12: Analyse de la variabilité de l'oxygène-18 sur la base de l'écart-type relatif.

La variabilité de la composition en oxygène-18 des eaux souterraines doit être considérée comme moyenne. Seul le résultat de la source Q11 est surprenant. En effet, ce point, considéré comme faiblement influencé par les infiltrations météoriques selon les analyses précédentes, présente une variabilité supérieure à celle obtenue pour les deux autres exutoires (Q14 et Q16). Cette différence met en évidence un mélange de deux réservoirs profonds distincts qui pourraient être alimenté par le bassin versant externe de la Samina pour le premier et par des infiltrations retardées sur le bassin versant du Triesenberg pour le second. Cette hypothèse n'est pas en contradiction avec les mesures géophysiques et les mesures hydrochimiques réalisées sur le versant. En effet, contrairement aux paramètres hydrochimiques, la composition isotopique des eaux varie plus ou moins linéairement avec l'altitude. Par conséquent, dans le cas où deux réservoirs ont des zones d'infiltrations à différentes altitudes mais dans un contexte hydrochimique similaire, la réponse isotopique sera différente de la réponse hydrochimique. De plus, la bonne stabilité de débit mesuré confirme cette hypothèse d'un mélange de deux aquifères profonds qui sont peu influencés par les événements hydroclimatologiques. Cette hypothèse doit encore être confirmée par le calcul de mélange présenté plus loin (cf. § 6.2.8.3).

6.2.8.2. RELATION ENTRE L'OXYGÈNE-18 ET L'ALTITUDE

La détermination du gradient local pour le versant du Triesenberg repose sur trois points: les précipitations mesurées à Vaduz et les lysimètres à neige S1 et S2. L'établissement de ce gradient (cf. figure 6.20) a été réalisé pour la fin de la période hivernale et la période de fonte généralisée des neiges dans le versant de la Samina (mois d'avril et de mai). Le fait de considérer des données de précipitation et de fonte des neiges ne pose pas de problème dans ce cas, car la station de Vaduz et le lysimètre S1 n'ont pas connu d'événements neigeux de longue durée. Par conséquent, les apports pour ces deux points se sont rapidement infiltrés.

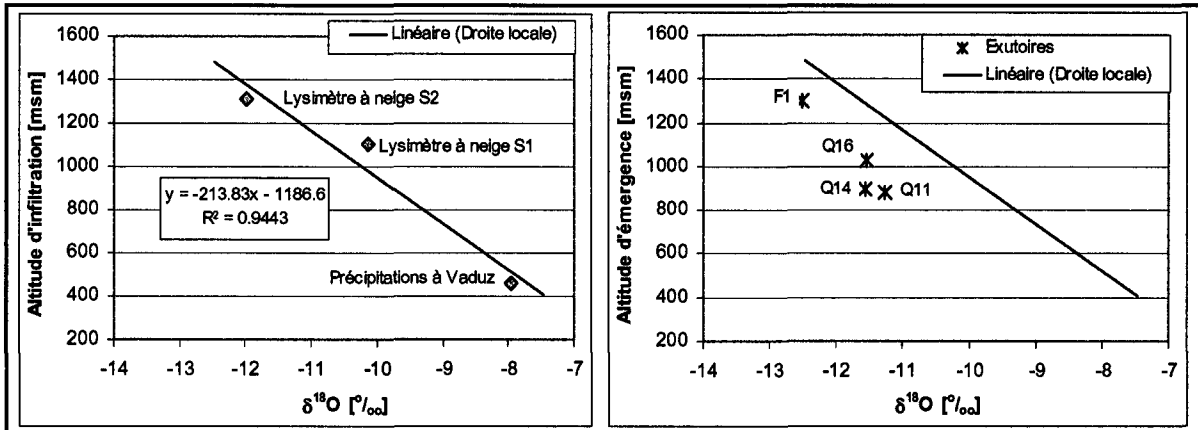


Figure 6.20: Représentation du gradient local pour le Triesenberg (à gauche) et report des différents points échantillonnés par rapport au gradient local (à droite). Le report des points sur la ligne météorologique locale du graphique de gauche, permet de lire directement l'altitude moyenne de la zone d'infiltration correspondant à la source. De cette manière, il est directement possible de mettre en évidence la différence entre l'altitude de la source et celle de son bassin d'alimentation.

Le gradient local obtenu pour cette période est donné par la relation suivante:

$$\text{Altitude} = -214 \delta^{18}\text{O} - 1187 \quad \text{avec } R^2 > 0.94 \quad \text{Equation 7}$$

Un gradient de 0.46‰ par 100 mètres est défini par la droite locale obtenue pour ce versant. Le tableau 6.13 met en relation l'altitude des exutoires et l'altitude d'infiltration obtenue.

Exutoires	$\delta^{18}\text{O} [‰]$	Altitude d'infiltration moyenne [msm]	Altitude de l'exutoire [msm]
Q11	-11.26	1221	880
Q14	-11.56	1285	895
Q16	-11.54	1281	1025
F1	-12.02	1491	1315

Tableau 6.13: Calcul de l'altitude d'infiltration moyenne des différents exutoires présents sur le versant du Triesenberg et de la Samina. Le versant du Triesenberg est caractérisé par une alimentation externe en provenance d'un bassin versant de plus haute altitude (> 1300 m) en plus des infiltrations directes sur le versant du Triesenberg. Par conséquent, il faut se garder d'une interprétation simple et considérer l'ensemble des connaissances hydrogéologiques acquises auparavant. Dans ce cas, deux zones d'alimentation au moins participent au fonctionnement hydrogéologique des exutoires. Par conséquent, l'altitude de ces deux bassins d'alimentation, pondérée par les volumes mis en jeu par chacun, correspond à l'altitude moyenne définie par cette approche.

6.2.8.3. CALCUL DE MÉLANGE

Les proportions des diverses composantes d'eau ont été évaluées sur la base des analyses isotopiques de l'oxygène-18 pour les trois exutoires du versant (cf. tableau 6.14). Sur cette base, nous avons estimé quantitativement la part des eaux infiltrées dans le bassin versant de la Samina et la part de celles infiltrées directement sur le versant du Triesenberg.

Cette approche permet de préciser, pour une période donnée, la proportion représentée par les infiltrations directes sur le versant du Triesenberg et celles d'origine externe. Ces résultats sont globalement cohérents avec l'ensemble des données illustrées précédemment. Toutefois, un suivi isotopique mensuel sur plusieurs cycles hydrologiques serait utile pour affiner ces calculs. En effet, d'une part notre campagne de mesures a eu lieu pendant une période hivernale relativement pauvre en précipitations et d'autre part elle ne comprend pas de période d'étiage qui permettrait de valider et quantifier de manière plus fine ces résultats.

<i>Exutoires</i>	<i>Infiltrations sur le versant du Triesenberg [%]</i>	<i>Infiltrations sur le versant de la Samina [%]</i>	<i>Total [%]</i>
Q11	75	25	100
Q14	45	55	100
Q16	50	50	100

Tableau 6.14: Evaluation de la part représentée par les écoulements de subsurface et par les écoulements profonds pour trois exutoires sur la base des analyses isotopiques de l'oxygène-18.

6.2.8.4. ESTIMATION D'UN TEMPS DE TRANSIT MOYEN AUX EXUTOIRES

Le temps de transit moyen calculé pour les exutoires du versant du Triesenberg sont relativement longs en comparaison avec les résultats obtenus par l'essai de traçage réalisé en 1999-2000 (cf. tableau 6.15). Toutefois, ce résultat permet d'expliquer les faibles quantités de traceur restitué après les trois mois de suivi. Il est en effet possible d'envisager une distribution très hétérogène des temps de transit au sein des aquifères du Triesenberg en relation avec les différents types de perméabilité qui caractérisent le milieu géologique (cf. § 6.1.1 et 6.2.1). Cette relation entre les temps de transit moyen et la distribution des temps de transit a été récemment analysée et illustre des distributions des temps de transit très différents de l'estimation des âges moyens (Etcheverry, 2001).

<i>Exutoire</i>	<i>Temps de transit moyens [années]</i>
Q11	6.5
Q14	4.5
Q16	5.5

Tableau 6.15: Estimation des temps de transit moyens des principaux exutoires.

6.2.9. SYNTHÈSE DE L'ANALYSE DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DU TRIESENBERG

Les analyses climatologiques, hydrologiques, hydrogéologiques, physico-chimiques et isotopiques ont fourni des résultats globalement cohérents et permettent de préciser le fonctionnement des écoulements souterrains à travers le versant du Triesenberg selon les conditions suivantes:

- Le bilan hydrique du bassin versant du Triesenberg présente une situation équilibrée sur un cycle hydrologique. Toutefois, certains mois illustrent un excès aux exutoires par rapport aux entrées évaluées, ce qui permet d'envisager l'existence d'une alimentation externe pour le bassin versant. Toutefois, cette alimentation externe possible doit être confirmée par des méthodes d'investigations complémentaires (suivi physico-chimique, essai de traçage, etc...);
- L'analyse des hydrogrammes enregistrés aux sources confirme que le régime des hautes eaux hydrogéologiques coïncide avec les hautes eaux hydrologiques (fonte des neiges) d'un bassin de plus haute altitude que celui du Triesenberg;
- L'analyse des débits caractéristiques d'étiage a mis en évidence l'importance quantitative représentée par ces débits d'étiage sur le volume total qui transite par les exutoires. Ceci illustre une influence relativement réduite des infiltrations météoriques directes sur le fonctionnement des exutoires. Ces débits d'étiage peuvent s'expliquer soit par des circulations profondes en provenance d'un bassin externe, soit par des circulations lentes au sein du bassin versant du Triesenberg en relation avec l'hétérogénéité de la distribution des perméabilités.
- Les deux essais de traçage réalisés ont d'une part permis d'évaluer la perméabilité à l'échelle du versant et d'autre part de valider l'existence de liens hydrogéologiques entre le versant instable du Triesenberg et le bassin externe de la Samina;
- Les exutoires du Triesenberg peuvent être caractérisés d'après la variabilité physico-chimique qu'ils présentent sur près de deux cycles hydrologiques. Cette caractérisation confirme que la majorité des exutoires présente un système d'écoulements souterrains mixte, influencé par le mélange entre des circulations retardées d'origine locales et externe avec des écoulements de subsurface directement alimentés par les infiltrations météoriques.
- Les analyses de l'oxygène-18 ont permis non seulement de valider la qualité des observations obtenues par les autres méthodes utilisées, mais également de les aborder d'une manière quantitative.

En résumé, notre approche hydrogéologique a permis de démontrer d'un point de vue qualitatif l'existence d'une alimentation externe depuis le bassin versant de la Samina qui participe à la recharge des aquifères du versant instable du Triesenberg. Cet aspect a pu être abordé de manière quantitative par les analyses isotopiques. Par conséquent, les écoulements souterrains ne se limitent pas exclusivement aux formations de subsurface sur le versant du Triesenberg, ce qui constitue un élément fondamental qui doit être pris en compte lors de la détermination des mesures d'assainissement qui devront être entreprises pour stabiliser ce versant instable. De plus, sur la base de l'ensemble des informations hydrogéologiques, une modélisation bidimensionnelle en coupe des écoulements souterrains va permettre d'apprécier le fonctionnement hydrogéologique de quelques exutoires par une simulation numérique des fonctions de transfert et de transport.

6.3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS

L'objectif de la modélisation des écoulements souterrains entreprise dans ce sixième chapitre est de valider la démarche méthodologique que nous proposons dans cette thèse. Pour cela, nous allons tester les hypothèses relatives au fonctionnement hydrogéologique du versant que nous avons développées tout au long de ce sixième chapitre. Par opposition au versant du Hohberg, la morphologie du versant et la forme du glissement du Triesenberg ne présentent à priori pas d'effets tridimensionnels complexes significatifs, raison pour laquelle nous avons abordé cette modélisation par un modèle bidimensionnel en coupe.

6.3.1. DESCRIPTION DU MODÈLE

Ce modèle bidimensionnel vertical (*cf. figure 6.21*) se base sur la structure hydrogéologique définie précédemment. Les gammes de conductivité hydraulique discutées au paragraphe 6.2.6 (*cf. figure 6.11*) ont été appliquées aux unités hydrogéologiques de ce modèle. Les mesures hydrogéologiques aux exutoires permettent de calibrer le modèle.

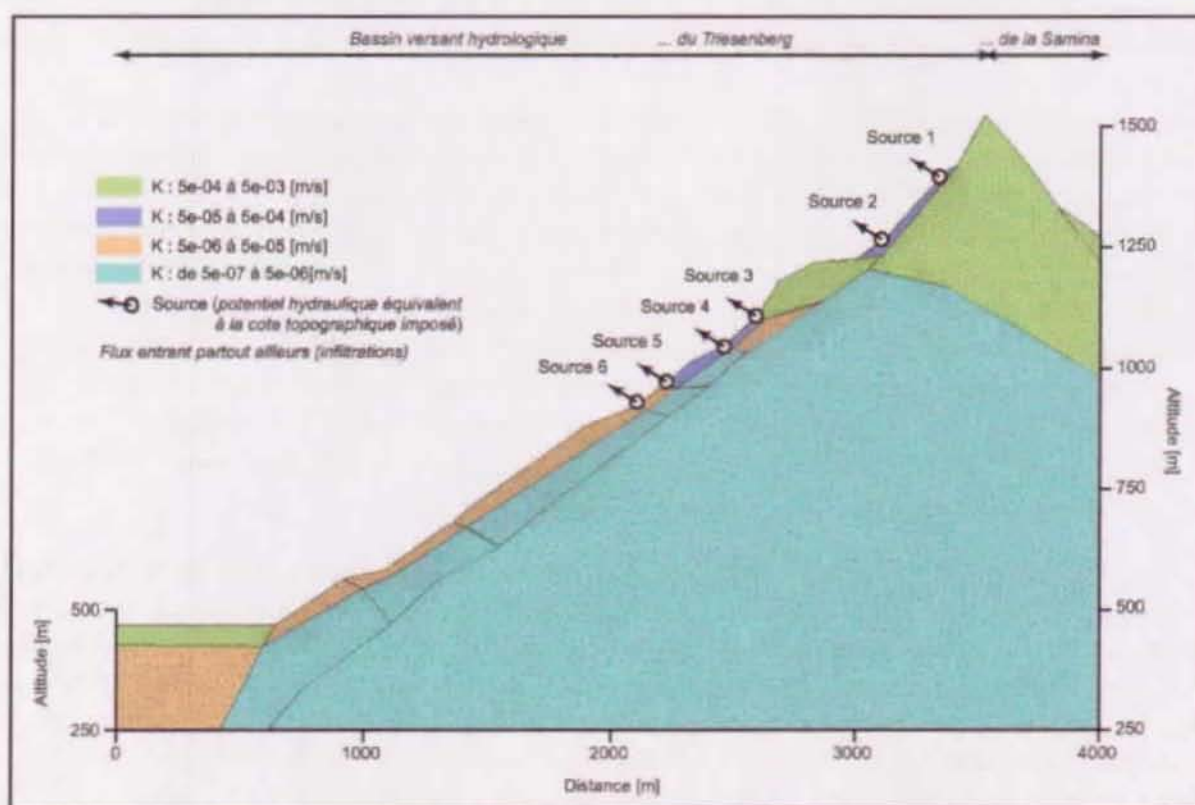


Figure 6.21: Géométrie du modèle numérique bidimensionnel en coupe pour le Triesenberg.

Les valeurs de conductivité hydraulique indiquées sur la figure représentent les gammes de valeurs admises comme cohérentes pour le versant et ont été utilisées pour réaliser les différentes simulations. Les sources indiquées sur le modèle présentent les analogies suivantes avec celles du versant: Source 1 avec Q37, Source 2 avec Q35 et Q38, source 3 avec Q16 et Q17, source 4 avec Q18 et Q19, source 5 avec Q13, Q14, Q14.1 et Q14.2 et source 6 avec Q9, Q11 et Q12.

Les conditions aux limites ont été définies de la manière suivante:

- Des potentiels hydrauliques appliqués à la surface topographique avec la cote altimétrique correspondant pour représenter les exutoires du glissement, la rivière de la Samina et l'aquifère alluvial de la plaine du Rhin;
- Des flux entrants pour simuler la recharge, déterminés sur la base des mesures in-situ à disposition (régime transitoire).

Les simulations sont réalisées en régime transitoire pour un milieu non saturé afin de mieux prendre en compte les conditions réelles du versant. Les relations constitutives qui régissent les écoulements en milieu non saturé ont été reprises du modèle du Hohberg (cf. § 5.3.1.2). La bonne correspondance des formations géologiques rencontrées sur le site a été confirmée par l'établissement d'une relation empirique entre la résistivité électrique des formations et leurs perméabilités évaluées en forage pour le versant du Triesenberg (*Bernasconi, communications orales*) qui correspond assez bien à celle obtenue pour le glissement du Hohberg.

Dans un premier temps, nous avons simulé les écoulements souterrains pour la période comprenant la crue exceptionnelle d'août 2000 (cf. § 6.2.2.1). Les mesures en continu réalisées aux exutoires ont permis de calibrer ces modèles. Une simulation de la période hivernale 2001, pour laquelle les débits sont pris en compte par le modèle permettra de valider ces simulations. Une calibration est ensuite testée sur la base d'un modèle couplé écoulement-transport sur la base de la composition isotopique des sources.

Les simulations de transport basées sur les isotopes stables de l'oxygène-18 présentent un intérêt particulier pour aborder la validation des modèles numériques et des hypothèses conceptuelles. En effet, l'oxygène-18 est un traceur parfait, et qui plus est naturel. De plus, il n'implique pas l'organisation d'une injection sur le terrain contrairement aux traceurs artificiels, ce qui peut devenir rapidement complexe et coûteux dans le contexte des instabilités de versant. Les dispersivités longitudinale (α_L) et transversale (α_T) ont été déterminées selon les mêmes critères que pour la simulation réalisée pour le versant du Hohberg (cf. § 5.3.3).

6.3.2. RÉSULTATS

6.3.2.1. SIMULATION DE LA RÉPONSE HYDRAULIQUE

Le but premier de ces simulations numériques étant de valider notre démarche méthodologique, nous nous sommes limités à tenter de reproduire la réponse de deux types d'exutoires distincts (cf. figure 6-22). Par ailleurs, un tel modèle bidimensionnel vertical ne permet pas de simuler l'ensemble des exutoires du versant sur la base d'un seul modèle numérique. Toutefois, le modèle bidimensionnel réalisé pour le versant du Triesenberg peut être déplacé le long du versant, sans modifier sa structure, mais en changeant simplement les paramètres hydrauliques pour pouvoir simuler la réponse d'autres exutoires présents sur le versant.

Les premiers tests ont permis de simuler la réponse hydraulique de la crue consécutive à l'événement pluviométrique du 6 août 2000 pour deux types d'exutoires (cf. figure 6.22, images du haut). La calibration de ces premiers modèles se base sur la confrontation du débit calculé avec le débit mesuré. Dans ce cas, le débit simulé ne correspond pas directement au débit mesuré; il doit être pondéré par un facteur représentatif de la surface des zones d'infiltration dans le système aquifère. A titre de validation, nous avons repris la structure et les paramètres du modèle numérique correspondant à la simulation de l'événement pluviométrique du 6 août 2000 pour

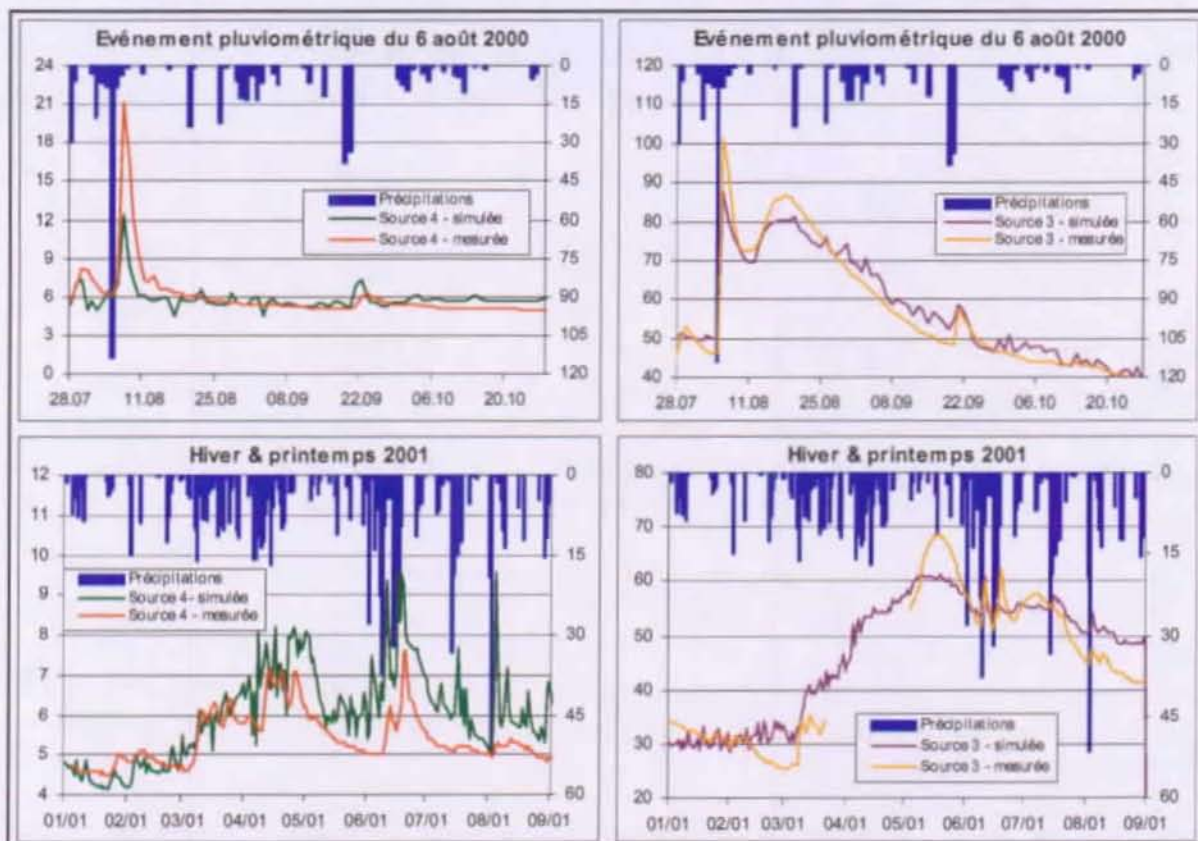


Figure 6.22: Résultats de la simulation de la crue d'août 2000. Pour chaque graphique, l'axe vertical de gauche correspond au débit en mètres cube par heure et celui de droite illustre les précipitations en millimètres par jour. L'ajustement des courbes simulées se base dans ce cas sur la confrontation avec les données de débits mesurés en continu.

simuler l'influence de la fonte des neiges de l'hiver 2001 dans le bassin versant de la Samina. En raison du caractère méthodologique de cette approche numérique préliminaire, nous n'avons consacré qu'un temps limité à la calibration des simulations sur la base du débit des sources. Par conséquent, l'ajustement des débits simulés avec ceux mesurés sur le terrain est approximatif. Les résultats obtenus sont satisfaisants (cf. figure 6.22, images du bas), bien qu'un peu différents des résultats mesurés sur le terrain. Une calibration plus fine de ce modèle nécessite un investissement en temps qui n'a pas été estimé indispensable pour atteindre les objectifs fixés par cette thèse en terme de modélisation.

Les tests de sensibilité effectués sur ce modèle bidimensionnel vertical montrent que la sensibilité hydrogéologique du modèle numérique peut être significative sur la base de modifications des paramètres ou des conditions aux limites du modèle. Dans ce cas, cette sensibilité ne remet pas en cause la calibration de nos simulations en raison de la bonne connaissance des paramètres que nous avons pu acquérir sur le terrain, notamment par essai de traçage.

6.3.2.2. ESTIMATION DES APPORTS DE CHAQUE BASSIN VERSANT

L'estimation quantitative des apports en eau souterraine de chaque bassin versant (Triesenberg et Samina) est basée sur le «particle tracking» et le bilan hydrique (cf. tableau 6.16). Le particle tracking, qui permet de suivre le cheminement d'une particule d'eau lâchée dans le domaine, est utilisé pour délimiter les zones d'alimentations de chaque exutoire du modèle numérique. En-

suite, il s'agit d'effectuer un calcul de bilan hydrique sur les noeuds correspondant à chacune des zones d'infiltrations d'une source pour déterminer la quantité d'eau infiltrée. La précision du résultat obtenu par ce procédé est dépendant du degré d'affinage du maillage. En effet, la précision du cheminement d'une particule d'eau déterminé sur la base du *particle tracking* dépend de la taille des éléments qui constituent le modèle. De plus, la précision du calcul de bilan hydrique sur un noeud, dépend de la zone d'influence de celui-ci. Cette zone d'influence est intimement liée à la taille de l'élément. En effet, si la limite entre deux secteurs d'infiltrations distincts passe entre deux noeuds dans le modèle, la précision du calcul de bilan sera intimement liée au degré d'affinage du secteur concerné.

Points	TR - 2000	SA - 2000	TR - 2001	SA - 2001
Source 3 (analogie avec Q16)	65	35	70	30
Source 4 (analogie avec Q19)	90	10	40	60

Tableau 6.16: Estimation quantitative des apports en eau souterraine de chaque versant exprimée en pourcent.

Ces résultats permettent les remarques suivantes. La mention des types d'écoulement fait référence à la figure 6.18 présentée au paragraphe 6.2.4.2:

- Le second pic qui apparaît pour la source 3 de la simulation de l'événement pluviométrique d'août 2000 (*cf. figure 6.22, image en haut à droite*) s'obtient majoritairement (65%) par des écoulements retardés en provenance du versant du Triesenberg (**type-C1**);
- Les pics de forte amplitude et de durée limitée comme celui observé lors de la crue du 6 août 2000 pour la source 3 s'expliquent par des apports directs de subsurface (**type-B**), confirmant les hypothèses développées au § 6.2.5.2;
- Un exutoire comme celui simulé par la source 4 présente une variabilité significative pour les bassins d'infiltration des eaux souterraines entre une période estivale (simulation 2000) et une période de fonte des neiges (simulation 2001). Cette variabilité traduit une forte sensibilité de l'organisation des écoulements souterrains en fonction des conditions hydroclimatologiques saisonnières. Cette variabilité saisonnière avait été pressentie par des observations sur le terrain (*Bernasconi, communications orales*).

La comparaison de ces estimations quantitatives est cohérente avec les calculs de mélange basés sur les données isotopiques (*cf. § 6.2.8.3*) entre le point 3 et la source Q16, seul point commun entre les analyses isotopiques et la simulation des écoulements souterrains. Cette concordance permet de démontrer la bonne cohérence entre les différentes méthodes abordées pour cette étude hydrogéologique du versant du Triesenberg.

6.3.2.3. MODÈLE DE TRANSPORT BASÉ SUR LES ANALYSES ISOTOPIQUES

La reconstitution d'une courbe simulée passant par les points obtenus par les mesures en laboratoire est assez grossière (*cf. figure 6.23*). Cette courbe présente une évolution plus tamponnée que les mesures de laboratoire. Cette différenciation provient du fait que notre modèle procède à une simulation en mode transitoire à petits pas de temps, la sauvegarde correspondant à un pas de temps d'un jour, alors que les données isotopiques à disposition pour les précipitations sont des valeurs mensuelles. Par conséquent, les événements extrêmes sont fortement tamponnés, ce qui explique le manque de précision de notre calibration. Ce résultat ne constitue pas une limite de notre approche méthodologique, mais bien un problème d'acquisition de données sur les en-

trées dans le domaine. En effet, cet exemple illustre la nécessité de disposer de chroniques de mesures des entrées qui soient en adéquation avec la fréquence des données aux exutoires. Par conséquent, il est recommandé de bénéficier de données événementielles pour établir une simulation à faible pas de temps. Si de telles données ne sont pas disponibles, et que l'on procède à une simulation telle que nous l'avons faite ici, une réponse lissée sera logiquement obtenue. Cette réponse est globalement correcte, toutefois elle ne permet pas de reproduire les événements extrêmes.

Pour cet exemple, la réponse simulée est admissible en relation avec l'objectif méthodologique de ce modèle. Malgré un «lissage relatif» de la réponse simulée, ces résultats sont globalement cohérents avec l'ensemble des investigations menées sur ce glissement et permettent de valider la qualité des hypothèses conceptuelles énoncées pour caractériser le fonctionnement des exutoires du versant, tout en abordant leurs aspects quantitatifs.

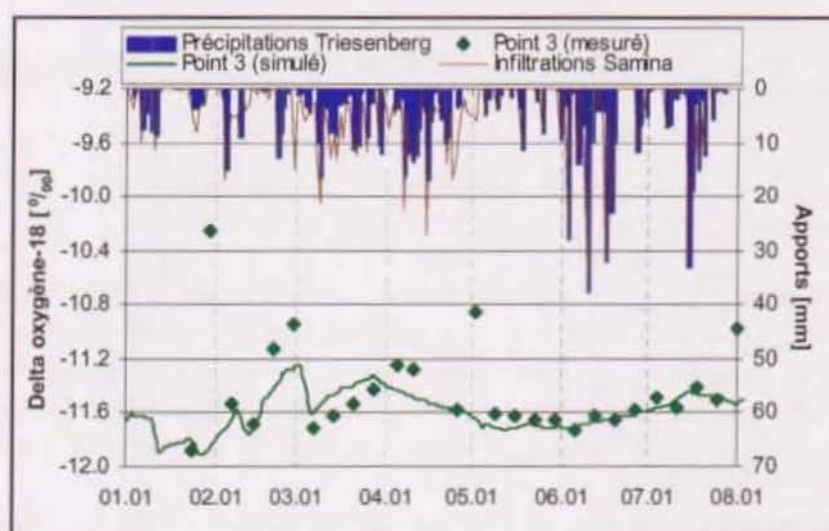


Figure 6.23: Comparaison entre les courbes d'oxygène-18 simulées et les analyses en laboratoire. Les valeurs extrêmes mesurées mettent en évidence des événements hydroclimatologiques particuliers à court terme, qui sont complètement masqués par la fréquence mensuelle des entrées dans le système que nous avons utilisés pour cette simulation.

6.3.2.4. APPORT DU MODÈLE BIDIMENSIONNEL EN COUPE

Ce modèle bidimensionnel vertical est utilisé pour confirmer les hypothèses conceptuelles proposées sur la base des investigations hydrogéologiques de terrain. Il est possible par cette approche numérique d'apprécier qualitativement et quantitativement les relations hydrogéologiques entre quelques exutoires typiques du versant du Triesenberg et les zones d'alimentation (infiltrations directes et retardées sur le versant ou infiltrations depuis le bassin versant externe de la Samina). Nous pouvons de cette manière préciser l'origine des pics correspondant au type-C par exemple (*alimentation retardée cf. § 6.2.4.2*) avec des arguments pour déterminer ceux qui s'apparentent au type-C1 (alimentation locale) ou au type-C2 (alimentation externe) ce qui n'est pas possible sur la base des données de terrain.

Les résultats obtenus sont cohérents avec l'ensemble des données à disposition. Cependant, un travail minutieux de calibration doit être entrepris pour ce modèle si l'on vise à déterminer avec précision des situations hydrogéologiques extrêmes dans le but d'évaluer leurs conséquences sur le processus d'instabilité.

La calibration proposée sur la base du transport des isotopes stables de l'eau valorise de telles investigations qui, non seulement permettent d'aborder conceptuellement le fonctionnement hydrogéologique du versant, mais également de le calibrer ou de le valider lors d'une phase de simulation numérique des écoulements souterrains. De cette manière, nous pouvons également valider la démarche méthodologique adoptée pour cet exemple.

6.3.3. SYNTHÈSE DE LA SIMULATION NUMÉRIQUE DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS

La simulation numérique des écoulements souterrains se présente à nouveau comme un outil performant pour confirmer ou rejeter des hypothèses établies par les approches de terrain ou de laboratoire comme nous le mentionnions déjà lors notre analyse du versant du Hohberg (*cf.* § 5.3.4). Les résultats obtenus pour ce versant de la Samina peuvent se résumer par:

- La possibilité de reconstituer numériquement des réponses complexes d'exutoires qui mettent en jeu des zones d'alimentation multiples en provenance de secteurs d'infiltrations situés dans des bassins versants distincts;
- L'estimation quantitative des apports en eau souterraine de chaque versant, ou zones d'infiltration préférentielles, participant à l'alimentation des exutoires;
- La caractérisation du type de réponse observée aux exutoires par les mesures en continu. Dans ce cas, nous avons choisi de nous limiter à considérer uniquement les données de débit et transport sur la base de l'oxygène-18. Toutefois, il est tout à fait possible d'utiliser les paramètres physico-chimiques tels que la conductivité électrique ou la température de l'eau ou encore la concentration des ions majeurs pour valider les modèles d'écoulements.

6.4. CONCLUSION

Les travaux décrits dans ce sixième chapitre constituent une deuxième étape pour la validation de la démarche méthodologique proposée dans le cadre de cette thèse. Elle démontre la possibilité d'aborder un contexte hydrogéologique totalement différent du précédent (*cf. chapitre 5*) avec le même succès pour évaluer les processus hydrogéologiques qui caractérisent les conditions d'écoulements souterrains à travers ce versant du Triesenberg.

Le versant du Triesenberg est dominé par des formations carbonatées fracturées qui alimentent en eau souterraine depuis un bassin versant externe, par l'intermédiaire d'un réseau de fractures, les sources du versant du Triesenberg. Le calcul du bilan hydrique met en évidence un excès d'eau aux exutoires de manière temporaire, ce qui laisse soupçonner l'existence de l'alimentation externe au bassin versant hydrologique. Les hydrogrammes obtenus par l'enregistrement en continu pour les paramètres hydrogéologiques mesurés aux principaux exutoires, confirment l'hypothèse d'une alimentation externe de plus haute altitude. En effet, les hautes eaux hydrogéologiques des exutoires, consécutives à la fonte des neiges, présentent plusieurs semaines de retard par rapport à la fonte qui se produit sur le versant du Triesenberg et se corrèlent avec la fonte qui se produit sur le versant de la Samina. La réalisation d'un essai de traçage a valide qualitativement l'existence de liens hydrogéologiques entre les exutoires du versant du Triesenberg et un bassin versant externe de plus haute altitude constitué par la vallée de la Samina.

L'analyse de la variabilité des données physico-chimiques et isotopiques acquises aux exutoires montre que les écoulements souterrains sont mixtes, composés d'une part d'écoulements rapides de subsurface et, d'autre part d'écoulements retardés (locaux et/ou externes) qui se dévelop-

pent dans des formations de subsurface à perméabilités variables et plus faibles. La simulation numérique des écoulements souterrains est utilisée pour quantifier les apports de chaque versant pour deux types d'exutoires particuliers. La validation de ces modèles numériques est notamment abordée par des fonctions de transport, ce qui valorise les nombreuses analyses réalisées pour cette étude.

Cette analyse du versant du Triesenberg démontre notamment l'intérêt des analyses isotopiques lorsque le contexte général du versant présente des variations importantes d'altitude ou lorsque les secteurs d'infiltrations se situent à des altitudes différentes. De plus, l'apport des possibilités offertes par la simulation des écoulements souterrains peut être appliqué de manière relativement simple, sans recourir systématiquement à des modèles tridimensionnels. De plus, ces temps de calcul sont réduits quasiment de jour en jour avec le développement de la capacité des ordinateurs personnels que l'on connaît aujourd'hui.

Par ailleurs, la conjonction de cette analyse à d'autres études de ce type, notamment celle que nous avons réalisée sur le versant du Hohberg, ouvre des perspectives quant à l'établissement d'une typologie hydrogéologique des versants rencontrés à travers le plateau suisse et l'arc alpin. L'objectif d'une telle typologie est de pouvoir proposer une approche méthodologique type et des outils d'analyses spécifiques en fonction des différents types de processus hydrogéologiques qui caractérisent les versants et modifient leur stabilité. L'établissement de cette typologie hydrogéologique constitue à terme un des aboutissements de ce projet qui, en l'état, présente un ensemble d'analyses utiles à l'établissement du fonctionnement hydrogéologique au sens large d'un versant. Toutefois, tous les points proposés ne doivent pas nécessairement être abordés pour parvenir à ce but, et ce en relation directe avec le contexte hydrogéologique du versant, comme nous allons le voir avec l'exemple de l'analyse du versant de Peney présentée au chapitre suivant.

6.4.1. IMPLICATIONS POUR L'ASSAINISSEMENT

Notre analyse hydrogéologique du versant du Triesenberg a permis d'apprécier qualitativement et quantitativement les écoulements souterrains au sein du versant. De cette manière, nous avons pu déterminer l'existence d'une alimentation externe significative, qui est intimement liée aux phases saisonnières de réactivation que l'on observe sur ce versant du Triesenberg. Par conséquent, un projet d'assainissement de ce versant doit avoir l'objectif de prélever les eaux souterraines qui proviennent de ce bassin versant externe. Par ailleurs, la complexité des réseaux d'écoulement de subsurface sur le versant du Triesenberg reste un facteur encore mal compris malgré la délimitation de structures perméables chenalisées à l'amont des principaux secteurs sourciers. En effet, la réalisation d'un forage subhorizontal au coeur d'une de ces structures chenalisées s'est révélée non productive. A notre avis, cette expérience met en évidence l'influence de la fracturation du substratum rocheux qui modifie de manière significative les écoulements de subsurface dans le versant. Ces fractures doivent jouer localement un rôle de drains naturel de ces structures chenalisées, puis un peu plus loin, le rôle de zones d'alimentation de ces mêmes structures. Par conséquent, les réseaux de circulation souterraines au sein du versant du Triesenberg sont très complexes et encore mal déterminées dans les terrains de couverture du versant du Triesenberg.

Tous ces aspects doivent être pris en compte pour évaluer l'efficacité d'une solution pour assainir le versant. A notre avis, une solution efficace pour assurer la stabilité du versant et la garantir à long terme consiste à creuser une galerie dans le substratum rocheux pour récolter la plupart des eaux souterraines en provenance du bassin versant externe de la Samina. La réalisation

d'une galerie offre l'avantage de drainer efficacement les eaux souterraines d'un massif, mais également de pouvoir réaliser des drains forés depuis la galerie dans les secteurs les plus sensibles (zones fracturées) que l'on pourra observer directement dans cette galerie. Cette solution constitue une solution efficace à long terme qui donne la possibilité en tout temps de rajouter des nouveaux drains forés si cela s'avère nécessaire pour un coût limité. A notre avis, cette galerie devrait être creusée depuis le versant du Triesenberg dans la partie supérieure des flyschs du Liechtenstein ou à la base de la nappe de Falknis à proximité des secteurs de Steinort-Lavadina et à l'aval de Gnalp. Cette réalisation permettra de drainer les eaux souterraines dans les formations carbonatées fracturées sus-jacentes. L'efficacité de cette solution devrait être testée sur la base d'un modèle numérique hydrogéologique. Toutefois, cette ultime étape ne faisant pas partie de notre mission sur ce versant, nous ne l'avons pas réalisée dans le cadre de cette thèse. De plus, un impact important consécutif à une telle réalisation est inévitable sur le comportement hydrologique et hydrogéologiques du versant. Il est par conséquent indispensable de se préoccuper préalablement de cet effet avant de procéder aux travaux d'assainissement.

L'option d'aborder l'assainissement de ce versant par des forages subhorizontaux est beaucoup plus difficile à envisager en raison de la complexité des réseaux d'écoulement qui caractérise le versant du Triesenberg. Par conséquent, un risque élevé de réaliser des forages non productifs subsiste, raison pour laquelle nous ne recommandons pas cette solution.

7. ANALYSES GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DU VERSANT DE PENEY

Le versant de Peney s'étend le long des berges du Rhône à une dizaine de kilomètres à l'aval de la ville de Genève sur la commune de Satigny (*cf. carte de situation à l'annexe 7-01*). Il constitue une falaise qui surplombe d'une part l'usine d'incinération des Cheneviers installée exactement face à l'instabilité et d'autre part le barrage de Verbois qui se trouve à moins d'un kilomètre vers l'aval. Au pied du glissement, le Rhône s'élargit progressivement pour former le lac de retenue du barrage. La morphologie du glissement est marquée par une zone de rupture en versant raide d'environ 30° qui se poursuit par une zone de transit et de dépôt moins pentue et un front qui rejoint progressivement la berge du Rhône avec une inclinaison moyenne de 9°. Le pied et le front du glissement sont couverts de buissons, d'arbustes et de quelques arbres, alors que des pâturages laissés à l'abandon occupent la zone de rupture. La niche d'arrachement longe le bord supérieur de la falaise, affectant une route communale marquée par de nombreuses fissures de tension.

7.1. ANALYSE STRUCTURALE

7.1.1. CADRE GÉOLOGIQUE

Le glissement de Peney se développe au sein de formations quaternaires d'origine glaciaire, composées de moraines et d'alluvions glacio-lacustres, résultant du glacier du Rhône. Ce glacier en se retirant a laissé des moraines rhodaniennes qui tapissent irrégulièrement les versants jusqu'aux sommets les plus élevés (*Achard & Jayet, 1967; Reynaud & Chaix, 1981*). Le glissement de Peney affecte les formations quaternaires suivantes (de haut en bas):

- Une formation de retrait würmien (6d);
- Des intercalations limono-sableuses et limono-argileuses (6b-e & 8b)
- Une moraine würmienne (7d);
- Un niveau de sable propre (8b);
- L'Alluvion ancienne (9a).

La molasse chattienne (15) constitue le soubassement rocheux de cet ensemble.

Les indications mentionnées entre parenthèses proviennent de la nomenclature issue de la classification des sols genevois (*cf. annexe 7-02*). Cette classification est basée sur une analyse statistique des paramètres hydrogéologiques et géotechniques des différents sols de la cuvette genevoise qui sera reprise tout au long de ce chapitre (*GADZ-SCG, 1993*).

7.1.1.1. LA MOLASSE CHATTIENNE (15)

Il s'agit de la Molasse d'eau douce inférieure (USM) qui comprend de bas en haut:

- **Des marnes et grès bariolés** ou marnes bariolées (*Kissling, 1974*), également appelés Molasse rouge. Cette unité d'âge Oligocène supérieur présente une puissance de 250 à 950 m. La variation du niveau de la nappe phréatique dans les sédiments déposés en milieu subaérien a provoqué une remobilisation et une précipitation d'hydroxydes de fer dans les

marnes et les sables (*Fasel, 1986*). La lithologie, la faune et la flore de cette formation témoignent de dépôts de plaine d'inondation parcourus par des systèmes fluviaux méandri-formes, accumulés dans un bassin fortement subsident et sous un climat tropical à tendance sèche (*Angelillo, 1987*).

- **Des marnes et grès gris à gypse.** Cette unité d'âge Oligocène sommital et Miocène basal présente une lithologie très variée, avec des faciès détritiques fins (60%), grossiers (20%) et évaporitiques (20%) (*Jenny et al., 1995*). Le faciès évaporitique est d'origine exclusivement continentale et est constitué de dolomie et d'anhydrite (*Angelillo, 1987; Rigassi, 1957*).

Perméabilité intrinsèque de la formation

Cette formation est caractérisée comme semi-perméable à imperméable (*selon la terminologie de Castany, 1982*). L'architecture tectonique du bassin genevois, héritée de la structure du socle anté-alpin (*Donzeau et al., 1997b*), est dominée par la formation de plis de couverture parallèles à des grands chevauchements d'axe SW-NE. Par conséquent, la détermination d'une perméabilité secondaire pour cette formation n'a aucun sens. Le plongement axial régional de cette formation molassique est régulier dans le secteur du glissement de Peney et s'oriente vers le sud, en direction du Rhône, avec une inclinaison moyenne de 5°.

7.1.2. LE QUATERNAIRE

7.1.2.1. FORMATIONS DE RETRAITS ET INTRAMORAINIQUES (6-8)

Cette formation glacio-lacustre se caractérise dans le secteur du glissement de Peney par un faciès fin issu de la décantation au fond des lacs. Il est généralement argileux, limoneux ou parfois sableux, et présente des structures finement litées horizontalement et varvées. Localement, des éléments lâchés par de la glace flottante sont présents dans ce faciès qui constitue la majeure partie du glissement de Peney avec une puissance d'environ 15 m (*Monjuvent & Nicoud, 1988*).

Perméabilité intrinsèque de la formation

Cette formation est caractérisée comme semi-perméable à imperméable à l'échelle régionale. Toutefois, l'apparition de dépôts plus grossiers peut induire localement une augmentation de la perméabilité.

7.1.2.2. LA MORAINÉ WÜRMIENNE (7)

Cette formation correspond à une moraine de fond rhodanienne et présente une matrice argilo-sablo-graveleuse gris sombre à noire, abondante, massive et sans structure. Cette matrice em-balle des éléments peu anguleux, dont la taille ne dépasse jamais 0.30 m de diamètre. La composition des éléments de cette formation varie entre 35-55% de calcaires, 20-50% de roches cristallines, 10-20% de grès plus quelques quartzites, roches vertes et brèches (*Achard & Jayet, 1967; Armand, 1978*). Sa puissance dans le secteur du glissement atteint 10 à 15 mètres.

Perméabilité intrinsèque de la formation

Comme la formation de retrait würmien, cette formation morainique est caractérisée comme semi-perméable à imperméable à l'échelle régionale. Toutefois, la distribution des perméabilités est variable en relation avec la lithologie. Elle sera logiquement plus élevée dans les faciès sableux qui peuvent apparaître localement.

7.1.2.3. L'ALLUVION ANCIENNE (9)

Cette formation, appelée «Alluvion ancienne» dans le bassin genevois, est composée d'un cailloutis à galets arrondis ou émoussés, d'aplatissement médiocre. La taille des éléments est de l'ordre de 0.20 à 0.25 m à la base de la formation et augmente dans la partie supérieure pour atteindre une dimension parfois métrique. La matrice graveleuse peut former des lentilles ou des bancs d'épaisseur métrique. Dans sa partie inférieure, des intercalations de matériaux fins, sableux ou silteux, plus ou moins argileux et plastiques peuvent apparaître (*Joukowsky, 1941*). Cette formation est agencée en lits massifs mal individualisés et subhorizontaux avec des structures chenalisées typiquement fluviales. La composition pétrographique des éléments qui compose l'Alluvion ancienne est constituée de 35 à 45% de roches cristallines (5 à 8% de roches vertes), de 30 à 40% de calcaires divers, de 10% de quartzites et de 10% de grès et de brèches (*Reynaud, 1982*). Cette formation se biseaute à environ 250 m en amont du glissement en suivant approximativement le tracé de la voie de chemin de fer (*cf. annexe 7-01*) et présente une puissance de l'ordre de 8 à 10 mètres dans le secteur du glissement.

Perméabilité intrinsèque de la formation

Cette formation graveleuse est caractérisée comme perméable à l'échelle régionale. Elle contient un aquifère important, alimenté par la rivière «La Versoix» située à une dizaine de kilomètres au NE de Peney (*SCG, 2001*).

7.1.2.4. RECONNAISSANCES DIRECTES EN PROFONDEUR

Un nombre relativement élevé de sondages carottés a été réalisé le long des berges du Rhône dans le secteur du glissement de Peney depuis le début des années trente, raison pour laquelle des investigations géophysiques n'ont pas dû être entreprises pour atteindre les objectifs de cette étude. La surface du glissement a été mise en évidence par des mesures inclinométriques réalisées depuis 1993 dans deux sondages et une paramétrisation géotechnique et hydrogéologique issue de la classification des sols genevois a pu être admise pour l'ensemble des formations quaternaires qui composent le corps du glissement. La structure géologique du versant est illustrée par le profil présenté à la figure 7.1.

7.1.3. SYNTHÈSE

Le glissement de Peney affecte une formation de retrait würmien limono-argileuse grossièrement stratifiée. Des intercalations limono-sableuses ou limono-argileuses apparaissent à la base de cette formation qui se termine par une couche de sable propre contenant un aquifère de subsurface. Cette dernière surmonte une moraine würmienne limono-argileuse contenant des éléments alpins de taille gravier. Un second niveau de sable propre sépare la moraine würmienne de l'Alluvion ancienne, constituée d'un cailloutis morainique aquifère riche en graviers dans une matrice sablo-limoneuse. La molasse chattienne constitue le soubassement rocheux et se présente comme une marne grise, parfois finement gréseuse. Cachés par la masse glissée, la moraine würmienne et les sables intramorainiques sont également affectés par l'instabilité. La rupture de pente qui sépare les deux parties du glissement se trouve en bonne concordance avec les affleurements de l'Alluvion ancienne situés de part et d'autre du glissement.

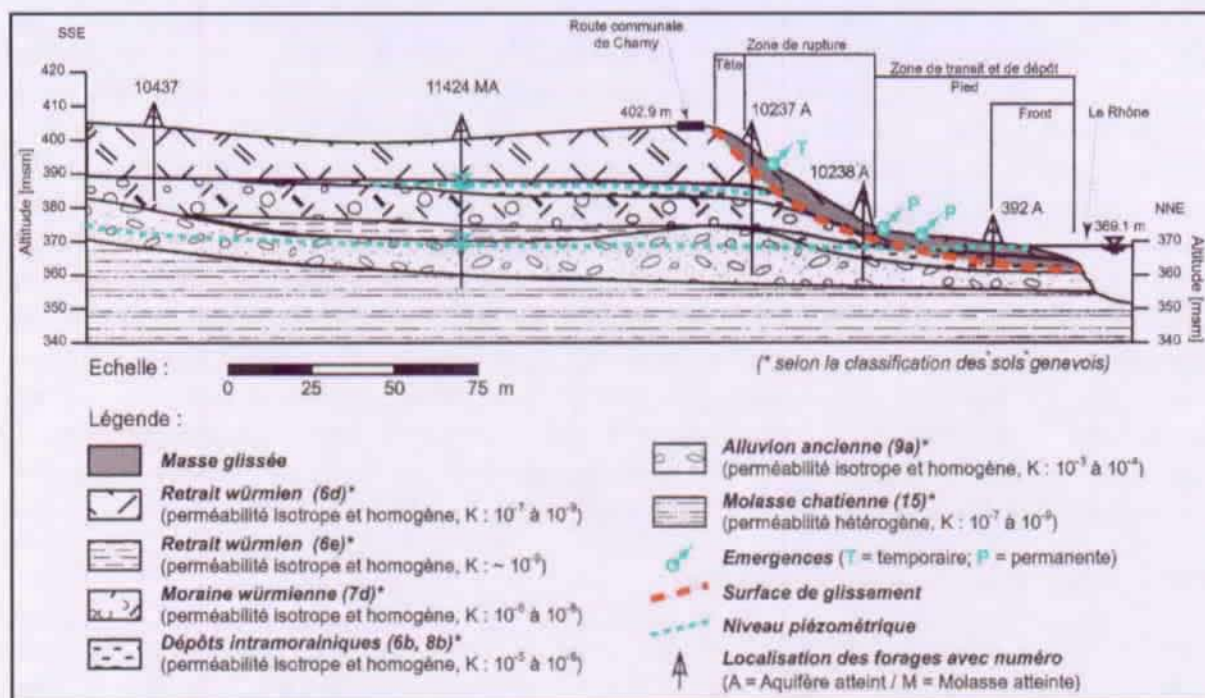


Figure 7.1: Profil hydrogéologique longitudinal du versant de Peney. La trace de ce profil est mentionnée sur la carte hydrologique à la figure 7.3. Les perméabilités sont tirées de GADZ-SCG, 1993.

7.2. ANALYSES DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE

7.2.1. MODÈLE HYDROGÉOLOGIQUE INITIAL

La distribution des perméabilités est basée sur la régionalisation de ces valeurs ponctuelles en fonction de la structure géologique établie. Cette détermination aboutit au modèle hydrogéologique initial de la figure 7.2 qui reprend le profil géologique de la figure 7.1 (cf. § 7.1.2.4). L'effet d'échelle sur la perméabilité (cf. chapitre 3 § 3.1.3) est considéré comme insignifiant dans ce cas. En effet, les terrains de couverture qui composent ce versant ne sont pas caractérisés par des réseaux de macrofissures (GADZ, 1994), à l'exception des terrains qui constituent la masse glissée.

Seuls les dépôts intramorainiques sableux et de l'Alluvions ancienne contiennent chacun un aquifère libre séparé par un aquiclude (cf. log de forage 11424MA à l'annexe 7-03). L'alluvion ancienne contient l'aquifère principal connu sous le nom de nappe profonde ou nappe de Montfleury. Cet aquifère est en connexion directe avec le Rhône et se mélange à la nappe d'accompagnement du fleuve à proximité du front du glissement (cf. annexe 7-04). Cette nappe devient captive à proximité du lit du Rhône en raison de l'érosion des niveaux supérieurs de l'Alluvion ancienne par le phénomène de glissement. Le contexte hydrogéologique général du bassin genevois est illustré par l'annexe 7-04.

Un aquifère de subsurface est présent en amont du glissement au sein d'un niveau sableux qui caractérise les formations de retrait würmien. Cet aquifère est perché et correspond selon notre interprétation au drainage lent des niveaux adjacents moins perméables.

7.2.2. CARTOGRAPHIE DES ÉCOULEMENTS DE SURFACE

Jusque dans les années septante, les ruissellements de surface étaient réduits par la présence d'une végétation abondante. Depuis, la dégradation du couvert végétal induite par l'augmentation de l'activité du glissement, permet le développement de ruissellements au sein de la zone de rupture limono-argileuse. Des petites émergences pérennes, présentant des débits très inférieurs au litre par minute, sont visibles dans la masse instable, notamment à proximité de la rupture de pente entre la zone d'arrachement et la zone de transit et de dépôt. Ces émergences sont caractérisées par des débits très faibles et sont responsables de la présence des zones humides observées sur le glissement. Des coulées boueuses se développent dans la zone de rupture lors de précipitations abondantes. Le Rhône exerce une double influence sur le glissement. D'une part il en érode le pied et, par ses changements de niveau, agit sur l'évolution des niveaux piézométriques de la nappe profonde. D'autre part, le lac de retenue subit théoriquement une vidange tous les trois ans, ce qui abaisse le niveau du plan d'eau au droit du glissement de plus de 13 mètres. La dernière vidange a eu lieu à la fin du mois de mai 2000 (cf. § 7.2.7). De plus, le niveau normal de la retenue oscille régulièrement à titre préventif, afin de pallier aux phénomènes de crues annoncés sur le cours de la rivière de l'Arve (cf. § carte de situation à l'annexe 7-01) suite à des excès de précipitations, avec une baisse maximale de 2 mètres par rapport à la côte normale. Le terme «oscillation» est utilisé tout au long de ce chapitre pour définir les variations induites à titre préventif et qui servent à pallier les phénomènes de crues. La figure 7.3 présente la carte hydrologique du versant.

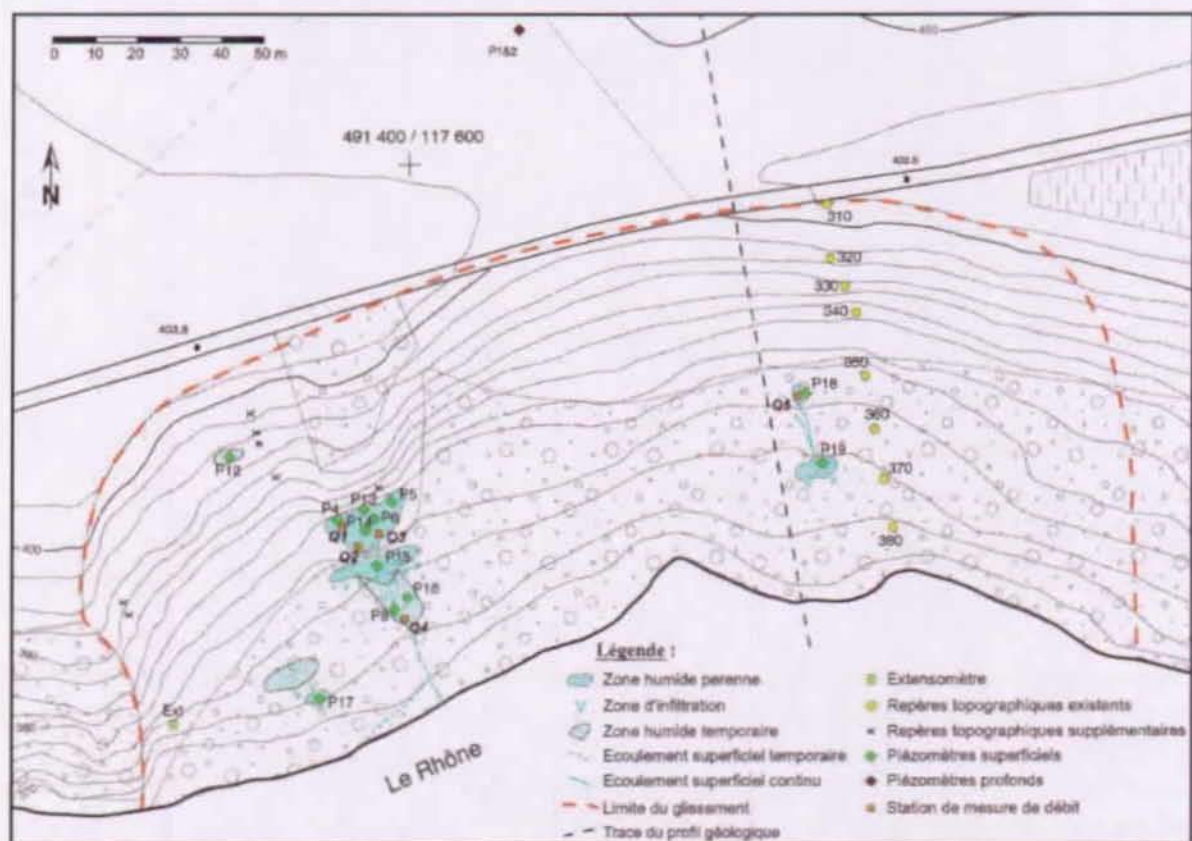


Figure 7.2: Carte hydrologique du versant de Peney avec la situation des équipements.

7.2.3. ASPECTS CLIMATOLOGIQUES

Les paramètres climatologiques utilisés dans ce septième chapitre ont été fournis par la station ISM Genève-Cointrin située à moins de huit kilomètres à l'est du glissement et par les Services Industriels de Genève qui enregistrent les précipitations et la température de l'air sur le barrage de Verbois. La station climatologique de Genève-Cointrin présente l'avantage d'être une station de mesures complète avec près d'une quarantaine de paramètres suivis quotidiennement depuis 1901. Le tableau 7.1 présente un aperçu des stations utilisées dans le cadre de cette analyse du glissement de Peney.

<i>Nom de la Station</i>	<i>Coordonnées</i>	<i>Affiliation</i>	<i>Altitude. [msm]</i>
Genève-Cointrin	498'920 / 122'170	ISM-8440	430
Barrage de Verbois	491'050 / 116'655	SIG-Verbois	394

Tableau 7.1: Stations de mesures utilisées pour l'analyse du glissement de Peney.

7.2.3.1. LES PRÉCIPITATIONS

Le coefficient de corrélation supérieur à 0.86 entre les stations de Genève-Cointrin et de Verbois permet d'évaluer une norme de référence pour la station de Verbois sur la base de celle de Genève-Cointrin. Le tableau 7.2 synthétise les précipitations annuelles pour la région du glissement de Peney et les confronte avec la norme de référence.

<i>Année hydrologique</i>	<i>Station ISM de Genève-Cointrin</i>	<i>Station SIG de Verbois</i>	<i>Normes de référence ISM / SIG</i>
1992-1993	774	933	933 / 988
1993-1994	1190	999	933 / 988
1994-1995	1123	1088	933 / 988
1995-1996	744	774	933 / 988
1996-1997	1008	1019	933 / 988
1997-1998	698	843	933 / 988
1998-1999	1137	1124	933 / 988
1999-2000	1073	978	933 / 988
2000-2001	1446	1411	933 / 988
<i>Moyenne</i>	<i>1021</i>	<i>1008</i>	-

Tableau 7.2: Comparaison des données sur les précipitations mesurées pour le glissement de Peney. La période prise en compte correspond à l'intervalle pour lequel des mesures dynamiques du glissement sont disponibles.

La comparaison des données à disposition permet de décrire la région considérée comme quantitativement faible du point de vue des précipitations annuelles. En effet, avec une valeur voisine de 1000 mm, le secteur d'étude se situe en dessous de la moyenne suisse avec ses 1481 mm (*Kirchhofer & Sevruck, 1991*). Seules les années hydrologiques 1998-1999 et 2000-2001 sont plus actives climatologiquement, avec respectivement 12 et 40% de précipitations supplémentaires relevées par la station de Verbois. L'annexe 7-05 présente la distribution mensuelle des précipitations enregistrée au barrage de Verbois.

7.2.3.2. LA TEMPÉRATURE DE L'AIR ET L'ÉVAPOTRANSPIRATION

Les hivers sont marqués par une couverture neigeuse très réduite voir inexistante. Par conséquent, le rôle de la température de l'air est moins significatif pour l'instabilité de Peney que pour les autres sites présentés précédemment. L'absence de cours d'eau et d'exutoire significatifs ne permet pas d'estimer le bilan hydrique de ce glissement. La détermination précise de l'évapotranspiration potentielle n'est pas indispensable pour atteindre nos objectifs sur ce site particulier. Les précipitations s'évacuent soit directement par ruissellement, soit s'infiltrent par des fractures d'extension ou des fissures de dessiccation qui se développent en été, ce qui provoque des phénomènes superficiels de coulées boueuses. En cas de nécessité, l'évapotranspiration peut être facilement déterminée sur la base de la formule de Primault (Primault, 1981) à l'aide des paramètres enregistrés par la station de Genève-Cointrin.

7.2.3.3. RELATIONS ENTRE LES ASPECTS CLIMATOLOGIQUES ET LES DÉPLACEMENTS

Les mesures de déplacement de ce glissement ont débuté en 1993, et concernent un profil constitué par huit points de mesure de surface qui sont relevés quatre fois par année (GADZ, 1998). Deux inclinomètres ont également été installés en 1993, mais ils ont été rapidement cisailés. Toutefois, ils ont permis de déterminer la profondeur de la surface de rupture. Par ailleurs, nous avons complété ce réseau de mesure de déplacement pour suivre le comportement dynamique du glissement lors de la vidange 2000 (cf. § 7.2.7).

Aspects dynamiques

Les mesures de déplacements indiquent une moyenne annuelle de l'ordre de 50 cm/an. La tête du glissement présente les déplacements les plus faibles. Ils augmentent constamment en direction du Rhône, pour atteindre un état maximal au front du glissement. Depuis le printemps 1993, trois crises majeures se sont produites avec plus de 60 cm de déplacement en trois mois (périodes entre deux intervalles de mesure):

- La première crise s'est produite pendant l'hiver 1995 et se corrèle avec un événement climatique particulier. Il n'y a pas eu de vidange du Rhône durant cette période;
- La deuxième accélération a été mesurée au printemps 1997 et coïncide avec une période marquée par une vidange de la retenue du barrage de Verbois;
- La troisième crise a eu lieu durant la vidange 2000 qui a été suivie en détails dans le but de comprendre les implications directes de la vidange sur la stabilité du site (cf. § 7.2.7). Cette crise du mois de mai 2000 a permis de démontrer l'influence de la vidange sur les processus de glissement. Par conséquent, nous pouvons supposer que l'accélération de 1997 est également en lien étroit avec la vidange réalisée à cette période.

Ces trois crises majeures sont séparées par des périodes peu actives, illustrées par des déplacements annuels beaucoup plus faibles de l'ordre de 10 à 30 cm.

Analyse climatologique

La crise de l'hiver 1995 ne s'apparente pas à un phénomène de vidange de la retenue de Verbois. Cette réactivation de 1995 s'est produite lors d'une période climatologiquement très active, similaire à celle connue en 1999 (cf. figure 7.4). Toutefois, celle de 1999 n'a induit aucun signe significatif de réactivation du glissement. Cette différenciation du comportement dynamique de l'instabilité face à des événements climatologiques extrêmes s'explique par les oscillations pro-

voquées artificiellement au niveau de la retenue. En effet, durant les pluies exceptionnelles de l'hiver 1995, le niveau de la retenue a été abaissé artificiellement de plus de 1,5 m pendant deux périodes de quinze jours (cf. figure 7.4). Par opposition, l'analyse des niveaux de la retenue de Verbois lors des événements climatologiques de 1999 indique que ces abaissement n'ont pas été mis en oeuvre durant cette période. En effet, l'apport en eau était tellement considérable, que le niveau du lac Léman avait dépassé sa côte d'alerte, impliquant une ouverture maximale des vannes réglant le débit au barrage du Seujet, situé en ville de Genève à l'amont de la jonction du Rhône avec l'Arve (cf. carte de situation à l'annexe 7-01). Cette situation hydrologique exceptionnelle de 1999 implique que les oscillations induites artificiellement en amont du barrage de Verbois n'ont pas été provoquées, sous peine d'inonder la plaine située à l'aval de ce barrage, qui correspond à une réserve naturelle protégée à l'échelle nationale.

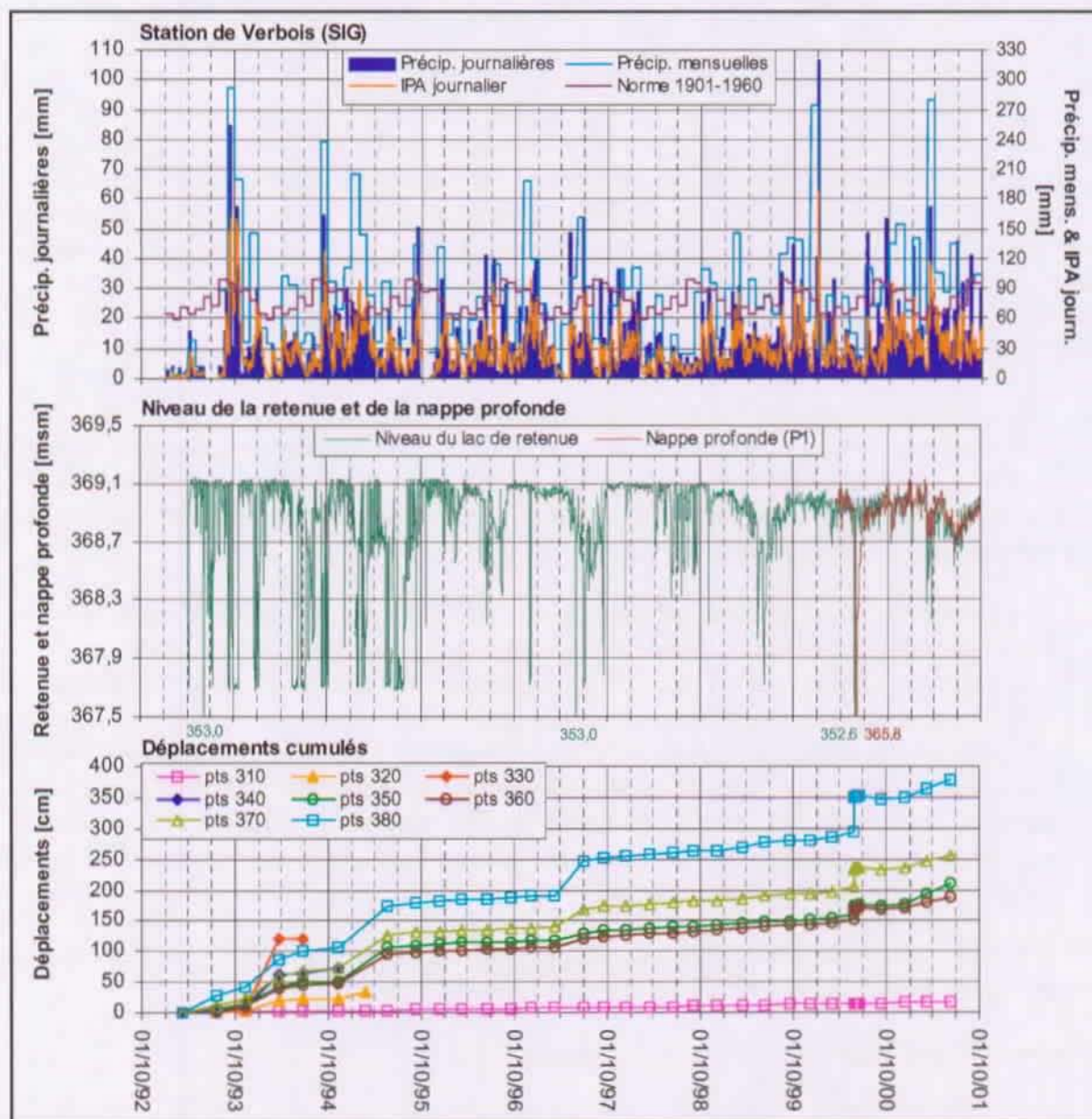


Figure 7.3: Corrélations climatologiques et déplacements pour le versant de Peney. Les points de mesure pour la nappe profonde et pour les déplacements sont situés à la figure 7.3. Les niveaux de la retenue sont mesurés directement depuis le barrage de Verbois.

Cette analyse des relations entre les aspects climatologiques et les phases de réactivation permet de démontrer la nécessité d'aborder cette problématique des versants instables par une prise en compte des processus hydrogéologiques induits. Dans ce cas, les phénomènes hydroclimatologiques extrêmes se corrèlent de manière variables avec les phases de réactivation, ce qui démontre bien l'existence d'un processus plus complexe au sein du versant qui doit permettre de déterminer le fonctionnement de l'instabilité.

7.2.4. PIÉZOMÉTRIE

Deux piézomètres ont été implantés dans le forage I1424MA (cf. annexe 7-03). Le premier mesure le niveau de l'aquifère de subsurface situé à la base de la formation de retrait würmien et le second concerne l'aquifère profond contenu dans l'Alluvion ancienne (cf § 7.1.3, 7.2.1 et figure 7.2). Ceux deux piézomètres ont été équipés de sondes Orphimedes (cf. annexe 7.06) permettant de suivre en continu l'évolution des niveaux piézométriques. La figure 7.5 présente l'évolution des niveaux piézométriques enregistrés.

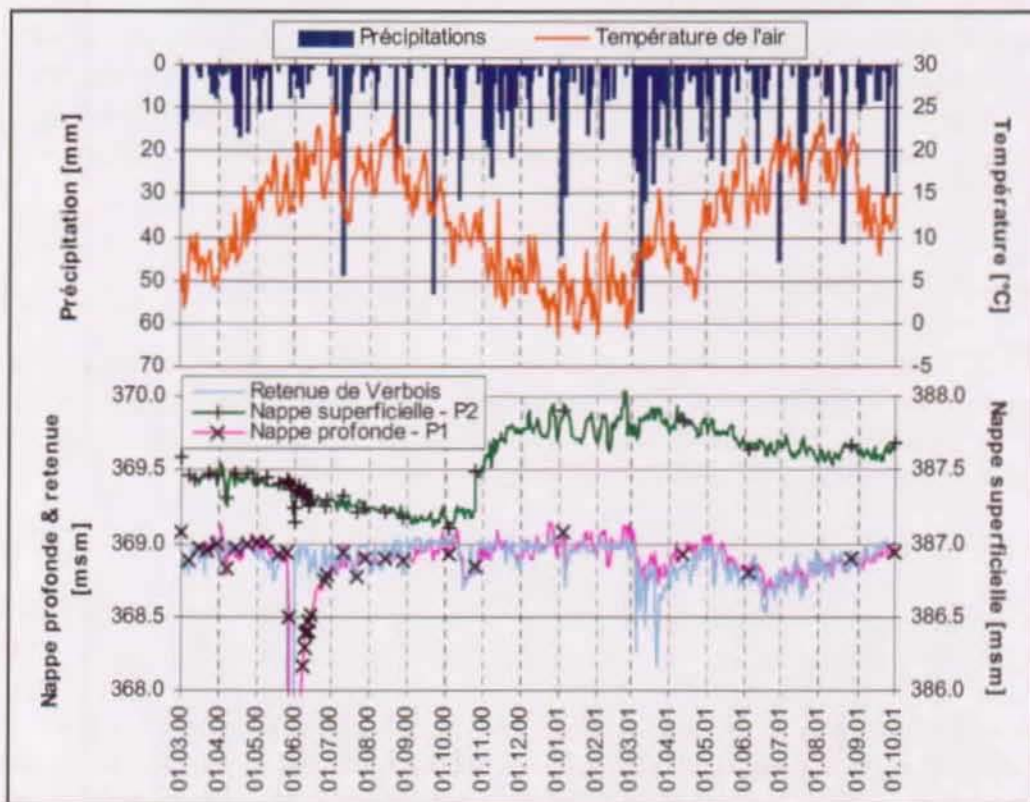


Figure 7.4: Niveaux piézométriques enregistrés dans les piézomètres P1 et P2 (cf. figure 7.3). Les précipitations et les températures de l'air proviennent de la station de Verbois.

Les observations suivantes traduisent le comportement de ces deux aquifères:

- L'aquifère de subsurface présente des variations saisonnières en relation avec les périodes climatologiquement plus actives. Aucun lien direct n'apparaît entre le niveau piézométrique de cet aquifère et des événements pluviométriques isolés, et ce, quel que soit son intensité. Ce comportement traduit la nature limono-argileuse peu perméable des terrains adjacents à cet aquifère de subsurface, ce qui provoque vraisemblablement leur drainage progressif.

- L'aquifère profond présente un niveau piézométrique souvent légèrement supérieur au niveau du plan d'eau de la retenue de Verbois. Cependant, selon l'évolution des oscillations imposées sur ce plan d'eau à titre préventif (cf. § 7.2.2), une inversion de cette tendance est parfois observée pendant quelques jours. Ceci signifie que le gradient hydraulique au sein de cet aquifère profond peut parfois s'inverser dans le secteur de Peney.

Malgré les précautions prises lors de la mise en place de ces deux piézomètres dans le même forage (cf. annexe 7-03), nous avons détecté un court-circuit hydraulique lors de la réalisation d'un essai de traçage de l'aquifère de subsurface (cf. § 7.2.6). Toutefois, l'évolution des courbes piézométriques de ces deux aquifères indique que ce court-circuit hydraulique n'influence pas de manière définitive ces deux horizons aquifères. En effet, les deux courbes piézométriques suivent une évolution saisonnière différenciée. Seules les variations à très court terme évoluent en parallèle pour ces deux piézomètres avec des amplitudes qui restent faibles (cf. figure 7.5). Si ce court-circuit hydraulique devait influencer de manière très significative le comportement de l'aquifère de subsurface, un drainage complet de cet aquifère pourrait se produire vers l'aquifère profond non saturé lors d'un événement de vidange de la retenue par exemple, ce qui n'a pas été observé (cf. § 7.2.7). Il semble plutôt que ce court-circuit hydraulique induise un «liseré» saturé autour du tube piézométrique, sans circulation d'eau significative tant que le niveau de la nappe inférieure reste stable. Dès que le niveau de cette nappe inférieure varie, ce liseré saturé retrouve un nouvel équilibre permettant aux deux aquifères d'évoluer plus ou moins indépendamment l'un de l'autre. Cette hypothèse demande à être vérifiée par exemple par une simulation numérique de ce court-circuit hydraulique comme cela a déjà été réalisé ailleurs (p. ex. *Stroligo, 2000*).

7.2.5. TYPOLOGIE HYDROCHIMIQUE DES EAUX DU VERSANT

En raison du faible débit des émergences (cf. §7.2.2) qui induit un effet d'équilibrage thermique très rapide avec la température de l'air, la caractérisation des eaux du versant se base sur des mesures de conductivité électrique et sur l'analyse hydrochimique des ions majeurs. Seuls la nappe profonde et la nappe de subsurface font exception.

7.2.5.1. LA CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE

Les mesures de conductivité électrique présentée dans le tableau 7.3 sont de type discrètes et synthétisent les mesures réalisées pour les émergences et pour les deux aquifères.

Les conductivités électriques mesurées dans les eaux du versant indiquent une minéralisation importante en comparaison d'autres observations existant pour ce type de formation quaternaire (*Dematteis et al., 1996*). L'aquifère profond par exemple est particulier avec une conductivité électrique de 1181 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En effet, l'ensemble des points de mesures de cet aquifère profond à travers le canton de Genève présente une valeur moyenne de conductivité électrique de l'ordre de 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (*de Los Cobos, communications orales*). Une origine anthropique liée à la présence de zones industrielles ou à la pratique de l'agriculture n'est pas retenue dans ce cas. En effet, la seule zone industrielle installée sur les formations quaternaires de retraits würmien qui couvrent cet aquifère est situé à plus de cinq kilomètres au nord-est du versant de Peney. De plus, la minéralisation de cet aquifère, mesurée en forage après avoir traversé ce secteur industriel correspond à la valeur moyenne de 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$. L'influence de l'agriculture n'est pas retenue non plus comme source de pollution possible. En effet, la couverture quaternaire sus-jacente à cette formation aquifère est importante (plus de 30 mètres au minimum) et est formée de formations de retrait würmien imperméable. De plus, une incidence de l'agriculture sur les

eaux souterraines s'observerait également pour l'aquifère de subsurface, ce qui n'est pas le cas. Seul le faciès de la molasse à gypse présent à proximité du glissement permet d'expliquer une telle minéralisation de l'eau souterraine. Cette molasse à gypse est présente sur les coteaux de Chouilly et de Peissy à moins d'un kilomètre au nord du glissement (*Donzeau et al., 1997a; Paréjas, 1935*). Toutefois, les formations quaternaires du versant de Peney ne reposent pas directement sur ce faciès à gypse comme le confirment les forages réalisés dans le secteur (*cf. annexe 7.03*), mais bien sur le faciès dit «bariolé» (*cf. § 7.1.1.1*).

<i>Point de mesure</i>	<i>Conductivité électrique [$\mu S/cm$]</i>	<i>Température de l'eau [°C]</i>
P1 (aquifère profond)	1181	13.1
P2 (aquifère de subsurface)	756	13.2
P4	1138	14.8
P5	970	16.5
P6	868	19.7
P8	999	17.3
P12	890	15.9
P13	797	14.1
P14	872	14.9
P15	934	13.6
P16	709	13.4
P17	761	13.6
P18	806	13.8
P19	769	13.5

Tableau 7.3: Mesures de conductivité électrique et de température pour le versant de Peney effectuées le 25 mai 2000. La température de l'eau est mentionnée à titre indicatif mais reste peu significative, à l'exception des points P1 et P2, (la situation de l'ensemble de ces points est mentionnée à la figure 7.3).

L'aquifère de subsurface présente des conductivités électriques similaires aux mesures réalisées dans les autres aquifères de ce type dans le canton (*de Los Cobos, communications orales*). Les émergences du glissement présentent des conductivités électriques intermédiaires entre ces deux aquifères. L'augmentation de la conductivité observée dans ces émergences ne peut s'expliquer par des apports en provenance de la nappe profonde en raison du potentiel hydraulique trop faible de cet aquifère.

Par conséquent, deux hypothèses conceptuelles peuvent être proposées pour expliquer les valeurs de conductivité obtenues pour ce versant:

- Une érosion glaciaire ou fluvio-glaciaire de la molasse chattienne à gypse située à proximité du glissement, permettant l'imbrication de blocs de molasse à gypse dans les formations quaternaires;
- Une alimentation des formations quaternaires du versant de Peney par percolation sur le toit de la molasse marno-gréseuse décalcifiée à l'amont du glissement selon le plongement axial de cette formation qui s'oriente vers le sud avec une inclinaison moyenne de 5 degrés. Cette seconde est moins plausible, car elle permet d'expliquer la minéralisation de la nappe profonde seulement.

La première hypothèse mentionnée ci-dessus permet d'expliquer la minéralisation importante de l'ensemble des émergences et de la nappe profonde, ce qui n'est pas le cas de la seconde. En effet, cette deuxième hypothèse ne permet d'expliquer que la minéralisation de la nappe profonde puisse que les émergences du glissement ne sont pas en contact avec le toit de la molasse que la nappe profonde ne participe pas à l'alimentation des émergences. Par conséquent, cette deuxième hypothèse est rejetée au bénéfice de la première.

7.2.5.2. ANALYSES CHIMIQUES

Les analyses chimiques effectuées sont basées sur une campagne unique en régime de basses eaux. L'ensemble des résultats est reproduit à l'annexe 7-07. L'analyse des ions majeurs a permis de classer les eaux souterraines du glissement d'après la classification de Jäckli (cf. chapitre 3, § 3.2.7). Les principaux faciès hydrochimiques obtenus sont présentés dans le tableau 7.4 et les représentations classiques de Piper et de Schoeller permettant de visualiser les pôles pour les cations et pour les anions sont présentés à la figure 7.6.

<i>Emergence(s)</i>	<i>Faciès</i>
P2, P4, P6, P13, P14, P18	Na - Mg - Ca - HCO_3
P1, P5, P8	Na - Mg - (Ca) - HCO_3
P12	Na - Mg - (Ca) - (Cl) - HCO_3

Tableau 7.4: Présentation des différents faciès obtenus pour les eaux souterraines du glissement de Peney selon la classification de Jäckli (Jäckli, 1970).

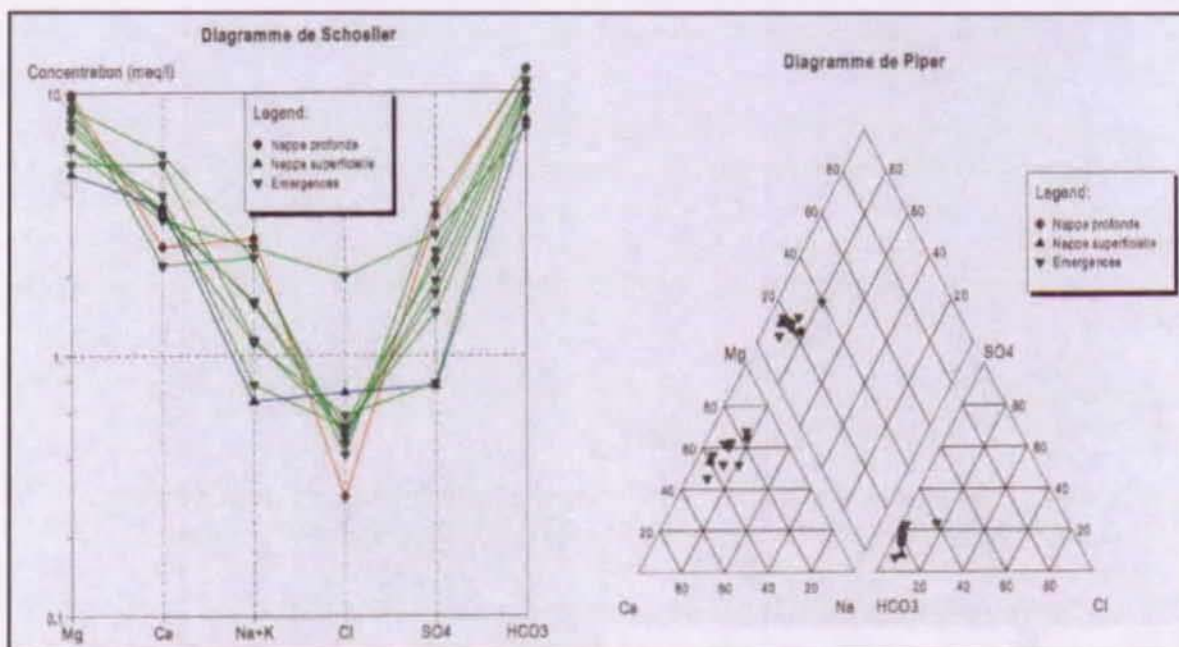


Figure 7.5: Diagrammes de Schoeller et de Piper pour le versant de Peney. Le diagramme de Piper s'exprime en pourcent meq/l.

A l'exception du sodium, les faciès obtenus sont typiques des eaux souterraines des terrains quaternaires (Dematteis *et al.*, 1996). Bien qu'il n'apparaisse pas dans cette classification en raison des fortes concentrations de bicarbonates (*cf.* § 3.2.7), le caractère sulfaté est significatif dans ces eaux souterraines avec une quantité en milligrammes par litre de l'ordre de 10% du volume total des ions. Le rapport molaire $[Ca^{2+}]/[SO_4^{2-}]$, voisin de 1 pour les points P1, P4, P5, P8, P12 et P13 (*cf.* figure 7.7), indique que la dissolution du gypse est à l'origine des sulfates présents dans cette eau (Hesske, 1995). Par contre, les points P2, P6, P14 et P18 présentent un rapport molaire $[Ca^{2+}]/[SO_4^{2-}]$ plus élevé, compris entre 2 et 5. Dans ce cas, les sulfates ne sont plus en équilibre avec les cations calcium. Par conséquent, les sulfates peuvent avoir comme origine l'oxydation de minéraux sulfurés tels que la pyrite qui est abondante dans ces dépôts fluvio-glaciaires (Fasel, 1986; Hesske, 1995). Ce caractère met en évidence l'influence des niveaux évaporitiques solubles soupçonnés lors des mesures de conductivité électrique. Avec un maximum de 178.4 mg/l de sulfates pour l'émergence P4, le seuil de saturation de 1925 mg/l à 10 °C pour le gypse est loin d'être atteint (Hörling, 1992, Mattess, 1994). Ceci montre que l'influence du gypse, bien qu'il soit significatif, reste modéré, ce qui est cohérent avec les deux hypothèses présentées ci-dessus (*cf.* § 7.2.5.1).

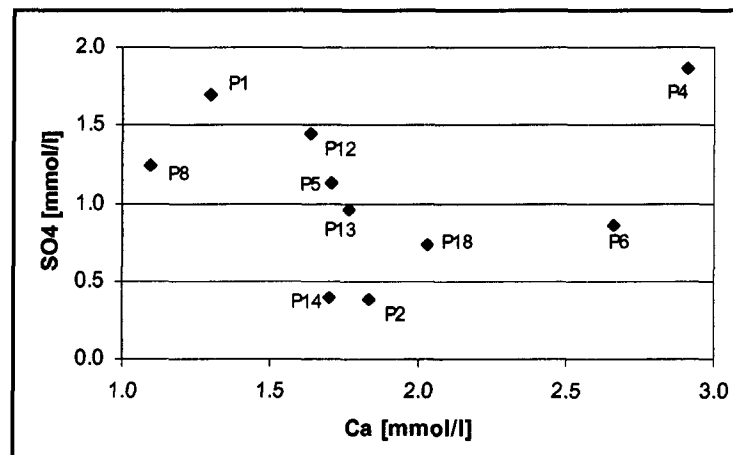


Figure 7.6: Rapport $[Ca^{2+}]/[SO_4^{2-}]$ pour les eaux du versant de Peney

A l'exception du point P12 situé sur le haut du glissement et à proximité de la route communale, le caractère sodique qui apparaît systématiquement dans le versant n'est pas d'origine anthropique. En effet, le rapport $[Na^+]/[Cl^-]$ (*cf.* figure 7.8) pour l'ensemble des émergences est très supérieur à 1, sauf pour le point P12. De plus, le coefficient de corrélation entre ces deux éléments est faible, seulement 0.33, ce qui confirme l'absence de liens entre ces deux éléments pour les émergences du versant. Pour les autres points, cet enrichissement en sodium peut suggérer soit un phénomène d'échange ionique sur les argiles, soit l'hydrolyse des feldspaths (Appelo & Postma, 1996). Les concentrations importantes en magnésium observées pour l'ensemble des points échantillonnés trouvent vraisemblablement leur origine dans les niveaux dolomitiques qui caractérisent la molasse à gypse.

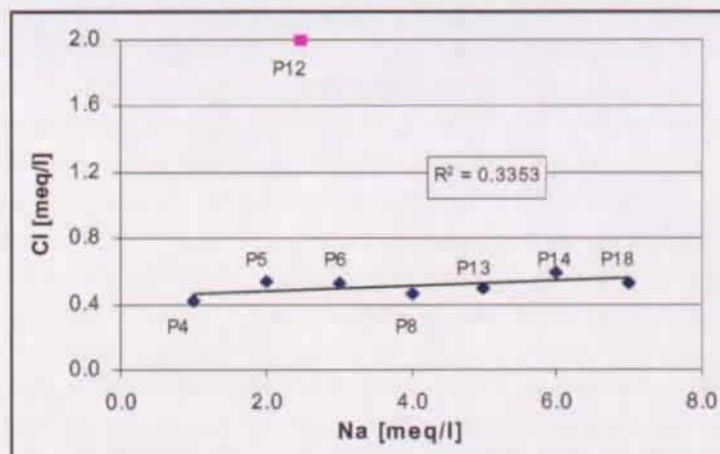


Figure 7.7: Rapport $[Na^+]/[Cl^-]$ pour les eaux du versant de Peney.

7.2.6. TRAÇAGE ARTIFICIEL

Un essai de traçage de l'aquifère de subsurface a été réalisé pour tester l'existence de liens hydrogéologiques entre l'aquifère et les émergences du glissement. A cet effet, un kilogramme de fluorescéine a été injecté dans le piézomètre de l'aquifère de subsurface (forage 11424MA). Le déversement de 3'500 litres d'eau a permis de maintenir le tube piézométrique à charge constante pendant près de six heures afin de favoriser la mise en circulation du traceur dans l'aquifère. De cette manière, la perméabilité verticale de cette formation aquifère a pu être évaluée. La valeur obtenue de 2.7×10^{-5} m/s est cohérente avec celle mentionnée par la nomenclature des sols genevois (GADZ-SCG, 1993). Le court-circuit hydraulique entre les deux tubes piézométriques (cf. § 7.2.5) a été détecté très rapidement lors de la réalisation de cet essai de traçage, car l'eau récoltée dans le piézomètre de la nappe profonde était verte dans les dizaines de minutes qui ont suivi l'injection.

Le traçage de l'aquifère de subsurface est resté négatif pour les émergences du glissement après 209 jours de suivi, soit près de 7 mois pour une distance séparant le point d'injection des points d'émergences d'environ 100 mètres et pour un gradient d'une quinzaine de mètres. Ce résultat négatif peut être interprété de plusieurs manières:

- Des structures hydrogéologiques locales non observées sur la base des investigations en forage existent et modifient les systèmes de circulations souterraines. Dans ce cas, le traceur a suivi un cheminement dont l'existence n'était pas soupçonnée pour rejoindre un point d'exutoire inconnu. Des structures géologiques hétérogènes à l'échelle locale pourraient provoquer une connection entre l'aquifère de subsurface et l'aquifère profond. Des investigations indirectes du type de celles utilisées pour les versants du Hohberg et du Triesenberg permettraient par exemple de se prononcer sur cette hypothèse;
- Il s'avère qu'une grande quantité de traceur injecté a été perdue par le court-circuit hydraulique. Par conséquent, la part de traceur restant a pu être massivement adsorbée par les terrains limono-argileux, empêchant son arrivée aux exutoires;
- Les liens hydrogéologiques existent bel et bien entre le point d'injection et les zones d'émergences; toutefois le temps de parcours est plus long qu'escompté et le traceur fait son apparition après la fin des observations. Dans ce cas, cela signifie que la perméabilité cinématique de Darcy entre les points d'injection et d'exutoire est inférieure à 1×10^{-6} m/s.

Selon notre interprétation, deux hypothèses restent possibles pour exprimer le fonctionnement hydrogéologique des écoulements souterrains à travers le versant:

- Les émergences observées au sein du glissement peuvent être alimentées par la nappe de subsurface par des circulations lentes le long des plans de discontinuités ou au bénéfice d'une distribution hétérogène des perméabilités qui compose les formations quaternaires remobilisées par le phénomène de glissement;
- Les émergences peuvent être directement alimentées par des apports météoriques qui transiteraient rapidement à travers les nombreuses fractures d'extension et de dessiccation visibles sur le terrain.

La pérennité des émergences et leur typologie hydrochimique favorise la première hypothèse. En effet, la seconde étant intimement liées aux phénomènes hydroclimatologiques, des grandes variations de débits des émergences devraient apparaître, allant jusqu'à l'assèchement temporaire des ou de certains points d'eau en période d'étiage. Cette situation ne c'est jamais produite depuis 1993 (GADZ, 1998).

7.2.7. ANALYSE DE LA VIDANGE 2000

Le barrage de Verbois, construit entre 1938 et 1943, fonctionne comme aménagement hydroélectrique fournissant environ 20% des besoins en électricité du canton de Genève. Chaque année, environ 400'000 m³ de sédiments provenant essentiellement de l'Arve sont déposés par le Rhône dans la retenue du barrage. Les Service Industriels de Genève organisent une vidange du fleuve tous les trois ans d'une part pour empêcher un comblement progressif de la retenue du barrage et d'autre part pour maintenir le lit du cours d'eau dégagé afin d'assurer la sécurité de l'ouvrage et de ses rives en cas de crues. L'opération de la vidange dure 6 jours durant lesquels le niveau du Rhône à l'amont du barrage est abaissé artificiellement de 16 mètres alors que le débit croît de 150 m³/s à 500 m³/s. Le volume d'eau nécessaire à la vidange est de 60 millions de m³, ce qui représente une tranche de 10 cm d'eau sur le lac Léman. La vidange se déroule en quatre phases, chacune ayant une durée et des conséquences précises (cf. fig. 7.9).

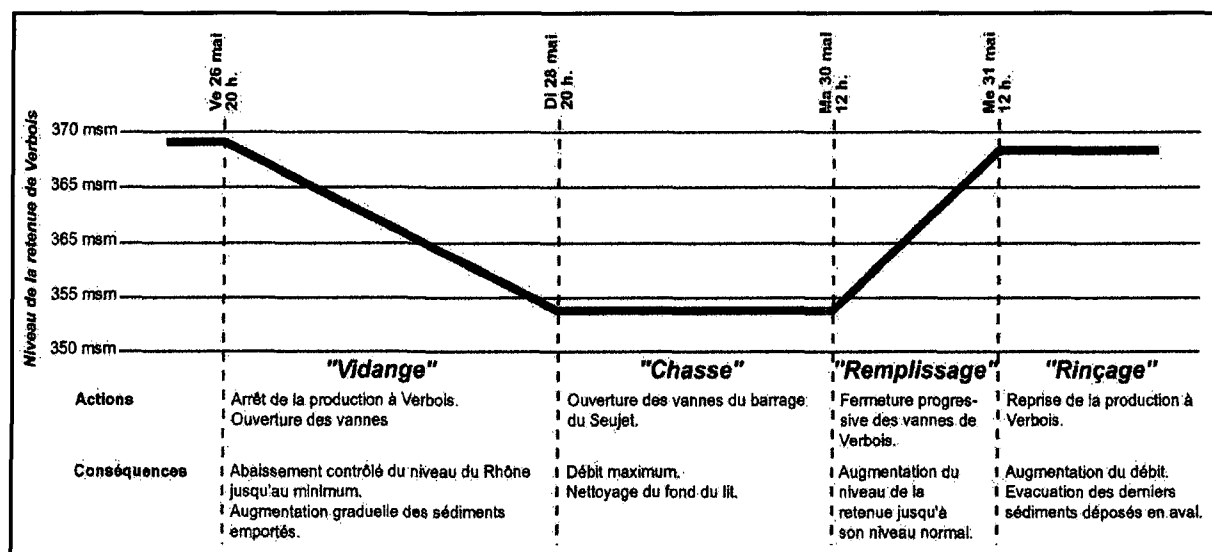


Figure 7.8: Les quatre étapes de la vidange 2000, (d'après un panneau informatif des SIG installé sur le barrage de Verbois lors de la vidange 2000).

Nous avons mis en place un dispositif de surveillances hydrogéologique et dynamique pour suivre le comportement du glissement pendant cette vidange (cf. figure 7.3). Il comporte dix-sept piézomètres de subsurface distribués sur l'ensemble des zones humides du glissement, cinq stations de jaugeage situées à la terminaison des zones humides principales, un extensomètre placé dans la zone la plus active (cf. annexe 7-08), et des repères topographiques dans les zones d'activité moindre. La surveillance hydrogéologique et le suivi de l'extensomètre ont fait l'objet de plusieurs tournées par jour lors de la vidange. A cela s'ajoute cinq campagnes de mesures de déplacement par GPS et théodolite qui ont été réalisées avant, pendant et après la vidange.

7.2.7.1. COMPORTEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DU VERSANT

Le suivi détaillé de cette vidange a permis de décrire le comportement hydrogéologique du versant face à cet événement de nature anthropique très particulier et de le mettre en relation avec les processus dynamiques du glissement. Cette analyse peut se résumer par les observations suivantes:

- L'abaissement brutal du niveau de la retenue provoque un abaissement de la nappe profonde de plus de trois mètres pour le point de mesure P1 situé à 140 mètres des berges du Rhône (cf. figure 7.3). L'abaissement de cette nappe débute avec un retard de 9 heures par rapport au commencement de la vidange. Ce décalage correspond à la propagation du rabattement vers l'amont. L'abaissement de la nappe profonde est régulier et rapide tant que le gradient hydraulique augmente (cf. figure 7.10, partie "A") et plus lent lorsque le potentiel hydraulique du plan d'eau est stabilisé. Dès lors, le gradient hydraulique diminue proportionnellement à l'abaissement de l'aquifère profond. Tant que le gradient hydraulique reste orienté en direction du plan d'eau de la retenue, le niveau de l'aquifère profond diminue (cf. figure 7.10, partie "B"). Dès que le gradient hydraulique s'inverse, la remontée de la nappe profonde débute. Cette remontée de l'aquifère est rapide tant que le gradient hydraulique augmente (cf. figure 7.10, partie "C"). Dès que le potentiel hydraulique de la retenue se stabilise, le gradient diminue proportionnellement à la remontée de la nappe, ce qui se traduit par un ralentissement de cette remontée. Le retour à un niveau normal de cet aquifère est atteint le 15 juin, soit deux semaines après la fin de la vidange.

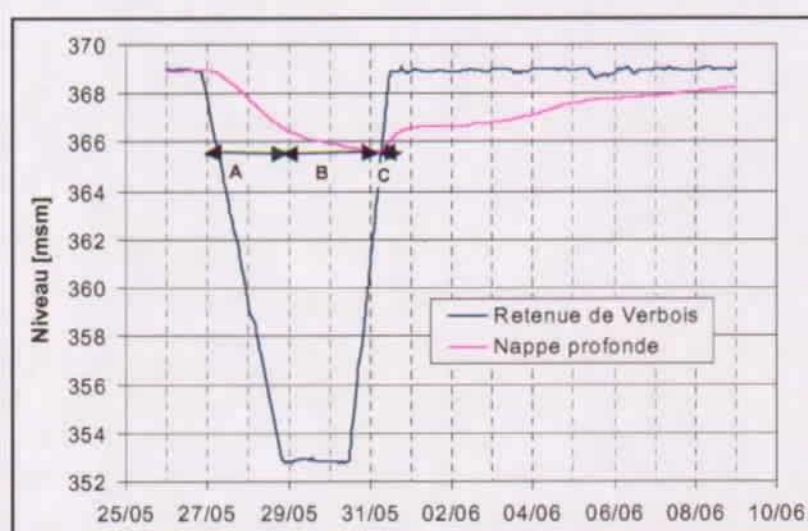


Figure 7.9: Evolution piézométrique de la nappe profonde lors de la vidange de la retenue de Verbois. Les plages "A", "B" et "C" sont expliquées dans le texte. Elles traduisent les différentes étapes qui caractérisent le comportement de la nappe profonde lors de l'événement de la vidange.

- L'évolution de la conductivité électrique de la nappe profonde indique une augmentation d'environ $30 \mu\text{S}/\text{cm}$ durant les 36 premières heures de la vidange, mettant en évidence une mobilisation à l'échelle locale de l'aquifère qui est hydrochimiquement influencé par la présence d'éléments de molasse chattienne à gypse (cf. § 7.2.5.1). Par la suite, l'abaissement de la nappe profonde se poursuit et se traduit par une diminution de la conductivité électrique d'environ $60 \mu\text{S}/\text{cm}$. Cette diminution traduit une mobilisation régionale de l'aquifère profond qui n'est pas influencé hydrochimiquement par les débris de molasse à gypse. La remontée de la nappe est caractérisée par une augmentation de la conductivité électrique illustrant une modification des écoulements souterrains à l'échelle régionale. La température de l'eau de la nappe est relativement stable, avec des oscillations de 1 à 2 degrés pendant la vidange. Cette relative stabilité est propre à un aquifère profond peu influencé par les conditions climatologiques. La température de cet aquifère profond est relativement élevée et s'explique par la température de la rivière «La Versoix» qui alimente cet aquifère à une dizaine de kilomètres en amont. La figure 7.11 présente l'évolution de ces paramètres pendant la vidange.

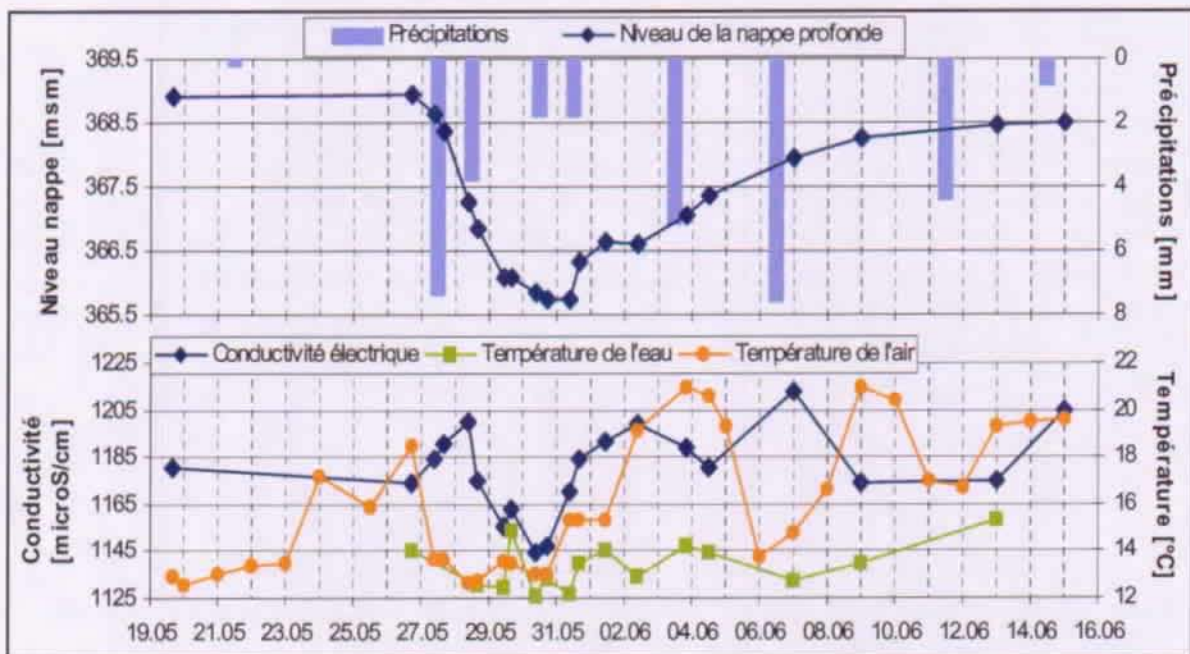


Figure 7.10: Evolution des paramètres physico-chimiques de la nappe profonde durant la vidange 2000.

- La nappe de subsurface n'a pas montré de variations significatives durant cette vidange. Une légère diminution de son niveau piézométrique est observé entre le 31 mai à midi et le 3 juin à 22 heures. Cette variation est à mettre en relation avec le court-circuit hydraulique détecté lors de l'essai de traçage (cf. § 7.2.6).
- Les émergences montrent une grande stabilité hydraulique et physico-chimique, pendant et après la phase de vidange. Seuls les piézomètres P8 et P17 présentent une diminution brutale de leur niveau piézométrique dès le début de la vidange. Cette diminution s'explique par l'apparition de fissures d'extension ayant des ouvertures de l'ordre de 10 à 20 cm au droit de ces piézomètres, provoquant un drainage vers le bas des eaux de subsurface. Ces observations démontrent l'existence d'un aquiclude entre les zones d'émergence de la nappe profonde.

7.2.7.2. COMPORTEMENT DYNAMIQUE DU GLISSEMENT LORS DE LA VIDANGE DE LA RETENUE

Le suivi dynamique du glissement lors de cette phase de vidange peut être résumé par les observations suivantes:

- Les campagnes de mesures de surface indiquent que les déplacements ont eu lieu entre le 26 et le 29 mai, soit lors des phases de vidange et de purge de la retenue. Dès le 29 mai, le glissement se trouve dans un état substabilisé par rapport aux jours précédents. La figure 7.12 illustre ces déplacements pour quelques points à travers le versant. Les déplacements les plus importants se situent dans la partie avale du glissement, alors que la partie amont présente les déplacements les plus faibles. L'annexe 7-09 présente une carte d'instabilité levée le 29 mai 2000 avec la mention des vecteurs de déplacement pour l'ensemble du versant. Ces vecteurs correspondent aux déplacements mesurés entre le 26 et le 29 mai 2000.

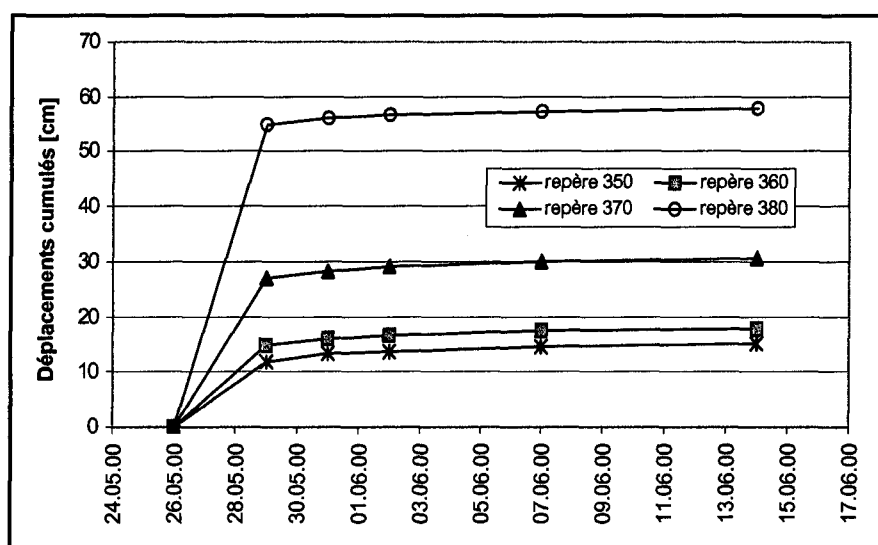


Figure 7.11: Déplacements mesurés sur quelques repères topographiques entre le 26 mai et le 15 juin 2000. La localisation de ces repères est mentionnée à la figure 7.3.

- Les mesures réalisées sur l'extensomètre ont permis de détailler l'accélération mise en évidence ci-dessus. Les déplacements sont très importants dans les premières heures de la vidange, et sont suivis par un ralentissement brutal dès le 28 mai en cours de journée. La figure 7.13 présente les déplacements mesurés par cette station et leur corrélation avec l'abaissement de la nappe profonde. Il faut relever que le glissement se stabilise alors que l'abaissement de la nappe profonde n'a pas atteint son niveau minimal. Par conséquent, un processus particulier semble se développer en début de vidange et disparaître ensuite. Ce phénomène est analysé au paragraphe 7.2.7.3.
- Des fractures d'extension apparaissent dans la partie ouest du versant dès la nuit du 26 au 27 mai, soit au début de la vidange. La fracture la plus remarquable présente une ouverture de 2,57 m (cf. annexe 7-09).

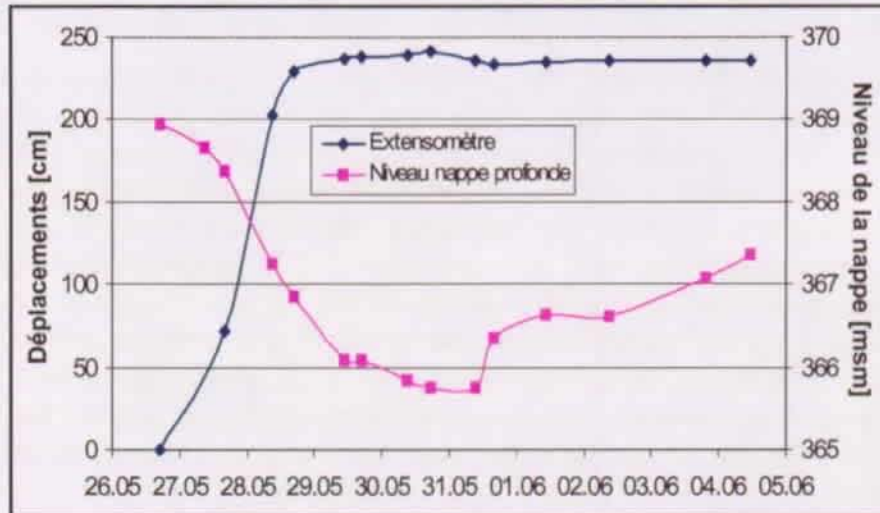


Figure 7.12: Illustration des déplacements confrontés au niveau piézométrique de la nappe profonde durant la vidange 2000.

7.2.7.3. MODÈLE CONCEPTUEL HYDRODYNAMIQUE DE CETTE ACCÉLÉRATION

L'analyse géologique a permis de mettre en évidence la présence d'une couche limono-sableuse intramorainique qui repose directement sur l'Alluvion ancienne. Les relations entre l'abaissement du plan d'eau, l'évolution des niveaux piézométriques et les déplacements du glissement sont illustrés par la figure 7.12.

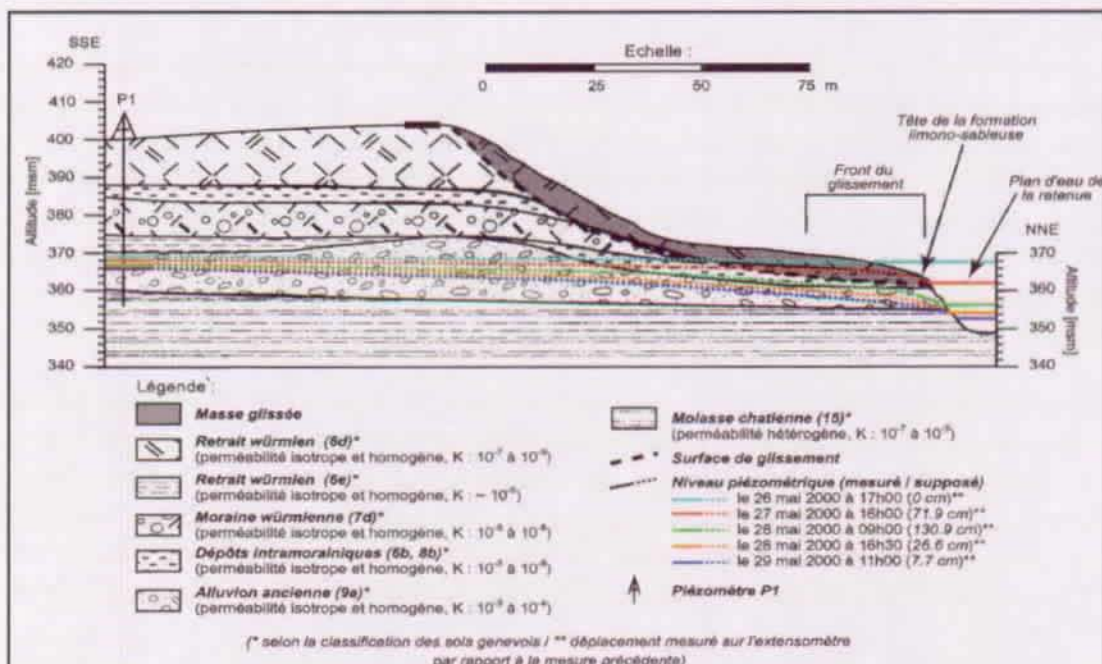


Figure 7.13: Evolution des niveaux piézométriques lors de l'abaissement de la retenue de Verbois en relation avec les déplacements mesurés sur l'extensomètre.

Cette relation permet plusieurs observations pour exprimer conceptuellement le comportement dynamique du glissement sur la base de l'analyse des processus hydrogéologiques:

- L'abaissement rapide du niveau du Rhône induit une augmentation brutale du gradient hydraulique au sein de la formation aquifère constituée par l'Alluvion ancienne (9a) et les dépôts limono-sableux intramorainiques (6b) qui la surmontent. Cette augmentation brutale du gradient hydraulique provoque des circulations souterraines plus rapides en direction du Rhône et un rabattement significatif de la surface piézométrique. Cet effet se fait ressentir de manière beaucoup plus forte à la zone de contact de la formation intramorainique avec la retenue et constitue un phénomène régressif qui se propage vers l'amont;
- L'augmentation du gradient hydraulique et par conséquent des vitesses d'écoulement souterrain au sein de la formation intramorainique limono-sableuse va provoquer l'apparition des forces hydrodynamiques de percolation. Ces forces vont se développer au front du glissement, là où le gradient hydraulique est le plus fort (en bordure du plan d'eau). Elles constituent un phénomène régressif qui se propage petit à petit vers l'amont. Ces forces de percolation entraînent les grains constituant le milieu par frottement dans la direction du courant et leur force est proportionnelle au gradient hydraulique. Cette force supplémentaire diminue la stabilité de la tête de cette formation intramorainique limono-sableuse et par conséquent des formations sus-jacentes. Ces forces de percolation doivent être considérées comme le facteur principal pour expliquer l'accélération observée lors de la vidange de la retenue.
- Dès l'instant où le rabattement de la surface piézométrique est suffisant pour que les écoulements souterrains en zone saturée se développent exclusivement au sein de l'Alluvion ancienne, les forces de percolation résiduelles de la formation intramorainique limono-sableuse sus-jacente deviennent verticales dans la zone non saturée. Ainsi, ces forces de percolation n'ont plus d'incidence sur la stabilité de la formation et donc du versant. De plus, la diminution de la teneur en eau induit une augmentation des forces de capillarité. Par conséquent, la succion et donc la cohésion de la formation augmentent, ce qui favorise la stabilité.

Les observations de terrain réalisées à l'aide de l'extensomètre démontrent clairement que le ralentissement s'amorce dès le 28 mai dans la matinée, lorsque le niveau piézométrique se situe à une cote inférieure à la formation intramorainique limono-sableuse. Ce ralentissement est rapidement suivi d'un arrêt complet des mouvements au sein du versant. L'Alluvion ancienne est une formation quaternaire surconsolidée qui présente d'excellents paramètres géotechniques. Les forces de percolation dans cette formation n'ont pas d'effet sur sa stabilité, ce qui signifie que ces forces de percolation restent en tout temps inférieures à la résistance mécanique de cette formation.

La formation intramorainique se pince latéralement sur l'Alluvion ancienne le long de la bordure côté ouest du glissement, en parfaite concordance avec la limite de la zone active. L'extension de cette formation limono-sableuse est moins bien définie pour la bordure côté est du glissement. La diminution régulière de l'activité du glissement permet d'imaginer que cette formation reste présente dans ce secteur, mais qu'elle s'étend à une cote légèrement supérieure, de moins en moins influencée par les processus hydrogéologiques liés à l'abaissement de la retenue du barrage.

7.3. SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

L'analyse de l'ensemble des données géologiques, hydrogéologiques et géotechniques a permis de préciser les conditions suivantes pour exprimer le fonctionnement hydrogéologique du versant et ses implications sur le comportement dynamique de celui-ci:

- Une inversion du gradient hydraulique au sein de l'aquifère profond constitué par la formation quaternaire de l'Alluvion ancienne a été mise en évidence dans le secteur du glissement. Cette inversion est directement liée aux oscillations d'origine anthropique induites sur le plan d'eau de la retenue du barrage de Verbois à titre préventif en cas de crue;
- La typologie hydrochimique des eaux du versant met en évidence l'influence locale de la formation constituée par la molasse chattienne à gypse;
- Le faible impact des événements hydroclimatologiques sur les aquifères profonds et de subsurface confirme la faible perméabilité à l'échelle du versant définie pour le modèle hydrogéologique;
- Le suivi de la vidange 2000 de la retenue de Verbois a permis de mettre en évidence la relation entre les processus hydrogéologiques et une phase de réactivation du glissement. Les forces de percolation au sein de la formation limono-sableuse intramorainique (6b) située à la base du pied du glissement jouent un rôle déterminant sur la stabilité du site. En effet, lorsque ces forces se développent, elles entraînent les grains constituant le milieu par frottement dans la direction du courant. Ce phénomène diminue la résistance mécanique des terrains meubles et provoque la déstabilisation de la tête de cette formation limono-sableuse et par conséquent des formations sus-jacentes. Ces forces de percolation constituent le facteur principal qui conduit à la réactivation du glissement.

Ce chapitre présente un glissement particulier dont le pied est érodé par une action anthropique liée à la gestion d'un barrage hydroélectrique. Les travaux décrits dans ce septième chapitre permettent d'aboutir à un modèle conceptuel hydrodynamique capable d'intégrer les processus qui gouvernent une phase de réactivation majeure. Ces processus sont strictement hydrogéologiques, bien qu'ils soient liés à des conditions hydrologiques particulières, initiés par une activité humaine. Cet exemple du glissement de Peney illustre l'impossibilité d'aborder les processus responsables de l'instabilité par une relation précipitation-déplacement. Notre approche basée sur la détermination des processus a permis de mettre en évidence les mécanismes qui gouvernent cette instabilité de versant. De cette manière, des concepts d'assainissement peuvent être proposés pour tenter de résoudre ce problème d'instabilité.

7.3.1. IMPLICATIONS POUR L'ASSAINISSEMENT

Plusieurs solutions hydrogéologiques peuvent être proposées pour diminuer, voir supprimer l'effet négatif des forces de percolation sur la stabilité du versant. Les deux premières solutions sont mentionnées à titre indicatif car elles permettent de réduire le problème de l'instabilité, mais elles ne peuvent pas être retenues car elles sont incompatibles avec la gestion du barrage. Par contre, les deux autres solutions proposées abordent cette problématique de la stabilité du versant, sans induire de difficultés pour la gestion du barrage de Verbois.

- Le maintien du niveau de la retenue de Verbois à sa cote maximale permettrait de réduire très fortement les vitesses d'écoulements souterrains au sein de l'aquifère profond. En effet, dans ce cas le gradient hydraulique est quasiment nul, et peut être estimé entre 1×10^{-3} et 5×10^{-4} . Par conséquent, les forces de percolation n'auront plus aucun effet sur la stabilité du

versant, car elles seront négligeables. Cette solution est optimale pour assurer la stabilité du versant, toutefois, elle est parfaitement incohérente avec la gestion du barrage de Verbois, dont la sécurité ne pourrait plus être garantie (cf. § 7.2.2 & 7.2.7);

- A l'inverse, le maintien d'un niveau maximal du plan d'eau de la retenue à une cote située en-dessous de la base de la formation intramorainique limono-sableuse permettrait de supprimer les forces de percolation dirigées vers la retenue au sein de cette formation. Cependant, la cote correspondant à cette solution avoisine les 353 mètres, se qui ce situe approximativement à la cote du niveau du Rhône à son état naturel d'écoulement. Par conséquent, cette solution est également en incohérence avec la gestion de l'usine hydroélectrique du barrage de Verbois;
- Une troisième solution peut être proposée. Il s'agit de diminuer la vitesse d'abaissement de la retenue du barrage, de manière à ce que les forces de percolation induites par l'augmentation du gradient hydraulique ne dépassent pas la valeur limite de la résistance mécanique de la formation intramorainique limono-sableuse. Par conséquent, la stabilité du versant serait préservée. La cohérence de cette solution vis-à-vis des contraintes d'exploitation du barrage et des coûts induits doit être évaluée en fonction de la vitesse d'abaissement nécessaire pour assurer cet équilibre entre les forces de percolation et la résistante mécanique de la formation limono-sableuse. Si cette solution s'avère satisfaisante, elle présente l'avantage de n'impliquer aucun travaux d'assainissement.
- Une quatrième solution peut être proposée dans le but de modifier la direction des forces de percolation dans cette formation limono-sableuse. Il s'agit de créer plusieurs puits pour pomper l'eau dans l'Alluvion ancienne (cf. figure 7.15). Ces puits seraient installés en amont de l'instabilité, à proximité de la route de Charny. Le pompage de l'eau dans l'Alluvion ancienne créerait un cône de rabattement autour des puits, induisant des lignes de courant dirigées en direction du centre de ces puits. Par conséquent, les forces de percolation dans la formation limon-sableuse s'orienteraient en direction du versant et auraient par conséquent un effet positif sur sa stabilité. Lors d'un événement de vidange de la retenue de Verbois, les débits de pompage devraient être réglés de manière à ce que les forces de percolation à la tête de la formation limono-sableuse soient dirigées vers le bas, ce qui permettrait de maintenir la stabilité du versant. Le nombre nécessaire de puits et la distance qui devrait séparer ces puits doivent être évalués sur la base de la géométrie du cône de rabattement. La simulation numérique des écoulements souterrains présente un excellent moyen pour confirmer l'efficacité de cette solution. De plus, un tel modèle numérique présente l'avantage d'être simple à réaliser, car l'aquifère en question présente une bonne perméabilité et une géométrie simple. Ce concept d'assainissement présente un double intérêt. Il permet évidemment de stabiliser le versant en inversant la direction des forces de percolation, mais il permet également de produire un volume d'eau important, naturellement filtré par les graviers de l'Alluvion ancienne, et qui pourrait vraisemblablement s'intégrer dans le réseau d'alimentation du domaine public.

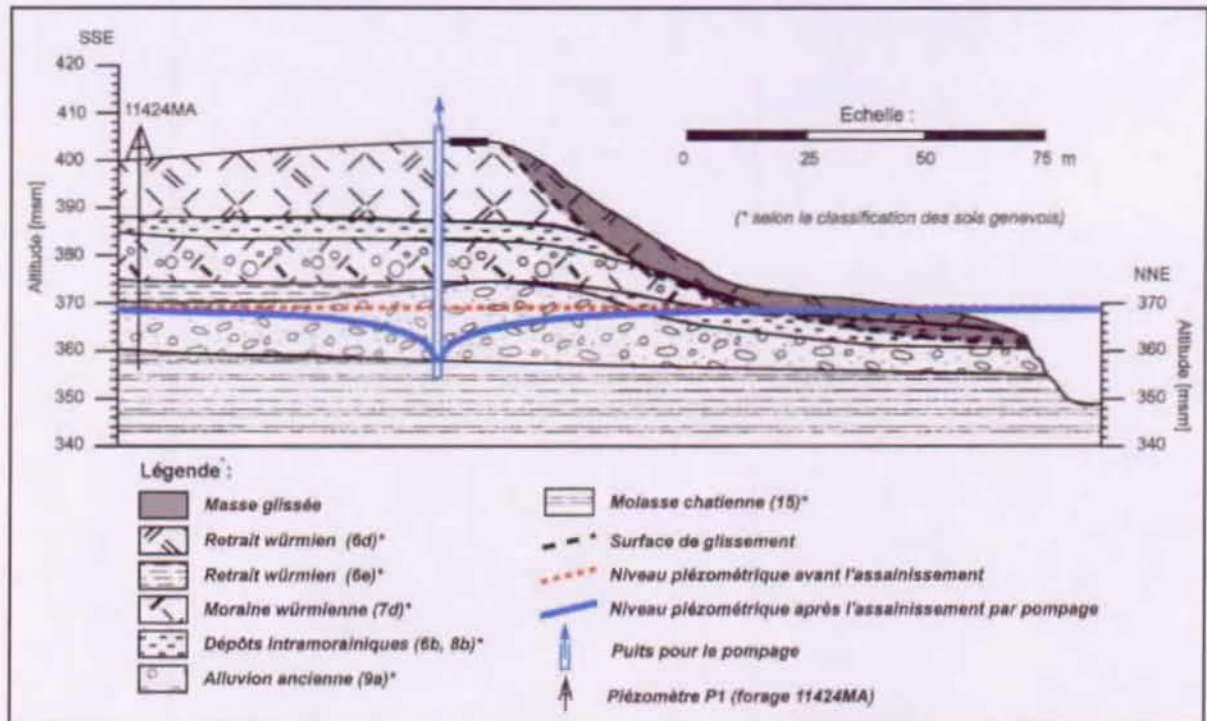


Figure 7.14: Illustration de l'effet d'un puits sur le rabattement de la nappe.

Les forces de percolation sont de plus en plus importantes dans la zone saturée avec l'augmentation de gradient hydraulique, soit au fur et à mesure que l'on s'approche du puits et que le rabattement augmente. Dans la zone non saturée, les forces de percolation sont orientées verticalement.

8. CRITIQUE DE LA MÉTHODOLOGIE PROPOSÉE ET RECOMMANDATIONS

Cette analyse critique de la méthodologie proposée dans le cadre de cette thèse pour déterminer les processus hydrogéologiques qui caractérisent un versant instable reprend les différentes étapes présentées à la figure 3.1 (*cf. chapitre 3*), mais de manière moins formelle. Certains points, indissociables lors de l'analyse de terrain, sont regroupés dans le présent chapitre.

8.1. ANALYSE STRUCTURALE ET PROPRIÉTÉS DU MILIEU

8.1.1. CARTOGRAPHIE GÉOLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE DE SURFACE

La cartographie géologique à l'échelle du versant est directement liée à la cartographie hydrologique (*cf. § 8.2.1*) qui doit être menée simultanément. La cartographie géologique constitue une étape indispensable pour déterminer les natures géologiques et structurales du milieu dans lequel se développent les écoulements souterrains. Les terrains meubles qui composent les versants instables sont souvent très hétérogènes et constitués de dépôts de pente (par exemple des éboulements, des affaissements, des laves torrentielles, etc...) comme nous l'avons observé sur les versants du Hohberg et du Triesenberg. Toutefois, ces terrains meubles peuvent aussi présenter une hétérogénéité réduite, comme par exemple lorsque les terrains de couverture sont constitués de dépôts glaciaires en place (versant de Peney). Cette hétérogénéité, lorsqu'elle existe doit être déterminée, d'une part pour comprendre le fonctionnement hydrogéologique du versant et d'autre part pour pouvoir réaliser un modèle numérique qui s'apparente le mieux possible à la réalité du terrain.

La cartographie hydrologique de surface permet de délimiter rapidement des secteurs particuliers qui nécessitent des investigations détaillées comme par exemple:

- Des secteurs secs même après des événements pluviométriques, ce qui traduit une bonne capacité d'infiltration des terrains de subsurface (milieu perméable susceptible d'alimenter en eau souterraine des systèmes aquifères plus profonds). Le versant du Triesenberg illustre cette situation à l'échelle du versant, ceux du Hohberg et de Peney l'illustre de manière locale;
- Des zones humides pérennes illustrant des milieux semi-perméables alimentés par des systèmes aquifères peu productifs mais permanents. Ce contexte est visible localement sur les versants du Hohberg et de Peney.
- Des zones humides temporaires, qui traduisent des milieux semi-perméables à imperméables illustrant par exemple (Peney):
 - Des zones à capacité d'infiltration réduite;
 - Des zones imperméables à capacité d'infiltration nulle favorisant le ruissellement de surface et/ou l'évapotranspiration;
 - Des zones d'émergence de petits systèmes aquifères temporaires.
- Des zones de sources qui traduisent un changement de perméabilité des formations géologiques qui constituent le versant. Ces secteurs, observés sur les versants du Hohberg et du Triesenberg, illustrent la terminaison de zones plus perméables (subsurface ou profonde) qui favorisent les circulations souterraines et leurs émergences.

- Un réseau hydrographique dont la forte densité peut illustrer des terrains de couverture globalement peu perméables (majeure partie du Hohberg). Au contraire une faible densité témoigne de formations plus perméables (Triesenberg, certains secteurs particuliers du Hohberg)

D'une manière générale, la cartographie de surface reste encore peu développée dans la problématique des versants instables. Elle se résume généralement par une analyse géomorphologique simplifiée utilisée pour délimiter la zone active d'un glissement de terrain. Bien souvent, le levé géologique de détails (roche en présence, fracturation, lithologie, etc...) est négligé, bien qu'il constitue une étape fondamentale pour caractériser les propriétés du milieu dans lequel les écoulements souterrains se développent. De plus, cette étape initiale de cartographie de surface apporte des indications essentielles sur la localisation de zones particulières au sein du versant (zones d'infiltration ou d'exutoire, secteurs peu perméables, etc...), qui nécessiteraient des investigations de détails par des reconnaissances directes ou indirectes en profondeur par exemple. Cette cartographie de surface constitue par conséquent une étape indispensable pour préparer des investigations en profondeur. En plus des nombreux intérêts que cette méthode apporte à la problématique des versants instables, elle présente l'avantage d'être très économique et mérite d'être mieux valorisée.

8.1.2. RECONNAISSANCES DIRECTES EN PROFONDEUR

Comme la cartographie de surface, les reconnaissances directes en profondeur par sondage sont indispensables pour caractériser les formations hydrogéologiques par des essais hydrogéologiques *in situ* en vue notamment de la phase de modélisation numérique des écoulements souterrains. Toutefois, il faut tenir compte de deux difficultés propres aux investigations ponctuelles et qui agissent également dans la problématique des versants instables comme nous l'avons observé lors de notre analyse des trois exemples présentés dans cette thèse.

- La représentativité à l'échelle du versant de ces reconnaissances directes qui apportent une information détaillée d'une partie infime du domaine;
- Un effet d'échelle doit être pris en compte lors de la régionalisation des essais hydrogéologiques réalisés.

Ces deux aspects doivent être considérés lors de la réalisation de ce type de reconnaissances. Toutefois, ils ne diminuent en rien l'intérêt apporté par cette méthode qui reste indispensable pour caractériser les formations hydrogéologiques d'un versant instable. Malheureusement, les reconnaissances directes sont encore trop souvent réalisées avec précipitation et imprécision. Cela se traduit par des connexions entre différents horizons aquifères (court-circuit hydraulique, zone crépinée sur toute la hauteur du forage, etc...) et une impossibilité d'effectuer des prélèvements ou des mesures en raison d'un diamètre souvent trop réduit.

Pourtant, si la réalisation des forages et la mise en place des dispositifs d'équipement s'effectue soigneusement, les mesures hydrogéologiques réalisées par l'intermédiaire de forages permettent de:

- Caractériser les formations hydrogéologiques par des essais *in situ* (granulométrie, fracturation, perméabilité par essai de pompage, etc...);
- Définir les directions d'écoulement souterrain à travers le milieu;
- Analyser des relations entre l'eau souterraine et les événements hydroclimatologiques (modèle conceptuel);

- Disposer de données nécessaires pour la calibration des simulations numériques (potentiel hydraulique).

La précision de l'emplacement de la zone crépinée est fondamentale pour que la mesure réalisée constitue une information interprétable, et le dispositif de mesure doit être correctement mis en place. Par exemple, l'installation de deux tubes piézométriques dans un seul forage dans le but de suivre l'évolution de deux aquifères distincts (l'un de subsurface, l'autre profond) a constitué un échec pour le versant de Peney. En effet, malgré les précautions et les garanties de l'entreprise de forage, l'essai de traçage que nous avons réalisé a mis en évidence un court-circuit hydraulique entre les deux aquifères en raison d'une mauvaise étanchéité du dispositif. Pour pallier à ce problème, nous recommandons dans certains cas de procéder à une segmentation des moyens de prélèvements par des sondages multiples afin de diminuer les risques de connexion artificielle entre différents horizons aquifères (*cf. § 8.5.1 pour plus de détail sur cette dernière recommandation*).

Finalement, nous conseillons de procéder à des investigations directes en profondeur après avoir déterminé les premiers modèles conceptuels d'écoulement sur la base de la cartographie de surface et des reconnaissances indirectes en profondeur. Ainsi, la réalisation de forages apporte des réponses à des questions préétablies sur la base d'investigations complémentaires dans le but de mieux comprendre le fonctionnement hydrogéologique du versant. De cette manière, ce type d'approche sera valorisé et permettra de cibler plus précisément la localisation des forages et leur équipement.

8.1.3. RECONNAISSANCES INDIRECTES DE LA DISTRIBUTION SPATIALE DE LA PERMÉABILITÉ

L'utilisation des reconnaissances indirectes, dans notre cas de la méthode radio-magnétotellurique, constitue une approche novatrice dans la problématique des versants instables pour déterminer des zones d'alimentation particulières et tenter de les traduire en termes hydrogéologiques. Cette traduction se base sur une relation empirique entre la résistivité électrique et la perméabilité intrinsèque du milieu.

En bref, cette méthode se base sur une mesure de résistivité apparente. Trois postulats sont considérés pour déterminer la distribution spatiale de la perméabilité intrinsèque:

- La résistivité électrique est peu influencée par le degré de saturation car les terrains sont souvent saturés dans les zones en glissement. Ce postulat est particulièrement vrai dans les parties centrales des glissements et l'est moins sur les bords. Il permet de considérer que la variation des mesures de résistivité électrique est essentiellement fonction de la constitution lithologique du terrain;
- La résistivité électrique est une fonction inverse complexe de la teneur en particules fines du milieu;
- La perméabilité croît lorsque la teneur en particules fines décroît.

Cette relation complexe est abordée par des corrélations statistiques. Les deux derniers postulats permettent de traduire la résistivité électrique en perméabilité intrinsèque. L'étalonnage de cette relation peut s'effectuer de deux manières successives:

- Le première est ponctuelle et repose sur des essais de pompage ou des essais d'infiltration;
- La seconde repose sur une simulation numérique d'une partie du bassin et est calibrée par le

flux hydraulique.

Dans le cadre de cette thèse, nous avons calibré cette relation pour le versant du Hohberg par simulation numérique sur la base de la réponse hydraulique de deux exutoires. Ensuite, nous avons abordé sa validation par la simulation du transport de l'oxygène-18.

Cette méthode novatrice présente des résultats très satisfaisants pour aborder de manière rapide et efficace la distribution spatiale des perméabilités intrinsèques pour les terrains de couverture des versants instables. Une telle méthode permet de mieux paramétrer les zones d'infiltration dans les modèles numériques.

8.1.4. SYNTHÈSE POUR L'ANALYSE STRUCTURALE

Pour les trois exemples proposés dans cette thèse, l'objectif de décrire le milieu géologique dans lequel se développe une instabilité de versant en vue d'une traduction hydrogéologique a été atteint de manière satisfaisante sur la base de la méthodologie proposée:

- La structure des versants a pu être décrite en détail en termes géométriques et paramétriques pour les trois versants, ce qui constitue une étape indispensable pour aborder la phase de simulation numérique des écoulements souterrains;
- L'approche géophysique utilisée dans cette thèse a permis de déterminer l'organisation de l'hétérogénéité des terrains de subsurface (Hohberg et Triesenberg) et de la traduire en termes hydrogéologiques (Hohberg et Triesenberg). Cette méthode géophysique s'applique aisément à l'échelle locale pour les grands versants instables (ou à l'échelle du versant pour des petites instabilités) pour positionner des reconnaissances directes en profondeur ou des essais de traçage;
- Des zones d'alimentation susceptibles d'influencer le phénomène de glissement ont été localisées par la cartographie géologique de surface (Hohberg et Triesenberg) et par des reconnaissances directes en profondeur (Peney). Les reconnaissances indirectes ont permis de détecter des zones d'alimentation qui correspondent à des secteurs d'infiltration des eaux météoriques (Hohberg et Triesenberg).

8.2. ANALYSE DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE

8.2.1. BILAN HYDRIQUE

L'analyse du bilan hydrique permet d'aborder l'existence ou l'absence d'un bassin d'alimentation hydrogéologique différent du bassin versant hydrologique et reste indispensable pour aborder les systèmes d'écoulements souterrains au sein d'un versant. Cette étape nécessite toutefois une attention particulière car elle ne permet pas toujours d'admettre ou de rejeter l'existence d'une alimentation externe. Par exemple, notre analyse du versant du Hohberg a mis en évidence l'existence d'une alimentation externe réduite qui n'apparaît pas sur la base du bilan hydrique en raison de la précision des mesures à dispositions. Cette imprécision du calcul est due à l'impossibilité technique actuelle de quantifier la part des eaux météoriques prélevées du versant de manière anthropique sur ce versant particulier. De plus, un calcul de bilan hydrique peut être mal équilibré en raison de l'existence éventuelle de sous-écoulements qui peuvent se produire dans des alluvions en pied de versant par exemple. Ce sous-écoulement n'est pas directement mesurable et est difficile à détecter.

Par conséquent, l'existence éventuelle d'une alimentation externe doit déjà être corroborée sur la base de l'analyse structurale du versant et de la cartographie hydrologique. Le calcul du bilan hydrique reste, dans certains cas, une approche indicative en fonction du degré de précision des données disponibles. Il nécessite généralement d'être confirmé par des investigations hydrogéologiques complémentaires (p. ex. l'évolution des débits en relation avec l'hydroclimatologie, surveillance de la conductivité électrique pour évaluer la dilution ou des phénomènes de mélange, des analyses hydrochimiques, etc...), particulièrement lorsque l'alimentation externe est réduite.

8.2.2. TRAÇAGE ARTIFICIEL

Dans la problématique des versants instables, l'essai de traçage est un outil très puissant pour caractériser le fonctionnement hydrogéologique des zones plus perméables et/ou valider des hypothèses conceptuelles concernant les écoulements souterrains. Les essais de traçage réalisés sur le versant du Triesenberg ont permis d'une part de caractériser les formations hydrogéologiques du versant et d'autre part de valider l'existence de liens hydrogéologiques avec un bassin versant hydrologique externe. La réalisation d'un essai de traçage dans le contexte des instabilités de versant s'avère souvent difficile en raison, d'une part des faibles perméabilités qui caractérisent les terrains instables pour des milieux à porosité d'interstice et d'autre part de l'hétérogénéité des formations de subsurface et des discontinuités qui sont propres aux versants instables comme nous l'avons constaté avec notre essai de traçage réalisé sur le versant de Penney. Il est indispensable de souligner que la plus grande partie du milieu instable n'est généralement pas traçable en raison des faibles perméabilités qui le caractérise.

Par conséquent, la réalisation d'un essai de traçage dans le contexte des instabilités de versant doit être effectuée après une analyse détaillée du contexte hydrogéologique pour avoir une bonne connaissance initiale du système et pouvoir ainsi réaliser l'essai de traçage avec succès.

8.2.3. HYDROCHIMIE, DÉBIT, CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE ET TEMPÉRATURE

Faciès hydrochimique

Le concept des faciès hydrochimiques basé sur l'analyse des ions majeurs permet dans certains cas de déterminer l'origine des eaux souterraines. Pour les exemples du Hohberg et du Triesenberg, ce concept n'a pas permis d'évaluer cette origine en raison de l'amalgame lithologique qui fournit une signature hydrochimique peu différenciée. En effet, les formations géologiques qui constituent les terrains de couverture et le substratum rocheux de ces deux versants présentent des marqueurs identiques. Seules les analyses des sulfates et du strontium, liés à la dissolution du gypse présent à la base des Préalpes Médiannes calcaires ont pu être utilisées dans ce but pour le versant du Hohberg. Par ailleurs, il faut être attentif à l'influence de l'activité anthropique sur la composition hydrochimique des eaux. La présence de sodium dans l'eau d'une source peut par exemple être interprétée par un système d'alimentation profond de l'exutoire, alors qu'en réalité ce sodium provient du salage des routes et est lessivé par des infiltrations directes dans un système aquifère de subsurface.

D'une manière générale, l'analyse des faciès hydrochimiques présente un intérêt significatif lorsque les formations géologiques qui composent les réservoirs d'un versant hydrogéologiques sont variables. L'exemple du versant instable de la Clapière en France (*Compagnon, 1997*) illustre particulièrement bien cette variabilité lithologique avec des eaux en provenance de for-

mations évaporitiques (faciès sulfaté magnésien à calcique; marqueurs: sulfates et strontium), d'autres en provenance du socle constitué de gneiss et de diorite (faciès bicarbonaté calcique et magnésien; marqueur: magnésium) et finalement des eaux qui s'infiltrent directement dans des sédiments fluvio-glaciaires (enrichissement en ions SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ et K^+). Le projet AQUITYP développé au GEOLEP présente une typologie hydrochimique des principaux types d'aquifère sur la base d'une analyse des marqueurs typiques (éléments majeurs et traces) des principales formations hydrogéologiques rencontrées à travers la Suisse et l'arc alpin. Cette typologie constitue un outil d'aide utile d'aide à la détermination de l'origine des eaux souterraines dans le contexte des instabilités de versant.

Analyse de la variabilité

L'analyse de la variabilité du débit, de la conductivité électrique et de la température de l'eau des eaux souterraines s'est avérée être un outil efficace pour caractériser le fonctionnement hydrogéologique des sources et captages d'un versant. Cette approche a été effectuée avec succès sur des mesures enregistrées en continu sur près de deux cycles hydrologiques pour le versant du Triesenberg et sur deux campagnes de terrain (hautes et basses eaux hydroclimatologiques) pour le versant du Hohberg. De cette manière, l'influence des conditions hydroclimatologiques sur la réponse des exutoires a pu être évaluée, ce qui permet de ce prononcer les systèmes d'écoulement qui prévalent: subsurface et profond selon les points pour le Hohberg et mixte pour le Triesenberg. Cette approche présente l'avantage d'être simple et peu coûteuse à mettre en oeuvre. En effet, deux tournées de terrain, réalisées à des situations hydroclimatologiques ou hydrogéologiques selon les cas, permettent déjà de caractériser grossièrement le fonctionnement hydrogéologique des exutoires sur la base de simples mesures de débit, de conductivité électrique et de température de l'eau pour chaque point. Par exemple, la trentaine de points dispersée sur l'ensemble du versant du Hohberg a été mesurée sur une journée de terrain par une personne. La question de réaliser l'acquisition de données en continu ou de manière discrète sera abordée plus loin au paragraphe 8.5.1.

L'analyse de la variabilité de la composition hydrochimique des sources permet de confirmer les résultats obtenus par les mesures acquises in situ (Hohberg et Triesenberg). Ces deux exemples illustrent les possibilités de cette approche effectuées sur la simple base de deux campagnes de terrain, à condition que celles-ci soient effectuées lors de situations hydroclimatologiques ou hydrogéologiques particulières. D'autre part, cette analyse de variabilité permet également d'évaluer la présence du mélange entre différents réservoirs. Par exemple, la présence d'une concentration en sulfates plus importante pour quelques exutoires du Hohberg a permis d'évaluer l'existence d'une alimentation réduite en provenance des calcaires des Préalpes Médiannes, qui se mélange aux eaux infiltrées directement dans les terrains de couverture du versant.

Le choix d'effectuer cette approche de variabilité sur la base de deux situations hydroclimatologiques ou hydrogéologiques dépend du type de réponse attendue. Cette approche a été appliquée sur la base du régime hydroclimatologique pour le versant du Hohberg car celui-ci est caractérisé par des perméabilités globalement faibles à l'échelle du versant. Par contre, elle a été réalisée sur la base du régime hydrogéologique qui dans ce cas est très différent du régime hydroclimatologique. En effet, le suivi en continu du débit des sources du Triesenberg a permis de mettre en évidence un décalage important (plusieurs semaines) entre les hautes eaux hydrogéologiques et les hautes eaux hydroclimatologique sur le versant.

Finalement, dans le but de réaliser un modèle numérique transitoire à faible pas de temps, une approche événementielle est recommandée. Dans ce cas, la surveillance hydrochimique peut fa-

vorablement être remplacée par des mesures de conductivité électriques. Ce point sera détaillé au paragraphe 8.5.3 dans les recommandations pour la pratique.

8.2.4. ISOTOPES STABLES DE L'EAU

L'analyse des isotopes stables de l'eau offre des méthodes spécifiques pour évaluer des aspects particuliers du fonctionnement hydrogéologique des versants. Ces aspects sont la détermination de l'altitude d'infiltration, la détermination d'un temps de transit moyen de l'eau dans un système aquifère, et l'utilisation des signatures isotopiques pour valider la modélisation numérique. Pour ce dernier point, l'oxygène-18 constitue un traceur naturel idéal qui s'infiltré sur la zone entière et dont les phénomènes d'adsorption peuvent être négligés. Cette spécificité des isotopes stables constitue un grand avantage pour l'utilisation de ces méthodes, bien que leur coût soit élevé et que leur interprétation soit influencée par un grand nombre d'effets perturbateurs (température de l'air, altitude, variabilité de la composition isotopique des eaux météoriques, modèle numérique tridimensionnel).

Les analyses isotopiques basées sur l'oxygène-18 ont été utilisées avec succès sur les versants du Hohberg et du Triesenberg. Elles offrent un moyen efficace pour valider les modèles numériques sur la base de modèle de transport et constituent un outil de validation solide des différentes hypothèses conceptuelles abordées sur la base des autres méthodes hydrogéologiques présentées dans cette thèse:

- L'analyse de la relation entre l'oxygène-18 et l'altitude des zones d'infiltration confirme également les hypothèses conceptuelles proposées pour les deux versants:
 - Les bassins d'alimentation des sources et captages du Hohberg sont presque tous situés à proximité immédiate des zones d'exutoires, ce qui illustre un cheminement des eaux souterraines relativement restreint. Ce résultat confirme ceux qui ont été obtenus sur la base des autres méthodes d'investigations entreprises sur ce versant (géophysique, bilan hydrique, hydrochimie, etc...).
 - L'altitude moyenne des bassins d'alimentation des trois sources du Triesenberg est plus délicate à interpréter. En effet, l'altitude moyenne obtenue par la relation entre l'oxygène-18 et l'altitude des zones d'infiltration indique que les bassins d'alimentation sont situés approximativement entre 150 et 300 mètres plus haut que les zones d'émergence de ces sources. Cependant, cet exemple du Triesenberg illustre le fait qu'il faut se garder d'une interprétation simple des analyses isotopiques basées sur une composition moyenne. En effet, dans ce cas les zones d'infiltration pourraient être admises à l'amont de ces exutoires sur le versant du Triesenberg dont l'altitude maximale s'étend bien au-delà de ces altitudes d'infiltration calculées. Toutefois, l'existence d'une alimentation externe de plus haute altitude en provenance du bassin versant de la Samina a été validée par un essai de traçage artificiel. Par conséquent, les bassins d'alimentation que l'on aurait interprété de manière trop simple sur la base de ces analyses isotopiques sont incohérents avec les conditions réelles du versant. Ces systèmes d'écoulement doivent mettre en jeu deux réservoirs au moins: l'un de plus haute altitude alimenté par le bassin versant de la Samina, l'autre de plus basse altitude alimenté par le versant du Triesenberg. L'altitude de ces deux bassins d'alimentation, pondérée par les volumes mis en jeu par chacun, correspond à l'altitude d'infiltration moyenne obtenue pour ces trois sources.

Les résultats obtenus pour cet exemple du Triesenberg sont particulièrement intéressants, car ils démontrent de quelle manière ces analyses isotopiques permettent de valider des observations pour le cas présent, ou des hypothèses conceptuelles dans d'autres cas.

- L'analyse de la variabilité de la composition en oxygène-18 a été effectuée pour quelques sources et captages, ce qui a permis de caractériser leur fonctionnement hydrogéologique par rapport aux événements hydroclimatologiques (Hohberg et Triesenberg). Cette approche isotopique renforce le modèle conceptuel établi à l'aide d'autres facteurs (variabilité des paramètres de débit, de conductivité électrique, de température de l'eau et de la composition hydrochimique par exemple). Le versant du Hohberg présente des systèmes d'écoulements souterrains globalement plus influencés par les événements hydroclimatologiques que ceux du Triesenberg (cf. figure 8.1). Une valeur maximale fortement décentrée apparaît pour les trois sources du Triesenberg. Ce phénomène de décentrage illustre l'influence d'une infiltration directe et ponctuelle d'eau enrichie en isotopes lourds issue de la fonte de neige à proximité immédiate des exutoires (cf. § 6.2.8.1)

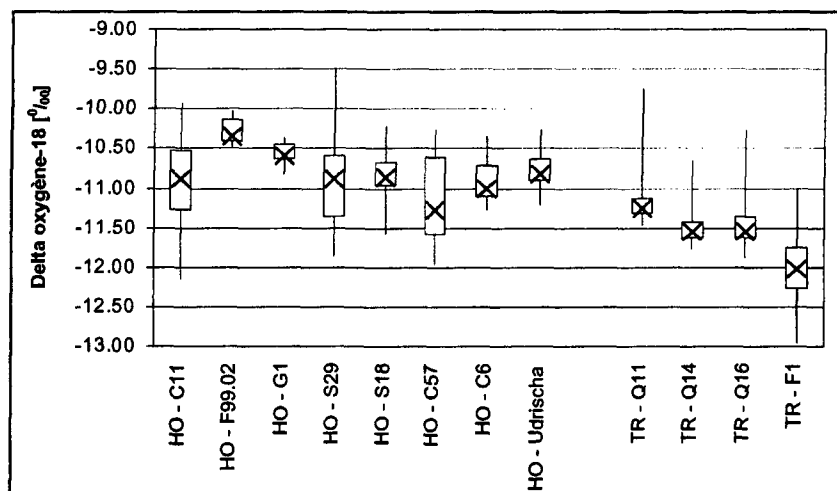


Figure 8.1: Illustration synthétique de la caractérisation des sources et captages sur la base de la composition isotopique de l'oxygène-18 pour l'ensemble des données disponibles.

L'axe des abscisses indique le nom des émergences (HO=Hohberg / TR=Triesenberg). La croix correspond à la valeur médiane; le rectangle illustre les centiles 25% (en bas) et 75% (en haut); le trait présente les valeurs minimale (en bas) et maximale (en haut). Les points moins influencés par les événements hydroclimatologiques présente une variabilité faible illustrée par les centiles (F99.02, G1, S18 et Udrischa pour le Hohberg et Q11, Q14 et Q16 pour le Triesenberg), à l'inverse de ceux qui le sont plus (C11, S29, C57 pour le Hohberg par exemple).

- L'évaluation des temps de transit moyen constitue également un moyen de validation des hypothèses conceptuelles proposées sur la base des autres méthodes d'investigation développées dans cette thèse. Le versant du Hohberg présente des temps de transit moyen relativement courts (entre 1.5 et 5 ans) et celui du Triesenberg présente des temps de transit moyen légèrement plus longs (entre 4.5 et 7 ans). La détermination des temps de transit moyen constitue une approximation qui peut donner un résultat parfois très différent de la distribution des temps de transit au sein des aquifères en raison des différentes gammes de perméabilité qui caractérisent le milieu géologique. Une méthode de simulation en régime permanent de la distribution des temps de transit a été récemment développée (Etcheverry, 2001) et ouvre des perspectives pour une application à court terme de cette approche (Cornaton, thèse en prép.).

En conclusion, l'utilisation des isotopes stables dans la problématique des versants instables apporte des informations très utiles pour valider les systèmes d'écoulements souterrains et les simulations numériques qui ne peut être remplacée par d'autres méthodes. En effet, les isotopes stables présentent le grand avantage d'être conservatifs et de s'infiltrer de manière relativement homogène à l'échelle du versant.

8.2.5. SYNTHÈSE DE L'ANALYSE DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE

Les différentes étapes proposées par notre démarche méthodologique aboutissent à une progression pour la compréhension du fonctionnement hydrogéologique des versants instables. Par cette approche, il est possible de déterminer les zones d'alimentation des eaux souterraines et d'évaluer des systèmes d'écoulement au sein de versants analysés. Cette évaluation du fonctionnement hydrogéologique permet d'aborder la phase de simulation numérique des écoulements souterrains pour tester la cohérence des modèles conceptuels proposés. De plus, ces processus hydrogéologiques sont directement mis en relation avec les phases de réactivation qui caractérisent les instabilités étudiées.

8.3. MODÉLISATION DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS

8.3.1. MODÉLISATION BIDIMENSIONNELLE

Les simulations bidimensionnelles effectuées dans le cadre de cette thèse (Hohberg et Triesenberg) ont permis d'effectuer des tests de sensibilité sur les paramètres et les conditions aux limites qui doivent être imposées pour simuler le fonctionnement hydrogéologique du versant. De plus, nous avons caractérisé les paramètres et les conditions aux limites qui doivent être imposées pour permettre de reproduire numériquement les différentes hypothèses conceptuelles proposées et ainsi évaluer leur vraisemblance. De cette manière, nous avons par exemple pu favoriser l'hypothèse du modèle conceptuel totalement saturé à l'échelle du versant pour le Hohberg (hypothèse conceptuelle A). En effet, la modélisation a démontré la nécessité d'imposer une augmentation brutale de la conductivité hydraulique de près de deux ordres de grandeur dans le rocher décomprimé pour qu'un aquifère perché apparaisse. Les paramètres de conductivité hydraulique nécessaires pour créer numériquement cet aquifère perché sont incohérents avec les investigations de terrain à disposition (reconnaitances directes et indirectes).

Les simulations réalisées pour le versant du Triesenberg ont permis de valider les hypothèses conceptuelles proposées sur la base des investigations de terrain et d'apprécier qualitativement et quantitativement les relations hydrogéologiques entre quelques sources typiques du versant et les différentes zones d'infiltration. Concrètement, nous sommes parvenus à:

- Reconstituer des réponses hydrogéologiques complexes qui mettent en jeu plusieurs bassins d'alimentation;
- Estimer quantitativement les apports de chaque zone d'infiltration préférentielle;
- Effectuer une première calibration des simulations sur la base du débit et du transport de l'oxygène-18.

D'une manière générale, lorsque le versant qui doit être modélisé ne présente a priori pas d'effet tridimensionnel complexe significatif, la phase de modélisation peut être abordée par un modèle numérique hydrogéologique bidimensionnel vertical. Par contre, lorsque des effets tridimen-

sionnels significatifs sont mis en évidence ou sont fortement soupçonnés (topographie en cuvette du versant, forme concave de la zone d'ablation et convexe du pied, etc), les simulations bidimensionnelles verticales constituent une étape préliminaire utile pour effectuer une première caractérisation des paramètres et conditions aux limites pour permettre d'aborder de manière plus directe un modèle tridimensionnel.

8.3.2. MODÉLISATION TRIDIMENSIONNELLE

Seul le versant du Hohberg a bénéficié d'une simulation hydrogéologique tridimensionnelle dans le but d'évaluer les effets tridimensionnels que la topographie particulière du versant est susceptible d'induire. Concrètement, les résultats apportés par ces simulations sont:

- Une démonstration de la possibilité de réaliser des simulations numériques tridimensionnelles cohérentes des écoulements souterrains dans le contexte très particulier des instabilités de versant (géométrie complexe, perméabilité faible avec des gradients hydrauliques élevés);
- Une démonstration de l'existence d'écoulements souterrains latéraux (effet tridimensionnel du versant) qui modifie la distribution du champ de potentiel hydraulique dans la masse instable;
- La détermination d'un état hydrogéologique extrême à court terme qui se corrèle parfaitement avec une phase de réactivation du glissement;
- La validation d'un modèle conceptuel type, admissible pour l'ensemble du versant.

Les résultats obtenus par ces modèles tridimensionnels ne peuvent pas être remplacés par des simulations bidimensionnelles. En effet, les écoulements souterrains latéraux n'auraient pas pu être intégrés dans un modèle numérique bidimensionnel, bien que ces écoulements latéraux jouent un rôle essentiel sur la recharge des terrains instables du Hohberg. Ces modèles tridimensionnels réalisés pour le Hohberg confirment d'une part l'utilité des modèles bidimensionnels pour effectuer des tests de sensibilité et une évaluation préliminaire des conditions aux limites qui doivent être intégrées dans le modèle numérique. D'autre part, cet exemple du Hohberg confirme la nécessité de procéder dans certains cas à une simulation tridimensionnelle sous peine de passer à côté de facteurs essentiels (tels que les écoulements latéraux ou la forme particulière en goulet par exemple d'un versant) pour comprendre le fonctionnement hydrogéologique du versant et sa mise en charge.

8.3.3. CALIBRATION ET VALIDATION

La calibration des modèles numériques est abordée dans cette thèse, sur la base des fonctions de transfert (flux, potentiel hydraulique) et de transport (oxygène-18). Les isotopes stables de l'eau constituent un traceur naturel parfait en terme de comportement dans le milieu car l'oxygène-18 est lié à la molécule d'eau. Par conséquent, les phénomènes d'adsorption peuvent être considérés comme inexistantes. De plus, ce traceur naturel des eaux souterraines s'infiltré de manière plus ou moins homogène (en fonction de l'altitude) sur la zone entière. Ce type de traceur présente un intérêt particulier pour la calibration et la validation des simulations numériques sur la base d'un couplage écoulement-transport de substance. Ces avantages, des traceurs comme les traceurs artificiels ou les marqueurs hydrochimiques par exemple ne les présentent pas.

Nous avons dans le cadre de cette thèse utilisé l'oxygène-18 pour effectuer une première calibration des modèles sur la base de cette approche. Ces premiers tests confirment l'intérêt d'une telle approche, mais nécessitent encore d'affiner les tests de sensibilité (sensibilité de la fréquence d'échantillonnage pour les entrées en mode transitoire par exemple) afin de pouvoir établir des recommandations précises pour l'utilisation de cette technique de validation.

L'ensemble des données acquises sur le terrain et en laboratoire ne doivent pas être utilisées exclusivement en tant que paramètres d'entrée dans un modèle numérique. Une partie d'entre eux doivent impérativement être mis de côté pour la phase de calibration du modèle. Dans nos simulations, nous avons intégré des conditions aux limites correspondant à des potentiels hydrauliques pour localiser le réseau hydrographique pour certains noeuds du modèle. Des conditions d'entrée en terme de flux (et de composition isotopique pour les modèles de transport) ont été attribués pour les autres noeuds du modèle dans le but d'intégrer les conditions de recharge du versant. Toute l'information qui concerne les sources (flux, composition isotopique) et la distribution du champ de potentiel hydraulique au sein du domaine est réservée pour la calibration et la validation quand le nombre de données est suffisant. De cette manière seulement, il est possible de réaliser un modèle numérique cohérent calibré qui puisse être utilisé pour simuler des comportements hydrogéologiques extrêmes à court terme afin d'évaluer différentes solutions d'assainissement.

8.3.4. SYNTHÈSE

La réalisation d'un modèle numérique hydrogéologique validé, qu'il soit bi- ou tridimensionnel, constitue une étape finale nécessaire dans l'analyse d'une instabilité de versant. En effet, un tel modèle permet de:

- Confirmer un modèle de fonctionnement;
- Effectuer une synthèse de l'ensemble des données acquises sur le terrain pour tester leur cohérence par rapport au fonctionnement hydrogéologique du versant;
- Mettre en évidence les processus hydrogéologiques principaux dans une instabilité de versant sur la base de leur sensibilité aux différents paramètres.

Bien souvent, la modélisation numérique des écoulements souterrains doit se baser sur un modèle tridimensionnel pour pouvoir prendre en compte les écoulements latéraux qui jouent un rôle fondamental sur la recharge hydraulique des terrains instables:

- La zone d'ablation est souvent de forme concave, ce qui induit des écoulements souterrains latéraux qui viennent alimenter l'instabilité. Dans ce cas, l'effet tridimensionnel provoque une augmentation des potentiels hydrauliques dans la zone centrale, ce qui n'est pris en compte par un modèle numérique bidimensionnel en coupe;
- La zone de transit peut être plus étroite et constituer un étranglement qui va rassembler les écoulements souterrains ce qui aura pour effet d'augmenter les charges hydrauliques;
- La zone d'accumulation (ou de pied) est souvent de forme convexe où l'eau se trouve drainée en fonction des effets de convexité. Dans ce cas, l'effet tridimensionnel conduit à une diminution des potentiels hydrauliques par un drainage sur les cotés du pied, ce qui n'est pas non plus pris en compte par un modèle numérique bidimensionnel en coupe.

Dans le cas d'une simulation bidimensionnelle verticale, ces effets tridimensionnels dus à la morphologie du versant et de l'instabilité seront négligés, et par conséquent, la simulation ne sera pas représentative de la réalité.

La simulation de scénarios hydroclimatologiques extrêmes et complexes (pluie et neige), notamment en régime transitoire à très court terme, doit également être effectuée sur la base de ces modèles hydrogéologiques. De cette manière, il est possible d'évaluer la réponse hydrogéologique du versant face à un événement hydroclimatologique particulier et déterminer quels sont les secteurs plus ou moins sensibles qui devront être considérés en priorité pour tester les projets d'assainissement envisagés. Les simulations numériques réalisées dans cette thèse démontrent qu'une approche numérique hydrogéologique telle que nous l'avons effectuée est a priori parfaitement applicable pour tous les versants instables qui concernent des terrains meubles. A l'exception de la capacité des ordinateurs, aucune limite particulière n'a été observées par les simulations réalisées dans cette thèse sur la base du logiciel Feflow. Les simulations réalisées dans cette thèse l'ont été sur une station Unix AlphaServeur de marque Compaq avec deux processeurs de 666 MHz et 2 Go de mémoire vive. Il s'agit d'une machine puissante, mais pas exceptionnelle. Dans ces conditions les temps de calcul représentent par exemple:

- 10 minutes de calcul pour simuler un intervalle de 1000 ans dans le cas d'un modèle bidimensionnel vertical saturé en régime transitoire de 20'000 éléments (écoulement seulement);
- 8 à 10 heures pour simuler un intervalle de 200 jours pour ce même modèle mais en régime non saturé (écoulement et transport);
- 2 à 3 heures de calcul pour simuler un intervalle de 100 jours dans le cas d'un modèle tridimensionnel transitoire de 50'000 éléments en milieu saturé (écoulement et transport);
- 3 à 4 heures de calcul pour simuler un intervalle de 365 jours dans le cas d'un modèle tridimensionnel transitoire de 165'000 éléments en milieu saturé (écoulement seulement);

Lorsque la limite de capacité du calcul est atteinte par l'ordinateur, il est possible de diminuer le nombre de noeuds pour réduire les temps de calcul. De plus, le développement informatique actuel fait que dans quelques années, des modèles encore lourds à gérer aujourd'hui, le seront beaucoup moins à court terme.

Cette modélisation hydrogéologique des versants instables ouvre des perspectives pour simuler des modèles mécaniques de stabilité sur la base de situations hydrogéologiques critiques complexes validées.

8.4. ANALYSE SYNTHÉTIQUE GÉNÉRALE DE LA DÉMARCHE MÉTHODOLOGIQUE PROPOSÉE

La méthodologie développée dans cette thèse offre un moyen pour formaliser une démarche qui conduit à la détermination du fonctionnement hydrogéologique d'une instabilité de versant. Cette démarche méthodologique constitue un outil méthodologique pour caractériser les processus hydrogéologiques induits par les phénomènes hydroclimatologiques à court terme, sur la base d'une intégration préalable des données à long terme. De cette manière, il est possible d'évaluer les relations entre ces processus hydrogéologiques et la stabilité des versants. Par cette approche hydrogéologique, nous sommes capables d'une part de déterminer quels sont les secteurs hydrogéologiquement sensibles qui peuvent intervenir sur la recharge des zones instables, et d'autre part de tester l'influence de ces secteurs sur l'alimentation des eaux souterraines par des simulations numériques d'écoulements souterrains. De cette manière, il est possible de cibler des secteurs particuliers pour lesquels des projets d'assainissement doivent être envisagés pour réduire la recharge des terrains instables par exemple. De plus, notre démarche méthodologique aboutit à une simulation numérique des écoulements souterrains qui doit être utilisée

pour tester l'efficacité hydrogéologique à court et à long terme des dispositifs d'assainissement envisagés, et pour évaluer quelle est la localisation la plus adéquate de ce dispositif pour un résultat optimum.

Les différentes opérations proposées par cette démarche ont toutes un objectif bien précis comme nous venons de le montrer aux paragraphes 8.1 à 8.3. Les principaux facteurs qui doivent impérativement être pris en compte pour comprendre le fonctionnement hydrogéologique d'un versant et valider ce fonctionnement peuvent se résumer brièvement par:

- La cartographie géologique de surface constitue une étape préliminaire indispensable pour caractériser les propriétés du milieu dans lequel les écoulements souterrains se développent. Couplé à une cartographie hydrologique de surface, cette étape initiale constitue un moyen simple et bon marché pour déterminer des zones particulières qui nécessitent des investigations de détails comme par exemple des reconnaissances directes ou indirectes en profondeur;
- Les reconnaissances directes en profondeur doivent être abordées après avoir déterminé les premiers modèles conceptuels d'écoulement sur la base de la cartographie de surface et des reconnaissances indirectes en profondeur. De cette manière, la réalisation des forages apporte des réponses à des questions préétablies pour mieux comprendre le fonctionnement hydrogéologique du versant. Les mesures hydrogéologiques en forages sont fondamentales pour déterminer les directions d'écoulement, les relations entre les événements hydrogéologiques et hydroclimatologiques, et sont indispensables pour calibrer les simulations numériques. En raison de cet intérêt majeur, la mise en place de ces dispositifs de mesure doit être effectuée avec la plus grande précision pour éviter toute interaction artificielle d'un horizon aquifère à un autre;
- Une analyse du bilan hydrique à l'échelle du bassin versant de l'instabilité pour évaluer si des apports en provenance d'un bassin versant externe doivent être considérés. Cette analyse qui reste souvent indicative constitue un outil pour préciser des investigations complémentaires qui doivent être entreprises pour comprendre le fonctionnement hydrogéologique du versant. Par exemple, l'existence d'une alimentation externe nécessite d'étendre les investigations de terrains à des secteurs supplémentaires pour pouvoir considérer les apports dans leur ensemble;
- Le traçage artificiel peut s'avérer très utile pour confirmer des circulations préférentielles à travers un versant et caractériser le milieu dans lequel des circulations souterraines ont lieu. La réussite de ce type d'investigations nécessite une bonne connaissance préalable du terrain car une grande partie de celui-ci n'est pas traçable en raison perméabilités trop faibles. Dans ce cas, l'essai de traçage nécessite une surveillance des exutoires beaucoup trop longue (pouvant atteindre plusieurs années) pour obtenir une restitution du traceur.
- La variabilité des paramètres comme le débit, la conductivité électrique et la température de l'eau est utile pour caractériser efficacement le fonctionnement des exutoires. Plus le nombre de mesure est important, plus la précision et la complexité des phénomènes hydrogéologiques déterminés seront détaillés. Il est très probable que, sans un suivi en continu de quelques points pour ces trois paramètres, l'alimentation externe en provenance d'un bassin versant différent n'aurait pas pu être déterminée pour le Triesenberg et que les phénomènes de mélange entre ces eaux d'origine externe et celles en provenance du versant du Triesenberg n'auraient pas pu être abordés. Toutefois, lorsque les systèmes d'écoulement souterrain sont plus simples ou que les zones d'alimentation sont évidentes, des mesures discrètes peuvent suffire. Dans ce cas, des campagnes en régime de hautes et de basses eaux sont fondamentales pour mesurer des situations hydrogéologiques extrêmes.
- Le concept de faciès hydrochimique offrent la possibilité dans certains cas de tracer les eaux

souterraines avec succès. Toutefois, cette méthode nécessite la présence de formations géologiques qui fournissent des marqueurs distincts.

- Les isotopes stables de l'eau (l'oxygène-18 en particulier) présentent un intérêt majeur pour confirmer des systèmes d'écoulement souterrain et plus particulièrement pour calibrer et valider des modèles numériques hydrogéologiques. Le grand avantage de ces méthodes isotopiques pour une validation numérique des écoulements souterrains repose sur le fait qu'il s'agit d'un traceur parfait en terme de comportement dans le milieu car il est lié à la molécule d'eau.
- Finalement, la simulation des écoulements souterrains constitue une étape finale indispensable pour tester et confirmer le fonctionnement hydrogéologique d'un versant et ouvre des perspectives pour évaluer l'effet de différents scénarios d'assainissement sur ce fonctionnement hydrogéologique. La simulation numérique apporte par conséquent un moyen pour évaluer avec une précision encore jamais atteinte à notre connaissance, l'impact à long terme des travaux de confortation que l'on souhaite mettre en place.

La démarche méthodologique proposée a été testée avec succès sur trois exemples typiques à travers la Suisse et l'arc alpin. D'autres exemples sont actuellement en cours d'analyse à notre laboratoire et notre démarche méthodologique semble s'appliquer sans difficulté particulière pour différents contextes géologiques et hydrogéologiques. La conjonction de l'ensemble de ces versants analysés sur la base de cette méthodologie ouvre également des perspectives pour la réalisation d'une typologie hydrogéologique des versants instables. Une telle typologie aboutirait à la classification par type des différents contextes hydrogéologiques qui caractérisent les versants instables (p. ex. aquifère perché, alimentation externe, alimentation profonde, etc...) et serait utile pour déterminer quels types de relation peuvent apparaître entre ces contextes hydrogéologiques types et la stabilité d'un versant. De cette manière, il serait possible de proposer une approche méthodologique ciblée et des outils d'analyse spécifiques en relation directe avec le type de contexte hydrogéologique qui caractérise le versant.

8.5. RECOMMANDATIONS SPÉCIFIQUES POUR LA PRATIQUE

L'application de la démarche méthodologique proposée dans cette thèse sur les trois versants présentés précédemment permet d'énoncer quelques recommandations adressées aux praticiens.

8.5.1. RECONNAISSANCES DIRECTES EN PROFONDEUR

Les reconnaissances directes en profondeur doivent être réalisées avec le plus grand soin. Il est indispensable de déterminer leur localisation sur la base d'investigations complémentaires comme nous l'avons déjà mentionné précédemment (*cf.* § 8.1.2 et 8.4).

La pose de tubes perforés doit être effectuée au niveau des horizons aquifères seulement et être séparée par des bouchons d'étanchéité d'argile pour éliminer le risque d'interaction artificielle lorsque plusieurs horizons aquifères sont présents. Par mesure de précaution, la pose de multiples tubes perforés peut nécessiter des forages distincts (un forage pour un horizon) pour éliminer le risque de court-circuit hydraulique d'un horizon aquifère à un autre. Les garanties apportées par le foreur en terme d'étanchéité ne sont pas suffisantes pour écarter ce risque, notamment en raison des déformations que le tube équipé de manière complexe va devoir subir de la part des terrains en mouvement. Cet aspect induit une augmentation du coût des travaux de reconnaissance, mais peut être recommandé pour diminuer le risque d'interaction entre diffé-

rents horizons aquifère. Un dispositif de mesures hydrogéologiques défectueux peut conduire à une interprétation incorrecte du système d'écoulement souterrain et conduire à réaliser des assainissements peu au pas efficace. Pour ne pas augmenter les coûts de manière trop importante, le forage le plus profond doit être carotté pour déterminer les différents horizons aquifères, mais les autres peuvent être réalisés en destructif à proximité du premier.

L'échantillonnage en forage nécessite également quelques précautions élémentaires, qui toutefois ne sont pas toujours mises en application, raison pour laquelle elles sont rappelées ici.

- Dans le cas d'une mise en écoulement (forage artésien, pompage) il est indispensable de formaliser clairement l'échantillonnage, notamment par la détermination d'un temps où l'on laisse librement l'eau s'écouler avant de procéder à l'échantillonnage ou à la prise de mesures. Le temps d'écoulement libre de l'eau doit être équivalent au temps pour que le volume du puits soit totalement renouvelé avant de procéder au prélèvement. Par mesure de sécurité il est recommandé de considérer le temps nécessaire pour renouveler 5 à 10 fois ce volume pour assurer le renouvellement jusqu'au fond du dispositif. De cette manière seulement, les mesures effectuées par différentes personnes pourront être comparables;
- Dans le cas d'un écoulement libre, l'utilisation d'un préleveur est indispensable. Il faut logiquement veiller à ce que ce préleveur ne soit pas contaminé par une eau en provenance d'un horizon aquifère différent. Ce point paraît évident, toutefois son application reste très variable.

Cette précision formelle pour l'échantillonnage garantit la qualité des prélèvements et diminue le risque de mauvaises surprises consécutives à des manipulations précipitées. Elle constitue également un moyen pour limiter le nombre d'analyse.

8.5.2. ACQUISITION DE DONNÉES IN SITU (DISCRÈTE OU EN CONTINU)

L'acquisition de mesures hydrogéologiques en continu pour quelques points particuliers est vivement recommandée pour mettre en évidence des relations détaillées entre les processus hydrogéologiques et les phénomènes de réactivation d'un glissement. Une acquisition en continu permet de:

- Suivre des successions d'événements à court terme qui peuvent passer inaperçus par des mesures discrètes;
- D'évaluer les régimes hydrogéologiques extrêmes pour cibler les périodes d'échantillonnages;
- Disposer de série temporelle pour mieux simuler numériquement la réponse hydrogéologique du versant et ainsi obtenir un modèle numérique plus fiable pour tester l'effet à long terme d'un projet d'assainissement.

Une acquisition de données en continu représente un investissement supplémentaire, mais pleinement justifié par rapport à la qualité de l'information obtenue qui permet bien souvent de répondre à des interrogations persistantes concernant les processus.

8.5.3. HYDROCHIMIE

Une limite en terme de coût pour les analyses hydrochimiques et isotopiques au laboratoire va restreindre le nombre d'échantillons qui pourront être analysés. Le coût des analyses hydrochimiques peut être réduit par des mesures physico-chimiques sur le terrain réalisées pour effectuer une première caractérisation de la composition ionique des eaux souterraines. L'utilisation des mesures physico-chimiques peut également remplacer des mesures hydrochimiques pour observer l'évolution de la réponse hydrogéologique à l'échelle événementielle.

Le fonctionnement hydrogéologique général du versant peut être défini pour un coût limité par des analyses hydrochimiques au laboratoire sur quelques exutoires qui sont sélectionnés sur la base de ces mesures in situ. Un intérêt particulier pour les analyses hydrochimiques ayant été mis en évidence lorsque le (ou les) bassin(s) d'alimentation présente(nt) des formations géologiques caractérisées par des marqueurs hydrochimiques typiques, une attention particulière doit être portée sur le choix des émergences à analyser. Un préavis sur la base de la conductivité électrique reste de mise dans ce cas.

Des tournées en régime de hautes et de basses eaux hydrogéologiques apportent des informations sur des conditions hydrogéologiques critiques et par conséquent particulières, qui sont indispensables pour déterminer les variations du fonctionnement hydrogéologique du versant en relation avec les apports hydroclimatologiques à court terme.

8.5.4. ISOTOPES STABLES DE L'EAU

Pour les analyses isotopiques, le choix des points à suivre est fondamental d'une part pour obtenir un résultat qualitatif solide et d'autre part pour ne pas multiplier le nombre d'analyses et par conséquent leur coût. Pour cela, il est indispensable de se baser sur l'ensemble des connaissances géologiques, hydrogéologiques et hydrochimiques à disposition et d'aborder ce type d'analyse du point de vue d'une validation d'hypothèses fondées sur des moyens d'investigations complémentaires (*cf.* § 8.2.6). Un préavis basé sur la variabilité de la conductivité électrique peut donner une indication sur le type de variabilité que l'on peut attendre des analyses isotopiques. Un excellent moyen pour cibler au mieux le nombre d'analyses au laboratoire est de prélever un grand nombre d'échantillons sur le terrain et d'adopter une stratégie analytique qui consiste dans un premier temps à analyser uniquement quelques points de la série échantillonnée de manière régulière. Dans un deuxième temps, il s'agit de resserrer le nombre d'analyse sur les intervalles particuliers qui ont été mis en évidence par la première série d'analyses, et ainsi de suite. De cette manière, le nombre d'échantillons analysés est optimisé au mieux en fonction des résultats analytiques obtenus.

La détermination de la fréquence et de la période d'échantillonnage est également très importante, et relative à l'objectif recherché:

- Pour un simple préavis sur la composition isotopique des exutoires d'un versant, une valeur annuelle moyenne est suffisante. Grâce aux variations saisonnières de la composition isotopique des eaux, la composition isotopique annuelle moyenne des précipitations et des systèmes hydrogéologiques de subsurface, peut être obtenue par le prélèvement de quelques échantillons prélevés durant les mois d'avril-mai ou de septembre-octobre. Dans ce cas, la composition isotopique des précipitations peut être obtenue par l'intermédiaire du réseau fédéral d'observation.
- Pour évaluer l'amplitude générale de la variabilité du fonctionnement hydrogéologique du

versant, un échantillonnage en régime de hautes et de basses eaux hydrogéologiques constitue une première approximation satisfaisante. Le réseau fédéral d'observation des isotopes peut également être utilisé pour obtenir la composition isotopique des précipitations.

- Pour caractériser les systèmes d'écoulements principaux à travers le versant (détermination des altitudes d'infiltration, évaluation de mélange de plusieurs composantes, temps de transit moyen), un échantillonnage mensuel sur un cycle hydrologique est suffisant, à condition de prendre soin de prélever des échantillons cumulés sur un cycle mensuel pour les entrées dans le système (pluies, fonte de neige). Le réseau fédéral d'observation des isotopes peut également être utilisé dans ce cas pour déterminer la composition isotopique du signal d'entrée.
- Pour caractériser le fonctionnement hydrogéologique des exutoires et utiliser l'oxygène-18 comme moyen de validation des simulations numériques, un échantillonnage hebdomadaire est indispensable pour ne pas manquer des événements importants (fontes rapides de la couverture neigeuse, périodes à forte pluviométrie, etc...). Les signaux d'entrées dans le système devront être échantillonnés de manière cumulée en fonction de la fréquence d'échantillonnage. Dans ce cas, le réseau fédéral d'observation des précipitations ne peut plus être utilisé pour déterminer la composition isotopique des pluies car elle porte sur des pondérations mensuelles. Par conséquent la signature isotopique des précipitations doit être échantillonnée spécifiquement dans le cadre de l'étude du versant.
- Pour caractériser la réponse hydrogéologique face à un événement hydroclimatologique particulier dans le but par exemple de réaliser un modèle numérique transitoire à court terme, un échantillonnage serré s'impose (1 à 2 échantillons par jour au moins sur quelques points représentatifs particuliers). Cet échantillonnage doit intégrer des points d'exutoires mais également les signaux d'entrées (précipitations, fonte des neiges). Dans ce cas, l'échantillonnage doit débuter au début de l'événement hydroclimatologique et se terminer lorsque les exutoires ont retrouvé leurs débits d'origine (quelques jours à quelques semaines). Ce dernier point nécessite un investissement important, mais permet d'aborder la phase de modélisation numérique des écoulements souterrains de manière performante pour ensuite disposer d'un modèle efficace pour évaluer l'effet des moyens d'assainissement envisagés.

Les fonctions d'entrées dans le système sont complexes car elles sont directement influencées par différents paramètres (p. ex. la température de l'air, la durée de l'averse, l'altitude du nuage, etc...). C'est pourquoi, ces fonctions d'entrées doivent impérativement être prélevées sur la base d'échantillons cumulés en fonction de la fréquence d'échantillonnage. De cette manière seulement, il est possible de déterminer un signal d'entrée pondéré qui permet l'interprétation des données aux exutoires du versant. Le réseau fédéral d'observation des isotopes met à disposition des praticiens des séries de mesures mensuelles des précipitations qui servent de référence pour l'interprétation des données isotopiques pour 11 stations à travers le pays. Dès que la fréquence d'échantillonnage que l'on doit réaliser est inférieure à une campagne mensuelle, il est indispensable de prélever les échantillons de précipitations soi-même. De plus, l'utilisation des données du réseau fédéral dépend de la localisation du secteur où les prélèvements doivent être effectués. Il est impossible de déterminer un rayon de représentativité des mesures pour chacune de ces stations, toutefois, il est important de s'assurer que les conditions climatiques locales du site de prélèvement soient compatibles avec celles de la station de mesure la plus proche. Cette remarque est particulièrement applicable dans les vallées alpines et préalpines où les conditions climatiques peuvent fortement varier sur quelques kilomètres.

8.5.5. MODÉLISATION NUMÉRIQUE DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS

La densité du maillage joue un rôle fondamental sur le temps de calcul. Il est indispensable de réaliser un maillage suffisamment dense pour ne pas rencontrer des problèmes de stabilité du calcul. Toutefois il ne faut pas surévaluer le nombre d'éléments pour ne pas multiplier les temps de calcul. Seule l'expérience permet réellement d'estimer la densité d'éléments nécessaires pour un modèle donné.

Nous avons également rencontré des problèmes de stabilité du calcul pour les modèles en milieu non saturé du Hohberg, lorsque les gradients hydrauliques sont élevés et que la taille des éléments est mal adaptée. Pour pallier à ce problème, un affinage du maillage doit être envisagé dans les zones à problème. Toutefois, deux autres solutions peuvent également être proposées:

- La première consiste à réaliser les simulations en régime transitoire, même s'il n'y pas de conditions limites variables au cours du temps. Le régime permanent doit être banni des simulations d'écoulement en milieu non saturé en raison d'un nombre d'itérations insuffisants pour permettre au calcul de converger.
- Le deuxième moyen qui peut permettre de contourner ce problème en gagnant du temps lors de la résolution des calculs est de calibrer en première approximation le modèle en milieu saturé, puis de l'utiliser comme modèle initial pour la simulation en milieu non saturé.

8.6. PROPORTIONNALITÉ ÉCONOMIQUE DE LA MÉTHODOLOGIE PROPOSÉE

La démarche méthodologique développée dans cette thèse constitue une série d'étapes successives qui permet de déterminer de manière très fiable le fonctionnement hydrogéologique d'un versant et d'évaluer les effets qu'auront différents types de projets d'assainissement. Cette série d'étapes logiques doit être la plus complète possible, surtout lorsque l'enjeu le justifie. Dans les cas où l'enjeu est moindre, la méthodologie proposée peut être réduite à un plus petit nombre d'étapes. Elles dépendent principalement des enjeux, de la typicité hydrogéologique et de la taille de l'instabilité. Le tableau 8.1 illustre les différents modes d'application de la méthodologie qu'il est proposé d'appliquer proportionnellement à l'enjeu pour maintenir cette adéquation économique.

Par exemple, l'instabilité de versant du Triesenberg représente des enjeux considérables qui se chiffrent en plusieurs centaines de millions de francs suisses, comprenant notamment:

- Un village qui regroupe plus de 2'500 habitants;
- Une route d'accès unique pour deux localités situées dans une vallée voisine;
- Des infrastructures importantes (écoles, centre sportif, canalisations, etc...)
- L'accès à une zone touristique;

L'instabilité du Hohberg représente également des enjeux considérables, qui se chiffrent en dizaines de millions, comprenant notamment:

- La présence d'un lotissement d'une trentaine d'habitations;
- Un risque d'obstruction de la vallée impliquant un danger pour les villages situés à l'amont et à l'aval;
- La coupure d'une route d'accès à un secteur touristique économiquement important.

Ces deux exemples illustrent des enjeux économiques et des enjeux de sécurité publique qui méritent des investissements de plusieurs millions, voire dizaines de millions de francs suisses en terme d'assainissement. Par conséquent, une méthodologie, comme celle développée dans cette thèse pour ces deux versants, qui soit capable de décrire le fonctionnement hydrogéologique de l'instabilité est pleinement justifiée. En effet, une mauvaise compréhension du phénomène peut conduire à un concept de stabilisation mal adapté. Par conséquent, le risque ne sera pas réduit, et une somme d'argent importante aura été dépensée pour rien, sur la base d'une interprétation erronée.

Lorsque l'on met en adéquation les enjeux précités et les coûts induits par une approche comme celle proposée dans cette thèse, consacrer un budget de 250'000 à 300'000 francs suisses (ordre de grandeur de ce que représente notre analyse sur les versants du Hohberg et du Triesenberg) pour comprendre les processus qui régissent l'instabilité est parfaitement approprié pour permettre de mettre en place un projet d'assainissement de plusieurs millions. En effet, consacrer moins de 20% du budget d'assainissement pour permettre d'analyser son efficacité à court et à long terme est tout à fait justifié.

<i>Evaluation des enjeux</i>	<i>Capital exposé au risque (en millions de CHF)</i>	<i>Gradation des étapes de la méthodologie</i>
Faible: (Parcelles agricole et/ou viticole, chemin forestier, construction isolée, etc...)	< 1	<ul style="list-style-type: none"> - Cartographie géologique et hydrologique de surface - Mesures physico-chimiques discrètes - Caractérisation hydrochimique - Modèle numérique bidimensionnel
Moyen: (Réseau routier secondaire, lotissement de petite taille, personne isolée, etc...)	1 - 20	<ul style="list-style-type: none"> - Cartographie géologique et hydrologique de surface - Mesures physico-chimiques discrètes - Reconnaissances directes et/ou indirectes en profondeur - Analyses hydrochimiques (hautes et basses eaux) - Bilan hydrique - Traçage naturel (isotopes stables de l'eau): approche générale - Modèle numérique tridimensionnel simple
Important: F (Village, habitants, Axe routier important, canalisation, secteur touristique, etc...)	> 20	<ul style="list-style-type: none"> - Cartographie géologique et hydrologique de surface - Mesures physico-chimiques continues sur quelques points - Reconnaissances indirectes en profondeur - Reconnaissances directes en profondeur - Analyses hydrochimiques - Bilan hydrique - Traçage artificiel - Traçage naturel (isotopes stables de l'eau): approche générale et événementielle - Modélisation numérique hydrogéologique détaillée: transitoire à court terme

Tableau 8.1.: Etape de la méthodologie à appliquer en fonction des enjeux. Les étapes à appliquer sont mentionnées à titre indicatif et doivent être évaluées sur la base des critères de terrain. Il n'est pas possible de formaliser ces étapes sur la base des enjeux économiques seulement, d'où l'intérêt de développer une typologie hydrogéologique des terrains instables et de l'intégrer dans un schéma de ce type pour permettre de le préciser d'un point de vue hydrogéologique.

8.7. PERSPECTIVES POUR LA RECHERCHE

Plusieurs perspectives pour la recherche doivent être mentionnées consécutivement aux premiers tests de validation de cette approche méthodologique:

- L'expérience acquise dans cette thèse pour déterminer le fonctionnement des écoulements souterrains dans la problématique des versants instables démontre que la sensibilité hydrogéologique du modèle numérique peut être importante sur la base des modifications des paramètres comme la conductivité hydraulique et/ou des conditions aux limites. Cette sensibilité est liée aux conditions particulières qui régissent les instabilités de versant (faible perméabilité, aquifère pincé, etc...). Par conséquent, une perspective intéressante serait de déterminer quels sont les facteurs nécessaires et leur sensibilité pour aboutir à un modèle conceptuel totalement différent de celui proposé. De cette manière, il sera possible d'évaluer quels sont les facteurs déterminants qui modifient significativement un modèle numérique dans ce contexte des instabilités de versant, afin de mettre en évidence quels facteurs (paramètres et conditions aux limites) doivent être déterminés avec plus de soins en fonction de leur influence sur la sensibilité hydrogéologique du modèle. Cette perspective est particulièrement intéressante pour des modèles en milieu non saturé qui nécessitent l'introduction d'un plus grand nombre de paramètres;
- A plus long terme, une perspective majeure serait de pouvoir réaliser des modèles hydromécaniques couplés capables d'intégrer des conditions hydrogéologiques aux limites du modèle qui soient variables dans le temps. Actuellement, les modèles hydromécaniques couplés existants sont limités du point de vue de leur capacité à introduire des conditions hydrogéologiques complexes, notamment des conditions aux limites (potentiel hydraulique ou flux) variables dans le temps. Pour atteindre cet objectif, des synergies doivent impérativement être étroitement développées entre les domaines spécifiques de l'hydrogéologie et la mécanique des sols.
- Finalement, l'établissement d'une relation entre la résistivité électrique des terrains de couverture et la perméabilité des formations qui est calibrée sur la base d'une simulation numérique des écoulements souterrains, ouvre des perspectives intéressantes pour développer une méthode efficace et rapide à mettre en oeuvre afin de caractériser l'hétérogénéité des terrains de subsurface. Une expérience basée sur des étalonnages entre la résistivité électrique et des essais de perméabilité doit être accumulée dans le contexte des instabilités de versant. De cette manière il sera possible de mieux préciser la ou les relations empiriques entre la résistivité électrique et la nature des terrains dans ce contexte particulier. Il est recommandé de créer une base de données qui va s'implémenter au cours du temps, pour aborder de plus en plus finement cette relation empirique. Une telle approche ouvre des perspectives pour traduire directement l'hétérogénéité des résistivités électriques des terrains de couverture en terme de perméabilité pour les introduire ensuite dans les modèles numériques hydrogéologiques.

9. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La problématique des instabilités de versant a un impact socio-économique croissant pour notre société. Cet impact se traduit par des dégâts qui se chiffrent en millions voir en dizaines de millions de francs suisses par année rien que pour la Suisse, auxquels s'ajoute un certain nombre de victimes. Malgré cet impact croissant et les enjeux considérables qui en découlent, un manque de moyens se fait ressentir aujourd'hui pour analyser les processus qui régissent l'activité de ces phénomènes.

Ce travail propose des outils qui permettent d'analyser les processus hydrogéologiques caractérisant un versant instable. Pour cela, nous avons développé une démarche méthodologique pour déterminer les processus hydrogéologiques induits par les événements hydroclimatologiques à court terme, en tenant compte de l'état des conditions antécédentes. Cette démarche méthodologique présente un ensemble d'étapes pour déterminer quels sont les secteurs hydrogéologiquement sensibles qui interviennent sur la recharge des zones instables et pour évaluer leur influence sur la distribution des pressions interstitielles au sein de l'instabilité.

Cette démarche regroupe un ensemble d'outils hydrogéologiques qui ont été développés ces dernières décennies et appliqués principalement pour la recherche et l'exploitation des ressources en eaux. Cet ensemble d'outils est testé pour la première fois dans le cadre hydrogéologique complexe des versants instables (aquifères minces, milieux discontinus, successions de zones saturées et non saturées, faibles perméabilités, etc...). La démarche que nous proposons se résume par:

- Une caractérisation du domaine géologique et hydrogéologique sur la base d'une cartographie géologique et hydrologique détaillée qui est complétée dans les secteurs sensibles par des mesures géophysiques et par la réalisation de forages pour paramétriser les formations hydrogéologiques rencontrées;
- Une spatialisation des observations climatologiques pour tenir compte de la pluviométrie, mais également de la fonte des neiges, de manière à considérer les différents états (pluie et neige) qui constituent les apports en eau d'un versant en relation avec l'altitude;
- Une caractérisation hydrogéochimique des exutoires pour apprécier le fonctionnement général des écoulements au sein du versant et dans certains cas de déterminer les directions d'écoulements souterrains;
- Une caractérisation isotopique des exutoires pour (1) estimer l'altitude d'infiltration des eaux souterraines et ainsi délimiter les zones d'infiltration; (2) caractériser le fonctionnement général des écoulements souterrains;
- Une validation qualitative des hypothèses sur les directions et les vitesses d'écoulement sur la base d'essais de traçage artificiel;
- Une simulation numérique des écoulements souterrains permettant de valider les hypothèses conceptuelles sur le fonctionnement hydrogéologique d'un massif, en particulier sur les effets de surpression générés par des événements hydroclimatologiques extrême.

Cette méthodologie a été testée avec succès sur trois sites particuliers qui présentent des fonctionnements hydrogéologiques distincts, influençant chacun de manière spécifique la stabilité du versant concerné. En fonction des enjeux économiques et de sécurité publique, de la typicité hydrogéologique et de la taille de l'instabilité, le nombre d'étapes de cette méthodologie sera adapté. Différents modes d'application ont été proposés en fonction de la proportionnalité économique des enjeux.

L'ultime étape de cette approche est constituée par une simulation numérique des écoulements souterrains. Outre son utilité pour caractériser le fonctionnement hydrogéologique d'un versant instable, cette étape constitue un moyen à notre avis nécessaire pour tester l'efficacité hydrogéologique à court et à long terme de différents concepts d'assainissement envisagés et d'évaluer quelle est la localisation la plus adéquate de ce dispositif pour que l'effet stabilisant soit optimal.

Ces résultats indiquent que la démarche proposée dans cette thèse apporte une aide significative pour évaluer l'impact hydrogéologique sur le fonctionnement d'une instabilité et tester l'efficacité des différents concepts d'assainissement. Néanmoins, cette démarche doit encore être validée sur d'autres sites expérimentaux afin de préciser les conditions d'application en fonction par exemple de contextes hydrogéologiques non abordés dans le cadre de ce travail.

Bibliographie

- ACHARD, R. & JAYET, A. (1967). "Sur l'extension respective des glaciers du Rhône et l'Arve, au cours de la Période würmienne au voisinage du Mont Salève (Haute Savoie, France)." C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, vol. 2, n° 3, pp. 188-200.
- ALLEMANN, F. (1957). "Geologie des Fürstentums Liechtenstein (Südwestlicher Teil) unter besonderer Berücksichtigung des Flyschpoblems." Dissertation Univ. Bern, 244 p.
- ALLEMANN, F. (1966). "Die Bergstürzte von Trisenberg." In Jubiläumsausgabe " 50 Jahre selbständiger Liechtensteiner Alpenverein", Bergheimat Jahresschrift des Liechtensteiner Apenvereins Vaduz, 30 p.
- ALLEMANN, F. (1985). "Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein, 1:25'000." Herausgeber: Regierung des Fürstentums Liechtenstein, Univ. Bern.
- AMARAL, C., ARARUNA, J. & VARGAS, E. (2001). "Landslides in Rio de Janeiro: Antropogenic and Weather effects." Proceeding of the International Conference on Landslides, Davos, june 2001, pp. 139-145.
- AMIRI, A. (1973). "Contribution à l'étude du rôle de l'eau sur les glissements de terrain." Thèse de l'Université de Grenoble, France, 142 p.
- ANDERSON, M.G. & WOESSNER, W. (1992). "Applied groundwater modelling." Academic Press Inc., London.
- ANDREY, J.-D. (1974). "Géologie de la partie orientale du massif des Bruns (Préalpes fribourgeoises)." Thèse n° 592, Université de Fribourg, 261 p.
- ANGELI, M.G., BUMA, J., GASPARETTO, P. & PASUTO, A. (1998). "A combined hillslope hydrology/stability model for low-gradient clay slopes in the Italien Dolomites." Engineering Geology, Elsevier Science, vol. 49, pp. 1-13.
- ANGELILLO, V. (1987). "Les marnes et grès gris à gypse (Molasse grise) du bassin genevois. Géologie, sédimentologie, stratigraphie." Diplôme d'ing. géol., Université de Genève, 183 p.
- ANTOINE, P. (2000). "Maîtrise de l'eau dans les versants instables." Actes de la Conférence Internationale sur les risques naturels en montagne, Cemagref éditions, pp. 56-57.
- ANTOINE, P., GIRAUD, A., EVRARD, H. & ROCHET, L. (1994). "A huge slope movement at Séchilienne, Isère, France." Landslide News, 8, ISSN 0919-5629.
- APPELO, C.A.J. & POSTMA, D. (1996). "Geochemistry, Groundwater and Pollution." A.A Balkema, Rotterdam, Brookfield.
- ARMAND, C. (1978). "Régime des eaux souterraines et paléomorphologie, géologie et hydrogéologie de la basse vallée de l'Arve (Haute Savoie)." Thèse 3ème cycle, univ. sci. et méd. Grenoble.
- BADER, S. & KUNZ, P. (1998). "Climat et risques naturels - La Suisse en mouvement." Rapport scientifique final du Programme National de Recherche "Changement climatiques et Catastrophes naturelles" PNR31, 312 p.

- BANTON, O., BANGOY, L., CHEVALIER, S., HOUENOU, P., LAFRANCE, P. & RIVARD, C. (1997). "Hydrogéologie, multiscience environnementale des eaux souterraines." Presses de l'Université du Québec, Canada.
- BASABE, P. (1993). "Typologie des eaux souterraines du Flysch de la Nappe tectonique du Niesen (Préalpes suisses)." Thèse EPF-Lausanne, n° 1073, Dép. Génie Civil, 200 p.
- BEAR, J. & BACHMAT, Y. (1998). "Introduction to modeling of transport phenomena in porous media." Kluwer Academic Publishers.
- BEER, C., RAETZO, H. & CARON, C. (1997). "Geologische Untersuchungen, Gefahrenanalyse Rutschgebiet Hohberg-Rohr." Rapport interne, Institut de Géologie et de Paléontologie, UNI-Fribourg, [non publié], 51 p.
- BELL, F.G. & MAUD, R.R. (1999). "Landslides associated with the colluvial soils overlying the Natal Group in the greater Durban region of Natal, South Africa." *Environmental Geology*, Springer-Verlag, vol. 39, n° 9, pp. 1029-1038.
- BERNASCONI, R. (1998). "Ausscheidung der Wasserschutzgebiet fuer die Rheintalseitigen Quellen der Gemeinde Triesenberg." Bericht Nr 1121-01, Bureau Dr R. Bernasconi, 16 p [non publié].
- BERNASCONI, R. (2002). "Tiefbauamt des Fürtenstums Liechtenstein. Hangsanierung Triesenberg - Hydrogeologiesche Untersuchungen: Markerversuch Vålunatal." Bericht Nr 1124-04, Bureau Dr R. Bernasconi, [in Bearbeitung].
- BERNASCONI, R., TURBERG, P., MÜLLER, I., TULLEN, P. & PARRIAUX, A. (2001). "Investigation of Landslide Area with Radiomagnetotelluric Geophysics : the Case of Triesenberg (Liechtenstein)." *Proceeding of the International Conference on Landslides, Davos, June 2001*, pp. 239-248.
- BETHAM, R., MOODY, K., FERGUSSON, D., JENNINGS, D. & WAUGH, P. (1991). "Landslide development in schist by toe buckling." *Landslides*, Bell (ed.), Balkema.
- BHASIN, R., GRIMSTAD, E., LARSEN, J., DHAWAN, A., SINGH, R., VERMA, S. & VENKATACHALAM, K. (2002). "Landslides hazards and mitigation measures at Gangtok, Sikkim, Himalaya." *Engineering Geology*, Elsevier Science, vol. 64, pp. 351-368.
- BLAVOUX, B. (1978). "Etude du cycle de l'eau au moyen de l'O18 et du Tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée." Thèse de l'Université de Paris 6, France, 333 p.
- BOLLINGER, D., HEGG, CH., KEUSEN, H.R. & LATELTIN, O. (2000). "Ursachenanalyse des Hanginstabilitäten 1999." *Bulletin de Géologie appliquée*, vol. 5, n° 1, pp. 5-38.
- BOMMER, J. J. & RODRIGUEZ, C. E. (2002). "Earthquake-induced landslides in Central America." *Engineering Geology*, Elsevier Science, vol. 63, pp. 189-220.
- BONNARD, C., NOVERRAZ, F. & PARRIAUX, A. (1987). "Origin of groundwater likely to affect a large landslide." *Proceeding of the ninth European conference of soil mechanics and foundation engineering*, 31 august - 3 september 1987, Dublin, Balkema, Rotterdam, Netherlands, 4 p.
- BONOMI, T. & CAVALLIN, A. (1999). "Three-dimentional hydrogeological modelling application to the Alvera mudslide (Cortina d'Ampezzo, Italy)." *Geomorphology*, Elsevier, vol. 30, n° 1-2, pp. 189-199.
- BONZANIGO, L. (1999). "Lo slittamento di Campo Vallemaggia." Thèse ETH-Zurich, 219 p.

- BONZANIGO, L., EBERHARDT, E. & LOEW, S. (2001). "Hydromechanical Factors Controlling the Creeping Campo Vallemaggia Landslide." Proceeding of the International Conference on Landslides, Davos, June 2001, pp. 13-22.
- BOURGEOIS, M. (1986). "Le concept de barrière capillaire. Etude par modèle numérique." Thèse de l'Ecole des Mines de Paris, 133 p.
- BOUZELBOUDJEN, M., KIRALY, L., KIMMEOER, F. & ZWAHLEN, F. (1997). "Table 8.3 : Coupes géologiques et hydrogéologique, 2ème partie : Hydrogéologie." In : Atlas Hydrologique de la Suisse, SHGN, Suisse.
- BURGMAN, J.O., CALLES, B. & WESTMAN, F. (1987). "Conclusions from a ten year study of oxygen-18 in precipitation and runoff in Sweden." In: Isotope Techniques in Water Resources Development, IAEA Symposium 299, March 1987, Vienna, pp. 579-590.
- CADISCH, J. & EPPRECHT, W. (1958). "Bericht über die Exkursion de Schweiz. Geologischen Ges. in das Fürstentum Liechtenstein, mit Besuch des Eisenbergwerkes Gonzen." *Eclogae Geologicae Helveticae*, vol 51, n° 2.
- CAI, Y. (2000). "Analyse et modélisation de mouvements de versant déclenchés par le plan d'eau d'une retenue de barrage. Application au barrage des Trois-Gorges (Chine)." Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 260 p.
- CARON, C. (1976). "La nappe du Gurnigel dans les Préalpes." *Eclogae Geologicae Helveticae*, vol. 69/2, pp. 297-308.
- CASTANY, G. (1967). "Traité pratique des eaux souterraines." Dunod, 2ème édition, Paris, 661 p.
- CASTANY, G. (1982). "Principes et méthodes de l'hydrogéologie." Dunod, Paris, 236 p.
- CLARK, I. & FRITZ, P. (1997). "Environmental Isotopes in Hydrogeology." Lewis Publishers, 328 p..
- COETZEE, M., HART, R., VARONA, P. & CUNDALL, P. (1998). "FLAC Basics." Itasca Consulting Group, Inc, second revision, Minneapolis, Minnesota, USA, 68 p.
- COMPAGNON, F. (1997). "Approche hydrochimique des vitesses de déplacement d'un grand glissement de terrain : la Clapière (Alpes Maritimes)." DEA - PAE3S, 39 p.
- COMPAGNON, F., GUGLIELMI, Y., FOLLACCI, J.-P. & IVALDI, J.-P. (1997). "Approche chimique et isotopique de l'origine des eaux en transit dans un grand mouvement de terrain : exemple du glissement de La Clapière (Alpes-Maritimes, France)." *Géosciences de surface*, Elsevier Science, B.V., n° 325, pp. 565-570.
- COROMINAS, J. (2000). "Seuils de précipitations et déclenchement des glissements de terrain." Actes de la Conférence Internationale sur les risques naturels en montagne, Cemagref éditions, pp. 63-64.
- CROSTA, G.B. (2001). "Failure and flow development of a complex slide : the 1993 Sesa landslide." *Engineering Geology*, Elsevier Science, n° 59, pp. 173-199.
- CROZIER, J. M. (1986). "Landslides : causes, consequences & environment." Ed. Croom Helm, 245 pp.
- CRUDEN, D.M. & VARNES, D.J. (1996). "Landslides types and processes." In *Landslides, Investigation and Mitigation*. Special Report 247, Transportation Research Board, National Research Council, A.K. Turner & R.L. Schuster Eds, Washington D.C., pp. 36-75.
- CUBUS (2002). "Larix 4S - User manual." Module stabilité des pentes, Itasca AG, Zürich.

- DAI, F.C., LEE, C.F., & NGAI, Y.Y. (2002). "Landslide risk assessment and management: an overview." *Engineering Geology*, Elsevier Science, vol. 64, pp. 65-87.
- DANSGAARD, W. (1964). "Stable isotopes in precipitations." *Tellus*, 16, pp. 436-468.
- DAPPLES, F., OSWALD, D. & RAETZO, H. (2001). "Landslides in the Western Swiss Alps, Causes, Triggers and Dynamic Aspects from Former to Present Times." *Proceeding of the International Conference on Landslides*, Davos, June 2001, pp. 3-11.
- De MARSILY (1981). "Hydrogéologie quantitative." Masson, 215 p.
- De VITA, P., REICHENBACH, P. & al (1998). "Rainfall-triggered landslides : a reference list." *Environmental Geology*, Springer-Verlag, vol. 35, n° 2-3, pp. 219-233.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1992). "An Introduction to the Rock-Forming Minerals." Longman Group Limited, Essex, England, 696 p.
- DEMATTEIS, A. (1995). "Typologie géochimique des eaux des Aquifères carbonatés des chaînes alpines d'Europe centrale et méridionale." Thèse EPF-Lausanne, Dép. Génie Civil, 226 p.
- DEMATTEIS, A., HESSKE, S., PARRIAUX, A. & TACHER, L. (1996). "Table 8.4 : Principaux types d'aquifères." In : *Atlas Hydrologique de la Suisse*, SHGN, Suisse.
- DESVARREUX, P. (1988). "Le reconnaissance géologique des mouvements de terrain." Stage ENCP, Stabilité des pentes, Grenoble.
- DETOURNAY, C. & HART R. (1999). "FLAC and Numerical Modeling in Geomechanics." *Proceeding of the International FLAC Symposium on Numerical Modeling*, Balkema, Rotterdam, 511 pp.
- DIERSCH, H.J. (1996). "FEFLOW, Finite Element subsurface FLOW system : Reference manual." WASY, Institute for Water Resources Planning and Systems Research Ltd, Berlin.
- DIKAU, R. & SCHROTT, L. (1999). "The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (TESLEC) : main objectives and results." *Geomorphology*, Elsevier, vol. 30, n° 1-2, pp. 1-12.
- DINCER, T. & DAVIS, G.H. (1984). "Application of environmental isotope tracers to modeling in hydrology." *J. Hydrol.*, 66, pp. 95-113.
- DOMENICO, P.A. & SCHWARTZ, F.W. (1998). "Physical and Chemical Hydrogeology." John Wiley & Sons, 824 p.
- DONZEAU, M., WERNLI, R., CHAROLLAIS, J. & MONJUVENT, G. (1997a). "Carte géologique de France (1/50'000), feuille Saint-Julien-en Genevois (653)." Orléans: BRGM. Notice explicative par M. Donzeau, R. Wernli, J. Charollais, G. Monjuvent (1997), 144 p.
- DONZEAU, M., WERNLI, R., CHAROLLAIS, J. & MONJUVENT, G. (1997b). "Notice explicative, Carte géol. France (1/50'000), feuille Saint-Julien-en Genevois (653)." Orléans: BRGM. carte géologique par M. Donzeau, R. Wernli, J. Charollais, G. Monjuvent (1997), 144 p.
- DUBOIS, J.-D. (1993). "Typologie des aquifères du cristallins : Exemple des massifs des Aiguilles Rouges et du Mont-BLanc (France, Italie et Suisse)." Thèse EPF-Lausanne, n° 950, Dép. Génie Civil.
- DYNAMIC GRAPHICS INC (1997). "EarthVision: User manual." Dynamic graphics, Inc, Alameda, California.

- ESCARIO, V. & SAEZ, J. (1986). "The shear strength of partly saturated soils." *Géotechnique*, vol 63, n° 3, pp. 453-456.
- ETCHEVERRY, D. (1999). "Valorisation des méthodes isotopiques pour les problèmes pratiques liés aux eaux souterraines. Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène." Mémoire de diplôme postgrade EPFL-GEOLEP, 126 pp.
- ETCHEVERRY, D. (2001). "Une approche déterministe des distributions des temps de transit de l'eau souterraine par la théorie des réservoirs." Thèse de l'Université de Neuchâtel (CHYN), 105 pp.
- FABRE, R., LÉBOURG, T. & CLEMENT, B. (2000). "Les dépôts morainiques holocènes de la zone axiale pyrénéenne : approche déterministe de leur instabilité à Verdun sur Ariège, (Pyrénées centrales, France)." *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, Springer Verlag, vol. 58, n°2, pp. 133-143.
- FASEL, J.M. (1986). "Sédimentologie de la Molasse d'eau douce subalpine entre le Léman et la Gruyère." Thèse. Université de Fribourg n° 907, 142 p.
- FERRER, M. (2000). "Meshing of complex shapes in Earth Sciences." Thèse EPF-Lausanne, 110 p.
- FISCHER, G., SCHNEGG, P.-A., PEGUIRON, M. & LE QUANG, B.V. (1981). "An analytic one-dimensional magnetotelluric-resistivity (RMT-R 12-240 kHz)." *Geophys. J.R. astr. Soc*, 67, pp. 257-278.
- FRANCIOSI, G., TULLEN, P., MARCUARD, C.-M., JOLLIQUIN, P. & CLEMENT, I. (2001). "Different Responses of Landslides in the Swiss Rhône Catchment Area to the 1999 Extreme Hydrological Event." *Proceeding of the International Conference on Landslides*, Davos, June 2001, pp. 149-158.
- FREEZE, R.A., & CHERRY, J.A. (1979). "Groundwater." Prentice-Hall, .
- FRENETTE, M. (1964). "Etude de colmatage dans un milieu poreux dde granulométrie étendue." Thèse de l'Université de Grenoble, France.
- GADZ (1994). "Les rives du Rhône, sondages et essais de laboratoire. Description du cadre géologique, géotechnique et hydrologique des 5 profils d'observation topographique." rapport interne n° 3716/1, [inédit].
- GADZ (1998). "Les rives du Rhône: Synthèse des mesures topographiques et inclinométriques, période février 1995 - mars 1996." rapport interne , [inédit].
- GADZ -SCG (1993). "Codification des sols genevois." GEO/MA , Mise à jour en 1997.
- GEOLINA, SA (1990). "Artesischer Grundwasserträger." Rapport géologique et hydrogéologique, [non publiés].
- GEOLINA, SA (1996). "Verschiedene Berichte zum Kur- und Park-Hotel Schwarzsee." Rapports d'expertises n° 95-124, [non publiés].
- GEOSLOPE (1996). "Slope/W, User Manual." Version 1996, Geoslope Inc.
- GEOSLOPE (1997). "Seep/W, User Manual." Version 1996, Geoslope Inc.
- GEOTEST AG (1999). "Verschiedene Berichte zum Rutschgebiet Hohberg-Rohr." Rapports internes, [non publiés].
- GERVREAU, E. (1991). "Etude de l'évolution des versants naturels en mouvement : prévoir, alerter." Thèse de l'Ecole Centrale de Paris, 244 p.
- GILLET, F. & ZANOLONI, F. (2000). "Risques naturels en montagne." Actes de la Conférence Internationale sur les risques naturels en montagne, Cemagref éditions, 245 p.

- GISIGER, M. (1967). "Géologie de la région Lac Noir - Kaiseregg - Schafberg (Préalpes médianes plastiques de Fribourg et Berne)." *Eclogae Geologicae Helveticae*, vol. 60/1, pp. 237-349.
- GRIVAS, D.A. & CHOWDHURY, R.N. (1988). "Two and three dimensional progressive failure of slope : Model development and implementation." *Landslides. Proceeding of the fifth international symposium on landslides, 10-15 July 1988, Lausanne, Balkema, Rotterdam, Netherlands*, vol. 1, pp. 643-648.
- GUGLIELMI, Y. (1999). "Apport de la mesure des couplages hydromécaniques à la connaissance hydrogéologique des réservoirs fissurés: Approche sur site expérimental." *Habilitation à diriger les recherches, Université de Franche-Comté*, 157 p.
- GUGLIELMI, Y., BERTRAND, C., COMPAGNON, F., FOLLACI, J.P. & MUDRY, J. (2000). "Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif : its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière landslide (Mercantour massif, southern Alps, France)." *Journal of Hydrology, Elsevier Science Ltd*, vol 229, pp. 138-148.
- GUGLIELMI, Y., MUDRY, J. & BLAVOUX, B. (1998). "Estimation of the water balance of alluvial aquifers in region of high isotopic contrast : an example from south-eastern France." *Journal of Hydrology, Elsevier Science Ltd*, vol 210, pp. 106-115.
- GUMBEL, E.-J. (1958). "Statistics of extremes." *Columbia University Press, New-York*.
- GWINNER, P. (1978). "Geologie der Alpen. Stratigraphie, Paläogeographie, Tektonik." *E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller). Stuttgart*, 480 p.
- HEIM, A. (1932). "Bergsturz und Menschenleben." *Ed. Fretz & Wasmuth Verlag A.G., Zürich*, 218 p.
- HESSKE, S. (1995). "Typologie des eaux souterraines de la Molasse entre Chambéry et Linz (France, Suisse et Allemagne)." *Thèse EPF-Lausanne, Dép. Génie Civil*.
- HOLLÄNDER, R. (1989). "Zum Dispersionseinfluss bei Altersbestimmungen des Grundwassers im Nubischen Aquifersystem." *Berlin, VIII*, 153 p.
- HÖLTING, B. (1992). "Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie." 4. Auflage, *Enke Verlag, Stuttgart*.
- HUBERT, P. & OLIVE, P., (1995). "Modélisation par une loi gamma de la distribution des temps de séjours de l'eau dans des systèmes hydrogéologiques en régime permanent." *Tracer Technologies for Hydrological Systems (Proceedings of a Boulder Symposium, July, 1995), IAHS Publ. n° 229*, pp. 211-217.
- HUTCHINSON, J. N. (1988). "General report : Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology." *Landslides. Proceeding of the Fifth International Symposium on Landslides. 10-15 July, Lausanne, Switzerland, Ed. Balkema, Rotterdam, Netherlands*, vol. 1, pp. 3-35.
- ISM (Institut Suisse de Météorologie) (2001). "Bulletin météorologique: année 2001." *MétéoSuisse, Zürich*.
- ITASCA (1998). "UDEC - Universal Distinct Element Code." *Version 3, Itasca Consulting Group, Inc. Minneapolis*.
- IUPAC (1994). "Atomic weights of the elements 1993." *Pure Appl. Chem*, 66, pp. 2423-2444.
- JÄCKLI, H. (1970). "Kriterien zur Klassifikation von Grundwasservorkommen." *Eclogae Geologicae Helveticae*, vol. 63, pp. 389-434.
- JATON, J.F (1982). "Contribution à l'étude des relations pluies-débits dans les petits bassin versants ruraux." *Thèse EPF-Lausanne, n° 453*.

- JATON, J.F., MUSY, A. & REGAMEY, P. (1978). "Méthode de prédétermination des débits de ruissellement basée sur l'état de saturation antérieur du bassin." Publication IGR, n° 142, EPF-Lausanne.
- JENNY, J., BURRI, J.-P., MURALT, R., PUGIN, A., SCHEGG, R., UNGEMACH, P., VUATAZ, F.D. & WERNLI, R. (1995). "Le forage géothermique de Thônex (canton de Genève) : aspects stratigraphiques, tectoniques, diagénétiques, géophysiques, et hydrogéologiques." *Eclogae Geologicae Helveticae*, 88/2, pp. 365-396.
- JOUKOWSKY, E. (1941). "Géologie et eaux souterraines du pays de Genève." Genève: Kundig, 1 volume.
- JOUZEL, J. (1986). "Isotopes in cloud physics: multiphase and multistage condensation processes." In: P. Fritz and J.C. Fontes (Eds). *Handbook of environmental isotope Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, II, pp. 61-112.
- JOUZEL, J., RUSSELL, G.L., SUOZZO, R.J., KOSTER, R.D., WHITE, J.W.C. & BROECKER, W.S. (1987). "Simulation of the HDO and H218O Atmospheric Cycles using the NASA GISS General Circulation Model: the seasonal cycle for present-day conditions." *Jour. Geophys. Res.*, 92, pp. 14739-14760.
- KILCHMANN, S. (2001). "Typology of recent groundwater from different aquifer environments based on geogenic tracer elements." Thèse EPFL, n° 2411, 227 p.
- KINZELBACH, W. (1995). "Grundwassermodellierung." Gebr. Bornträger, Stuttgart.
- KIRALY, L. (1975). "Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques." *Hydrogeology of karstic terrains*, A. Burger & L. Dubertret (eds), pp. 53-67. *Internat. Union Geol. Sci., Serie B*, 3.
- KIRCHHOFER, W. & SEVRUK, B. (1991). "Table 1.2 : Hauteurs annuelles moyennes corrigées des précipitations." In *Atlas Hydrologique de la Suisse*, SHGN, Suisse.
- KISSLING, D. (1974). "L'Oligocène à l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse. Stratigraphie et aperçu sédimentologique." Thèse de l'Université de Genève n° 1648, 94 p.
- KLUBERTANZ, G. (1999). "Zur hydromechanischen Kopplung in dreiphasigen Porösen Medien. Modellbildung und Anwendung auf die Auslösung von Murgängen." Thèse EPFL, n° 2027, 209 p.
- LACE (1991). "Loi fédérale sur l'aménagement des cours d'eau du 21 juin 1991 (LACE, RS 721.100)." 1991.
- LACUBE, J. & DURVILLE, J.-L. (1989). "Un essai de fichier informatique sur les mouvements de terrain." *Bulletin LCPC*, n° 161, pp. 86-89.
- LAMBE, T.W. & WHITMAN, R.V. (1969). "Soil Mechanics." John Wiley & Sons, Inc., 553 p.
- LAT (1979). "Loi fédérale sur l'aménagement du territoire du 22 juin 1979 (LAT, RS 700)." *FF*, 1979 II, pp. 372-382.
- LATELTIN, O., BEER, C., RAETZO, H. & CARON, C. (1997). "Instabilités de pente en terrain de flysch et changements climatiques." *Rapport final du Programme National de Recherche : Changements climatiques et Catastrophes naturelles*. PNR 31, 168 p.
- LCPC (1994). "Les logiciels du réseau des LPC." version avril 1994, LCPC, Paris.
- LFo (1991). "Loi fédérale sur les forêts du 4 octobre 1991" LFo, RS 921.0.
- LIU, A. (1992). "Analyse de quelques mécanismes de déformation et rupture progressives de versants instables." Thèse de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 135 p.

- LUTZ, T., PARRIAUX, A. & TISSIERES, P. (1987). "Traçage au gouffre du Chevrier (Préalpes vaudoises) et méthode d'identification de l'uranine à faible concentration." Bulletin du centre d'hydrogéologie de Neuchâtel, Suisse, n° 7, pp. 140-167.
- MABILLARD, B. (2000). "Barrages." Editions Slatkine, Genève, 102 p.
- MALOSZEWSKI, P. & ZUBER, A. (1982). "Determining the Turnover Time of Groundwater Systems with the Aid of Environmental Tracers. 1. Models and Their Applicability ." Journal of hydrology, Springer-Verlag, vol. 57, pp. 207-231.
- MALOSZEWSKI, P. & ZUBER, A. (1993). "Principles and practice of calibration and validation of mathematical models for the interpretation of environmental tracer data in aquifers." Advances in Water Resources, vol. 16, pp. 173-190.
- MANDIA, Y. (1993). "Typologie des aquifères évaporitiques du Trias dans le Bassin lémanique du Rhône (Alpes occidentales)." Thèse EPF-Lausanne, Dép. Génie Civil.
- MATTESS, G. (1994). "Die Beschaffenheit des Grundwassers." 3. Auflage, Lehrbuch des Hydrogeologie Band 2. Gebrüder Bornträger, Berlin.
- MCDONALD, M.G. & HARBAUGH, A.W. (1988). "A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model." Scientific Software Group US Government, Washington, 528 p.
- MELAYAH, A., BRUCKLER, L. & BARIAC, T. (1996). "Modeling the transport of water stable isotopes in unsaturated soil under natural conditions." Water resources research, vol. 32, n° 7, pp. 2047-2054.
- MENZEL, L., LANG, H. & ROHMANN, M. (1999). "Table 4.1 : Evaporation réelle annuelle moyenne." In Atlas Hydrologique de la Suisse, SHGN, Suisse.
- MICHNICK, L. (2000). "Glissement du Hohberg (Fribourg, Suisse) : Modélisation des facteurs géologiques et hydrogéologiques à l'origine de l'instabilité." diplôme post grade en géologie de l'ingénieur et de l'environnement, 33 pp.
- MOLINERO, J., SAMPER, J. & JUANES, R. (2002). "Numerical modeling of the transient hydrogeological response produced by tunnel construction in fractured bedrocks." Engineering Geology, Elsevier Science, vol. 64, pp. 369-386.
- MONJUVENT, G. & NICOUD, G. (1988). "Modalité et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français : synthèse et réflexion." Bull. A.F.E.Q., 2ème serie, n° 34-35, pp. 147-157.
- MOREL, F.M.M. (1983). "Principles of Aquatic Chemistry." John Wiley & Sons, 446 p.
- MORGENSTERN, N.R. (1995). "The role of analysis in the evaluation of slope stability." Keynote Paper Proc. 6th Int. Symp. on landslides, Bell D.H. (ed.), Chistchurch, N. Zealand, pp. 1615-1629.
- MORGENTHALER, S. (1997). "Introduction à la statistique." Presses Polytechniques et Universitaires romandes, Collection: Méthodes mathématiques pour l'ingénieur, vol. 9, 333 p.
- MOSER, H. & STICHLER, W. (1975). "Deuterium and oxygen-18 contents as an index of the properties of snow covers." Snow mechanics, ICSI, Washington, vol. XII, pp. 122-135.
- MUDRY, J., GUGLIELMI, Y. & BERTRAND, C. (2000). "Utilisation de la chimie des eaux et de la géochimie des interactions eau-roche comme outil d'investigation des mouvements de versant rocheux de grandes ampleur. Exemple du glissement de La Clapière." Actes de la Conférence Internationale sur les risques naturels en montagne, Cemagref éditions, pp. 61-62.

- MUSY, A. & LAGLAINE, V. (1992). "Hydrologie générale." Cours polycopié, Lausanne.
- MUSY, A. & SOUTTER, M. (1991). "Physique du sol." Collection Gérer l'environnement, Presses Polytechniques Universitaires Romandes, Lausanne.
- NAGRA (1998). "Sondierborung Weiach Geologie." Technischer Bericht 86-01, SHGN, Rapports géologiques n° 6, 437 p.
- NOVERRAZ, F. (1990). "Répartition géographique, origine et contexte géologique des glissements de terrains latents en Suisse." Hydrology in Mountainous regions II, n° 194, pp. 437-446.
- NOVERRAZ, F., BONNARD, C., DUPRAZ, H. & HUGUENIN, L. (1998). "Grands glissements de versants et climat. VERSINCLIM." Rapport final du Programme National de Recherche : Changements climatiques et Catastrophes naturelles. PNR 31, 314 p.
- NOVOTNY, J., RYBAR, J. & STEMBERK, J. (1997). "Increase of Landslide Activity on the Bohemian Massif, Czech Republic, in 1995." Landslide News, n° 10, pp. 19-22.
- OFEFP (2002). "Recommandations pour le dimensionnement des aires d'alimentation Zu." Rapport interne, [en préparation].
- OFEFP (1997). "Prise en compte des dangers dus aux mouvements de terrain dans le cadre des activités de l'aménagement du territoire." Recommandations, Série dangers naturels, OCFIM, 42 p.
- OFEG (2000). "Hochwasser 1999, Analyse der Ereignisse." Studienbericht Nr. 10/2000, 147 p.
- OFEN (1998). "Géothermie, exploitation de l'énergie géothermique: guide pour concepteurs, maîtres d'ouvrages, investisseurs et décideurs." Publication de l'Office Fédéral de l'énergie, 23 p.
- OSWALD, D. & DAPPLES, F. (2001). "Interprétation géologique de la région "Hohberg-Rohr", carte et notice." non publié, Inst. Géol. Univ. Fribourg.
- PAREJAS, E. (1935). "Carte géologique, feuille 1300 - Chancy." In Atlas géologique de la Suisse (feuille 88), Publié par le Service hydrologique et géologique national, Berne.
- PARRIAUX, A. (2001a). "Gestion des eaux souterraines." Cours polycopié, Module Gestion des eaux, 104 p.
- PARRIAUX, A. (2001b). "Traceurs naturels et artificiels." Polycopié pour le 3ème cycle en géologie de l'ingénieur et de l'environnement, Module A1-07, 86 p.
- PARRIAUX, A., DUBOIS, J.D., MANDIA, Y., BASABE, P. & BENSIMON, M. (1990). "The AQUITYP Projet : towards an aquifer typology in the Alpine Orogen." Mém. of the XXIIInd Congress of IAH, EPF-Lausanne, Part 1, pp.254-262.
- PARRIAUX, A. & NICLOUD, G.F. (1990). "Hydrological behavior of glacial deposits in mountainous areas." IAHS Publ. no 190, pp. 291-312.
- PARRIAUX, A., TULLEN, P., TACHER, L. & TURBERG, P. (2001a). "The Hydrogeological Modeling of Slopes : a Tool for Movement Forecasting." Proceeding of the International Conference on Landslides, Davos, June 2001, pp. 179-188.
- PARRIAUX, A., ETCHEVERRY, D. & VAUDAN, J. (2001b). Table 6.2: Isotopes dans le cycle de l'eau." In: Atlas Hydrologique de la Suisse, SHGN, Suisse.
- PASQUIER, F., BOUZELBOUDJEN, M. & ZWAHLEN, F. (1999). "Carte hydrogéologique de la Suisse au 1:100'000ème avec notice explicative. Feuille n° 6 : Sarine." Commission Géotechnique Suisse et Service Hydrologique et Géologique National (SHGN), 137 p.

- PFIFFNER, O., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (1997). "Results of NRP 20: Deep Structure of the Swiss Alps." Birkehäuser Verlag, Basel-Boston-Berlin, 380 p.
- PHILIPONA & GRÜGGER. (1998). "Rutschung Hohberg-Rohr, Vorprojekt Rutschsanierung." Cartes au 1:10'000, [non publié].
- PLANCHEREL, R. (1976). "Essai d'interprétation de la dislocation transversale Bellegarde - Lac Noir (Préalpes médianes fribourgeoises)." *Eclogae Geologicae Helveticae*, vol. 69/2, pp. 461-469.
- PLANCHEREL, R. (1979). "Aspect de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastique entre Rhône et Aar : implications cinématiques et dynamiques." *Eclogae Geologicae Helveticae*, vol. 72/1, pp. 145-214.
- PLANCHEREL, R. & CARON, C. (1979). "Etude de la stabilité pour la planification touristique du Lac Noir." Rapport et cartes, non publiés, Inst. géol. Univ. Fribourg.
- POPESCU, M.E. (1996). "From landslide causes to landslides remediation." *Landslides : 7ème Congrès International de l'IAEG/AIGI*, Balkema, Rotterdam, Netherland, pp. 75-94.
- 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 GT57*, 131 p.
- PRIMAULT, B. (1981). "Extension de la validité de la formule suisse de calcul de l'évapotranspiration." Rapport interne, n° 103, 6 p.
- PRINA, E. (2000). "Analisi del rischio rispetto ai pericoli naturali di una strada di montagna." Tesi di Laurea, Politecnico di Milano, 333 p.
- RAETZO, H. (1997). "Massenbewegungen im Gurnigelflysch und Einfluss der Klimaänderung." Thèse. Université de Fribourg, ed. vdf, Verlag der ETH-Zurich.
- RAETZO, H., KEUSEN, H.R. & OSWALD, D. (2000). "Rutschgebiet Hohberg-Rhor (Plaffeien, Fr) Disposition und Aktivität. *Bulletin de Géologie appliquée*, vol. 5, n° 1, pp. 55-65.
- RECORDON, E. (1996). "Mecanique des sols." Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Laboratoire de Mécanique des Sols, 275 p.
- REID, M.E. (1997). "Slope instability caused by small variations in hydraulic conductivity." *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, vol. 123, n° 8, pp. 717-725.
- REYNAUD, C. (1982). "Etude stratigraphique, sédimentologique et palynologique des dépôts du Pléistocène supérieur au sud du bassin genevois." Thèse, Département de Géologie et de Paléontologie, Université de Genève, 190 p.
- REYNAUD, C. & CHAIX, L. (1981). "Modalité et chronologie de la déglaciation finiwürmienne au pied du Salève (Haute-Savoie, France)." *Notes du Laboratoire de Paléontologie de l'Université de Genève*, juin, Fasc. 8, n° 3, pp. 19-40.
- RICHARDS, L.A. (1931). "Capillary conduction of liquids in porous mediums." *Physics*, vol. 1, pp. 318-333.
- RICHTER, D. (1957). "Beiträge Zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu." *N. Jb. Geol. u. Pal.*, 105 (1960).
- RIGASSI, D. (1957). "Le Tertiaire de la région genevoise et savoisienne." *Bull. Ver. Schweizer. Petrol. Geol. u. Ing.*, vol. 24, n° 66, pp. 19-34.

- ROUILLER, J.-D. & JORIS, C.-L. (2001). "Intempéries d'octobre 2000 dans la région du Simplon: L'ovaille de Gondo." Gontext1a/01rapp, 6 p [non publié].
- ROZANSKI, K., ARAGUAS-ARAGUAS, L. & GONFIANTINI, R. (1993). "Isotopic patterns in modern global precipitation." In: Swart, P.K. et al. (Eds): *Climate Change in Continental Isotopic Record*, Geophysical Monograph Series, Washington, 78/1993, pp. 1-36.
- SCAVIA, C., VENGEON, J.M., DURVILLE, J.L. & GIODA, G. (2000). "Modélisation des mouvements de versant." Actes de la Conférence Internationale sur les risques naturels en montagne, Cemagref éditions, pp. 52-55.
- SCG - Service Cantonal de Géologie (canton de Genève) (2001). "Carte hydrogéologique au 1/25'000 du canton de Genève." Mise à jour, 03/2001.
- SCHAAP, M.G., LEIJ, F.J., VAN GENUCHTEN, M.T. (2001). "ROSETTA : a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions." *Journal of Hydrology*, Elsevier Science Ltd, vol. 251, pp. 163-176.
- SCHOTTERER, U., STOCKER, T., BURKI, H., HUNZIKER, J., KOZEL, R., GRASSO, D.A. & TRIPET, J.-P. (2000). "Das Schweizer Isotopen-Messnetz - Trends 1992-1999." *GWA*, 10/2000, pp. 3-11.
- SCHUSTER, R.L. (1996). "Socio-economic Significance of Landslides." In *Landslides, Investigation and Mitigation*. Special Report 247, Transportation Research Board, National Research Council, A.K. Turner & R.L. Schuster Eds, Washington D.C., pp. 12-35.
- SEILER, J., MALOSZEWSKI, P. & BEHRENS, H. (1989). "Hydrodynamic Dispersion in Karstified Limestones and Dolomites in the Upper Jurassic of the Franconian Alb, F.R.G." *Journal of Hydrology*, vol. 108, pp. 235-247.
- SIGG, L., STUMM, W. & BEHRA, P. (1992). "Chimie des milieux aquatiques." Masson, Paris.
- SINGH, P. & SINGH, V.P. (2001). "Snow and glacier hydrology." Ed. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, 712 p.
- SONG, W. (1996). "Modélisation de la ripture progressive de pentes instables contrôlée par infiltration d'eau. Application au glissement de Vadoncello (Italie)." Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 168 p.
- STROLIGO, D. (2000). "Modélisation numérique d'effets chimiques créés par un défaut d'installation de piézomètre hydraulique (court-circuit hydraulique)." diplôme post grade en géologie de l'ingénieur et de l'environnement, 100 pp.
- STUMM, W. & MORGAN, J.J. (1996). "Aquatic chemistry." John Wiley and Sons, New-York.
- TACHER, L. & PARRIAUX, A. (1996). "Automatic nodes generation in a NN dimensional space." *Communications in Numerical methods in Engineering*, vol 12(4), pp. 243-248.
- TERZAGHI, K. (1950). "Mechanism of landslides." In *Application of Geology to Engineering Practice*, Berkley volume, Geol. Soc. Amer., pp. 83-123.
- THIERRIN, J. & MÜLLER, I. (1988). "La méthode VLF-résistivité multifréquence, un exemple d'exploration hydrogéologique dans un synclinal Crétacé à la Brévine." 4ème Coll. d'Hydro. en pays calcaire et en milieu fissuré., *Ann. Sci. Univ. Besançon, Mem. HS.* 6, pp.17-24.
- TRÜMPY, R. & NABHOLZ, W. (1967). "Guide géologique de la Suisse." Publié par la Société Géologique Suisse, Heft 8, Exkursionen n° 36-39, extraits.

- TULLEN, P., MARCUARD, C-M., PARRIAUX, A. & TURBERG, P. 2001. Instabilité déclenchée par l'événement climatique particulier de l'hiver 1999: Exemple dans les Alpes vaudoises, Suisse. *Revue Française de Géotechnique*, pp. 7-14.
- TULLEN, P., PARRIAUX, A. & TACHER, L. 2002. Improvement of the Hydrogeological Modeling of Landslides. *Proceeding of the 9th Congress of the IAEG in Durban, South Africa, 16-20 September 2002*, (in press).
- TURBERG, P. 1993. Apport de la cartographie radiomagnétotellurique à l'hydrogéologie des milieux fracturés. Thèse de l'Université de Neuchâtel, CHYN, 132 p.
- Van GENUCHTEN, M.T. (1978). "Mass transport in saturated-unsaturated media: One dimensional solutions." Research Rep. No 87-WR-11, Water Resources Program, Princeton University.
- Van GENUCHTEN, M.T. (1980). "A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil." *Soil Sci. Soc. Am. J.*, n° 44, pp. 892-898.
- Van STUIJVENBERG, J. (1979). "Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland)." *Matériaux Carte Géol. Suisse, n.s.*, 151e livraison.
- VARNES, D.J. (1978). "Slope Movement Types and Processes." *Landslides : Analysis and Control. Spécial report 176*, Ed. L. Schuster & R.J.Krizek. Chapter 2, pp. 11-33.
- VAUDAN, J. (2000). "Fonctionnement et gestion des aquifères alluviaux de haute altitude, cas de la Haute Sarine (Alpes suisses)." Thèse EPF-Lausanne, n° 2244, 115 p.
- VENGEON, J.-M. (1998). "Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope. Apport de l'étude des Ruines de Séchilienne." Thèse. Université Joseph Fourier, Grenoble 1, 180 p.
- VUILLET, L. (1986). Modélisation des pentes naturelles en mouvement. Thèse EPF Lausanne, n° 635, 221 p
- WEINGARTNER, R. & ASCHWANDEN, H. (1989). "Table 5.2 : Régimes d'écoulement." In *Atlas Hydrologique de la Suisse*, SHGN, Suisse.
- WEYER, K.U. (1972). "Ermittlung der Grundwassermengen in der Festgesteinen der Mittelgebirge aus den Messungen des Trockenwetterabflusses." Inaugural Dissertation der Math. Natw. Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität, Bonn, Deutschland.
- WILKINSON, P.L., ANDERSON, M.G, LLOYD, D.M. & RENAUD, J.-P. (2002). "Landslide hazard and bioengineering: towards providing improved decision support through integrated numerical model development." *Environmental Modelling & Software*, vol. 17, pp. 333-344.
- WU, T.H. & ABDEL-LATIF, M.A. (2000). "Prediction and mapping of landslide hazard." *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 37. pp. 781-795.
- XU, M., ECKSTEIN, Y. (1995). "Use of Weighted Least-Squares Method in Evaluation of the Relationship Between Dispersivity and Field Scale." *Ground water*, vol 33, n° 6, pp. 905-908.
- ZIMMERMANN, T. (1998). "Z_Soil PC, User Manual." Zace Services Ltd, Lausanne.

Annexes

Annexe 3-01: La cartographie de surface liée aux phénomènes d'instabilité

- **Carte des phénomènes**

La carte des phénomènes constitue la première étape permettant d'aborder qualitativement une instabilité de terrain. Elle permet, sur la base d'observations morphologiques, d'effectuer une description du phénomène et de donner une interprétation des degrés d'activité que représentent l'instabilité. Cette carte sert également d'outil de base d'aide à la décision pour la planification d'études futures ou encore la réalisation de projets d'assainissements. Depuis 1995, il existe des recommandations élaborées par la Confédération pour cartographier ces phénomènes d'instabilités (*OFEE et al., 1995*), dans le but d'harmoniser la réalisation de ce type de document à travers le pays.

- **Carte géologique**

La carte géologique de surface permet de définir la géologie d'un site par des relevés lithologiques et donne des indications sur la structure de la roche en place. Cette cartographie permet d'aborder les paramètres intrinsèques d'une instabilité comme la lithologie, les propriétés hydrogéologiques et géotechniques, ou encore l'agencement structural. Ces paramètres correspondent aux facteurs de prédispositions naturelles des pentes à glisser, auxquelles viennent s'ajouter les facteurs aggravants (influence du climat, utilisation du sol) et les facteurs déclenchants (événements météorologiques particuliers, activités anthropiques). La cartographie géologique de surface constitue un document de base pour la compréhension du fonctionnement d'une instabilité.

- **Carte de danger**

La carte de danger est une carte d'aptitude au 1:10'000 qui montre les secteurs qui sont peu ou pas appropriés pour certaines utilisations du sol en raison des dangers naturels, (*OFEG, 2001*). Ces cartes de danger indiquent le degré de danger existant au moment de l'expertise et divisent le territoire selon trois degrés de danger qui sont représentés par des couleurs appropriées, (*OFEP, 1997*). Les limites entre les zones des différents degrés de danger sont tirées de la carte des phénomènes, de la documentation des événements, s'ils existent, et de tout autre document de base susceptible d'apporter des informations supplémentaires sur le phénomène. La notion de probabilité d'occurrence n'intervient pas dans ce type de document car l'activité d'un glissement de terrain est considérée comme permanente, ce qui implique uniquement la prise en compte de l'intensité du phénomène. Ces cartes de danger se composent de deux parties distinctes: une carte au 1: 10'000 et un texte qui constitue la justification scientifique et la description des zones de danger. Ces documents doivent être périodiquement mis à jour pour tenir compte des modifications pouvant intervenir sur un site.

Annexe 3-02: Principes de base de la méthode radiomagnétotellurique (RMT).

La méthode RMT utilise les propriétés des ondes de basses et très basses fréquences (3-300 kHz), qui proviennent d'émetteurs de radioguidage et de liaisons maritimes (12-30 kHz), de télélex ou d'autres moyens de télécommunications (50-150 kHz) et des émetteurs d'ondes longues radio (150-240 kHz). En un point donné, un sondage vertical des résistivités électriques peut être effectué en changeant la fréquence, mais en laissant le dispositif de mesure inchangé (sondage électromagnétique). Sa rapidité et sa facilité de mise en oeuvre en font une méthode particulièrement bien adaptée aux conditions difficiles que l'on rencontre dans les glissements de terrain. Le dispositif de mesure est très compact et facile à transporter. Il comprend un boîtier-récepteur avec un casque d'écoute, une bobine d'induction de diamètre 0.4 mètre pour capter la composante magnétique du signal et deux électrodes distantes de 5 mètres. A notre connaissance, seuls quelques exemples d'applications liés aux glissements de terrain sont mentionnés dans la littérature, (Bernasconi et al., 2001; Bossy, 1999; Lateltin et al, 1997), dont l'un est intégré dans ce projet.

Pour effectuer un sondage électro-magnétique selon le mode unidirectionnel multifréquence (Turberg, 1993), différents émetteurs situés dans une même direction sont choisis afin de pouvoir mesurer à plusieurs fréquences sans devoir modifier le dispositif de mesure. La composante magnétique du signal $\{H_y\}$ est mesurée perpendiculairement à la direction de propagation du signal (direction de l'émetteur) à l'aide d'une bobine d'induction à axe horizontal placée à la surface du sol. Deux électrodes au sol espacées de 5 mètres dans la direction de propagation du signal mesurent la composante électrique du signal $\{E_x\}$. La résistivité apparente $\{\rho_a\}$ du sous-sol est déduite du rapport d'impédance $Z = E/H$ selon la relation suivante (Cagniard, 1953):

$$\rho_a[\Omega \cdot m] = \left(\frac{E_x}{H_y}\right)^2 \cdot \frac{1}{2\pi F \mu_0} \quad \text{avec} \quad \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$$

avec: ρ_a : résistivité apparente [$\Omega \cdot m$];
 E_x : champ électrique [V/m];
 H_y : intensité du champ magnétique [A/m];
 F : fréquence [Hz];
 μ_0 : perméabilité magnétique du vide [H/m]

Afin de procéder à un sondage vertical pour la mesure de ces résistivités, il faut utiliser différentes fréquences. En effet, plus la fréquence d'émission utilisée est basse, plus la profondeur d'investigation $\{P_i\}$ sera grande. Cette profondeur d'investigation se calcule selon la formule suivante (Telford et al., 1990):

$$P_i[m] = 503 \cdot \sqrt{\rho_a/F}$$

avec: P_i : profondeur d'investigation [m];
 ρ_a : résistivité apparente [$\Omega \cdot m$];
 F : fréquence [Hz]

On mesure également un déphasage ϕ [$^\circ$] (phase) entre le champ électrique et le champ magnétique avec ce dispositif. Ceci nous donne une information supplémentaire sur l'évolution des résistivités en profondeur à la verticale d'un point de sondage. Dans un terrain électriquement

homogène, la valeur de ce déphasage sera de $45 [^\circ]$. Par contre, si le sous-sol est stratifié dans la profondeur d'investigation et qu'un terrain conducteur surmonte un terrain plus résistant, le décalage de phase mesuré sera inférieur à $45 [^\circ]$. À l'inverse, si un terrain résistant surmonte un terrain plus conducteur, ce décalage de phase deviendra supérieur à $45 [^\circ]$.

Trois fréquences de mesure ont été utilisées sur deux des sites que nous avons retenus (glissements du Hohberg et du Triesenberg). La figure 3.2 schématise le dispositif utilisé sur le terrain. Dans cet exemple, les terrains de subsurface sont composés d'un corps intermédiaire résistif graveleux ($300 \Omega\text{m}$) compris entre deux corps moins résistifs. Le corps supérieur est constitué par un sable ($100 \Omega\text{m}$) et le corps inférieur correspond à une argile ($30 \Omega\text{m}$). D'après les 3 gammes de fréquences utilisées lors des mesures de terrain, le bloc-diagramme de la figure 3.2 s'explique qualitativement de la manière suivante:

- $F = 183 \text{ kHz}$: une valeur de phase de $43 [^\circ]$ indique une situation proche d'un système homogène (atteint à $45 [^\circ]$) pour lequel la résistivité est homogène pour la profondeur d'investigation considérée. La valeur de phase indique une légère augmentation de résistivité avec la profondeur qui correspond à la faible pénétration de l'onde dans l'unité intermédiaire plus résistante. La valeur de résistivité apparente obtenue ($120 \Omega\text{m}$) intègre la couche de sable et la petite partie de gravier concernée par cette profondeur d'investigation.
- $F = 77 \text{ kHz}$: une valeur de phase de $39 [^\circ]$ indique clairement une augmentation de la résistivité avec la profondeur. Cette situation correspond à un exemple à deux couches avec une unité de sable qui recouvre une unité de gravier. La valeur de résistivité apparente obtenue ($150 \Omega\text{m}$) intègre les deux couches traversées par la profondeur d'investigation.
- $F = 16 \text{ kHz}$: pour cette fréquence, la valeur de phase dépasse fortement la valeur de $45 [^\circ]$ pour atteindre $51 [^\circ]$. Ceci indique la présence d'un corps plus conducteur situé en profondeur, ce qui traduit une diminution de la résistivité. Cette situation indique la présence du corps argileux conducteur situé sous le niveau intermédiaire résistant graveleux. La valeur de résistivité apparente obtenue ($190 \Omega\text{m}$) intègre les résistivités des deux premières couches traversées plus une petite partie de la troisième couche inférieure plus conductrice.

Sur la base des valeurs mesurées de résistivité et de déphasage, la résistivité vraie et l'épaisseur des formations peuvent être évaluées en chaque point de sondage. Ces évaluations ont été effectuées par modélisation unidimensionnelle inverse (*Fischer et al., 1981*). Le long d'une ligne de sondages, les résultats de ces calculs unidimensionnels sont ensuite interpolés pour former des sections de résistivité calculée (pseudo-2D).

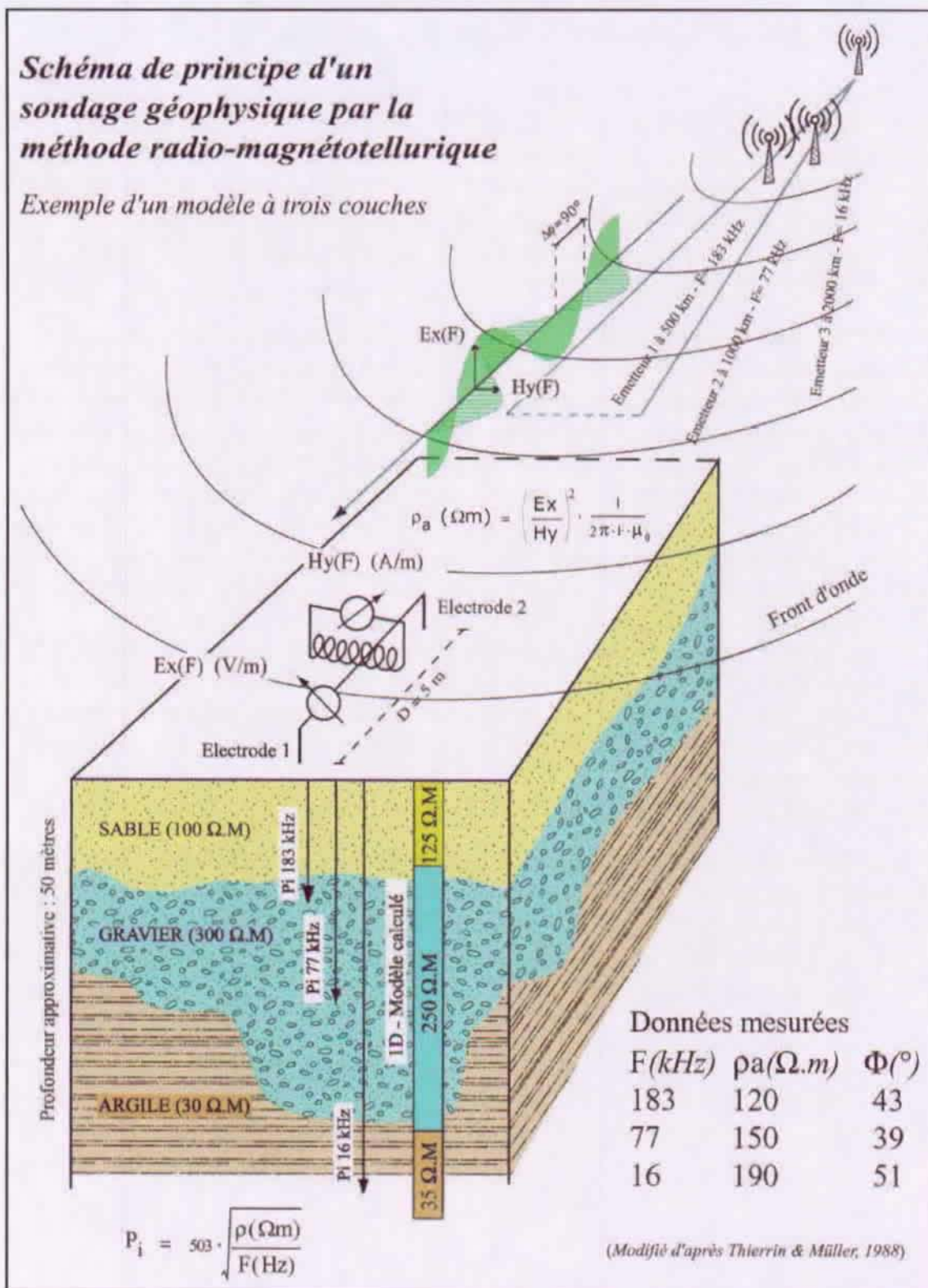


Schéma illustrant le principe de la méthode radio-magnétotellurique (RMT). Exemple d'utilisation avec trois fréquences distinctes, voir commentaire dans le texte.

Annexe 3-03: Méthodes analytiques utilisées pour les analyses en laboratoire au GEOLEP

L'ensemble des analyses chimiques effectuées dans le cadre de cette thèse a été réalisé au laboratoire de chimie du GEOLEP, à l'exception des essais de traçage réalisés préalablement sur le glissement du Triesenberg (*cf. chapitre 6*). Les anions (Cl, NO₃, SO₄, F) et les cations principaux (Na, Ca, Mg, K) sont détectés et mesurés par chromatographie ionique (*Bensimon, 2001*), alors que le strontium (élément trace) a été traité par la technique "High Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry" (HR-ICP-MS), (*Bensimon & Parriaux, 1990*). Les analyses de traceurs fluorescents ont été analysés par chromatographie liquide et les analyses isotopiques l'ont été par spectrométrie de masse.

Ces différentes méthodes peuvent être très brièvement illustrées par les points suivants:

- Pour les analyses par chromatographie ionique, l'échantillon est injecté en tête de colonne pour être entraîné par un éluant qui est pompé à débit et pression constants à travers une résine stationnaire. Les ions contenus dans l'échantillon ont un temps de séjour spécifique différent dans la colonne selon leur réactivité avec la phase stationnaire, ce qui permet de les identifier. A la sortie, la détection des ions est réalisée à l'aide d'une cellule conductivimétrique qui indique un signal proportionnel à la concentration de chacun des ions.
- L'analyse des éléments en trace s'effectue par spectrométrie de masse en utilisant un plasma à couplage inductif (HR-ICP-MS). Cette technique est actuellement reconnue comme étant la plus performante du marché (*Bensimon, 2001*).
- Les analyses par chromatographie liquide permettent d'atteindre un seuil de détection très faible. Le principe de l'analyse chromatographique liquide est plus ou moins similaire à celui de la chromatographie ionique. Seuls le type d'éluant et le détecteur sont différents.
- Pour les analyses isotopiques de l'oxygène-18, il faut préalablement procéder à un échange isotopique entre l'échantillon et du gaz carbonique dont on connaît la composition isotopique. Le principe de cette préparation consiste à mettre en présence dans une enceinte thermostatée à 40 °C l'eau à analyser et le gaz de référence. Après six heures d'équilibration, la composition isotopique de ce gaz est modifiée et permet de remonter à la composition initiale de l'échantillon. Pour le deutérium, l'échantillon d'eau est mis en équilibration avec un gaz de référence contenant de l'hydrogène en présence d'un catalyseur en platine pour activer la réaction d'échange. Après une heure et demi d'équilibration à 40°C, le gaz est injecté dans le spectromètre de masse pour la détermination du rapport isotopique. Dans les deux cas, des échantillons d'eau de rapport isotopique connu avec précision sont utilisés pour étalonner la procédure analytique.

Paramètres	Mesures	Méthodes
Température et conductivité électrique	in situ	Appareil digital (WTW)
Dureté totale	GEOLEP	Titration par complexométrie
Hydrogénocarbonates (HCO ₃)	GEOLEP	Titration par neutralisation acide
Ions majeurs (anions et cations)	GEOLEP	Chromatographie ionique
Elément en trace (Sr)	GEOLEP	HR-ICP-MS
Traceur fluorescent	GEOLEP	Chromatographie liquide
Isotopes stables de l'eau	GEOLEP	Spéctrométrie de masse

Méthodes analytiques utilisées dans le cadre de cette thèse

Les limites de détection instrumentale, la précision de la mesure et la reproductibilité des résultats ont fait l'objet de nombreux tests dans notre laboratoire (*Bensimon et al., 1991; Bensimon et al., 1993*). La limite de détection pour un élément donné dépend de la technique analytique utilisée, du type de solution analysée (éléments interférents) et du rapport du signal de sortie sur le bruit de fond de l'instrument utilisé lors de l'analyse. La tableau suivant donne une synthèse des limites de détection pour les composants chimiques analysés par notre laboratoire selon les différentes techniques utilisées.

Eléments et composants chimiques	Technique analytique	Limite de détection
Na, K, Mg, F, Cl, NO ₃ , SO ₄	Chromatographie ionique	~ 0.2 mg/l
Dureté totale, HCO ₃	Titration	~ 0.5 mg/l
Sr	HR-ICP-MS	0.01 mg/l
Traceur fluorescent	Chromatographie liquide	~ 1 ng/l (ou 1 ppt)
Isotopes de l'oxygène-18	Spéctrométrie de masse	~ 0.1 à 0.2 ‰
Isotopes du deutérium	Spéctrométrie de masse	~ 1 à 2 ‰

Tableau 10.1.: Limites de détection pour les composants chimiques analysés par notre laboratoire

Il est également nécessaire de rappeler que le contact de l'eau avec un équipement de captage peut représenter un risque de contamination des échantillons par des métaux d'origine anthropogène. Une étude sur le sujet a été menée par notre laboratoire (*Parriaux & Bensimon, 1990*). Les résultats montrent que des conduites en béton libèrent des quantités non négligeables de sodium, de potassium, de calcium, de strontium et de bicarbonates dans un ordre de grandeur allant de 100 à 1000 µg/l.

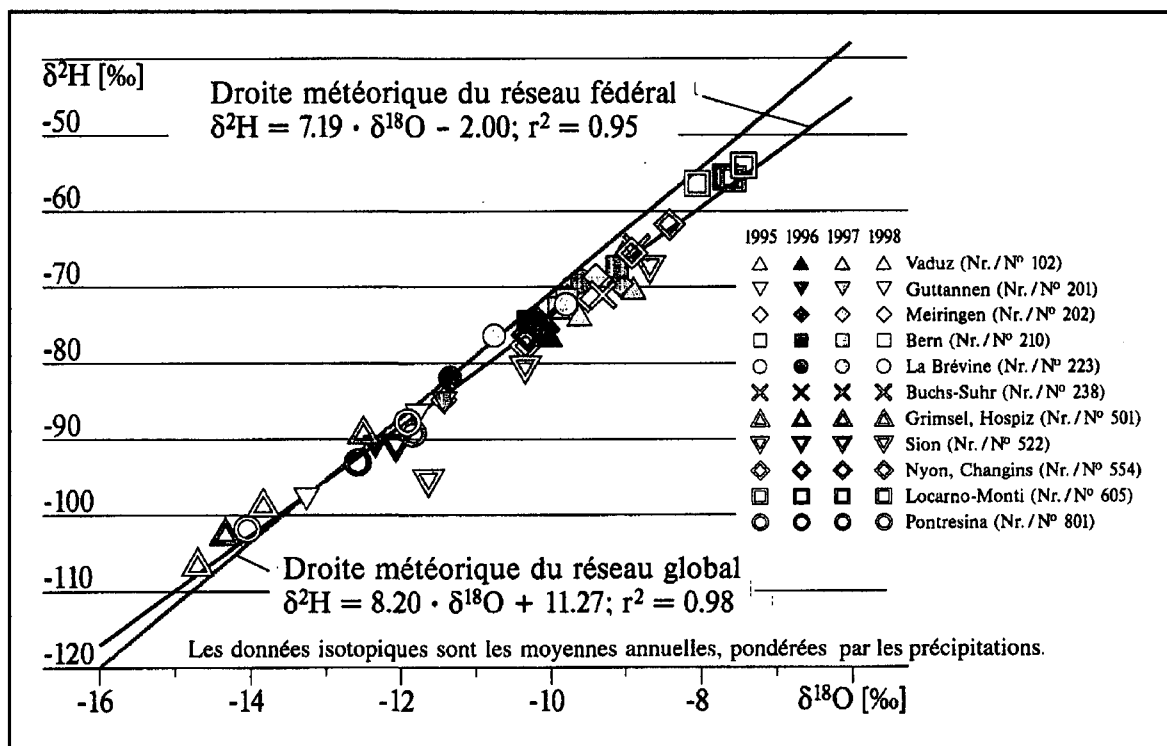
Annexe 3-04: Effets modifiant la composition isotopique des eaux

• Relation entre l'oxygène-18 et le deutérium

Le rapport entre les coefficients de fractionnement de l'oxygène-18 et du deutérium pour l'eau de rivières, de lacs et des précipitations sur l'ensemble de la planète, se traduit par une relation linéaire appelée la droite météorique (*Fontes, 1976; Jouzel, 1986; Parriaux et al., 2001b; Rozanski et al., 1993*). L'écart des points représentant cette ligne météorique permet de mettre en évidence des processus tels que l'évaporation avant l'infiltration ou des échanges avec des roches aquifères (*Allison et al., 1983; Barnes & Allison, 1982; Parriaux et al., 2001b*). Par conséquent, les droites météoriques locales sont très utiles en première approximation pour la compréhension et le traçage de l'origine d'une eau souterraine locale. Craig (*Craig, 1961*) propose une relation linéaire entre l'oxygène-18 et le deutérium valable dans le monde entier pour toutes les eaux d'origine météorique qui n'ont pas subi de fractionnement isotopique:

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10 \text{ (‰)}$$

La figure ci-dessous indique les régressions linéaires pour les stations du réseau fédéral suisse et illustre la droite météorique du réseau global.



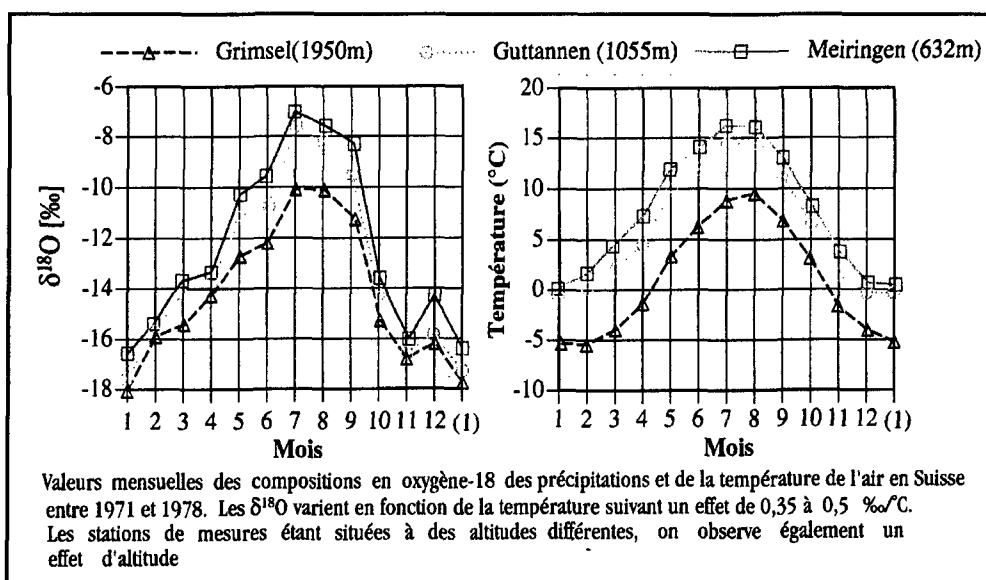
Des points s'écartant de cette droite météorique peuvent mettre en évidence plusieurs facteurs dont les deux principaux sont (*Fritz & Fontes, 1980*):

- Une alimentation par des précipitations provenant d'une mer intérieure (p. ex. la Méditerranée pour la Suisse) présente des teneurs en isotopes stables qui s'alignent sur une ligne parallèle à la droite mondiale ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + d$, avec $10 < d < 22$).

En Suisse, les eaux météoriques en provenance du versant sud des Alpes montre une légère influence des précipitations d'origine méditerranéenne et se regroupent autour de la relation $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 12$.

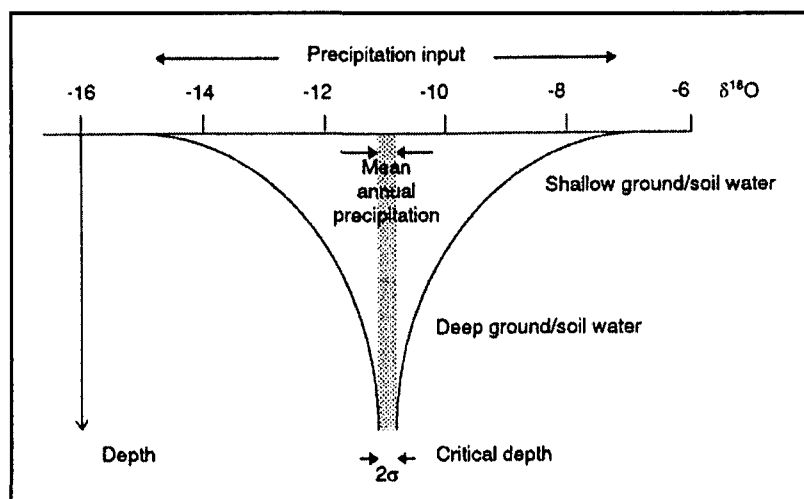
- Une alimentation avec des eaux souterraines en provenance de systèmes géothermiques à hautes températures qui subissent un enrichissement en ^{18}O par un échange entre l' ^{18}O des roches encaissantes et l' ^{16}O de l'eau. La concentration en ^2H reste quant à elle stable car il y a trop peu d'hydrogène dans les roches par rapport à l'eau. La relation $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ devient alors une droite de pente nulle.
- **Variations saisonnières et climatiques**

Le fractionnement isotopique au cours des changements de phase est particulièrement sensible à la température (Blavoux, 1978; Rodhe, 1987). Par conséquent, les rapports isotopiques dans les précipitations indiquent une forte saisonnalité (cf. figure ci-dessous). En été, les précipitations sont enrichies en oxygène-18, alors qu'en hiver, avec des températures moyennes plus basses, elles en sont appauvries, (Rozanski et al., 1993).



La dépendance de la composition isotopique des précipitations en fonction de la température est responsable pour une grande part des variations de la composition isotopique des eaux souterraines. Dans les régions où il pleut à la fois en été et en hiver, les différences de composition des eaux météoriques sont des traceurs de fronts d'infiltrations hivernaux et estivaux. Ces fronts permettent d'estimer les vitesses d'infiltration et d'identifier les mécanismes d'écoulement.

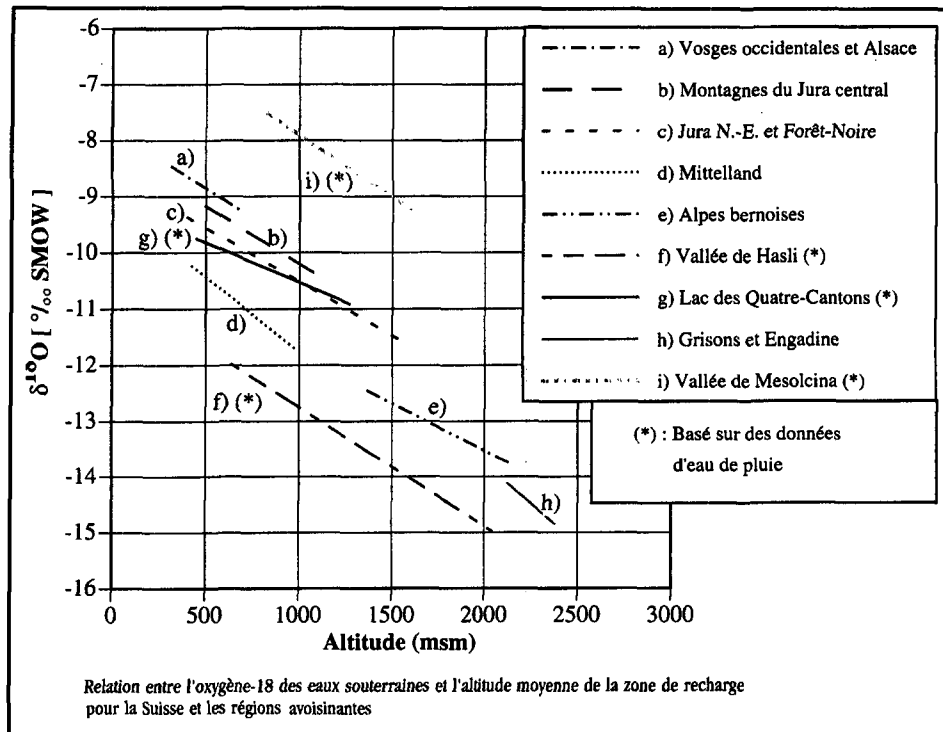
Une diminution des variations saisonnières pour l'oxygène-18 et le deutérium de l'eau souterraine est observée avec l'augmentation de la profondeur (Clark & Fritz, 1997; Iorgulescu, 1997; Thierrin, 1990). L'infiltration à travers la zone non saturée atténue également l'effet de ces variations saisonnières (cf. figure ci-dessous). La géométrie du réseau poreux et le degré de saturation permettent des transferts d'eau plus ou moins rapides durant lesquels un phénomène de mélange peut se produire, (Domenico & Schwartz, 1998; Douglas et al., 1999; Zimmermann et al., 1967).



Des variations du rapport isotopique sont observées également à l'échelle de l'averse. Le phénomène est dû à l'appauvrissement progressif de certaines parties de la masse nuageuse, (Etcheverry, 1999; Parriaux et al., 2001b). Si un événement pluvieux est important, le rapport isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ sera de plus en plus appauvri en cours d'averse. La composition isotopique moyenne d'une précipitation est également influencée par les conditions climatiques régionales. Des valeurs proches de zéro attestent d'une eau enrichie en isotopes lourds d'origine méditerranéenne par exemple. En effet, la composition isotopique moyenne des précipitations tend vers des valeurs de plus en plus négatives au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la côte océanique, car la pluie précipite progressivement par condensation et les molécules légères auront tendance à rester dans la phase gazeuse, (Clark & Fritz, 1997; Etcheverry, 1999).

- **Relation entre l'oxygène-18 et l'altitude**

Lorsqu'un nuage s'élève aux abords d'un relief, l'eau qui se condense s'appauvrit progressivement en isotopes lourds. Cet appauvrissement est dû à la diminution de la température de condensation avec la baisse de la pression atmosphérique et à d'autres facteurs secondaires tel que par exemple l'évaporation des gouttes de pluie au cours de leur chute. Les isotopes stables définissent une relation plus ou moins linéaire avec l'altitude, ce qui les rend particulièrement bien adaptés pour l'estimation de l'altitude moyenne des infiltrations pour un bassin versant en région de montagne (cf. figure ci-dessous). Cependant, il ne faut pas négliger l'influence des variations saisonnières ni les variations spatiales et temporelles de l'effet d'altitude dans cette approche, (Etcheverry, 1999; Gat & Rietti-Shati, 1999; Mazor, 1991 & 1997; Pearson et al., 1991; Schotterer et al., 1995). Généralement, des analyses isotopiques sur des échantillons cumulatifs mensuels sont suffisantes, toutefois il faut adapter la fréquence d'échantillonnage et la position des pluviomètres en fonction du problème à résoudre et des aspects liés au budget (Parriaux et al., 2001b).



En Suisse, Vuataz propose une relation entre l'oxygène-18 et l'altitude qui est essentiellement valable pour le Jura, le Plateau et le versant nord des Alpes (Vuataz, 1981):

$$\text{Altitude [m]} = -367 \delta^{18}\text{O} - 3112$$

La feuille de l'Atlas Hydrologique de la Suisse (Parriaux et al., 2001b) propose différentes droites selon la région étudiée (Jura, Mittelland et Valais). L'équation de la droite qui correspond à la région du Mittelland est:

$$\text{Altitude [m]} = -385 \delta^{18}\text{O} - 3462$$

Toutefois, ces droites sont sujettes aux variations saisonnières de la composition isotopique des pluies, ainsi qu'aux variations spatiale et temporelle de l'effet d'altitude. La figure ci-dessous illustre à gauche les relations moyennes entre l'oxygène-18 et l'altitude pour les années 1974 à 1983 et à droite les variations temporelles de l'effet d'altitude.

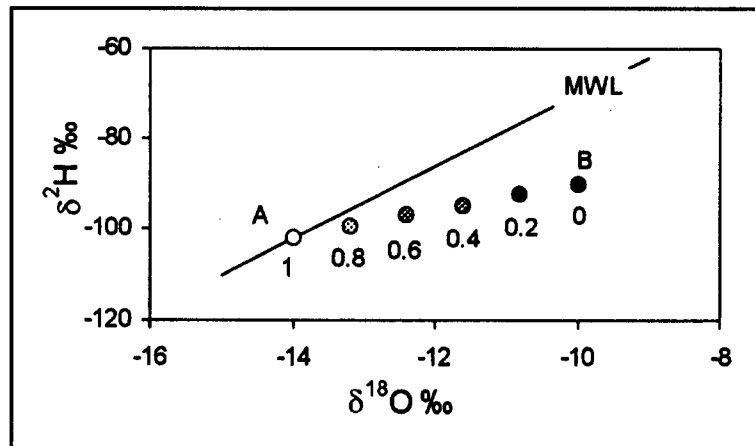
- **Mélange des eaux souterraines**

Il est possible de calculer les proportions de diverses composantes d'eau à l'exutoire d'un système par une simple équation linéaire utilisant le $\delta^{18}\text{O}$ ou le $\delta^2\text{H}$. Par exemple, si l'on cherche à connaître la proportion d'une eau A dans un mélange composé d'eaux A et B, le calcul se fait simplement de la manière suivante:

$$\delta_{\text{éch}} = x \delta_A + (1-x) \delta_B$$

avec: x : proportion de l'échantillon A dans l'aquifère;
 δ_A : $\delta^{18}\text{O}$ ou $\delta^2\text{H}$ mesuré pour l'échantillon A;
 δ_B : $\delta^{18}\text{O}$ ou $\delta^2\text{H}$ mesuré pour l'échantillon B.

Cette relation peut être illustrée par la figure suivante. De cette manière, plusieurs systèmes de mélanges peuvent être identifiés, comme par exemple un échantillon composé d'un mélange de trois systèmes distincts a pu être mis en évidence dans des eaux d'origine cristalline au nord du Canada (Douglas, 1997).



- **Estimation d'un temps de séjour moyen dans l'aquifère pour l'eau des exutoires**

Différentes méthodes existent pour déterminer le temps de résidence moyen d'une eau dans un aquifère. Les variations saisonnières pour les isotopes stables fournissent un moyen pour mesurer l'âge des eaux. Cependant, les techniques utilisées de manière quasi systématique sont basées sur la désintégration des isotopes radioactifs. Ceux qui ont de longues périodes de demi-vie sont utilisés pour dater des eaux souterraines très anciennes (^{14}C , ^{36}Cl , ^{39}Ar et ^{81}Kr). Ceux qui présentent de courtes périodes de demi-vie (^3H , ^{32}Si , ^{37}Ar , ^{85}Kr et ^{222}Rn) ou ceux qui ont été produits par des activités nucléaires humaines durant les quatre dernières décennies (^3H , ^{14}C , ^{36}Cl et ^{85}Kr) permettent de mettre en évidence des eaux récentes. Dans le cadre de ce travail, nous n'avons malheureusement pas pu procéder à des analyses sur des isotopes radioactifs, c'est la raison pour laquelle nous ne nous penchons ici que sur la possibilité de déterminer un temps de séjour moyen d'une eau souterraine en fonction des isotopes stables.

La forte corrélation existant entre la température et les isotopes stables dans les eaux météoriques fournit un signal saisonnier qui peut être utilisé pour dater une eau souterraine. Comme nous l'avons présenté ci-dessus, l'amplitude des variations saisonnières pour le $\delta^{18}\text{O}$ et le $\delta^2\text{H}$ est atténuée durant la recharge à travers une zone non saturée. La conservation d'une variation saisonnière est donc un indicateur d'une eau qui présente un temps de résidence moyen court. Le rapport entre l'atténuation de la variation saisonnière est proportionnel à la longueur du parcours de l'écoulement, et par conséquent, du temps. Le temps peut être déterminé par le suivi des variations saisonnières dans le $\delta^{18}\text{O}$ et le $\delta^2\text{H}$ des précipitations et des eaux souterraines sur un cycle annuel. Les précipitations représentant l'input peuvent être approximativement estimée par une fonction sinusoïdale d'une période de 1 an. La diminution de l'amplitude dans les eaux souterraines (l'output) peut quant à elle être exprimée par une fonction dépendant du temps:

$$\delta_{\text{précip}}(t) = A \sin 2\pi t$$

$$\delta_{\text{gw}}(t) = B \sin(2\pi t + \alpha)$$

avec: $\delta_{\text{précip}}(t)$ et $\delta_{\text{gw}}(t)$: composition isotopique de l'input et de l'output au temps t;
A & B: amplitude des variations isotopiques pour l'input et l'output en ‰;
 α : décalage entre la sinusoïdale de l'input par rapport à celle de l'output.

Un facteur $C = B/A$ est défini pour décrire le temps de résidence moyen (MRT) d'une eau selon la relation suivante (*Burgman et al., 1987*):

$$\text{MRT} = 1/2 \pi (1-C)^{1/2} / C$$

Ce temps de résidence moyen peut également être défini sur la base du facteur α (*Stichler, 1980*):

$$\text{MRT} = \tan \alpha / 2\pi$$

L'application de cette interprétation effectuée sur deux exemples, montre que les variations saisonnières tendent à disparaître dans un réservoir dans un délai de 2 à 5 ans, en fonction de la magnitude des variations du rapport isotopique sur l'input (*Burgman et al., 1987; Taylor et al., 1989*).

SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE

SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET TYPE

Nom : Annexe 4-01 Principaux facteurs caractérisant une instabilité de pente

Région / Canton :

Pays :

Coordonnées :

Type de mouvement m :

Type de matériaux :

MORPHOLOGIE

EXTENSION

Superficie [* 10⁴ m²] :
 Volume [* 10⁶ m³] :
 Altitude max. [m] :
 Altitude min. [m] :
 Longueur [m] :
 Largeur [m] :

PENTE [°]

moyenne :
 max. :
 min. :

GÉOLOGIE

DESCRIPTION DU MATÉRIEL

MASSE EN MOUVEMENT

Formation :

Lithologie :

Substratum :

Formation :

Lithologie :

SURFAC DE MONTÉE

Nombre :
 Forme :
 Profondeur max. [m] :
 Atteinte par forage :

RECONNAISSANCES EFFECTUÉES

Si oui, échelle :
 Durée du suivi :

CARTO-
 GRAPHIE

Nombre :

FORAGES

Profondeur max. [m] :

ESSAIS

In situ, si oui, lesquels :
 Laboratoire, si oui lesquels :

Si oui, quel :

GÉOPHYSIQUE

BIENS EXPOSÉS AUX RISQUES

INFRASTRUCTURES

Villages / Hameaux :
 Habitats isolés :
 Voies de communications :
 Barrage :
 Autre :

ACTION D'AMÉNAGEMENT

Connu :
 Identifié :
 Carte de danger :
 Relation avec les autorités :

HYDROLOGIE

CAUSÉS/ÉVALUÉS HYDROLOGIQUES

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

Mappe principale

Percelle :
 Libre :
 Captive :

MESURES D'ASSAINISSEMENTS EFFECTUÉES

MODIFICATION DE LA GÉOMÉTRIE

Suppression de matériel :
 Ajout de matériel :
 Autre(s) :

Drainage

Tranchées :
 Collecteurs superficiels :
 Forages drainants :
 Galeries :
 Enrochement du pied :
 Ajout de végétation :
 Autre(s) :

STRUCTURES / RAPORTS

Mur de soutènement :
 Ancrages :
 Autre(s) :

COMPORTEMENT DYNAMIQUE DU SOL

Mouvements

Continus :
 Discontinus :

Vitesse

Vitesse moyenne [cm/a] :
 Instantané maximale :
 Dates / Fréquences :

Crises principales

Équipements / Mesures

Non opérationnel, nombre :
 Durée du suivi :
 Opérationnel, nombre :
 Durée du suivi :

INCLINOMÈTRES

Fréquence :
 outilon :
 Fréquence :
 outilon :
 Fréquence :
 outilon :

GPS

Fréquence :
 outilon :
 Fréquence :
 outilon :

MESURE (S) DE SURFACE

Fréquence :
 outilon :
 Fréquence :
 outilon :

DIVERS

Adress :
 Enregistrement :

AUTRES

DIVERS

Accès aux données : 1/ :
 2/ :
 3/ :
 4/ :
 5/ :

Modélisation géotechnique :
 Modélisation hydrogéologique :
 Remarques :

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Référence 1 :
 Référence 2 :
 Référence 3 :
 Référence 4 :
 Référence 5 :

INTÉGRATION AU RÉSEAU

Désavantages :
 Avantages :
 Décision :

Annexe 4-02: Liste des travaux disponibles pour le versant du Hohberg

Géologie et cartographie

- Synthèse et profil géologique (Büchi, 1947)
- Synthèse, carte au 1:25'000 et profils géologiques au 1:10'000 (Gisiger, 1967)
- Synthèse, carte géologique/géotechnique au 1:10'000 (Beer et al., 1997)
- Carte des phénomènes au 1:10'000 avec 1 profil en long (Beer et al., 1997)

Forages (cf. annexe 1)

- 5 forages principaux : F1, F2, F3 (BEER ET AL., 1997) et F99.01, F99.02 (Geotest AG, 1999)
- 10 forages annexes : G1, G2, G3, G4, G5 et B3/I, B4/I, B6/I, B7/I et B8/I (Géolina SA, 1990 & 1996)

Géophysique

Sismique réflexion

- 4 profils transverses (Q1, Q2, Q3, Q4) (Beer et al., 1997)
- 1 profil en long (Beer et al., 1997)

Dynamique du versant

Mesures de déplacement en surface

- Mesures au GPS: 17 campagnes entre 1995-2000 (Beer et al., 1997, Geotest AG, 1998-2000)
- Mesures de distance au laser (DISTO) en continu (1997-2000) : 2 stations, "Udrischli" et "Ludena" (Institut de Géologie, Fribourg)
- Mesures de déplacement avec câble (1999-2000) (GEOTEST AG)
- Mesures de distance au théodolite: 10 campagnes entre 1999-2000 (GEOTEST AG)

Mesures de déplacement en profondeur

- Inclinomètres dans 5 forages (F1, F2, F3 et F99.01, F99.02) (Beer et al., 1997, Geotest AG, 1999)
- Inclinomètres dans 5 forages (B3/I, B4/I, B6/I, B7/I et B8/I) (Géolina SA, 1996)

Géotechnique

Analyses géotechniques en laboratoire sur 3 forages (F1, F2, F3) (Beer et al., 1997)

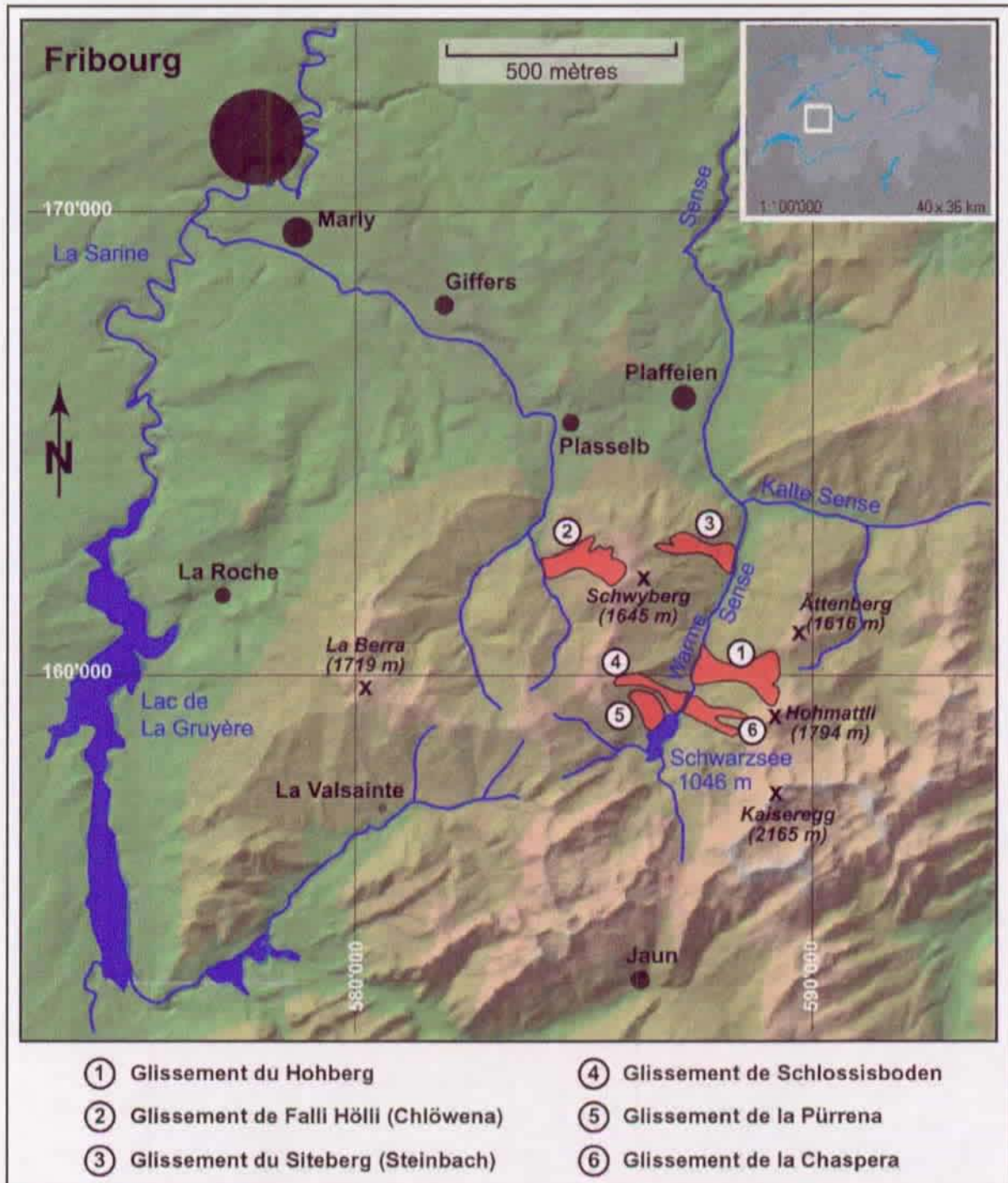
Modélisation

Calculs de stabilité du versant (LARIX) (Beer et al., 1997)

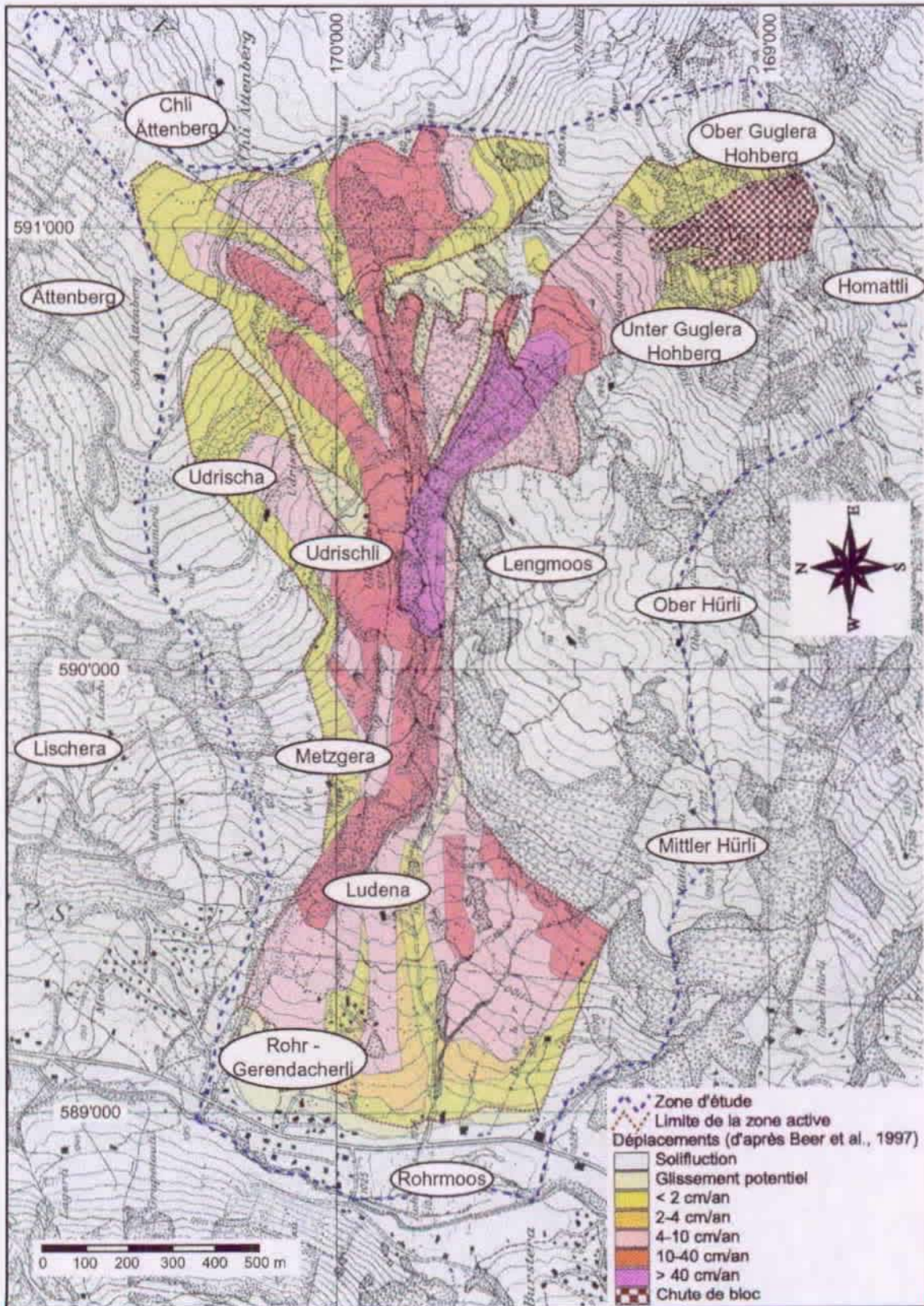
Hydro(géo)logie

- Etude portant sur les captages d'Udrischa (jaugeages et analyses physico-chimiques) (*Géolina SA, 1988*)
- Etude sur l'aquifère artésien en pied de versant (*Géolina SA, 1990*)
- Cartographie des cours d'eau et zones humides (*Philipona & Brügger 1998*)
- Analyses physico-chimiques et bilans hydriques: 4 campagnes de mesures entre 1997-1998 (*CSD, 1998*)
- Suivi de treize piézomètres superficiels (3-4 mètres) (*Geotest AG, 1999*)
- Essais de pompages dans 2 forages (F3 et B99.02) (*Beer et al., 1997, Geotest AG, 1999*)

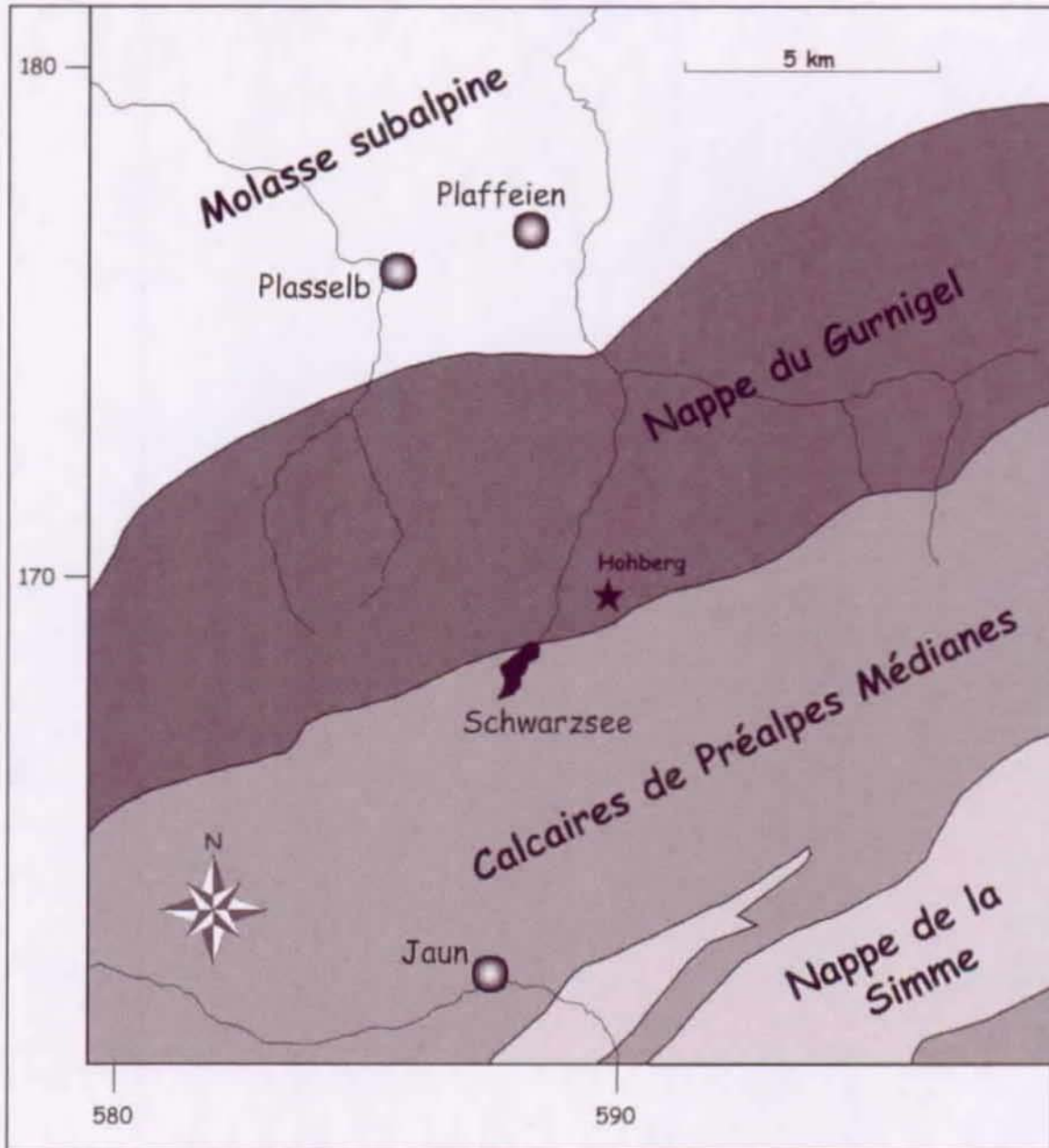
Annexe 5-01: Carte de situation du versant du Hohberg (le fond topographique est tiré de l'Atlas topographique de la Suisse)



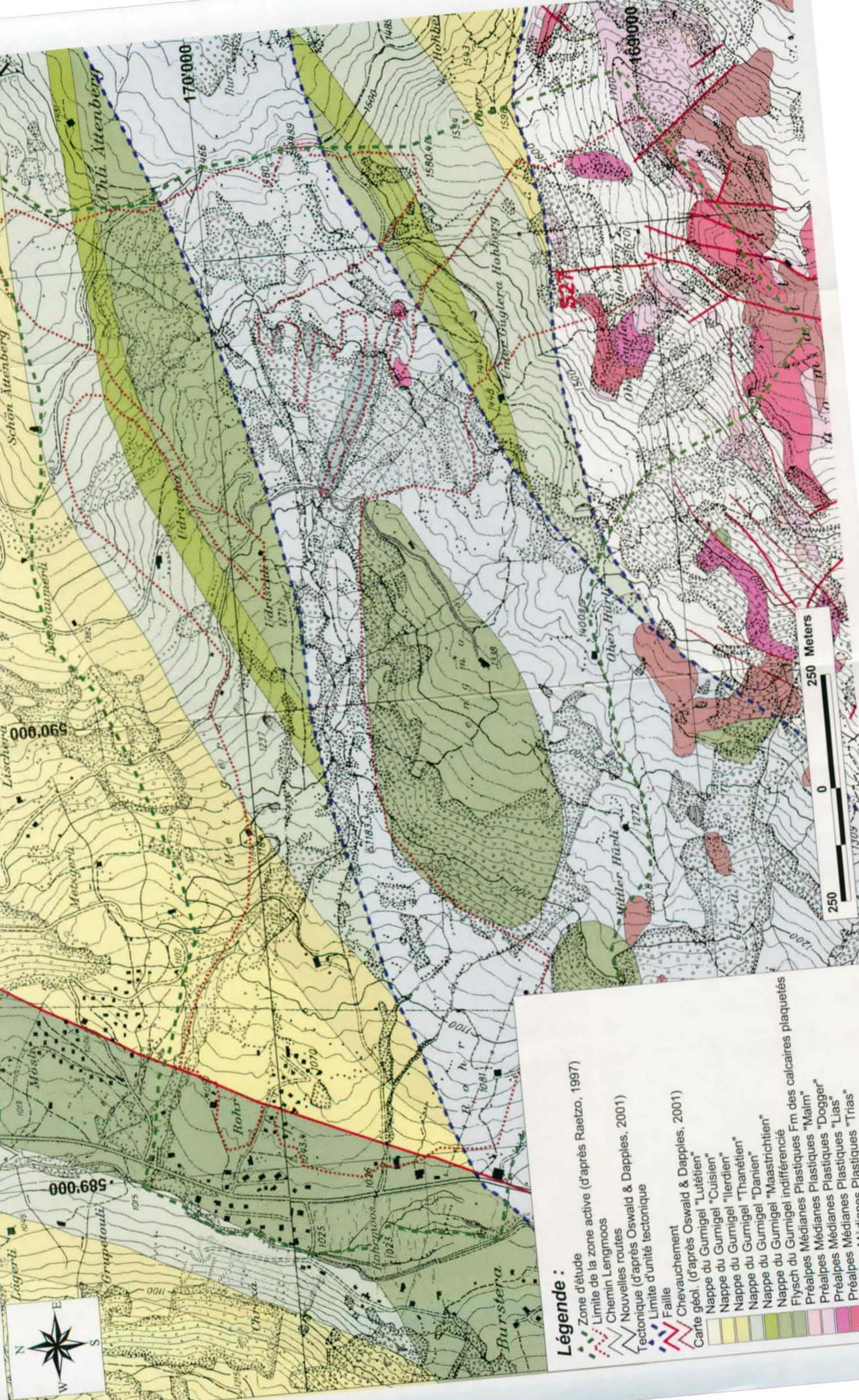
Annexe 5-02: Carte d'activité du glissement avec localisation des lieux-dits (modifiée d'après Raetzo, 1997)



**Annexe 5-03: Esquisse tectonique de la région du Lac Noir,
(modifiée d'un document livré par l'institut de géologie
de l'université de Fribourg)**



Annexe 5-04: Carte géologique du versant du Hohberg (d'après Oswald & Dapples, 2001)



Légende :

- Zone d'étude
- Limite de la zone active (d'après Raetzo, 1997)
- Chemins Lengmoos
- Nouvelles routes
- Tectonique (d'après Oswald & Dapples, 2001)
- Limite d'unité tectonique
- Faille
- Chevauchement
- Carte géol. (d'après Oswald & Dapples, 2001)
- Nappe du Gurnigel "Lutétien"
- Nappe du Gurnigel "Cuisien"
- Nappe du Gurnigel "Ilerdien"
- Nappe du Gurnigel "Thanétien"
- Nappe du Gurnigel "Danien"
- Nappe du Gurnigel "Maastrichtien"
- Nappe du Gurnigel indifférencié
- Flysch du Gurnigel
- Fm des calcaires plaquetés
- Préalpes Médiannes Plastiques "Malm"
- Préalpes Médiannes Plastiques "Dogger"
- Préalpes Médiannes Plastiques "Lias"
- Préalpes Médiannes Plastiques "Trias"
- Préalpes Médiannes Plastiques "Trias"
- Préalpes Médiannes Plastiques "Trias"

Annexe 5-05: Subdivisions lithostratigraphiques de la nappe du Gurnigel, (Van Stuijvenberg, 1979).

A	B	C	D	E	F	G
39-41	M. EOCENE L. EDC.	(LATTORFIAN) PRIABONIAN	Priabona-	NP 20 <i>Sphenolithus pseudoradians</i> Zone NP 19 <i>Isthmolithus recurvus</i> Zone	[Solid black block]	[Lithological pattern]
8 my		(BIARRITZIAN) LUTETIAN	Biarritz-- Barton --}	NP 18 <i>Chiasmolithus oamaruensis</i> Zone NP 17 <i>Discoaster saipanensis</i> Zone "NP 16" <i>Reticulafenestra umbilica</i> Zone		
47-49	EARLY EOCENE	CUISIAN	Lutetia --	NP 15 <i>C. alatus</i> = <i>Nannotetrina fulgens</i> Zone	L	IV
6 my				NP 14 <i>Discoaster sublodoensis</i> Zone	C	III
53-55	PALEOCENE	(MONTIAN) DANIAN	"Dan" ---	NP 13 <i>Discoaster lodoensis</i> Zone		
				NP 12 <i>M. tribrachiatus</i> = <i>T. orthostylus</i> Zone		
				NP 11 <i>Discoaster binodosus</i> Zone		
10 my	TERTIARY	THANETIAN	Thanet --	NP 10 <i>M. confertus</i> = <i>T. confertus</i> Zone	T	IIb
				NP 9 <i>Discoaster multiradiatus</i> Zone		
				NP 8 <i>Heliolithus riedeli</i> Zone		
				NP 7 <i>Discoaster gemmeus</i> (= <i>mahleri</i>) Zone		
63-65	CRETACEOUS	NAASTRICHTIAN	Naastricht	NP 6 <i>Heliolithus kleinpelli</i> Zone	D	IIa
				NP 5 <i>Fasciculithus tympaniformis</i> Zone		
				NP 4 <i>Ellipsolithus macellus</i> Zone		
				NP 3 <i>Chiasmolithus danicus</i> Zone		
7 my	L	E	Naastricht	NP 2 <i>Cruciplacolithus tenuis</i> Zone	M	II I II
				NP 1 <i>Markalius inversus</i> Zone		
				26 <i>Nephrolithus frequens</i> Zone		
72				25 <i>Arkhangelskiella cymbiformis</i> Zone		
				24 <i>Reinhardtites levis</i> Zone		
				23 <i>Tranolithus phacelosus</i> Zone		

Colonne A: Ages apparents d'après Cavellier & Pomerol, 1977.

Colonne B: Périodes, époques.

Colonne C: Etages.

Colonne D: Répartitions usuelles des Nannofossiles calcaires.

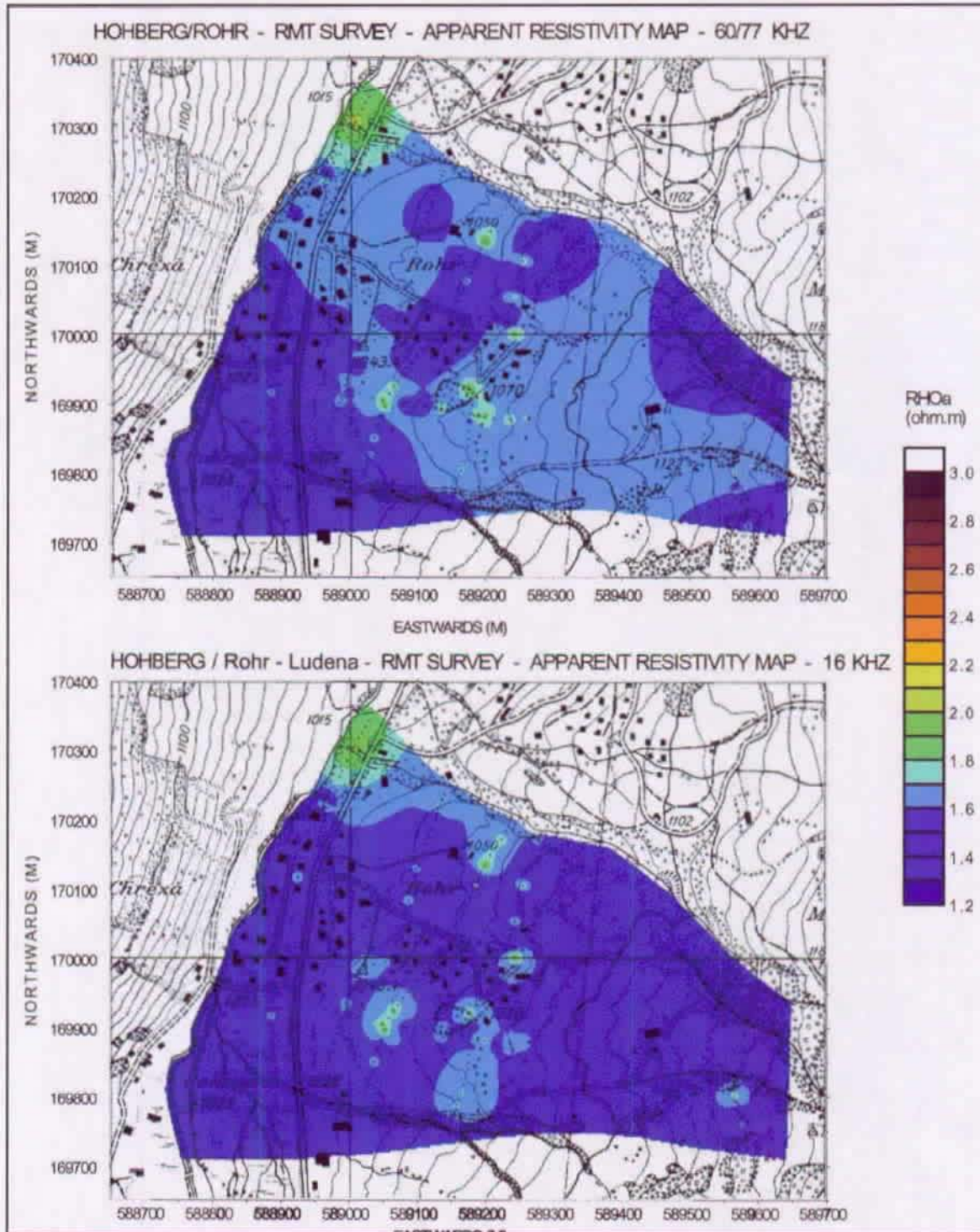
Colonne E: Nannofossiles calcaires d'après Martini, 1971 et Sissingh, 1977.

Colonne F: unités biostratigraphiques (M: Maastrichtien, D: Danien, T: Thanétien, I: Ilerdien, C: Cuisien, L: Lutétien).

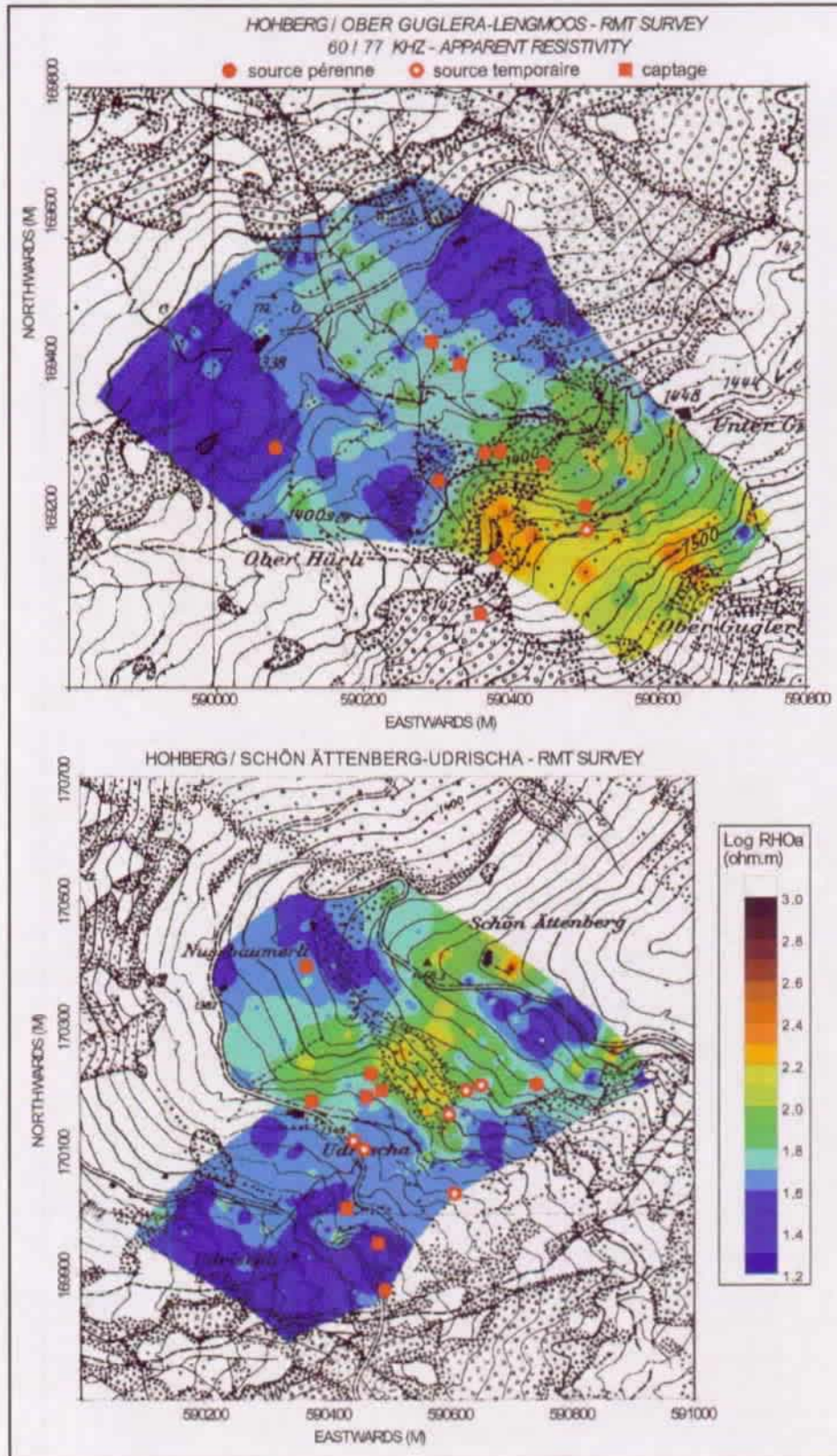
Colonne G: Unités lithostratigraphiques.

Annexe 5-06: Cartes des résistivités apparentes par secteur pour le Hohberg

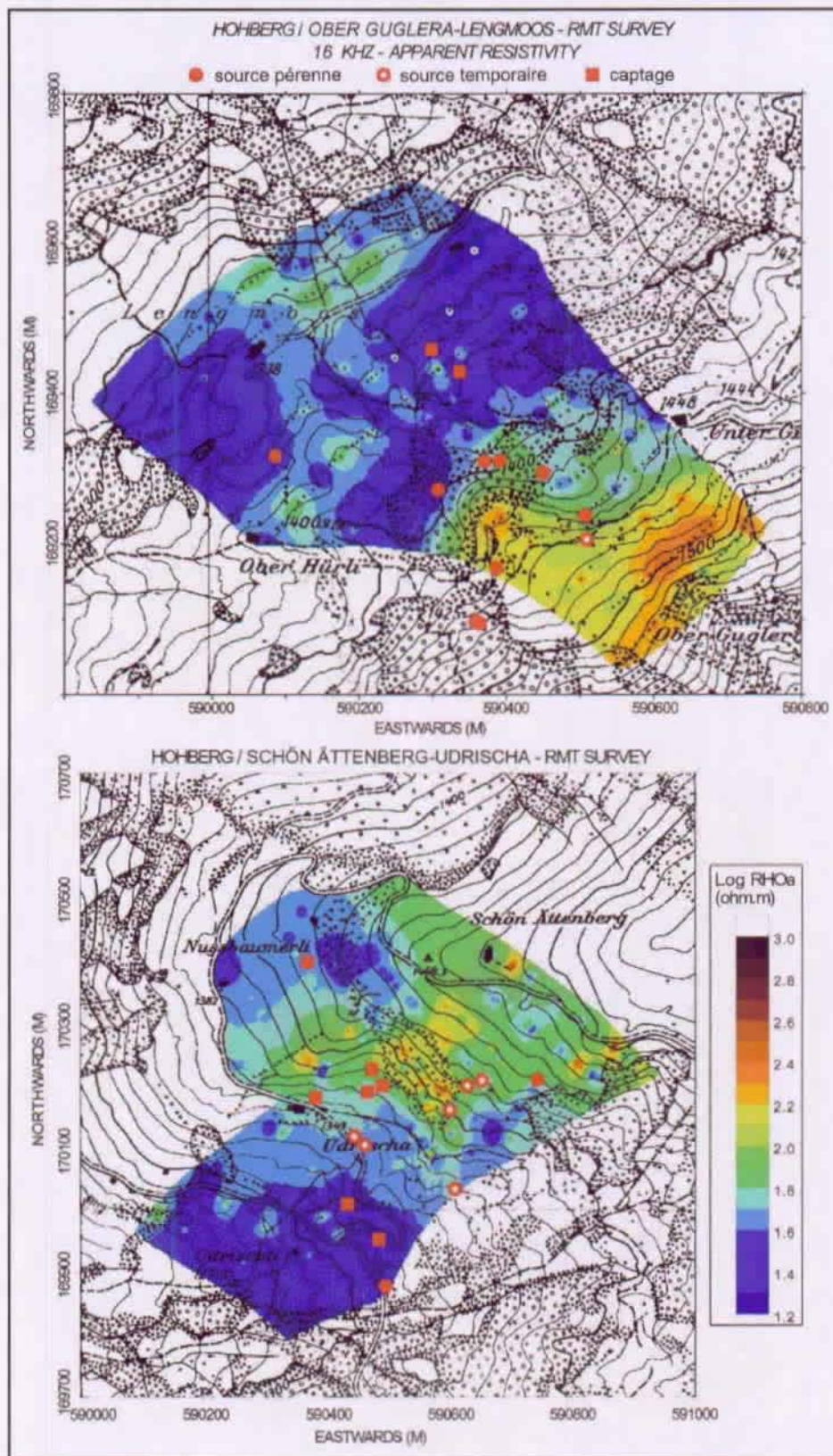
Secteur peu différencié de Rohr-Ludena à 60/77 et 16 kHz



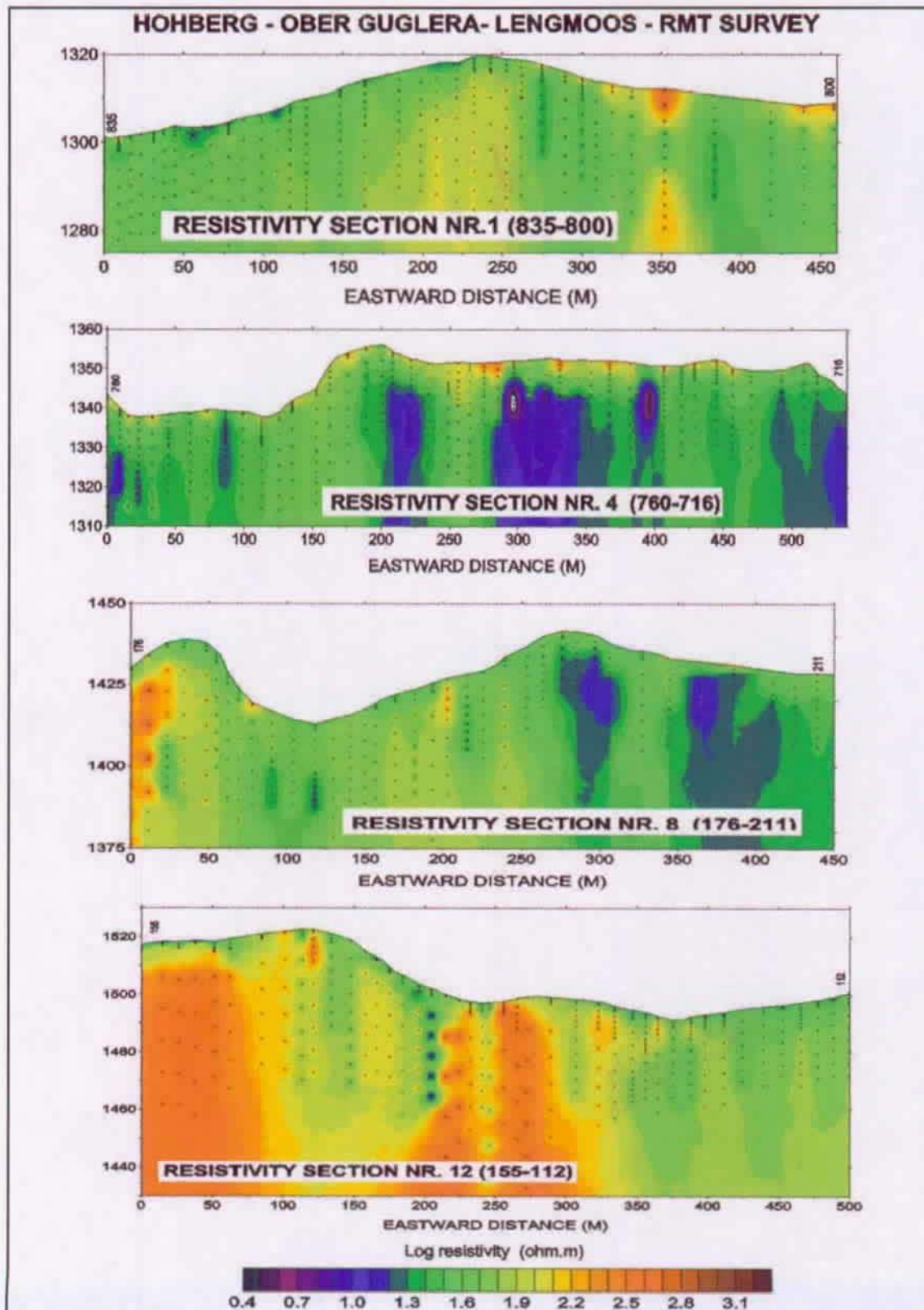
Résistivités apparentes à 60 et 77 kHz pour les secteurs hétérogènes



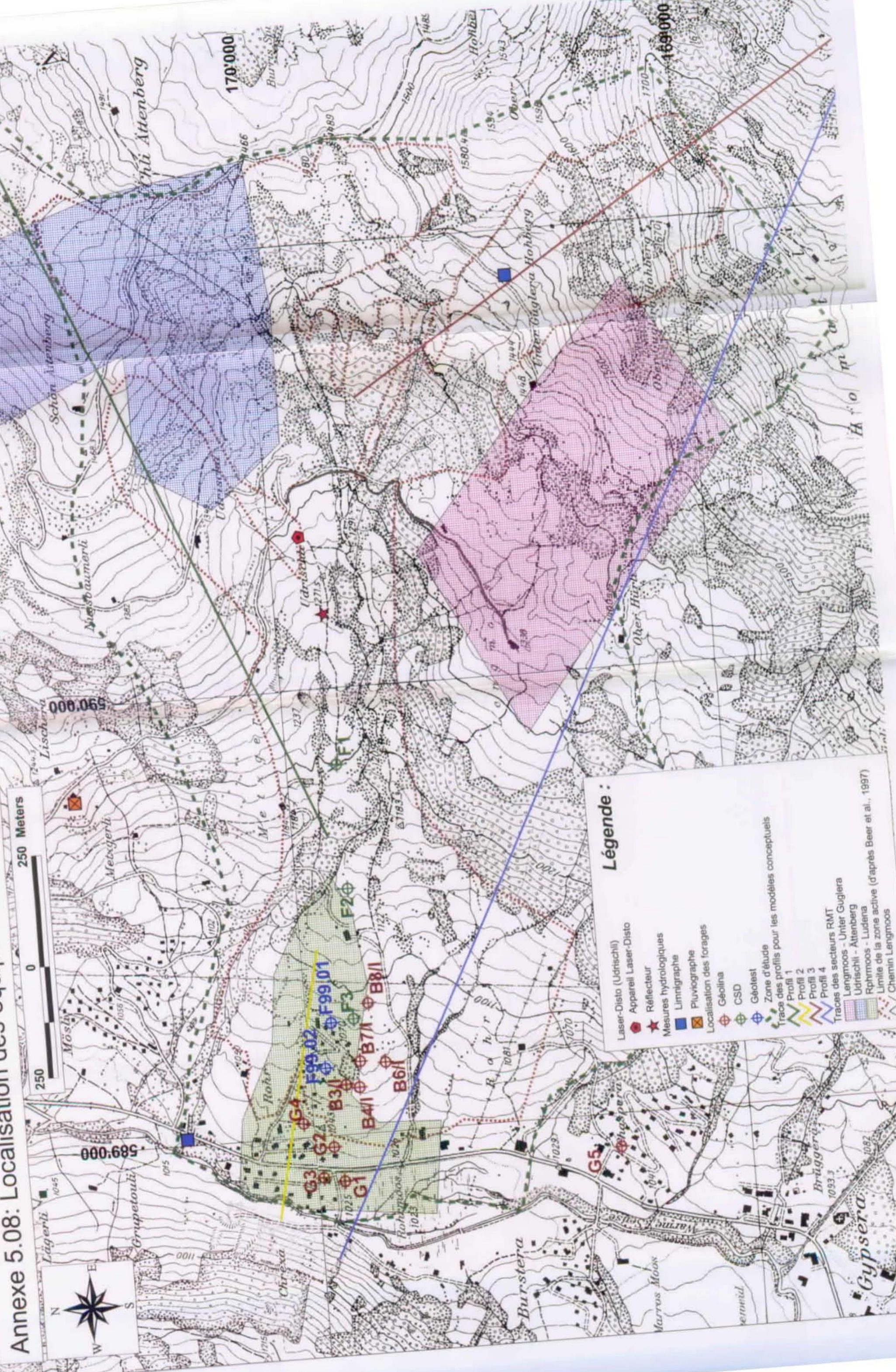
Résistivités apparentes à 16 kHz pour les secteurs hétérogènes



Annexe 5-07: Profils de résistivités vraies pour le secteur Lengmoos - Unter Guglera (la localisation de ces profils est mentionnée à la figure 5.2)



Annexe 5.08: Localisation des équipements disponibles pour l'analyse du Hohberg



Annexe 5-09: Synthèse des essais in situ et en laboratoire disponibles pour le Hohberg

Granulométrie et essais géotechniques (d'après Beer et al., 1997)

Identification								SN 670 340 b / SN 670 335 a / DIN 18 128
No de man. eub:		869		No de projet:				
Objet / Chantier:		Lac Noir						
Client:		CSD Ingénieurs Conseils SA, Granges-Paccot						
LNr	Prélèvement	Teneur en eau w [%]	Masse vol. d. part. sol ρ_s [t/m ³]	Masse vol. d. sol. hum. ρ_l [t/m ³]	Masse vol. d. sol. sec. ρ_d [t/m ³]	Degré de saturation S_r [%]	Matériaux foisonnés ρ [t/m ³]	Teneur en mat. organ. or [%]
	F1 / 1	17.7%	2.66 *	2.15	1.83	103.4%		2.7%
	F1 / 2	17.0%	2.66 *	2.18	1.86	105.0%		3.0%
	F1 / 3	14.5%	2.67 *	2.24	1.96	107.4%		2.6%
	F1 / 4	13.1%	2.67 *	2.23	1.97	99.5%		2.5%
	F1 / 5	12.7%	2.66 *	2.30	2.04	111.9%		3.1%
	F1 / 6	12.4%	2.65 *	2.20	1.95	91.9%		3.5%
	F2 / 1	10.9%	2.66 *	2.21	2.00	86.9%		2.8%
	F2 / 2	14.4%	2.66 *	2.25	1.96	108.1%		2.8%
	F2 / 3	11.5%	2.66 *	2.24	2.01	94.2%		2.7%
	F2 / 4	9.9%	2.68 *	2.30	2.09	94.5%		1.6%
	F2 / 5	5.8%	2.68 *	2.41	2.28	88.5%		1.2%
	F3 / 1	25.6%	2.63 *	2.02	1.61	105.8%		5.5%
	F3 / 2	14.1%	2.65 *	2.20	1.93	100.2%		3.5%
	F3 / 3	13.8%	2.66 *	2.24	1.97	104.4%		3.2%
	F3 / 4	14.5%	2.65 *	2.17	1.90	97.1%		3.6%
	F3 / 5	12.7%	2.64 *	2.22	1.97	98.8%		4.3%
	F3 / 6	10.2%	2.72 *	2.41	2.19	113.9%		2.6%
	F3 / 7	9.4%	2.68 *	2.35	2.15	102.4%		3.6%
	F3 / 8	7.0%	2.70 *	2.43	2.27	101.1%		3.8%
	F3 / 9	17.3%	2.64 *	2.11	1.80	97.6%		4.3%
	F3 / 10	10.7%	2.67 *	2.32	2.09	103.3%		3.2%

Prélèvement	Argile [%]	Limon [%]	Sable [%]	Graviers [%]	Pierres [%]	Matière organique [%]	Teneur en eau [%]
F1/1	30.6	37.2	13.0	19.2	0.0	2.7	17.7
F1/2	28.4	33.0	10.2	28.4	0.0	3.0	17.0
F1/3	29.4	27.4	9.3	33.9	0.0	2.6	14.5
F1/4	27.4	23.9	14.6	34.1	0.0	2.5	13.1
F1/5	29.3	32.5	15.8	22.4	0.0	3.1	12.7
F1/6	18.3	27.3	12.6	41.8	0.0	3.5	12.4
F2/1	11.2	18.0	14.1	23.3	33.4	2.8	10.9
F2/2	29.4	31.2	15.4	24.0	0.0	2.8	14.4
F2/3	17.9	22.3	11.4	48.4	0.0	2.7	11.5
F2/4	13.0	19.5	17.2	50.3	0.0	1.6	9.9
F2/5	9.0	13.6	17.1	52.5	7.8	1.2	5.8
F3/1	22.3	36.9	17.0	23.8	0.0	5.5	25.6
F3/2	15.0	28.3	22.2	34.5	0.0	3.5	14.1
F3/3	16.8	29.9	27.7	25.6	0.0	3.2	13.8
F3/4	22.7	26.3	22.7	28.3	0.0	3.6	14.5
F3/5	16.5	27.0	16.1	40.4	0.0	4.3	12.7
F3/6	11.9	27.9	15.8	44.4	0.0	2.6	10.2
F3/7	11.8	21.9	16.3	32.7	17.3	3.6	9.4
F3/8	8.1	10.5	10.8	53.1	17.5	3.8	7.0
F3/9	26.6	32.9	25.9	14.6	0.0	4.3	17.3
F3/10	25.3	20.7	23.7	30.3	0.0	3.2	10.7

Essai de pompage (d'après Beer et al., 1997)

FR2171 - Glissements de terrain dans le secteur "Hohberg-Udrischli-Rohr" - Commune de Planfayon

ESSAI DE POMPAGE

SONDAGE F3

Données de référence:

_ Venue artésienne Q = 2 l/min.

_ Tubage relevé jusqu'à 52,00 m

_ Trou nu diam. 140 mm en terrains meubles de 52,00 à 51,00 m

_ Pompe Grunfos 4 pouces mise à disposition par SIF-GROUTBOR

_ Mesures de niveau d'eau faites par rapport au col du tube, située à + 0,50 m/terrain naturel

Remontée à partir de 14h35

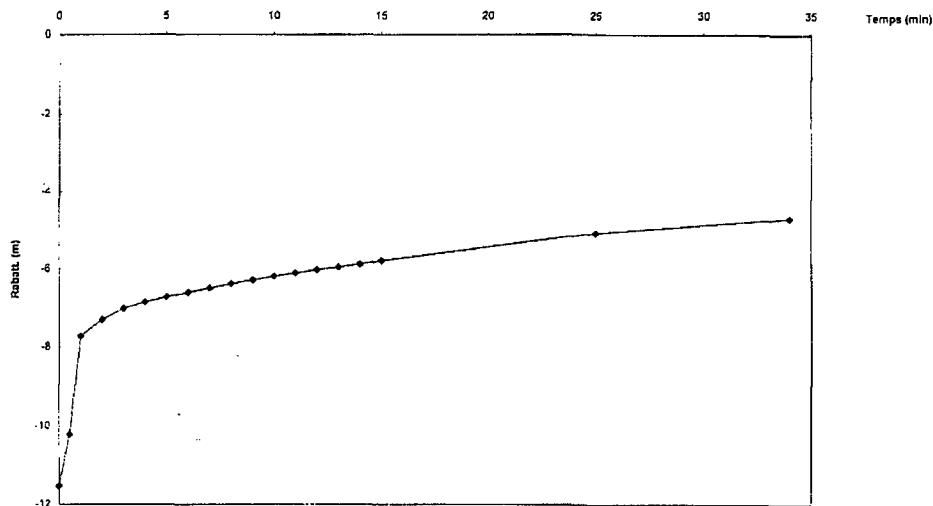
Heure	dt (h.)	Niveau (m)
14:35:00	0:00:00	11.53
14:35:30	0:00:30	10.23
14:36:00	0:01:00	7.73
14:37:00	0:02:00	7.31
14:38:00	0:03:00	7.03
14:39:00	0:04:00	6.86
14:40:00	0:05:00	6.73
14:41:00	0:06:00	6.61
14:42:00	0:07:00	6.50
14:43:00	0:08:00	6.39
14:44:00	0:09:00	6.29
14:45:00	0:10:00	6.19
14:46:00	0:11:00	6.11
14:47:00	0:12:00	6.03
14:48:00	0:13:00	5.96
14:49:00	0:14:00	5.88
14:50:00	0:15:00	5.79
15:00:00	0:25:00	5.08
15:09:00	0:34:00	4.69

Débit (l/min.)	Heure	dt (h.)	Niveau (m)	dh (m)	Remarques
	10:15:00	0:00	0	0	
30	10:25:00	0:10	1.21	1.21	
100	10:35:00	0:20	7.2	7.2	
100	10:40:00	0:25	13.48	13.48	
18	10:45:00	0:30	13.44	13.44	
18	10:50:00	0:35	13.45	13.45	Stabilisation
100	11:00:00	0:45	17.65	17.65	
100	11:10:00	0:55	17.65	17.65	
100	11:20:00	1:05	21.88	21.88	
150	11:30:00	1:15	25.9	25.9	
150	11:40:00	1:25	36.17	36.17	
150	11:50:00	1:35	42.22	42.22	
43	12:00:00	1:45	47.88	47.88	Stabilisation
48	13:00:00	2:45	46.1	46.1	
52	13:30:00	3:15	42.15	42.15	
52	14:05:00	3:50	41.93	41.93	Ensablage, démontage et nettoyage de la pompe
	14:30:00				Remise en service
	14:35:00	4:20			Ensablage et arrêt de la pompe (panne)

CSD Ingénieurs Conseils SA

FR2171 - Glissements de terrain dans le secteur "Hohberg-Udrischli-Rohr" - Commune de Planfayon

COURBE DE REMONTEE



Essai de pompage (d'après Beer et al., 1997)

CSD Ingénieurs Conseils SA

FR2171 - Glissements de terrain dans le secteur « Hohberg-Udrischli-Rohr » - Commune de Planfayon

CALCUL DU COEFFICIENT DE PERMEABILITE SELON JACOB

La courbe d'après la remontée selon Jacob est jointe à la page suivante.

$$T = 2,3 Q / 4\pi a$$

où:

T Transmissivité en m^2/s

Q Débit en m^3/s

a Pente de la droite

Résultat:

$$T = 5 \cdot 10^{-5} m^2/s$$

D'autre part $T = ke$ où e est l'épaisseur de l'aquifère (dans le cas particulier, $1 < e < 7$ m)

$$D'où \quad k \sim 10^{-5} m/s$$

CALCUL DU COEFFICIENT DE PERMEABILITE D'APRES LES RESULTATS DE L'ESSAI DE POMPAGE:

L'essai est assimilé à un essai Lefranc entre 52,00 et 61,00 m et interprété comme tel

$$k = Q / m \cdot h \cdot B$$

où:

k coefficient de perméabilité selon Darcy en m/s

m coefficient de forme fonction du rapport $p = l / B$ (l = longueur de la cavité)

B diamètre de la cavité en m

h charge hydraulique stabilisée en m

$$\Rightarrow l / B = 64$$

$$\Rightarrow m = 2\pi(p^2 - 1)^{1/2} / \ln[p + (p^2 - 1)^{1/2}] = 82.8$$

Résultat:

1) Pour niveau d'eau stabilisé à $Q = 18$ l/min:

$$k = 1,3 \cdot 10^{-6} m/s$$

2) Pour niveau d'eau stabilisé à $Q = 43$ l/min:

$$k = 1,25 \cdot 10^{-6} m/s$$

Essai de pompage réalisé par le GEOLEP au forage artésien F99.02 (effectué le 22 juin 2001)

Formule de Dupuit (nappe captive)

$$K = (Q \ln(R/r)) / (2\pi e \Delta h)$$

avec:

- K: perméabilité [m/s]
- Q: débit [m³/s]
- R: rayon d'action [m]
- r: rayon du puit [m]
- e: épaisseur de la nappe captive [m]
- Δh: rabattement [m]

Mesures in situ

- Q = 5.5 e-04 [m³/s]
- Δh = 11.5 [m]

- R = 100 r (approximation)
- e = ~ 10 [m] (log du forage)

Résultat

$$K = \sim 3.5 \text{ e-06 [m/s]}$$

Ce résultat est cohérent avec celui obtenu au forage F3 lors de sa réalisation (cf. annexe 5-09 ci-dessus)

Annexe 5-10: Synthèse des aspects climatologiques utilisés pour l'analyse du Hohberg

Stations météorologiques utilisées pour l'analyse du Hohberg.

Stations de mesure	Coordonnées	Affiliation	Alt. [msm]	Paramètre(s) exploité(s)
Guglera	586'000/178'600	ISM, n° 5760	910	Précipitations journalières
La Valsainte	580'300/166'500	ISM, n° 5650	1015	Précipitations journalières
Jaun	587'000/167'400	ISM, n° 5630	1030	Précipitations journalières
Boltigen	586'000/168'800	ISM, n° 5370	855	Précipitations journalières
Plaffeien	586'850/177'400	ISM, n° 5769	1041	Précipitations, ensoleillement, humidité relative et température journalières
Château-d'Oex	576'970/147'280	ISM, n° 5610	980	Température et hauteur de neige journalières
Rotenbach	587'800/170'400	WSL	1365	Précipitations et température journalières
Lischera-Hohberg	589'800/170'490	GEOLEP	1275	Précipitations en continu

Bien que la station de mesure de Plaffeien-Oberschrot soit répertoriée comme une station climatique (plus complète que les stations pluviométriques que sont Guglera, La Valsainte, Jaun et Boltigen), certains paramètres climatologiques n'y sont toutefois pas enregistrés. Nous avons par conséquent dû recourir à la station de mesure de Château-d'Oex pour compléter ces données

Coefficients de corrélation obtenus entre les différentes stations de mesures disponibles dans la région du Hohberg

Stations	Coefficients de corrélation (valeurs journalières)	Coefficients de corrélation (valeurs mensuelles)
Rotenbach - Guglera	0.4275	0.5660
Rotenbach - La Valsainte	0.5605	0.7827
Rotenbach - Jaun	0.5384	0.8211
Rotenbach - Boltigen	0.4913	0.7863
Rotenbach - Plaffeien-Oberschrot	0.4464	0.6127
Rotenbach - Château d'Oex	-	0.7992

Estimation de l'évapotranspiration potentielle selon la formule de Primault

[mm/mois]	oct.	nov.	déc.	jan.	fév.	mars	avr.	mai	juin	juil.	août	sept.
1999-2000	19	10	6	5	5	6	18	57	112	91	122	68
2000-2001	19	11	7	3	6	3	12	73	122	118	111	34

Annexe 5-11: Détail et coefficient de corrélation des bilans hydriques du Hohberg

Détail des données utilisées pour le calcul de bilan

Date	Précipitations [m/mois]	ETP [mm/mois]	Limni HO [m ³ /mois]	Limni OV [m ³ /mois]	Bilan HO (entrées-sorties) [m ³ /mois]	Bilan OV (entrées-sorties) [m ³ /mois]
oct.00	0.1102	16.8	198'917	3'204	-28401	-702
nov.00	0.1140	9.8	213'550	3'686	-21060	-695
déc.00	0.0901	6.0	191'713	2'967	-40084	-713
janv.01	0.1397	3.7	129'600	3'308	127587	621
févr.01	0.0730	5.6	98'470	2'314	19167	-208
mars.01	0.3207	3.1	261'792	7608	365274	2903
avr.01	0.1965	9.8	267'572	4635	92917	366
mai.01	0.0942	67.7	263'632	3'278	-229389	-2224
juin.01	0.2590	122.8	206'168	4'138	51479	339
juil.01	0.1436	123.6	140'797	2'403	-119882	-894
août.01	0.1005	106.1	201'865	1'677	-232993	-1827
sept.01	0.2122	36.2	104'587	2'366	234112	2348
Hydro 00-01	1.8537	511.2	2'278'665	41'584	218728	-687

Surface du bassin versant du Hohbergbach [m²] :

2'036'492

Surface du bassin versant du OV limni [m²] :

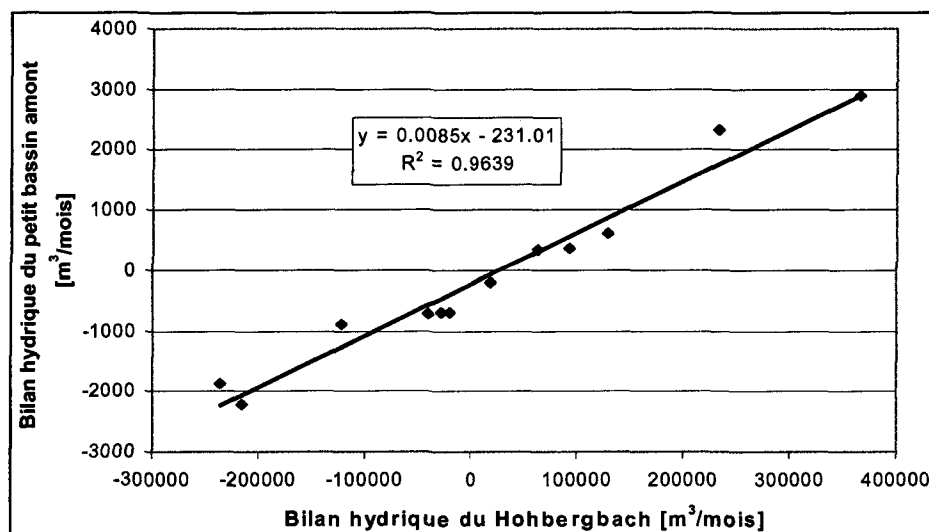
26'783

Captage Udrischa [m³/mois] :

19'724

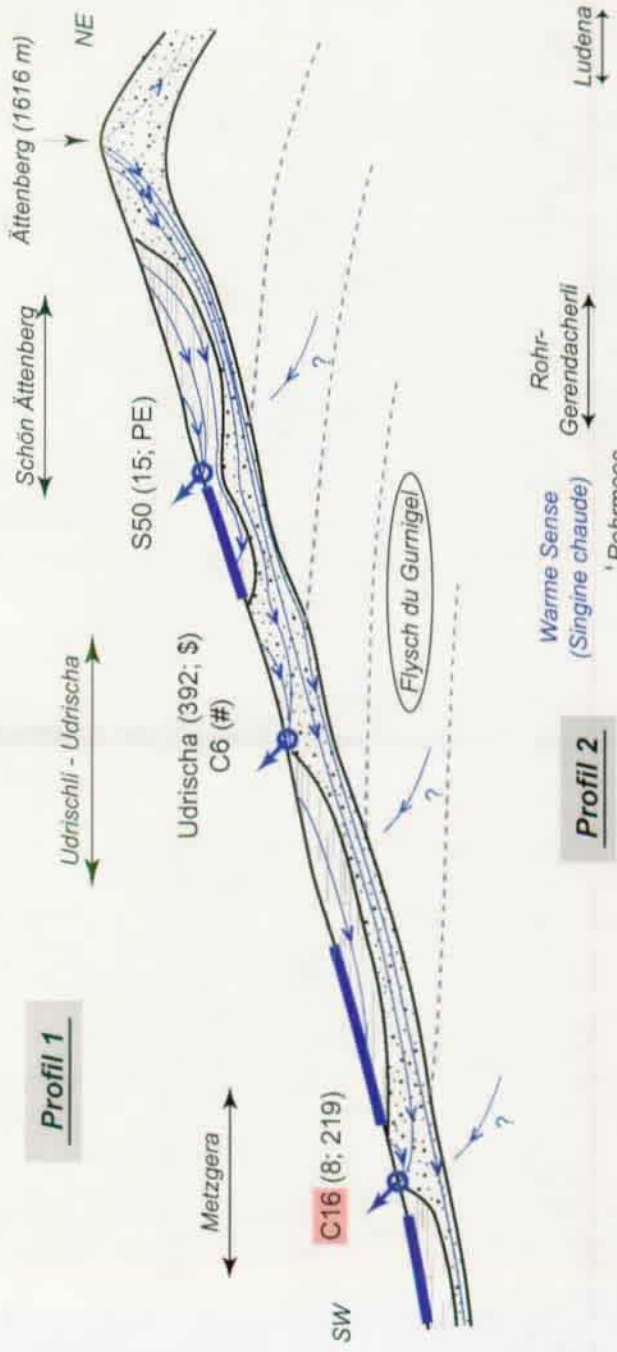
BILAN = P - R - ETP - Captages

Coefficient de corrélation des bilans hydriques du Hohberg



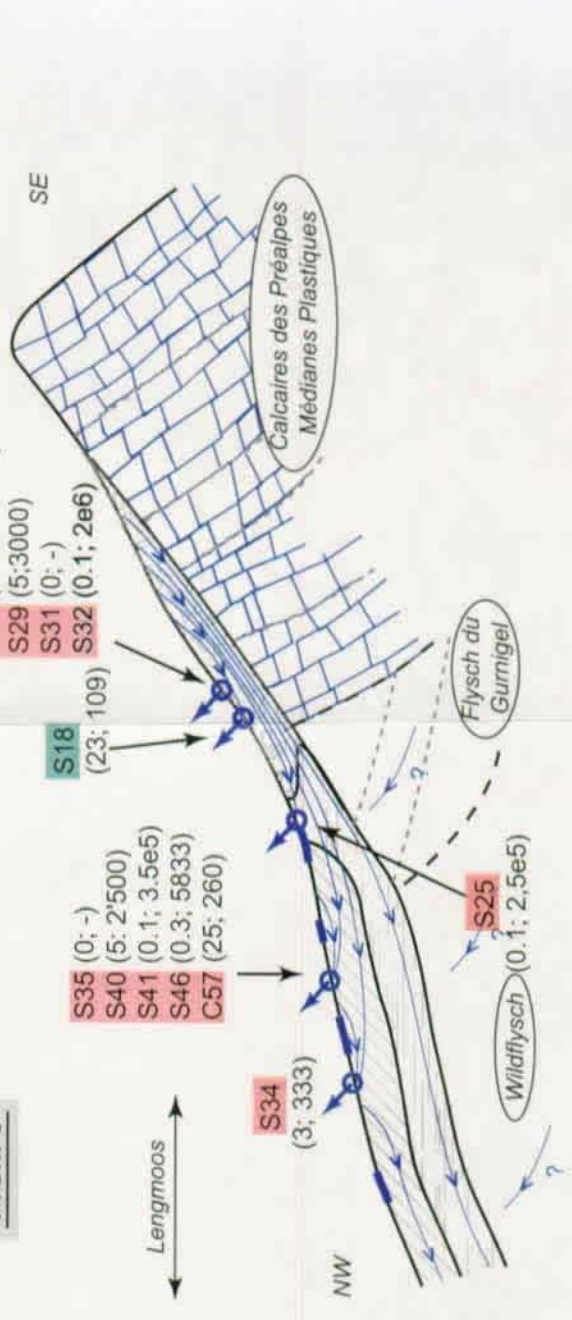
Annexe 5-12: Mesures physico-chimiques effectuées pour le Hohberg (HE = hautes eaux, le 26/03/2001; BE = basses eaux, le 04/07/2001

Exutoires	Conductivité électrique à 20 °C [µS/cm]			Débit [l/min]			Température de l'eau [°C]		
	HE	BE	HE / BE en %	HE	BE	HE / BE en %	HE	BE	HE / BE en %
S01	313	disparue	-	12,5	disparue	-	4,5	disparue	-
S04	311	358	87	12,5	3	417	6,7	16,1	42
S06	310	asséchée	-	4	0	-	6,9	asséchée	-
S09	435	372	117	2,6	5	52	5,9	13,3	44
S10	327	asséchée	-	12,5	0	-	6,2	asséchée	-
S12	235	234	100	40	12,5	320	4,6	13,2	35
S13	inconnue	204	-	inconnue	1	-	inconnue	8,2	-
S14	212	asséchée	-	17,5	0	-	4,3	asséchée	-
S18	237	253	94	25	23	109	4,5	5,5	82
S25	272	339	80	25	0,1	2,5,E+04	2,1	9	23
S27	277	360	77	250	0,1	2,5,E+05	2,9	10	29
S29	286	356	80	150	5	3000	2,8	8,8	32
S31	294	asséchée	-	250	0	-	3,2	asséchée	-
S32	277	272	102	200	0,1	2,0,E+05	2,2	13,5	16
S34	373	331	113	10	3	333	5	10,1	50
S35	128	asséchée	-	12,5	0	-	3,3	asséchée	-
S40	244	297	82	125	5	2500	3,7	6,1	61
S41	283	385	74	35	0,1	3,5,E+04	2,9	16,9	17
S46	135	374	36	17,5	0,3	5833	2,2	18	12
S50	37	313	12	1,5	15	10	4,6	10	46
S62	inconnue	1900	-	inconnue	0,1	-	inconnue	15,5	-
S64	inconnue	188	-	inconnue	0,5	-	inconnue	10,3	-
Udrischa	345	310	111	-	392	-	6,2	7,8	79
C06	387	430	90	non mesurable	-	-	6,3	10,7	59
C10	299	389	77	40	3	1333	5	12,7	39
C11	332	asséchée	-	15	0	-	4,2	asséchée	-
C14	376	371	101	non mesurable	-	-	6,4	9,2	70
C16	367	360	102	17,5	8	219	7,7	9	86
C21	359	350	103	12,5	1	1250	7,4	11,5	64
C23	214	320	67	17,5	2	875	3,9	12,7	31
C57	214	375	57	65	25	260	5,4	6,1	89
F99.02	500	408	123	non mesurable	-	-	7,7	9,4	82
G1	1301	1281	102	non mesurable	-	-	8,8	10,3	85
nombre	30	26	23	25	28	18	30	26	23
minimum	37	188	12	1,5	0,0	10	2,1	5,5	12
maximum	1301	1900	123	250	392	2,5,E+05	8,8	18,0	89
moyenne	323	428	86	54,8	18,0	2,9,E+04	4,9	10,9	51
médiane	297	357	90	17,5	1,0	1063	4,6	10,2	46
écart-type	206,6	358,3	25,9	76,4	73,6	72356,6	1,83	3,29	24,9

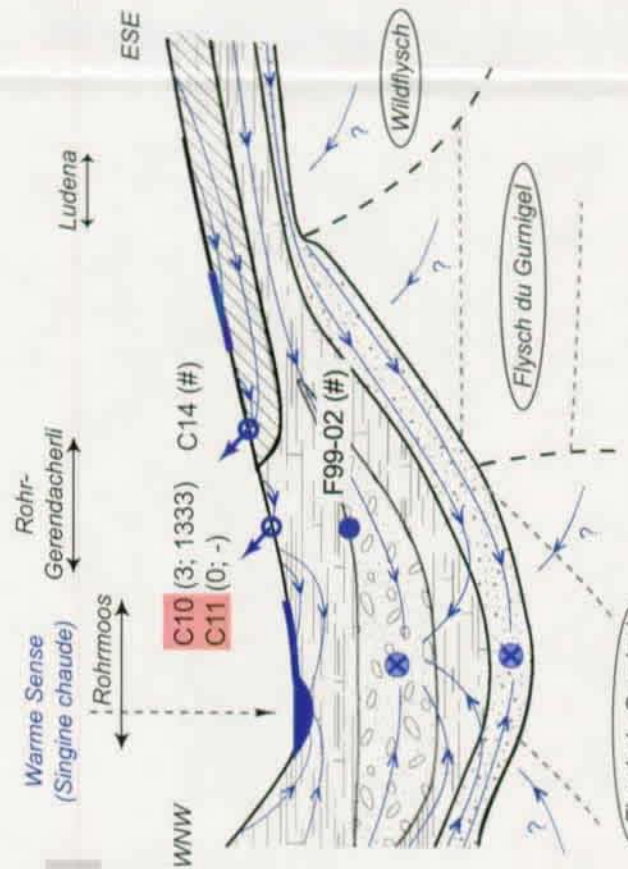


Profil 1

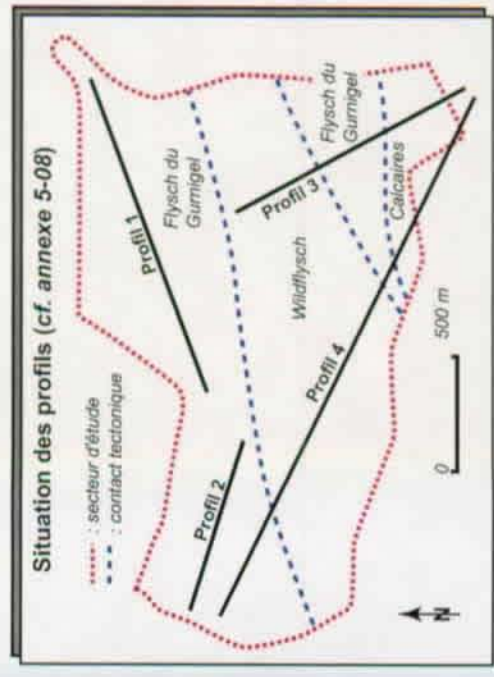
Profil 3



Profil 2



Profil 4



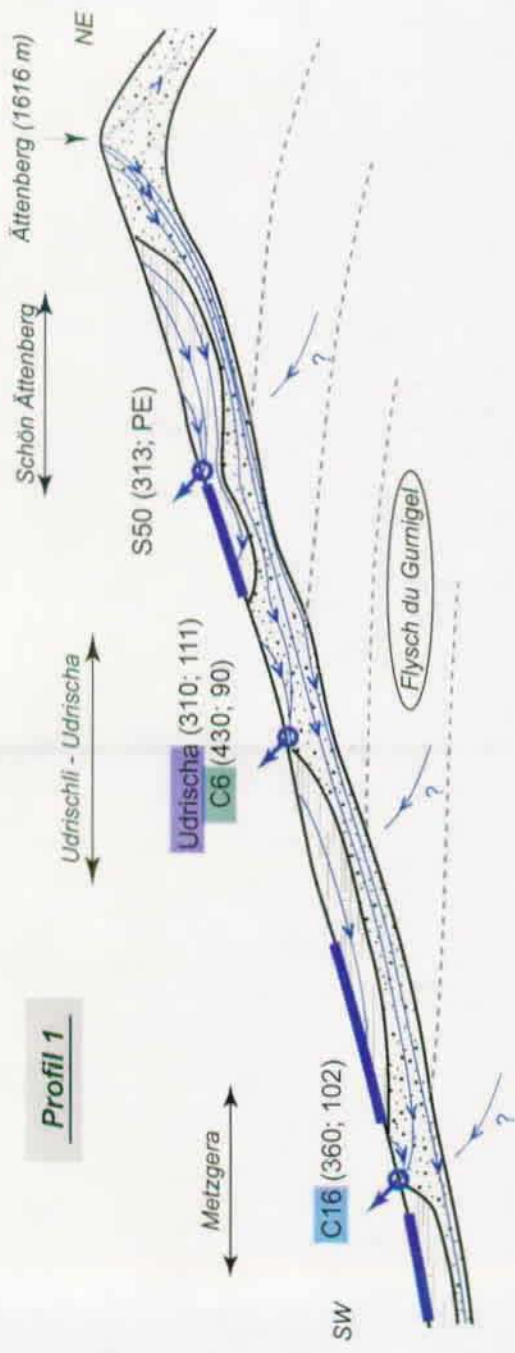
Légende :

- - - : Agencement stratigraphique
- - - : Limite tectonique
- [Hatched Box] : Glissement actif (K: 10^{-6} à 10^{-9} m/s, très hétérogène, mesuré)
- [Horizontal Lines Box] : Glissement latent (K: 10^{-6} à 10^{-8} m/s, hétérogène, mesuré)
- [Dotted Box] : Dépôts alluviaux contenant un aquifère artésien (K: 10^{-4} à 10^{-6} m/s, mesuré)
- [Wavy Box] : Dépôts de pente / éboulis (K: $> 10^{-6}$ m/s, évalué)
- [Dotted Box] : Fylsch en place décomprimé (K: $\sim 10^{-7}$ m/s, évalué)
- [Horizontal Lines Box] : Fylsch du Gurnigel (Kx: $\sim 10^{-7}$; Ky: $\sim 10^{-8}$ m/s, évalué)
- [Wavy Box] : Wildflysch (K: $\sim 10^{-8}$ m/s, évalué)
- [Hatched Box] : Calcaire (K: 10^{-2} à 10^{-6} m/s, très hétérogène, évalué)
- [Circle with Arrow] : Sources et captages
- [Circle with Dot] : Toit d'un aquifère artésien atteint par forage
- [Circle with X] : Ligne de courant supposée
- [Circle with X] : Ecoulement perpendiculaire à la coupe (effet 3-D)
- [Blue Line] : Zone humide

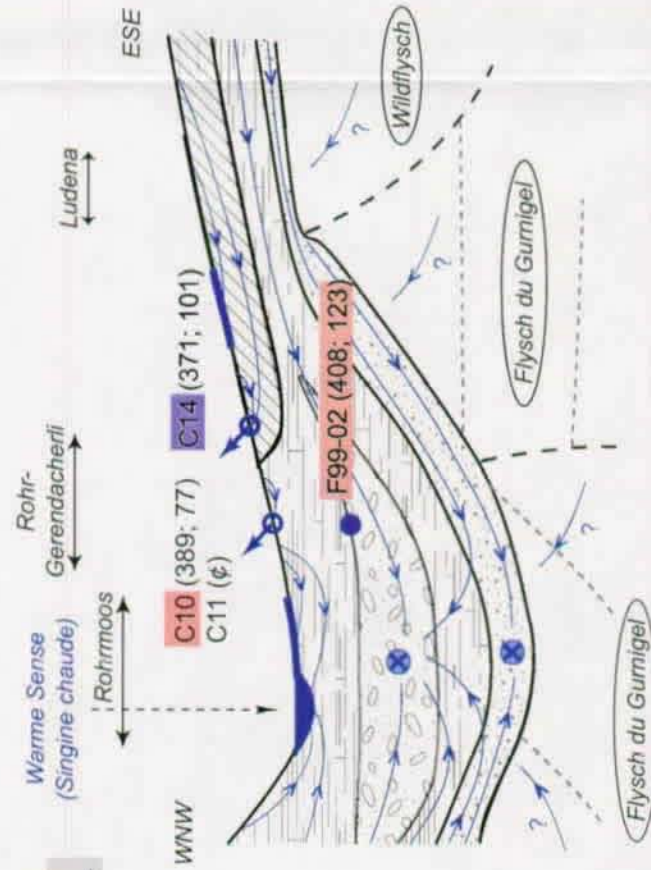
Paramètre considéré : DEBIT DES SOURCES

Légende : N° source (val. BE en l/min; HE/BE en %)
 # = non mesurable; \$ = inconnue en HE; BE = basses eaux; HE = hautes eaux
 PE = perturbation extérieure

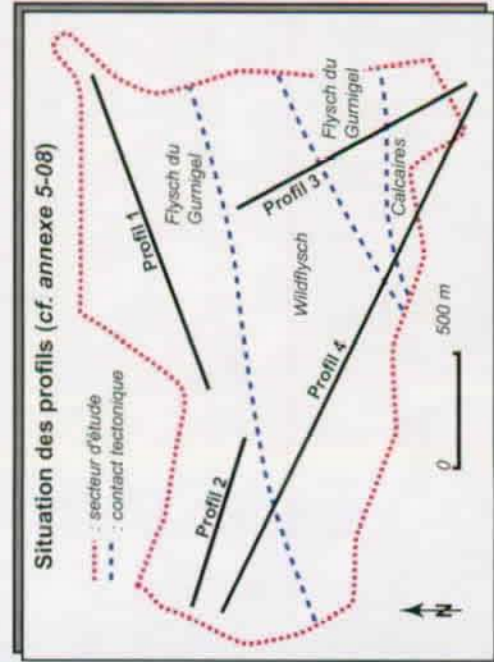




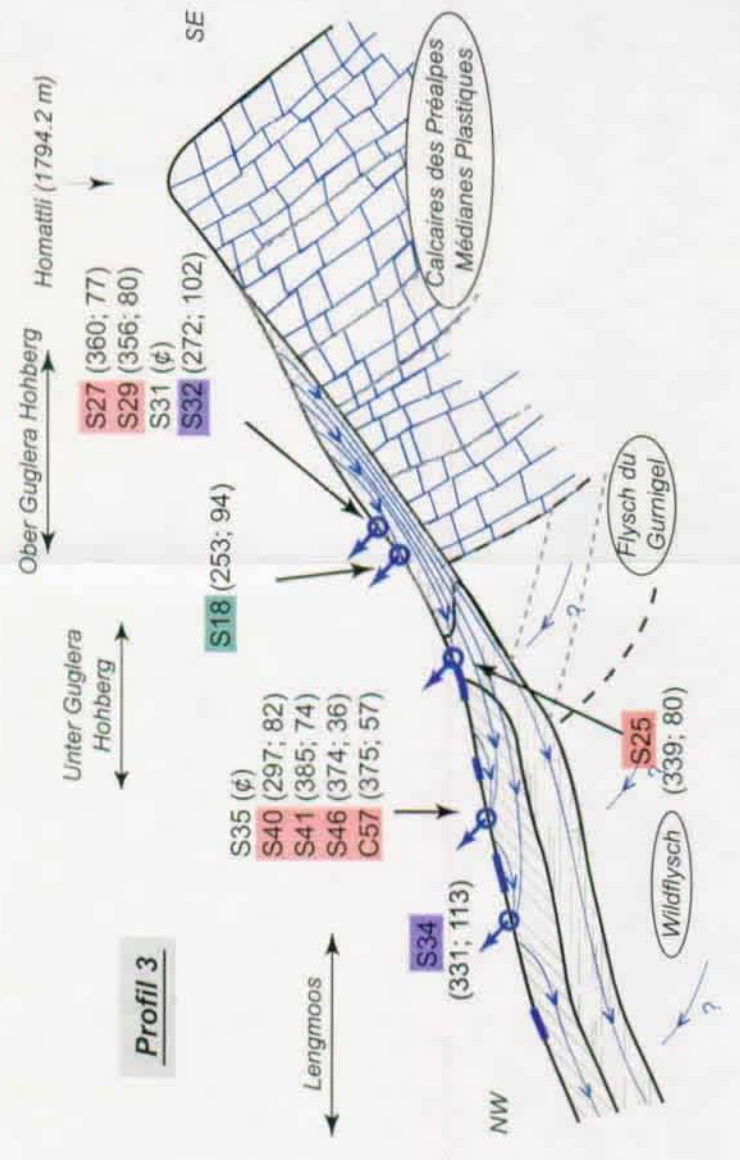
Profil 1



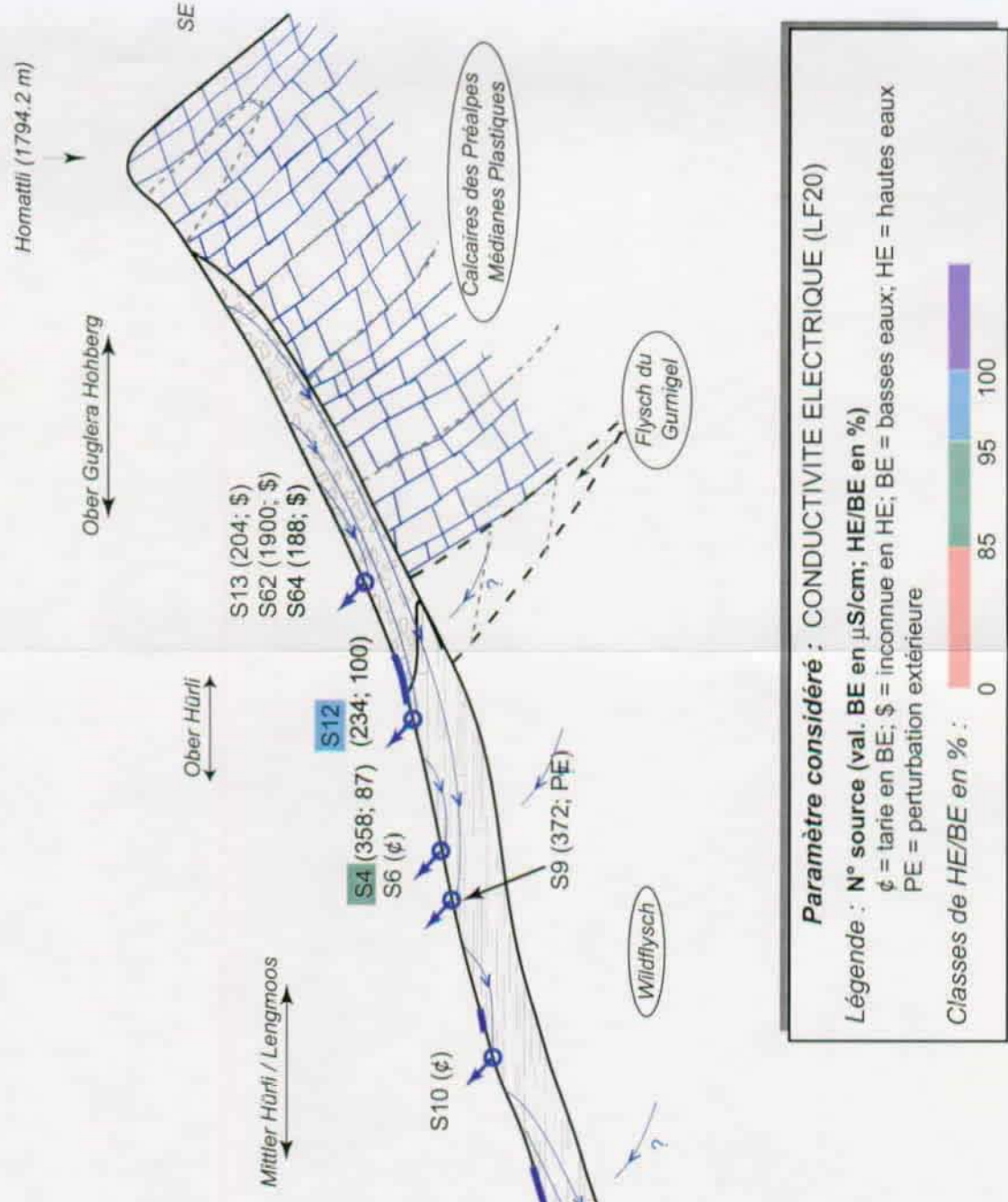
Profil 2



Situation des profils (cf. annexe 5-08)



Profil 3



Profil 4

Légende :

- - - : Agencement stratigraphique
- - - : Limite tectonique
- [Hatched] : Glissement actif (K: 10^{-6} à 10^{-9} m/s, très hétérogène, mesuré)
- [Horizontal lines] : Glissement latent (K: 10^{-6} à 10^{-9} m/s, hétérogène, mesuré)
- [Dotted] : Dépôts alluviaux contenant un aquifère artésien (K: 10^{-4} à 10^{-6} m/s, mesuré)
- [Stippled] : Dépôts de pente / éboulis (K: $> 10^{-6}$ m/s, évalué)
- [Vertical lines] : Flysch en place décomprimé (K: $\sim 10^{-7}$ m/s, évalué)
- [Diagonal lines] : Flysch du Gurnigel (Kx: $\sim 10^{-7}$; Ky: $\sim 10^{-8}$ m/s, évalué)
- [Cross-hatched] : Wildflysch (K: $\sim 10^{-8}$ m/s, évalué)
- [Blue hatched] : Calcaires (K: 10^{-2} à 10^{-5} m/s, très hétérogène, évalué)
- [Blue circle] : Sources et captages
- [Blue circle with dot] : Toit d'un aquifère artésien atteint par forage
- [Blue arrow] : Ligne de courant supposée
- [Blue arrow with dot] : Ecoulement perpendiculaire à la coupe (effet 3-D)
- [Blue shaded area] : Zone humide

Paramètre considéré : CONDUCTIVITE ELECTRIQUE (LF20)

Légende : N° source (val. BE en $\mu\text{S/cm}$; HE/BE en %)
 φ = tarie en BE; \$ = inconnue en HE; BE = basses eaux; HE = hautes eaux
 PE = perturbation extérieure

Classes de HE/BE en % :

0	85	95	100
---	----	----	-----

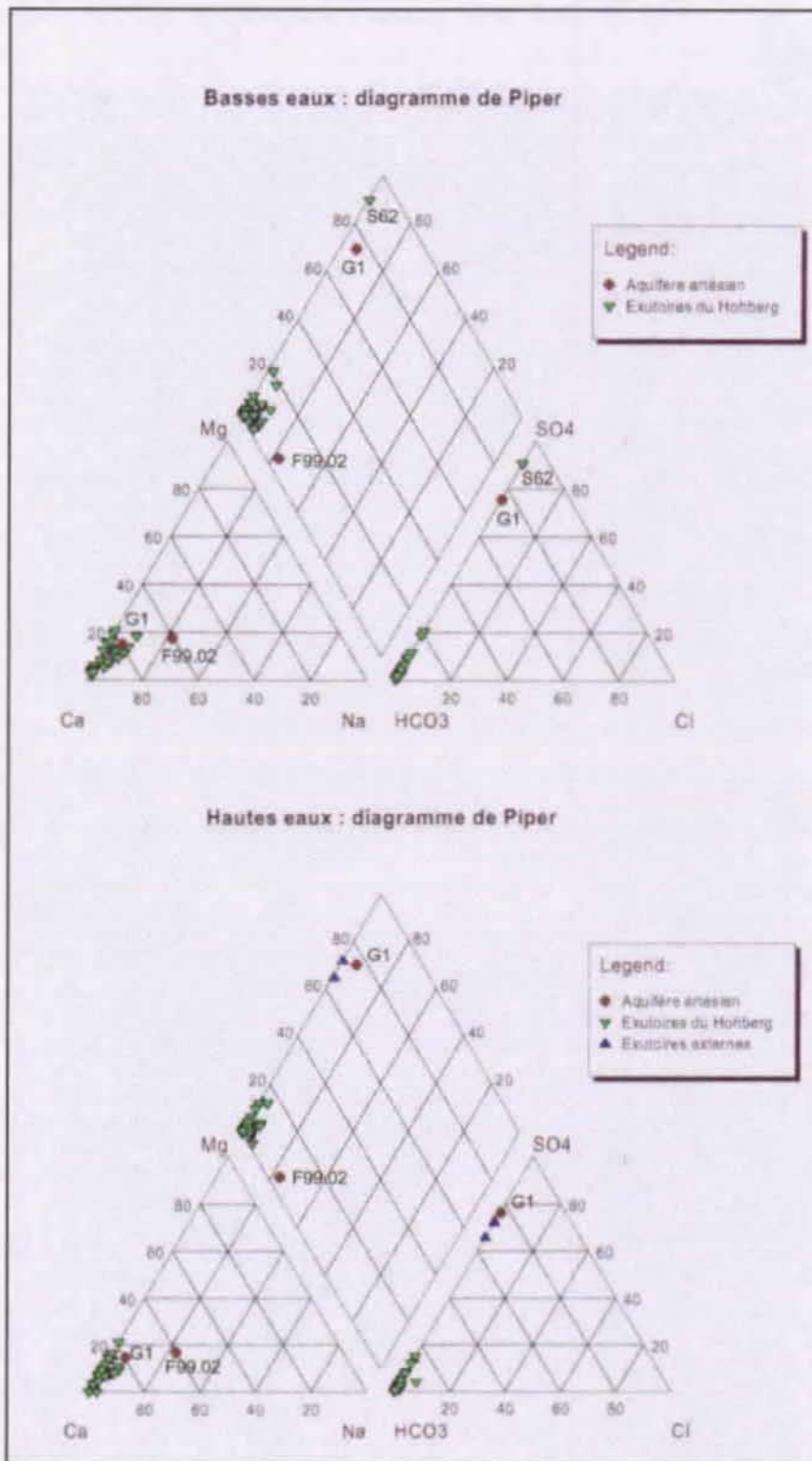
Echelle : 1:10'000

Annexe 5-15: Synthèse des analyses chimiques effectuées pour le Hohberg (hautes eaux échantillonné le 26/03/2001 et basses eaux le 4/07/2001)

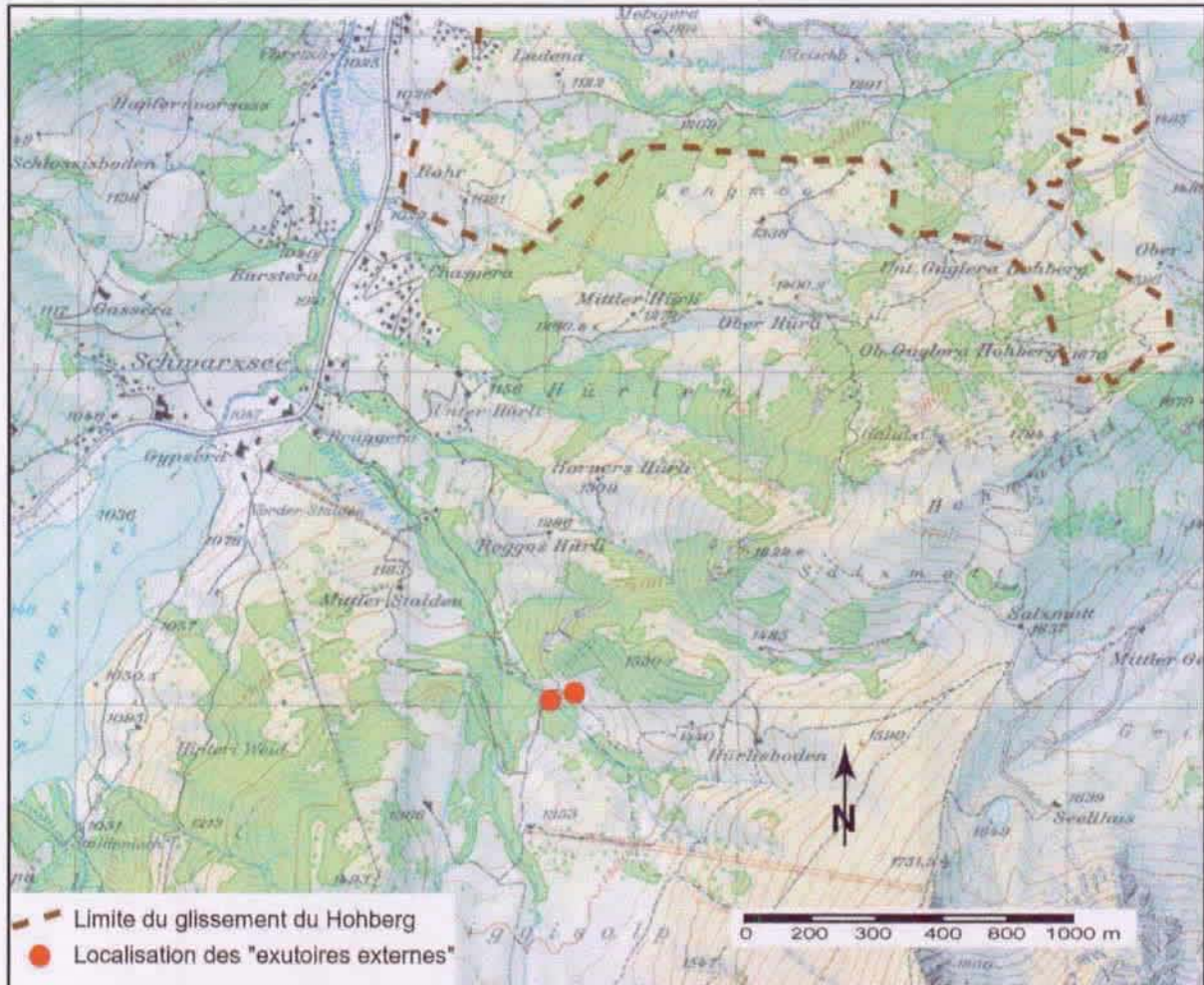
[mg/l]	Na			K			Mg			Ca			Sr		
	BE	HE	HE/BE en %	BE	HE	HE/BE en %	BE	HE	HE/BE en %	BE	HE	HE/BE en %	BE	HE	HE/BE en %
S04	9,50	2,50	26,3	1,20	0,69	57,5	7,70	3,60	46,8	82,40	66,25	80,4	1,690	-	-
S09	6,40	6,26	97,8	0,50	0,92	184,0	6,20	5,79	93,4	89,10	90,97	102,1	0,563	-	-
S12	0,50	0,30	60,0	0,30	0,34	113,3	5,10	3,94	77,3	58,80	49,76	84,6	0,232	-	-
S13	0,50	0,22	44,0	0,30	0,29	96,7	2,40	2,66	110,8	51,80	46,60	90,0	0,124	-	-
S18	0,40	0,40	100,0	0,20	0,20	100,0	7,00	5,16	73,7	60,20	47,72	79,3	0,397	-	-
S25	10,70	0,59	5,5	1,60	0,25	15,6	11,10	4,02	36,2	72,70	56,46	77,7	0,991	-	-
S27	0,60	0,27	45,0	0,80	0,53	66,3	10,80	6,09	56,4	69,30	59,12	85,3	0,645	-	-
S29	0,40	0,41	102,5	0,80	0,63	78,8	11,80	10,08	85,4	69,10	61,03	88,3	0,634	-	-
S32	0,40	0,60	150,0	0,30	0,60	200,0	7,10	3,53	49,7	64,80	59,61	92,0	0,394	-	-
S34	6,10	3,15	51,6	1,10	0,81	73,6	6,10	4,70	77,0	76,30	78,53	102,9	0,315	-	-
S40	0,70	0,38	54,3	0,70	0,48	68,6	2,30	1,00	43,5	68,70	50,66	73,7	0,368	-	-
S41	5,10	0,93	18,2	1,40	0,62	44,3	7,90	3,77	48,3	80,20	62,66	78,1	-	-	-
S46	4,50	0,50	11,1	1,20	0,70	58,3	3,80	0,85	22,4	83,40	31,68	38,0	0,681	-	-
S50	4,00	0,34	8,5	1,10	1,71	155,5	5,60	0,28	5,0	67,90	8,10	11,9	0,872	-	-
S62	0,90	-	-	1,70	-	-	15,90	-	-	586,50	-	-	7,456	-	-
S64	0,20	-	-	0,10	-	-	1,90	-	-	49,30	-	-	0,113	-	-
C06	6,90	5,20	75,4	1,20	0,98	81,7	8,70	6,92	79,5	87,00	76,69	88,1	-	-	-
C10	9,60	3,72	38,8	1,10	0,83	75,5	8,00	4,52	56,5	75,90	63,54	83,7	0,909	-	-
C14	5,10	4,41	86,5	1,10	1,03	93,6	4,90	4,64	94,7	79,60	77,06	96,8	0,808	-	-
C16	7,50	6,02	80,3	1,20	1,05	87,5	5,30	5,02	94,7	75,60	73,57	97,3	0,827	-	-
C21	4,60	4,23	92,0	1,20	1,00	83,3	4,70	4,19	89,1	80,20	75,33	93,9	-	-	-
C23	1,00	0,62	62,0	0,20	0,52	260,0	1,30	0,72	55,4	77,70	49,32	63,5	-	-	-
C57	2,60	0,78	30,0	1,70	1,14	67,1	8,90	5,85	65,7	82,30	60,74	73,8	0,827	-	-
Udrtscha	4,80	3,73	77,7	1,20	1,03	85,8	4,90	4,91	100,2	78,80	70,56	89,5	0,939	-	-
F99,02	31,00	31,29	100,9	1,70	1,59	93,5	13,10	12,78	97,6	74,60	71,97	96,5	1,773	-	-
G1	23,90	23,45	98,1	0,80	0,72	90,0	32,70	31,23	95,5	282,80	277,53	98,1	5,701	-	-

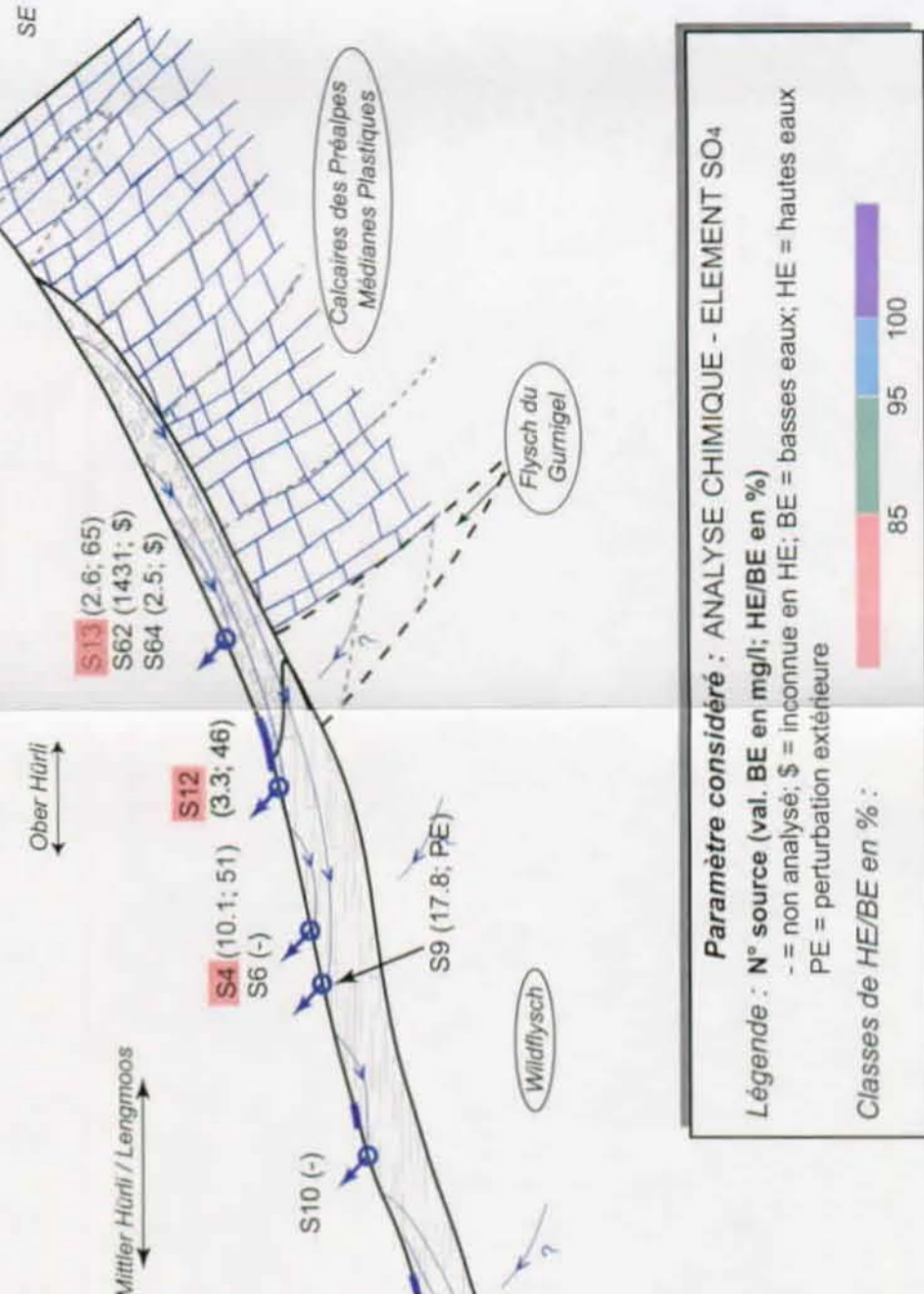
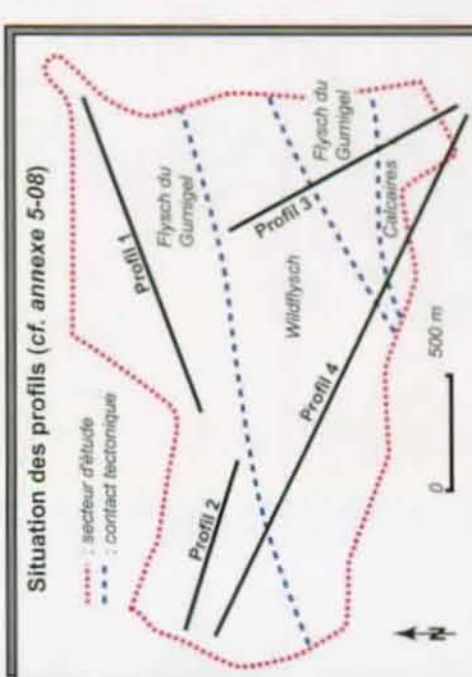
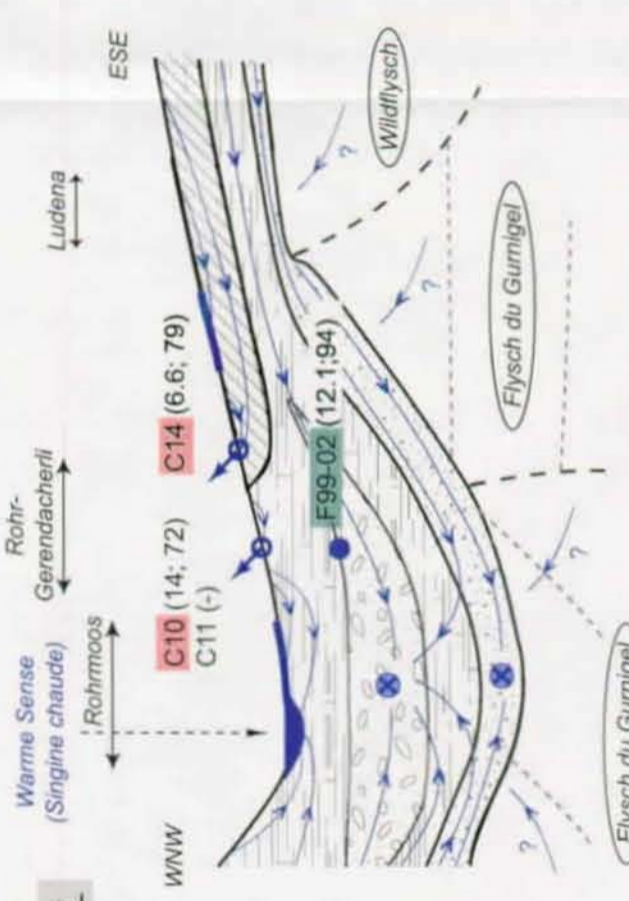
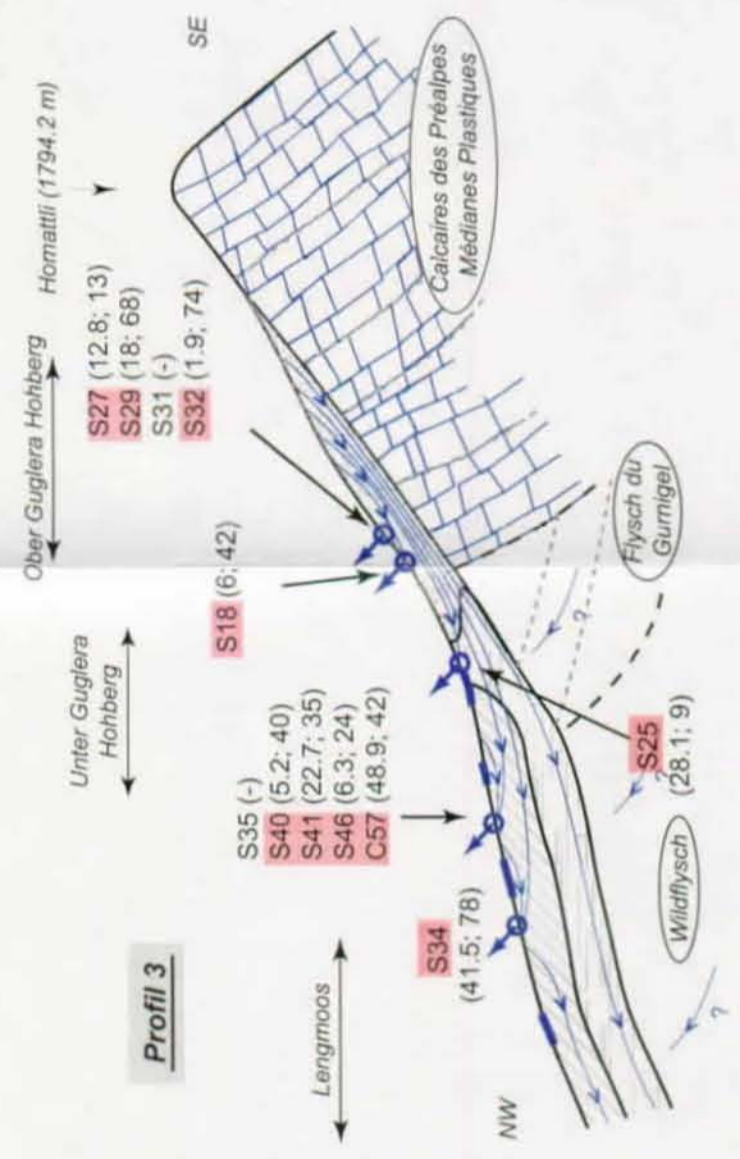
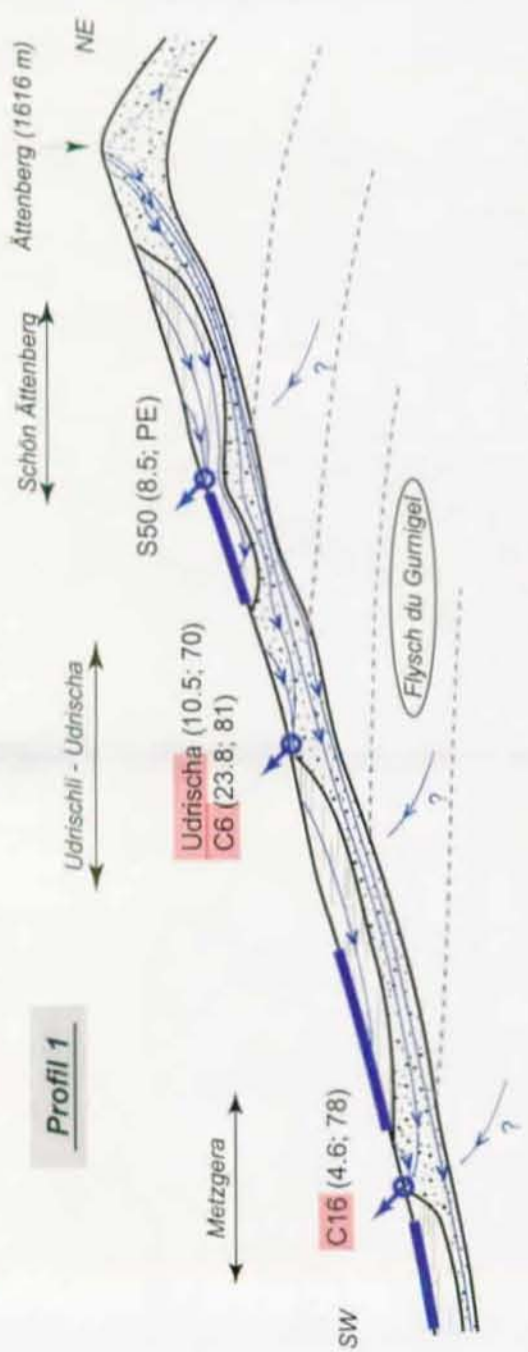
[mg/l]	Cl			NO3			SO4			HCO3			Bilan [%]	
	BE	HE	HE/BE en %	BE	HE	HE/BE en %	BE	HE	HE/BE en %	BE	HE	HE/BE en %	BE	HE
S04	0,20	0,20	100,0	0,40	0,10	25,0	10,10	5,10	50,5	303,53	222,88	73,4	-0,08	-0,54
S09	0,10	0,30	300,0	0,00	0,10	-	17,80	20,80	116,9	299,49	295,54	98,7	-0,33	0,18
S12	0,20	0,20	100,0	1,00	0,80	80,0	3,30	1,50	45,5	198,36	168,11	84,7	0,61	0,37
S13	0,50	0,30	60,0	2,10	2,60	123,8	2,60	1,70	65,4	165,72	150,63	90,9	-0,12	0,11
S18	0,20	0,30	150,0	1,60	1,40	87,5	6,00	2,50	41,7	206,47	166,63	80,7	0,87	0,18
S25	0,90	0,10	11,1	1,20	0,00	0,0	28,10	2,40	8,5	268,23	191,02	71,2	0,21	-0,09
S27	0,30	0,20	66,7	0,30	0,80	266,7	12,80	1,60	12,5	247,12	204,23	82,6	0,72	1,10
S29	0,30	0,50	166,7	0,40	0,50	125,0	18,00	12,20	67,8	243,45	215,87	88,7	0,87	1,18
S32	0,10	0,60	600,0	0,40	0,50	125,0	1,90	1,40	73,7	228,60	197,45	86,4	0,45	0,22
S34	0,90	0,70	77,8	0,70	0,50	71,4	41,50	32,20	77,6	224,34	225,00	100,3	0,27	0,81
S40	0,10	0,20	200,0	0,80	0,50	62,5	5,20	2,10	40,4	214,32	157,15	73,3	0,40	0,08
S41	0,10	0,10	100,0	0,40	0,10	25,0	22,70	8,00	35,2	260,92	198,46	76,1	1,48	0,96
S46	0,40	0,20	50,0	0,70	0,20	28,6	6,30	1,50	23,8	278,34	100,99	36,3	-0,16	-0,19
S50	0,70	1,00	142,9	1,30	0,40	30,8	8,50	1,20	14,1	231,00	27,45	11,9	0,59	-2,55
S62	1,10	-	-	0,00	-	-	1431,20	-	-	190,29	-	-	-3,60	-
S64	0,20	-	-	2,50	-	-	2,50	-	-	154,04	-	-	0,09	-
C06	0,60	0,50	83,3	1,10	0,70	63,6	23,80	19,20	80,7	292,57	252,50	86,3	0,58	0,84
C10	0,70	0,40	57,1	1,20	0,90	75,0	14,00	10,10	72,1	271,73	205,90	75,8	1,10	1,49
C14	0,80	0,70	87,5	1,20	0,80	66,7	6,60	5,20	78,8	268,08	261,69	98,4	0,92	0,13
C16	0,50	0,40	80,0	0,90	0,60	66,7	4,60	3,60	78,3	264,81	257,83	97,4	1,11	0,52
C21	0,80	0,70	87,5	1,60	0,90	56,3	6,50	5,10	78,5	265,97	249,09	93,7	0,83	1,02
C23	0,20	0,40	200,0	0,00	0,00	-	2,10	1,40	66,7	240,64	153,49	63,8	0,49	0,05
C57	0,60	0,30	50,0	1,90	0,80	42,1	48,90	20,70	42,3	234,52	184,86	78,8	0,87	1,24
Udrtscha	0,80	0,80	100,0	1,80	0,70	38,9	10,50	7,30	69,5	255,05	236,17	92,6	1,38	0,64
F99,02	1,20	1,10	91,7	0,00	0,00	-	12,10	11,30	93,4	353,17	345,76	97,9	0,96	0,85
G1	2,20	2,20	100,0	0,00	0,00	-	635,00	670,00	105,5	260,73	262,13	100,5	0,86	-2,40

Annexe 5-16: Diagrammes de Piper (hautes eaux le 26/03/2001, basses eaux le 4/07/2001)



Localisation des exutoires externes





Légende :

- - - : Agencement stratigraphique
- - - : Limite tectonique
- [Hatched Box] : Glissement actif (K: 10^{-6} à 10^{-9} m/s, très hétérogène, mesuré)
- [Hatched Box] : Glissement latent (K: 10^{-8} à 10^{-9} m/s, hétérogène, mesuré)
- [Hatched Box] : Dépôts alluviaux contenant un aquifère artésien (K: 10^{-4} à 10^{-5} m/s, mesure)
- [Hatched Box] : Dépôts de pente / éboulis (K: $> 10^{-6}$ m/s, évalué)
- [Hatched Box] : Flysch en place décomprimé (K: $\sim 10^{-7}$ m/s, évalué)
- [Hatched Box] : Flysch du Gurnigel (Kx: $\sim 10^{-7}$; Ky: $\sim 10^{-8}$ m/s, évalué)
- [Hatched Box] : Wildflysch (K: $\sim 10^{-8}$ m/s, évalué)
- [Hatched Box] : Calcaire (K: 10^{-2} à 10^{-6} m/s, très hétérogène, évalué)
- [Circle with dot] : Sources et captages
- [Circle with dot] : Toit d'un aquifère artésien atteint par forage
- [Circle with dot] : Ligne de courant supposée
- [Circle with dot] : Ecoulement perpendiculaire à la coupe (effet 3-D)
- [Circle with dot] : Zone humide

Paramètre considéré : ANALYSE CHIMIQUE - ELEMENT SO4

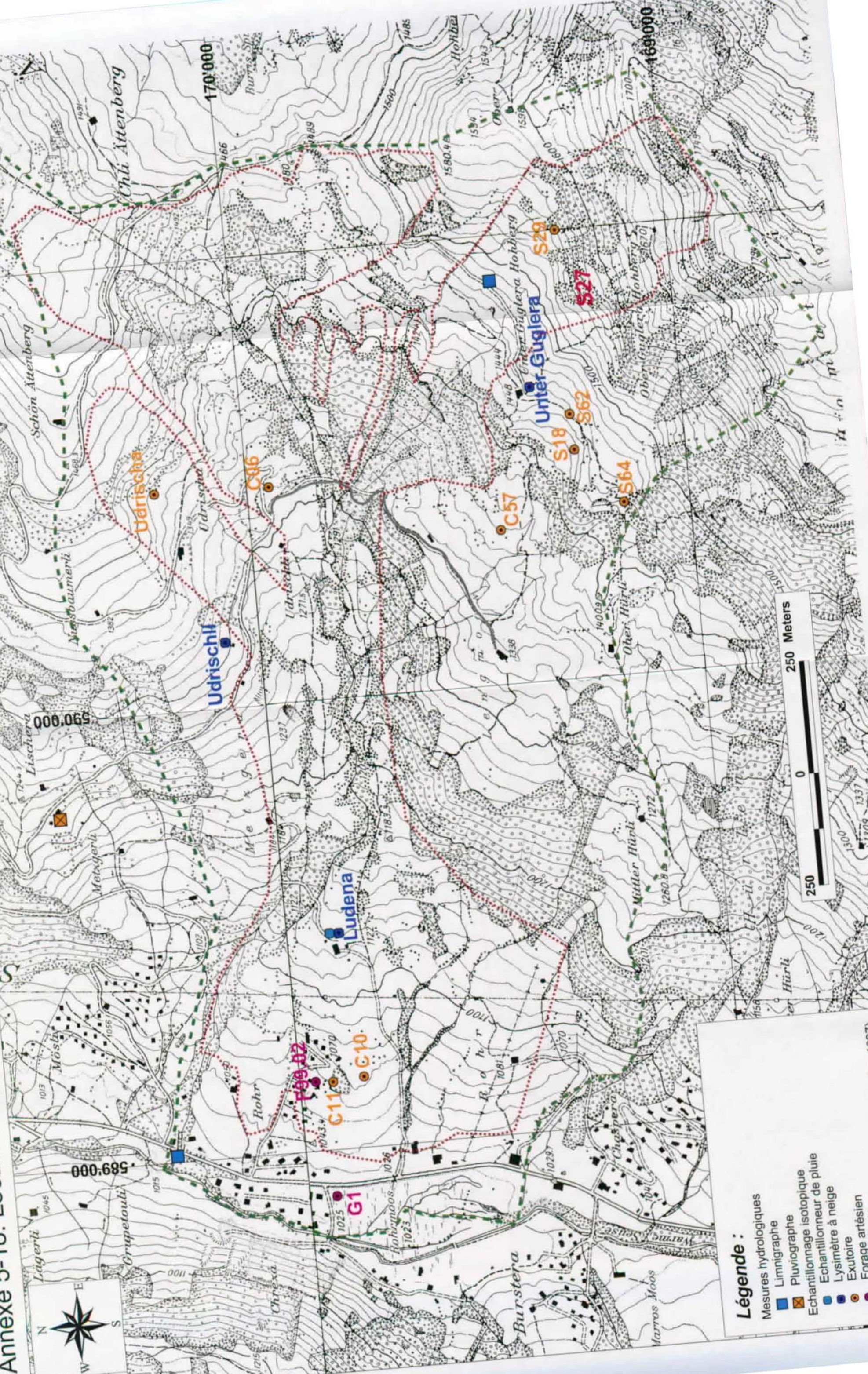
Légende : N° source (val. BE en mg/l; HE/BE en %)

- = non analysé; \$ = inconnue en HE; BE = basses eaux; HE = hautes eaux
- PE = perturbation extérieure

Classes de HE/BE en % :

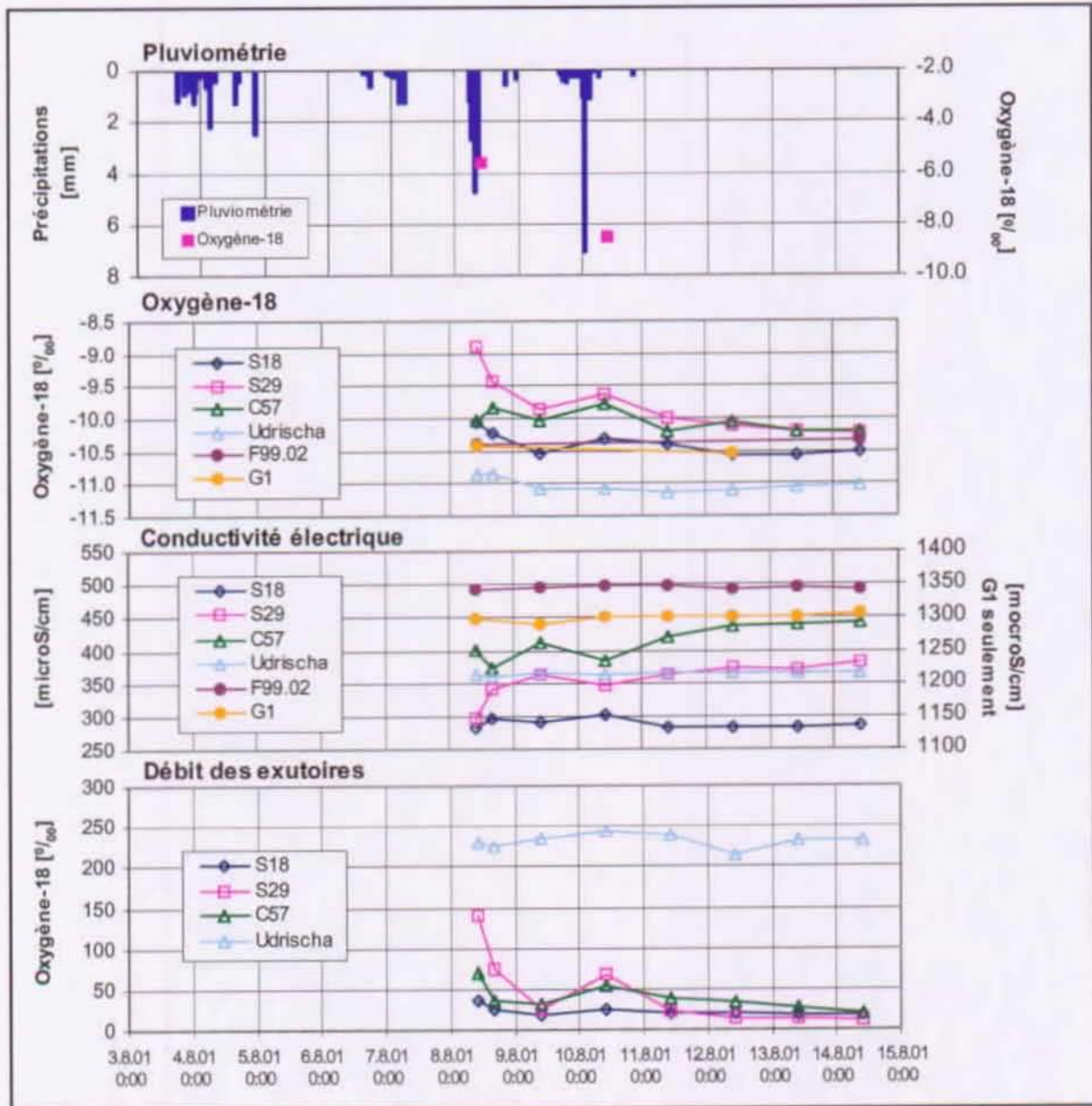
Echelle : 1:10'000

Annexe 5-18: Localisation des points concernés par les mesures isotopiques

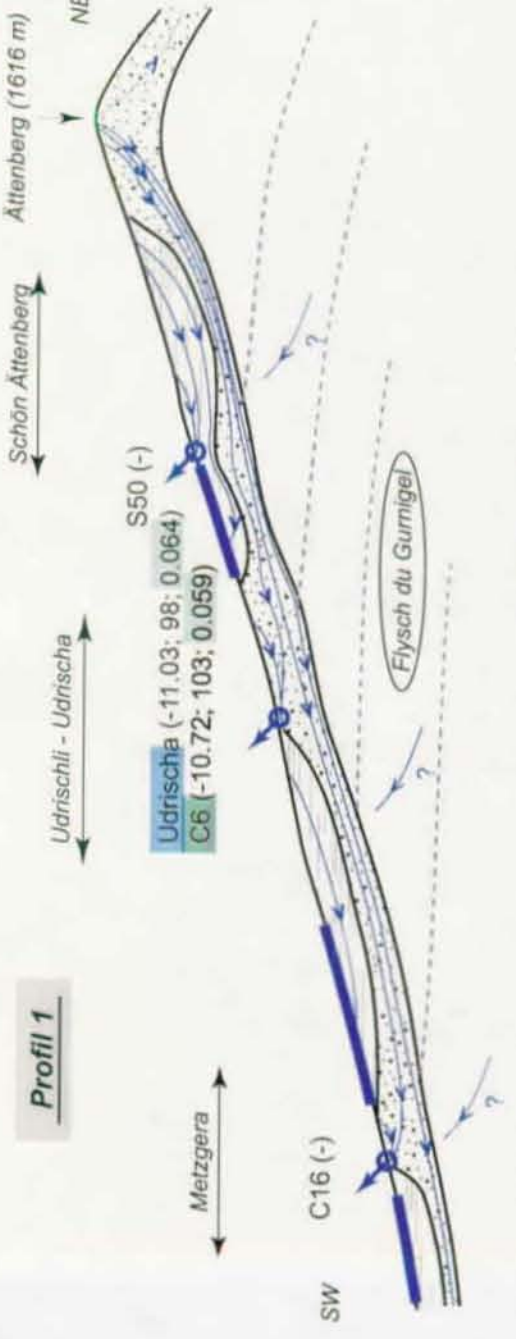


- Légende :**
- Mesures hydrologiques
 - Limnigraphe
 - Pluviographe
 - Echantillonnage isotopique
 - Echantillonneur de pluie
 - Lysimètre à neige
 - Exutoire
 - Forage artésien
 - Zone d'étude active (d'après Raetz, 1997)

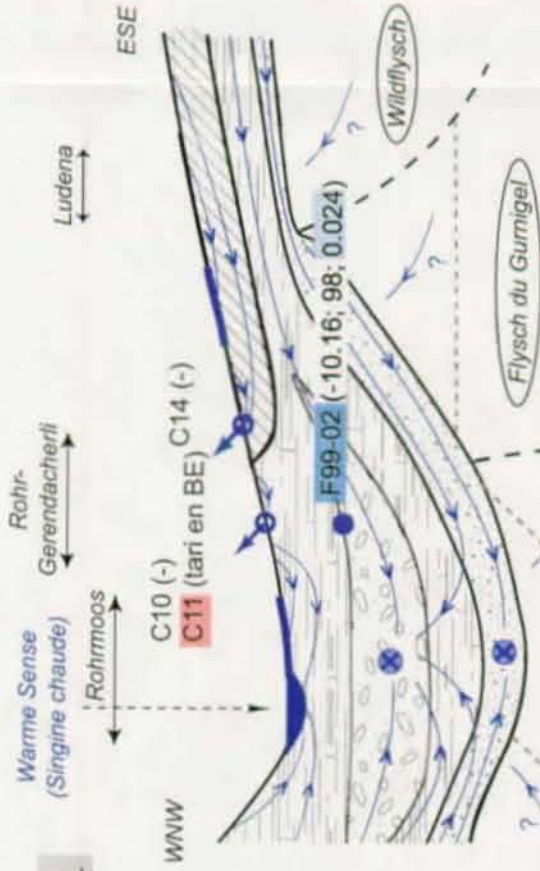
Annexe 5-19: Synthèse des analyses isotopiques d'un événement pluviométrique particulier (événement pluviométrique du 8 août 2001)



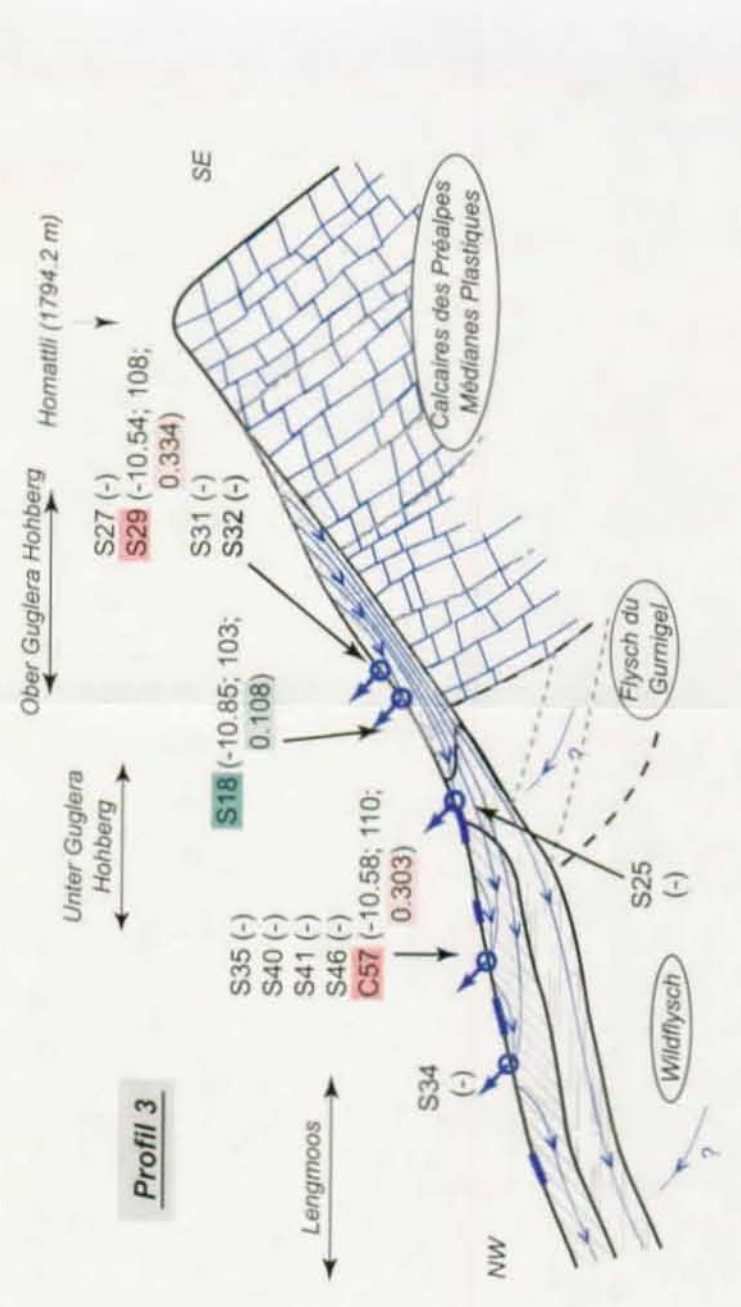
Profil 1



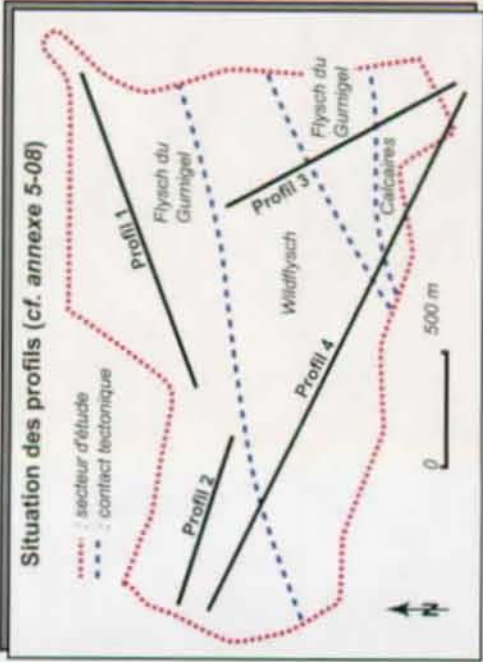
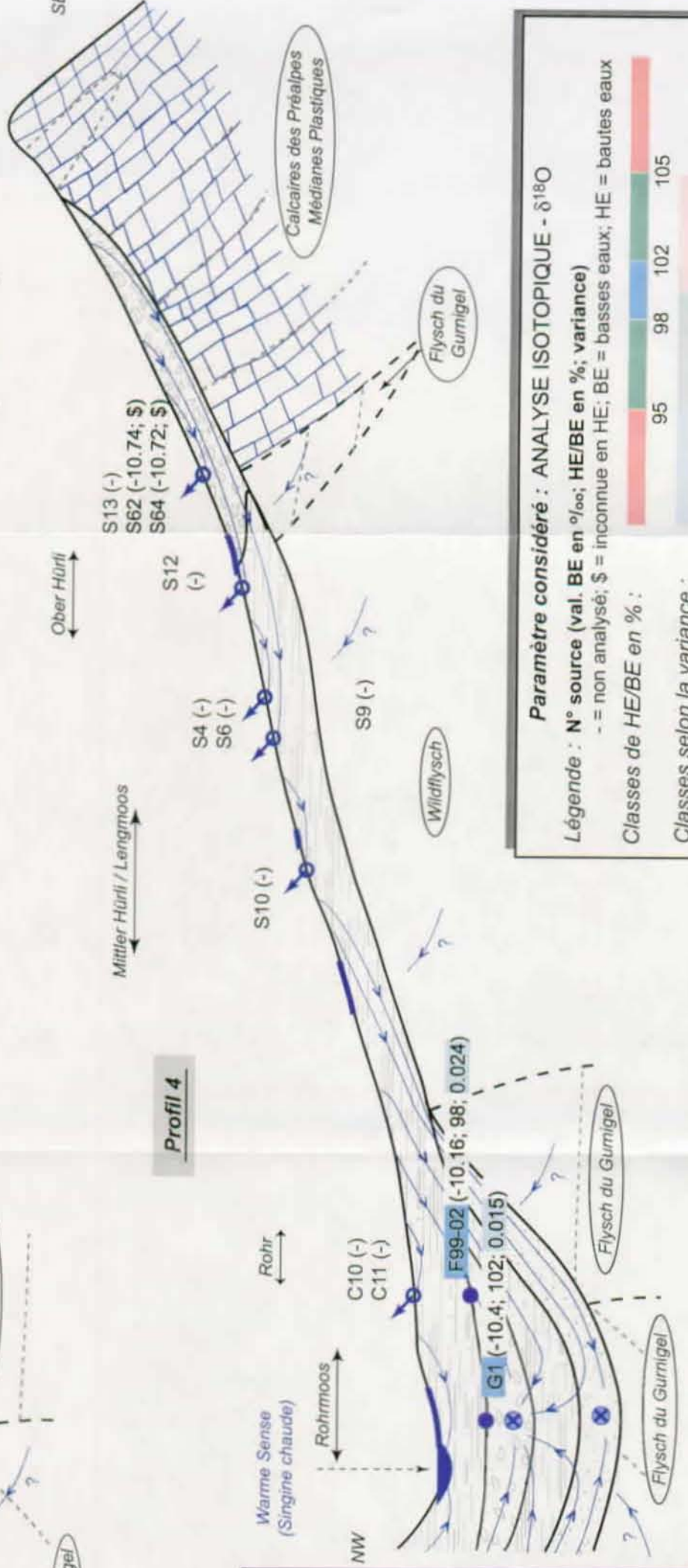
Profil 2



Profil 3



Profil 4



Légende :

- - - : Agencement stratigraphique
- - - : Limite tectonique
- [hatched] : Glissement actif (K: 10^{-6} à 10^{-9} m/s, très hétérogène, mesuré)
- [hatched] : Glissement latent (K: 10^{-6} à 10^{-9} m/s, hétérogène, mesuré)
- [hatched] : Dépôts alluviaux contenant un aquifère artésien (K: 10^{-4} à 10^{-6} m/s, mesuré)
- [hatched] : Dépôts de pente / éboulis (K: $> 10^{-6}$ m/s, évalué)
- [hatched] : Flysch en place décomprimé (K: $\sim 10^{-7}$ m/s, évalué)
- [hatched] : Flysch du Gurnigel (K: $\sim 10^{-7}$; K_y: $\sim 10^{-8}$ m/s, évalué)
- [hatched] : Wildflysch (K: $\sim 10^{-8}$ m/s, évalué)
- [hatched] : Calcaire (K: 10^{-2} à 10^{-6} m/s, très hétérogène, évalué)
- [blue circle] : Sources et captages
- [blue line] : Toit d'un aquifère artésien atteint par forage
- [blue line] : Ligne de courant supposée
- [blue line] : Ecoulement perpendiculaire à la coupe (effet 3-D)
- [blue line] : Zone humide

Paramètre considéré : ANALYSE ISOTOPIQUE - $\delta^{18}O$

Légende : N° source (val. BE en ‰; HE/BE en %; variance)
 - = non analysé; \$ = inconnue en HE; BE = basses eaux; HE = hautes eaux

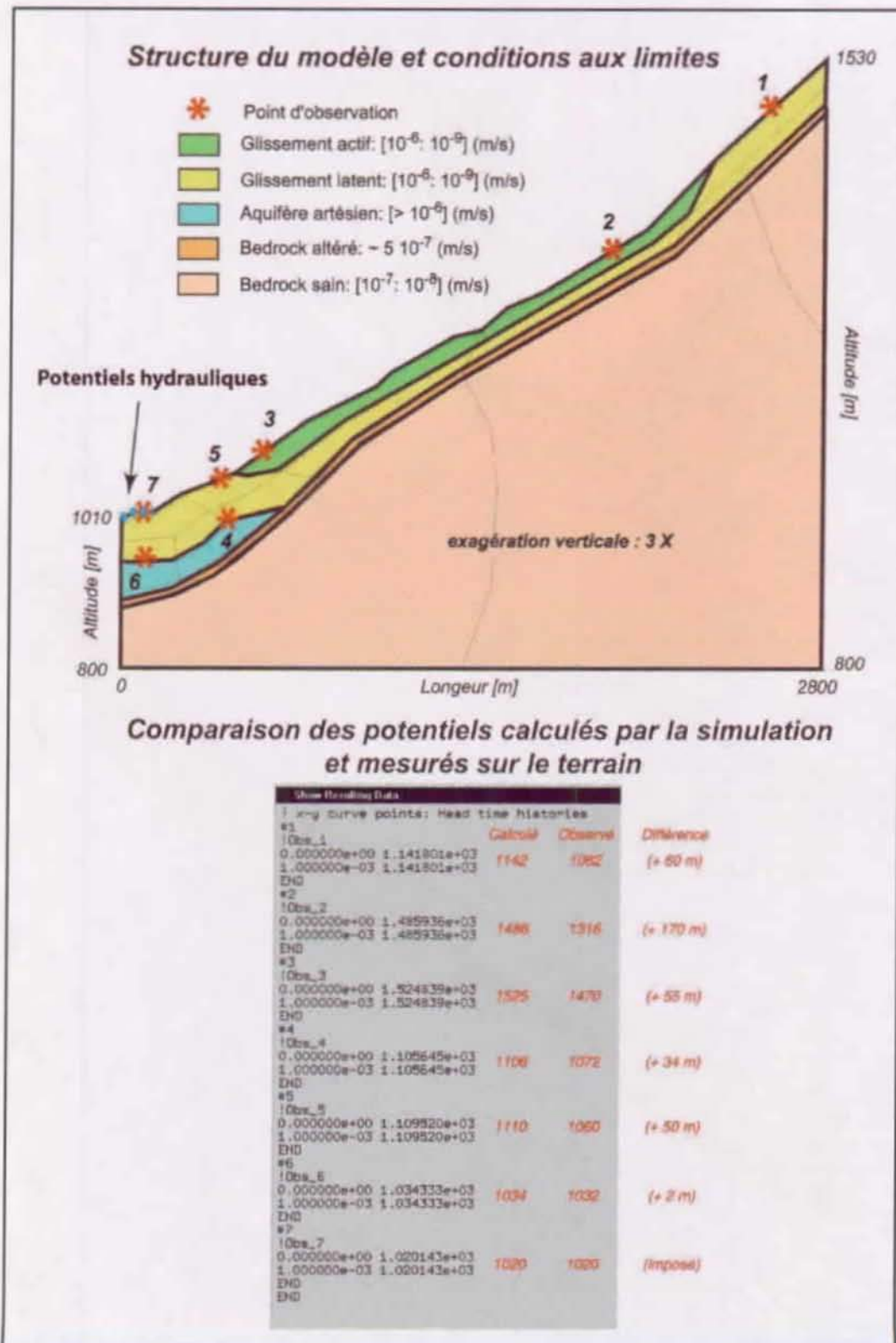
Classes de HE/BE en % :

0	0.05	0.2
95	98	102
105		

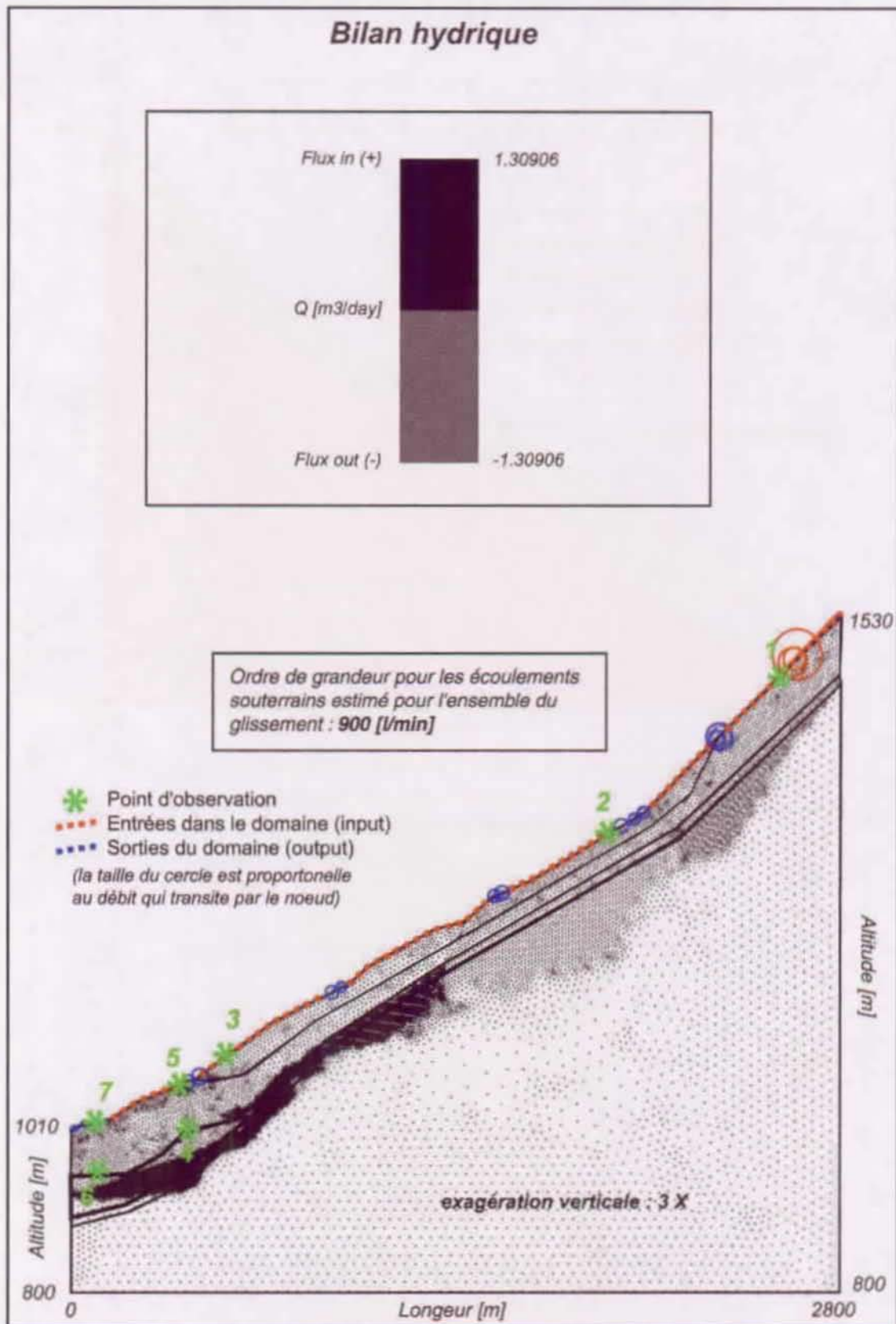
Classes selon la variance :

Annexe 5-21: Modèle numérique bidimensionnel d'écoulement souterrain en milieu saturé

Scénario avec des potentiels hydrauliques imposés en pied de versant



Bilan hydrique du scénario avec des paramètres hydrauliques imposés à la surface topographique



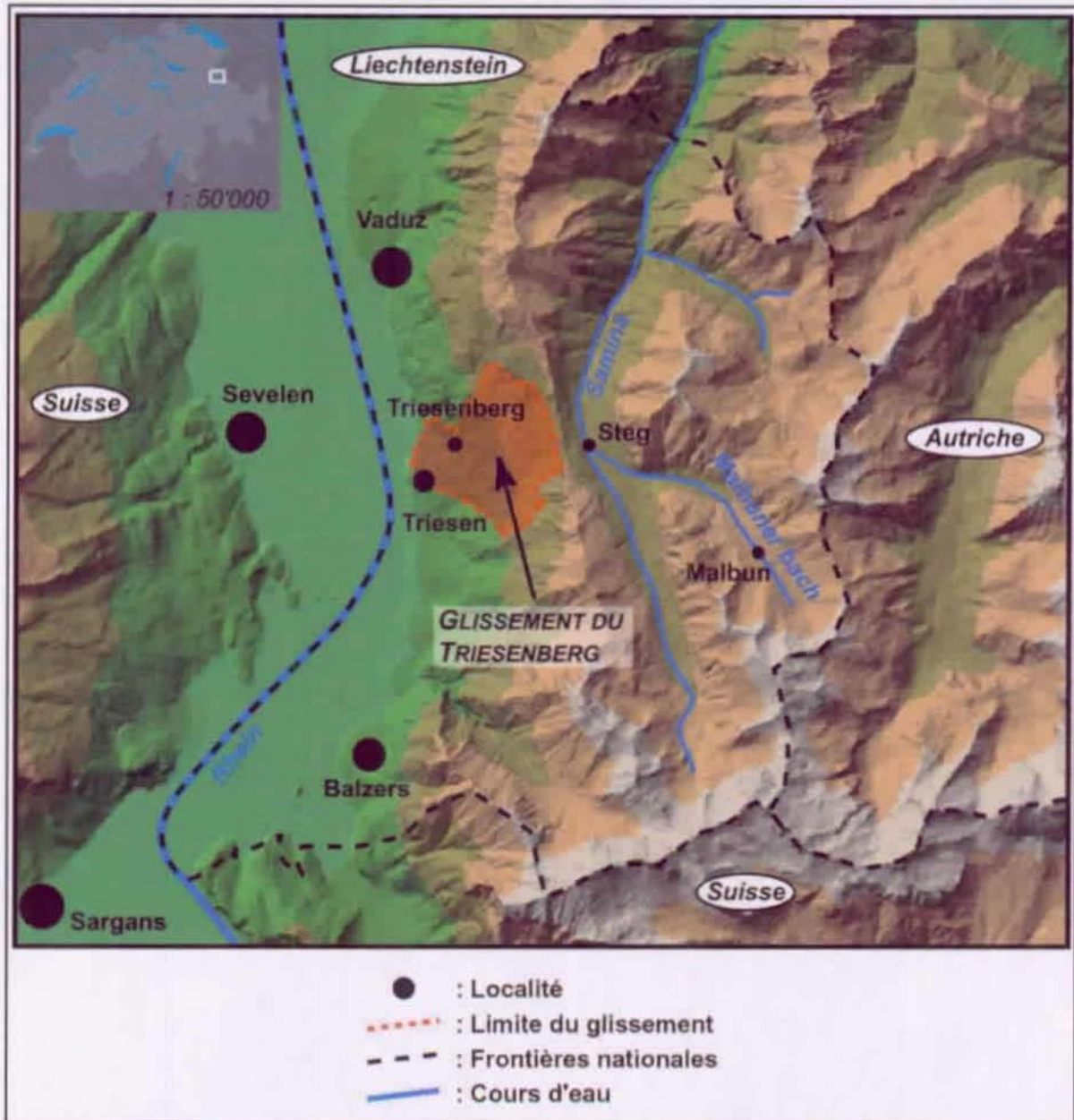
***Annexe 5-22: Modèle numérique bidimensionnel d'écoulement
souterrain en milieu non saturé***

Paramètres limites permettant l'apparition d'une zone non saturée comprise entre un aquifère perché et un aquifère profond

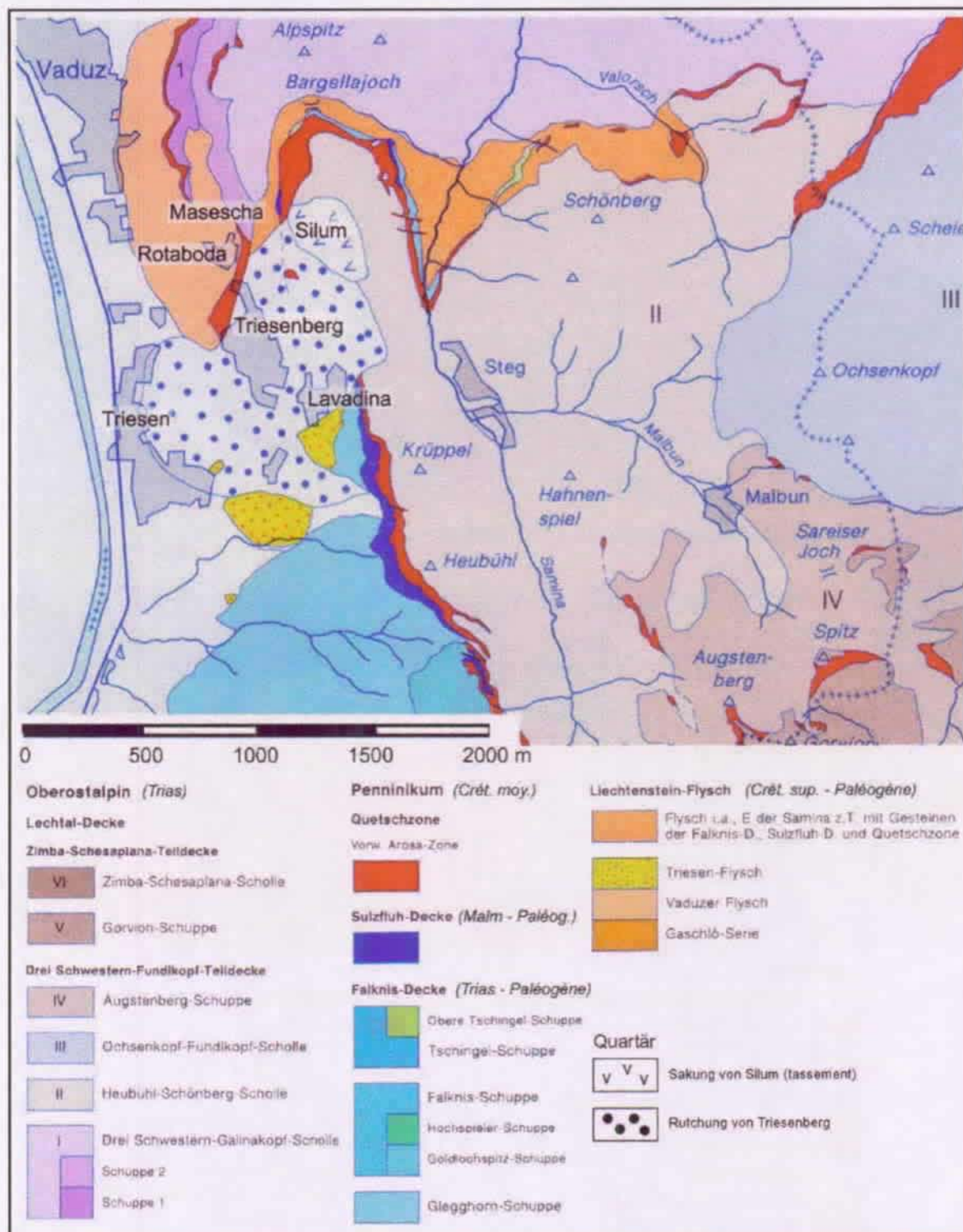
<i>Tests</i>	<i>K aquifère perché</i>	<i>K bedrock sain</i>	<i>K couche artificielle</i>
Test 1	10e-08	10e-08	7 * 10e-07
Test 2	10e-07	10e-07	8 * 10e-06
Test 3	10e-06	10e-06	7 * 10e-05
Test 4	10e-05	10e-05	8 * 10e-04
Test 5	10e-08	10e-07	7 * 10e-07
Test 6	10e-07	10e-08	8 * 10e-06

La couche artificielle a été créée pour déterminer quelles sont les paramètres nécessaires pour permettre l'apparition d'un aquifère perché (cf. § 5.3.1.2). Elle correspondrait au substratum décomprimé.

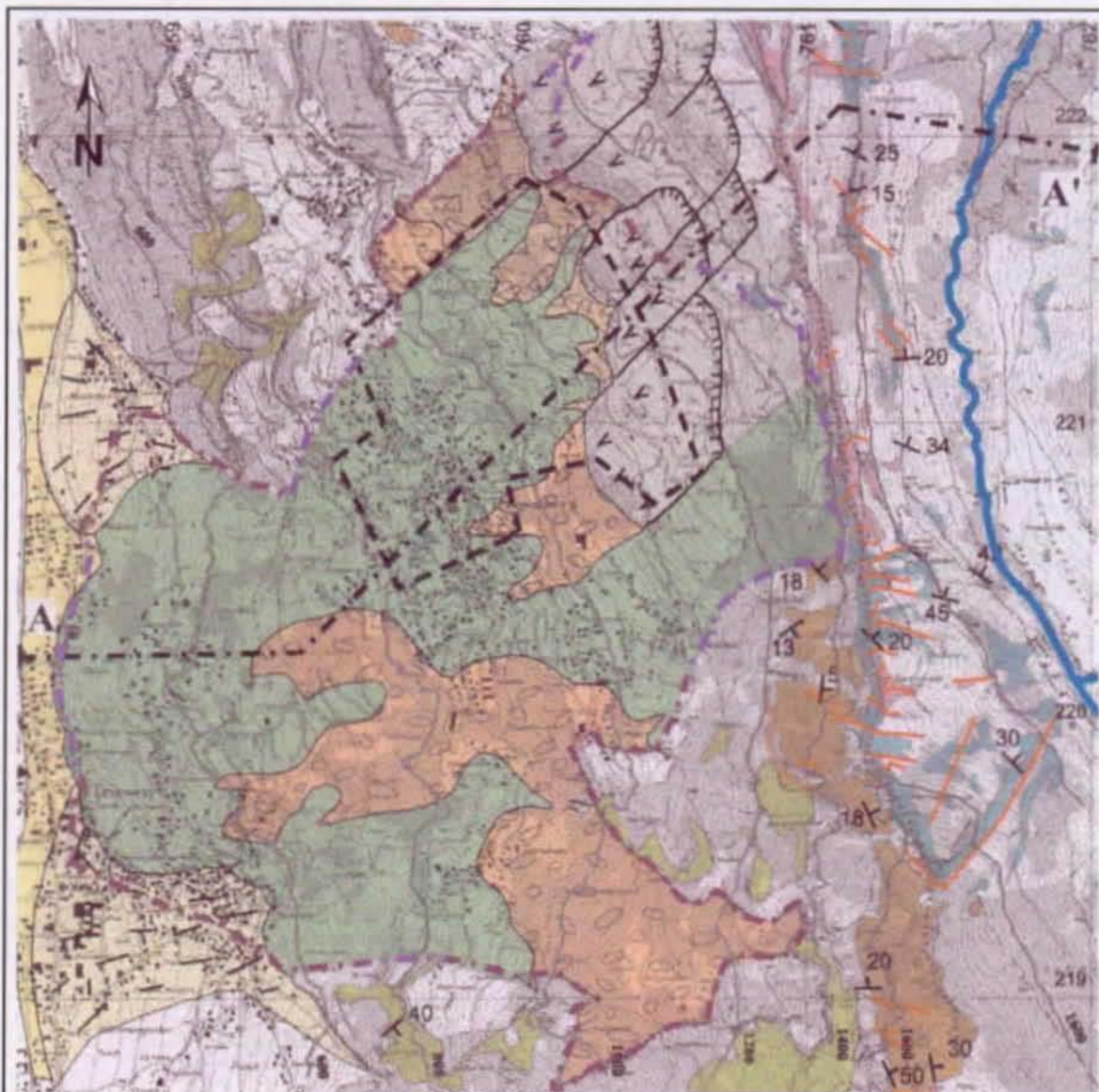
Annexe 6-01: Carte de situation du glissement du Triesenberg



Annexe 6-02: Extrait tectonique de la région de Triesenberg (d'après Allemann, 1985)



Annexe 6-03: Carte géologique du versant du Triesenberg (modifiée d'après Bernasconi et al., 2001)



LEGENDE

- | | | | |
|---|----------------------------------|---|-----------------------------------|
| AUSTROALPIN SUPERIEUR (nappe de Lechtal) | | PENNIQUE | |
| Couche de Raibier | Nappe d'Arosa | Flyschs (nappes de Suizfluh, Flaknis Liechtenstein) | |
| Couche de Arberg | | | |
| Couche de Partnach | | | |
| Calcaire coquillier (Muschelkalk) | | | |
| Couche de Punt-La-Drossa | | | |
| Grès (Buntsandstein) | | | |
| QUATERNAIRE | | AUTRES | |
| Tassement de Silum | Contour du glissement | Failles | Situation des profils géologiques |
| Dépôts de pente gréseux | Situation de la zone d'étude RMT | Ligne de crête | Saminabach |
| Dépôts de pente schisteux et calcaires | Dolines | Pendage | |
| Dépôts de pente mixtes (limons argileux) | | | |
| Dépôts alluviaux (graviers argileux) | | | |
| Dépôts alluviaux (graviers sableux) | | | |
| Couverture indifférenciée | | | |

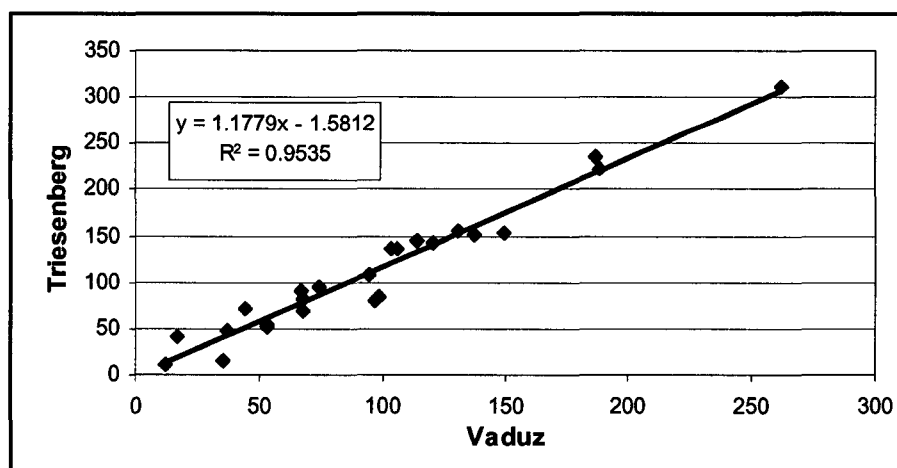
Annexe 6-04: Synthèse des aspects climatologiques utilisés pour l'analyse du Triesenberg

Stations de mesure utilisées pour l'analyse du Triesenberg

Station	Coordonnées	Affiliation	Alt. [msm]	Paramètre(s) exploité(s)
Vaduz	757°700 / 221°700	ISM-830	460	Précipitations, ensoleillement, humidité relative et température de l'air journalières
Malbun	-		1600	Hauteur de neige
Triesenberg	759°670 / 221°570	FL-TR	1065	Précipitations journalières
Steg	762°520 / 220°600	FL-Steg	1295	Température de l'air
Santis	744°180 / 254°920	ISM-2220	2500	Température de l'air et hauteur de neige

Tableau 10.2:

Corrélations entre les précipitations mensuelles des stations de Vaduz et du Triesenberg



Estimation de l'évapotranspiration potentielle selon la formule de Primault

[mm/mois]	oct.	nov.	déc.	jan.	fév.	mars	avr.	mai	juin	juil.	août	sept.
1999-2000	21.1	7.6	6.7	3.6	9.0	23.0	58.7	70.2	96.3	55.2	72.6	43.0
2000-2001	14.2	15.2	5.6	4.2	8.6	17.3	39.4	78.0	78.1	83.5	67.5	21.9

Annexe 6-05: Détail des éléments participant au bilan hydrique pour le Triesenberg

Période	ETP	Pluie	Débit des groupes de source [m3/heure]			
			Groupe 1	Groupe 2	Groupe 3	Groupe 4
10/2000	0.0107	0.0748	51	104	5	28
11/2000	0.0114	0.1507	51	107	5	28
12/2000	0.0042	0.0116	47	-	-	25
01/2001	0.0032	0.0437	44	75	5	19
02/2001	0.0065	0.0514	44	68	5	18
03/2001	0.0130	0.1432	42	-	6	17
04/2001	0.0296	0.1370	55	-	6	20
05/2001	0.0585	0.0481	47	186	6	22
06/2001	0.0586	0.2225	51	161	6	28
07/2001	0.0626	0.1090	52	140	5	24
08/2001	0.0506	0.1525	51	117	5	25
09/2001	0.0164	0.1559	48	108	5	23
année	0.3251	1.3004	425'590	1'037'573	46'269	202'210
Surface des bassins versants			1'342'583	1'342'583	120'916	37'201

Annexe 6-06: Courbes de tarissement

Méthode de calcul utilisée pour déterminer la décrue

Les calculs de tarissement sont basés sur les lois mathématiques de Boussinesq et de Maillet (*Banton et al., 1997; Hölting, 1992*). Ce calcul est effectué sur la base des lois exponentielle et hyperbolique définies par deux paramètres; le débit initial (Q_0) et le coefficient de tarissement (α). Ces deux grandeurs sont définies en fonction des propriétés du sol et des aquifères (notamment par la profondeur, la largeur, la charge initiale de la nappe, la conductivité hydraulique, et la porosité). Ces deux paramètres peuvent également être obtenus par des procédés graphiques, en relation avec l'expression suivante:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad \text{Equation 9}$$

En passant par le logarithme, l'équation 9 devient:

$$\ln Q_t = \ln Q_0 - \alpha t \quad \text{Equation 10}$$

Cette équation 10 exprime le résultat d'une loi exponentielle décroissant où Q_t est le débit au temps t , Q_0 , le débit au temps $t = 0$ et α est la constante de tarissement. Cette équation transformée en une expression logarithmique en base dix devient:

$$\log Q_t = \log Q_0 - 0,4343 \alpha t \quad \text{Equation 11}$$

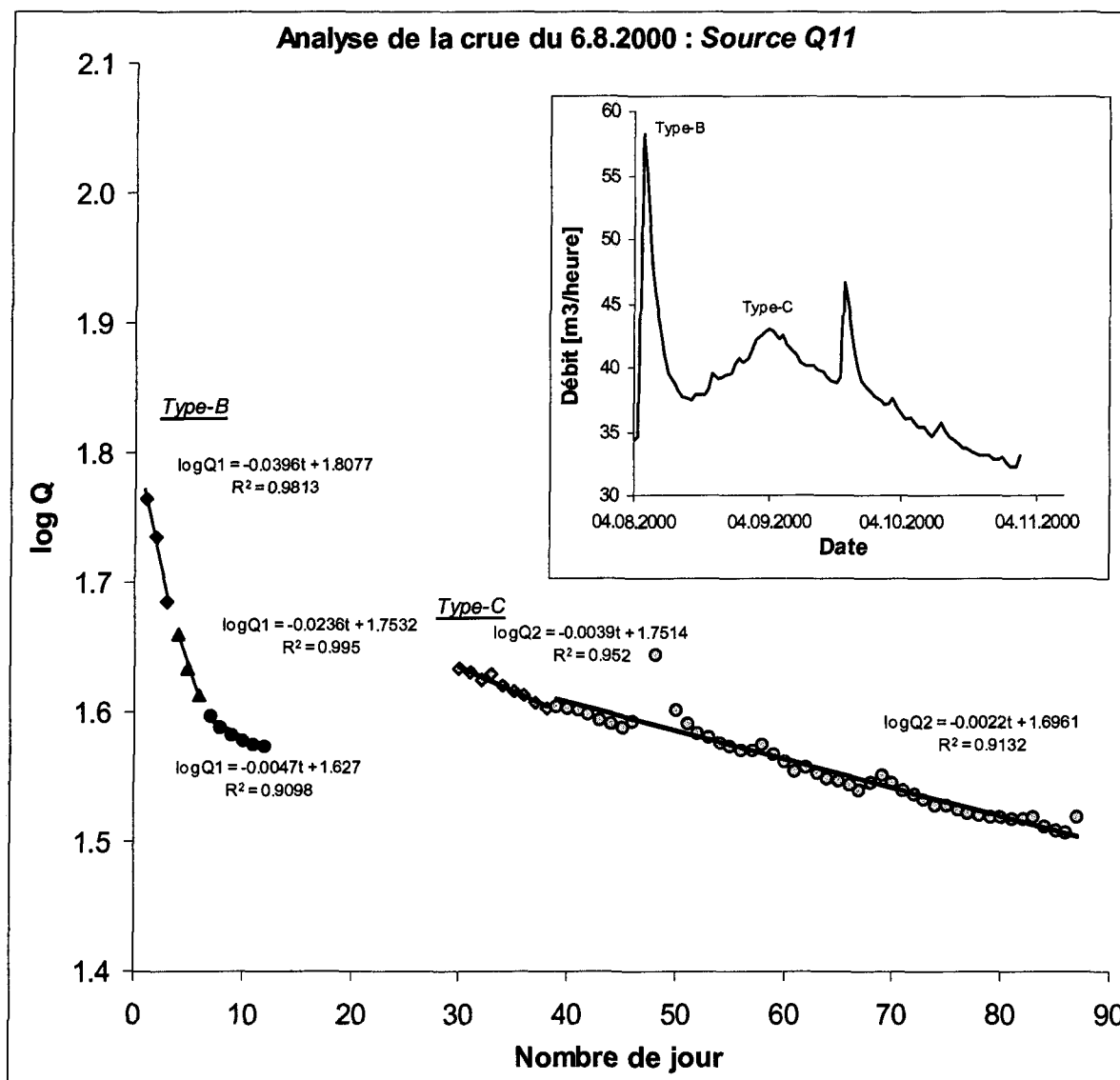
L'équation 11 appliquée aux courbes de tarissement permet de définir le volume utile d'eau emmagasinée dans la nappe à un instant donné en intégrant la fonction de tarissement à l'infini d'après la relation suivante:

$$V = \int_0^{\infty} Q_t dt = \int_0^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} dt = Q_0 / \alpha \quad \text{Equation 12}$$

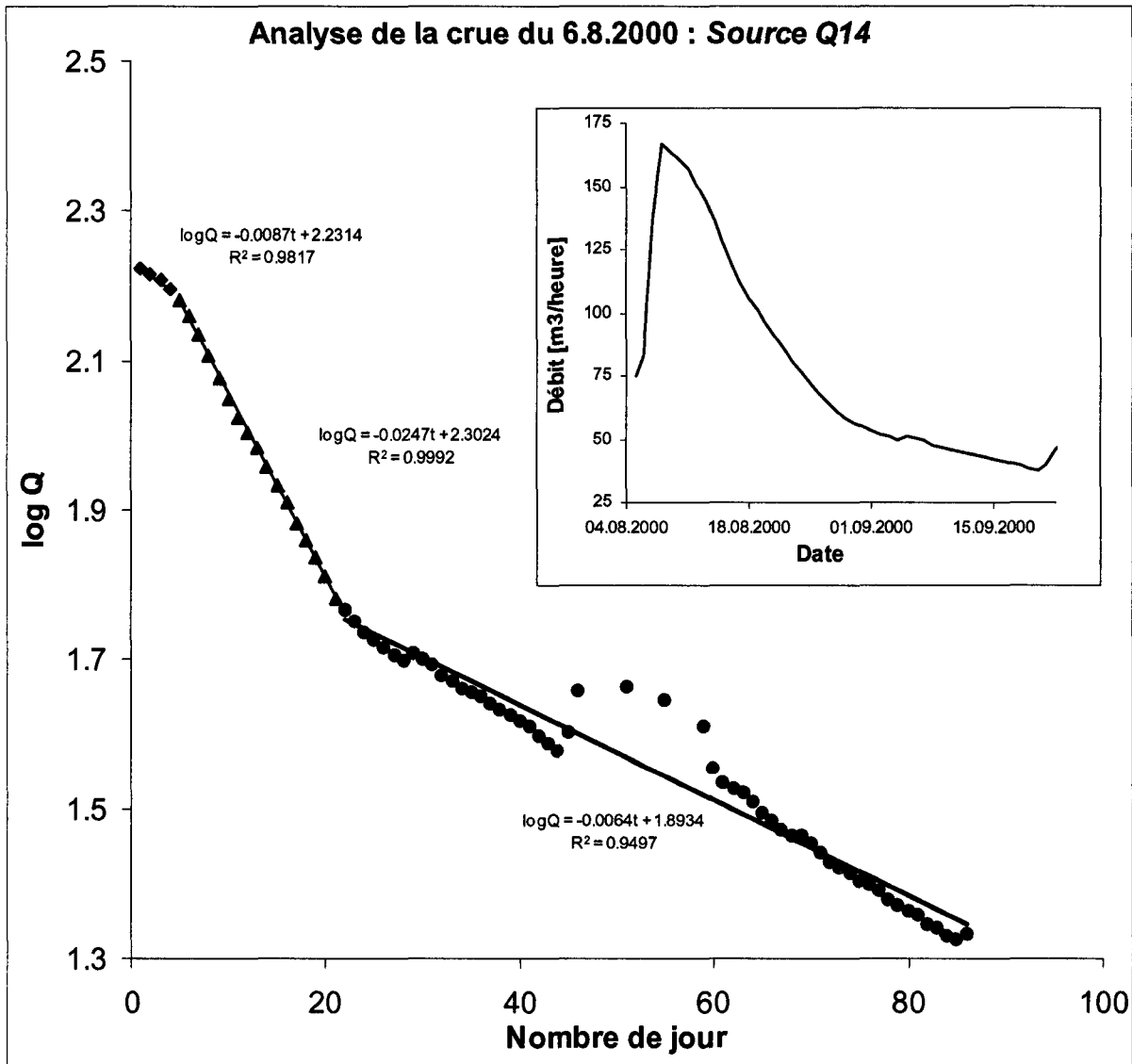
Lorsque le tarissement ne peut pas être traduit par une loi simple, soit parce qu'il est influencé par la recharge (gains ou pertes), soit parce qu'il correspond aux vidanges de plusieurs nappes, il se traduit par une loi composée qui décompose la courbe de tarissement en plusieurs tronçons qui correspondent chacun à une loi de tarissement simple. Dans ce cas, chaque tronçon participe à la détermination du volume utile en estimant le pourcentage du volume représenté par chacun des tronçons selon la relation:

$$\%V = (1 - e^{-\alpha t}) 100 \quad \text{Equation 13}$$

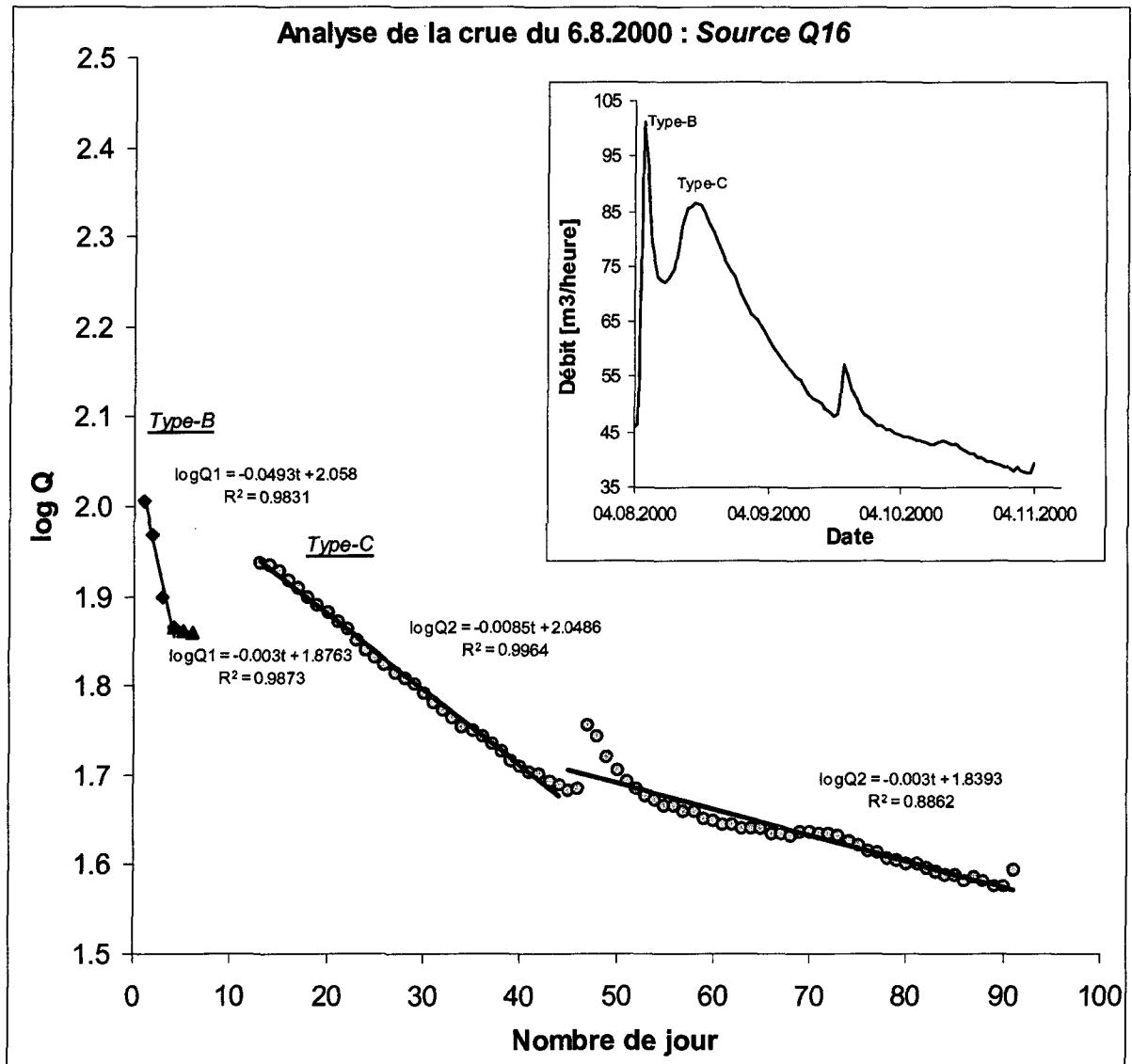
Courbes de tarissement : source Q11



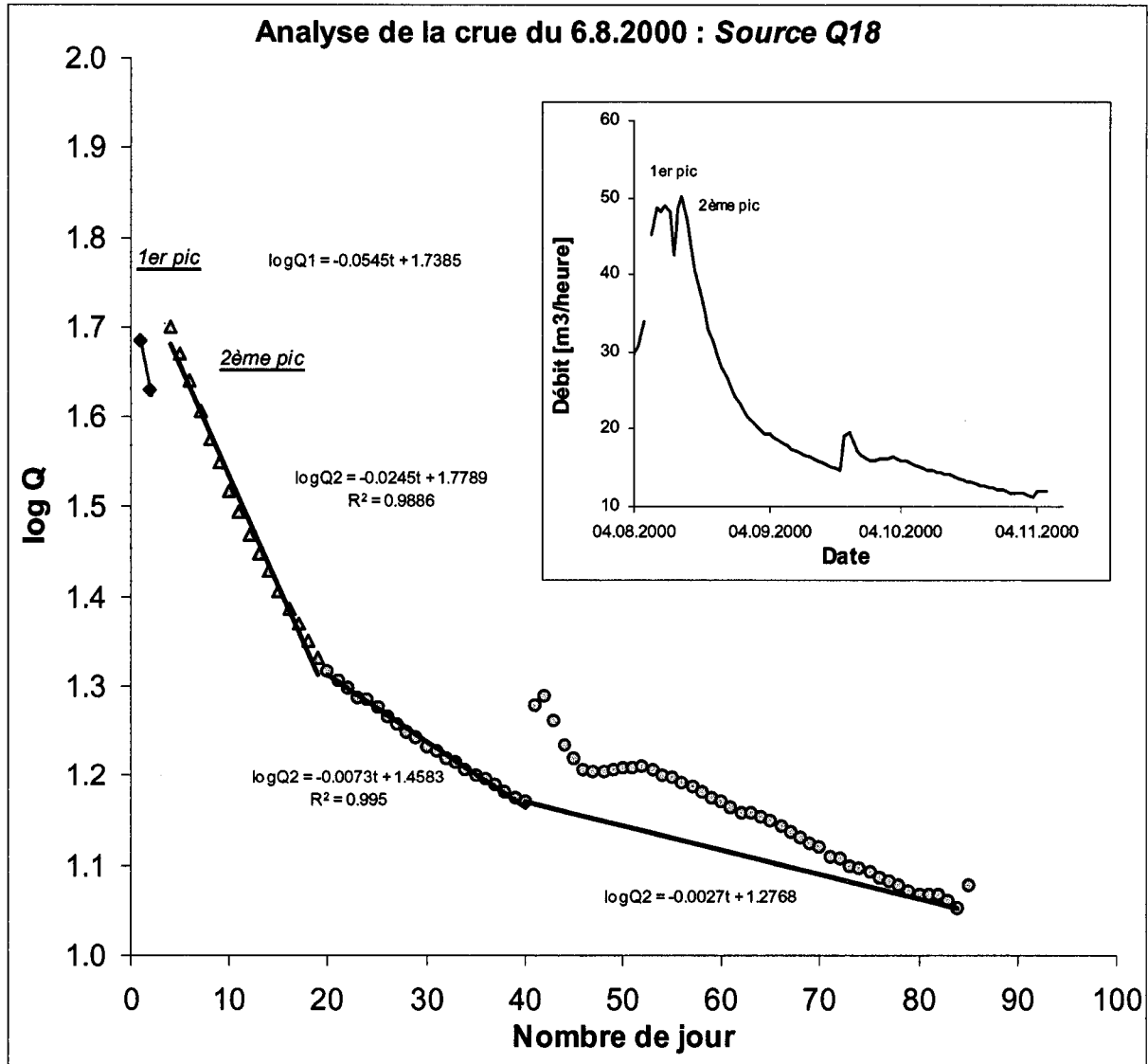
Courbes de tarissement : source Q14



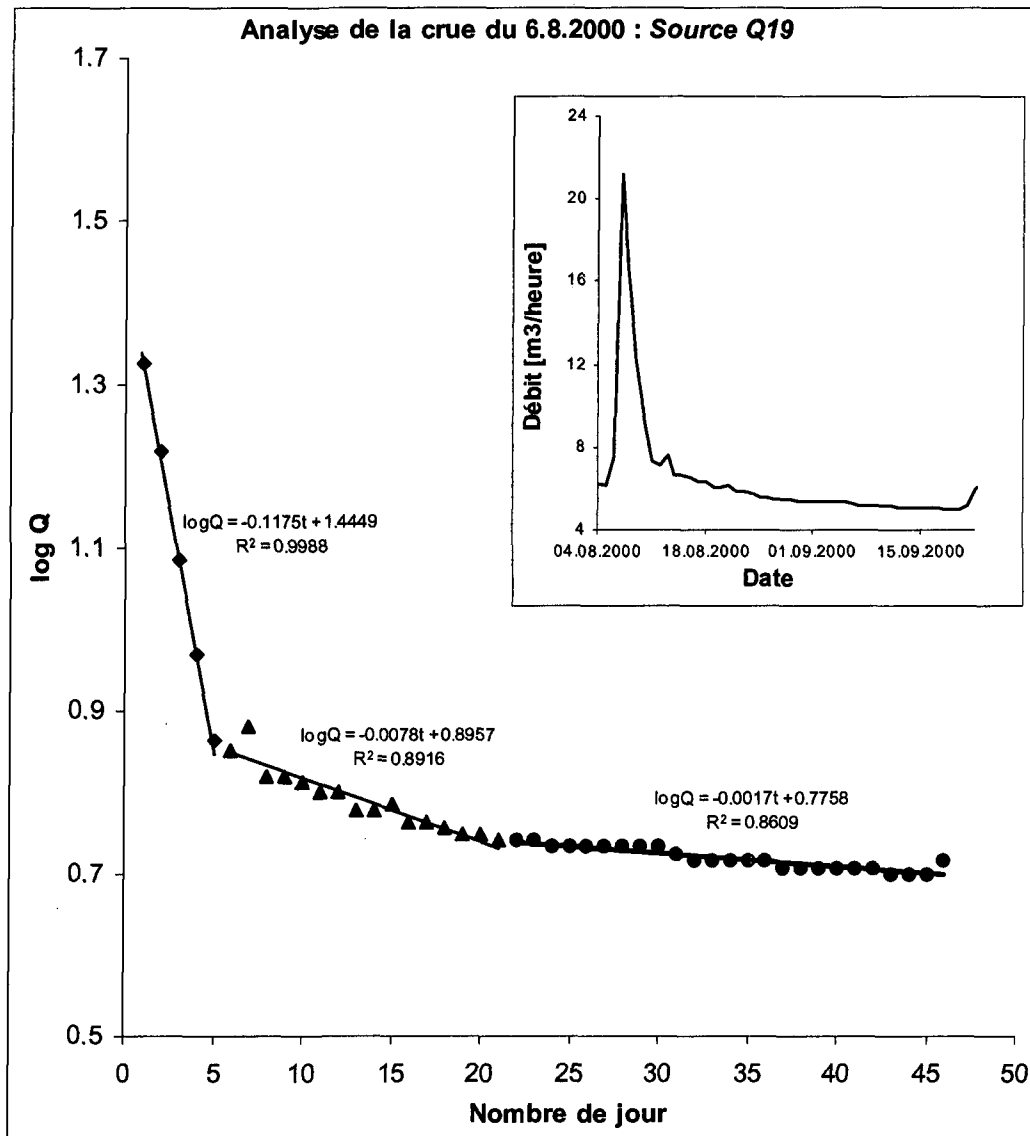
Courbes de tarissement : source Q16



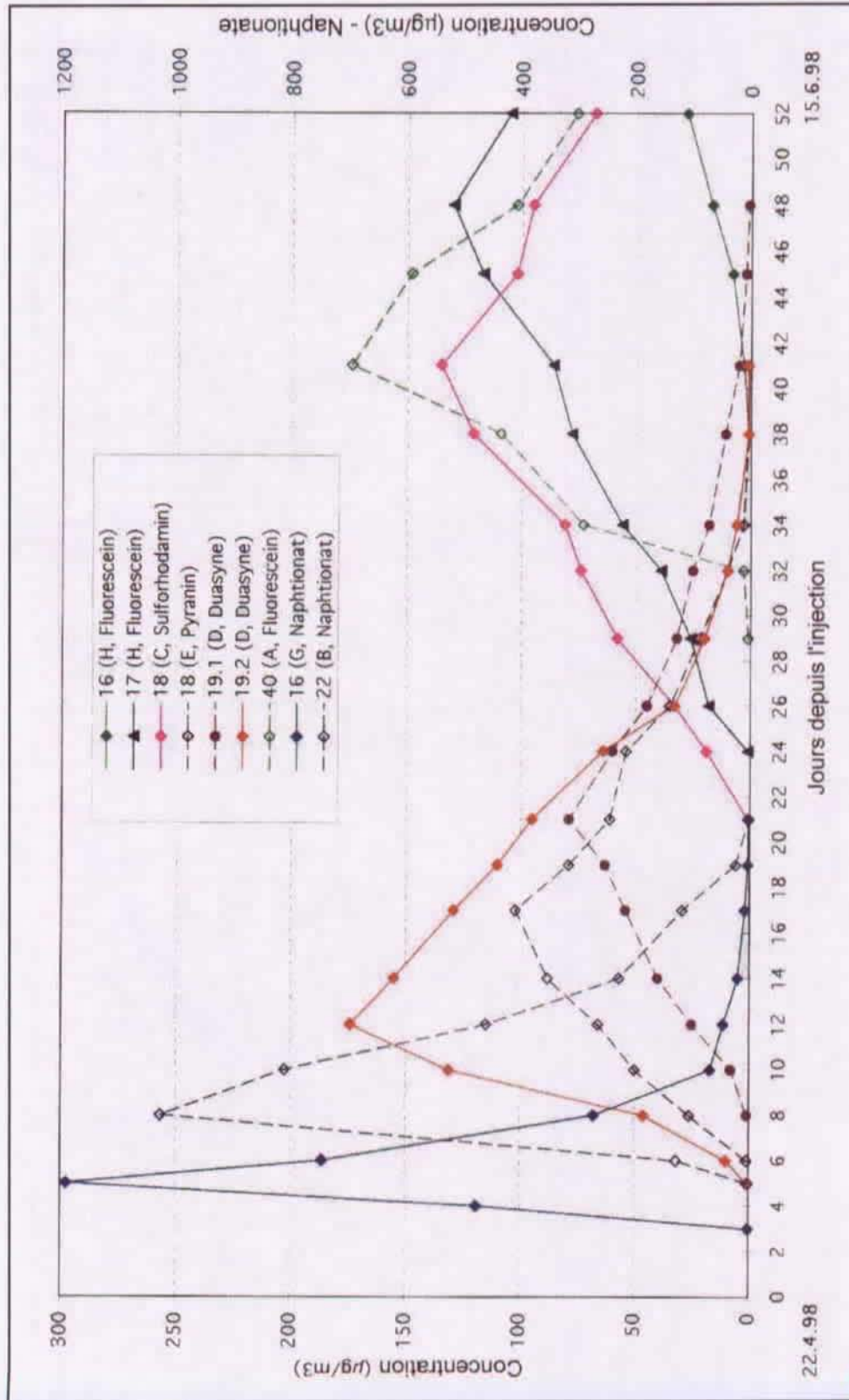
Courbes de tarissement : source Q18



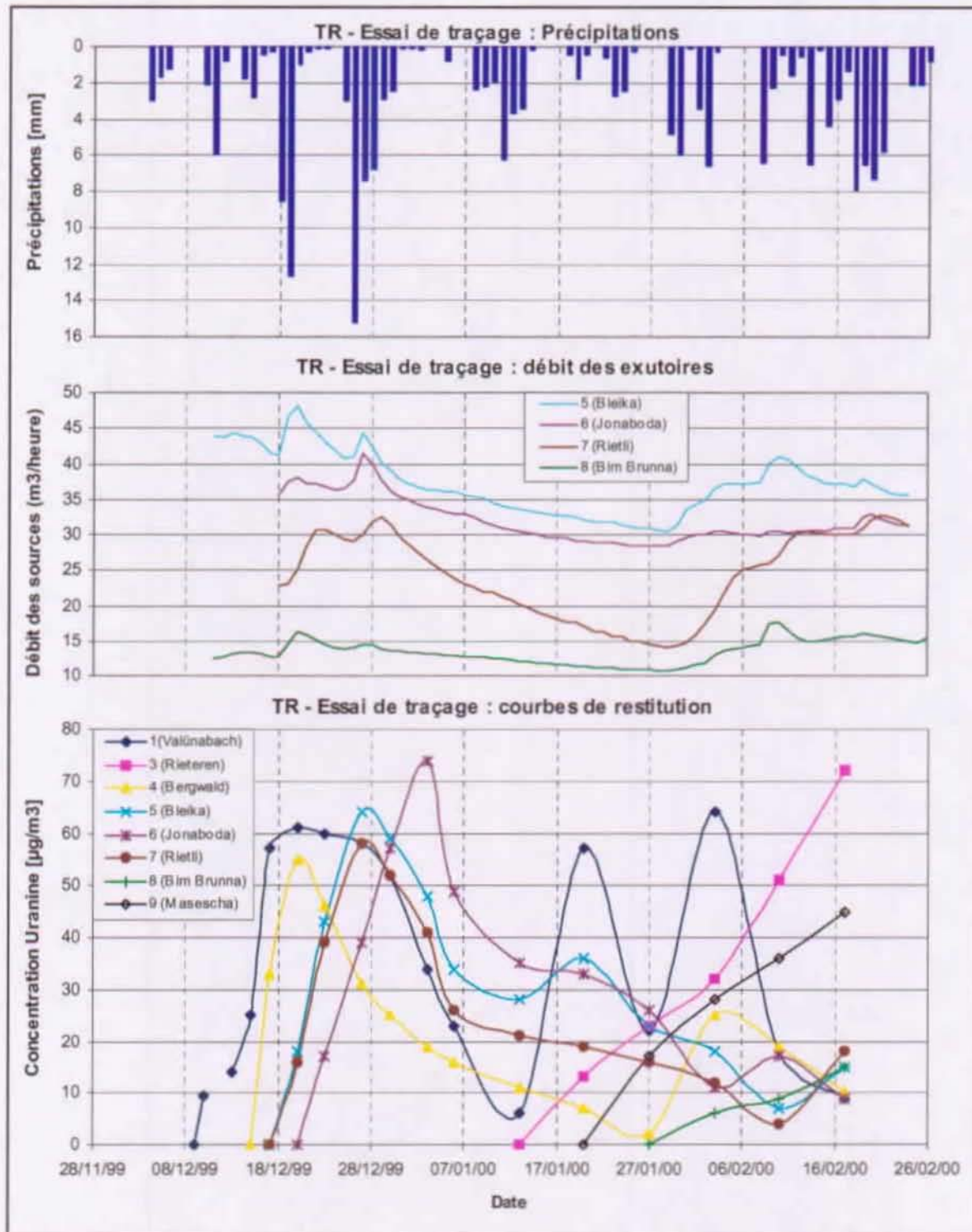
Courbes de tarissement : source Q19



Annexe 6-07: Courbes de restitution pour l'essai de traçage de 1998 (d'après Bernasconi, 1998). La situation des points est présentée à la figure 6.8



Annexe 6-08: Résultats de l'essai de traçage de 1999-2000 (modifié de Bernasconi, 2002). La carte de situation est illustrée par la figure 6.9.



Annexe 6-09: Synthèse des analyses chimiques pour le Triesenberg.
La situation de ces points est mentionnée à la
figure 6.12

Tournée de basses eaux - le 4/10/2001

[mg/l]	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	HCO3	
Q8	4.05	2.68	22.93	50.53	4.71	4.84	20.12	241.75	
Q11	6.28	3.74	28.23	50.25	13.73	5.74	28.42	251.71	
Q12	6.64	4.31	29.34	50.01	13.73	5.55	28.87	250.84	
Q13	7.89	3.94	31.84	52.89	16.96	5.32	56.55	244.70	
Q14	4.79	2.34	23.85	51.43	6.03	4.40	24.40	241.14	
Q14.1	4.39	2.45	24.43	44.96	4.76	4.39	19.40	239.75	
Q14.2	6.45	2.68	24.39	53.33	8.42	4.26	32.97	238.28	
Q16	2.56	3.28	28.27	51.02	1.61	2.73	36.68	249.07	
Q17	2.28	4.72	28.88	50.11	1.22	3.11	37.46	251.14	
Q18	1.92	2.22	24.64	44.51	1.94	2.96	19.50	232.15	
Q19	4.10	2.10	24.61	50.92	5.20	3.07	27.20	239.33	
Q35	1.40	2.36	27.21	106.18	0.80	2.71	265.34	139.54	
Q37	1.21	0.90	29.33	74.05	0.63	1.77	6.06	364.56	
Q38	1.25	1.09	30.60	64.46	0.59	2.51	7.80	335.22	
Q40	8.59	1.47	19.75	56.34	14.03	5.86	9.89	247.86	

[mmol/l]	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	HCO3	
Q8	0.176	0.069	0.943	1.261	0.133	0.078	0.209	3.962	
Q11	0.273	0.096	1.161	1.254	0.387	0.093	0.296	4.126	
Q12	0.289	0.110	1.207	1.248	0.387	0.090	0.301	4.111	
Q13	0.343	0.101	1.310	1.320	0.478	0.086	0.589	4.011	
Q14	0.208	0.060	0.981	1.283	0.170	0.071	0.254	3.952	
Q14.1	0.191	0.063	1.005	1.122	0.134	0.071	0.202	3.930	
Q14.2	0.281	0.069	1.003	1.331	0.238	0.069	0.343	3.906	
Q16	0.111	0.084	1.163	1.273	0.045	0.044	0.382	4.082	
Q17	0.099	0.121	1.188	1.250	0.034	0.050	0.390	4.116	
Q18	0.084	0.057	1.014	1.110	0.055	0.048	0.203	3.805	
Q19	0.178	0.054	1.012	1.270	0.147	0.050	0.283	3.923	
Q35	0.061	0.060	1.119	2.649	0.023	0.044	2.762	2.287	
Q37	0.053	0.023	1.206	1.848	0.018	0.029	0.063	5.975	
Q38	0.054	0.028	1.259	1.608	0.017	0.040	0.081	5.495	
Q40	0.374	0.038	0.812	1.406	0.396	0.095	0.103	4.063	

[meq]	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	HCO3	Bilan [%]
Q8	0.176	0.069	1.886	2.521	0.133	0.078	0.419	3.962	0.65
Q11	0.273	0.096	2.323	2.507	0.387	0.093	0.592	4.126	0.01
Q12	0.289	0.110	2.414	2.496	0.387	0.090	0.601	4.111	1.13
Q13	0.343	0.101	2.619	2.639	0.478	0.086	1.177	4.011	-0.43
Q14	0.208	0.060	1.962	2.566	0.170	0.071	0.508	3.952	1.00
Q14.1	0.191	0.063	2.010	2.244	0.134	0.071	0.404	3.930	-0.35
Q14.2	0.281	0.069	2.007	2.661	0.238	0.069	0.686	3.906	1.20
Q16	0.111	0.084	2.326	2.546	0.045	0.044	0.764	4.082	1.31
Q17	0.099	0.121	2.376	2.500	0.034	0.050	0.780	4.116	1.15
Q18	0.084	0.057	2.027	2.221	0.055	0.048	0.406	3.805	0.86
Q19	0.178	0.054	2.025	2.541	0.147	0.050	0.566	3.923	1.18
Q35	0.061	0.060	2.239	5.298	0.023	0.044	5.524	2.287	-1.41
Q37	0.053	0.023	2.413	3.695	0.018	0.029	0.126	5.975	0.29
Q38	0.054	0.028	2.517	3.217	0.017	0.040	0.162	5.495	0.89
Q40	0.374	0.038	1.625	2.811	0.396	0.095	0.206	4.063	0.92

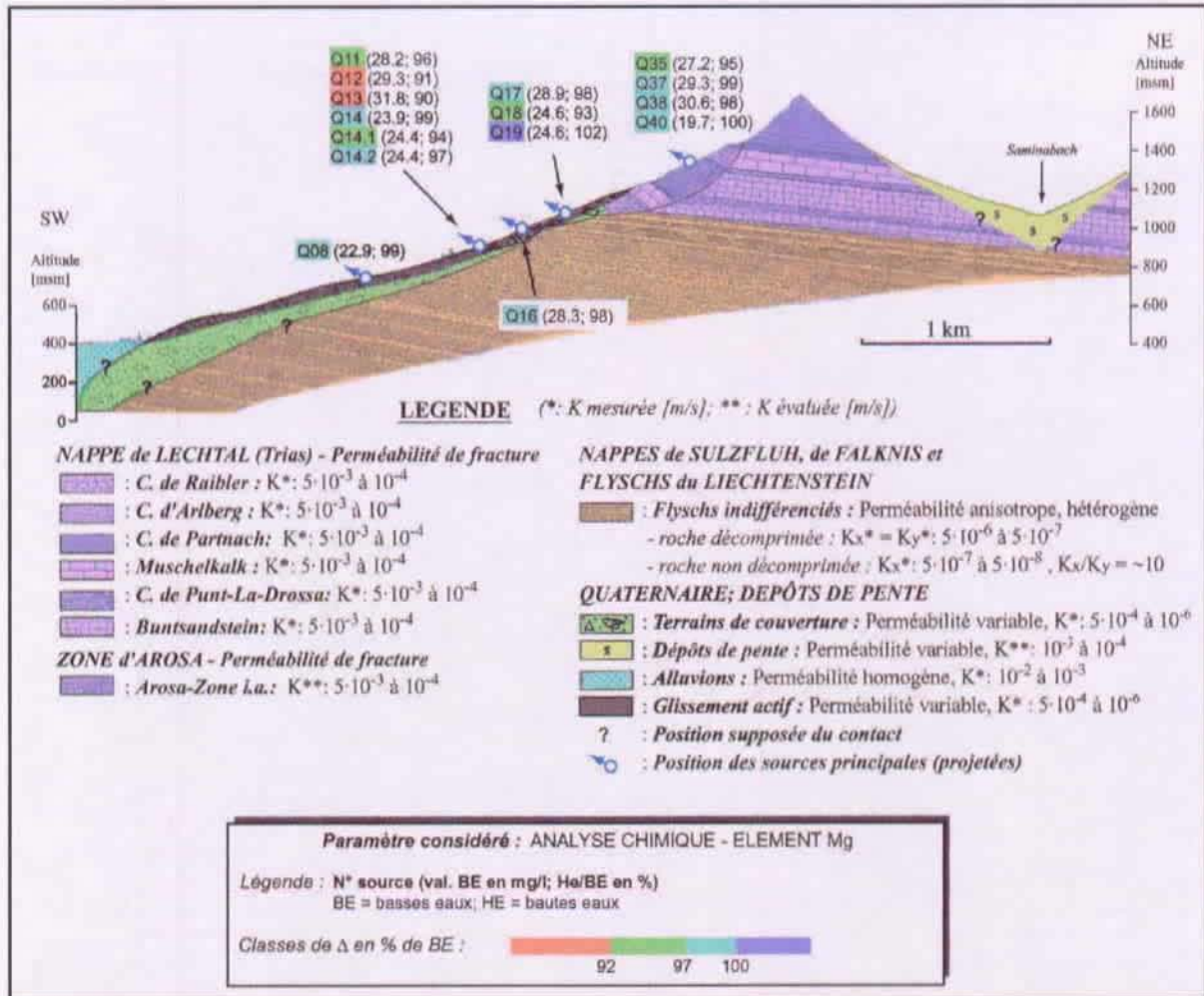
Tournée de hautes eaux - le 4/07/2001

[mg/l]	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	HCO3
Q08	4.30	2.80	22.60	47.77	5.20	4.50	20.50	234.16
Q11	6.90	4.00	27.10	52.20	16.00	6.50	29.60	237.69
Q12	6.90	4.20	26.80	51.70	16.20	7.10	29.30	237.58
Q13	7.50	4.00	28.50	58.10	18.70	5.80	52.50	234.06
Q14	4.20	2.40	23.50	51.50	4.70	4.00	26.70	231.20
Q14.1	3.90	2.30	22.90	42.90	4.30	4.10	19.70	231.19
Q14.2	5.00	2.80	23.70	52.90	6.90	3.90	33.00	230.94
Q16	2.50	3.30	27.60	51.80	1.30	2.90	37.40	247.09
Q17	2.80	8.20	28.30	51.90	2.40	11.20	37.80	262.82
Q18	1.90	2.00	22.90	47.20	2.00	3.10	20.30	223.28
Q19	4.30	2.20	25.00	50.30	5.40	3.30	33.70	237.56
Q35	1.30	2.50	25.70	105.01	0.80	3.60	256.40	142.66
Q37	1.40	1.10	29.00	64.47	0.70	2.10	6.80	344.63
Q38	1.50	1.30	29.90	65.90	1.00	2.50	7.70	361.03
Q40	7.70	1.50	19.70	52.65	13.00	5.40	9.50	241.74

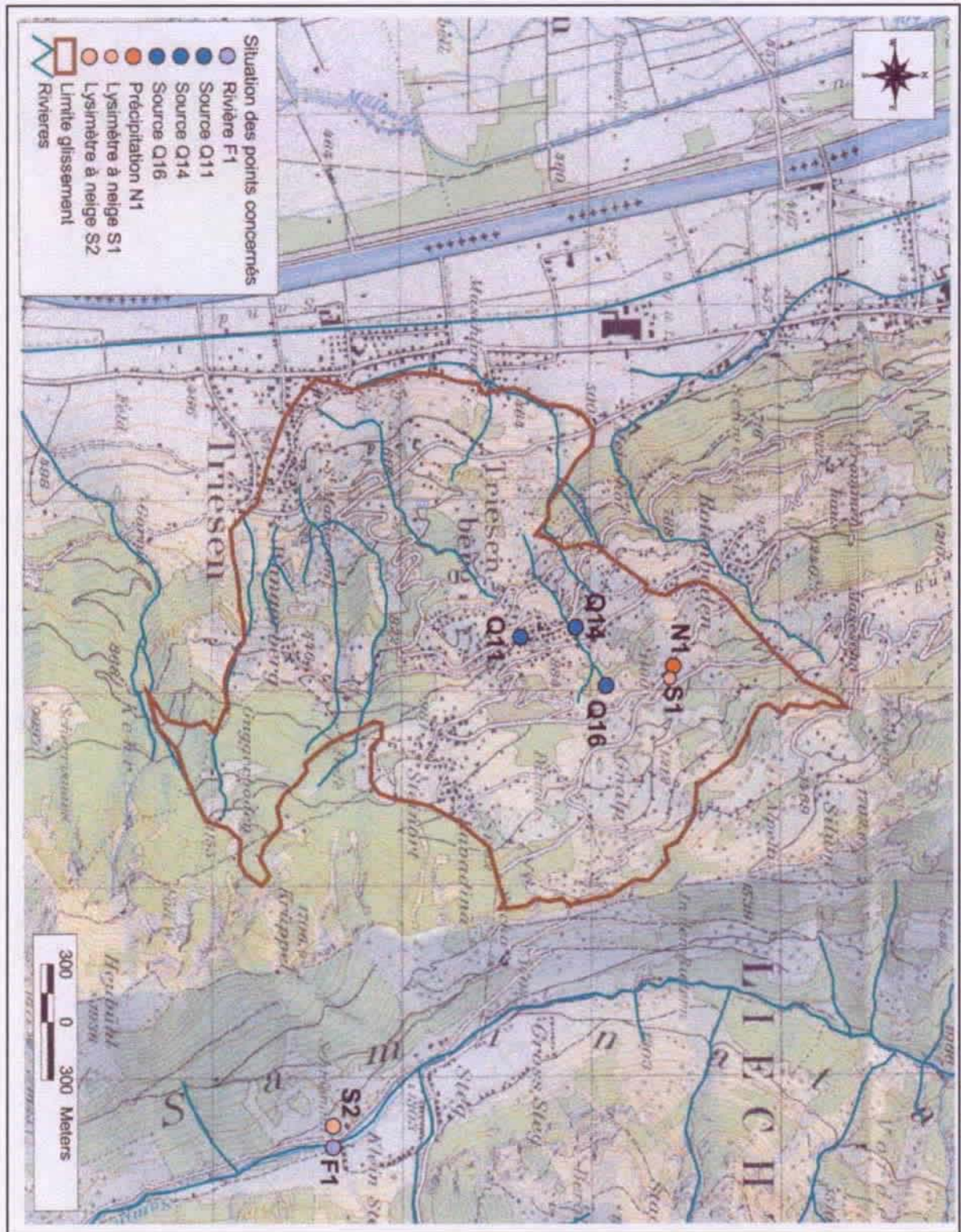
[mmol/l]	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	HCO3
Q08	0.187	0.072	0.930	1.192	0.147	0.073	0.213	3.838
Q11	0.300	0.102	1.115	1.302	0.451	0.105	0.308	3.896
Q12	0.300	0.107	1.102	1.290	0.457	0.115	0.305	3.894
Q13	0.326	0.102	1.172	1.450	0.528	0.094	0.547	3.836
Q14	0.183	0.061	0.967	1.285	0.133	0.065	0.278	3.790
Q14.1	0.170	0.059	0.942	1.070	0.121	0.066	0.205	3.789
Q14.2	0.217	0.072	0.975	1.320	0.195	0.063	0.344	3.785
Q16	0.109	0.084	1.135	1.292	0.037	0.047	0.389	4.050
Q17	0.122	0.210	1.164	1.295	0.068	0.181	0.394	4.308
Q18	0.083	0.051	0.942	1.178	0.056	0.050	0.211	3.660
Q19	0.187	0.056	1.028	1.255	0.152	0.053	0.351	3.894
Q35	0.057	0.064	1.057	2.620	0.023	0.058	2.669	2.338
Q37	0.061	0.028	1.193	1.609	0.020	0.034	0.071	5.649
Q38	0.065	0.033	1.230	1.644	0.028	0.040	0.080	5.917
Q40	0.335	0.038	0.810	1.314	0.367	0.087	0.099	3.962

[meg]	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	HCO3	Bilan [%]
Q08	0.187	0.072	1.859	2.384	0.147	0.073	0.427	3.838	0.19
Q11	0.300	0.102	2.230	2.605	0.451	0.105	0.616	3.896	1.63
Q12	0.300	0.107	2.205	2.580	0.457	0.115	0.610	3.894	1.14
Q13	0.326	0.102	2.345	2.899	0.528	0.094	1.093	3.836	1.09
Q14	0.183	0.061	1.933	2.570	0.133	0.065	0.556	3.790	2.20
Q14.1	0.170	0.059	1.884	2.141	0.121	0.066	0.410	3.789	-1.55
Q14.2	0.217	0.072	1.950	2.640	0.195	0.063	0.687	3.785	1.55
Q16	0.109	0.084	2.271	2.585	0.037	0.047	0.779	4.050	1.37
Q17	0.122	0.210	2.328	2.590	0.068	0.181	0.787	4.308	-0.88
Q18	0.083	0.051	1.884	2.355	0.056	0.050	0.423	3.660	2.15
Q19	0.187	0.056	2.057	2.510	0.152	0.053	0.702	3.894	0.09
Q35	0.057	0.064	2.114	5.240	0.023	0.058	5.338	2.338	-1.85
Q37	0.061	0.028	2.386	3.217	0.020	0.034	0.142	5.649	-1.32
Q38	0.065	0.033	2.460	3.288	0.028	0.040	0.160	5.917	-2.50
Q40	0.335	0.038	1.621	2.627	0.367	0.087	0.198	3.962	0.08

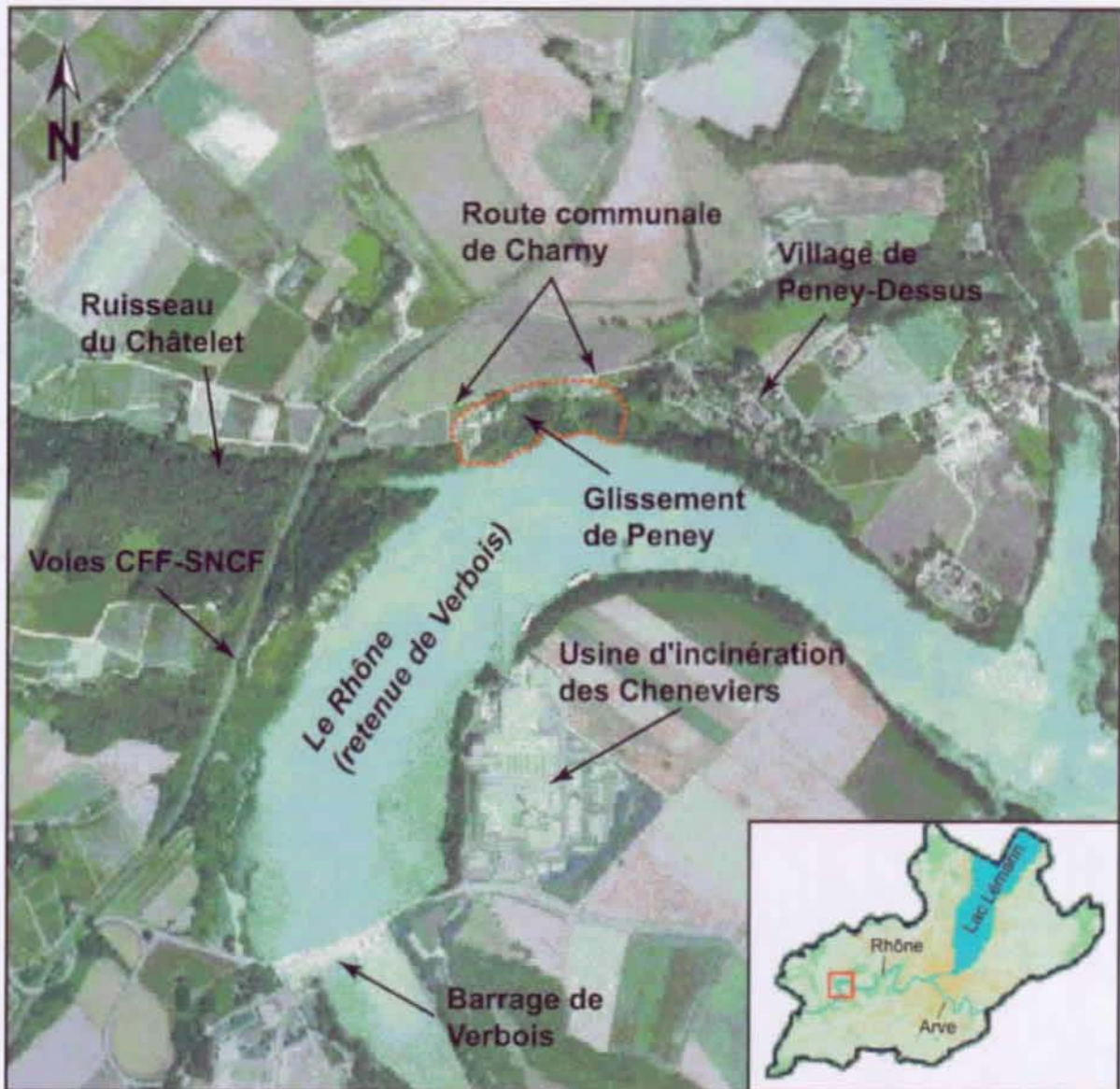
Annexe 6-10: Analyse de la variabilité du magnésium



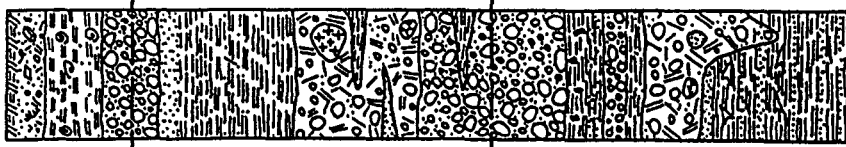
Annexe 6-11: Situation des points suivis pour les analyses isotopiques sur le versant du Triesenberg



Carte de situation du versant de Peney



Annexe 7-02: Classification des sols de la cuvette genevoise (GADZ-SCG, 1993)

CLASSIFICATION DES SOLS GENEVOIS ET PROFIL TYPE DE LA CUVETTE GENEVOISE		PRINCIPE DE NUMEROTATION		
COUPE	PHASE	COUCHE	Npx,y	
			N No de la formation	
			P Phases :	
				x compacité et consistance :
				y phase
				a gravelusc b sableusc c limoneusc d limono-argileusc e argileusc f crayeusc
				1 élevée 1-2 moyenne 2 faible 3 altéré
				dure à très dure ferme tendre à molle
				Terrains récents
				Terrains de couverture, sols actuels (remblais)
				Remblais
				Terrains holocènes
				Eboulis, formations de pente, colluvions, limon de ruissellement
				Alluvions de terrasses
				Dépôts ou vases lacustres, tourbe, craie lacustre
				Terrains glaciaires würmiens
			Formations supraglaciaires de retrait	
			Moraine à cailloux et blocaux alpins	
			Dépôts intramorphiques ou intraformationnels	
			Cailloutis morainiques profonds ou "alluvion ancienne"	
			Terrains attribués à l'interglaciaire Riss-Würm	
			Interglaciaire	
			Terrains glaciaires attribués au Riss	
			Formation de retrait	
			Moraine à cailloux et blocaux alpins	
			Dépôts intramorphiques ou intraformationnels	
			Substratum rocheux molassique	
			Complexe de la Molasse grise du Chattien supérieur	
			Complexe de la Molasse rouge du Chattien inférieur	

Terminologie de cette classification (GADZ-SCG, 1993)

TERMINOLOGIE UTILISEE POUR LES SOLS

CONSISTANCE DES SOLS FINS			COMPACTITE DES SOLS GRANULAIRES			
	qp/qu (kPa)	Cu (kPa)		N von Moos	N SPT	Rd (bars)
Très molle	< 25	< 12,5	Lâche	< 15	< 10	< 35
Molle	25 - 50	12,5 - 25	Moyenne	15 - 80	10 - 30	35 - 100
Tendre	50 - 100	25 - 50	Compacte	60 - 100	30 - 50	100 - 200
Ferme	100 - 200	50 - 100	Très compacte	> 100	> 50	> 200
Dure	200 - 400	100 - 200				
Très dure	>400	>200				

APPLICATION AUX SOLS GENEVOIS					
			4c		4b 4a
6e	6d		6c		6b 6a
7e	7d		7c		
			9c		9b 9a
			11c		
très peu perméable			semi-perméable		perméable

PLASTICITE DES SOLS FINS SELON IP EN %					
IP %	0 - 4	4 - 7	7 - 9	9 - 20	>20
	pas plastique ML	peu plastique CL-ML	assez plastique CL	plastique CL	très plastique CL

Cette systématique ne correspond pas rigoureusement à la terminologie géologique proposée par la norme SNV 670 009 élaborée récemment par l'USPR (VSS). Cette classification génétique est rappelée dans le tableau de la page suivante.

Schématiquement, les principaux chapitres de notre classification locale genevoise s'inscrivent de la manière suivante dans la classification plus générale des sols suisses.

SOLS SUISSES (SN 670 009)	SOLS GENEVOIS (GADZ - SCG)
R	2
C	3d
Af	4a 4b 4c
Ag	6a 6b
Al	5e 5d
As	6c 6d 6e 11c 11d 11e
K	5f
O	3 4 5
Ml	7a 7c 7d 7e
Mf	7c1 7d1 7e1
Ma	7d2 7e2
E	14 ₃ 15 ₃
V	14 ₃ 15 ₃

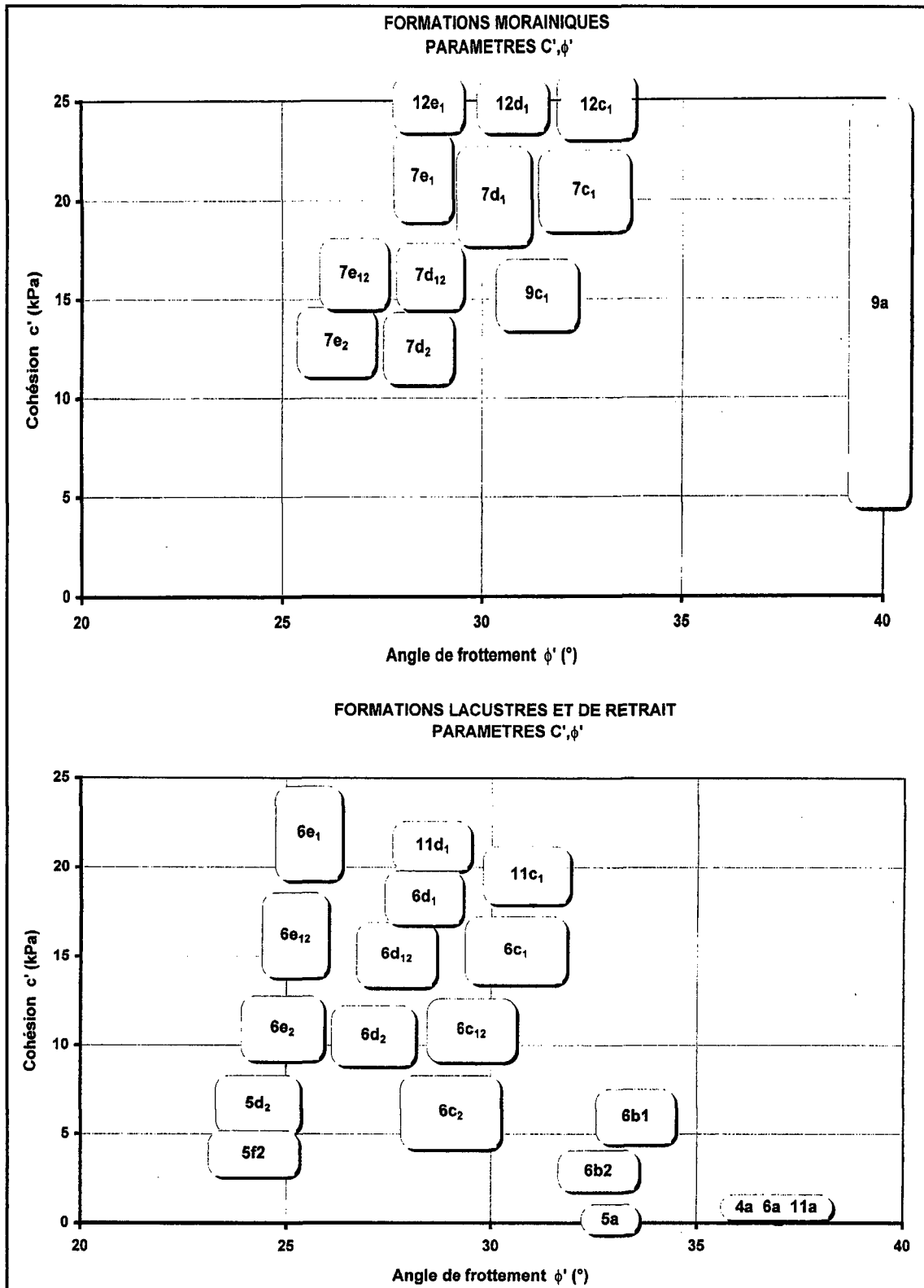
Paramétrisation de cette classification (GADZ-SCG, 1993)

	2	5	10	20	50	100	200	300
COLLUVIONS								
ALLUVIONS TERRASSE					4c ₂	4b	4a	
DEPOTS LACUSTRES		5f ₂	5d ₂	5c ₂	5b	5a		
RETRAIT WURMIEN			6e ₂	6d ₂	6c ₂	6e, 6d, 6c ₁	6b ₁	6a
MORAINES WURMIENNES						7e ₂ 7d ₂	7e ₁ 7d ₁	7c ₁
NIVEAUX INTRAMORAINIQUES						8e ₁₂	8e ₁ 8d ₁ 8c ₁ 8b ₁	8a
CAILLOUTIS MORAIN. PROF.							9c ₁ 9b ₁	9a
INTERGLACIAIRE						10d ₁₂	10e ₁ 10c ₁	
RETRAIT RISSIEN						11e ₁	11d ₁ 11c ₁	11a
MORAINES RISSIENNES							12e ₁ 12d ₁ 12c ₁	

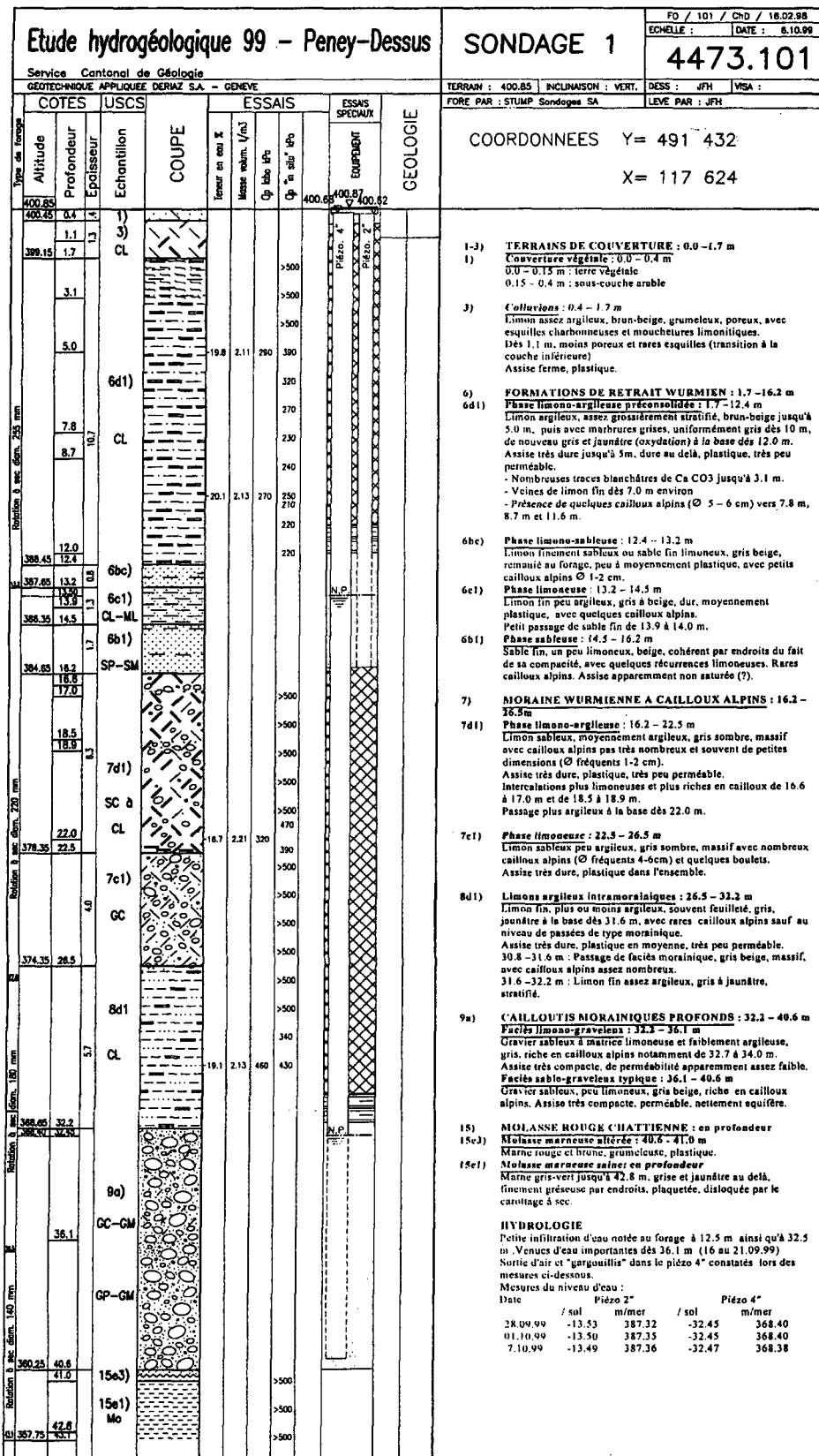
MODULE DE DEFORMATION E (MPa)

MODULES DE DEFORMATIONS
SOLS GENEVOIS

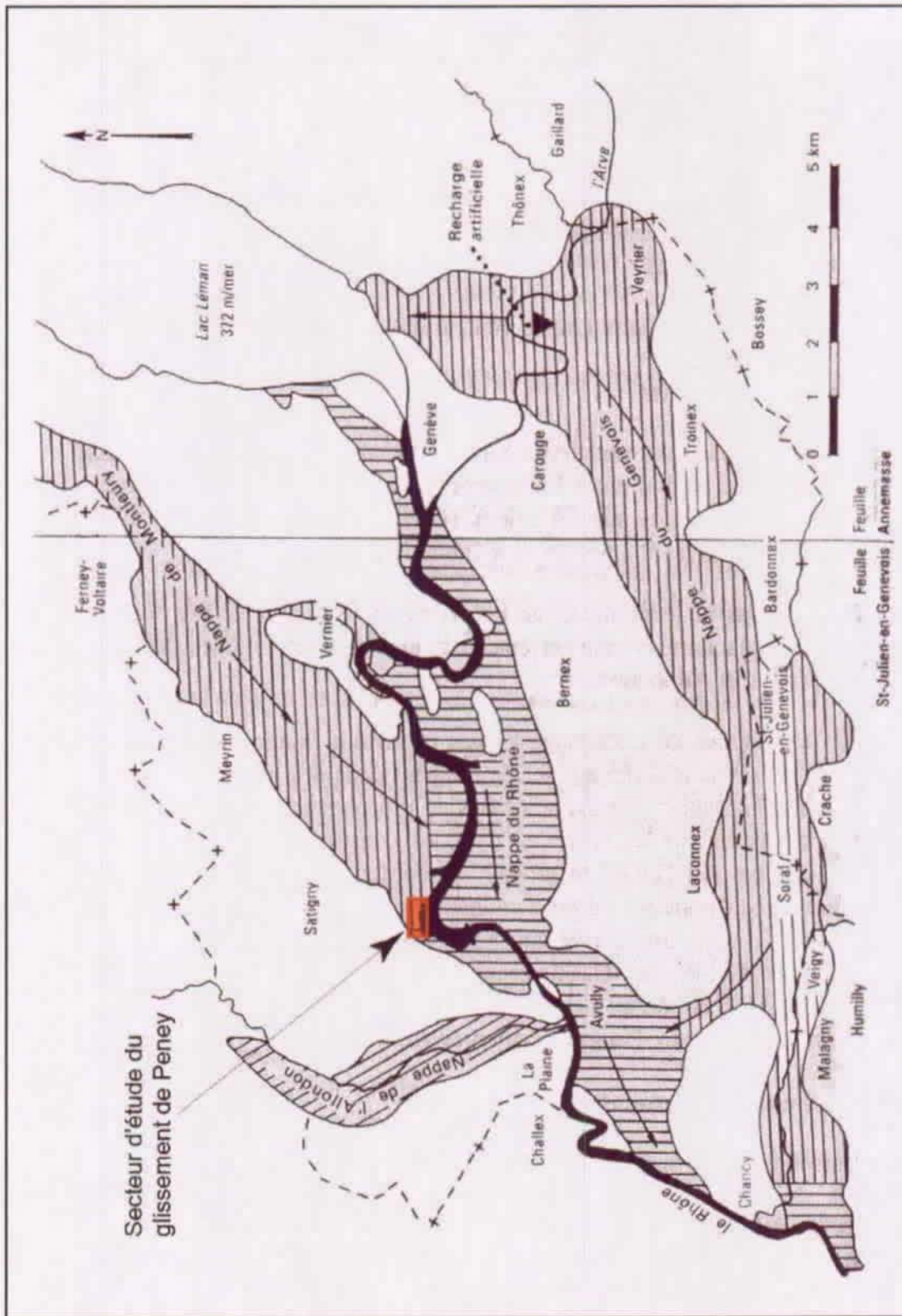
Paramétrisation de cette classification (GADZ-SCG, 1993)



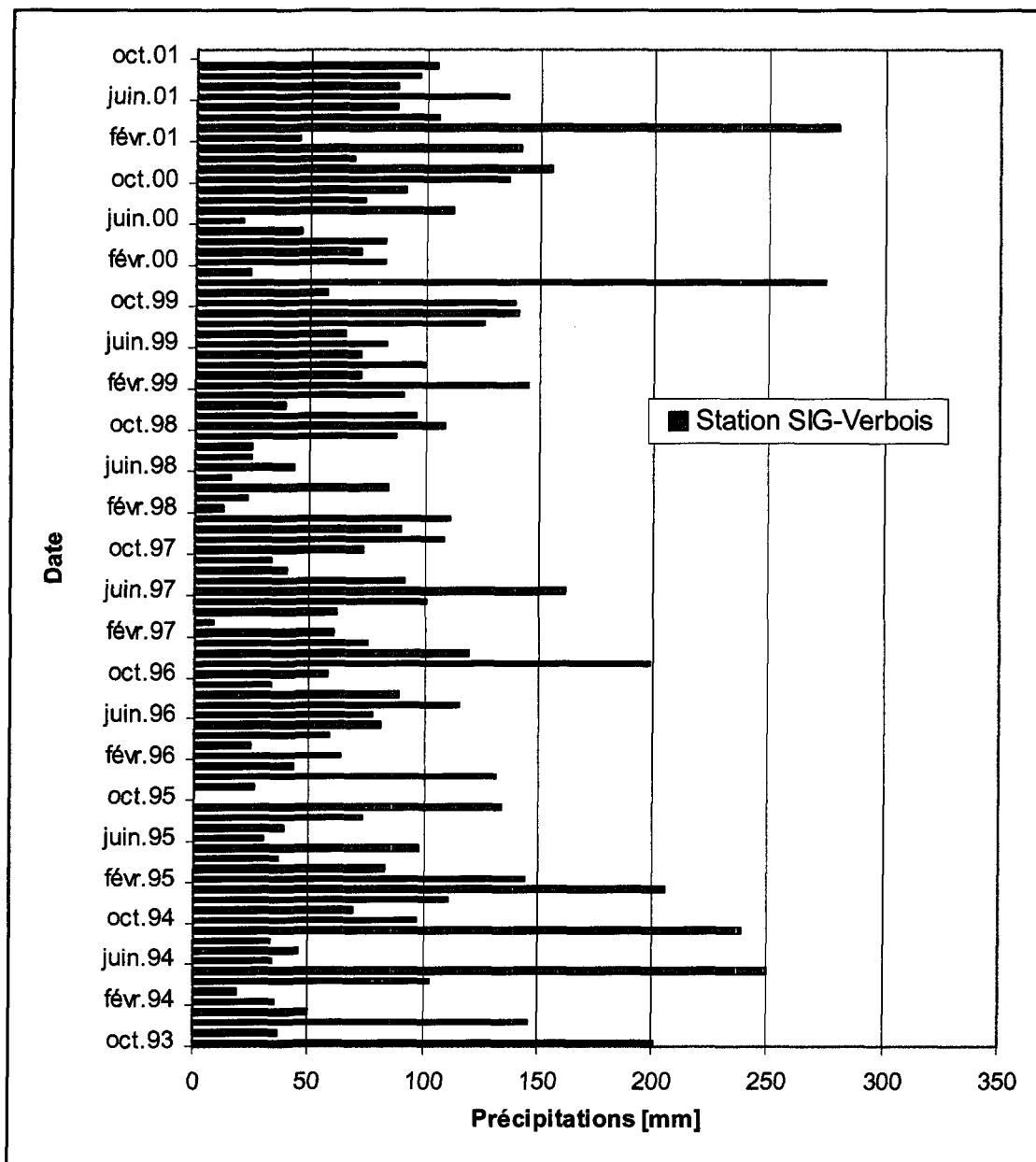
Annexe 7-03: Log du sondage 11424MA situé à l'amont du glissement de Peney



Annexe 7-04: Contexte hydrogéologique du bassin genevois, (d'après Donzeau et al., 1997a).



Annexe 7-05: Distribution mensuelle des précipitations à Verbois



Annexe 7-06: Schéma de principe d'une sonde Orphimedes

Example: Surface water

Principe

A piston pump inside the instrument enclosure generates compressed air, which flows through a dedicated line into the bubble chamber at programmable intervals, where it bubbles out uniformly into the groundwater.

Depending on the groundwater level (h) above the bubble chamber orifice, an air pressure equal to the hydrostatic pressure (g) is established inside the measuring tube.

$$g = p - \rho \cdot h$$

ρ = specific gravity of water
 g = gravitational acceleration m / sec²

Assuming a constant liquid density, there is a linear relationship between the water level to be measured and the air pressure inside the measuring tube. The bubble-line pressure and the barometric pressure are measured concurrently by an absolute pressure measuring cell inside the instrument enclosure. The water level is calculated as the difference between the two signals.

This measuring method prevents a potential zero-point drift of the measuring cell from influencing the accuracy of the instrument.

Accuracy < 1cm
 Resolution = 1 cm

The usage of an absolute pressure measuring cell makes the instrument completely unaffected by humidity and condensation.

The measured values are stored in the integral data logger.

Technical Data

Plastic housing:
 Dimensions: 600 mm x 45 mm dia
 Weight: 1 kg incl. batteries

with integrated

IrDA-Interface
 (Infrared technology):
 For cable free data-transmission

- PC-Standard
- for older notebooks/PCs without integral IrDA-Interface, pluggable interface-adapters are available from OTT MESSTECHNIK or in computer-equipment stores.

LC-Display:
 1-line, 4 1/2 digits, height of figures: 12 mm.

Ring-memory (EEPROM):
 for storage up to 11.200 measured values = 15 months data at 1-hr storage interval adjustable sampling- and storage interval (15 min. ... 24 hr).

Measuring mode:
 Water level readings by Orphimedes can be set to equal dip meter readings or level measurements.

Absolute-pressure measuring-cell:
 Silicon DMS, piezo-resistiv
 Resolution: mm
 Accuracy: better than 1 cm
 Measuring range: 13 m water column
 Measuring Overload: 50 % of measuring range

Mini-compressor:
 Maintenance-free piston pump for compressed air, Statim lubricated, valve-controlled (200.000 working strokes tested = approx. 25 years normal period of operation).

6 V Power supply:
 (4 x 1,5 V standard C-cells R 14)
 for a system operation up to 15 months at hourly measuring-storage interval

- simple battery-change without operation.

Installation rope:

- Serves to lower-down Orphimedes into the well-pipe.

Kevlar rope:
 Age-resistant, for accurate, length-stable positioning of the bubble chamber in groundwater.

Measuring tube (2 parts)
 Consisting of:

- flexible measuring tube (spiral type, 0,6 m length)
- flexible measuring tube (straight type) incl. push-fit connector.

Age-resistant pvc components
 inner-dia: 2 mm
 outer-dia: 4 mm.

Bubble chamber (standard for 1"-dia.)

- Nipple for measuring tube
- Fastening holes for Kevlar core.

Other nominal diameters on request!

Orphimedes installation inside a standard 2"-dia PVC- or steel-protection-pipe incl. bubble chamber for surface water (rivers, canals, reservoirs, ...).
 Fixing (also in a inclined position) at the river bank, concret wall, steel post etc..

Small design details may be changed without notice.

OTT Hydrometrie AG
 Obere Bahnhofstr. 13
 CH - 5507 Mellingen

Tel 056 470 64 34
 Fax 056 491 21 06

Delivery program, e.g.:

Pressure Probes
 Data Loggers
 Data Transmission Units
 Water Level Recorders
 Current Meters

Please ask for free information!



OTT MESSTECHNIK GmbH & Co. KG
 Postfach E1 40 · D-67411 Kempten
 Ludwigstraße 16 · D-67437 Kempten
 Tel. ++49 (0)631 / 56 17-0 · GERMANY
 Fax ++49 (0)631 / 56 17-209
 eMail: info@ott-hydrometrie.de
 http://www.ott-hydrometrie.de

**Annexe 7-07: Synthèse des analyses chimiques pour le site de Peney
(basses eaux, le 26/05/2001).**

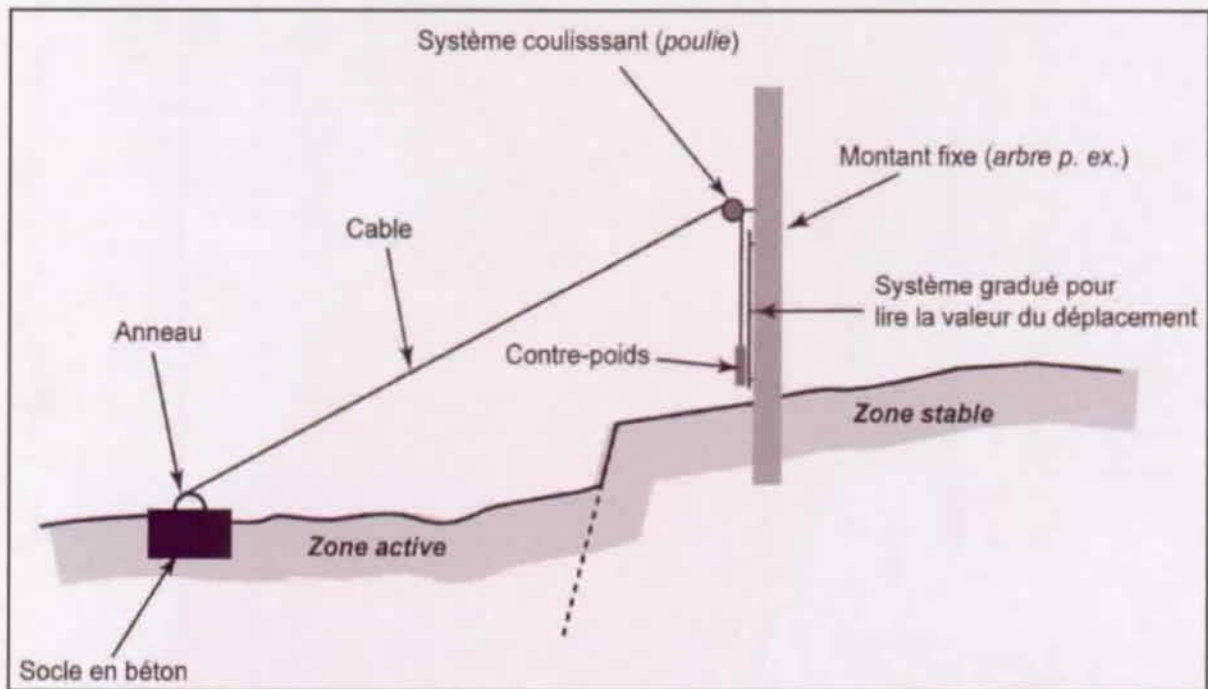
[mg/l]	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	HCO3	
P1	62.5	2.3	119.5	51.9	10.2	0.3	163.2	746.8	
P2	14.4	1.7	59.4	73.7	25.7	5.5	36.8	481.1	
P4	52.3	3.0	106.6	116.6	14.8	0.0	178.6	742.8	
P5	35.8	2.0	101.3	68.5	19.0	0.6	108.5	653.7	
P6	25.3	1.8	64.9	106.7	18.4	0.0	83.0	569.3	
P8	52.3	2.8	114.2	44.0	16.4	1.9	118.9	675.1	
P12	57.3	2.8	75.3	65.6	70.9	2.9	138.4	449.9	
P13	35.0	2.0	93.4	70.8	17.6	0.1	92.2	615.1	
P14	24.1	2.8	87.8	68.2	20.9	0.3	37.8	616.7	
P18	16.0	3.1	75.1	81.4	18.7	0.1	70.2	550.3	

[mmol/l]	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	HCO3	
P1	2.719	0.059	4.916	1.295	0.288	0.005	1.699	12.241	
P2	0.626	0.043	2.443	1.839	0.725	0.089	0.383	7.886	
P4	2.275	0.077	4.385	2.909	0.417	0.000	1.859	12.175	
P5	1.557	0.051	4.167	1.709	0.536	0.010	1.130	10.715	
P6	1.100	0.046	2.670	2.662	0.519	0.000	0.864	9.331	
P8	2.275	0.072	4.698	1.098	0.463	0.031	1.238	11.065	
P12	2.492	0.072	3.097	1.637	2.000	0.047	1.441	7.374	
P13	1.522	0.051	3.842	1.766	0.496	0.002	0.960	10.082	
P14	1.048	0.072	3.612	1.702	0.590	0.005	0.394	10.108	
P18	0.696	0.079	3.089	2.031	0.528	0.002	0.731	9.020	

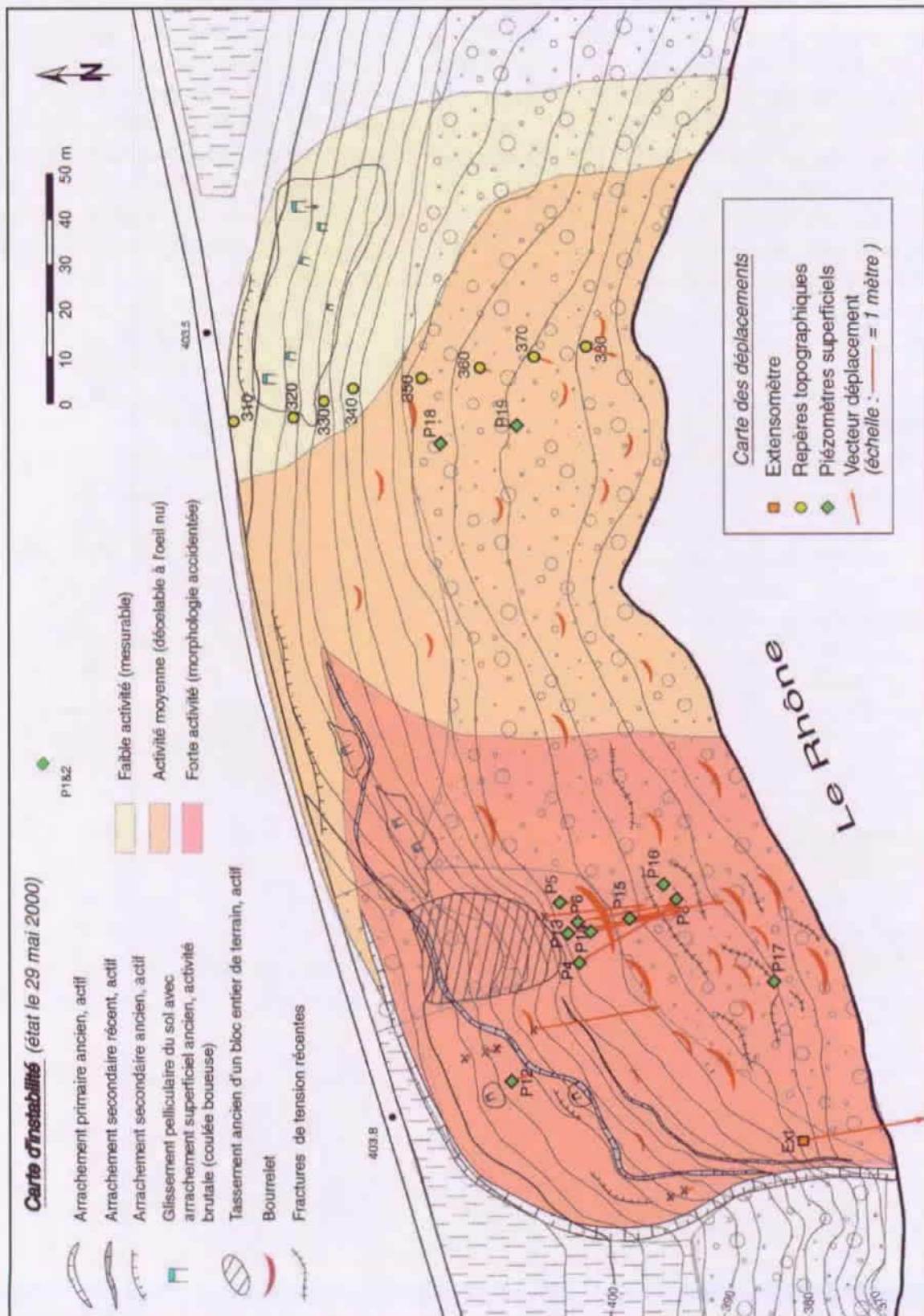
[meq/l]	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	HCO3	Bilan [%]
P1	2.719	0.059	9.831	2.590	0.288	0.005	3.398	12.241	-2.4
P2	0.626	0.043	4.887	3.678	0.725	0.089	0.766	7.886	-1.2
P4	2.275	0.077	8.770	5.818	0.417	0.000	3.719	12.175	1.9
P5	1.557	0.051	8.334	3.418	0.536	0.010	2.259	10.715	-0.6
P6	1.100	0.046	5.339	5.324	0.519	0.000	1.728	9.331	1.0
P8	2.275	0.072	9.395	2.196	0.463	0.031	2.476	11.065	-0.3
P12	2.492	0.072	6.195	3.273	2.000	0.047	2.882	7.374	-1.1
P13	1.522	0.051	7.684	3.533	0.496	0.002	1.920	10.082	1.2
P14	1.048	0.072	7.223	3.403	0.590	0.005	0.787	10.108	1.1
P18	0.696	0.079	6.179	4.062	0.528	0.002	1.462	9.020	0.0

Annexe 7-08: Description de l'extensomètre mis en place sur le glissement de Peney

Cet extensomètre est constitué par deux câbles en acier, reliant un point choisi dans le glissement, matérialisé par un anneau pris dans un socle de béton, et deux points stables situés hors de la zone active. Un système coulissant placé sur les points fixes situés hors du glissement avec un contrepoids installé en bout de câble permet de mesurer les déplacements du terrain. En effet, lors de mouvements du terrain, le socle en béton est déplacé, entraînant avec lui le câble et par conséquent le contrepoids. Il ne reste plus dès lors qu'à mesurer la nouvelle position du contrepoids, par rapport à sa position précédente pour déterminer le déplacement. Le fait de disposer deux câbles pour un point dans le glissement, permet de connaître le déplacement effectif en fonction de son orientation. L'inconvénient majeur de cette technique est la précision de la mesure (1 à 3 centimètres) qui dépend notamment de la distance qui sépare le point fixe du point en mouvement. Pour obtenir une précision optimale, il est nécessaire que la mesure soit toujours relevée par le même opérateur, ce qui a été le cas pour cette étude.



Annexe 7-09: Carte d'instabilité du glissement de Peney avec indication des vecteurs de déplacements mesurés entre le 26 et le 29 mai 2000 (d'après Clément, 2000)



Références bibliographiques des annexes

- ALLEMANN, F. (1985). "Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein, 1:25'000." Herausgeber: Regierung des Fürstentums Liechtenstein, Univ. Bern.
- ALLISON, G.B., BARNES, C.J., HUGHES, M.W. & LEANEY, F.W.J. (1983). "Effects of climate and vegetation on oxygen-18 and deuterium profiles in soils." IAEA-SM 270/20, pp. 105-123.
- BANTON, O., BANGOY, L., CHEVALIER, S., HOUENOU, P., LAFRANCE, P. & RIVARD, C. (1997). "Hydrogéologie, multiscience environnementale des eaux souterraines." Presses de l'Université du Québec, Canada.
- BARNES, C.J. & ALLISON, G.B. (1982). "Interpretation of stable isotope profiles in arid soils." In: Hydrology and Water Resources, Proc. Symp. Melbourne, 1982, Inst. Eng., Canberra, A.C.T.P., 98.
- BEER, C., RAETZO, H. & CARON, C. (1997). "Geologische Untersuchungen, Gefahrenanalyse Rutschgebiet Hohberg-Rohr." Rapport interne, Institut de Géologie et de Paléontologie, UNI-Fribourg, [non publié], 51 p.
- BENSIMON, M. (2001). "Cours d'introduction à la chimie analytique appliquée à l'analyse de l'eau." Polycopié pour le 3ème cycle en géologie de l'ingénieur et de l'environnement, 35 p.
- BENSIMON, M., GABUS, J.H. & PARRIAUX, A. (1991). "Characterisation of natural water using trace elements analysis obtained in a plasma source mass spectrometry." J. trace Microprobe Techn., 9 (2&3), pp. 81-93.
- BENSIMON, M., & PARRIAUX, A. (1990). "Application of inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) to the determination of trace element in water resources." Mém. of the XXI-Ind Congress of IAH, EPF-Lausanne, Part 1, pp. 314-319.
- BERNASCONI, R. (1998). "Ausscheidung der Wasserschutzgebiet fuer die Rheintalseitigen Quellen der Gemeinde Triesenberg." Bericht Nr 1121-01, Bureau Dr R. Bernasconi, 16 p [non publié].
- BERNASCONI, R. (2002). "Tiefbauamt des Fürstentums Liechtenstein. Hangsanierung Triesenberg - Hydrogeologisches Untersuchungen : Markierversuch Vålunatal." Bericht Nr 1124-04, Bureau Dr R. Bernasconi, [in Bearbeitung].
- BERNASCONI, R., TURBERG, P., MÜLLER, I., TULLEN, P. & PARRIAUX, A. (2001). "Investigation of Landslide Area with Radiomagnetotelluric Geophysics : the Case of Triesenberg (Liechtenstein)." Proceeding of the International Conference on Landslides, Davos, June 2001, pp. 239-248.
- BLAVOUX, B. (1978). "Etude du cycle de l'eau au moyen de l'O18 et du Tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée." Thèse de l'Université de Paris 6, France, 333 p.
- BOSSY, F. (1999). "Etude hydrogéologique des glissements de terrain du "Creux de l'Enfer" et de "La Lécherette"." Travail de diplôme. Cycle postgrade interuniversitaire en hydrologie et hydrogéologie, Unine, CHYN, 59 pp.
- BÜCHI, O. (1947). Das "Kaisereggmassif". Beiträge zur Heimatkunde XVIII, p. 61-69.
- BURGMAN, J.O., CALLES, B. & WESTMAN, F. (1987). "Conclusions from a ten year study of oxygen-18 in precipitation and runoff in Sweden." In: Isotope Techniques in Water Resources Development, IAEA Symposium 299, March 1987, Vienna, pp. 579-590.
- CAGNIARD, L. (1953). "Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting." Geophysics, vol. 18, pp. 605-635.
- CAVELIER, C. & POMEROL, C. (1977). "Proposition d'une échelle stratigraphique standard pour le Paléogène." Newsl. Stratigr., 6/1, pp. 56-65.
- CLARK, I. & FRITZ, P. (1997). "Environmental Isotopes in Hydrogeology." Lewis Publishers, 328 p..
- CLEMENT, I. (2000). "Etude géologique et hydrogéologique du glissement de Peney-Dessus (GE)." diplôme post grade en géologie de l'ingénieur et de l'environnement, 55 pp.

- CRAIG, H. (1961). "Isotopic variations in meteoric waters." *Science*, 133, 3465, pp. 1702-1703.
- CSD (1998). "Rutschgebiet Hohberg-Rohr". Hydrologischer Bericht [non publié].
- DOMENICO, P.A. & SCHWARTZ, F.W. (1998). "Physical and Chemical Hydrogeology." John Wiley & Sons, 824 p.
- DONZEAU, M., WERNLI, R., CHAROLLAIS, J. & MONJUVENT, G. (1997a). "Carte géologique de France (1/50'000), feuille Saint-Julien-en Genevois (653)." Orléans: BRGM. Notice explicative par M. Donzeau, R. Wernli, J. Charollais, G. Monjuvent (1997), 144 p..
- DOUGLAS, M. (1997). "Mixing and temporal variations of groundwater inflow at the Con Mine, Yellowknife, Canada: an analogue for a radioactive waste repository." M. Sc. Thesis, Department of Geology, University of Ottawa, Canada, 101 p.
- DOUGLAS, M., CLARK, I.D., RAVEN, K., BOTTOMLEY, D. (1999). "Modelling surface-to-depth flow and mixing with isotopes at the Con Mine, Yellowknife, Canada." *Isotope Techniques in Water Resources Development and Management. Proceedings of a Symposium on isotope hydrology*, 10-14 may 1999, IAEA, 9 p..
- ETCHEVERRY, D. (1999). "Valorisation des méthodes isotopiques pour les problèmes pratiques liés aux eaux souterraines. Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène." Mémoire de diplôme postgrade EPFL-GEOLEP, 126 pp..
- FISCHER, G., SCHNEGG, P.-A., PEGUIRON, M. & LE QUANG, B.V. (1981). "An analytic one-dimensional magnetotelluric-resistivity (RMT-R 12-240 kHz)." *Geophys. J.R. astr. Soc*, 67, pp. 257-278.
- FONTES, J.C. (1976). "Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles." *La Houille blanche*, pp. 205-221.
- GADZ -SCG (1993). "Codification des sols genevois." GEO/MA , Mise à jour en 1997.
- GAT, J.R. & RIETTI-SHATI, M. (1999). "The meteorological vs. the hydrological altitude effect on the isotopic composition of meteoric waters." *Isotope Techniques in Water Resources Development and Management. Proceedings of a Symposium on isotope hydrology*, 10-14 may 1999, IAEA, 5 p.
- GEOLINA, SA (1988). "Quellen Udrischa, Ausscheidung des Schutzzone S". Rapport hydrogéologique, [non publié].
- GEOLINA, SA (1990). "Artesischer Grundwasserträger." Rapport géologique et hydrogéologique, [non publiés].
- GEOLINA, SA (1996). "Verschiedene Berichte zum Kur- und Park-Hotel Schwarzsee." Rapports d'expertises n° 95-124, [non publiés].
- GEOTEST AG. (1999). "Verschiedene Berichte zum Rutschgebiet Hohberg-Rohr." Rapports internes, [non publiés].
- GISIGER, M. (1967). "Géologie de la région Lac Noir - Kaiseregg - Schafberg (Préalpes médianes plastiques de Fribourg et Berne)." *Ecolgae Geologicae Helveticae*, vol. 60/1, pp. 237-349.
- HÖLTING, B. (1992). "Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie." 4. Auflage, Enke Verlag, Stuttgart.
- IORGULESCU, I (1997). "Analyse du comportement hydrogéologique par une approche intégré à l'échelle du bassin versant. Application au bassin versant de la Haute Mentue." Thèse EPF-Lausanne, n° 1613.
- JOUZEL, J. (1986). "Isotopes in cloud physics: multiphase and multistage condensation processes." In: P. Fritz and J.C. Fontes (Eds). *Handbook of environmental isotope Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, II, pp. 61-112.
- LATELTIN, O., BEER, C., RAETZO, H. & CARON, C. (1997). "Instabilités de pente en terrain de flysch et changements climatiques." Rapport final du Programme National de Recherche : Changements climatiques et Catastrophes naturelles. PNR 31, 168 p.

- MARTINI, E. (1971). "Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation." Proc. 2nd plankt. Conf. Roma, pp. 749-785.
- MAZOR, E. (1991). "Applied chemical and isotopic groundwater hydrology." Open University Press, Buckingham.
- MAZOR, E. (1997). "Chemical and isotopic groundwater hydrology : the applied approach." Marcel Dekker, Inc., New-York.
- OFEE : OFFICE FEDERAL DE L'ECONOMIE DES EAUX, / OFAT : OFFICE FEDERAL DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE / OFEFP : OFFICE FEDERAL DE L'ENVIRONNEMENT, DES FORETS ET DU PAYSAGE (1995). "Légende modulable pour la cartographie des phénomènes." Recommandations, Série dangers naturels, OCFIM, 19 p + 18 annexes.
- OFEFP : OFFICE FEDERAL DE L'ENVIRONNEMENT, DES FORETS ET DU PAYSAGE / OFEE : OFFICE FEDERAL DE L'ECONOMIE DES EAUX, / OFAT : OFFICE FEDERAL DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE (1997). "Prise en compte des dangers dus aux mouvements de terrain dans le cadre des activités de l'aménagement du territoire." Recommandations, Série dangers naturels, OCFIM, 42 p.
- OFEG : OFFICE FEDERAL DES EAUX ET DE LA GEOLOGIE (2001). "Mouvements de terrain et cartes de dangers, recommandations et pratiques en Suisse." Cours au Lac Noir, formation post-gra en géologie de l'ingénieur, EPF-Lausanne, 39 p.
- OSWALD, D. & DAPPLES, F. (2001). "Interprétation géologique de la région "Hohberg-Rohr", carte et notice." non publié, Inst. Géol. Univ. Fribourg.
- PARRIAUX, A. & BENSIMON, M. (1990). "Some rules for the design and the management of observation network for groundwater." Mém. of the XXIIInd Congress of IAH, EPF-Lausanne, Part 1, pp. 719-727.
- PARRIAUX, A., ETCHEVERRY, D. & VAUDAN, J. (2001b). Table 6.2 : Isotopes dans le cycle de l'eau." In : Atlas Hydrologique de la Suisse, SHGN, Suisse.
- PEARSON, F., BALDERER, W., LOOSLI, H., LEHMAN, B., MATTER, A., PETERS, T., SCHMASSMANN, H. & GAUTSCHI, A. (1991). "Applied isotope hydrogeology : a case study in northern Switzerland." NAGRA Technical Report 88-01, Baden.
- PHILIPONA & GRÜGGER. (1998). "Rutschung Hohberg-Rohr, Vorprojekt Rutschsanierung." Cartes au 1:10'000, [non publié].
- RAETZO, H. (1997). "Massenbewegungen im Gurnigelflysch und Einfluss der Klimaänderung." Thèse. Université de Fribourg, ed. vdf, Verlag der ETH-Zurich.
- RODHE, A. (1987). "The origins of stream water traced by Oxygen-18." Uppsala Univ., Dept. Phys. Geogr., Div Hydrol., Report Series A 41, 260 p.
- ROZANSKI, K., ARAGUAS-ARAGUAS, L. & GONFIANTINI, R. (1993). "Isotopic patterns in modern global precipitation." In: Swart, P.K. et al. (Eds): Climate Change in Continental Isotopic Record, Geophysical Monograph Series, Washington, 78/1993, pp. 1-36.
- SCHOTTERER, U., STOCKER, T., BURKI, H., HUNZIKER, J., KOZEL, R., GRASSO, D.A. & TRIPET, J.-P. (2000). "Das Schweizer Isotopen-Messnetz - Trends 1992-1999." GWA, 10/2000, pp. 3-11.
- SISSINGH, W. (1977). "Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton." Geol. en Mijnb., 56/1 pp. 37-66.
- TAYLOR, C.B., WILSON, D.D., BROWN, L.J., STEWART, M.K., BURDEN, R.J. & BRAILSFORD, G.W. (1989). "Sources and flow of North Canterbury Plains groundwater, New Zealand." Journal of Hydrology, 106, pp. 311-340.
- TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E. & KEXS, D.A. (1990). "Applied Geophysics." Second edition, Cambridge University Press.
- THIERRIN, J. (1990). "Contribution à l'étude des eaux souterraines de la région de Fribourg, Suisse occidentale." Thèse CHYN, Université de Neuchâtel.

- THIERRIN, J. & MÜLLER, I. (1988). "La méthode VLF-résistivité multifréquence, un exemple d'exploration hydrogéologique dans un synclinal Crétacé à la Brévine." 4ème Coll. d'Hydro. en pays calcaire et en milieu fissuré., Ann. Sci. Univ. Besançon, Mem. HS. 6, pp.17-24.
- TURBERG, P. 1993. Apport de la cartographie radiomagnétotellurique à l'hydrogéologie des milieux fracturés. Thèse de l'Université de Neuchâtel, CHYN, 132 p.
- Van STUIJVENBERG, J. (1979). "Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland)." Matériaux Carte Géol. Suisse, n.s., 151e livraison.
- VUATAZ, F.D. (1981). "Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes." Thèse de l'Université de Genève, 339 p..
- ZIMMERMANN, U., MUNNICH, K.O. & ROETHER, W. (1967). "Downward Movement of Soil Moisture Traced by Means of Hydrogen Isotopes." Isotope Techniques in the Hydrologic Cycle, Geophysical Monograph Series 11, pp. 28-37.

TULLEN Pierre

né le 26 janvier 1972 à Genève
de nationalité belge (permis C), marié

FORMATION

- 1998-2002 Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL)
 Laboratoire de géologie de l'ingénieur et de l'environnement (GEOLEP)
 Thèse de doctorat pour l'obtention du grade de docteur ès Sciences
- 1993-1998 Université de Genève, Faculté des Sciences (UNIGE)
1996-1998 **Diplôme d'Etudes Supérieures d'Ingénieur-Géologue**
1993-1996 **Licence ès Sciences de la Terre**
- 1987-1993 Collège Voltaire, Genève
 Maturité scientifique

EXPÉRIENCES PROFESSIONNELLES

- dès 2002 CSD Ingénieurs Conseils SA - Genève
 Ingénieur géologue
 Etudes et suivi de projets dans les domaines de la géologie, de l'hydrogéologie, des sites pollués, de la géotechnique et de l'environnement.
- 1998-2002 Laboratoire de géologie de l'ingénieur et de l'environnement - EPFL
 Assistant-doctorant
 Travail de doctorat en relation avec le fonctionnement hydrogéologiques des versants instables. Encadrement et enseignement à l'EPFL. Réalisation et coordination de mandats dans les domaines de l'hydrogéologie et de la géologie.
- 1997-1998 Institut de Géologie et Paléontologie (UNIGE)
 Moniteur
 Encadrement et évaluation d'étudiant.
- 1993-1998 Centres de loisirs et maison de quartier
 Moniteur
 Animation avec des enfants et des adolescents. Encadrement et gestion d'activités, d'excursions et de camps.

EXPÉRIENCES EXTRAPROFESSIONNELLES

- 1989-1990 Formation et animation, moniteur Jeunesse et Sport I & II, Excursion Plein-air.
- 1981-1996 Scoutisme, participant et responsable.
- 1994-1997 Répétiteur en mathématique, physique, chimie et biochimie.