

Florence DAPPLES

Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène: influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine.



DÉPARTEMENT DE GÉOSCIENCES – GÉOLOGIE ET PALÉONTOLOGIE
UNIVERSITÉ DE FRIBOURG (SUISSE)

**Instabilités de terrain dans les Préalpes
fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire
et de l'Holocène: influence des changements
climatiques, des fluctuations de la végétation et
de l'activité humaine**

THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)
pour l'obtention du grade de *Doctor rerum naturalium*

Florence DAPPLES

de Lausanne, Suisse

Thèse N° 1395

Acceptée par la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)

sur la proposition de:

Prof. Christian CARON, Université de Fribourg (Suisse)

Dr. Hugo RAETZO, Office Fédéral des Eaux et de la Géologie, Bienne (Suisse)

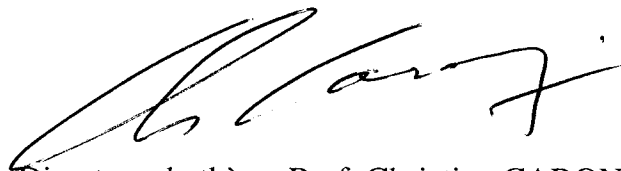
Prof. Hans KIENHOLZ, Université de Berne (Suisse)

Prof. André STRASSER, Université de Fribourg (Suisse)

Fribourg, le 8 novembre 2002



Le Doyen: Prof. Dionys BAERISWYL



Directeur de thèse: Prof. Christian CARON

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	3	3.2.1 Contexte géographique et géologique	30
Abstract	5	3.2.2 Description du glissement	32
Zusammenfassung	7	3.2.3 Description des échantillons et présentation des datations	33
Remerciements	9	3.2.4 Evolution dynamique du glissement durant le Tardiglaciaire et l'Holocène	40
1. INTRODUCTION		3.3 GLISSEMENT DE FALLI HÖLLI	44
1.1 OBJECTIFS ET DÉMARCHES	11	3.3.1 Contexte géographique et géologique	44
1.2 CADRE GÉOGRAPHIQUE	13	3.3.2 Description du glissement	45
1.3 HISTORIQUE	13	3.3.3 Description des échantillons et présentation des datations	46
1.4 TERMINOLOGIE ET DÉFINITIONS	14	3.3.4 Evolution dynamique du glissement durant l'Holocène moyen et supérieur	51
2. MÉTHODES DE DATATION		3.4 GLISSEMENT DE SCHLOSSISBODEN	54
2.1 INTRODUCTION	17	3.4.1 Contexte géographique et géologique	54
2.2 DENDROCHRONOLOGIE	18	3.4.2 Description du glissement	55
2.2.1 Introduction	18	3.4.3 Description des échantillons et présentation des datations	56
2.2.2 Description de la méthode	20	3.4.4 Evolution dynamique du glissement durant l'Holocène	59
2.2.3 Avantages de la méthode	21	3.5 GLISSEMENT DE LA PÜRRENA	62
2.2.4 Limites de la méthode	21	3.5.1 Contexte géographique et géologique	62
2.3 RADIOCARBONE	21	3.5.2 Description du glissement	62
2.3.1 Introduction	21	3.5.3 Description des échantillons et présentation des datations	63
2.3.2 Description des méthodes	22	3.5.4 Evolution dynamique du glissement durant l'Holocène	64
2.3.3 La calibration des âges ^{14}C	23	3.6 GLISSEMENT DE VILLARBENEY	65
2.3.4 Avantages de la méthode	24	3.6.1 Contexte géographique et géologique	65
2.3.5 Limites de la méthode	24	3.6.2 Description du glissement	66
2.4 AUTRES MÉTHODES DE DATATION	25	3.6.3 Description des échantillons et présentation des datations	67
2.4.1 Nuclides cosmogéniques	25	3.6.4 Evolution dynamique du glissement durant l'Holocène	69
2.4.2 Luminescence	26	3.7 SITE DE JAUN	70
2.4.3 Lichénométrie	26	3.8 DATATIONS COMPLÉMENTAIRES PROVENANT DE SITES SUISSES	73
2.4.4 Analyses morphologiques	27	3.8.1 Prättigau	73
2.4.5 Archives et archéologie	28	3.8.2 Gantrisch	77
3. PRÉSENTATION DES SITES D'INSTABILITÉS DE TERRAIN ET DES DATATIONS		3.8.3 Stanserhorn	78
3.1 INTRODUCTION	29	3.8.4 Leimbach	79
3.2 GLISSEMENT DU HOHBERG	30		

4. ACTIVITÉ DES INSTABILITÉS DE TERRAIN EN SUISSE ET EN EUROPE AU COURS DU TARDIGLACIAIRE ET DE L'Holocène

4.1 ACTIVITÉ POSTGLACIAIRE DES INSTABILITÉS DE TERRAIN DANS LE CANTON DE FRIBOURG	81
4.2 ACTIVITÉ POSTGLACIAIRE DES INSTABILITÉS DE TERRAIN EN SUISSE	83
4.2.1 Description ds sites	83
4.2.2 Interprétation	89
4.3 ACTIVITÉ POSTGLACIAIRE DES INSTABILITÉS DE TERRAIN EN EUROPE	90
4.4 DISCUSSION	92

5. SIGNATURES PALÉOENVIRONNEMENTALES DANS LES SÉDIMENTS DU LAC NOIR

5.1 INTRODUCTION	95
5.2 FORAGE CAROTTÉ DU LAC NOIR	96
5.3 ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE DU LAC NOIR	97
5.4 ANALYSES ET RÉSULTATS	98
5.4.1 Diffraction aux rayons X	98
5.4.2 Perte au feu	99
5.4.3 Granulométrie	100
5.4.4 Datation au radiocarbone	100
5.4.5 Palynologie	100
5.4.6 Discussion	102
5.5 ECHANTILLONNAGE DE SURFACE	103
5.6 DISCUSSION	106

6. FACTEURS INFLUENÇANT L'ACTIVITÉ DES INSTABILITÉS DE TERRAIN

6.1 INTRODUCTION	109
6.1.1 Facteurs passifs	109
6.1.2 Facteurs actifs	110
6.2 LE CLIMAT	111
6.2.1 Introduction	111
6.2.2 Origine des variations climatiques	111
6.2.3 Fluctuations climatiques durant le	

Tardiglaciaire et l'Holocène	113
6.2.4 Discussion	118
6.3 LA VÉGÉTATION	120
6.3.1 Introduction	120
6.3.2 Variations de la végétation durant le Tardiglaciaire et l'Holocène	120
6.3.3 Discussion	123
6.4 L'INFLUENCE ANTHROPIQUE	123
6.5 DISCUSSION GÉNÉRALE	125

7. BILAN CRITIQUE

7.1 ACQUISITION D'ÉCHANTILLONS POUR LA DATATION D'INSTABILITÉS DE TERRAIN	129
7.2 DATATION DES ÉCHANTILLONS, CALIBRATION ET CORRECTION DES DONNÉES	131
7.3 INTERPRÉTATION DES DATATIONS EN TERME D'ÉVÉNEMENTS	131
7.4 CHRONOLOGIE DES INSTABILITÉS DE TERRAIN DANS LES PRÉALPES FRIBOURGEOISES AU COURS DU TARDIGLACIAIRE ET DE L'Holocène: CONSTRUCTION ET INTERPRÉTATION	132
7.5 CHRONOLOGIE DES INSTABILITÉS DE TERRAIN À L'ÉCHELLE DE LA SUISSE ET DE L'EUROPE AU COURS DU TARDIGLACIAIRE ET DE L'Holocène	134
7.6 CARACTÉRISATION DES FACTEURS DÉFAVORABLES AFFECTANT LA STABILITÉ DES VERSANTS SUR LE MOYEN ET LE LONG TERME	134

8. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

8.1 CONCLUSIONS	137
8.2 PERSPECTIVES	139

Bibliographie	141
Rapports d'expertises dendrochronologiques	148
Rapports géologiques et géotechniques	148
Planches	149
Curriculum vitae	158

RÉSUMÉ

L'accroissement des fréquences et de l'impact de processus d'instabilités de terrain tels que des coulées de boue, laves torrentielles, glissements de terrain ou éboulements, au cours de la dernière décennie, a démontré la nécessité de mieux connaître les causes et la dynamique de ces processus. Ce travail de recherche s'inscrit dans une démarche visant à préciser les relations complexes ayant existé, au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, entre l'occurrence de phénomènes instables et les fluctuations de paramètres externes défavorables, tels que le climat, la végétation ou encore l'influence anthropique. Diverses méthodes ont été appliquées dans le but de collecter des données relatives à l'activité des instabilités de terrain d'une part, et des précisions quant aux fluctuations des conditions paléoenvironnementales d'autre part.

Six sites d'étude, localisés dans les Préalpes fribourgeoises, ont permis d'établir de riches données sur l'activité des instabilités de terrain depuis le retrait glaciaire. Il s'agit des localités du Hohberg, de Falli Hölli, de Schlossisboden et de la Pürrena, situées à proximité du Lac Noir, et des localités de Villarbeney et de Jaun. Sur chaque site, une prospection a été réalisée afin de collecter des échantillons de bois préservés à l'intérieur de masses instables. Au total, 69 échantillons ont pu être datés sur l'ensemble des sites, avec toutefois une majorité de datations provenant des localités du Hohberg, de Falli Hölli et de Schlossisboden. Deux méthodes de datation ont été appliquées sur les échantillons, en fonction du volume et de l'état de préservation des bois collectés. Il s'agit de la dendrochronologie, réalisée sur des troncs bien préservés et exposant des séquences de cernes suffisamment longues, et de la datation au radiocarbone, effectuée sur les échantillons ne pouvant convenir à une analyse dendrochronologique. Une série inédite de 69 datations associées à des processus d'instabilités de terrain

a ainsi pu être établie pour les Préalpes fribourgeoises. L'interprétation de chaque datation en terme d'événement d'instabilité a permis de mettre en évidence l'existence de phénomènes récurrents de coulées de boue, laves torrentielles et glissements de terrain sur les versants étudiés au fil des siècles et millénaires passés. La morphologie et le paysage actuels des sites se sont mis en place par la succession de multiples événements instables au cours des derniers 15'000 ans. Les sites restent toutefois soumis à de constantes modifications liées à l'existence de phénomènes d'instabilités de terrain actuels.

La mise en commun de toutes les datations réalisées sur les sites d'étude permet de définir une chronologie de l'activité des instabilités de terrain durant le Tardiglaciaire et l'Holocène. En effet, la distribution des événements instables au cours du temps n'est pas homogène. Elle détermine de nettes concentrations d'activité durant certaines périodes, tandis que d'autres intervalles de temps sont caractérisés par des absences ou des fréquences très basses de mouvements de terrain. Quatre périodes d'activité élevée des instabilités de terrain ont pu être définies. Il s'agit des intervalles de temps suivants: 11000-10250, 6250-4800, 3600-2100 et 1700-300 cal BP. Cette chronologie d'événements instables dans les Préalpes fribourgeoises constitue une base de données unique et de haute qualité, en raison du nombre élevé de données qu'elle intègre, et de la grande distribution temporelle concernée.

Ce travail a également permis d'accroître les connaissances sur l'activité des mouvements de terrain à l'échelle de la Suisse. En effet, de nouvelles datations provenant de sites suisses ont pu être mises en parallèle avec des données existantes, afin de définir une nouvelle chronologie des instabilités de terrain pour

l'ensemble du territoire suisse. Cinq périodes de haute fréquence d'activité des mouvements de terrain sont ainsi proposées, dont les quatre plus récentes correspondent de manière synchrone avec les données des Préalpes fribourgeoises. Il s'agit des cinq intervalles de temps suivants: 14000-13000, 11600-10200, 7000-4800, 3800-2100 et 1900-150 cal BP. Ces résultats démontrent l'existence de mouvements de terrain dès le retrait glaciaire, puis au début de l'Holocène suite à la brève récurrence glaciaire du Dryas Récent, et finalement au cours de l'Holocène moyen et supérieur.

Parallèlement à l'acquisition de données d'instabilités de terrain, nous avons également voulu préciser la nature des facteurs pouvant influencer de manière défavorable la stabilité des versants préalpins. Nous avons ainsi cherché à obtenir des informations paléoenvironnementales locales, pouvant être comparées avec les données d'instabilités de terrain établies pour les Préalpes fribourgeoises. L'exécution d'un forage dans les sédiments du Lac Noir (Schwarzsee) a révélé de riches informations sur l'évolution du couvert végétal et du contexte érosif des versants aux environs du lac, ainsi que sur la dynamique de peuplement. La situation géographique du lac, à proximité des principaux sites d'instabilités, a permis d'effectuer des comparaisons locales entre les enregistrements de mouvements de terrain et l'évolution de paramètres environnementaux. Des analyses palynologiques, sédimentologiques et minéralogiques, réalisées sur les sédiments lacustres, ont permis d'établir des corrélations synchrones entre des périodes de fréquences élevées d'instabilités de terrain et des phases de réduction des surfaces boisées. L'augmentation de la déforestation dès 3650 cal BP, liée à l'activité anthropique, coïncide en effet avec une croissance de la fréquence des mouvements de terrain. L'impact important de la couverture végétale sur la stabilité des versants a ainsi pu être démontré à l'échelle des Préalpes fribourgeoises. De plus,

l'histoire du Lac Noir a pu être précisée, puisqu'il a été possible d'attribuer un âge d'environ 6100 cal BP à l'origine du lac. Celui-ci a donc été créé bien après le retrait glaciaire de la vallée de la Singine, par l'intermédiaire de mouvements de terrain majeurs, probablement associés au site de Schlossisboden, ayant engendré la fermeture de la vallée et la création du Lac Noir.

Hormis l'influence notoire des fluctuations de la végétation et des sociétés humaines sur la stabilité des versants, le principal contrôle de l'activité des instabilités de terrain est réalisé par le climat ou plus précisément les changements climatiques. La comparaison entre les chronologies d'instabilités de terrain fribourgeoises et suisses et des enregistrements paléoclimatiques relevés dans la littérature mettent en évidence une très bonne correspondance, tout au long du Tardiglaciaire et de l'Holocène, entre des périodes de fréquences élevées d'instabilités de terrain et des phases de détérioration du climat. Ces détériorations climatiques, défavorables à la stabilité des versants, sont caractérisées par des conditions plus humides et plus froides. Ces observations permettent de considérer le climat comme facteur défavorable de premier ordre. Les données traitées dans ce travail, associées à des échelles de moyen et long termes, permettent ainsi de confirmer le rôle majeur joué par le climat dans les systèmes d'instabilités de terrain. De plus, un impact secondaire mais toutefois significatif, généré par les fluctuations de la végétation, a pu être démontré à l'échelle des Préalpes fribourgeoises. Les changements du couvert végétal sont associés aux oscillations du climat d'une part, mais également au développement de sociétés humaines. L'influence anthropique peut ainsi être considérée comme un facteur défavorable indirect mais important, dans la mesure où elle contrôle la stabilité des versants alpins et préalpins par l'intermédiaire de l'utilisation du sol.

Mots-clés: instabilités de terrain, datations ^{14}C , dendrochronologie, paléoclimat, Tardiglaciaire et Holocène, Préalpes fribourgeoises

ABSTRACT

Slope instabilities such as mudflows, debris flows or landslides have lately raised much concern in Switzerland, since various major events have occurred during the last decade, resulting in major landscape disturbances, as well as costly damage to infrastructure. This demonstrated the necessity to better understand the causes and dynamics of such processes. This research work aims at defining the complex relationships that prevailed, during the Late Glacial and the Holocene, between the occurrence of mass movements and the fluctuation of external parameters such as climate, vegetation, and anthropogenic impact. Various methods were carried out in order to collect data related to slope instabilities on one hand, and to constrain the fluctuations of paleoenvironmental conditions on the other hand.

The six following sites, located in the Fribourg Prealps, provided rich data on slope instabilities since glacier retreat: Hohberg, Falli Hölli, Schlossisboden, Pürrena, Villarbeney, and Jaun. Prospecting was accomplished on each site, in order to collect fossil wood buried and preserved within unstable slopes. 69 wood samples were dated by two methods, according to sample volumes and preservation. Dendrochronology was applied on well preserved trunks exposing long enough tree-ring sequences, while radiocarbon dating was carried out on samples that could not be used for dendrochronological analysis. This led to the creation of a 69-data series associated with instability processes in the Fribourg Prealps. Considering each date as an unstable event gave evidence of the existence of recurrent phenomena such as mudflows, debris flows, and landslides during the past centuries and millennia. The present morphology and landscape of all sites are the result of a succession of such instability processes over the past 15'000 cal years. However, prealpine

slopes are still affected by continuous modifications, related to present slope instabilities.

The sum of the 69 dates generates an event chronology reflecting the activity of mass movements during the Late Glacial and the Holocene. The distribution of instability events through time is heterogeneous. Distinct clusters of dates appear during specific periods of time, while a lack or a very low frequency of events characterizes other time intervals. Four periods of increased slope instability could be defined: 11000-10250, 6250-4800, 3600-2100 and 1700-300 cal years BP. This chronology can be considered as a unique and high-quality database in Switzerland and in Europe, since it contains a large amount of data and is associated with a large time interval covering the past 15'000 cal years.

This work also leads to a better knowledge of past activity of unstable slopes in Switzerland. New original data arising from Swiss study sites, coupled with existing published results, define a new chronology of past mass movements, concerning the whole Swiss territory. Five periods characterized by increased frequencies of slope instability are distributed during the Late Glacial and the Holocene, among which the four most recent ones correspond with the Fribourg Prealps data. The five periods are: 14000-13000, 11600-10200, 7000-4800, 3800-2100 and 1900-150 cal years BP. These results give evidence of early mass movements occurring shortly after glacier retreat, as well as following the short-lived Younger Dryas glaciation.

Parallel to the acquisition of data and chronologies related to slope instabilities, we also specify the nature of controlling factors that affected prealpine

and alpine slope stabilities during the Late Glacial and the Holocene. We performed investigations in order to constrain local paleoenvironmental parameters that are correlated with the slope instability records of the Fribourg Prealps. A 13m-long core was drilled in the Lac Noir (Schwarzsee) sediments. Palynological, sedimentological and mineralogical analyses were carried out on the lacustrine sediments and revealed information about the evolution of the vegetation cover and erosive context of the lake's surrounding slopes. The location of Lac Noir close to the main instability study sites allowed comparisons between the chronology of mass movements and the fluctuation of environmental parameters. Correlations could be established between periods of increased slope instability and periods associated with a reduction of wooded areas. The increase of forest clearing, starting at 3650 cal BP and related to anthropogenic activity, coincides with the beginning of enhanced frequencies of mass movements. The major influence of vegetation cover on slope stability could thus be demonstrated, at the scale of the Fribourg Prealps. Moreover, the history of the Lac Noir could be constrained and an age of about 6100 cal years BP is proposed. This result proves that Lac Noir was created long after the glaciers retreated from the Singine valley. The lake's creation most probably resulted from major mass movements forming a dam that occurred during the mid-Holocene on the Schlossisboden site, located on the northern shore of the lake.

Besides the significant influence of vegetation fluctuations and human settlements on slope stability, the major factor controlling the activity of mass movements through time is climate, or more specifically climatic changes. The comparison between Fribourg and Swiss chronologies of slope instabilities and paleoclimatic records presented in published studies gives evidence of a very close correspondance between periods of high frequencies of mass movements and periods of climate deterioration. Such deteriorations, deeply affecting slope stability, are characterized by more humid and cold conditions. Such observations allow to considerate climate as the most important controlling factor of instability phenomena. All data and interpretations presented in this research confirm the major role attributed to climate in the various processes of slope instability. Moreover, the fluctuations of vegetation can be considered as secondary controlling factors of slope instabilities in the Fribourg Prealps during Late Glacial and the Holocene. The oscillations of vegetation cover are not only associated with climate changes, but also with the development of human settlements. The anthropogenic influence can, therefore, be considered as an indirect but significant controlling factor of prealpine and alpine slope instability, since man affects slope stability and erosion processes by imposing continuous disturbances due to agriculture and landuse.

Keywords: slope instabilities, ¹⁴C-datings, dendrochronology, paleoclimate, Late Glacial and Holocene, Fribourg Prealps

ZUSAMMENFASSUNG

Im vergangenen Jahrzehnt verursachte eine Häufung von Hanginstabilitäten in Form von Muren, Hangrutschung und Felsstürzen verheerende finanzielle und substanzielle Schäden an Nutzfläche und Infrastruktur in verschiedenen Regionen der Schweiz. Seither wird zunehmend erkannt, wie wichtig es ist, die kurz- und langfristigen Ursachen und Auslösemechanismen dieser Ereignisse zu verstehen. Ziel dieser Arbeit ist es, die komplexen Zusammenhänge zwischen dem Auftreten von Hangbewegungen und externen Parametern wie Klima, Vegetation und menschliche Einflüsse vom Spätglazial bis ins Holozän aufzuzeigen und zu analysieren. Dabei wurde ein breites Spektrum von Methoden angewandt, um Daten über fossile Hangbewegungen zu sammeln, und um die Änderungen der nahezeitlichen Umweltbedingungen möglichst präzise nachvollziehen zu können.

Die Untersuchung von sechs ausgesuchten Lokalitäten in den Freiburger Voralpen (Hohberg, Falli Hölli, Schlossboden, Pürrena, Villarbeney und Jaun) lieferte sehr detaillierte Informationen über die regionale Aktivität von Hangbewegungen seit dem Spätglazial. Jede Lokalität wurde zunächst prospektiert, um fossiles Holz zu sammeln, das im Rutschungskörper konserviert wurde. Je nach Probenvolumen und Erhaltungsgrad wurden die so gewonnenen 69 Holzproben mit zwei verschiedenen Methoden datiert. An gut erhaltenen Baumstämmen, die eine Jahresringabfolge von ausreichender Länge aufwiesen, wurde eine dendrochronologische Altersbestimmung durchgeführt. Liess der Zustand der Probe dies nicht zu, wurde auf die Radiokarbonmethode zurückgegriffen. Auf diese Weise konnte eine Serie von 69 Datierungen mit fossilen Hangrutschen in den Freiburger Voralpen in Zusammenhang gebracht werden. Interpretiert man die Datierungen als

rutschaktive Perioden, so ergibt sich ein Bild der zeitlichen Verteilung der Aktivität von Murgängen und Hangrutschen im Verlauf der letzten Jahrhunderte und Jahrtausende. Die Morphologie und das heutige Landschaftsbild der untersuchten Lokalitäten resultieren aus der wiederholten (Re)Aktivierung/Desaktivierung der Rutschungen im Verlauf der letzten 15000 Jahre, unterliegen aber bis zum heutigen Tage andauernder Veränderung durch rezente Hangbewegungen.

Durch die Zusammenstellung aller 69 Datierungen ergibt sich eine Chronologie, welche die Aktivität der Hangbewegungen in den Freiburger Voralpen vom Spätglazial bis ins Holozän widerspiegelt. Die Verteilung der Ereignisse ist nicht homogen. Perioden hoher Aktivität wechseln sich mit Ruhepausen, bzw. Perioden sehr geringer Aktivität ab. Vier Perioden hoher Rutschungsaktivität können für das Untersuchungsgebiet definiert werden: 11000-10250, 6250-4800, 3600-2100 und 1700-300 cal BP. Diese Ereignischronologie stellt einen präzisen und für die Schweiz und Europa einzigartigen Datensatz dar, da ein langer Zeitabschnitt mit einer hohen Datendichte abgedeckt wird.

Diese Arbeit liefert zugleich auch neue Erkenntnisse über Aktivitätsperioden instabiler Hänge in überregionalem Masstab. Der Vergleich der neu gewonnenen Daten mit Daten aus der Literatur führte zu einer aktualisierten Chronologie der fossilen Hangbewegungen in der gesamten Schweiz. Fünf Perioden erhöhter Rutschungsaktivität werden vorgeschlagen: 14000-13000, 11600-10200, 7000-4800, 3800-2100 und 1900-150 cal BP, wobei die jüngeren vier Phasen mit denen aus den Freiburger Voralpen übereinstimmen. Diese Zahlen belegen verstärkte Hangbewegungen jeweils kurz nach einem

Rückzug der Gletscher – am Ende der letzten Eiszeit und nach dem kurzen Gletschervorstoss der jüngeren Dryas, sowie weitere Hangbewegungen im mittleren und oberen Holozän.

Im zweiten Teil dieser Arbeit werden die Faktoren näher bestimmt, welche die Stabilität der voralpinen Hänge während des Spätglazials und Holozäns kontrollierten. Dazu wurden mittels einer Kernbohrung in den Sedimenten des Schwarzsees (Lac Noir) Daten, welche Änderungen der Umweltbedingungen belegen, gesammelt und mit der Chronologie der Perioden hoher Rutschungsaktivität in den Freiburger Voralpen verglichen. Die durchgeführten palynologischen, sedimentologischen und mineralogischen Analysen lieferten wichtige Erkenntnisse über die Entwicklung der Vegetation, das Erosionsmuster im Einzugsgebiet des Sees, sowie die Siedlungsdynamik der Region. Die Lage des Sees in unmittelbarer Nähe des Hauptuntersuchungsgebiets erlaubt dabei den direkten Vergleich von zeitlichem Ablauf der Rutschungsgeschichte und Änderungen der Umweltbedingungen in kleinräumlichen Masstab. Es lässt sich eine gute Übereinstimmung zwischen Perioden der Reduktion der Waldfläche und Perioden erhöhter Rutschungsaktivität beobachten. So fällt z.B. die verstärkte Abholzung durch Siedler ab 3650 cal BP mit dem Beginn der lokalen Aktivitätsperiode von 3600-2100 cal BP zusammen. Der grosse Einfluss der Vegetationsdecke auf die Hangstabilität kann somit für das Beispiel der Freiburger Voralpen belegt werden. Ferner ergeben sich neue Erkenntnisse über das Alter

des Schwarzsees. Die Datierung der Seentstehung auf 6100 cal BP zeigt, dass sich das Gewässer lange nachdem sich die eiszeitlichen Gletscher aus dem Tal der Sense zurückgezogen hatten vom Fuss einer grossen Rutschung aufgestaut wurde, die wahrscheinlich zum Schlossisboden-Rutschungssystem am Nordufer des Sees gehört.

Noch vor dem signifikanten Einfluss von Vegetationsveränderungen und menschlicher Aktivität auf die Hangstabilität ist das Klima, bzw. Klimaveränderung der entscheidende Faktor. Der Vergleich der hier für den Raum Freiburg entwickelten Rutschungschronologie und Umweltveränderungen mit Literaturdaten aus der restlichen Schweiz zeigt vom Spätglazial bis ins Holozän einen sehr engen Zusammenhang zwischen Perioden erhöhter Rutschungsaktivität und Klimawechsels hin zu humideren und kälteren Verhältnissen. Diese Beobachtungen legen nahe, das Klima als den wichtigsten Steuerungsfaktor für Hanginstabilitäten anzusehen. Alle zusammengetragenen Daten und Interpretationen bestätigen den grossen Einfluss des Klimas auf das System Hangrutschung. Der zweite wichtige Faktor, Veränderungen der Vegetationsdecke, kann am Beispiel der Freiburger Voralpen belegt werden, wobei die Vegetation sowohl vom Klima, als auch vom Menschen direkt beeinflusst wird. Der menschliche Einfluss, d.h. Rodung und Landnutzung, kann also als indirekter, aber signifikanter Steuerungsfaktor für die Destabilisierung von Hängen aufgefasst werden.

Schlüsselwörter: Hanginstabilitäten, ¹⁴C-Datierungen, Dendrochronologie, Paläoklima, Spätglazial und Holozän, Freiburger Voralpen

REMERCIEMENTS

A l'issue de ce travail de thèse, je tiens à remercier toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont participé à la concrétisation de ces recherches sur les instabilités de terrain ancestrales des Préalpes fribourgeoises. La réalisation de ce travail m'a donné la chance de rencontrer et de collaborer avec une multitude de personnes que j'espère ne pas oublier ci-dessous.

Je tiens tout d'abord à exprimer toute ma gratitude au Prof. Christian Caron, mon directeur de thèse, pour m'avoir offert la possibilité d'effectuer ces recherches dans le domaine de la géologie appliquée et de m'avoir ainsi permis de prolonger mon séjour fribourgeois ô combien apprécié. Les nombreuses analyses présentées dans ce travail ont pu être réalisées grâce à une recherche de financements continue et prospère de sa part. Un tout grand merci pour son soutien et son amitié.

Le Dr. Hugo Raetzo, également connu sous le nom de "Turbo Slide de la Singine", a apporté un soutien constant, un intérêt inaltérable et une aide fort précieuse tout au long de ces quatre années de thèse. Les nombreuses discussions sur les thèmes "calibré ou non calibré", "cold-humid ou warm-humid" ou "coulée ou glissement ?" ont permis de faire avancer les idées et d'établir une riche amitié. Il m'a offert de nombreuses possibilités de côtoyer le monde de la géologie appliquée, avec notamment une participation à une mission d'expertise dans les montagnes du Pamir, au Tadjikistan, qui restera pour moi une expérience formidable et un très grand souvenir. Merci infiniment !

Je remercie le Prof. Hans Kienholz, de l'Institut de Géographie de l'Université de Berne, pour avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse, malgré un emploi du temps fort chargé. M'étant toujours sentie

partagée entre le monde de la géologie et celui de la géographie, c'est un réel plaisir de pouvoir ainsi discuter de mon travail avec un expert en géomorphologie et dangers naturels.

Je remercie également chaleureusement le Prof. André Strasser, qui participa activement à l'élaboration du concept de cette thèse et qui encouragea la réalisation d'un forage au Lac Noir.

J'ai eu la chance de pouvoir réaliser ce travail de thèse conjointement avec mon collègue et ami Daniel Oswald. Travaillant sur des thèmes complémentaires, nous avons très souvent pu discuter et échanger nos idées quant à nos recherches en cours, et partager les moments de doute et les difficultés inhérentes à tout travail de recherche. Un grand merci à Daniel et bonne chance pour la suite ! Labachan !

Les riches données présentées dans ce travail ont pu être établies grâce à la collaboration de nombreux bureaux privés, impliqués sur des sites d'instabilités. Une grande partie des bois fossiles analysés ont en effet pu être prélevés lors de la réalisation de travaux d'assainissement ou d'investigation sur des glissements de terrain, grâce au contact fructueux avec les personnes responsables des travaux. Un grand merci donc aux bureaux suivants et à leurs collaborateurs: GEOTEST (Fribourg et Zollikofen), Géolina (Fribourg), ABA-GEOL (Fribourg), Alfred Briel (Fribourg), Büro Philipona & Brügger (Plaffeien), Büro für Technische Geologie (T. Lardelli, Chur), Geotechnisches Institut (P. Zwahlen, Spiez), Dr. von Moos (R. Rey, Zürich), Franz Becker (Office de la Protection de l'Environnement, Fribourg).

Les datations par dendrochronologie ont été réalisées par le Laboratoire Romand de Dendrochronolo-

gie de Moudon (Vaud). Je tiens à remercier tous les collaborateurs du bureau pour leur accueil chaleureux, et en particulier Jean-Pierre Hurni, qui a toujours pris le temps de discuter avec intérêt des bois des glissements fribourgeois, malgré les difficultés d'analyses de ces bois tout sauf symétriques. Je remercie également les membres du Laboratoire de Radiocarbonate de l'Institut de Physique de l'Université de Berne, pour les nombreuses datations effectuées avec qualité et les bons contacts entretenus depuis quatre ans.

La réalisation d'un forage au Lac Noir m'a permis de collaborer de manière multidisciplinaire avec l'Institut de Géobotanique de l'Université de Berne. J'ai eu la chance de pouvoir travailler avec le Prof. André F. Lotter (Utrecht, Pays-bas), qui m'a apporté son soutien et son aide pour réaliser ce forage et mettre en valeur les résultats obtenus sous la forme d'une publication commune. Je le remercie chaleureusement. Diverses personnes sont venues nous prêter main forte lors des travaux de carottage sur le Lac Noir: Willi Tanner (Université de Berne), Daniel Oswald, Grégory Barboni, Jacques Maradan et Cédric Schaltegger (Université de Fribourg). Les multiples analyses des sédiments lacustres ont pu être effectuées grâce à l'aide des personnes suivantes: Jacqueline van Leeuwen et Pim van der Knaap (Université de Berne), Sophia Dimitriadis (Université de Canberra, Australie), Michael Sturm et Aloïs Zwyssig (EAWAG), Gilbert Steinmann (Ecole d'Ingénieurs de Fribourg), Thierry Adatte (Université de Neuchâtel), Jeanne Bonzon, Anna Lepora et Folco Giacomini (Université de Fribourg). Un tout grand merci à toutes ces personnes pour leur collaboration enthousiaste et leur disponibilité !

Ce travail de thèse doit en grande partie son existence aux soutiens financiers ayant permis d'effectuer les nombreuses datations de bois fossiles. Je remercie particulièrement l'Etablissement Cantonal d'Assurance des Bâtiments (ECAB, Fribourg) et son directeur, M. Pierre Ecoffey, ainsi que l'Office Fédéral des Eaux et de la Géologie (Bienne-Berne) pour le soutien et l'intérêt qu'ils ont témoigné à la réalisation de cette recherche.

Je remercie les enseignants de l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg pour leur écoute et leur amitié tout au long de ces quatre années de thèse. Les discussions aux pause-café et les multiples excursions réalisées ensemble resteront de très riches souvenirs. Merci à vous tous: Michèle Caron, Raymond Plancherel, Jean-Pierre Berger, Jon Mosar et Bernard Loup.

Ces quatre ans de thèse n'auraient pas été aussi formidables sans les collègues et amis fidèles, adeptes des soupers du jeudi. Soirées nombreuses au cours desquelles nous avons refait le monde plus d'une fois. Claude Colombié a apporté un réel souffle mistralé de vitalité à tout l'institut, avec un accent du sud dont elle fera assurément bon usage pour anéantir toute tentative de brouillard oxfordien. Luc Braillard, revenu aux sources pérolles après quelques années d'exil archéologique et qui, j'en suis sûre, apportera beaucoup d'eau au "moulin de la connaissance" des vallées sèches du Jura. Elias Samankassou, roi du Cameroun, prince des "cool-water carbonates" et archiduc des pronostics de la Coupe du Monde. Niels Rameil, héritier du Tithonique jurassien et dépanneur attiré des traductions allemandes. Enfin, Damien Becker, petit-fils d'Yves Coppens et de Michael Jordan réunis et considéré par ses pairs comme le plus célèbre découvreur de Friburgomeryx du monde, enfin, de la Molasse du Plateau.

La chaleureuse ambiance de l'Institut de Géologie a également bénéficié de la présence des "anciens", les docteurs Christophe Dupraz, Jean-Bruno Pasquier, Chantal Python, Stephan Dall'Agnolo, Heiko Hillgärtner, Laurent Picot, Wolfgang Hug et Jean-Michel Gardaz, ainsi que les nombreux diplômants et les collègues et amis minéralogistes des 3^e et 4^e étages: Jessica, Rémi, Bernard, Anna, Sophie, Cédric, Vincent, Simone, Jeanne et Folco.

Je tiens également à remercier très chaleureusement les collaborateurs techniques de l'Institut de Géologie, Françoise Mauroux, Daniel Cuennet et Patrick Dietsche, qui m'ont toujours apporté leur aide diverse et des coups de main fort appréciés !

Enfin, last but not least, je remercie du fond du coeur toute ma famille, et en particulier mes parents, qui m'ont toujours soutenue dans mes démarches et ambitions professionnelles et qui ont sans cesse démontré un vif intérêt aux travaux et recherches que je menais. Je leur dédie ce travail, conjointement avec mes grands-parents.

"En découvrant les moeurs des autres, nous apprenons non seulement à les connaître, mais nous ne sommes plus si certains que les nôtres sont les meilleures".

René Descartes

1 - INTRODUCTION

1.1 OBJECTIFS ET DÉMARCHES

La considération et l'intérêt portés envers les dangers naturels se sont fortement intensifiés au cours de la dernière décennie, notamment en raison de l'augmentation de la gravité des conséquences des dangers naturels. En effet, les dégâts et les coûts provoqués par des processus d'instabilités de terrain en Suisse ont récemment démontré une croissance importante, liée à la présence d'infrastructures toujours plus nombreuses et coûteuses dans des zones caractérisées par un potentiel élevé de dangers naturels. A l'échelle du canton de Fribourg, un événement majeur a contribué à développer une prise de conscience de l'importance des dangers naturels. Il s'agit du glissement catastrophique de Falli Hölli, qui au cours de l'année 1994, provoqua la destruction rapide et totale d'un lotissement de chalets de vacances situé dans les Préalpes fribourgeoises (RAETZO & LATELTIN 1996). La nécessité d'une meilleure compréhension des processus d'instabilités de terrain s'impose donc de nos jours, étant donné les contraintes liées à l'utilisation du sol et l'aménagement du territoire, concernant aussi bien les domaines alpins et préalpins que les environnements de plaine. L'étude et l'auscultation de processus gravitaires tels que coulées de boue, laves torrentielles, glissements de terrain, éboulements ou chutes de blocs, sont ainsi primordiales pour comprendre et prévoir l'évolution dynamique actuelle et future des versants.

La compréhension de l'évolution de ces processus gravitaires dans le temps est une condition préalable pour optimiser la qualité des analyses et de la surveillance de processus actuels. Il s'avère ainsi fort utile et judicieux de s'intéresser au comportement des multiples types d'instabilités de terrain au cours des siècles et millénaires passés. En effet, les observations et interprétations établies sur des événements histori-

ques peuvent être appliquées à des situations actuelles et favoriser une meilleure gestion et prévision des phénomènes de mouvements de terrain ainsi qu'une meilleure compréhension des causes de ces phénomènes. Les études d'événements d'instabilités de terrain actuels et passés interviennent donc de manière complémentaire. L'analyse de phénomènes gravitaires actuels contribue à une meilleure détection et interprétation des événements du passé. Inversement, le développement de chronologies d'événements instables au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, mis en relation avec l'intervention de facteurs externes, favorise la compréhension des systèmes d'instabilités actuels et futurs.

Cette double démarche est réalisée par deux travaux de doctorat entrepris en 1998 à l'Institut de Géologie et Paléontologie de l'Université de Fribourg, Suisse. Le premier travail de recherche, réalisé par Daniel OSWALD (2003), se concentre sur l'étude de processus de glissements de terrain actuels et sur la mise en relation de périodes récentes d'activité avec les enregistrements de variations climatologiques et hydrogéologiques locales. Les données récoltées sur des sites d'étude localisés dans les Préalpes fribourgeoises fournissent divers niveaux d'informations, définissant des échelles temporelles variables. Ainsi, la très bonne implémentation logistique de certains sites a permis l'acquisition de données continues et précises sur l'activité des glissements de terrain au cours de la dernière décennie, tandis que le comportement des glissements durant le 20^e siècle a pu être précisé par l'application de la dendrogéomorphologie. Cette méthode, basée sur l'analyse des cernes de croissance des arbres, permet de définir la mise en place de périodes de déstabilisation durant la vie d'un arbre, souvent liées à l'occurrence de mouvements de terrain. Ce travail de thèse (OSWALD 2003) intègre donc des

enregistrements d'instabilités de terrain et des données météorologiques et climatologiques associés à des échelles temporelles de court et de moyen termes.

Le deuxième travail de recherche, présenté ici, intervient de manière complémentaire avec le précédent, en concentrant le domaine d'étude sur l'activité des instabilités de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Cette démarche implique le traitement de données à moyen et long termes. L'objectif primaire de ce travail est de pouvoir fournir, dans la mesure du possible, des réponses aux questions suivantes:

- Quels types d'instabilités de terrain ont affecté les versants préalpins suite au retrait glaciaire ?
- Selon quelle fréquence et sous quelle ampleur se sont développées ces instabilités de terrain ?
- Y a-t-il des implications spatiales à la distribution locale ou régionale des instabilités de terrain ?
- Les chronologies d'instabilités de terrain établies pour les Préalpes fribourgeoises sont-elles corrélables à plus grande échelle, au niveau suisse et européen ?

La démarche entreprise dans le but d'apporter des réponses à ces interrogations consiste à établir une chronologie des instabilités de terrain pour les Préalpes fribourgeoises. Celle-ci s'est développée par l'acquisition progressive de nombreuses datations associées à des événements d'instabilités. Ces datations ont été réalisées par l'analyse de multiples échantillons de bois préservés à l'intérieur des masses instables des sites étudiés. Le choix des sites s'est vu passablement imposé par les contraintes de prospection. En effet, l'acquisition de matériel propice à l'établissement de datations est grandement favorisée par la réalisation de travaux d'assainissement ou d'investigation. Le suivi de tels travaux a donc permis d'accumuler progressivement de nombreux échantillons de bois et d'établir une chronologie inédite des instabilités de terrain ayant affecté les Préalpes fribourgeoises au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Peu de données existent, en effet, sur l'activité historique des mouvements de terrain en Suisse. Seules quelques rares études mettent en évidence des enregistrements de mouvements de terrain anciens, qui restent toutefois très locaux et ne concernent que de courts intervalles de temps (PUGIN 1989, SCHLÜCHTER 1988, SCHÖNEICH 1998, SCHÖNEICH et al. 1997). Ce travail a donc permis de produire une base de données riche et de qualité, concernant les Préalpes fribourgeoises. De plus, lors de la réalisation de ce travail de doctorat, des contacts avec des bureaux privés de géologie ont permis d'acquérir de nombreuses datations supplémentaires, provenant de sites dis-

tribués sur l'ensemble de la Suisse. Ceci a donc permis d'accroître en parallèle la base de données des instabilités de terrain pour l'ensemble du territoire suisse. Une collaboration particulière avec le bureau privé "Büro für Technische Geologie", Coire, Grisons a engendré la mise en commun, la comparaison et la publication de données des Préalpes fribourgeoises et de la vallée du Prättigau, Grisons (DAPPLES et al. *in press*). Des corrélations nouvelles ont ainsi pu être effectuées entre l'activité des mouvements de terrain dans les Alpes suisses occidentales et orientales.

L'acquisition de chronologies régionales inédites d'instabilités de terrain, couvrant le Tardiglaciaire et l'Holocène, détermine en soi un apport considérable à la compréhension des systèmes d'instabilités de terrain. Cependant, ces résultats impliquent l'apparition de questions supplémentaires:

- Comment se caractérisent les variations de fréquence des mouvements de terrain au cours du temps ?
- Quels sont les facteurs contrôlant la distribution des événements d'instabilités dans le temps et dans l'espace ?
- Quelle est la part des influences locales, régionales et globales de ces facteurs ?

L'objectif secondaire de ce travail de recherche est donc d'apporter le maximum de réponses possibles à ces diverses interrogations. Une démarche originale a été entreprise afin de pouvoir préciser le contexte des changements environnementaux locaux, actifs au sein des Préalpes fribourgeoises, ayant pu influencer l'activité des instabilités de terrain. En effet, afin de pouvoir préciser l'ampleur des variations climatiques ou des fluctuations de la végétation et du paysage, nous avons réalisé un forage au centre du Lac Noir, situé à proximité des principaux sites présentant des enregistrements de mouvements de terrain anciens. De multiples analyses ont été pratiquées sur les sédiments lacustres, telles que des analyses palynologiques, sédimentologiques, granulométriques et minéralogiques. Les résultats escomptés devant permettre de mieux percevoir la relation de cause à effet générée par des facteurs défavorables sur l'activité des mouvements de terrain. Cette démarche d'investigation de paramètres environnementaux locaux a été accompagnée par la collecte et la compilation de données existantes, publiées dans la littérature. Nous avons ainsi étendu le cadre spatial des observations de fréquences d'instabilités historiques à l'ensemble du territoire suisse, puis à l'Europe, en appliquant parallèlement

la même démarche aux paramètres environnementaux contrôlant les instabilités.

Ce travail de thèse suit le plan suivant. Dans le chapitre 2, nous présentons un inventaire non exhaustif des méthodes utilisées pour la datation des instabilités de terrain, avec un accent spécial porté aux deux méthodes appliquées dans le cadre de cette étude, à savoir la dendrochronologie et la datation au radiocarbone. Puis, le chapitre 3 est composé de la présentation des sites d'études, localisés dans les Préalpes fribourgeoises, et comporte également la description de tous les échantillons récoltés et analysés dans ce travail. Enfin, une reconstitution de l'histoire dynamique de chaque site est effectuée, à l'aide des datations obtenues et de leur interprétation en terme d'événements. Ces données locales des Préalpes fribourgeoises sont, dans le chapitre 4, mises en parallèle avec des datations d'instabilités de terrain provenant de sites suisses et européens, et permettent d'étendre les interprétations à un niveau régional, puis global. L'intégration de données paléoenvironnementales locales est réalisée dans le chapitre 5. Nous y présentons les nombreux résultats obtenus par la réalisation du forage au Lac Noir. Ces résultats permettent de proposer diverses comparaisons entre l'activité des instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises et l'évolution de facteurs défavorables tels que les fluctuations de la végétation. Dans le chapitre 6, un accent particulier est porté aux multiples facteurs défavorables ayant influencé l'activité des instabilités de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Les impacts des changements climatiques, des variations de la végétation et de la dynamique de peuplement sur la stabilité des versants sont mis en évidence. La synthèse du chapitre 7 conclut ce travail en reprenant les principaux résultats obtenus, sous un aspect critique.

1.2 CADRE GÉOGRAPHIQUE

Les sites étudiés dans le cadre de ce travail de thèse sont tous situés dans les Préalpes fribourgeoises. Les glissements principaux se trouvent dans la vallée de la Singine chaude (Warme Sense), à proximité du Lac Noir (Schwarzsee, Fig. 1.1). Il s'agit des sites du Hohberg, de Schlossisboden et de la Pürrena. Le site de Falli Hölli est localisé dans la vallée du Höllbach, environ 4 km au nord-ouest du Lac Noir. La grande majorité des données relatives à l'activité des instabilités de terrain dans le passé proviennent de ces quatre sites. Deux sites supplémentaires ont toutefois été analysés et inclus dans cette recherche. Il s'agit de Villar-

beney, situé au front des Préalpes et de Jaun (Fig. 1.1), deux sites qui ont fourni des données restreintes mais toutefois intéressantes, venant compléter les données existantes.

1.3 HISTORIQUE

L'étude du comportement passé des instabilités de terrain peut être considérée comme un axe peu développé de la thématique globale des mouvements de terrain. En effet seules de rares études approfondies traitent de cette problématique, et se sont notamment développées au cours de la dernière décennie. A l'échelle des Préalpes fribourgeoises, les travaux de recherche de Hugo RAETZO-BRÜLHART (1997) furent les premiers à mettre clairement en évidence l'existence de périodes d'instabilités de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Ses travaux furent réalisés en grande partie dans le cadre du Programme National de Recherche PNR31, auquel participèrent plusieurs chercheurs de l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg (LATELTIN et al. 1997a). Divers sites des Préalpes furent auscultés et permirent d'établir une première base de données concernant les instabilités de terrain du passé. D'autres publications présentent sporadiquement quelques datations associées à des sites fribourgeois. Elles sont cependant obtenues dans le cadre d'études plus générales de dépôts quaternaires (PUGIN 1989) ou d'investigations et d'assainissements de sites à risques (*Réf. UNIFR-Vill-79A*), et ne font donc pas l'objet d'une recherche particulière.

Au niveau de la Suisse romande, les recherches les plus approfondies ont été réalisées par le Dr. Philippe Schöneich dans la région des Diablerets, à l'est du canton de Vaud (SCHÖNEICH 1991, 1998, SCHÖNEICH et al. 1997). SCHÖNEICH (1991) s'est d'ailleurs intéressé au concept même de la datation des glissements de terrain, en présentant les méthodes applicables et leurs conditions d'utilisation, ainsi que les possibilités d'interprétation des datations obtenues. Des études sporadiques et spécifiques de certains environnements et contextes quaternaires, apportent des datations supplémentaires à la base de donnée romande (BERSIER et al. 1975, NOVERRAZ & WEIDMANN 1983, SCHÖNEICH 1998). A l'échelle régionale de la Suisse, nous trouvons également diverses études plus ou moins focalisées sur les datations d'instabilités de terrain. HEIM (1932) est sans aucun doute un des pionniers en la matière. Il s'est en effet intéressé à une multitude d'événements historiques, en établissant de nombreuses données temporelles et descriptives, qui ont permis la reconstruction du

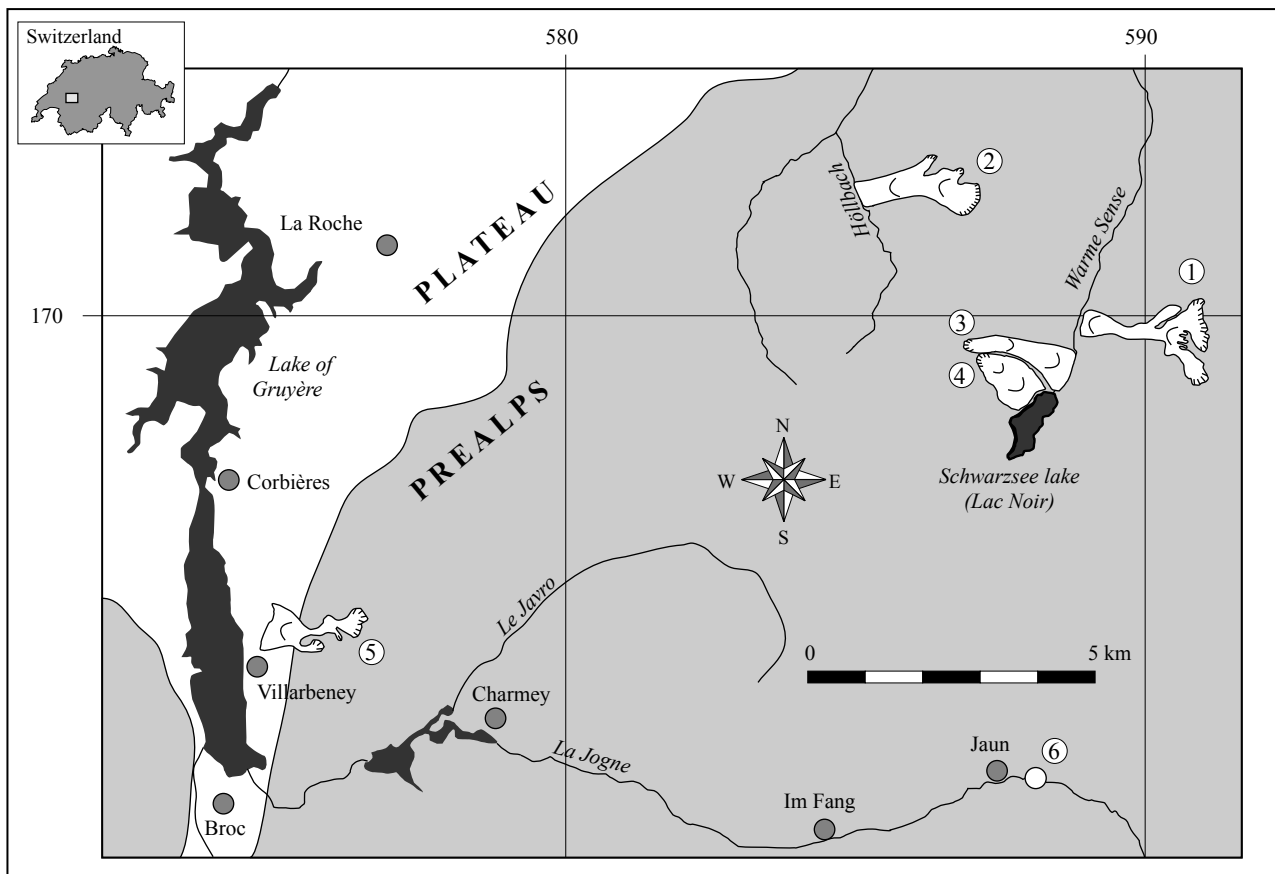


Fig. 1.1 Location of studied landslides in the Fribourg Prealps (1: Hohberg, 2: Falli Hölli, 3: Schlossisboden, 4: Pürrena, 5: Villarbeney, 6: Jaun).

déroulement desdits événements. SCHLÜCHTER (1988) a également participé à la compréhension de l'activité des instabilités de terrain dans le passé, avec l'établissement de riches données dans le canton des Grisons.

A l'échelle européenne, divers projets et conférences ont vu le jour au cours de la dernière décennie, ayant pour buts la reconnaissance des types d'instabilités présents au sein de l'Europe, leur distribution et leur fréquence au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, ainsi que leur relation avec des facteurs externes, dont notamment les changements climatiques. Le projet TESLEC («The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic changes»), DIKAU & SCHROTT (1999) a ainsi permis de mettre en évidence et de collecter des informations provenant de l'Europe entière. Des résultats similaires ont pu être mis en commun et comparés lors de la conférence "Rapid Mass Movement", tenue en octobre 1993 à Mainz, Allemagne (MATTHEWS et al. 1997). D'autres recherches traitent de l'activité locale à régionale de mouvements de terrain dans le passé, en proposant des

inventaires de méthodes de datation (COROMINAS et al. 1993) ou des synthèses chronologiques et bibliographiques à l'échelle de l'Europe (BORGATTI et al. 2001). L'intérêt pour la compréhension du comportement des instabilités de terrain dans le passé ne connaît donc un certain engouement que depuis quelques années. Les incertitudes grandissantes sur l'évolution du climat futur et de ses conséquences sur l'occurrence de mouvements de terrain en Europe sont peut-être à l'origine des recherches naissantes focalisées sur l'activité historique des instabilités de terrain. Ceci afin de mieux prévoir et de prévenir les risques, dans le futur, et d'en mesurer l'impact.

1.4 TERMINOLOGIE ET DÉFINITIONS

La classification des instabilités de terrain intervient en fonction de divers critères distincts (LOUP 1995). Tout d'abord, les dimensions (surface, volume, longueur, largeur, profondeur, etc.) et la morphologie de surface (terrain bosselé, contre-pentes, formes spé-

cifiques, niches, etc.) permettent de définir la géométrie d'un site instable. Puis, la dynamique, et notamment les vitesses de déplacement, décrivent l'état d'activité d'un site. Divers phénomènes sont considérés comme "lents": solifluction, reptation, fauchage, affaissement, glissements semi-profonds ou de grande taille (LOUP 1995). Ces processus peuvent connaître des phases d'accélération alternant avec des périodes plus calmes. Les phénomènes dits "rapides" ou "instantanés" englobent les chutes de pierre et de blocs, les éboulements, les écroulements, les glissements catastrophiques, les coulées boueuses ou de débris, ou encore les laves torrentielles. Ces phénomènes se caractérisent par des mécanismes variables, associés à des modes de rupture et de transport différents. Ainsi, les mouvements de masse peuvent intervenir sous la forme d'écoulements, impliquer un transport selon un ou plusieurs plans de glissement distincts, ou encore s'effectuer par chute. Le type de mécanisme engendre donc le développement de phénomènes instables variables et multiples. La combinaison de divers types de mécanismes intervient souvent, impliquant l'existence de mouvements de terrain complexes. Enfin, la nature des matériaux contribue également à la classification des instabilités de terrain. Les processus peuvent en effet concerner des matériaux meubles grossiers (débris), fins (boue) ou mixtes, des masses rocheuses compactes, voire, dans certains cas, une combinaison de multiples types de matériaux.

La grande majorité des instabilités de terrain observées et traitées dans ce travail de thèse concernent des processus impliquant des mécanismes d'écoulement (coulées de boue, coulées de débris, laves torrentielles) et de glissement (glissements rotationnels, translationnels ou complexes, glissements pelliculaires à profonds). La reconnaissance et l'interprétation des types d'instabilités dans le passé sont parfois complexes. Ainsi, par convention, nous utiliserons souvent dans ce travail les termes de "coulée de boue" ou "coulée boueuse" *sensu lato* pour caractériser des processus d'écoulement tels que des coulées de boue, coulées de débris ou laves torrentielles. De même, nous emploierons le terme général de "glissement de terrain" *sensu lato* pour désigner l'ensemble des processus de glissement, qu'il s'agisse de glissements superficiels ou profonds, de glissements rotationnels, translationnels ou complexes, ou encore que les matériaux concernés soient grossiers, fins ou mixtes. Dans la mesure où des précisions sont possibles quant à la nature des matériaux ou quant aux types de processus en vigueur, ceux-ci seront précisés selon les cas. Par extension, le terme "d'instabilités de terrain" fera souvent référence

à l'ensemble des processus d'écoulement et de glissement, ceci découlant du fait que les sites étudiés sont principalement concernés par ces types de phénomènes. La figure 1.2 présente d'ailleurs une série de processus associés à des mécanismes d'écoulement ou de glissement et traités dans ce travail de thèse. Les processus de chutes (chutes de blocs et de pierres, éboulements, écroulements) seront traités de manière individuelle lorsqu'ils se présenteront.

Enfin, il est important de préciser le cadre temporel associé à cette recherche. Les nombreux échantillons récoltés sur des sites d'instabilités des Préalpes fribourgeoises (Fig. 1.1) nous ont permis d'établir des datations s'étalant tout au long des derniers 15'000 ans (Fig. 1.3). Cet intervalle de temps couvre donc la partie terminale du Tardiglaciaire et l'ensemble de l'Holocène. Nous avons toujours travaillé et établi des comparaisons entre des données diverses à l'aide d'une échelle de temps basée sur des âges calibrés (ou calendaires, Fig. 1.3). Cette échelle démarre avec un 0 cal BP correspondant à l'année 1950 AD. Toutefois,

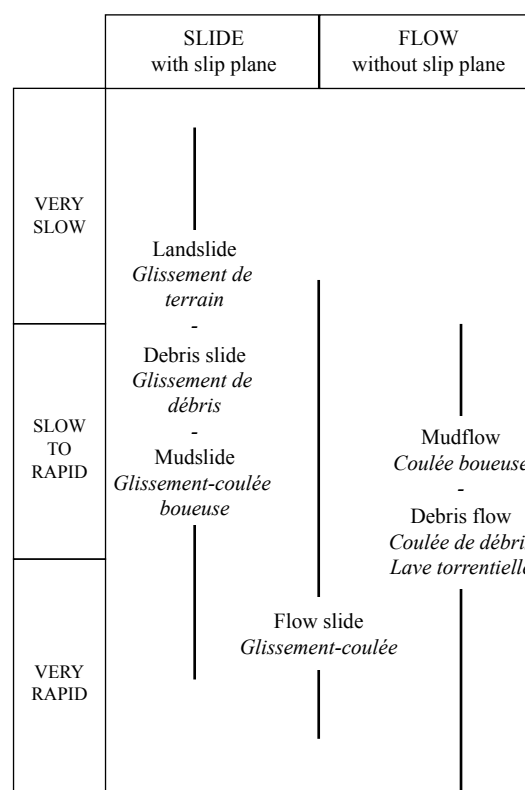


Fig. 1.2 Classification of major slope movements involved and dealt with in this study, according to velocity and type of mechanism (after DIKAU et al. 1996, FLAGEOLLET 1989, KIENHOLZ 1977).

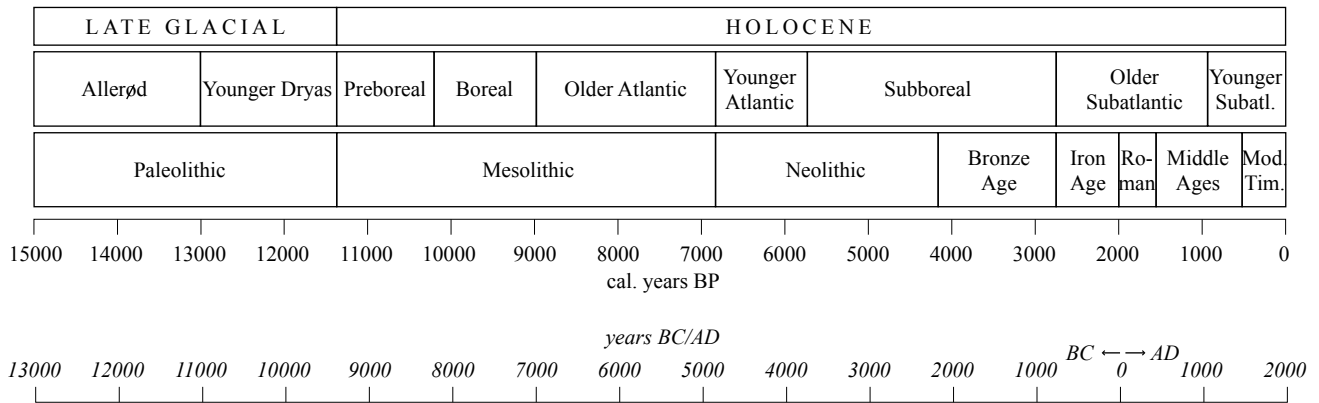


Fig. 1.3 Illustration of the time frame involved and dealt with in this research work, covering the Late Glacial and the Holocene (after BURGA & PERRET 1998, RICHOSZ et al. 1994). Correspondance between "cal years BP" and "years BC/AD" (0 cal BP corresponds to 1950 AD).

nous avons limité les recherches et les interprétations à des données antérieures à 1900 AD (ou 50 cal BP). En effet les données d'instabilités plus récentes, associées aux 20e et 21e siècles, sont l'objet des travaux

de recherches de Daniel OSWALD (2003). Dans un but de complémentarité de nos recherches respectives, les données présentées dans ce travail de thèse sont donc contenues entre 15'000 et 50 cal BP.

2 - MÉTHODES DE DATATION

2.1 INTRODUCTION

Les glissements de terrain actuels sont soumis à de nombreuses et diverses études qui se préoccupent tant de la dynamique des mouvements que des conditions géologiques, hydrogéologiques ou géomorphologiques des masses instables. Cependant, peu d'intérêt est porté aux comportements passés des glissements de terrain (SCHÖNEICH 1991). La connaissance de l'activité passée d'un glissement peut pourtant fournir de riches informations pouvant amener à une meilleure compréhension de l'activité actuelle de ce glissement. En effet, la distribution dans le temps de périodes d'activité ou de stabilité n'est pas aléatoire et la caractérisation de la chronologie et de la fréquence de ces périodes favorise pleinement la compréhension de mouvements actuels et même l'estimation de l'évolution des mouvements dans le futur. Diverses publications récentes sont toutefois orientées sur la thématique des glissements anciens et présentent de riches descriptions des méthodes de datation pouvant être appliquées aux phénomènes de glissements de terrain et autres mouvements de masse (ALEXANDROWICZ & ALEXANDROWICZ 1999; COROMINAS et al. 1993, JOHNSON 1987; LANG et al. 1999; SCHÖNEICH 1991).

Les méthodes les plus pratiquées sont entre autres la dendrochronologie, la datation au radiocarbone, la lichénométrie, la luminescence ou encore la sédimentologie (analyse de varves, de sédiments lacustres, etc.) Ces méthodes permettent de dater des événements vieux de plusieurs millénaires. Les glissements récents peuvent aussi être décelés au travers d'écrits anciens et autres archives communales. Ces méthodes sont présentées individuellement dans ce chapitre, ainsi que les avantages et les limites d'utilisation de la dendrochronologie et de la datation au radiocarbone, méthodes principalement utilisées dans ce travail de thèse.

Le choix de la méthode applicable sur un site est fortement dépendant du type de matériel à disposition, pouvant se révéler propice à une datation. Les sites étudiés et présentés au chapitre 3 ont tous fourni des échantillons de bois, enfouis et préservés dans les masses en glissement (Planche 2). La teneur élevée en matériel argileux-silteux de ces glissements a permis la bonne conservation de ces bois. Ces bois ont pu être datés par analyse dendrochronologique et par datation au radiocarbone. Les résultats de ces datations sont décrits au chapitre 3. Les autres méthodes de datation présentées dans ce chapitre 2 permettent d'augmenter les possibilités de dater des mouvements anciens, ceci en l'absence de matériaux idéaux tels que les bois fossiles. Il s'avère cependant impératif d'établir une description précise du contexte géomorphologique et stratigraphique de chaque échantillon prélevé, en vue d'une interprétation fiable de la datation obtenue en terme d'événement (LANG et al. 1999). La localisation des échantillons par rapport à la surface topographique, le plan de glissement principal ou des plans de glissement secondaires est indispensable, tout comme la caractérisation du matériel enveloppant les échantillons. Un échantillon de bois situé au niveau du plan de glissement, à l'intérieur de la masse instable ou en surface peut signifier différents modes de mise en place et donc différents types d'événements, tels des laves torrentielles, des coulées de boue, des glissements rapides ou des éboulements.

L'acquisition de matériel pouvant fournir une datation significative dépend de la prospection effectuée. Les échantillons de bois présentés dans ce travail ont été récoltés dans diverses conditions:

- Dans des tranchées drainantes et sondages piézométriques effectués lors de mesures d'assainisse-

ment d'un glissement. Ces fouilles permettent l'exposition à l'air libre des premiers mètres de la surface d'un glissement, et peuvent concerner des zones étendues d'un glissement (Planche 4-C).

- Dans des forages carottés, qui offrent la chance exceptionnelle d'analyser des bois situés en profondeur, dans le coeur ou même à la base de la masse en mouvement, pour autant que les bois se trouvent sur le tracé de la tête de forage.

- Dans des fouilles associées à la construction de bâtiments ou la réfection des routes d'alpages. Ces conditions d'affleurement de bois fossiles sont limitées à quelques mètres de profondeur.

- Des expositions naturelles de bois fossiles peuvent aussi être occasionnées lors de mouvements paroxysmaux d'un glissement, engendrant la formation de nombreuses fissures et niches d'arrachement secondaires sur la masse glissée. Ce fut le cas lors du glissement catastrophique de Falli Hölli en 1994 (RAETZO-BRÜLHART 1997) dont les mouvements permirent l'acquisition de nombreux bois fossiles situés dans du matériel subitement exposé à l'air libre.

Les contraintes liées à l'acquisition de matériel organique fossile sont importantes et doivent être minutieusement prises en compte dans la datation des glissements de terrain. En effet, la distribution des échantillons prélevés sur un glissement ne peut pas être homogène. Elle dépend fortement de la réalisation de travaux d'assainissement ou de constructions. La

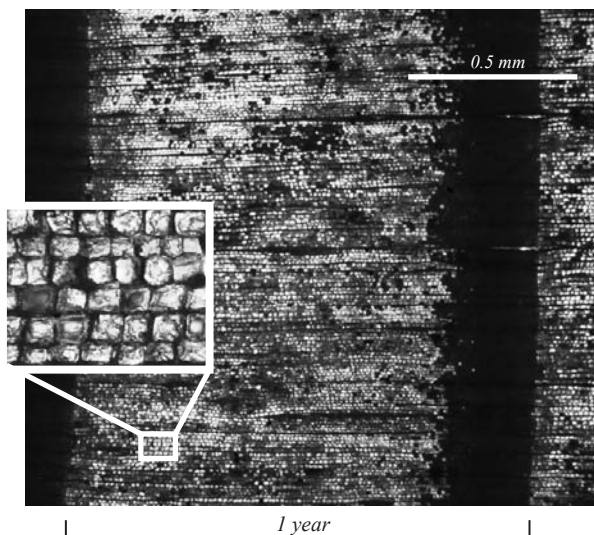


Fig. 2.1 Structure of *Picea* tree-rings, illustrating the production of numerous large and bright cells in spring and summer, followed by the production of dense and thick cells in autumn (present tree sample Ho211, originating from the Hohberg landslide, thesis of D. OSWALD 2003).

récolte systématique d'échantillons de bois localisés dans les premiers mètres de la surface d'un glissement implique un volume important de données de surface, par rapport aux échantillons prélevés en profondeur dans de rares et onéreux forages, effectués sur quelques glissements seulement. La problématique de l'échantillonnage ne doit donc pas être négligée lors du traitement des données obtenues et de l'interprétation de ces données en terme de chronologie événementielle. De même, il est nécessaire de bien connaître les possibilités offertes par les méthodes de datation utilisées et surtout leurs limites d'utilisation, afin d'optimiser la qualité et la précision des datations obtenues et leur interprétation (LANG et al. 1999).

2.2 DENDROCHRONOLOGIE

2.2.1 Introduction

La dendrochronologie est une méthode de datation absolue basée sur l'analyse des cernes des bois. La croissance annuelle des arbres se marque par la formation de cernes d'épaisseur variable. La structure d'un cerne est caractérisée par la production de cellules grandes et claires au printemps et en été, puis par la production de cellules plus denses et épaisses au cours de l'automne (Fig. 2.1). Cet agencement saisonnier de cellules, et donc parallèlement l'épaisseur des cernes, varie d'une année à l'autre en fonction de paramètres externes qui influencent la production cellulaire et la croissance de l'arbre. Le climat est un facteur prédominant qui influence fortement le développement des cernes des arbres, auquel il faut aussi ajouter des facteurs écologiques locaux, tels que la topographie, l'exposition, le type de sol et de substrat, ainsi que la concurrence entre arbres proches.

L'analyse et la mesure des cernes de croissance de nombreux bois permettent d'établir des courbes de référence propres à chaque essence et pour une région donnée (ORCEL et al. 1988), comme l'illustre la figure 2.2. En comparant une séquence de cernes d'un bois d'âge inconnu avec une courbe de référence correspondant à la même espèce et établie pour la région adéquate, il est possible de déterminer la période de vie de l'arbre et l'année de sa mort (ORCEL et al. 1988). La figure 2.3 expose trois séquences d'arbres provenant du glissement de Schlossisboden, situé dans les Préalpes fribourgeoises, qui indiquent que les arbres ont tous trois été abattus la même année.

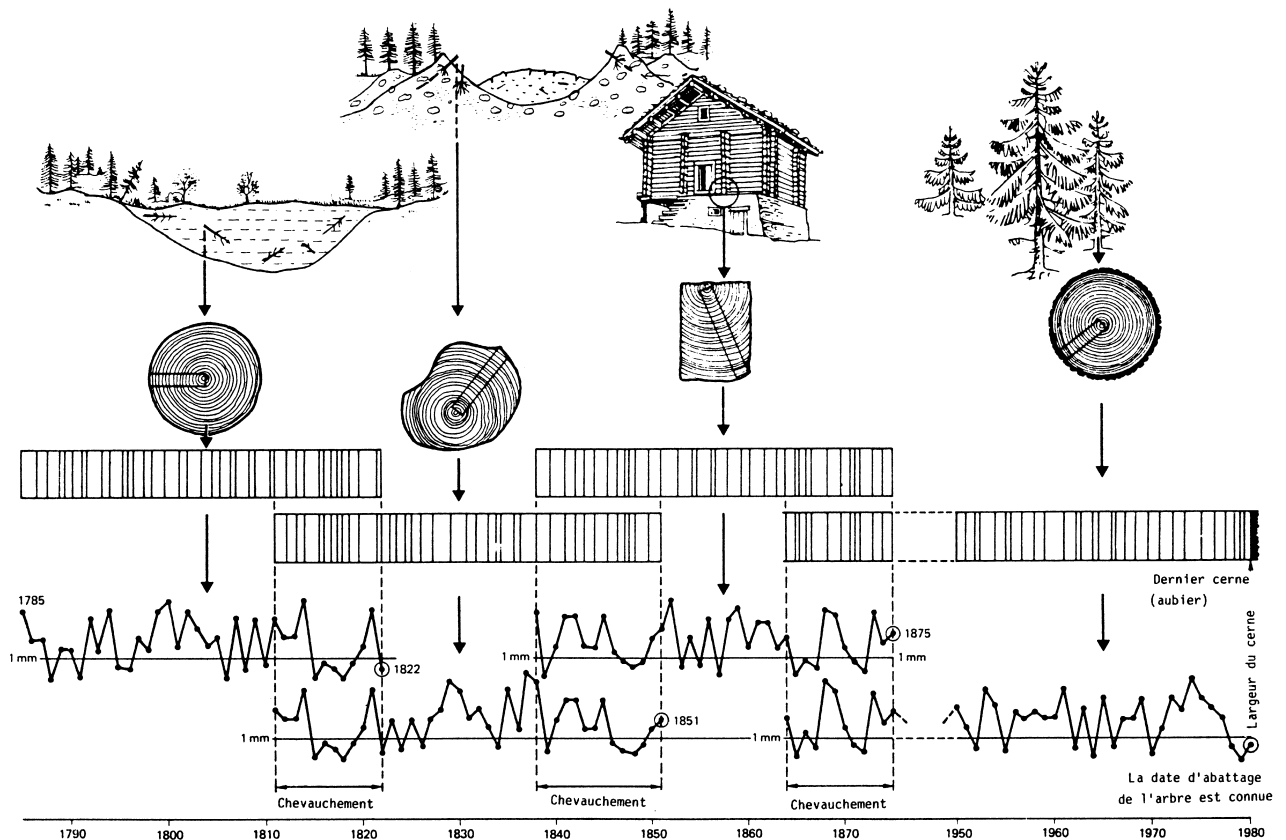


Fig. 2.2 Principle of dendrochronological correlation, based on the overlapping of tree-ring patterns of the inner parts of younger trees with the outer parts of older trees (SCHWEINGRUBER 1983).

Le principe de la dendrochronologie fut développé par Andrew Douglas au début du 20^e siècle, lorsqu'il entreprit de comparer l'activité solaire et la croissance des arbres (ORCEL et al. 1988). Une courbe de référence couvrant 7000 ans fut ensuite établie en Amérique du Nord dans les années 1960-1970, basée sur l'analyse de pins et séquoïas géants ayant vécu plus de 3000

ans. Pour la Suisse occidentale, le référentiel établi par le Laboratoire Romand de Dendrochronologie à Moudon assure la datation absolue de bois de chêne sur une période d'environ 6000 ans. En ce qui concerne le sapin blanc et l'épicéa, espèces abondantes dans les Préalpes, la figure 2.4 précise les périodes couvertes par les courbes de référence des deux espè-

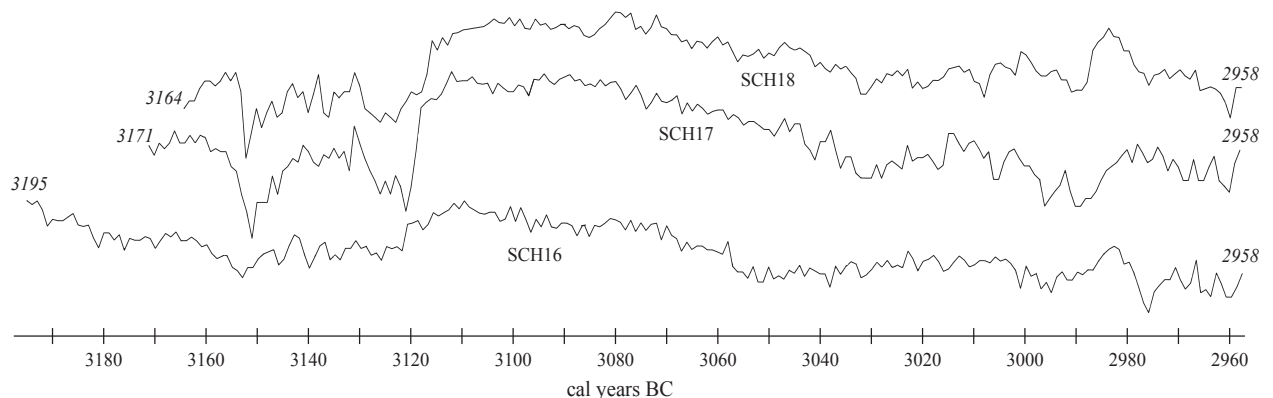


Fig. 2.3 Dendrochronological sequences of three trees excavated from the Schlossisboden landslide, located in the Fribourg Préalps. The combination of all sequences gives evidence of a synchronous death for all three trees, in 2958 BC. All three samples are presented with more details in chapter 3.4.3.

<i>Abies/Picea</i>	820 AD	à	2001 AD
<i>Abies/Picea</i>	324 BC	à	672 AD
<i>Picea</i>	2181 BC	à	583 BC
<i>Picea</i>	2780 BC	à	2593 BC
<i>Picea</i>	3610 BC	à	3554 BC

Fig. 2.4 Periods of time covered by the reference curves of *Abies* and *Picea* species for mountain regions, such as the Fribourg Prealps, established by the «Laboratoire Romand de Dendrochronologie», Moudon, Switzerland.

ces, développées par le Laboratoire Romand de Dendrochronologie. Hormis la datation absolue de bois, l'analyse dendrochronologique permet de préciser des caractéristiques supplémentaires de l'arbre, telles que l'âge de l'arbre, la saison d'abattage et l'espèce.

Les applications de la dendrochronologie sont multiples. La dendroécologie regroupe l'ensemble des disciplines des géosciences pouvant être couplées avec la dendrochronologie, telles que la géomorphologie (BRAAM et al. 1987, BRÄUNING 1995, FANTUCCI & MCCORD 1995), la climatologie (RENNER 1982, SCHWEINGRUBER et al. 1979), la glaciologie (HOLZHAUSER & ZUMBÜHL 1999, WILES et al. 1996), l'hydrologie (BRÄUNING 1995) ou le volcanisme (D'ARRIGO et al. 2001, WILES et al. 1996). Dans le cadre des instabilités de terrain, la dendrogéomorphologie est un outil fort utile pour la description de processus géomorphologiques dans le temps. La couverture végétale, et plus particulièrement les arbres, sont activement dépendants de l'évolution dynamique de leur environnement, et surtout des zones de relief marqué. Les arbres enregistrent les perturbations subies par leur environnement proche. Les mouvements de terrain superficiels engendrent souvent une déstabilisation des arbres et de leurs réseaux racinaires. Un arbre, incliné suite à une déformation ou un mouvement de son substrat meuble ou rocheux, va produire du bois de réaction afin de retrouver une position verticale normale (Fig. 2.5). Les feuillus produisent du bois de tension en zone amont de l'arbre, tandis que les conifères produisent du bois de compression sur la partie aval de l'arbre. Dans les deux cas, la production de bois de réaction, caractérisée par la création de cellules aux parois plus épaisses, participe au redressement de l'arbre. L'analyse et la description des bois de réaction permettent de préciser les phases de déstabilisation ayant affecté une partie ou l'ensemble d'un versant. Cette démarche peut s'appliquer à des bois actuels (OSWALD 2003) aussi bien qu'à des bois fossiles (RAETZO-BRÜLHART 1997, SCHÖNEICH et al. 1997). Un bois fossile, daté dans l'absolu par analyse den-

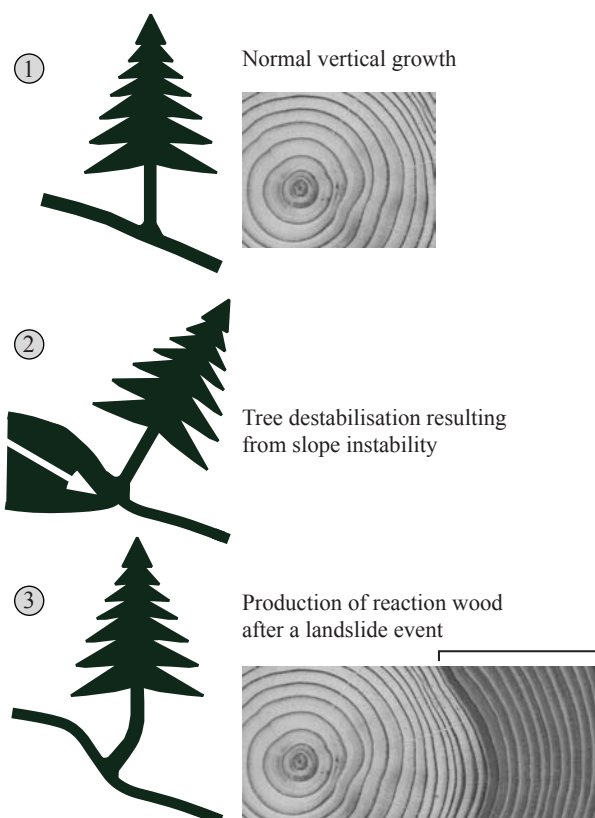


Fig. 2.5 Production of reaction wood on a coniferous tree, as a consequence of tree destabilization induced by a landslide event (after RAETZO-BRÜLHART 1997).

drochronologique, peut livrer des informations fort intéressantes sur les conditions de stabilité et d'instabilité ayant prévalu au cours de son existence. Des phases d'instabilité marquées peuvent ainsi être mises en évidence et précisées durant les derniers siècles et millénaires.

2.2.2 Description de la méthode

Les échantillons soumis à l'analyse dendrochronologique, présentés dans cette étude, se trouvent sous la forme de rondelles exposant deux surfaces de coupe perpendiculaires à l'axe du tronc, et d'une épaisseur de quelques centimètres. Les rondelles sont poncées afin de faire ressortir les cernes. Ensuite 4 tracés d'analyse, en principe orthogonaux, sont déterminés sur la rondelle et l'épaisseur de chaque cerne est mesurée et enregistrée sur tous les transects. Une courbe moyenne de l'échantillon est produite à partir des différents transects analysés. Cette courbe, illustrée sur la figure 2.6, représente l'épaisseur de chaque cerne de l'échantillon, partant du coeur à gauche, vers l'extérieur de la rondelle à droite. L'échelle verticale s'articule autour

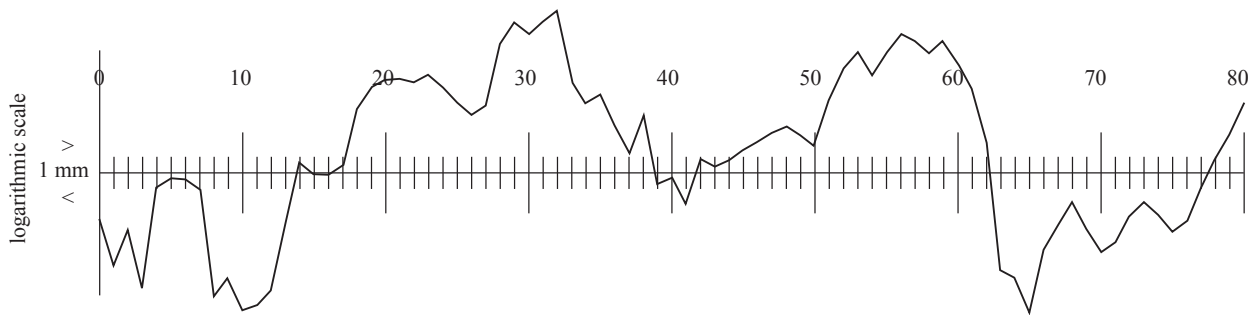


Fig. 2.6 Schematic dendrochronological sequence on a sample composed of 80 tree-rings. vertical scale is logarithmic around a mean of 1 mm. The curve represents the evolution of tree-ring thickness from the inner part to the outer part of the tree

de la valeur référence de 1mm et s'exprime de manière logarithmique.

2.2.3 Avantages de la méthode

La dendrochronologie permet d'obtenir des âges absolus de troncs fossiles, moyennant l'existence de courbes de référence adéquates. L'analyse dendrochronologique d'un arbre non dégradé et bien conservé suite à sa mort peut même révéler la saison de l'abattage de l'arbre grâce à l'observation du dernier cerne de l'arbre. Les informations parallèles livrées par l'analyse dendrochronologique permettent d'établir une description globale de l'arbre et des conditions de vie qui l'ont concerné.

2.2.4 Limites de la méthode

Des limites à l'utilisation de la dendrochronologie existent cependant. En effet, certaines conditions doivent être remplies pour réaliser une analyse dendrochronologique. Tout d'abord, il est nécessaire que les échantillons étudiés possèdent un nombre minimal de cernes afin d'obtenir une séquence dendrochronologique suffisamment longue pour pouvoir être comparée à une courbe de référence. Il s'avère souvent utile d'effectuer une datation par radiocarbone, afin de préciser la période dans laquelle se trouve l'échantillon.

La date d'abattage d'un arbre ne peut être obtenue que si le dernier cerne de l'arbre est conservé, en l'absence duquel, le dernier cerne présent ne peut indiquer uniquement un âge maximal pour la mort de l'arbre (LANG et al. 1999). De plus, l'analyse dendrochronologique nécessite l'existence de courbes de référence pour chaque espèce et par région. Cela limite passablement la datation d'arbres d'espèces variables, provenant de régions diverses, et d'âges fort variables. La figure 2.4, présentant les différentes périodes couver-

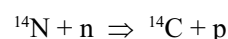
tes par le référentiel de l'épicéa et du sapin blanc pour les zones de montagne et notamment les Préalpes fribourgeoises, démontre clairement les difficultés liées à la datation d'échantillons de telles espèces, en raison des lacunes encore existantes au sein des courbes de référence.

Enfin, les déstabilisations subies par des arbres situés sur des zones instables engendrent des perturbations de la croissance des cernes, qui tend à être symétrique lorsque l'arbre croît en zone stable et favorable. Le bois de réaction ne facilite donc pas l'analyse dendrochronologique et nécessite la mesure de plusieurs transects sur un même arbre afin d'obtenir une courbe dendrochronologique moyenne et représentative de l'arbre.

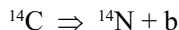
2.3 RADIOCARBONE

2.3.1 Introduction

Il existe trois isotopes du carbone: le ^{12}C et le ^{13}C sont des isotopes stables, alors que le ^{14}C , ou radiocarbone, est lui un isotope radiogénique. Ces trois isotopes se trouvent en quantité proportionnelle fort différente, à savoir 99% de ^{12}C , 1% de ^{13}C et seulement $10^{-120}\%$ de ^{14}C . Si le nombre de ^{12}C et de ^{13}C est constant, le ^{14}C est, lui, continuellement produit dans la haute atmosphère. En effet, le ^{14}C provient de la transformation d'atomes d'azote (^{14}N) induite par le bombardement de rayons cosmiques, composés notamment de neutrons (STUIVER et al. 1991). La réaction est la suivante:



Cependant, l'état atomique du radiocarbone n'est pas stable. Par désintégration radioactive, le ^{14}C se transforme à nouveau en ^{14}N , accompagné de l'émission d'une particule *beta*.



Le taux de désintégration du ^{14}C en ^{14}N est constant. La demi-vie du ^{14}C fut établie pour la première fois par LIBBY et al. (1949) à 5568 ± 30 . Cette demi-vie fut par la suite corrigée à 5730 ± 30 (demi-vie de Cambridge), bien que la demi-vie de Libby soit toujours considérée comme valeur standard. La production de ^{14}C atmosphérique se trouve en équilibre avec le taux de désintégration de ces mêmes atomes. Le nombre global d'atomes de ^{14}C reste donc semi-constant, toutefois dépendant de paramètres externes présentés plus tard. Le ^{14}C formé dans l'atmosphère est rapidement oxydé en $^{14}\text{CO}_2$ et participe au cycle du carbone. Il est ainsi intégré par les plantes lors de la synthèse chlorophyllienne et par les animaux grâce aux processus de la chaîne alimentaire. Tout organisme terrestre contient donc une teneur en ^{14}C constante, qui se trouve en équilibre avec la teneur en ^{14}C atmosphérique (Mook 1977). A la mort de l'organisme, les échanges avec l'extérieur cessent et l'organisme se retrouve dans un système fermé, dans lequel la désintégration radioactive du ^{14}C ne peut plus être compensée par des apports de nouveaux atomes. Le processus de désintégration engendre dès lors une diminution de la teneur en ^{14}C de l'organisme. La demi-vie du radiocarbone étant connue, il devient donc possible de déterminer l'âge *A* d'échantillons de matière organique à l'aide de la formule suivante:

$$A = \frac{t_{1/2}}{\ln 2} \bullet \ln \frac{n_s}{n_e}$$

Où $t_{1/2}$ est la demi-vie de Libby (5568 ans) du ^{14}C , n_s la teneur en ^{14}C d'une substance standard (acide oxalique – $\text{C}_2\text{H}_2\text{O}_4$) servant de référence actuelle, et n_e représente la teneur en ^{14}C de l'échantillon analysé (RÖTHLISBERGER 1986).

2.3.2 Description des méthodes

Différentes méthodes sont pratiquées pour déterminer la teneur en ^{14}C d'un échantillon: le comptage proportionnel de gaz (GPC: gaz proportionnal counting), le comptage par scintillation liquide (LSC: liquid

scintillation counting) et l'accélérateur spectromètre de masse (AMS: accelerator mass spectrometry). Les deux premières méthodes permettent l'analyse d'échantillons de masse minimale limitée. Pour la datation de bois secs, par exemple, une masse minimale de 20 g et optimale de 100 g est indiquée. En revanche, la méthode AMS permet d'analyser des échantillons de masse beaucoup plus réduite, entraînant cependant un contrôle plus difficile d'éventuelles contaminations. La préparation et la datation au radiocarbone des échantillons présentés dans ce travail ont été réalisés dans les laboratoires suivants: le Laboratoire de Radiocarbone de l'Institut de Physique de l'Université de Berne (code B-), le laboratoire ARCHEOLABS à Saint Bonnet de Chavagne, France (code: ARC-), et l'Institut de Physique des Particules de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Zürich (code: ETH-).

Les âges obtenus par datation au radiocarbone sont par convention exprimés en années BP («before present»), le présent étant fixé à l'année 1950 AD. Toujours par convention, les datations par radiocarbone sont présentées avec une incertitude de degré de confiance de 1 sigma, équivalent à 68,3% de probabilité. Les échantillons de bois soumis à la datation ^{14}C doivent être précisément choisis et décrits avant d'être analysés. En présence d'échantillons de bois importants comme des troncs ou des branches massives, il



Sample Ho43, arising from the Hohberg landslide
 Number of tree-rings: 54
 Radiocarbon dated tree-rings: 19 to 25, mean: 22
 Radiocarbon age: 1180 ± 20 BP
 Calibrated age: 1180-1010 cal BP
 Correction of radiocarbon age: subtract 32 to calibrated age
 Corrected age: 1148-978 cal BP

Fig. 2.7 Correction of radiocarbon datings carried out on inner tree-rings, in order to obtain the calendar age of tree death.

est important de préciser la zone de prélèvement sur l'échantillon. En effet, afin d'éviter des problèmes de contamination, il est recommandé de dater du matériel provenant du coeur du tronc ou de la branche. Il faut donc déterminer le nombre total de cernes de l'échantillon et de préciser quels cernes sont soumis à l'analyse, afin de pouvoir corriger l'âge ^{14}C obtenu et de pouvoir ainsi connaître l'âge de la mort de l'arbre, qui est primordial pour l'étude des mouvements de terrain (Fig. 2.7).

2.3.3 La calibration des âges ^{14}C

La production de ^{14}C dans la haute atmosphère, supposée autrefois constante, subit en fait l'influence des oscillations du rayonnement cosmique. DE VRIES (1958) fut le premier à démontrer la présence de variations du contenu atmosphérique en ^{14}C . Cette concentration atmosphérique oscille sur des périodes allant de quelques décennies à quelques siècles et l'amplitude de ces oscillations peut atteindre 2% (DE VRIES 1958). Ces variations temporelles de production de ^{14}C sont liées à l'influence de l'activité solaire et du champ magnétique terrestre sur le flux de rayons cosmiques pénétrant l'atmosphère (DAMON & LINICK 1986, STUIVER et al. 1991). En effet, le champ magnétique solaire exerce une force contrant le flux de rayons cosmiques. Différents cycles solaires, de périodicité variable de 11 à environ 200 ans, engendrent des modulations cycliques de l'activité solaire et donc du flux de rayons cosmiques (DAMON & LINICK 1986, DERGACHEV & CHISTYAKOV 1995, STUIVER et al. 1991). La production de ^{14}C dans l'atmosphère augmente lorsque l'activité solaire diminue, associée à une diminution des taches

solaires. A l'inverse, le taux de ^{14}C atmosphérique décroît lorsque le flux de rayons cosmiques est affaibli par une activité solaire importante (MAGNY 1993, STUIVER et al. 1991).

Ces anomalies de concentration atmosphérique en ^{14}C dans le temps impliquent des mesures de correction des âges ^{14}C . En effet, les âges ^{14}C ne peuvent être considérés comme des âges réels et doivent être calibrés à l'aide de courbes de calibration. En l'absence de calibration, l'utilisation de datations ^{14}C dans des calculs de taux de sédimentation ou des comparaisons avec des chronologies archéologiques ou dendrochronologiques est impossible ou peu rigoureuse. Des interprétations de synchronisme ou de diachronisme d'événements peuvent ainsi s'avérer totalement erronées par le mélange de dates calibrées et non calibrées (BARTLEIN et al. 1995).

Les premières courbes de calibration furent établies grâce à l'analyse de cernes de séquences dendrochronologiques datées dans l'absolu (DAMON & LINICK 1986, MOOK 1977). Ces courbes ont été affinées depuis et permettent de calibrer des âges ^{14}C sur les derniers 11'390 ans (BARTLEIN et al. 1995). Grâce à des méthodes de calibration parallèles, telles que la datation par Uranium/Thorium de coraux (BARD et al. 1990) ou l'analyse de varves lacustres (HAJDAS et al. 1995), les courbes de calibration du radiocarbone s'étendent actuellement jusqu'à 18'400 cal BP, alors que la datation par ^{14}C permet de dater du matériel âgé de plus de 30'000 ans (BARTLEIN et al. 1995).

Différents programmes informatiques facilitent la calibration des dates ^{14}C . Les programmes CALIB (STUIVER & REIMER 1993) et OxCal (BRONK RAMSEY 1995) sont parmi les plus utilisés et reconnus. Nous avons par ailleurs effectué toutes les calibrations de nos recherches à l'aide du programme OxCal (Fig. 2.8), en appliquant la courbe de calibration IntCal98 (STUIVER et al. 1998), illustrée sur la figure 2.9. Afin de pouvoir établir des comparaisons entre des résultats obtenus de la littérature avec nos propres résultats, il s'est avéré nécessaire de calibrer de manière graphique certaines données de la littérature. Pour cela nous avons utilisé l'échelle présentée sur la figure 2.10, créée à l'aide de la courbe de calibration IntCal98 (STUIVER et al. 1998). Les dates calibrées présentées dans cette étude sont calculées avec une incertitude de 2 sigma, équivalent à une probabilité de 95.4%. La figure 2.11 illustre les variations d'âge que peuvent induire l'utilisation de la demi-vie standard de Libby de 5568 ans ou celle de Cambridge de 5760 ans, ainsi

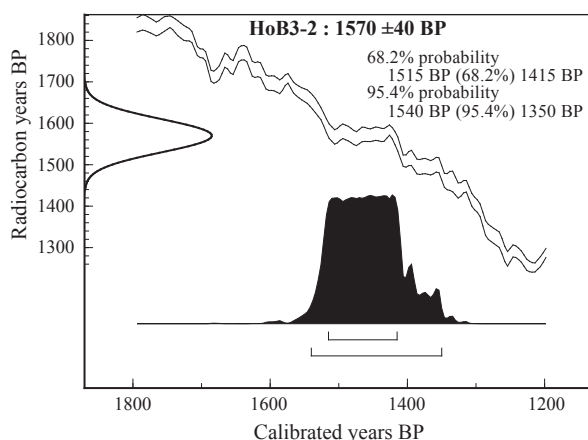


Fig. 2.8 Calibration of a radiocarbon age using the OxCal software (BRONK RAMSEY 1995), based on the IntCal98 calibration curve (STUIVER et al. 1998).

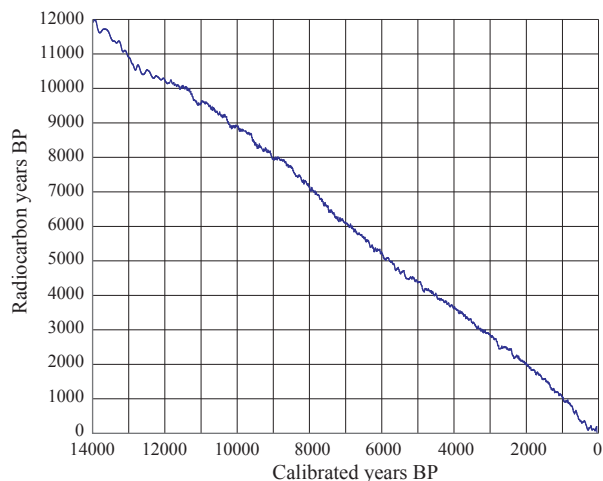


Fig. 2.9 IntCal98 calibration curve for radiocarbon ages (STUIVER et al. 1998)

que les différences engendrées par les calibrations à 1 ou 2 sigma pour des âges de l'Holocène. On remarque que la différence entre les âges bruts ^{14}C et ceux calibrés augmente significativement plus on remonte dans le passé.

2.3.4 Avantages de la méthode

La possibilité de dater des échantillons de très petit volume est un des grands bénéfices de la datation par radiocarbone. Non seulement le volume de l'échantillon peut être restreint, mais également le type d'échantillon analysé peut être fort variable. En effet, la datation ^{14}C s'applique à de nombreux matériaux et organismes contenant du carbone: bois, charbon, tourbe, paléosols, pollens, insectes, coquilles, os, cheveux, poteries, coraux, foraminifères, spéléothème, etc. Dans le cadre des instabilités de terrain, il s'avère fort appréciable de pouvoir effectuer des datations sur des fragments de bois prélevés notamment dans des forages, qui souvent livrent du matériel broyé et non structuré. En effet, lorsqu'un échantillon de bois n'expose pas suffisamment de cernes pour pouvoir effectuer une analyse dendrochronologique, la datation ^{14}C reste applicable pour de petits volumes de bois (Planche 2-D).

2.3.5 Limites de la méthode

Certaines conditions clés limitent cependant l'application de la datation ^{14}C . Cette méthode étant essentiellement basée sur la mesure de la teneur en ^{14}C d'un échantillon, il faut donc être certain qu'aucune contamination n'a pu venir perturber et fausser le contenu propre de l'échantillon. On peut s'attendre à une contamination par des acides humiques, des racines ou en présence de matériel remanié (LANG et al. 1999, WATERBOLK 1977). En revanche, la contamination par les eaux d'infiltration peut être considérée comme négligeable (AITKEN 1990). Afin de pouvoir utiliser les âges ^{14}C obtenus de manière sûre, il est souvent judicieux de recouper les datations ^{14}C par d'autres méthodes de datation, telles que la palynologie ou la dendrochronologie (SCHÖNEICH 1991).

Les plateaux observés sur les courbes de calibration du ^{14}C , liés aux fluctuations de production du ^{14}C atmosphérique, peuvent également créer des problèmes de datation lorsque des échantillons analysés expriment des âges correspondant précisément à ces zones de plateaux (LOTTER 1991). Il faut alors avoir recours à des méthodes annexes pour affiner la datation, comme l'analyse de varves lacustres (LOTTER 1991) ou de séquences dendrochronologiques (STUIVER et al. 1991). La courbe de la figure 2.12 représente les anomalies de la teneur en ^{14}C de l'atmosphère au cours des derniers 14'000 ans, illustrant clairement une production irrégulière du ^{14}C durant les derniers millénaires (STUIVER et al. 1991). On remarque notamment la forte anomalie positive entre 12'250 et 11'250 cal BP, correspondant à la période froide du Dryas Récent. Durant cet intervalle, la production de ^{14}C est accentuée et permet aux organismes d'assimiler, par l'intermédiaire du CO_2 , plus de ^{14}C que la normale. L'effet de plateau implique dans ce cas une correspondance entre la période de 500 ans ^{14}C de 10'500 à 10'000 ^{14}C et la période de 1000 ans allant de 12'250 à 11'250 cal BP (Fig. 2.9). Ainsi, les âges ^{14}C compris dans cet intervalle de 500 ans expriment des âges calibrés associés à une marge d'imprécision plus élevée que la normale.

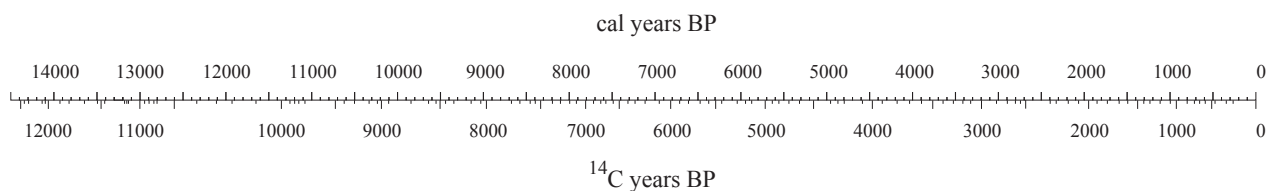


Fig. 2.10 Calibration of radiocarbon ages through graphical mean, based on the IntCal98 calibration curve (STUIVER et al. 1998).

¹⁴ C BP Libby	error range	cal BP 1 sigma	cal BP 2 sigma	¹⁴ C BP Cambridge	error range	cal BP 1 sigma	cal BP 2 sigma
1000	10	946-943 933-922	950-918	1030	10	949-933	958-927
2000	20	1990-1960 1955-1925 1910-1900	1995-1890	2060	20	2060-1990 1960-1950	2120-2090 2070-1940
3000	30	3260-3140 3130-3110 3090-3080	3330-3280 3270-3070	3090	30	3360-3315 3310-3265	3380-3240 3230-3210
4000	40	4520-4465 4450-4415	4580-4390 4380-4350	4120	40	4810-4760 4700-4670 4650-4540	4830-4520
5000	50	5880-5820 5760-5650	5900-5610	5150	50	5990-5970 5950-5880 5810-5760	6000-5740
6000	60	6900-6740	7000-6720 6710-6670	6180	60	7210-6990	7250-6900
7000	70	7930-7890 7870-7750	7950-7680	7210	70	8150-8140 8120-8080 8060-7940	8180-7920 7900-7870
8000	80	9010-8750 8740-8720	9090-9050 9040-8600	8240	80	9400-9340 9310-9080 9050-9030	9470-9450 9430-9020
9000	90	10240-10110 10080-10030 10020-10010 10000-9920	10400-9750	9270	90	10560-10360 10350-10280	10690-10230
10000	100	11650-11240	12100-11150	10300	100	12600-12500 12350-11900 11850-11750	12850-11550
11000	110	13150-12920	13350-13300 13200-12800 12750-12650	11330	110	13440-13160	13800-13650 13500-13000
12000	120	14350-13800 13750-13650	15350-14650 14350-13550	12360	120	15100-14550 14450-14100	15450-14050

Fig. 2.11 Comparison of ages resulting from the use of the Libby or Cambridge half-lives, calibrated at 1 sigma and 2 sigma precision.

Transformation of Libby to Cambridge ages: multiply Libby's ages by 1.03.

2.4 AUTRES MÉTHODES DE DATATION

D'autres méthodes de datation directe ou indirecte de glissements de terrain et de processus géomorphologiques ont été développées au cours des dernières décennies et sont présentées ci-dessous. Il est en effet utile de rappeler que la combinaison de plusieurs de ces méthodes entre elles entraîne une amélioration de la qualité et de la précision des datations. En recoupant une méthode par une autre, les datations absolues ou relatives peuvent en effet être affinées et utilisées avec plus d'assurance. Nous n'avons cependant pas appliqué les méthodes décrites ci-après, mais jugeons nécessaire de les présenter dans ce travail, consacré à la datation des glissements de terrain.

2.4.1 Nuclides cosmogéniques

Les nuclides cosmogéniques sont produits dans l'atmosphère et à la surface du globe par l'interaction entre les rayonnements cosmiques et certains atomes, engendrant notamment la formation d'atomes de ¹⁰Be, ¹⁴C, ²⁶Al ou ³⁶Cl (LANG et al. 1999). La méthode de datation au ¹⁴C est d'ailleurs basée sur la production d'atomes de ¹⁴C dans l'atmosphère à partir d'atomes de ¹⁴N et le taux de désintégration de ces atomes radio-géniques ¹⁴C. La même démarche peut s'appliquer aux atomes de ¹⁰Be, ²⁶Al et ³⁶Cl, également produits par réaction nucléaire dans les premiers mètres de sol exposés aux rayonnements cosmiques. Le taux d'accumulation de ces nuclides est proportionnel au flux

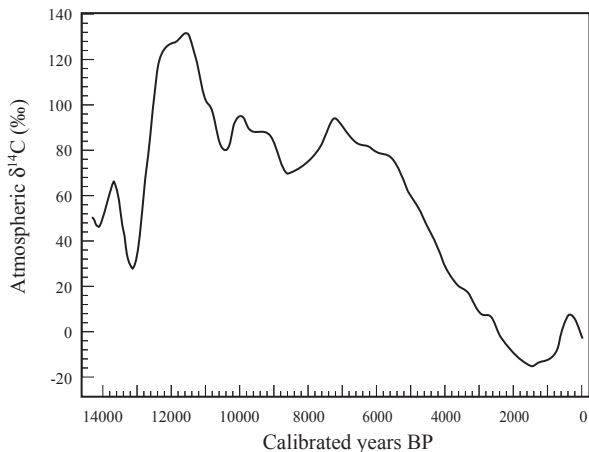


Fig. 2.12 Long-term trend of atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ values, as derived from varve chronologies and a floating tree-ring chronology (after STUIVER et al. 1991).

de rayons cosmiques et à la concentration d'atomes cibles pouvant être transformés, contenus dans les premiers mètres de la surface terrestre (LANG et al. 1999). La concentration de nuclides cosmogéniques formés in situ peut donc être utilisée afin de déterminer la durée d'exposition du matériel de surface ou des taux d'érosion (LAL 1995; STANFORD et al. 2000). L'analyse de tels nuclides permet d'effectuer des datations sur du matériel âgé de moins de 1000 ans à plusieurs millions d'années (LANG et al. 1999). Dans le cadre de glissements de terrain et instabilités rocheuses, il devient donc possible, grâce à cette méthode, de déterminer l'âge d'exposition de niches d'arrachement ou de plans de glissement mis à jour suite à un événement majeur (BALLANTYNE et al. 1998; BARNARD et al. 2001; KUBIK et al. 1998).

2.4.2 Luminescence

La datation par luminescence est basée sur le principe que la radioactivité naturelle et les radiations cosmiques produisent des charges qui sont en partie stockées sur les imperfections de réseaux cristallins. La stimulation d'électrons localisés en de tels endroits engendrent l'émission de photons, principe de base de la luminescence. L'intensité de la luminescence est proportionnelle au nombre de charges stockées et donc à l'âge de l'échantillon (LANG et al. 1999). La stimulation des électrons peut se faire par apport de chaleur (thermoluminescence) ou de manière optique, par la lumière naturelle (OSL: Optically-Stimulated-Luminescence). L'application de la datation par luminescence OSL peut concerner de nombreux environnements sédimentaires: sédiments éoliens ou fluviaux, colluvions, sédiments littoraux. Les résultats

sont particulièrement remarquables lorsque la méthode s'applique à des colluvions (LANG et al. 1999). En ce qui concerne les glissements de terrain, des échantillons provenant de plans de glissement mis à jour ou de lobes d'accumulation peuvent être soumis à l'analyse de luminescence OSL. La date de dépôt de coulées boueuses ou coulées de débris contenant du matériel sableux ou silteux peut également être obtenue à l'aide de la datation par luminescence OSL. Préalablement, il est toutefois nécessaire de s'assurer que les particules minérales ont pu être suffisamment exposées à la lumière durant l'événement, afin que l'horloge interne OSL soit remise à zéro (LANG et al. 1999).

2.4.3 Lichénométrie

La lichénométrie est une méthode de datation établie sur le principe que les lichens se développent de manière régulière sur un substrat rocheux stable, et peuvent être considérés comme des espèces pionnières colonisant des surfaces fraîchement mises à jour. De plus, la méthode tient compte du fait que le lichen le plus large observé sur une surface peut être considéré comme le plus vieux. Et si le taux de croissance d'une certaine espèce de lichen est connu, alors la taille maximale d'un lichen analysé peut donner un âge minimum pour le dépôt ou la mise à jour de son substrat, avec une précision d'environ 5 ans pour les deux derniers siècles (GROVE & SWITSUR 1994). La méthode traditionnelle consiste à mesurer les cinq lichens les plus larges sur l'ensemble d'un site d'étude (BULL et al. 1994). Or, la démarche la plus appliquée se base sur la mesure du lichen le plus large sur chaque bloc rocheux d'un site (BULL et al. 1994; MCCARROLL et al. 2001). L'espèce de lichen la plus répandue et la plus utilisée pour dater des processus géomorphologiques est le *Rhizocarpon rhizocarpon*, qui a la particularité de croître lentement et sur de longues périodes. Il est cependant indispensable d'étalonner le taux de croissance de chaque espèce de lichen utilisée, et ceci pour une région donnée, à l'aide de méthodes de datation annexes, comme la dendrochronologie (BULL et al. 1994). La lichénométrie peut s'appliquer à de nombreux types de mouvements de masse, dans la mesure où ceux-ci présentent des déplacements soudains et simples, tels des chutes de blocs, éboulements, écroulements, coulées de boue, glissements superficiels ou encore des phénomènes de fauchage (BULL et al. 1994; COROMINAS et al. 1993; LANG et al. 1999; MCCARROLL et al. 2001). La méthode ne peut toutefois pas s'appliquer à des processus de glissements continus ou périodiquement actifs qui perturbent la croissance régulière

des lichens. En effet, les lichens ont besoin d'un substrat stable et continuellement exposé à la lumière du jour pour se développer de manière optimale.

2.4.4 Analyses morphologiques

Les glissements de terrain et autres mouvements de masse, tels chutes de blocs, éboulements, coulées de boue ou solifluction contribuent à une modification continue du paysage et surtout de la morphologie des versants. Des lacs et des marais peuvent ainsi naître suite à l'activité dynamique importante d'un glissement de terrain. En effet, des dépressions peuvent se créer sur la masse instable, liées à des mouvements superficiels importants, et engendrer la création de lacs ou de marais sur le glissement même (ALEXANDROWICZ & ALEXANDROWICZ 1999; COROMINAS et al. 1993), comme l'illustre la figure 2.13. L'analyse et la datation de sédiments lacustres ou de tourbe prélevés dans de telles dépressions peuvent ainsi préciser un âge minimal de l'activité du glissement (COROMINAS et al. 1993). Il est cependant important de préciser que le développement d'un écosystème de marais ne peut se faire qu'en présence de conditions favorables et stables, donc uniquement lorsque l'instabilité cesse (JOHNSON 1987). La datation de matériel tourbeux indique ainsi principalement la date de stabilisation du glissement plutôt que le début des mouvements.

Mis à part la création de dépressions sur la masse instable, le processus de glissement peut aussi conduire parfois à la création d'un lac (Fig. 2.14) suite à l'obstruction rapide d'une vallée étroite par la masse instable (ALEXANDROWICZ & ALEXANDROWICZ 1999; COROMINAS et al. 1993). La superficie et la longévité

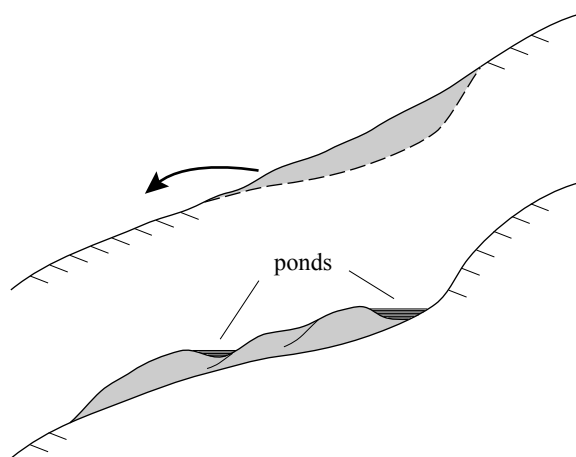


Fig. 2.13 Creation of ponds in depressions originated from landslide movements.

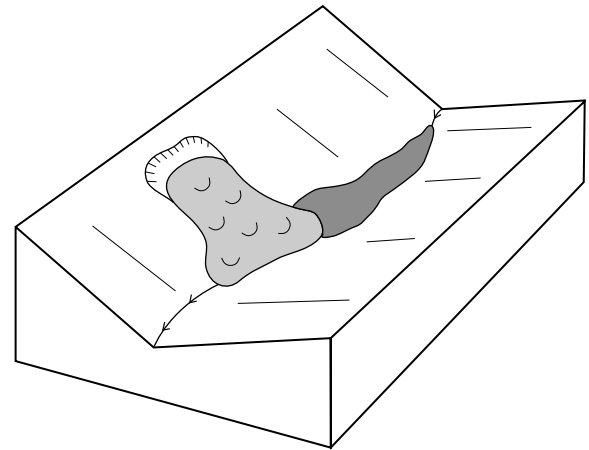


Fig. 2.14 Creation of a landslide-dammed lake in a narrow valley.

de tels lacs varient en fonction du volume de matériel glissé, des conditions de stabilité de la digue nouvellement créée ou encore du régime hydrologique de la vallée obstruée. La figure 2.15 illustre la courbe de longévité d'une série de barrages créés par des glissements, décrits par SCHUSTER & COSTA (1986). On voit clairement que l'existence de tels barrages est souvent limitée à quelques jours ou semaines, et seulement 9% de barrages résistent toujours après plus d'une année. Seuls des déplacements de masses importantes, déposés dans un laps de temps très court (de l'ordre d'un jour ou de quelques semaines, voire d'une année), peuvent amener à l'obstruction durable d'une vallée. En effet, l'action érosive de cours d'eau drainant la vallée peut engendrer une rupture rapide du barrage ou éroder de manière continue le front de glissement si les mouvements de celui-ci sont trop lents.

Un exemple de lac de barrage éphémère, formé par l'activité majeure d'un glissement, peut être illustré par le glissement de Falli Hölli, qui, lors de sa réactivation catastrophique de 1994, obstrua le cours du Höllbach durant quelques semaines. La masse glissée se stabilisa peu après la formation du barrage. Le petit lac de retenue (6000 m³) créé en amont du barrage disparut rapidement, suite à un remplissage progressif d'une part mais également suite à sa vidange partielle de manière naturelle et calme (RAETZO-BRÜLHART 1997). Le cas du Lac Noir, situé dans les Préalpes fribourgeoises, constitue lui aussi un exemple de lac de barrage lié à un mouvement de masse important. Son origine est, comme nous le présentons dans le chapitre 5.4, probablement associée à l'activité majeure d'instabilités de terrain ayant engendré l'obstruction du cours de la Singine froide il y a plus de 6'000 ans, démon-

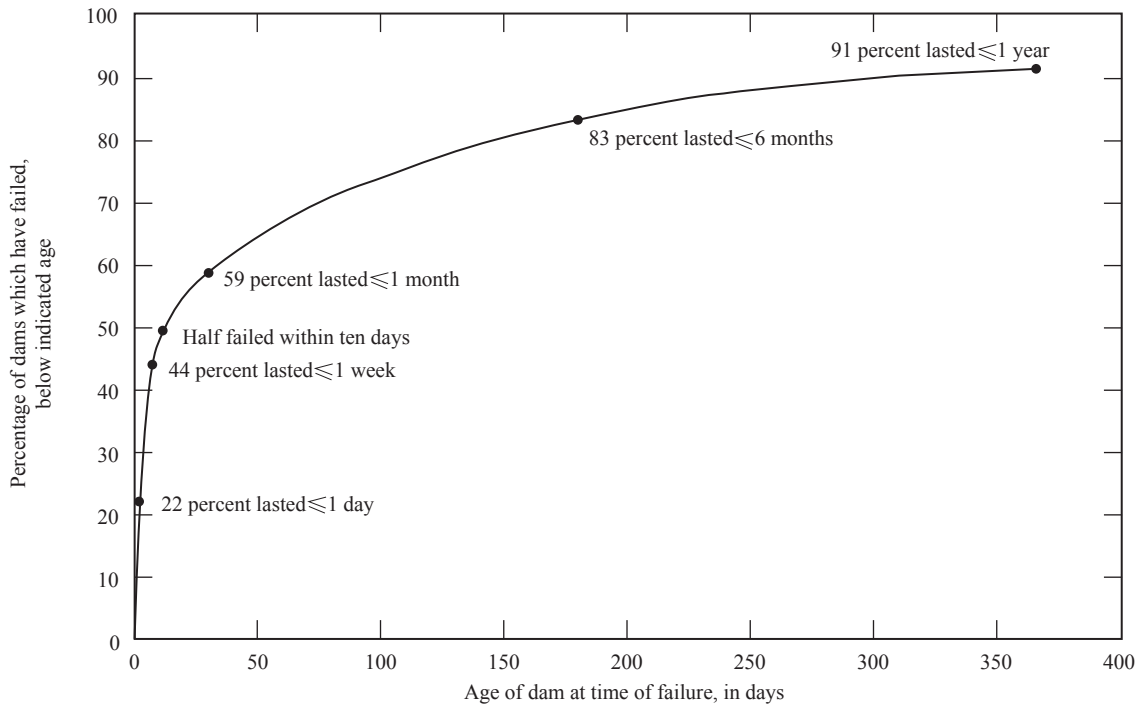


Fig. 2.15 Length of time landslide dams survive, based on 63 cases from the literature (SCHUSTER & COSTA 1986).

trant donc le cas d'un lac de barrage ayant résisté durant plusieurs millénaires. L'analyse des sédiments lacustres de tels lacs de barrage peut révéler de riches informations sur l'âge minimal de l'activité des mouvements de terrain ayant conduit à l'obstruction d'une vallée. De telles analyses ont été conduites au Lac Noir et sont décrites dans le chapitre 5.

La datation de glissements de terrain peut aussi s'effectuer, de manière indirecte, par rapport à d'autres objets géomorphologiques d'âges connus, tels des terrasses ou des dépôts morainiques, avec l'appui d'analyses sédimentologiques (JOHNSON 1987; LANG et al. 1999; SCHÖNEICH 1991).

2.4.5 Archives et archéologie

De nombreux écrits historiques et archives diverses fournissent des informations directes ou indirectes sur l'activité passée des glissements de terrain et dangers naturels en général (ALEXANDROWICZ & ALEXAN-

DROWICZ 1999). Les travaux de recherche de PFISTER (1998) présentent notamment une chronologie historique de phénomènes naturels extrêmes ayant affecté la Suisse, tels des inondations, avalanches et tempêtes. En ce qui concerne les glissements de terrain, RAETZOBRÜLHART (1997) présente une liste étoffée des possibilités d'acquisition de données historiques et récentes sur l'activité de glissements de terrain, à savoir: consultation d'archives communales ou cantonales, de protocoles paroissiaux, d'articles de presse, de rapports d'inspection des pâturages, mise en valeur de souvenirs de particuliers (propriétaires d'alpages, de chalets, etc.), analyse de cartes historiques ou encore de photos aériennes. Enfin, l'intégration de données archéologiques peut aider à préciser l'âge relatif de mouvements de masse ayant engendré la destruction d'édifices historiques (JOHNSON 1987). Ou à l'inverse, l'établissement de constructions historiques sur des glissements de terrain anciens peut donner des indications quant à l'âge minimal de l'activité de ces glissements.

3 - PRÉSENTATION DES SITES D'INSTABILITÉS DE TERRAIN ET DES DATATIONS

3.1 INTRODUCTION

Les datations de glissements de terrain présentées dans ce travail proviennent en majeure partie de glissements localisés dans les Préalpes fribourgeoises. Les travaux de prospection ont été concentrés dans la région du Lac Noir, qui abrite de nombreux versants affectés par des instabilités de type glissements de terrain, coulées boueuses, laves torrentielles, chutes de blocs et éboulements. L'activité historique des glissements de terrain a pu être précisée grâce à la prospection et la récolte de multiples échantillons de bois préservés depuis des siècles ou des millénaires à l'intérieur des masses instables. 69 datations de bois ont pu être effectuées, provenant des six glissements suivants: Hohberg, Falli Hölli, Schlossboden, Pürrena, Villarbeney et Jaun (Fig. 3.1). L'accumulation progressive de dizaines d'échantillons s'est vue favorisée par de nombreux et successifs travaux d'assainissement ou d'aménagement effectués sur ces glissements au cours des 10 dernières années. En effet, grâce à la collaboration appréciée de divers bureaux privés de géologie du canton de Fribourg, il nous a été possible de participer à l'implantation de réseaux de drainage, piézomètres ou forages, et de prélever et analyser une multitude d'échantillons de bois préservés en profondeur.

Une partie des datations présentées dans ce travail proviennent d'études antérieures, et notamment des recherches effectuées par le Dr Hugo Raetzo lors de la réalisation de son travail de doctorat (RAETZO-BRÜLHART 1997). Ses recherches lui ont permis d'acquérir de nombreuses et riches données historiques sur le glissement de Falli Hölli d'une part, ainsi que des données sur le comportement passé du glissement du

Hohberg. Les datations du glissement de Villarbeney ont également été réalisées avant l'initiation de ce travail de thèse. Elles furent effectuées à la fin des années 1970 lors de travaux d'auscultation du glissement.

L'accumulation de nombreuses datations sur un même glissement favorise la qualité et la précision de la détermination de son activité passée. L'interprétation du comportement passé d'un glissement ne comportant qu'un nombre restreint de datations ne peut être faite qu'avec un degré d'incertitude élevé quant à la valeur du résultat. C'est pourquoi de telles datations ne sont pas présentées de manière préférentielle dans ce chapitre 3, mais sont toutefois mises en valeur dans le chapitre 3.8, qui regroupe des datations supplémentaires provenant de diverses régions de Suisse.

Les sites et résultats présentés ci-après comprennent une description du contexte géographique et géologique de chaque site étudié, suivie d'une description du glissement et de son activité actuelle, nécessaire afin de pouvoir, par la suite, comparer l'évolution et l'ampleur des mouvements passés à l'état d'activité actuel. Les datations établies sur chaque site sont ensuite présentées, comprenant une description des échantillons de bois, des lieux et conditions de prélèvement, ainsi que des traitements et analyses effectués sur les bois. Les résultats sont présentés séparément pour chaque site et seront mis en commun dans le chapitre 4.1 dans le cadre de comparaisons spatiales et temporelles entre tous les sites étudiés. Finalement, une reconstruction des successions d'événements est présentée pour chaque site, afin de préciser la mise en place et l'évolution dynamique des glissements durant le Tardiglaciaire et l'Holocène.

3.2 GLISSEMENT DU HOHBERG

3.2.1 Contexte géographique et géologique

Le glissement du Hohberg se situe dans les Préalpes fribourgeoises, environ 2 km au nord-est du Lac Noir, haut lieu du tourisme singinois (Fig. 3.1). La partie supérieure du glissement s'étend du versant Nord du Hohmattli, qui culmine à 1794 m, au flanc sud de l'Ättenberg, vers 1500 m d'altitude (Fig. 3.2). La zone de glissement se poursuit vers l'aval, en empruntant la dépression morphologique parcourue par le Hohbergbach. Le glissement s'arrête aux abords de la plaine du Rohrmoos, dans le quartier du Rohr, vers 1030 m d'altitude.

Le contexte tectonique du Hohberg présente de nombreuses complexités, dues à la présence de diver-

ses unités tectoniques distinctes. Le substrat rocheux, sur lequel reposent les matériaux meubles affectés par le glissement du Hohberg, se compose de 3 unités tectoniques, soient la Nappe du Gurnigel, la Nappe des Préalpes Médiannes Plastiques et du Mélange s'intercalant entre les deux unités précédentes (Fig. 3.2). La Nappe du Gurnigel constitue le soubassement rocheux de la partie Nord de la zone en glissement. Elle est constituée de six unités biostratigraphiques décrites par VAN STUIJVENBERG en 1979: le Maastrichtien, le Danien, le Thanétien, l'Ilerdien, le Cuisien et le Lutétien. Les compositions lithologiques du flysch du Gurnigel varient d'une unité à l'autre, ainsi que les épaisseurs. Le flysch gréseux du Thanétien joue un rôle important dans l'architecture du relief de la région du Lac Noir. En effet, formée de la succession d'épais bancs de grès pouvant atteindre plus de 5 m d'épaisseur, la série du Thanétien définit souvent les crêtes

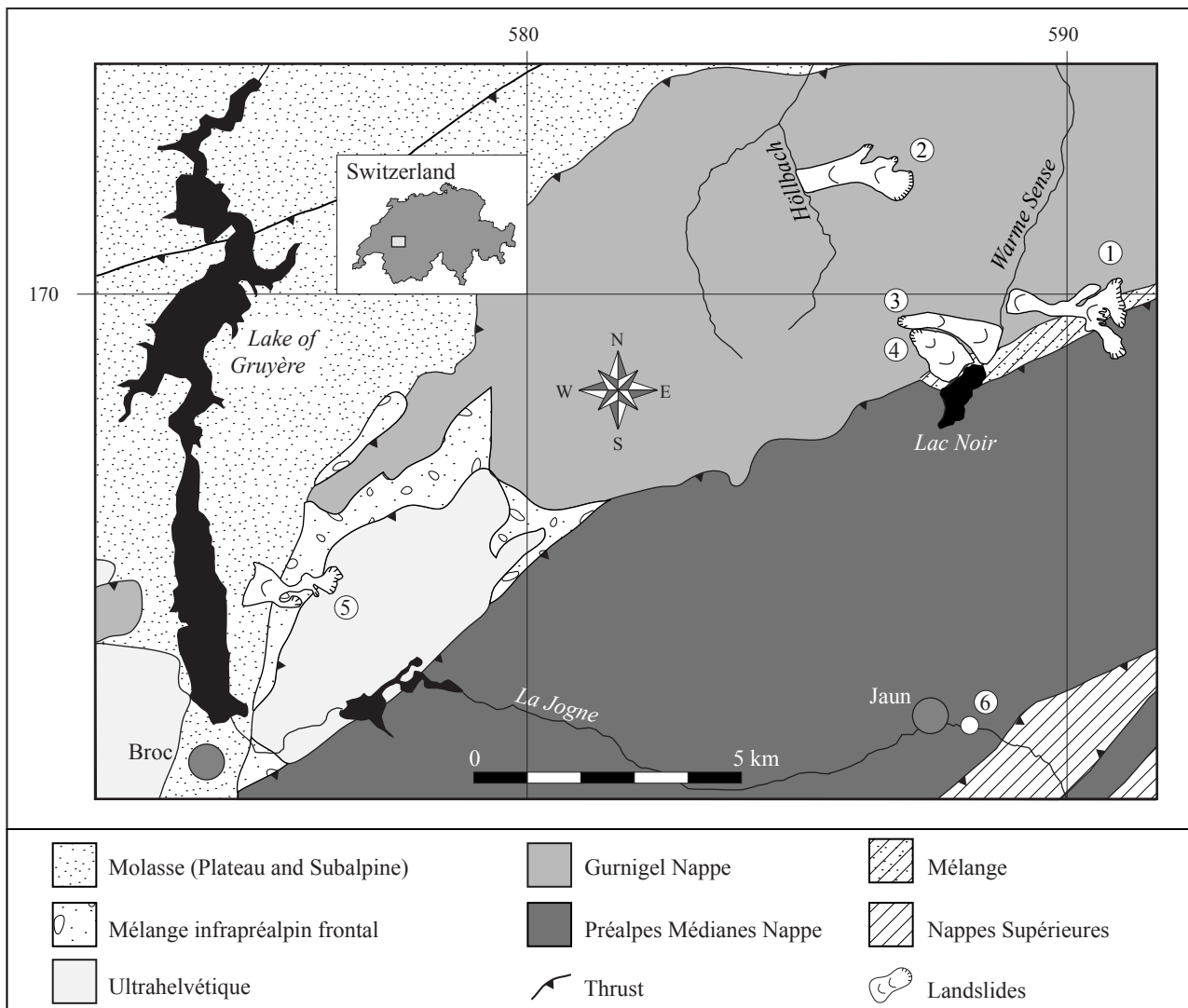


Fig. 3.1 Location of studied landslides in the Fribourg Prealps (1: Hohberg, 2: Falli Hölli, 3: Schlossisboden, 4: Pürrena, 5: Villarbenedy, 6: Jaun), together with simplified tectonic context (after PASQUIER in press).

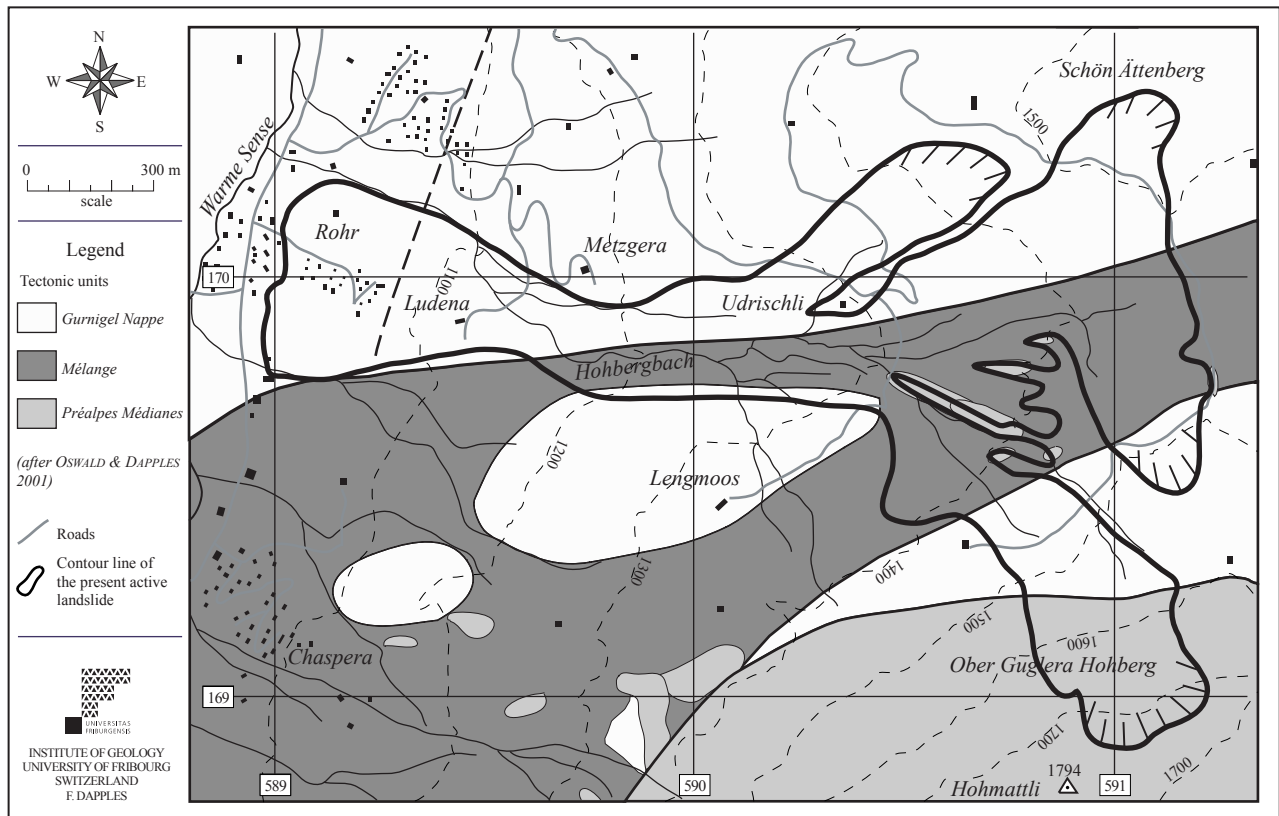


Fig. 3.2 Local tectonic context of the Hohberg landslide area, after OSWALD & DAPPLES (2001).

et les falaises surplombant les dépressions du Maas-trichtien-Danien (OSWALD & DAPPLES 2001). La crête du "Schön Ättenberg" est notamment déterminée par l'orientation est-ouest des niveaux gréseux compétents de flysch du Thanétien.

La partie la plus élevée du glissement du Hohberg, située dans le flanc Nord du Hohmattli, repose sur le front septentrional de la Nappe des Préalpes Médiannes Plastiques (Fig. 3.2). Cette nappe est constituée de plusieurs unités qui, dans la région étudiée, débutent au Trias supérieur et s'étendent jusqu'au Crétacé inférieur, exposant de nombreux types de lithologies. De nombreuses complexités structurales, telles que failles, chevauchements ou successions de plissements, affectent la zone frontale des Préalpes Médiannes (PLANCHEREL 1976). Une bande étroite de Mélange sépare la nappe du Gurnigel de celle des Préalpes Médiannes et concerne les parties médiane et supérieure du glissement (Fig. 3.2). Ce faciès de type "Mélange" est caractérisé par une matrice marneuse abondante, enrobant des lentilles plurimétriques et polygéniques provenant du flysch du Gurnigel, du Mésozoïque des Préalpes Médiannes et de conglomérats (OSWALD & DAPPLES 2001). L'agencement de certaines lentilles plurimétriques dans la partie haute du glissement détermine

des reliefs morphologiques stables qui jouent un rôle important dans la dynamique actuelle du glissement, en canalisant les mouvements sur plusieurs couloirs parallèles. Une écaille de flysch du Gurnigel vient s'intercaler entre la limite sud de la bande de Mélange et la zone frontale des Préalpes Médiannes (Fig. 3.2), illustrant bien la complexité de la mise en place des nappes préalpines.

La nature du substrat rocheux joue un rôle non négligeable dans la dynamique des glissements de terrain étudiés, bien que ceux-ci ne concernent principalement que les dépôts quaternaires. Ces dépôts récents proviennent de l'érosion continue des versants préalpines durant les périodes interglaciaires et postglaciaires, et sont caractérisés par des dépôts successifs de coulées de boue, de laves torrentielles, de glissements de terrain et de chutes de blocs et de pierres. Les matériaux meubles de surface sont constitués d'une fraction importante de sédiments argileux et marneux originaires des différentes unités de flysch des nappes préalpines. La présence dominante de telles particules fines et imperméables participe grandement à la mise en place de plans de glissement préférentiels liés à des circulations d'eau souterraine spécifiques, influencées par la composition du matériel meuble.

3.2.2 Description du glissement

Le glissement du Hohberg s'étend du flanc Nord du Hohmattli, vers 1780 m d'altitude, à la bordure orientale de la plaine marécageuse du Rohrmoos, parcourue par la Singine, et le quartier résidentiel du Rohr, vers 1030 m d'altitude (Fig.3.2). S'étendant sur plus de 2500 m de long entre sa partie supérieure et sa partie frontale, le glissement décrit une forme comparable à un sablier, avec un zone d'approvisionnement large en amont, subdivisée en plusieurs couloirs actifs de 50 à 300 m de large. Cette partie supérieure se rétrécit vers la partie médiane pour faire place à un couloir de transit large d'environ 200 m, qui emprunte la dépression morphologique parcourue par le Hohbergbach, entre 1300 et 1150 m d'altitude. Les vitesses de déplacement les plus élevées du glissement sont atteintes sur la bordure sud du glissement, au niveau de la route menant au chalet de Lengmoos (Fig. 3.2, Planche 1-A, RAETZO-BRÜLHART 1997). Des vitesses maximales pouvant atteindre plus d'un mètre par mois ont été mesurées à cet endroit sur de courts intervalles de temps depuis 1995, notamment entre juin et août 1997 (OSWALD 2003). Cette zone est en effet située au pied du couloir supérieur sud, qui est caractérisé par des mouvements rapides liés à des processus de type coulées de débris. Finalement, la zone inférieure s'élargit à partir du débouché du couloir de transit et présente une morphologie accidentée et bosselée due aux successions de nombreux dépôts de glissements et de coulées boueuses au cours du temps. Le volume de l'ensemble de la masse instable atteint environ 23 millions de m³ (RAETZO-BRÜLHART 1997). La profondeur du plan de glissement principal oscille entre 15 et 20 m sur les zones inférieures et médianes et diminue progressivement dans la partie supérieure. Les mouvements du glissement n'affectent que la partie superficielle des dépôts quaternaires accumulés depuis des millénaires dans le bassin versant du Hohbergbach. En effet, les matériaux quaternaires reposant sur le substrat rocheux ne démontrent aucun signe de mouvement significatif. Ils sont considérés comme d'anciennes masses de glissement (Réf. UNIFR-Hoh-97; Réf. GEOTEST-F9864.4) ayant probablement subi des mouvements dans les siècles ou millénaires passés, tel que nous l'expliquons dans le chapitre 3.2.4.

L'activité du glissement du Hohberg est suivie minutieusement depuis 1994, date de la réactivation subite de la partie supérieure du glissement située dans le flanc du Hohmattli. Cette accélération s'est progressivement propagée vers les zones médiane et inférieure (RAETZO-BRÜLHART 1997). De nombreux tra-

vaux d'auscultation ont été initiés en 1995, avec la mise en place de mesures géodésiques, telles que l'implantation d'un réseau de points GPS (Global Positioning System) et de mesures continues de déplacement au moyen de distomètres laser fixes. Des campagnes de mesures géophysiques, accompagnées de la réalisation de 5 forages carottés profonds (Planche 1-B) ont permis de déterminer la structure tridimensionnelle du corps du glissement et de préciser la profondeur du plan de glissement à l'aide de sondes inclinométriques (Réf. UNIFR-Hoh-97; Réf. GEOTEST-F9864.4). Les forages ont également permis la récolte bénéfique de plusieurs échantillons de bois situés en profondeur dans les terrains quaternaires. Ils ont notamment livré les plus vieux échantillons de bois associés aux premières instabilités de terrain apparues suite au retrait glaciaire de la vallée du Lac Noir.

Le suivi actuel du glissement du Hohberg a fait l'objet d'une thèse de doctorat, réalisée par Daniel OSWALD (2003). Ce travail présente diverses méthodologies applicables à l'étude de glissements de terrain actuels, telles que la compilation de divers types de mesures de déplacement et l'analyse des conditions hydrologiques et hydrogéologiques d'un glissement. De plus, OSWALD (2003) présente une étude des mouvements récents du glissement, basée sur la dendro-géomorphologie, qui permet de reconstruire l'activité d'un glissement durant les décennies ou siècles passés. Les enregistrements de l'activité récente du glissement sont ensuite intégrés dans une analyse comparative avec des données climatiques locales. Suite aux travaux d'auscultation, des mesures d'assainissement ont été initiées en 1999 sur la partie médiane du glissement, s'étendant par la suite aux parties inférieure et supérieure. Ces travaux, principalement des drainages superficiels, furent motivés par l'accélération subite des vitesses de déplacement dans les parties supérieure et médiane du glissement au printemps 1999 (RAETZO et al. 2000). Cette accélération des mouvements s'est rapidement propagée vers l'aval avec des vitesses de déplacement pouvant atteindre 5 à 10 cm/mois, engendrant des déformations irrémédiables dans la structure de divers bâtiments du quartier du Rohr, localisé sur la partie frontale du glissement (DAPPLES et al. 2001, OSWALD 2003).

La connaissance des comportements dynamiques d'un glissement actuel tel que celui du Hohberg permet de mieux interpréter les données historiques associées à ce glissement et favorise ainsi la reconstitution des périodes d'activité successives ayant conduit à l'état d'activité actuel de ce glissement.

3.2.3 Description des échantillons et présentation des datations

La prospection de bois sur le glissement du Hohberg depuis 1995 a permis de récolter 34 échantillons de bois sur l'ensemble du glissement, dont 2 ont fait l'objet de datation absolue par analyse dendrochronologique, et 26 ont été datés au radiocarbone. 6 échantillons n'ont pas été datés du fait qu'ils provenaient de sites communs à d'autres échantillons datés. En effet, lors de la récolte d'échantillons dans des tranchées drainantes ou des sondages semi-profonds, une majorité des bois exposés durant les travaux ont été prélevés, mais parfois, et ceci pour des raisons financières, un seul échantillon par site a fait l'objet d'une datation. Les codes attribués aux échantillons définissent le site du Hohberg par "Ho", puis le numéro attribué au site de prélèvement (forages = F1 à F5) suivi de la profondeur de l'échantillon sous la surface topographique, exprimée en mètres (Fig. 3.3). Les échantillons sont présentés ci-après en fonction du code qui leur est attribué, à savoir tout d'abord les échantillons prélevés en surface, suivis des échantillons récoltés dans les divers forages réalisés sur le glissement. Leur localisation sur le glissement est illustrée dans les figures 3.3 et 3.4, exposant la position des échantillons avec res-

pectivement leur code et leur âge. Les datations obtenues sont également synthétisées sous forme de liste dans la figure 3.5 et sous forme graphique dans la figure 3.6.

Ho1-0.5

Il s'agit d'une probable racine de sapin blanc (*Abies alba*), trouvée à 50 cm de profondeur en mai 1998 dans une tranchée drainante réalisée sur le front du glissement (Coord. 589025/169825). L'échantillon de bois se trouvait dans les couches superficielles du terrain, composées d'humus. D'une longueur de 25 cm et d'un diamètre de 5.5 cm, le bois comporte plus de 130 cernes, serrés, et démontre une relative altération de sa surface extérieure. La datation par radiocarbone a porté sur les 130 cernes du bois et a livré un âge ^{14}C de 760 ± 40 BP. La date calibrée se situe dans l'intervalle de 760 à 650 cal BP. Une correction doit être apportée à cet âge calibré, afin d'obtenir l'âge de la mort de l'arbre. La date calibrée doit donc être rajeunie d'environ 75 ans, et détermine l'intervalle allant de 685 à 575 cal BP (1265-1375 AD) pour la mort de ce bois.

Ho2-0.5

L'échantillon Ho2-0.5 est un tronc de sapin blanc (*Abies alba*) prélevé en 1995 par H. Raetzko à 50 cm de

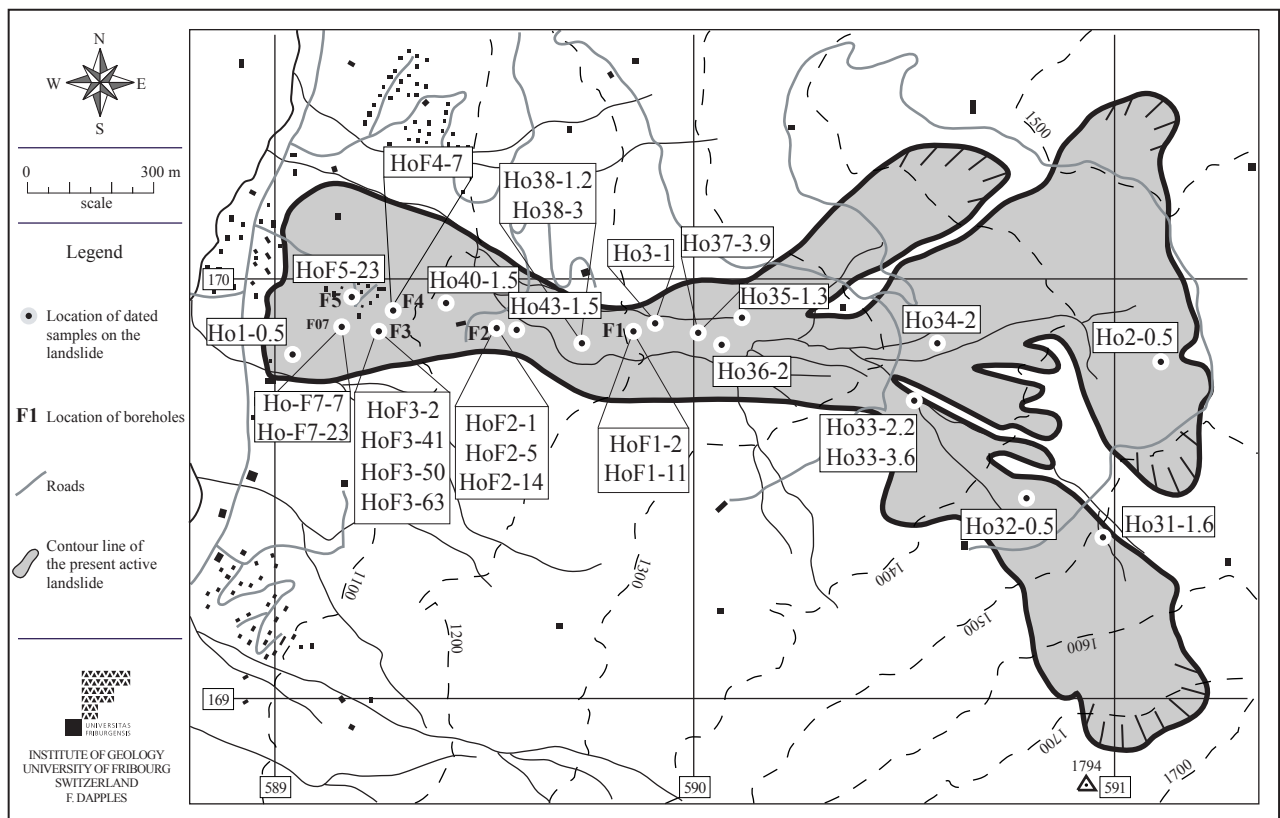


Fig. 3.3 Location of 28 dated wood samples on the Hohberg landslide, with sample codes. Altitude contour lines in metres a.s.l.

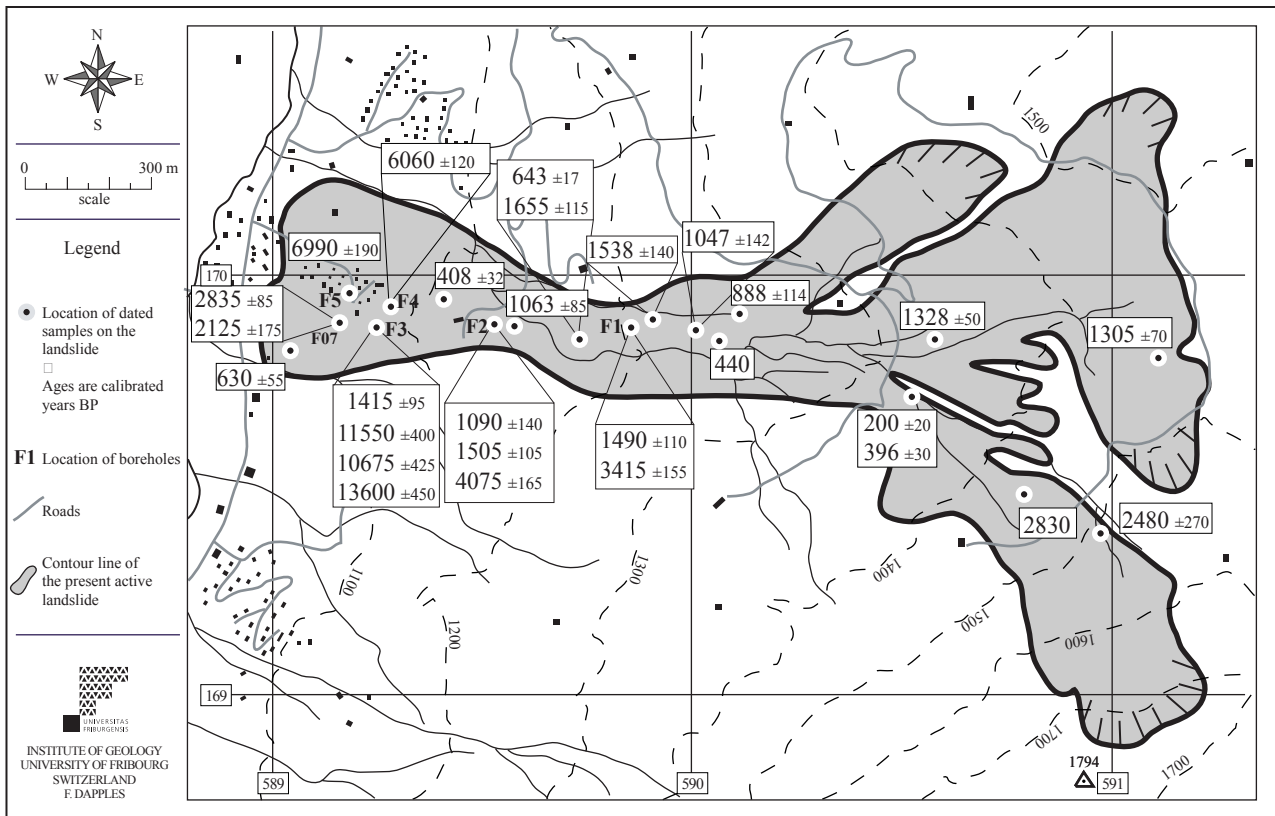


Fig. 3.4 Location of 28 dated wood samples on the Hohberg landslide, with calibrated ages.

profondeur dans un talus de bord de chemin situé dans la partie haute du glissement (Coord. 591100/169800). Le tronc possède un diamètre moyen de 31 cm et est composé de 58 cernes ne comportant pas l'écorce (Réf. LRD00/R5045). La datation ^{14}C a été effectuée sur les cernes 22 à 28 du tronc, et révèle un âge de 1420 ± 40 BP. L'âge calibré de 1410-1270 cal BP doit être rajeuni d'environ 35 ans, et donne un âge maximum de 1375-1235 cal BP (575-715 AD) pour la mort de cet arbre. Les cernes du tronc ne présentent aucun signe de bois de réaction, indiquant donc une croissance non perturbée par des processus déstabilisateurs. L'arbre a probablement été abattu et enseveli par une coulée de boue initiée dans la partie sommitale du glissement.

H03-1

Il s'agit d'un tronc d'épicéa (*Picea abies*), prélevé en mai 1996 par H. Raetzo sur les berges d'un ruisseau, sur la partie médiane du glissement (Coord. 589900/169900). Le tronc, d'un diamètre moyen de 36 cm, possède 24 cernes dont la totalité a été soumise à une datation au ^{14}C , qui a donné un âge de 1650 ± 40 BP. La date calibrée de 1690-1410 cal BP est rajeunie d'environ 12 ans et donne un âge de 1678-1398 cal BP (332-552 AD) pour ce bois.

H031-1.6

Cet échantillon provient de sondages de reconnaissance effectués lors de l'implantation de piézomètres par le bureau privé GEOTEST, en décembre 1998, dans la zone supérieure du glissement (Coord. 590962/169387). Il s'agit d'un tronc d'épicéa (*Picea abies*) d'un diamètre moyen de 29 cm, dont une rondelle a été prélevée sur place, à environ 1 m de l'embranchement des racines. Le tronc se trouvait préservé à 1 m 60 de profondeur, dans des silts argileux brun-beige accompagnés de sable (Réf. GEOTEST-F9864). L'échantillon comporte 180 cernes asymétriques et serrés, se développant du cœur à l'écorce (Réf. LRD00/R5045). Les cernes 21 à 41 ont été datés au ^{14}C et donnent un âge de 2480 ± 25 BP. La correction de 150 ans apportée à la date calibrée (2720-2360 cal BP) implique un âge de 2570-2210 cal BP pour la mort de l'arbre. La présence de l'écorce sur l'échantillon indique un enfouissement rapide du tronc et une bonne préservation en milieu argileux imperméable. L'analyse des cernes de croissance semble indiquer que l'arbre a subi une déstabilisation continue au cours de sa vie (Réf. LRD00/R5045), probablement liée à des phénomènes de glissement de terrain continus. Nous incluons donc les 180 ans de déstabilisation à la date

Code	Longitude (m)	Latitude (m)	Altitude surf. (m)	Depth (cm)	Species	Lab code	Radiocarbon years BP	Corrected range cal years BP	Corrected mean cal years BP	
1	Ho33-2.2	590510	169710	1320	220	?	B-7439	200 ±20	220-180	200 ±20
2	Ho33-3.6	590510	169710	1320	360	?	B-7437	410 ±30	426-366	396 ±30
3	Ho40-1.5	589395	169970	1105	150	<i>Fagus sylv.</i>	B-7769	460 ±20	440-375	408 ±32
4	Ho36-2	590050	169846	1240	200	<i>Abies alba</i>	<i>dendro</i>	-	440	440
5	Ho1-0.5	589025	169825	1040	50	<i>Abies alba</i>	ARC 1905	760 ±40	685-575	630 ±55
6	Ho38-1.2	589720	169850	1180	120	?	B-7436	720 ±20	660-626	643 ±17
7	Ho35-1.3	590102	169912	1260	130	<i>Picea abies</i>	B-7442	1040 ±20	1001-774	888 ±114
8	Ho37-3.9	590024	169861	1330	390	<i>Abies alba</i>	B-7440	1170 ±20	1190-905	1047 ±142
9	Ho43-1.5	589550	169850	1150	150	?	B-7980	1180 ±20	1148-978	1063 ±85
10	HoF2-1	589518	169881	1139	100	?	ETH-16968	1160 ±55	1230-950	1090 ±140
11	Ho2-0.5	591100	169800	1460	50	<i>Abies alba</i>	ARC 1906	1420 ±40	1375-1235	1305 ±70
12	Ho34-2	590570	169853	1330	200	?	B-7435	1440 ±20	1378-1278	1328 ±50
13	HoF3-2	589238	169879	1081	235	<i>Fraxinus sp.</i>	ARC 1607	1570 ±40	1510-1320	1415 ±95
14	HoF1-2	589844	169883	1205	220	<i>Salix sp.</i>	ARC 1611	1600 ±40	1600-1380	1490 ±110
15	HoF2-5	589518	169882	1138	460	<i>Abies sp.</i>	ARC 1609	1620 ±40	1610-1400	1505 ±105
16	Ho3-1	589900	169900	1400	100	<i>Picea abies</i>	ARC 1907	1650 ±40	1678-1398	1538 ±140
17	Ho38-3	589720	169850	1180	300	<i>Abies alba</i>	B-7441	1750 ±25	1770-1540	1655 ±115
18	HoF7-20	589168	169888	1072	1990	?	ARC-1386	2110 ±40	2300-1950	2125 ±175
19	Ho31-1.6	590962	169387	1500	160	<i>Picea abies</i>	B-7438	2480 ±25	2750-2210	2480 ±270
20	Ho32-0.5	590788	169478	1435	50	<i>Picea abies</i>	<i>dendro</i>	-	2830	2830
21	HoF7-7	589168	169888	1072	700	?	ARC-1385	2720 ±40	2920-2750	2835 ±85
22	HoF1-11	589844	169883	1205	1140	<i>Abies sp.</i>	ARC 1608	3190 ±60	3570-3260	3415 ±155
23	HoF2-14	589518	169882	1138	1390	<i>Abies sp.</i>	ARC 1606	3715 ±45	4240-3910	4075 ±165
24	HoF4-7	589270	169930	1082	710	?	B-7596	5290 ±30	6180-5940	6060 ±120
25	HoF5-23	589170	169960	1057	2310	?	B-7597	6130 ±40	7180-6800	6990 ±190
26	HoF3-50	589238	169879	1081	5000	?	ETH-16967	9380 ±85	11100-10250	10675 ±425
27	HoF3-41	589238	169879	1081	4100	?	ETH-16969	9910 ±90	11950-11150	11550 ±400
28	HoF3-63	589238	169879	1081	6300	?	ETH-16966	11590 ±100	14050-13150	13600 ±450

Fig. 3.5 Wood datings arising from the Hohberg landslide. Radiocarbon dates are calibrated with a 2 sigma error. Corrected dates include an age correction induced by the location of the dated samples on the inner part of branches or trunks (cf. Fig. 2.7).

de la mort de l'arbre, afin d'obtenir une période de déstabilisation comprise entre 2750 et 2210 cal BP (800-260 BC).

Ho32-0.5

Cet échantillon a également été prélevé lors de sondages de reconnaissance en décembre 1998 dans la zone supérieure du glissement (Coord. 590788/169478, Planche 2-A). Il était préservé dans des silts argileux, à 50 cm de profondeur (Réf. GEOTEST-F9864). Il s'agit d'un gros tronc d'épicéa (*Picea abies*) de 4 m de long et d'un diamètre moyen de 65 cm, dont une rondelle a été sciée vers la base du tronc. L'écorce n'est pas

présente, et les 292 cernes mesurés donnent ainsi un âge minimal pour cet arbre. Une datation absolue a pu être établie pour ce bois, par hétéroconnection sur des référentiels de sapin blanc obtenus par l'analyse de bois archéologiques (Réf. LRD00/R5045). L'analyse dendrochronologique donne une séquence comprise entre 3121 et 2830 BP, avec donc un âge maximal de 2830 BP (880 BC) pour la mort de l'arbre, âge du plus jeune cerne présent. L'arbre n'a pas connu de phases de déstabilisation majeures, excepté durant les 22 premières années, durant lesquelles le tronc a produit du bois de réaction. Le rythme de croissance est régulier, légèrement asymétrique, et indique le comportement

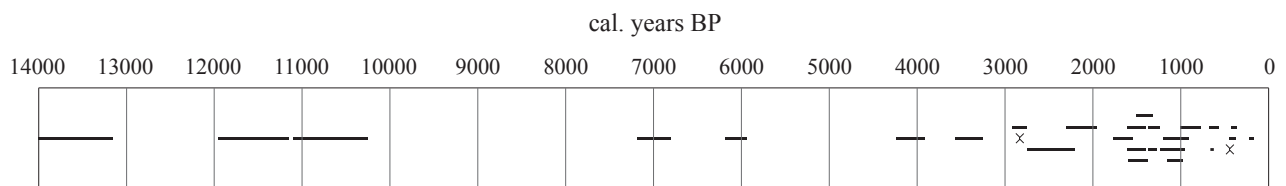


Fig. 3.6 Temporal distribution of 28 wood datings arising from the Hohberg landslide. Bars: radiocarbon datings; crosses: absolute dendrochronological ages.

d'un arbre dominant. Seule la datation absolue correspondant au dernier cerne est donc utilisée, impliquant un âge maximal pour la mort de l'arbre et l'événement ayant conduit à son enfouissement. Il doit ainsi probablement s'agir d'un événement brutal et soudain de type coulée de boue, ayant entraîné l'abattage et le recouvrement du tronc.

Ho33-2.2

Il s'agit d'une branche, récoltée lors de sondages de reconnaissance effectués en décembre 1998, localisée à la transition entre la partie supérieure et la partie centrale du glissement (*Coord. 590510/169710*). Elle mesure 60 cm de long pour un diamètre moyen de 8 cm et indique une bonne qualité de conservation ayant préservé l'écorce. La branche était située dans un niveau très argileux, à 2 m 20 de profondeur (*Réf. GEOTEST-F9864*). Une rondelle de 3.5 cm de large a été prélevée et datée au radiocarbone, livrant un âge de 200 ± 20 BP. Cet âge est utilisé tel quel, sans calibration, du fait de la bonne correspondance des âges ^{14}C et calendaires durant les derniers 400 ans.

Ho33-3.6

Ce fragment de tronc a été prélevé dans le même sondage que l'échantillon Ho33-2.2, mais à 3 m 60 de profondeur, dans des argiles sableuses gris-brun comportant quelques graviers et pierres (*Réf. GEOTEST-F9864*). Le tronc a un diamètre moyen de 10 cm et expose 28 cernes incluant le dernier cerne sous l'écorce. Les 28 cernes ont été soumis à la datation par ^{14}C et ont révélé un âge ^{14}C de 410 ± 30 BP. Cette datation est utilisée telle quelle, sans calibration, du fait de la bonne correspondance des âges ^{14}C et calendaires durant les derniers 400 ans. L'âge est toutefois rajeuni de 14 ans et donne pour la mort de l'arbre, un âge de 426-366 cal BP (1524-1584 AD).

Ho34-2

Cet échantillon de bois a également été récolté lors d'un sondage de reconnaissance lié à l'implantation de piézomètres, à la transition entre la partie supérieure et la partie centrale du glissement (*Coord. 590570/169853*). Il s'agit d'une branche moyennement conservée, prélevée à 2 m de profondeur, dans un niveau comportant de nombreux graviers et pierres, enrobés dans des silts (*Réf. GEOTEST-F9864*). La branche mesure 15 cm de long et 6 cm de diamètre moyen et présente environ 25 cernes, dont le dernier cerne est absent. Le fragment de bois soumis à la datation au ^{14}C , comportant les 25 cernes, a donné un âge ^{14}C de 1440 ± 20 BP. La correction de la date cali-

brée (1390-1290 cal BP), caractérisée par un rajeunissement de l'âge de 12 ans, livre un âge maximal de 1378-1278 cal BP (572-672 AD) pour l'événement ayant conduit à l'ensevelissement de cette branche, probablement caractérisé par une coulée de boue ayant concerné la partie supérieure centrale du versant.

Ho35-1.3

Deux échantillons de bois, Ho35-1 et Ho35-1.3, ont été prélevés dans un sondage de reconnaissance effectué dans la zone médiane du glissement (*Coord. 590102/169912*), respectivement à 1 m et 1 m 30 de profondeur. Ils étaient conservés dans des argiles silteuses brun foncé comportant des blocs et des pierres, et étaient accompagnés de nombreux fragments de bois (*Réf. GEOTEST-F9864*). Les deux échantillons prélevés sont des troncs bien conservés. Ho35-1 mesure 1 m 20 de long pour un diamètre moyen de 20 cm, tandis que Ho35-1.3 mesure plus de 2 m pour un diamètre moyen de 40 cm. Considérés comme contemporains (*Réf. LRD00/R5045*), seule une datation a été effectuée, sur le bois Ho35-1.3, un épicéa (*Picea abies*) comportant 167 cernes et dont l'écorce est préservée. L'analyse du dernier cerne indique que l'abattage de l'arbre a dû intervenir durant l'automne ou l'hiver. La datation au radiocarbone réalisée sur les cernes 11 à 31 du tronc donne un âge de 1040 ± 20 BP. La date calibrée de 980-920 cal BP, rajeunie de 146 ans, indique un âge de 834-774 cal BP (1116-1176 AD) pour la mort des deux arbres. L'analyse dendrochronologique démontre une production continue de bois de réaction au cours de la vie de l'arbre Ho35-1.3. Cela signifie donc que des processus de glissements de terrain continus ont dû affecter la stabilité des arbres dans cette partie du versant. Les arbres ont toutefois dû être abattus et recouverts par une coulée de boue importante, qui a permis la bonne préservation des bois. Nous prenons en compte les 167 années de déstabilisation de l'arbre, et obtenons un intervalle global de déstabilisation compris entre 1001 et 774 cal BP (949-1176 AD).

Ho36-2

Deux échantillons de bois, Ho36-2 et Ho36-3.6, ont été récoltés dans un sondage de reconnaissance effectué en décembre 1998 environ 85 m au sud-ouest du site 35 (*Coord. 590050/169846*), respectivement à 2 m et 3 m 60 de profondeur. Ils ont été extraits de niveaux silteux-sableux comportant des pierres et d'autres fragments de bois (*Réf. GEOTEST-F9864*). Le tronc mesure 1 m 30 de long pour un diamètre moyen de 20 cm. Une datation absolue a été réalisée

sur le bois Ho36-2, un sapin blanc (*Abies alba*) présentant 79 cernes dont le dernier cerne est absent (Réf. LRD00/R5045). La séquence dendrochronologique obtenue est comprise entre 518 et 440 cal BP (1432-1510 AD). Aucun indice de déstabilisation n'est perceptible sur le bois prélevé. L'arbre a donc dû être couché et enseveli de manière subite, en 440 cal BP (1510 AD), par une coulée de boue ayant concerné la partie médiane supérieure du glissement.

Ho37-3.9

Deux troncs de sapin blanc (*Abies alba*) ont été trouvés dans un sondage de reconnaissance réalisé dans la zone médiane du glissement (Coord. 590024/169861). Le tronc Ho37-2.6 était situé à 2 m 60 dans des sables graveleux beiges, tandis que le tronc Ho37-3.9 était enfoui à 3 m 90 de profondeur, dans des silts sableux comportant quelques graviers (Réf. GEOTEST-F9864). L'analyse des cernes des bois a démontré que les bois étaient contemporains et bien conservés (Réf. LRD00/R5045). Dès lors, une seule datation au radiocarbone a été effectuée, sur les 18 premiers cernes du bois Ho37-3.9 qui en comporte 95, dernier cerne sous l'écorce inclus. Le tronc mesure 65 cm de long pour un diamètre moyen de 20 cm. La datation ^{14}C a donné un âge de 1170 ± 20 BP. La date calibrée de 1180-990 cal BP, rajeunie de 85 ans exprime un âge de 1095-905 cal BP (855-1045 AD) pour la mort synchrone des deux arbres du site 37. L'analyse dendrochronologique indique que les bois ont subi une constante déstabilisation au cours de leur vie, probablement liée à des phénomènes de glissements de terrain continus ayant affecté au moins la zone médiane du versant. Nous prenons donc en compte les 95 ans de déstabilisation et obtenons une période globale d'instabilité comprise entre 1190 et 905 cal BP (760-1045 AD).

Ho38-1.2

Le site 38, localisé à la transition entre la partie médiane et inférieure du glissement (Coord. 589720/169850), a permis la collecte et la datation de deux échantillons de bois. Les bois ont pu être mis à jour grâce aux fouilles de reconnaissance liées à l'implantation de piézomètres par le bureau privé GEOTEST. L'échantillon Ho38-1.2, prélevé à 1 m 20 de profondeur dans des silts argileux gris enrobant quelques pierres (Réf. GEOTEST-F9864), est une branche de 70 cm de long et d'un diamètre moyen de 15 cm. Elle comporte plus de 100 cernes très serrés. Un échantillon prélevé sur les derniers 50 cernes du bois a été soumis à l'analyse du radiocarbone, et a livré un âge de 720 ± 20 BP. La date calibrée de 685-651 cal BP

est rajeunie de 25 ans et indique un âge de 660-626 cal BP (1290-1324 AD) pour la mort de cette branche.

Ho38-3

Également prélevé sur le site 38, ce tronc était préservé à 3 m de profondeur, dans des silts argileux gris accompagnés de pierres (Réf. GEOTEST-F9864). Il s'agit d'un sapin blanc (*Abies alba*) d'un mètre de long pour un diamètre moyen de 15 cm. Il présente une séquence de 71 cernes ne comportant pas le dernier cerne (Réf. LRD00/R5045). L'analyse des cernes indique que cet arbre a été déstabilisé tout au long de sa vie, probablement par des phénomènes de glissements de terrain continus. Une datation ^{14}C a été effectuée sur les cernes 40 à 57 de l'échantillon et a donné un âge maximum de 1750 ± 25 BP. Afin d'enregistrer la totalité de la période d'instabilité ayant affecté cet arbre, la date calibrée (1720-1560 cal BP) est corrigée pour inclure les premières années (-50) et les dernières années (+20) de la vie de l'arbre. Nous obtenons ainsi une période de déstabilisation globale comprise entre 1770 et 1540 cal BP (180-410 AD).

Ho40-1.5

Ce tronc de hêtre (*Fagus sylvatica*) a été prélevé lors de la réalisation de tranchées drainantes liées aux travaux d'assainissement du glissement, en juillet 1999. Ces tranchées furent réalisées en amont du lotissement de Gerendacherli-Rohr, établi sur le front du glissement du Hohberg. Le tronc provient du site 40, situé env. 100 m en amont du quartier (Coord. 589395/169970). Le bois était préservé à 1 m 50 de profondeur, dans des silts argileux bruns contenant des pierres et des graviers (Réf. GEOTEST-F9864-4). Il mesure 60 cm de long pour un diamètre moyen estimé à plus de 40 cm, et présente une séquence de 130 cernes ne comportant pas le dernier cerne sous l'écorce. L'analyse ^{14}C a été réalisée sur les cernes 14 à 45, et révèle un âge de 460 ± 20 BP. La date calibrée (540-475 cal BP) est rajeunie de 100 ans, et donne un âge maximal de 440-375 cal BP (1510-1575 AD) pour la mort de ce tronc. Deux autres troncs, Ho41 et Ho42, proviennent également de tranchées drainantes réalisées en 1999 au-dessus du quartier du Rohr, mais n'ont pas fait l'objet de datations au radiocarbone.

Ho43-1.5

Ce sapin blanc (*Abies alba*) a été extrait d'une tranchée drainante, en octobre 2001, par Beat Philipona (Bureau Philipona & Brügger, Plaffeien). Le site de prélèvement se situe environ 150 m en amont de la ferme de la Ludena, sur la partie médiane du glisse-

ment (*Coord.* 589575/169880, *Planche 2-C*). Le tronc, très bien conservé, présente une séquence de 54 cernes pour un diamètre de 35 cm. Le dernier cerne est présent malgré l'absence de l'écorce. Une portion du tronc, prélevée sur les cernes 19 à 25, a été soumise à la datation au ^{14}C et présente un âge de 1180 ± 20 BP. Le rajeunissement de 32 ans de la date calibrée (1180-1010 cal BP) détermine un âge de 1148-978 cal BP (802-972 AD) pour la mort et l'ensevelissement de cet arbre.

HoF1-2

Il s'agit d'une branche de saule (*Salix* sp.) ou de peuplier (*Populus* sp.) prélevée par H. Raetzo en décembre 1996 lors de la réalisation d'un forage carotté (forage F1, Fig. 3.7) dans la zone médiane du glissement (*Coord.* 589844/169883; *Réf.* UNIFR-Hoh-97). Le bois était préservé à 2 m 20 de profondeur, dans des silts brun foncé fortement argileux contenant des graviers et des pierres, ainsi que d'autres fragments de bois et de racines. La branche extraite de la carotte était passablement déformée, exposant cependant 10 cernes, allant du coeur au dernier cerne de croissance, pour un diamètre moyen de 5 cm. Une datation ^{14}C a été effectuée sur l'échantillon de bois et révèle un âge de 1600 ± 40 BP. Après calibration, ce résultat donne un âge de 1600-1380 cal BP (350-570 AD), qui correspond à quelques années près, à la mort de cette branche et à son enfouissement par une probable coulée boueuse.

HoF1-11

Également prélevée dans le forage F1 (Fig. 3.7), situé dans la partie centrale du glissement, cette branche a été extraite d'une profondeur de 11 m 40. Elle se trouvait dans une matrice riche en argiles et silts contenant peu de sable et de graviers (*Réf.* UNIFR-Hoh-97). Il s'agit d'une branche de sapin (*Abies* sp.) comportant 10 cernes allant du coeur au dernier cerne sous l'écorce, et présentant un diamètre moyen de 3 cm. La datation ^{14}C effectuée sur cet échantillon a livré un âge de 3190 ± 60 BP, qui, après calibration, a été précisé à 3570-3260 cal BP (1620-1310 BC), qui correspond à quelques années près, à la mort de cette branche et son ensevelissement rapide par une probable coulée de boue.

HoF2-1

Cet échantillon de bois a été récolté par H. Raetzo en décembre 1996 dans le forage carotté F2 (Fig. 3.7), réalisé dans la zone inférieure du glissement (*Coord.* 589518/169881; *Réf.* UNIFR-Hoh-97). Le bois était enfoui à une profondeur de 1 m, dans des silts argi-

leux contenant beaucoup de pierres et peu de sable. Ce bois a pu être daté au radiocarbone et a révélé un âge de 1160 ± 55 BP. La calibration effectuée sur cette date implique un âge maximum de 1230-950 cal BP (720-1000 AD) pour la mort et l'enfouissement de ce bois.

HoF2-5

Le forage F2 (Fig. 3.7) a livré d'autres bois, enfouis à diverses profondeurs, dont l'échantillon HoF2-5, un fragment de tronc de sapin (*Abies* sp.), exposant 15 cernes situées sur l'extérieur de l'arbre, proches du dernier cerne. Une reconstitution de l'ensemble du tronc indique un diamètre originel moyen de 14 cm pour cet arbre. Ce tronc était préservé à 4 m 60 de profondeur, dans des silts hautement argileux, englobant des pierres, du sable et de nombreux autres fragments de bois (*Réf.* UNIFR-Hoh-97). La datation ^{14}C réalisée sur ce fragment de tronc a donné un âge de 1620 ± 40 BP. Après calibration, ce résultat révèle un âge maximum de 1610-1400 cal BP (340-550 AD) pour la mort de ce bois.

HoF2-14

Également prélevé dans le forage F2 (Fig. 3.7), ce tronc de sapin (*Abies* sp.) était situé à une profondeur de 13 m 90, dans des silts hautement argileux comportant beaucoup de gravier et peu de sable. Ce fragment de tronc, déformé, expose une séquence de 25 cernes situés sur la partie extérieure de l'arbre originel, incluant le dernier cerne de croissance mais pas les cernes du coeur de l'arbre. L'âge ^{14}C obtenu pour cet échantillon est de 3720 ± 45 BP. L'âge calendaire obtenu après calibration de la datation ^{14}C révèle un âge de 4240-3910 cal BP (2290-1960 BC) pour la mort de cet arbre.

HoF3-2

Le forage F3 (Fig. 3.7) a été réalisé en janvier 1997 sur la partie frontale du glissement du Hohberg (*Coord.* 589238/169879; *Réf.* UNIFR-Hoh-97), et a permis à H. Raetzo d'obtenir de multiples échantillons de bois, provenant notamment des niveaux les plus profonds du forage, livrant ainsi les bois les plus vieux du site du Hohberg. L'échantillon HoF3-2 est un fragment de tronc de frêne (*Fraxinus* sp.), dont le tronc originel devait posséder un diamètre moyen de 18 cm. Le bois provient de niveaux silteux-argileux comportant du sable, des graviers, des pierres et du bois, situés à une profondeur de 2 m 35 (*Réf.* UNIFR-Hoh-97). L'échantillon expose une séquence de 60 cernes situés sur la partie extérieure de l'arbre, proche du dernier cerne de croissance, mais ne présente pas la partie

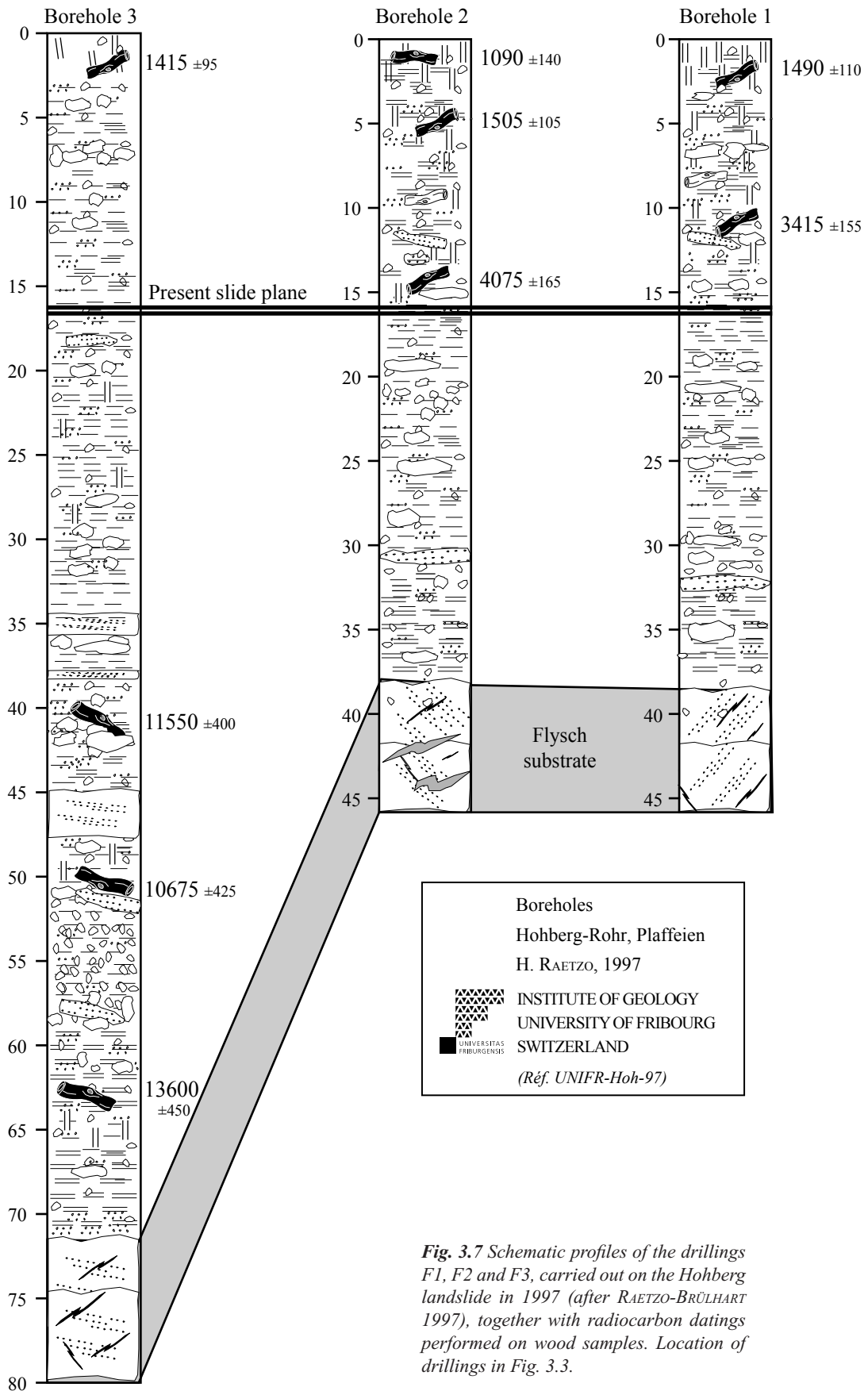


Fig. 3.7 Schematic profiles of the drillings F1, F2 and F3, carried out on the Hohberg landslide in 1997 (after RAETZO-BRÜLHART 1997), together with radiocarbon datings performed on wood samples. Location of drillings in Fig. 3.3.

intérieure et le coeur de l'arbre. La datation ^{14}C effectuée sur les 60 cernes présents a donné un âge de 1570 \pm 40 BP. La date calibrée (1540-1350 cal BP) doit être rajournée d'environ 30 ans pour obtenir l'âge maximal de la mort du tronc, qui est déterminé à 1510-1320 cal BP (440-630 AD).

HoF3-41

Également extrait d'une carotte du forage F3 (Fig. 3.7), cet échantillon de bois provient de niveaux caractérisés par des argiles silteuses accompagnées de graviers et de pierres et peu de sable, situés à 41 m de profondeur, plus de 20 m en dessous du plan de glissement actuel, situé à environ 17 m de profondeur (Réf. UNIFR-Hoh-97). La datation ^{14}C effectuée sur l'échantillon a donné un âge de 9910 \pm 90 BP qui calibré, indique un âge maximum de 11950-11150 cal BP (10000-9200 BC) pour la mort de ce bois.

HoF3-50

Cet échantillon de bois provient du forage F3 (Fig. 3.7). Il a été extrait à une profondeur de 50 m, où il était bien conservé dans des argiles gris foncé hautement silteuses accompagnées de graviers et d'un peu de sable et de pierres (Réf. UNIFR-Hoh-97). Une datation ^{14}C a été réalisée sur cet échantillon et a révélé un âge de 9380 \pm 85 BP. La calibration de cette date indique donc un âge maximum de 11100-10250 cal BP (9150-8300 BC) pour la mort de ce bois.

HoF3-63

Dernier bois daté dans le forage F3 (Fig. 3.7), provenant d'une profondeur de 63 m, cet échantillon était préservé dans des argiles grises à vert foncé légèrement silteuses et quelque peu laminées (Réf. UNIFR-Hoh-97). La datation au radiocarbone réalisée sur cet échantillon de bois a donné un âge de 11590 \pm 100 BP. La calibration effectuée sur ce résultat indique un âge maximum de 14050-13150 cal BP (12100-11200 BC) pour la mort de ce bois.

HoF4-7

Cet échantillon de bois provient du forage carotté F4, réalisé en août 1999 sur la partie frontale du glissement du Hohberg (Coord. 589270/169930; Réf. GEOTEST-F9864.4). Il s'agit d'une branche qui était préservée à 7 m 10 de profondeur dans des silts argileux gris englobant d'autres fragments de bois. La datation ^{14}C effectuée sur l'échantillon a donné un âge de 5290 \pm 30 BP. L'âge maximum obtenu par la calibration de ce résultat est de 6180-5940 cal BP (4230-3990 BC).

HoF5-23

Le forage F5 (Coord. 589170/169960, Réf. GEOTEST-F9864.4, Planche 1-B), réalisé sur le front du glissement du Hohberg en juillet 1999, a livré un échantillon de bois préservé à 23 m 10 de profondeur, dans des silts argileux gris-brun contenant du sable, des graviers, des pierres et d'autres fragments de bois. L'âge ^{14}C obtenu sur l'échantillon est de 6130 \pm 40 BP. La calibration de cette date implique un âge maximum de 7180-6800 cal BP (5230-4850 BC) pour la mort et l'ensevelissement de cette branche.

HoF7-7

Ce bois a été prélevé lors de l'implantation de forages sur la zone frontale du glissement en novembre 1995, dans le cadre d'un projet de construction d'hôtel dirigé par M. Karl Schek, architecte, Fribourg (Réf. Géolina-95-124). L'échantillon de bois, un épicéa (*Picea* sp.) passablement désagrégé lors du carottage, provient d'un forage peu profond situé environ 70 m à l'ouest du forage F3 (Coord. 589168/169888). Le bois était préservé à 7 m de profondeur, dans des silts à graviers contenant également un peu d'argile et de sable. Le bois présente environ 20 cernes situées au coeur de l'arbre, dont la partie externe manque. Une datation au radiocarbone, a livré un âge de 2720 \pm 40 BP, qui calibré, indique un âge maximum de 2920-2750 cal BP (970-800 BC) pour la mort et l'enfouissement de cet échantillon de bois.

HoF7-20

Cet échantillon provient du même forage que l'échantillon HoF7-7. Le bois, un épicéa (*Picea* sp.), était conservé dans des silts argileux comprenant quelques blocs et des fragments de bois, à 20 m de profondeur (Réf. Géolina-95-124). Le bois présente une séquence de 17 cernes probablement situés à la périphérie d'un gros arbre. Un âge ^{14}C de 2110 \pm 40 BP a été obtenu pour cet échantillon, indiquant un âge maximum de 2300-1950 cal BP (350-0 BC) pour l'ensevelissement du bois.

3.2.4 Évolution dynamique du glissement durant le Tardiglaciaire et l'Holocène

Les nombreuses datations réalisées sur le site du Hohberg permettent d'affirmer que ce versant et son activité dynamique, tels que nous les connaissons aujourd'hui, se sont en fait mis en place par la succession de multiples coulées de boue (Exemples actuels de coulées de boue: planches 4-A et 4-B), glissements de terrain et autres processus gravitaires (chutes de

blocs, laves torrentielles, etc.) dès le retrait glaciaire il y a plus de 14'000 ans. L'histoire du glissement est donc caractérisée par une combinaison d'événements de coulées de boue et de glissements de terrain. Les coulées boueuses ont contribué à transporter et accumuler des volumes variables de blocs, pierres, graviers et bois enrobés dans une matrice silto-argileuse importante. Ces dépôts successifs recouvrent les matériaux de coulées plus anciennes, impliquant normalement une diminution des âges de dépôt du bas vers le haut de l'empilement des coulées (Fig. 3.8a). Cependant, il peut arriver que l'action érosive de telles coulées de boue engendre le remaniement de terrains plus anciens et dépose des bois et du matériel plus âgés sur des couches récentes (Fig. 3.8b). Parallèlement aux coulées boueuses, les divers dépôts accumulés au fil des siècles et millénaires ont également été affectés par des processus de glissements de terrain de profondeur, de vitesse et d'amplitude variables. Ces glissements ont contribué au transport lent mais continu vers l'aval des matériaux meubles de surface. Le déplacement de grands volumes de matériaux le long de plans de glissement principaux ou secondaires a également pu perturber la succession verticale normale des dépôts, en déplaçant du matériel ancien au-dessus de terrains plus récents.

La combinaison des processus de glissement et de coulées rapides, associée au remaniement de terrains plus anciens, conduit à une distribution hétérogène des datations obtenues sur le site du Hohberg. La figure 3.9 représente un profil longitudinal du site du Hohberg, avec une exagération verticale des profondeurs permettant de mieux interpréter les relations spatiales entre les échantillons prélevés et datés. La plupart des dates démontrent une stratigraphie normale allant des âges les plus vieux en profondeur vers les âges les plus récents en surface. Cependant, il apparaît clairement que certains échantillons de bois datés se démarquent de cette stratigraphie normale, en expo-

sant des âges anciens positionnés dans le terrain au-dessus d'échantillons d'âges plus jeunes. C'est le cas notamment des dates suivantes: 11550 \pm 400, 2835 \pm 85 et 6060 \pm 120 cal BP, localisées dans la partie inférieure du versant du Hohberg. La situation actuelle de ces dates dans le terrain met en évidence l'action de remaniements postérieurs à leurs âges respectifs. Ces dates déterminent donc chacune l'âge d'une instabilité de versant ayant conduit à l'enfouissement des bois datés, mais elles indiquent également de manière indirecte un processus, coulée de boue ou glissement de terrain, ayant remobilisé le matériel meuble englobant ces bois à une date indéterminée mais postérieure à leur âge propre.

De plus, la date du remaniement de ces bois doit être égale ou postérieure aux datations plus récentes situées plus profondément dans le terrain. Par exemple, le remaniement du bois HoF3-41, daté de 11550 \pm 400 cal BP, ne peut être intervenu que postérieurement à l'événement ayant enfoui le bois HoF3-50, daté de 10675 \pm 425 cal BP, voire en même temps, impliquant alors une coulée boueuse importante d'une épaisseur de dépôt de plus de 10 m.

La compilation de nombreux rapports géologiques, dont divers relevés de forages profonds réalisés sur le front du glissement du Hohberg et sur la plaine du Rohrmoos, a permis de modéliser la topographie du substrat rocheux sous le glissement du Hohberg. Comme le représente la figure 3.10, la surface du substrat semble avoir subi une forte érosion glaciaire ayant modelé la vallée originelle de la Singine en forme de U. L'altitude du fond rocheux de cette vallée est estimée à environ 945 m a.s.l., soit 80 m sous la surface actuelle de la plaine marécageuse du Rohrmoos.

Le remplissage important de cette vallée s'est fait progressivement, par la combinaison de divers types de dépôts. Tout d'abord des dépôts fluviaux, résultant

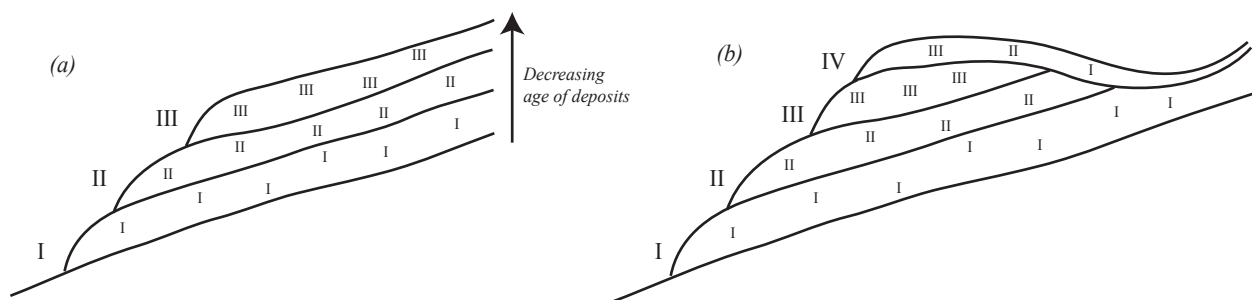


Fig. 3.8 Stratigraphy of three successive mudflow events, exposing a decreasing age of deposits from the lower to the upper part of the pile structure (a). Reworking of older deposits through a fourth event, bringing older deposits above younger ones (b).

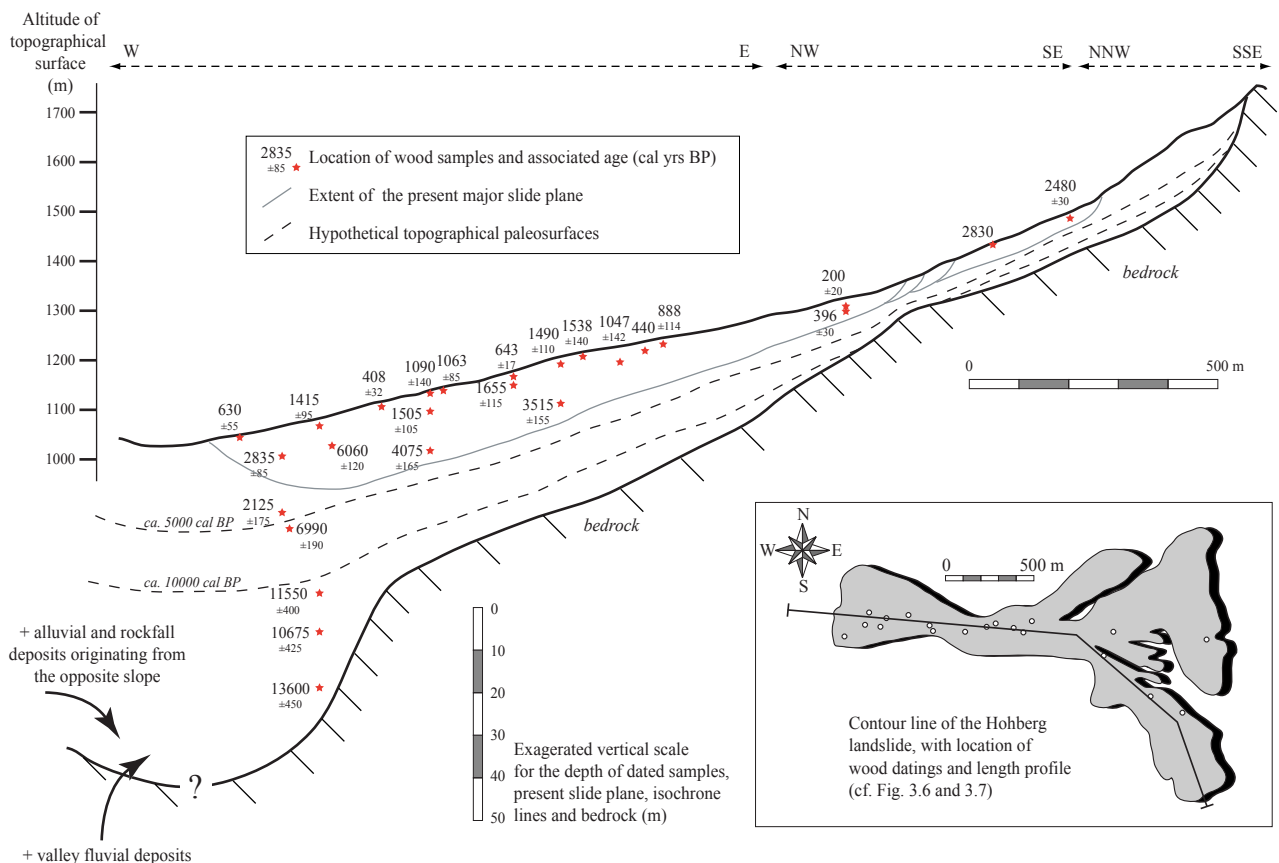


Fig. 3.9 Length profile through the quaternary deposits of the Hohberg site, with location of the dated samples and the present slide plane.

tant de l'érosion du bassin versant de la Singine en amont du site du Hohberg, ceci bien avant la présence du Lac Noir, dont l'origine sera débattue au chapitre 5. Puis des dépôts alluviaux provenant des deux versants bordant la vallée, ainsi que du matériel issu de chutes de blocs et de pierres et même d'éboulement provenant du pied du versant en rive gauche de la Singine. Ce versant expose en effet des falaises rocheuses et des pentes raides ayant livré du matériel éboulé que l'on retrouve dans deux forages effectués au centre et en bordure occidentale de la plaine du Rohrmoos (*Réf. Géolina-90-104*).

Les relevés de forages (Fig. 3.7) réalisés sur le glissement mettent en évidence une fréquence élevée de dépôts grossiers dans les niveaux inférieurs de la masse quaternaire. Ces dépôts sont constitués de blocs rocheux pouvant atteindre plus d'un mètre de diamètre, accompagnés de pierres et graviers, le tout enrobé d'une matrice silteuse-argileuse. Les dépôts mis en place suite au retrait glaciaire témoignent d'une activité érosive importante sur les versants rocheux encore non protégés par une couverture sédimentaire et végétale suffisante. Cette érosion soutenue a conduit à un

comblement rapide de la proto-vallée de la Singine, avant de permettre aux dépôts de s'accumuler sur le versant lui-même. Le bois HoF3-63, daté de 13600 ±450 cal BP, témoigne de la présence d'arbres et donc de signes de végétation pionnière au cours de l'Allerød. Mais il démontre également l'existence d'instabilités de versant, probablement caractérisées par des coulées de boue fréquentes, ayant conduit à l'abattage et l'ensevelissement de cet arbre.

Le forage F3 a livré deux autres bois datés du début de l'Holocène: HoF3-41, situé à 41 m de profondeur et daté de 11550 ±400 cal BP et HoF3-50, situé à 50 m de profondeur et daté de 10675 ±425 cal BP (Fig. 3.9). Cet ordre inversé des âges en fonction de la profondeur semble indiquer un remaniement du bois HoF3-41. Il a certainement été fauché et enseveli à la fin du Dryas Récent par une coulée boueuse qui s'est probablement déposée plus haut dans le versant que son emplacement actuel. Le bois HoF3-50 est ensuite abattu et enfoui par une nouvelle coulée qui se dépose au bas du versant, avant qu'un autre événement, coulée ou glissement, ne remanie les dépôts du bois HoF3-41. Ce remaniement est probablement postérieur à l'évène-

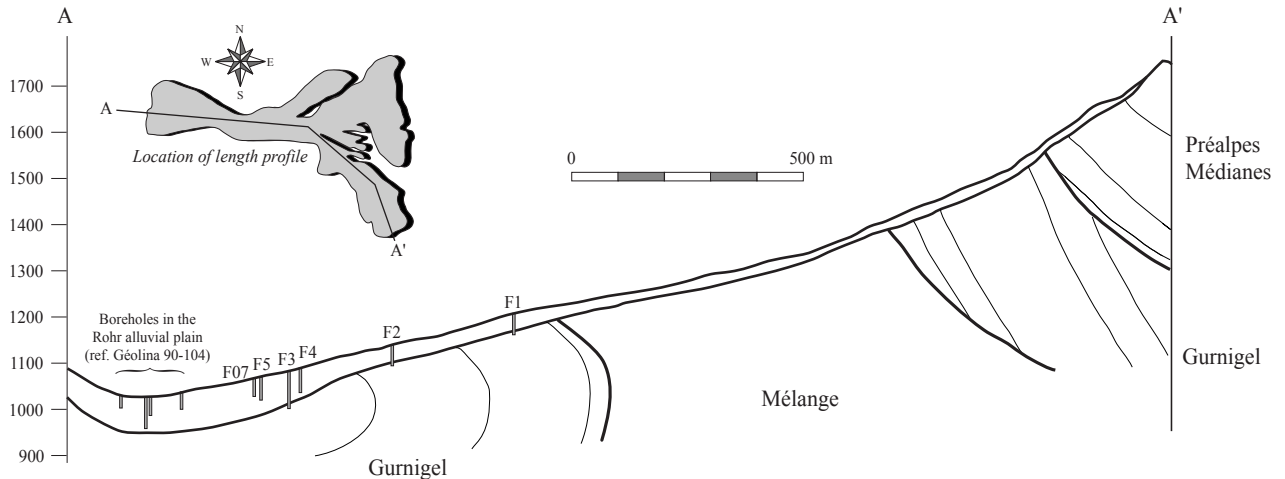


Fig. 3.10 Length profile of the Hohberg landslide with location of boreholes, Quaternary surface layer and geological structures of the bedrock (after OSWALD & DAPPLES 2001, cf. Fig. 3.2)

ment de 10675 ± 425 cal BP. Il est possible que ce remaniement ait eu lieu encore avant 10000 cal BP, ceci déduit de la haute activité des instabilités de terrain dans le canton de Fribourg et en Suisse à la fin du Dryas Récent et durant le Préboréal, tel que nous le présentons au chapitre 4. C'est pourquoi nous envisageons, avec réserve, une paléosurface topographique aux environs de 10000 cal BP au-dessus de l'échantillon daté de 11550 ± 400 cal BP (Fig. 3.9).

En tenant compte de la proximité des niveaux datés de 2125 ± 175 et 6990 ± 190 cal BP, nous considérons un remaniement ayant déplacé le bois HoF5-23 daté de 6990 ± 190 cal BP. Il a certainement été enfoui par une coulée de boue et déposé dans la partie médiane ou inférieure du versant du Hohberg, puis a été remobilisé, probablement bien plus tard, par une nouvelle coulée ou un glissement de terrain déplaçant les niveaux supérieurs de la masse de dépôts meubles alors existante. Seules deux datations témoignent de l'existence d'instabilités de terrain entre 10000 et 5000 cal BP. Il s'agit des échantillons HoF4-7 et HoF5-23, datés respectivement de 6060 ± 120 et 6990 ± 120 cal BP (Fig. 3.9). L'échantillon HoF4-7 semble avoir été remanié ultérieurement à son enfouissement originel, étant donné sa situation anormale dans l'empilement actuel des couches quaternaires du Hohberg. Il se situe en effet à un niveau supérieur par rapport à des dates plus récentes (2125 ± 175 et 4075 ± 165 cal BP), localisées plus profondément dans le versant.

La faible activité de glissements de terrain et de coulées boueuses durant le Boréal et l'Atlantique Ancien (10000 à 7000 cal BP) est également reflétée par les autres glissements fribourgeois décrits ci-après.

Vraisemblablement liée à des conditions climatiques plus clémentes que les phases froides et humides du Dryas Récent et du Préboréal, cette diminution des instabilités de terrain se traduit aussi par une réduction des dépôts de coulées et de glissements sur le versant et dans la plaine alluviale de la Singine. Il semble que les coulées et les glissements reprennent toutefois vers 7000 cal BP, impliquant de nouvelles accumulations de matériaux sur le bas du versant du Hohberg. Nous plaçons, toujours avec réserve, une paléosurface topographique à 5000 cal BP, passant au-dessus de l'échantillon daté de 6990 ± 190 cal BP. La proximité verticale des deux courbes hypothétiques de paléosurfaces témoigne de l'activité réduite des processus gravitaires et d'érosion durant 5000 ans au début de l'Holocène.

Les derniers 5000 ans sont caractérisés par deux phases distinctes, soit une première période avec une fréquence d'instabilités de terrain fortement réduite, entre 5000 et 4000 cal BP, correspondant à l'optimum climatique du milieu de l'Holocène. Puis, dès 4000 cal BP, la fréquence des glissements et coulées de boue augmente fortement. La combinaison des coulées boueuses et des glissements continus affectant les couches superficielles de la couverture meuble va déterminer l'arrangement et l'empilement actuels des couches quaternaires du Hohberg.

Diverses dates témoignent de l'étendue de certains événements dynamiques sur l'entièreté du versant ou sur des surfaces plus réduites et isolées de ce même versant. Les bois HoF7-7 et Ho32-0.5, datés respectivement de 2835 ± 85 et 2830 cal BP mettent clairement en évidence la présence d'un événement unique

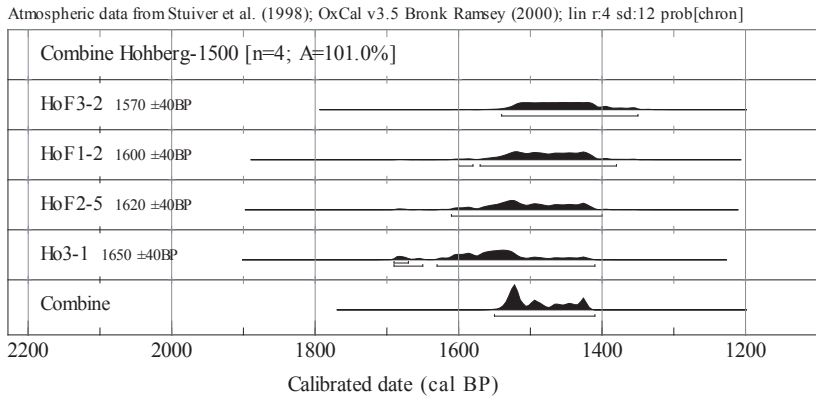


Fig. 3.11 Combination of four close radio-carbon dates arising from the Hohberg landslide, using the OxCal software (BRONK RAMSEY 1995). The lower curve represents the best fit combination of the four curves above, expressing a 2-sigma age interval ranging between 1550 and 1410 cal BP (1480 ±70 cal BP).

ou d'une série d'événements dynamiques ayant affecté aussi bien le haut que le bas du versant. L'analyse dendrochronologique du bois Ho32-0.5 démontre l'absence de déstabilisation durant la vie de l'arbre. Il est donc probable qu'une coulée boueuse ait été la cause de l'abattage et de l'enfouissement de l'arbre, et donc peut-être aussi de l'ensevelissement du bois HoF7-7 plus bas dans le versant. De même, les bois HoF3-2, HoF1-2, HoF2-5 et Ho3-1 (Fig. 3.5) ont sans doute été abattus et ensevelis par un événement unique ou une série d'événements proches dans le temps aux environs de 1500 cal BP. La figure 3.11 illustre la combinaison possible des datations de ces 4 bois, indiquant un intervalle de probabilité compris entre 1550 et 1410 cal BP pour l'âge d'un éventuel événement unique ayant abattu les quatre bois simultanément. On retrouve d'autres enregistrements synchrones d'événements, par exemple les bois Ho1-0.5 et H038-1.2, datés d'environ 640 cal BP, ou encore les bois Ho33-3.6, Ho40-1.5 et Ho36-2, qui témoignent de l'activité de coulées boueuses successives autour de 400 cal BP.

En observant le profil de la figure 3.9, on remarque une nette augmentation de l'accumulation des dépôts sur le bas du versant du Hohberg depuis 5000 cal BP, induite de la fréquence plus élevée de glissements et de coulées boueuses au cours des derniers 4000 ans. A nouveau, la position de certaines dates indique la présence de remaniements importants au sein des dépôts de versant. Les mouvements actuels du glissement du Hohberg, associés à un plan de glissement localisé à environ 17 m de profondeur dans la partie médiane et inférieure, participent d'ailleurs à ce remaniement, en déplaçant inlassablement les niveaux supérieurs de la couverture quaternaire vers l'aval. Il est donc clair que les sites d'échantillonnage de bois, en surface ou en forage, ne déterminent jamais la position originelle des dépôts contenant les bois. Tous les bois prélevés dans les 10-20 premiers mètres du glissement ont subi un transport vers l'aval par l'action du glisse-

ment depuis des dizaines, centaines voire des milliers d'années.

3.3 GLISSEMENT DE FALLI HÖLLI

3.3.1 Contexte géographique et géologique

Le glissement de Falli Hölli se situe environ quatre kilomètres au nord-ouest du Lac Noir, dans les Préalpes fribourgeoises (Fig. 3.1). Le site s'étend du Höllbach, rivière qui parcourt le pied du versant entre 1050 et 1000 m d'altitude, à l'extrémité Nord de la crête du Schwyberg, qui atteint 1640 m d'altitude (Fig. 3.12). D'un point de vue géologique, le glissement de Falli Hölli s'est développé sur un substrat de flysch appartenant à la nappe du Gurnigel (Fig. 3.1). Cependant, tout comme le glissement du Hohberg, les mouvements de terrain intervenant à Falli Hölli concernent uniquement les dépôts quaternaires recouvrant le substrat rocheux. Celui-ci joue néanmoins un rôle important dans l'histoire et l'activité du glissement, en raison de sa morphologie de surface particulière, héritée des alternances de séries de flysch. Les niveaux compétents de flysch du Gurnigel définissent souvent des morphologies marquées dans le paysage, crêtes ou falaises, mais peuvent également perturber la topographie régulière d'un versant. En effet, le flysch du Thanétien, exposant des pendages inverses à la pente topographique, provoque une rupture de pente importante dans la partie supérieure du versant de Falli Hölli, créant en quelque sorte un seuil morphologique résistant au sein de la pente. Ce seuil, situé à environ 1400 m d'altitude, joue un rôle majeur dans la dynamique du glissement, en partageant le versant en deux zones indépendantes possédant des caractéristiques d'instabilité propres. Le profil longitudinal exposé dans la figure 3.13 illustre la position de ce seuil morphologique créé par le soubassement rocheux. Il est important

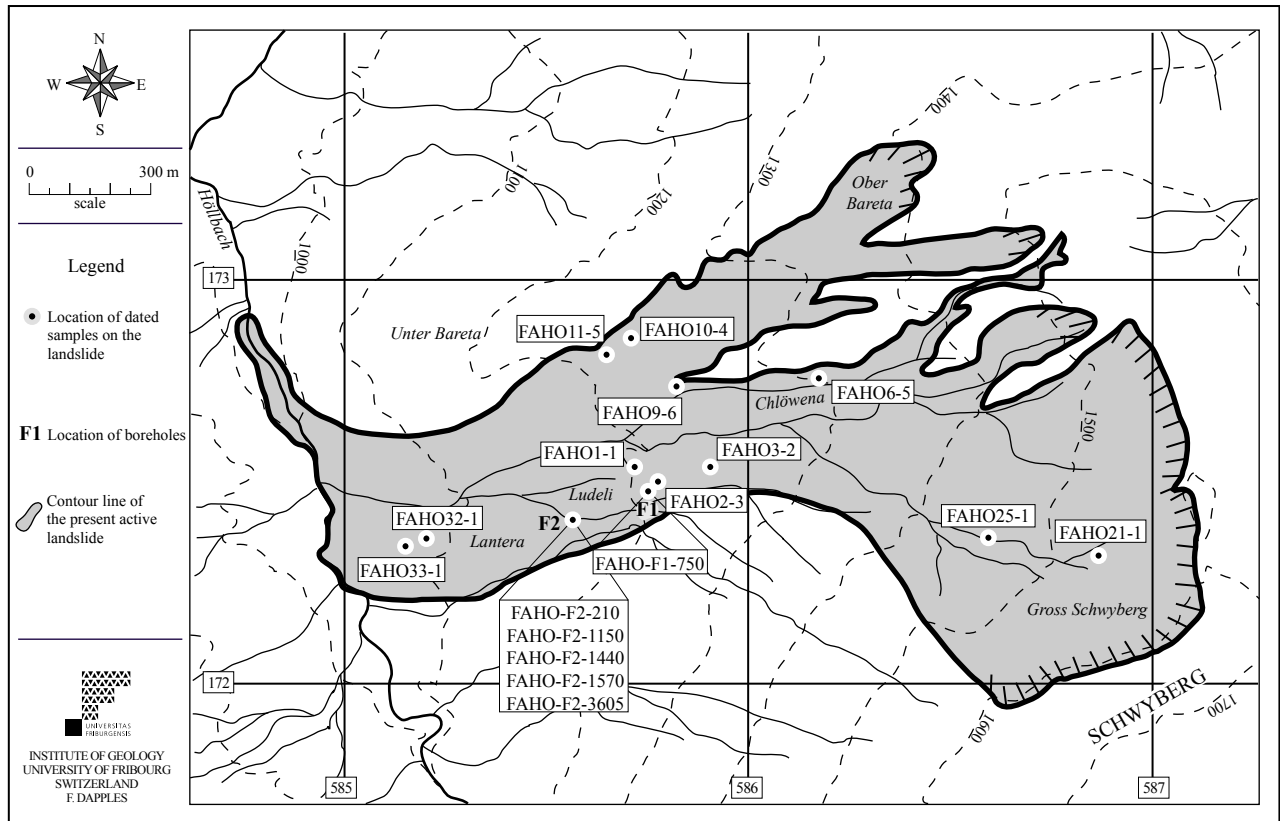


Fig. 3.12 Location of 17 dated wood samples on the Falli Hölli landslide, with sample codes.

de relever l'épaisse couche de dépôts quaternaires pouvant atteindre 70 mètres, qui repose sur le substrat de flysch de part et d'autre du seuil.

L'accumulation des formations superficielles depuis le retrait glaciaire s'est faite par la combinaison de divers processus. Une moraine compacte repose directement sur le substrat, héritée de l'activité des glaciers locaux lors de la dernière glaciation. Puis sur ce niveau de base viennent s'accumuler différents types de dépôts gravitaires, tels que des matériaux éboulés issus de chutes de blocs et d'éboulements, des dépôts de coulées boueuses, laves torrentielles et glissements de terrain (RAETZO-BRÜLHART 1997). Des travaux d'auscultation du glissement ont été réalisés suite à la réactivation subite du glissement en 1994, présentée au chapitre 3.3.2. Ces travaux ont permis de préciser la nature et l'agencement des dépôts quaternaires. Les résultats obtenus sont abondamment décrits par RAETZO-BRÜLHART (1997), et ne sont ainsi pas développés plus en détail dans ce travail.

3.3.2 Description du glissement

D'une longueur totale de 2 kilomètres, le glissement de Falli Hölli s'initie dans le versant nord-ouest

du "Gross Schwyberg", entre 1560 et 1600 m d'altitude (Fig. 3.12). La partie supérieure du glissement, limitée en aval par la rupture de pente créée par le seuil résistant du flysch du Thanétien (Planche 1-C), est caractérisée par des mouvements rotationnels. Les zones centrale et inférieure se distinguent, elles, par des glissements translationnels affectant les dépôts quaternaires supérieurs. D'une largeur maximale de 700 m, le glissement concerne un volume important de matériel meuble, estimé à environ 40 millions de m³ (LATELTIN et al. 1997a, RAETZO & LATELTIN 1996). Trois plans de glissement distincts ont pu être définis par des mesures inclinométriques associées à trois forages profonds. Ces plans de glissements se situent à environ 10, 25 et 37 m de profondeur, impliquant des mouvements différentiels au sein de la masse instable (RAETZO et al. 1995). Le glissement termine sa course au fond de la vallée du Höllbach, rivière qui participe à l'érosion continue du front du glissement.

En 1994, le glissement de Falli Hölli a connu une réactivation catastrophique, avec des vitesses de déplacement atteignant jusqu'à 6 m par jour, déplaçant en quelques mois tout un lotissement de vacances sur plus de 200 m (Planche 1-C; CARON et al. 1996, LATELTIN et al. 1997b). Cette crise exceptionnelle, riche-

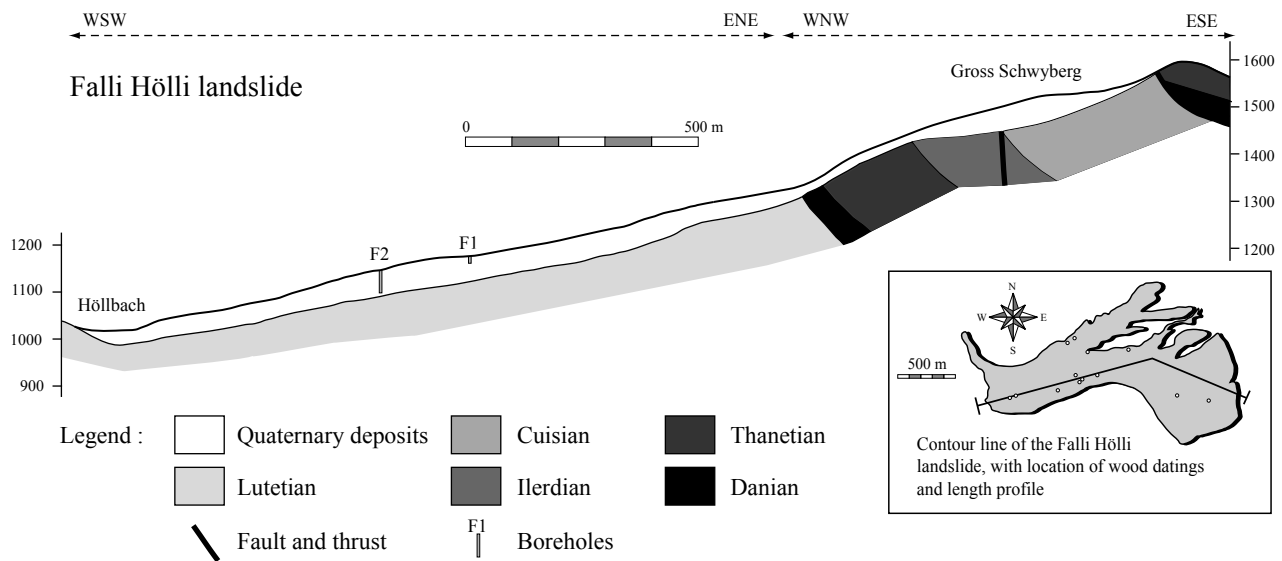


Fig. 3.13 Length profile of the Falli Hölli landslide with location of boreholes, Quaternary surface layer and geological structures of the bedrock (after RAETZO-BRÜLHART 1997)

ment documentée par RAETZO-BRÜLHART (1997), a engendré la destruction totale de 41 bâtiments, ainsi que des dégâts considérables aux surfaces de pâturages et forêts recouvrant le versant déstabilisé. Le lit du Höllbach a été perturbé sur plus de 500 m par l'avancée massive des terrains en glissement ou des laves torrentielles ayant affecté le front du glissement. L'avancée rapide du front du glissement a rapidement engendré la formation d'un lac de barrage, obstruant le cours du Höllbach. Par chance, ce lac de retenue a pu se vidanger rapidement et sans dégâts sur le lit du Höllbach en aval.

Cette crise majeure du glissement de Falli Hölli est particulièrement intéressante en terme d'analyse d'événements. En effet, plusieurs processus gravitaires se sont développés de manière simultanée durant la réactivation. Les mouvements de la masse principale, glissant sur plus de 37 m d'épaisseur, ont conduit à un déplacement conséquent de l'ensemble des matériaux meubles de surface. Cependant, des phénomènes superficiels supplémentaires, tels que coulées de boue et laves torrentielles, sont venus s'ajouter et se superposer à ces déplacements profonds. Des coulées de boue fréquentes ont été initiées au niveau du seuil morphologique localisé à 1400 m d'altitude. Liées à la circulation d'eau dans les grès perméables du Thanétien, les coulées se sont déclenchées suite au dégagement d'eau en pression des bancs gréseux, engendrant la saturation et la mobilisation des matériaux non consolidés reposant en surface. Des laves torrentielles se sont également produites dans la zone inférieure du glissement, transportant des matériaux meubles jusque

dans le lit du Höllbach, en empruntant le tracé du Baretabach (RAETZO-BRÜLHART 1997).

La crise catastrophique du glissement de Falli Hölli permet de mieux cerner les possibles associations de phénomènes gravitaires mises en place lors de réactivations majeures de glissements de terrain. Les relevés de forage effectués sur le site ont d'ailleurs mis en évidence la présence de nombreuses coulées de boue et laves torrentielles s'étant succédé les unes aux autres et accumulé au cours des millénaires pour former la structure actuelle du glissement (CARON et al. 1996). Il s'avère donc important d'analyser minutieusement les détails d'une réactivation telle que celle de 1994, afin de pouvoir interpréter judicieusement les nombreuses données historiques récoltées sur ce site.

3.3.3 Description des échantillons et présentation des datations

La collection de datations provenant du site de Falli Hölli a pu être établie lors de la réactivation catastrophique du glissement en 1994, décrite au chapitre 3.3.2. Environ 100 échantillons de bois ont en effet pu être prélevés dans le terrain pendant ou après la crise de 1994, dans des niches secondaires et fissures fraîchement ouvertes sur le versant, ainsi que dans deux forages profonds réalisés sur la masse instable. La prospection de bois et les datations dendrochronologiques et ^{14}C réalisées sur ces échantillons ont été effectuées dans le cadre de la thèse de RAETZO-BRÜLHART (1997). Les échantillons de bois et leurs sites de prélèvement sont richement décrits dans ce

	Code	Longitude (m)	Latitude (m)	Altitude surf. (m)	Depth (cm)	Species	Lab code	Radiocarbon years BP	Corrected range cal years BP	Corrected mean cal years BP
1	FAHO2-3	585780	172490	1210	100	<i>Picea abies</i>	<i>dendro</i>	-	348-338	343 ±5
2	FAHO25-1	586590	172360	1465	100	<i>Picea abies</i>	<i>dendro</i>	-	673	673
3	FAHO21-1	586860	172310	1525	100	<i>Picea abies</i>	ARC 1461	1410 ±40	1270-1140	1205 ±65
4	FAHO10-4	585700	172910	1245	100	<i>Picea abies</i>	<i>dendro</i>	-	1821	1821
5	FAHO11-5	585650	172840	1220	100	<i>Abies alba</i>	<i>dendro</i>	-	2181-2121	2151 ±30
6	FAHO3-2	585910	172530	1235	100	<i>Picea abies</i>	ARC 1459	2460 ±40	2540-2170	2355 ±185
7	FAHO-F2-210	585570	172400	1171	210	?	B-6217	2400 ±30	2710-2340	2525 ±185
8	FAHO-F1-750	585760	172470	1210	750	?	B-6215	2770 ±30	2950-2780	2865 ±85
9	FAHO-F2-1440	585570	172400	1171	1440	?	B-6216	2800 ±40	3000-2780	2890 ±110
10	FAHO1-1	585720	172530	1200	100	<i>Picea abies</i>	B-6121	2960 ±30	3265-2975	3120 ±145
11	FAHO-F2-1150	585570	172400	1171	1150	?	B-6213	3020 ±70	3380-2990	3185 ±195
12	FAHO6-5	586180	172750	1295	100	<i>Picea abies</i>	ARC 1460	3470 ±40	3545-3335	3440 ±105
13	FAHO9-6	585820	172730	1220	100	<i>Picea sp.</i>	ARC 1473	3320 ±40	3580-3340	3460 ±120
14	FAHO-F2-3605	585570	172400	1171	3605	?	ETH-12790	4020 ±70	4850-4250	4550 ±300
15	FAHO33-1	585160	172320	1085	100	<i>Abies sp.</i>	<i>dendro</i>	-	5473-5433	5453 ±20
16	FAHO-F2-1570	585570	172400	1171	1570	?	B-6212	4880 ±40	5720-5480	5600 ±120
17	FAHO32-1	585210	172360	1090	100	<i>Abies alba</i>	ARC 1461	5100 ±40	5755-5565	5660 ±95

Fig. 3.14 Wood datings arising from the Falli Hölli landslide. Radiocarbon dates are calibrated with a 2 sigma error. Corrected dates include an age correction induced by the location of the dated samples on the inner part of the tree (cf. Fig. 2.7).

travail de thèse et nous encourageons la lecture de ce travail pour de plus amples détails sur le glissement de Falli Hölli et les données historiques associées. Nous allons donc décrire de manière succincte les échantillons et datations relatives au glissement de Falli Hölli, en mentionnant les informations nécessaires à une interprétation fiable des échantillons en terme d'événements. 17 échantillons de bois ont pu faire l'objet de datations distinctes les unes des autres, dont 5 datations absolues par analyse dendrochronologique et 12 datations au radiocarbone (Fig. 3.14). Les codes attribués aux échantillons commencent par la mention du site de Falli Hölli (FAHO), suivi du numéro correspondant au site de prélèvement et du numéro de l'échantillon prélevé sur le site, selon RAETZO-BRÜLHART (1997) (Fig. 3.12). Les codes des échantillons provenant de forages font également mention de la profondeur d'enfouissement des bois, en centimètres. Les échantillons sont présentés ci-après en fonction de l'ordre des sites de prélèvement, à savoir d'abord les sites de surface, puis les échantillons provenant des forages. La localisation des échantillons sur le glissement, avec indication de leur âge, est illustrée dans la figure 3.15. Les coordonnées des échantillons situés dans la partie médiane et inférieure du versant (échantillons 1 à 11 et 32-33) font référence à la localisation des sites de prélèvement déterminée après le déplacement important subi par ce large secteur du glissement en 1994 (Fig. 3.12, 3.14).

FAHO1-1

Prélevé en automne 1994 sur le site 1 (coordonnées actuelles: 585720/172530, le site s'est déplacé

d'environ 210 m durant la crise de 1994) dans des matériaux meubles grossiers de surface englobant de gros blocs (1-3 m³, RAETZO-BRÜLHART 1997), ce tronc de 65 cm de diamètre moyen expose une séquence de 272 cernes, allant du coeur à l'écorce (Réf. LRD97/R3995-3). Il s'agit d'un tronc d'épicéa (*Picea abies*). L'analyse dendrochronologique met en évidence un début de croissance relativement lent, caractéristique d'un arbre dominé et soumis à forte concurrence dans un milieu forestier dense. Dès le cerne 96, les conditions de croissance s'améliorent, probablement liées à l'abattage des arbres environnants. Les trente derniers cernes indiquent la présence de bois de réaction, liée à l'apparition de mouvements de terrain affectant la stabilité de l'arbre. Une datation au radiocarbone a été réalisée sur les 30 derniers cernes de l'arbre, et a donné un âge de 2960 ±30 BP. Une correction de 15 ans est apportée à la date calibrée (3250-2990 cal BP) et permet d'obtenir un âge de 3235-2975 cal BP pour la mort de l'arbre. Nous prenons en compte cependant encore les trente dernières années de déstabilisation de l'arbre, qui fournissent ainsi une phase d'instabilité globale s'étalant de 3265 à 2975 cal BP (1315-1025 BC).

FAHO2-3

Quatre échantillons de bois ont été récoltés sur le site 2 (coordonnées actuelles: 585790/172490, le site s'est déplacé d'environ 200 m durant la crise de 1994). Les séquences dendrochronologiques des quatre bois ont pu être synchronisées et forment une séquence moyenne de 396 ans comprise entre 734 et 339 cal BP (1216-1611 AD; Réf. LRD97/R3995-3). Le bois

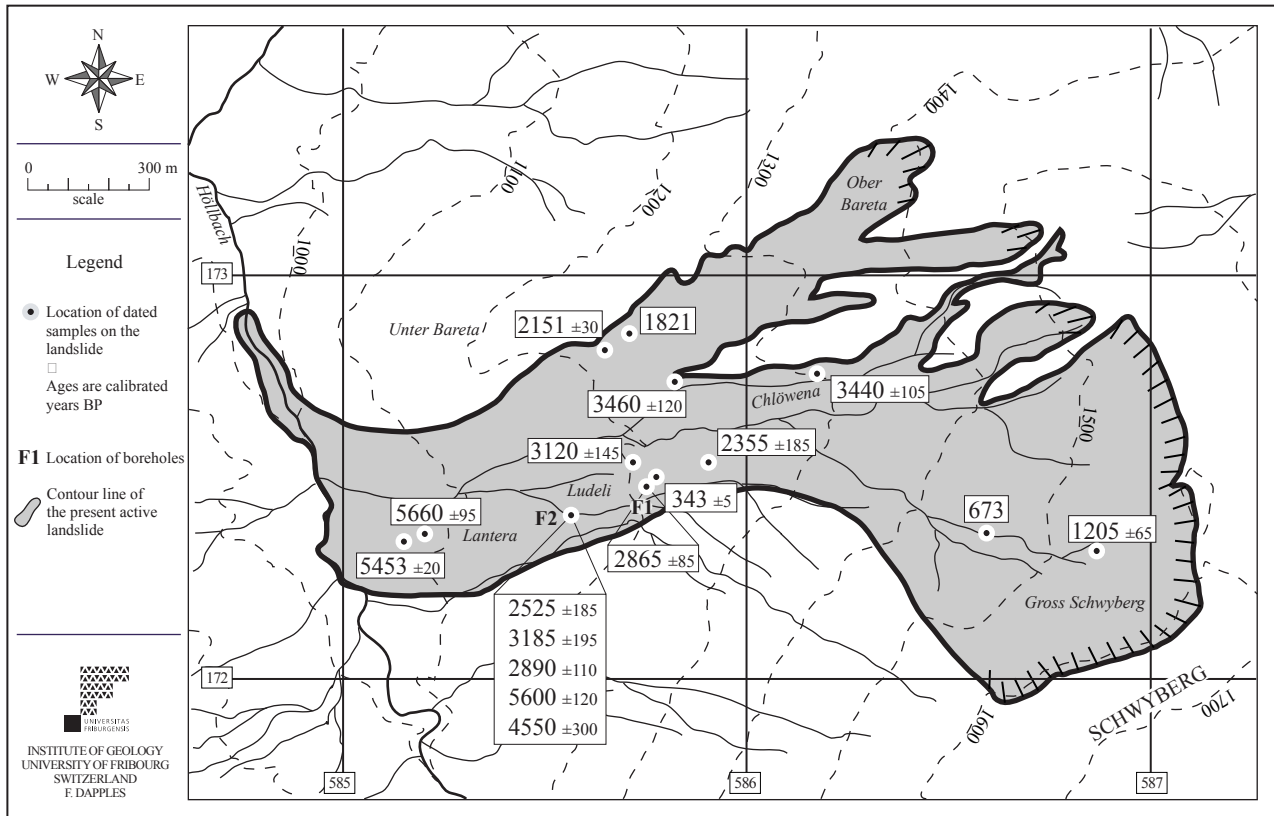


Fig. 3.15 Location of 17 dated wood samples on the Falli Hölli landslide, with calibrated ages.

FAHO2-1, un sapin blanc (*Abies alba*) de 34 cm de diamètre moyen, présente une séquence de 182 cernes, allant du cœur à l'écorce et datée dans l'absolu entre les années 529 et 348 cal BP (1421-1602 AD). L'analyse des cernes révèle l'absence de déstabilisation durant la vie de l'arbre. La présence de nombreuses galeries creusées par des insectes indique que l'arbre est resté quelque temps à l'air libre avant d'être recouvert et préservé. L'arbre a probablement été couché par des mouvements importants de type glissement de terrain, en 348 cal BP (1602 AD), et recouvert quelques années plus tard par une coulée boueuse. Également prélevé sur le site 2, l'échantillon FAHO2-3, un tronc d'épicéa (*Picea abies*) de 32 cm de diamètre moyen, présente une séquence de 322 cernes, datées dans l'absolu entre 659 et 338 cal BP (1291-1612 AD). Ce bois montre une croissance régulière sans signe particulier de déstabilisation (Réf. LRD97/R3995-3), hormis durant les 10 dernières années de sa vie. Les 10 derniers cernes présentent en effet du bois de compression indiquant le début d'une phase de déstabilisation qui coïncide avec la mort du bois FAHO2-1. Nous pouvons donc finalement interpréter les résultats fournis par ces deux bois de la manière suivante: une période d'instabilité de type glissement de terrain a fortement déstabilisé les

arbres du site 2 entre 348 et 338 cal BP (1602-1612 AD). Une coulée boueuse s'est probablement déclenchée en 338 cal BP (1612 AD) et a conduit à l'abattage du bois FAHO2-3 et l'enfouissement de celui-ci et du bois FAHO2-1. A noter que deux troncs supplémentaires ont été récoltés sur ce site 2, qui ont pu être synchronisés avec les deux bois décrits ci-dessus, mais présentent des incertitudes quant à une détermination précise de l'âge de leur mort, du fait de la non-préservation des cernes extérieurs de ces deux arbres. Il est cependant fort probable que ces deux troncs aient également été abattus et enfouis en 338 cal BP (1612 AD) par une coulée de boue importante, avec les bois FAHO2-1 et FAHO2-3.

FAHO3-2

Quatre bois ont pu être prélevés sur le site 3 (coordonnées actuelles: 585910/172530, le site s'est déplacé d'environ 145 m durant la crise de 1994). Deux d'entre eux, FAHO3-2 et FAHO3-4, ont pu être synchronisés par analyse dendrochronologique et ne présentent aucun signe de déstabilisation durant leur existence. Les deux autres bois, FAHO3-1 et FAHO3-3, restent d'âge indéterminé, du fait du nombre relativement restreint de cernes de croissance (Réf. LRD97/R3995-3). Le bois FAHO3-2 est un tronc d'épicéa (*Picea abies*)

présentant une séquence de 190 cernes, ne comportant pas le dernier cerne sous l'écorce. Une datation au radiocarbone a été réalisée sur les cernes 1 à 20 du bois FAHO3-2, et a livré un âge de 2460 ± 40 BP. Nous apportons une correction de 180 ans à la date calibrée (2720-2350 cal BP), qui nous permet d'obtenir un âge maximum de 2540-2170 cal BP (590-220 BC) pour la mort et l'enfouissement de cet arbre, probablement liés au déclenchement d'une coulée de boue importante ayant conduit à l'ensevelissement des quatre bois analysés sur ce site. La présence de gros blocs dans les sédiments meubles enrobant les bois peut expliquer l'absence d'écorce sur les troncs. Celle-ci a en effet probablement été arrachée par les blocs lors du transport des bois par la coulée de boue.

FAHO6-5

Le site 6 (*Coord.* 586180/172750) est le plus fourni en troncs fossiles. Sur plus d'une trentaine de troncs visibles, sept ont été prélevés et analysés. Les nombreux bois sont disposés de manière très dense dans le terrain, se touchant les uns les autres. Ces sept bois présentent des séquences dendrochronologiques synchronisées sur une séquence moyenne de 309 ans (*Réf.* LRD97/R3995-3). L'analyse dendrochronologique n'a cependant pas permis de préciser un âge absolu pour ces troncs, mais a permis de déterminer une mort brutale et synchrone pour les sept bois. Les derniers cernes des troncs ne présentent, en effet, pas de traces de déstabilisation. De plus, les bois ont sans doute été ensevelis par le même événement ayant conduit à leur abattage, du fait de l'absence de traces d'insectes sur l'écorce des bois. Une datation ^{14}C a été effectuée sur les cernes 1 à 27 du bois FAHO6-5 et a donné un âge de 3470 ± 40 BP. Le bois, un épicéa (*Picea abies*), comporte 309 cernes allant de la moelle à l'écorce, pour un diamètre moyen de 27 cm. Il faut donc rajeunir la date calibrée (3840-3630 cal BP) de 295 ans, afin d'obtenir l'âge de la mort commune de ce tronc et des 6 autres troncs prélevés sur ce site. Cet âge est compris entre 3545 et 3335 cal BP (1595-1385 BC). Les multiples bois du site 6 ont sans doute été couchés et recouverts par une coulée de boue importante.

FAHO9-6

Trois échantillons de bois ont été récoltés sur le site 9 (*Coord.* 585820/172730), et soumis à une analyse dendrochronologique qui a pu démontrer qu'ils étaient contemporains (*Réf.* LRD97/R3995-3). Seul un des trois bois (FAHO9-4) montre des signes de déstabilisation ayant eu lieu durant les 10 dernières années de sa vie. Les deux autres bois présentent des croissances régulières sans déstabilisation. Le bois FAHO9-6

est un tronc d'épicéa (*Picea abies*), comportant 167 cernes allant de la moelle à l'écorce, avec un diamètre moyen de 40 cm. Une datation ^{14}C a été réalisée sur les cernes 27 à 66 de ce bois, et a donné un âge de 3320 ± 40 BP. Une correction de 120 ans est apportée à la date calibrée (3690-3460 cal BP), et permet d'obtenir un âge de 3570-3340 cal BP pour la mort de ces trois arbres. Nous pouvons adapter cet âge en lui rajoutant les 10 années de déstabilisation enregistrées par le bois FAHO9-4. Nous obtenons finalement une période de déstabilisation globale allant de 3580 à 3340 cal BP (1630-1390 BC).

FAHO10-4

Deux bois ont été prélevés sur le site 10 (*Coord.* 585700/172870), qui ont pu être considérés comme contemporains grâce à une analyse dendrochronologique (*Réf.* LRD97/R3995-3). Les deux bois montrent une croissance régulière sans aucune trace de déstabilisation, indiquant un environnement stable et favorable lors de la croissance des arbres. La séquence la plus longue provient du bois FAHO10-4, un épicéa (*Picea abies*), et s'étend sur 204 cernes datés dans l'absolu entre 2025 et 1821 cal BP. Les bois possèdent tous deux leur écorce intacte, sans traces d'insectes, ce qui indique qu'ils ont été abattus de manière brutale et rapidement ensevelis, probablement par une coulée boueuse. Cet événement ayant rasé les deux troncs est donc daté de l'année 1821 cal BP (129 AD). Les bois proviennent d'une levée qui indique soit que la coulée a déposé du matériel sur ses flancs latéraux, lors de son parcours dans le couloir de Bareta (Fig. 3.15), soit que les niveaux contenant les bois ont été remobilisés par un glissement ultérieur qui a engendré cette levée latérale.

FAHO11-5

Deux troncs de sapin blanc (*Abies alba*) ont été récoltés sur le site 11 (*Coord.* 585650/172840). Les deux troncs, FAHO11-5 et FAHO11-6, présentent respectivement des diamètres moyens de 64 et 40 cm et des séquences de 382 et 139 cernes. A noter qu'avec 382 cernes, FAHO11-5 est l'arbre le plus âgé du site de Falli Hölli. L'analyse dendrochronologique a permis de dater ces bois dans l'absolu et de démontrer leur contemporanéité avec les bois du site 10 (*Réf.* LRD97/R3995-3). Les deux bois du site 11 ne possèdent plus le dernier cerne sous l'écorce, mais il est fort probable que ces deux arbres aient été abattus à la même date que les bois du site 10, à savoir en 1821 cal BP (129 AD). Ce résultat tend à démontrer l'importance de l'événement ayant engendré le déracinement et l'enfouissement des quatre troncs, localisés actuellement

sur deux sites différents éloignés d'environ 85 m. Mais l'analyse dendrochronologique révèle des informations supplémentaires quant aux conditions de stabilité des bois du site 11. En effet, une phase de déstabilisation a pu être précisée entre 2181 et 2121 cal BP (231-171 BC), caractérisée par l'activité de glissements de terrain durant cette période dans le couloir de Baretta.

FAHO21-1

Trois bois ont été récoltés sur le site 21 (*Coord.* 586860/172310), dont deux ont fait l'objet d'une analyse dendrochronologique, les bois FAHO21-1 et FAHO21-3. Le site 21 se situe sur un replat au pied de la niche d'arrachement principale du glissement de Falli Hölli. Les matériaux enrobant les bois sont très argileux, engendrant en surface la formation de zones marécageuses. Les deux échantillons analysés sont des troncs d'épicéa comportant respectivement 302 et 149 cernes, et des diamètres moyens de 56 et 26 cm (*Réf.* LRD97/R3995-3). Le bois FAHO21-1 montre une croissance régulière tout au long de sa vie, tandis que le bois FAHO21-3 a constamment subi des phases de déstabilisation au cours de son existence, probablement liées à l'emplacement de l'arbre dans la pente raide et instable de la niche d'arrachement. Une datation ¹⁴C a été réalisée sur les cernes 161 à 198 de l'échantillon FAHO21-1, et a donné un âge de 1410 ±40 BP. Un rajeunissement de 120 ans est apporté à la date calibrée (1390-1260 cal BP) et permet d'obtenir un âge de 1270-1140 cal BP (680-810 AD) pour la mort de ce bois. Il est à noter que des bois provenant du site numéro 23 présentent une probable date commune d'abattage avec le bois FAHO21-1. Le site 23 est localisé à environ 275 m au nord-ouest du site 21. Cette contemporanéité probable de la mort des arbres sur les deux sites tendrait à mettre en évidence un événement important ayant rasé et enseveli tous ces bois. Il s'agit probablement de coulées de boue importantes ayant concerné en tous cas la partie haute du versant de Falli Hölli (Fig. 3.12).

FAHO25-1

Un seul tronc provient du site 25 (*Coord.* 586590/172360). Il s'agit d'un épicéa (*Picea abies*) exposant une séquence complète de 235 cernes, allant du coeur à l'écorce, avec un diamètre moyen de 42 cm. Une analyse dendrochronologique a permis de dater dans l'absolu cet échantillon (*Réf.* LRD97/R3995-3). La séquence analysée est comprise entre 907 et 673 cal BP (1043-1277 AD). Les cernes de croissance témoignent d'une croissance régulière de l'arbre, sans traces de déstabilisation. La mort de l'arbre, intervenue en

673 cal BP (1277 AD) a donc dû survenir de manière brutale, et a été suivie d'un enfouissement rapide du tronc. L'abattage du tronc a probablement résulté du déclenchement d'une coulée boueuse ayant affecté le haut du versant.

FAHO32-1

Un seul bois a été prélevé sur le site 32 (*Coord.* 585210/172360), dans des niches secondaires surplombant le cours du Höllbach. Il s'agit d'un tronc de sapin blanc (*Abies alba*) d'un diamètre moyen de 45 cm, exposant une séquence de 316 cernes allant de la moelle à l'écorce. L'analyse dendrochronologique indique une croissance régulière et lente, sans trace évidente de déstabilisation. L'arbre est abattu de manière brutale et rapide (*Réf.* LRD97/R3995-3). Une datation ¹⁴C a été réalisée sur les cernes 114 à 169 de l'arbre, et a révélé un âge de 5100 ±40 BP. Nous rajeunissons la date calibrée (5930-5740 cal BP) de 175 ans afin d'obtenir la date de la mort de l'arbre, à savoir 5755-5565 cal BP (3805-3615 BC).

FAHO33-1, FAHO33-2 et FAHO33-3

Trois bois ont été récoltés sur le site 33 (*Coord.* 585160/172320), localisé sur la partie frontale du glissement exposant des niches d'arrachement fraîchement ouvertes. Les trois bois sont distants d'environ 8 m, se succédant verticalement les uns aux autres sur l'affleurement. Ils étaient conservés dans une matrice argileuse-silteuse enrobant quelques gros blocs d'un diamètre supérieur à 1 m. Il s'agit de trois sapins blancs (*Abies alba*) exposant respectivement des séquences de 94, 85 et 97 cernes et des diamètres moyens de 35, 36 et 58 cm. L'analyse dendrochronologique des trois troncs a montré que les arbres étaient contemporains et qu'ils ont tous les trois été abattus la même année, en 5433 cal BP (3483 BC; *Réf.* LRD97/R3995-3). Cette datation absolue a été réalisée par hétéroconnexion sur un référentiel de chêne et doit donc être prise en compte avec réserves. Le rythme de croissance des trois arbres est rapide, ce qui diffère passablement des autres bois analysés sur le site de Falli Hölli. Leur début de croissance est quasiment simultané et peut indiquer un début de colonisation d'une surface libérée peu auparavant, éventuellement suite à une phase de glissement de terrain. Les bois ont produit du bois de compensation tout au long de leur vie, avec toutefois une augmentation de cette production durant les 40 dernières années de leur existence. Nous rajoutons ainsi 40 ans à la date d'abattage, et obtenons une période de déstabilisation comprise entre 5473 et 5433 cal BP (3523-3483 BC).

FAHO-F1-750

Ce fragment de tronc a été prélevé dans le forage F1 (Réf. ABAGeol-FH-94), qui a atteint une profondeur totale de 15 m 40 (*Coordonnées avant l'accélération de 1994: 585760/172470*). Le forage était localisé sur la partie médiane du glissement, dans les hauts du lotissement de Falli Hölli, avant que celui-ci ne soit détruit par les mouvements paroxysmaux de 1994. Le bois était enfoui à une profondeur de 7 m 50, dans des niveaux à dominante silteuse, comportant des passages plus argileux ou sableux, ainsi que quelques pierres, interprétés comme dépôts de coulée boueuse (RAETZO-BRÜLHART 1997). L'échantillon présente des cernes d'épaisseur supérieure au centimètre, indiquant une forte croissance. Le bois a pu être daté au radiocarbone, révélant un âge de 2770 ± 30 BP. Après calibration nous obtenons un âge maximum de 2950-2780 cal BP (1000-830 BC) pour la mort de ce bois.

FAHO-F2-210

Le forage F2 (*Coordonnées avant l'accélération de 1994: 585570/172400; Réf. ABAGeol-FH-94*) a permis la récolte de nombreux fragments de bois, répartis sur les 50 m de profondeur du forage, et dont les âges exposent des stratigraphies verticales anormales. L'échantillon FAHO-F2-210 était préservé à 2 m 10 de profondeur, dans des silts argileux brun foncé comportant un peu de graviers. Il a fait l'objet d'une datation ^{14}C qui a livré un âge de 2400 ± 30 BP. La calibration de cette date donne un âge maximum de 2710-2340 cal BP (760-390 BC) pour la mort de ce bois.

FAHO-F2-1150

Ce bois provient de niveaux silteux-argileux gris foncé emballant des graviers et blocs, situés à 11 m 50 de profondeur dans le forage F2. Ces matériaux sont interprétés comme des dépôts de coulées de boue (RAETZO-BRÜLHART 1997). La datation ^{14}C effectuée sur cet échantillon a donné un âge de 3020 ± 70 BP. Après calibration, il apparaît que la mort de ce bois est survenue au plus tôt en 3380-2990 cal BP (1430-1040 BC).

FAHO-F2-1440

Prélevé à 14 m 40 de profondeur dans le forage F2, ce fragment de bois était conservé dans des graviers enrobés d'une matrice silteuse-argileuse gris foncé indiquant un dépôt de coulée de boue. La datation ^{14}C effectuée sur l'échantillon a livré un âge de 2800 ± 40 BP. La calibration apportée à cette date révèle un âge maximum de 3000-2780 cal BP (1050-830 BC) pour la mort de ce bois.

FAHO-F2-1570

Ce fragment de tronc provient de niveaux silteux-argileux gris foncé comportant des graviers, situés à 15 m 70 de profondeur dans le forage F2. L'analyse du radiocarbone de cet échantillon a révélé un âge de 4880 ± 40 BP, qui calibré, donne finalement un âge maximum de 5720-5480 cal BP (3707-3530 BC) pour ce bois.

FAHO-F2-3605

Dernier fragment de bois prélevé dans le forage F2, à 36 m 05 de profondeur, dans une matrice silteuse-argileuse comportant des graviers et des blocs. Il s'agit de l'échantillon le plus profond provenant du glissement de Falli Hölli. La datation ^{14}C réalisée sur ce bois a donné un âge de 4002 ± 70 BP, qui calibré, indique un âge maximum de 4850-4250 cal BP (2900-2300 BC) pour la mort de ce bois. Les sédiments argileux enrobant l'échantillon, ainsi que quelques blocs, désignent un probable dépôt de coulée boueuse.

3.3.4 Évolution dynamique du glissement durant l'Holocène moyen et supérieur

Les 17 datations absolues et relatives (Fig. 3.14) réalisées sur des bois provenant du glissement de Falli Hölli permettent de reconstituer l'évolution dynamique du versant durant l'Holocène moyen et supérieur. Les datations obtenues sont en effet réparties sur les derniers 6000 ans, comme l'illustre la figure 3.16. Les échantillons de bois ayant livré cette série de dates proviennent de sites disséminés sur l'ensemble du glissement de Falli Hölli, aussi bien sur la partie supérieure que les parties médiane et inférieure.

Les premiers signes de déstabilisation sont révélés par des échantillons prélevés sur la partie inférieure du versant. Les bois FAHO-F2-1570, FAHO33-1 et FAHO32-1 témoignent de processus d'instabilités ayant affecté le versant aux dates respectives de 5000 ± 120 , 5453 ± 20 et 5660 ± 95 cal BP. La localisation des échantillons FAHO33-1 et FAHO32-1 sur les figu-

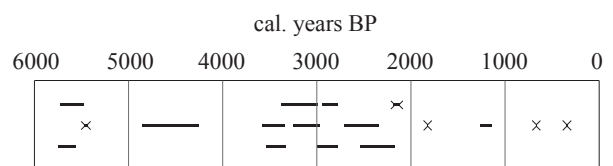


Fig. 3.16 Temporal distribution of 17 wood datings originating from the Falli Hölli landslide. Bars: radiocarbon datings; crosses: absolute dendrochronological sequences.

res 3.13 et 3.15 font référence à leur position après les mouvements catastrophiques du glissement en 1994, qui avaient généré un déplacement moyen de 200 m des parties médiane et inférieure du glissement. Les positions actuelles des bois sur le versant ne correspondent donc pas au site originel de leur existence mais déterminent des altitudes beaucoup plus basses dans le versant. Ceci en raison tout d'abord des coulées de boue qui ont abattu et enseveli ces bois avec à la clé un transport de plusieurs dizaines à centaines de mètres. Des phases récurrentes de glissements ont par ailleurs remobilisé les matériaux de coulées tout au long des millénaires suivants. La crise de 1994 décrit un événement d'amplitude extrême avec des déplacements importants de volumes considérables de matériaux quaternaires.

Le bois FAHO32-1, daté de 5660 ± 95 cal BP, a été abattu de manière brutale sans avoir subi des processus de déstabilisation durant son existence. C'est probablement le premier signal enregistré sur le site de Falli Hölli qui témoigne de l'activité de coulées de boue. Une telle coulée a dû déraciner ou raser le bois FAHO32-1 et l'ensevelir rapidement. Le bois FAHO-F2-1570, daté de 5600 ± 120 cal BP, pourrait avoir été enseveli en même temps que le bois FAHO32-1. Les deux bois peuvent en effet indiquer une coulée de boue unique, du fait de la corrélation possible de leurs âges respectifs. Mais il est également possible que deux événements distincts aient conduit à leur enfouissement, séparés de quelques années ou dizaines d'années. Les trois datations concentrées autour de 5500 cal BP (Fig. 3.16) mettent en évidence une activité importante d'instabilités de terrain au Néolithique moyen sur le versant de Falli Hölli. Ces instabilités sont caractérisées par des coulées de boue importantes pouvant abattre et recouvrir de nombreux arbres implantés sur le versant, ainsi que par des glissements de terrain remobilisant des dépôts anciens et affectant la stabilité des arbres en surface.

Entre 5500 et 3500 cal BP seul un échantillon de bois, FAHO-F2-3605, daté de 4550 ± 300 cal BP, témoigne de l'activité de coulées de boue durant ces 2000 ans. Il est donc probable que le versant de Falli Hölli ait connu une activité restreinte d'instabilités de terrain au cours de cette période, ce qui confirme les données récoltées sur les autres glissements du canton de Fribourg, présentées au chapitre 4.1. L'échantillon FAHO-F2-3605 présente un intervalle de probabilité très grand pour la détermination de son âge. Ceci est dû au volume limité de matériel disponible dans la carotte du forage F2 à la profondeur de 36 m 05. La

précision de la datation au radiocarbone s'en trouve dès lors réduite.

Une reprise des instabilités de terrain s'établit vers 3500 cal BP, révélée par deux datations synchrones provenant des bois FAHO9-6 et FAHO6-5, datés respectivement de 3460 ± 120 et 3440 ± 105 cal BP. Seul un bois prélevé sur le site 9 présente des signes de déstabilisation durant les 10 dernières années de son existence. Tous les autres bois analysés sur les sites 6 et 9 exposent des croissances régulières pouvant être associées à des conditions de vie favorables et stables. Les deux sites étant localisés en bordure droite du couloir principal du glissement de Falli Hölli, on peut affirmer que les bois des 2 sites ont été abattus de manière synchrone, par un processus de glissement de terrain ayant affecté cette zone précise du versant. Étant donné le nombre impressionnant de bois exposés sur le site 6, nous pouvons également affirmer que l'événement était de forte amplitude et qu'il a affecté une surface de versant passablement boisée.

Deux autres bois, FAHO-F2-1150 et FAHO1-1, mettent en évidence l'existence de mouvements de terrain conséquents peu avant 3000 cal BP. Respectivement datés de 3185 ± 195 et 3120 ± 145 cal BP, les bois proviennent de sites localisés à la transition des zones médiane et inférieure du glissement. En tenant compte des déplacements importants survenus lors de la réactivation catastrophique du glissement en 1994, il faut remonter ces bois de plusieurs centaines de mètres pour déterminer la localisation originelle de leur lieu de vie. Ils ont ainsi dû croître dans la partie médiane supérieure du versant, vers 1300-1400 m d'altitude et ont probablement été déstabilisés par des glissements continus durant une trentaine d'année, comme l'indique le bois FAHO1-1, avant d'être abattus et recouverts par une coulée de boue. Cette coulée s'est sans doute déclenchée au niveau du seuil morphologique créé par les niveaux compétents de flysch du Thanétien vers 1400 m d'altitude (Fig. 3.13). Cette zone de seuil a sûrement joué un rôle majeur dans l'initiation de coulées de boue ayant participé au transfert de matériel du haut vers le bas du versant durant l'Holocène.

Peu après 3000 cal BP, deux nouveaux indices d'instabilités sont mis en évidence par les bois FAHO-F2-1440 et FAHO-F1-750, datés respectivement de 2890 ± 110 et 2865 ± 85 cal BP. Ils proviennent tous deux de forages, fournissant ainsi des informations réduites quant aux conditions de vie et de stabilité des arbres. Néanmoins, il est possible qu'un événement

unique ait conduit à l'ensevelissement des bois. Cet événement, très certainement une coulée de boue au vu de la description des matériaux enrobant les fragments de bois, a dû concerner le même secteur que l'événement précédent daté d'environ 3150 cal BP, à savoir la transition entre les zones médiane et supérieure, avec l'initiation de la coulée localisée au niveau du ressaut morphologique vers 1400 m d'altitude.

Trois datations se succèdent durant l'Age du Fer: 2525 ±185, 2355 ±185 et 2151 ±30 cal BP. Elles correspondent respectivement aux échantillons FAHO-F2-210, FAHO3-2 et FAHO11-5 (Fig. 3.12 et 3.15). Les deux datations les plus anciennes signalent la présence de coulées de boue ayant concerné la bordure sud du glissement de Falli Hölli. Ces coulées se sont vraisemblablement déclenchées à la hauteur du seuil morphologique présenté ci-dessus comme lieu de production de coulées similaires plus anciennes. Les cernes de croissance du bois FAHO11-5 démontrent la présence d'une période de déstabilisation d'une durée de 60 ans, liée à des phénomènes de glissements continus, s'étalant de 2181 à 2121 cal BP. Ces mouvements de terrain ont dû concerner le couloir nord du glissement de Falli Hölli, issu du lieu-dit Ober Baretta.

Les quatre datations les plus récentes du site de Falli Hölli sont réparties sur les derniers 2000 ans. Le bois FAHO10-4, daté dans l'absolu de 1821 cal BP, présente une croissance régulière sans signes évidents de déstabilisation. Il a été abattu et enfoui rapidement par une coulée de boue ayant concerné le couloir de Baretta. A noter que les deux sapins prélevés sur le site 11 (Fig. 3.12), bien que ne possédant plus leurs cernes extérieurs et l'écorce, ont probablement été abattus et recouverts par cette même coulée qui a rasé les deux bois du site 10 en 1821 cal BP.

Deux échantillons de bois récoltés sur la partie supérieure du glissement ont pu faire l'objet de datations. Il s'agit de bois provenant des sites 21 et 25 (Fig. 3.13). Le bois FAHO21-1, daté de 1205 ±65 cal BP, ne présente pas de traces évidentes d'instabilité. Seuls son abattage et son ensevelissement rapides témoignent de l'action d'une coulée de boue. A relever que des bois du site 23, localisé environ 275 m au nord-ouest du site 21, présentent une probable date commune d'abattage avec les bois du site 21. Nous pouvons donc considérer un événement important, de type glissement de terrain, ayant affecté l'ensemble de la partie supérieure du versant de Falli Hölli vers 1200 cal BP. Le bois FAHO25-1, daté de l'année 673 cal BP, présente des cernes de croissance réguliers n'indiquant

aucune phase de déstabilisation durant la vie de l'arbre. Sa mort survient brutalement, probablement liée au déclenchement d'une coulée de boue provenant de la niche principale du glissement, vers 1600 m d'altitude. Les deux sites 21 et 25 témoignent donc de l'activité conjuguée de glissements de terrain et de coulées de boue dans la partie haute du versant.

La datation la plus récente est apportée par le bois FAHO2-3, daté de 343 ±5 cal BP. L'analyse dendrochronologique effectuée sur ce tronc ne révèle aucun signe de déstabilisation, hormis durant les 10 dernières années d'existence de l'arbre. L'altération de la frange extérieure du tronc par des insectes démontre que le recouvrement de l'arbre n'est survenu que quelques années après sa mort. Il a vraisemblablement été déstabilisé et couché par des mouvements lents associés à des processus de glissements continus. Son enfouissement n'a eu lieu que quelques années plus tard, généré par une probable coulée boueuse.

L'ensemble des échantillons de bois prélevés sur le glissement de Falli Hölli met en évidence une activité soutenue de processus de coulées de boue et de glissements de terrain au cours de l'Holocène moyen et supérieur. L'absence de datations plus vieilles que 6000 ans nous empêche de définir la mise en place et l'évolution de telles instabilités durant le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène. Néanmoins, en analysant les données de forage, nous pouvons affirmer qu'une grande majorité des instabilités ayant affecté le versant de Falli Hölli se sont déroulées durant les derniers 6000 ans. En effet, nous soutenons que la majorité des dépôts gravitaires localisés sur le versant se sont mis en place depuis 6000 cal BP. Cela ne signifie cependant pas que des mouvements de terrain aient été inexistantes auparavant. Nous ne les détectons pas à l'aide de la collection d'échantillons de bois établie sur le site, mais il est clair que des dépôts quaternaires ont dû se mettre en place dès le retrait glaciaire, au-dessus de dépôts morainiques, tels des dépôts de chutes de blocs ou d'éboulement, coulées de boue, laves torrentielles et glissements de terrain. Ces dépôts ont principalement dû s'accumuler dans les parties inférieure et médiane du versant.

Comme les datations effectuées sur le glissement du Hohberg, les datations du glissement de Falli Hölli présentent une distribution spatiale caractérisée par des âges en moyenne plus vieux sur le bas du versant et des âges globalement plus jeunes sur la moitié supérieure du site. Cette répartition est liée au transfert important de matériaux meubles vers l'aval par l'inter-

médiaire des coulées de boue, qui remanient souvent des dépôts anciens, ainsi que par les glissements de terrain continus ayant remobilisé les matériaux quaternaires supérieurs. L'importance du seuil morphologique situé vers 1400 m d'altitude, induit par la présence de bancs de flysch gréseux compétents du Thanétien, a pu être démontrée. Le seuil a joué un rôle prépondérant durant la réactivation catastrophique du glissement en 1994 dans l'initiation de coulées de boue dévastant les environnements situés en aval, mais ce seuil a également pu être considéré comme lieu de provenance de nombreuses coulées de boue ayant rasé et ensevelis de nombreux troncs de bois durant les derniers 6000 ans. La circulation d'eau dans les grès perméables du Thanétien produit en effet des niveaux de source importants vers 1400 m d'altitude, engendrant la saturation et la mobilisation des matériaux non consolidés reposant en surface.

Des successions stratigraphiques anormales sont observées dans le forage F2 (Fig. 3.15). En effet, les âges obtenus par datation de fragments de bois prélevés à différentes profondeurs dans le forage ne se succèdent pas de manière croissante du haut vers le bas du forage. Une situation similaire avait déjà été observée

et analysée dans les forages F3 et F07 du glissement du Hohberg. Ces anomalies sont dues au remaniement intense des dépôts quaternaires par les nombreuses coulées de boue (Fig. 3.8) et par la remobilisation de ces dépôts par l'activité des glissements de terrain au cours de l'Holocène. Un mélange considérable des dépôts quaternaires intervient donc en conséquence de l'effet mobilisateur de tels processus, ce qui permet parfois de collecter des bois anciens enfouis à faible profondeur.

3.4 GLISSEMENT DE SCHLOSSISBODEN

3.4.1 Contexte géographique et géologique

Le glissement de Schlossisboden se situe à proximité du Lac Noir, dans les Préalpes fribourgeoises (Fig. 3.1, Planche 3-A). Il repose sur un versant exposé à l'est, faisant face au glissement du Hohberg. Le glissement se développe entre 1500 et 1030 m d'altitude, sur une longueur de près de 2 km (Fig. 3.17 et 3.18). Sa partie frontale est limitée par le cours de la Singine qui prend sa source dans le Lac Noir. Le glis-

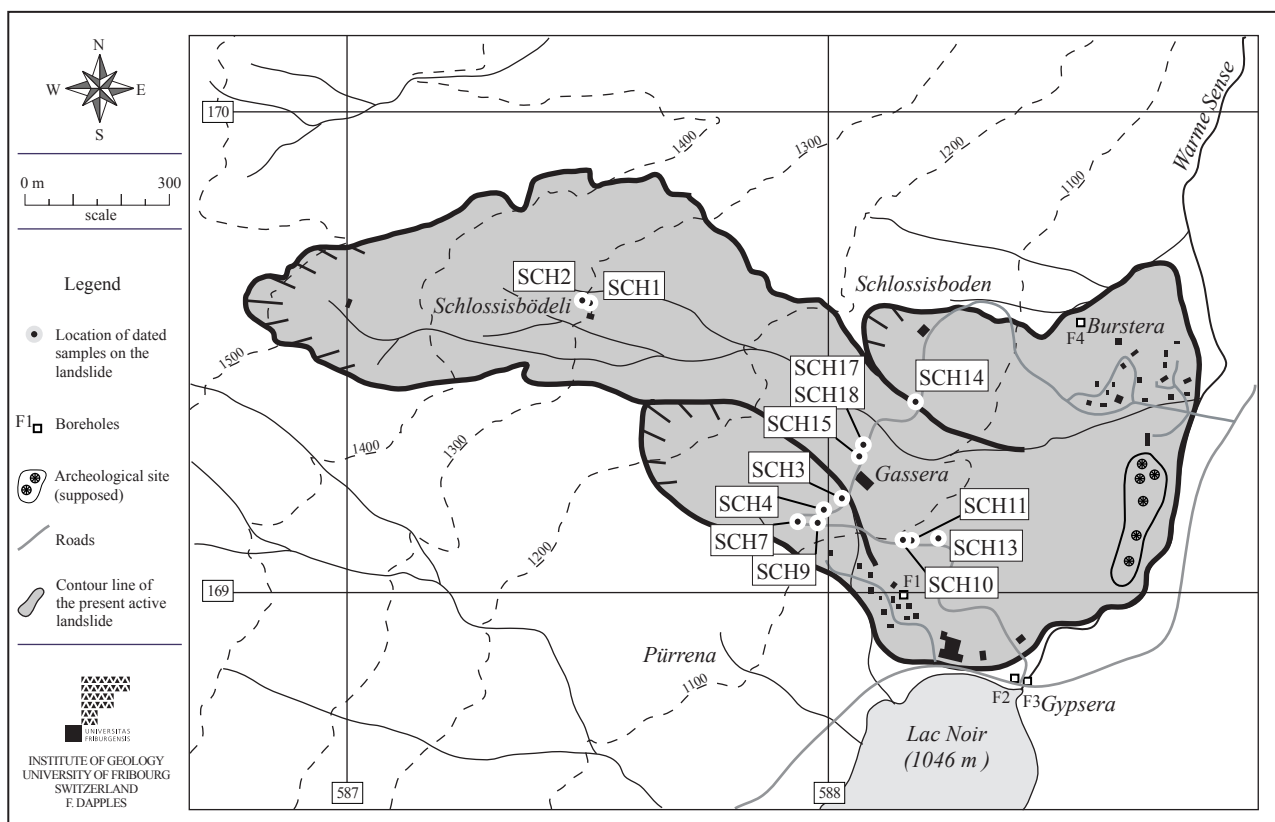


Fig. 3.17 Location of 13 dated wood samples on the Schlossisboden landslide, with sample codes.

sement est localisé dans le massif du Schwyberg qui héberge également le glissement de Falli Hölli, sur le versant opposé, environ 3 km au nord-ouest du glissement de Schlossisboden. Celui-ci est concerné par le même substrat de flysch que le site de Falli Hölli. En effet le massif du Schwyberg doit son relief aux successions des diverses séries du Flysch du Gurnigel.

Le site de Schlossisboden est associé à la bordure méridionale de la nappe du Gurnigel (OSWALD & DAPPLES 2001). Des niveaux de flysch ont pu être attribués au Cuisien, selon des déterminations de nannoplanc ton calcaire réalisées par Johannes VAN STULVENBERG (non publié). Ces bancs de flysch sont localisés dans la niche d'arrachement du glissement, vers 1500 m d'altitude, ainsi que dans le cours d'eau drainant la partie supérieure du glissement, vers 1400 m d'altitude, et enfin sur la crête bordant le glissement au sud du lieu-dit de Schlossisbödeli, vers 1300 m d'altitude (Fig. 3.17). Les séries de l'Illerdien et du Thanétien sont probablement présentes dans la partie inférieure du glissement, cachées sous une épaisse couche de dépôts quaternaires. De plus, l'étroite bande de Mélange, décrite précédemment sur le site du Hohberg (Fig. 3.1 et 3.2), se prolonge vers l'ouest et semble se poursui-

vre sous la zone frontale du glissement de Schlossisboden et la bordure Nord du Lac Noir (OSWALD & DAPPLES 2001).

3.4.2 Description du glissement

L'activité actuelle du glissement de Schlossisboden met en évidence la présence de trois zones distinctes qui se rejoignent au pied du versant (Fig. 3.18). Le couloir principal du glissement de Schlossisboden s'initie au pied d'une niche d'arrachement située à environ 1500 m d'altitude. Cette niche est caractérisée par des processus de chutes de pierres et de blocs qui alimentent le glissement. Celui-ci se poursuit vers l'aval, empruntant la légère dépression morphologique de Schlossisbödeli. Il est ensuite canalisé entre deux arêtes stables orientées parallèlement à la pente topographique. L'interprétation de ces deux reliefs stables au sein du glissement reste incertaine. Il pourrait s'agir de "laissées" de glissement, créées lors de l'activité intense du glissement il y a environ 6000 ans, tel que nous le présentons au chapitre 3.4.4. Mais ces reliefs pourraient également être interprétés comme des dépôts morainiques ou indiquer la présence de niveaux gréseux résistants du substrat de flysch. Les

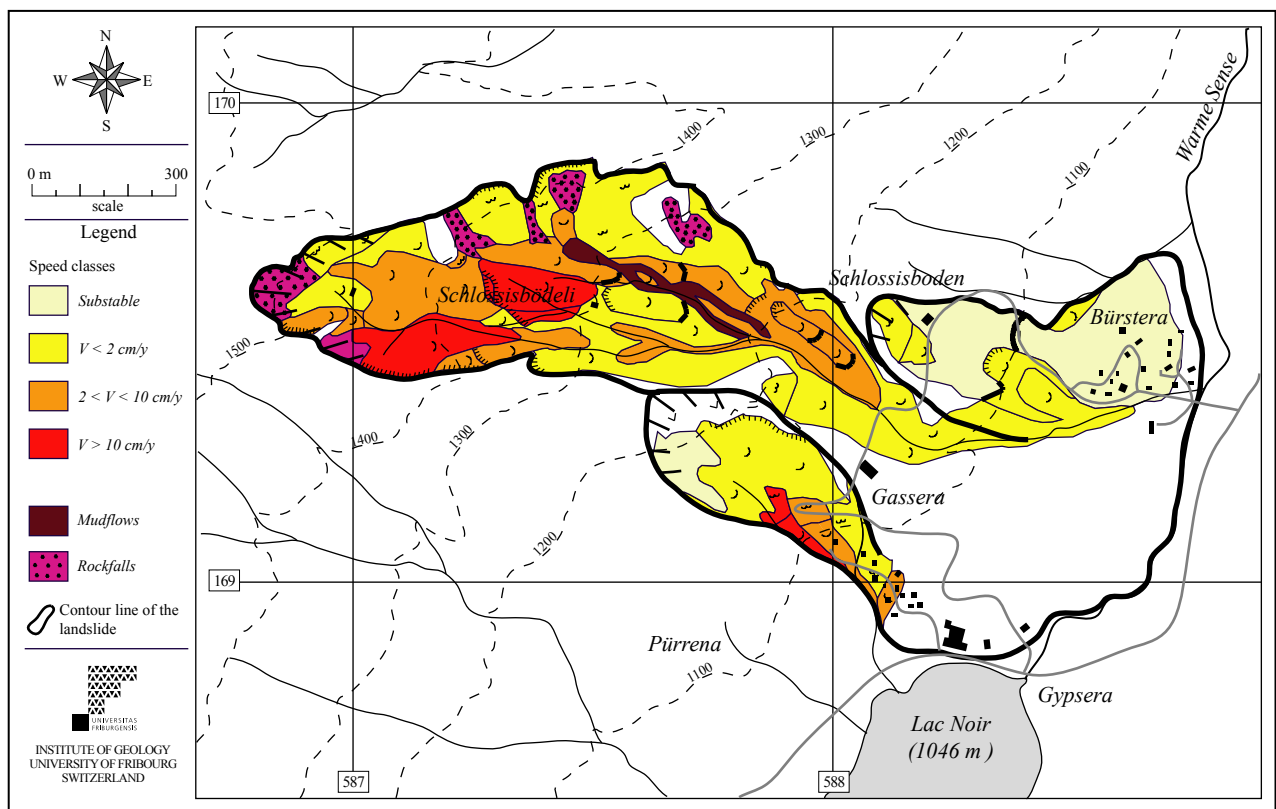


Fig. 3.18 Map of phenomena associated with the Schlossisboden landslide.

deux arêtes canalisent le couloir principal qui s'ouvre en aval pour laisser place à un grand cône convexe avec une morphologie irrégulière et bosselée, engendré par les dépôts successifs de coulées de boue et de glissements de terrain au cours de l'Holocène. Seule la partie supérieure du couloir central démontre des signes d'activité importants, tels que des vitesses de déplacement supérieures à 10 cm/an et des dépôts récents de coulées de boue dans la zone en amont de Schlossisbödéli.

Le couloir principal du glissement est bordé, dans sa moitié inférieure, par deux zones instables séparées du couloir central par les deux arêtes stables décrites précédemment. La zone active localisée à l'ouest de la Gassera (Fig. 3.18 et 3.19) est disposée entre le couloir principal du glissement de Schlossisboden et le glissement de la Pürrena, plus à l'ouest, décrit au chapitre 3.5 (Planche 1-D). La troisième zone active, localisée au nord de la Gassera, démontre de faibles signes d'activité et s'étend jusqu'au hameau de la Burstera. Les 13 datations de bois effectuées sur l'ensemble du site de Schlossisboden, présentées au chapitre suivant, mettent en évidence l'activité distincte des trois couloirs instables du site au cours de l'Holocène.

3.4.3 Description des échantillons et présentation des datations

La prospection de bois sur le glissement de Schlossisboden s'est réalisée en deux étapes. Une première récolte de bois a été effectuée en octobre 1995, par Hugo Raetzo, dans le cadre de son travail de thèse (RAETZO-BRÜLHART 1997). Deux bois ont alors été prélevés dans la zone supérieure du glissement et ont pu être datés par dendrochronologie et au radiocarbone. 16 bois supplémentaires ont été prélevés en juillet 2001, suite à des travaux de réfection de la route d'accès aux fermes de la Gassera et de Schlossisboden (Fig. 3.17). 9 de ces 16 bois ont été soumis à des datations au radiocarbone et 2 autres ont pu faire l'objet de datations dendrochronologiques. Les codes attribués aux échantillons commencent par la mention du site de Schlossisboden (SCH), suivi du numéro attribué au site de prélèvement (Fig. 3.17). Les échantillons sont présentés ci-après en fonction du code qui leur est attribué, à savoir tout d'abord les échantillons prélevés dans la partie supérieure du glissement, suivis des échantillons récoltés dans le talus bordant la route d'accès à la Gassera. La localisation des échantillons

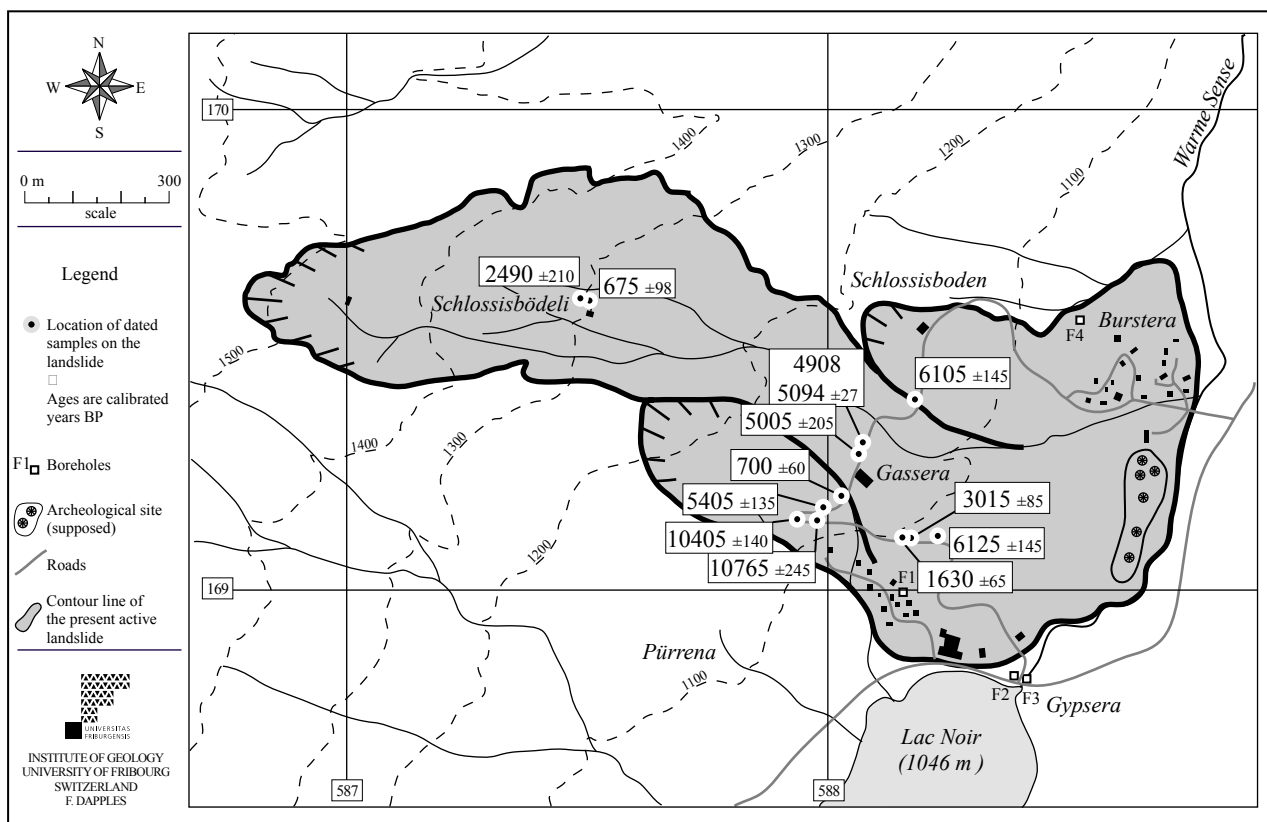


Fig. 3.19 Location of 13 dated wood samples on the Schlossisboden landslide, with calibrated ages.

sur le glissement, avec indication de leur âge, est illustrée dans la figure 3.19.

SCH1

Cet échantillon de bois a été récolté par H. Raetzo en octobre 1995 dans une niche d'arrachement ayant produit une coulée boueuse qui s'est déposée dans la zone supérieure du glissement (*Coord.* 587490/169600). Le bois, bien conservé, était enfoui à une profondeur de 80 cm, dans des graviers sableux contenant un peu de silts. Ce tronc d'épicéa (*Picea abies*), de 27 cm de diamètre, expose une séquence de 90 cernes allant de la moelle à l'écorce. Une portion des cernes 13 à 22 a pu être datée au radiocarbone et a révélé un âge de 2420 ± 25 BP. Après un rajeunissement de 70 ans de la date calibrée (2710-2350 cal BP), nous obtenons un âge de 2640-2280 cal BP (690-330 AD) pour la mort et l'enfouissement de ce bois. Cependant, l'analyse des cernes de croissance démontre la présence de bois de réaction indiquant une déstabilisation continue de l'arbre durant ses derniers 60 ans (*Réf.* LRD02/R5283). Nous ajoutons donc une correction supplémentaire à l'âge précédemment obtenu, afin d'inclure cette période d'instabilité importante. Nous obtenons finalement une période de déstabilisation comprise entre 2700 et 2280 cal BP (750-330 BC).

SCH2

Prélevé dans la même niche d'arrachement que le bois SCH1, environ 7 m en aval de celui-ci, ce tronc de sapin blanc (*Abies alba*) était enfoui à environ 50 cm de profondeur. Bien conservé, le tronc présente une séquence de 197 cernes s'étalant du coeur à l'écorce, pour un diamètre moyen de 23 cm. Une datation ^{14}C effectuée sur les cernes 175 à 191 a révélé un âge ^{14}C de 600 ± 20 BP (B-7594). Cet âge a servi à déterminer, par dendrochronologie (*Réf.* LRD02/R5283), un âge absolu pour ce tronc. La séquence obtenue s'étend de 773 à 577 cal BP. La mort de l'arbre, brusque et violente, a même pu être précisée au mois de juillet ou août de l'année 577 cal BP (1373 AD). Le sapin a produit du bois de réaction tout au long de son existence, d'intensité et d'orientation stables. Nous obtenons ainsi une phase continue de déstabilisation allant de 773 à 577 cal BP (1177-1373 AD).

SCH3

Ce bois est le premier à avoir été prélevé, en juillet 2001, lors des travaux de réaménagement de la route menant à la ferme de la Gassera. Cette route traverse la zone sud du front du glissement (Fig. 3.17) et a permis le prélèvement des 10 bois présentés ci-après. La branche du site 3 (*Coord.* 588030/169195, *Planche 2-D*),

d'une longueur de 45 cm et d'un diamètre moyen de 8 cm, expose environ 75 cernes comprenant le coeur et l'écorce. La branche est bien conservée et provient de niveaux hautement argileux, beiges, enrobant des pierres et des blocs ainsi que quelques poches sableuses. Une rondelle de 5 cm d'épaisseur, prélevée dans la branche, a été soumise à l'analyse du radiocarbone et livré un âge de 820 ± 30 BP. Nous apportons une correction de 30 ans à la date calibrée (790-670 cal BP) et obtenons ainsi un âge de 760-640 cal BP pour la mort et l'ensevelissement de ce bois.

SCH4

Situé environ 40 m au sud-ouest du bois SCH3, le bois SCH4 (*Coord.* 587995/169175) est une branche bien conservée de 32 cm de long et d'un diamètre moyen de 11 cm. Elle présente une séquence d'environ 120 cernes, allant du coeur à l'écorce. Elle a été prélevée dans le talus bordant la route de la Gassera, à environ 50 cm de profondeur et 1 m en dessus de la route. Une datation au radiocarbone, effectuée sur une rondelle prélevée sur la branche, a révélé un âge ^{14}C de 4740 ± 40 BP. Après l'application d'une correction de 50 ans sur la date calibrée (5590-5320 cal BP), nous obtenons un âge de 5540-5270 cal BP (3590-3320 BC) pour la mort de ce bois.

SCH7

Ce bois provient de la bordure latérale droite du glissement, et était localisé dans le contour de la route d'accès à la Gassera (*Coord.* 587930/169140). Il s'agit d'un fragment de tronc de pin sylvestre (*Pinus sylvestris*) d'une longueur de 70 cm pour un diamètre moyen estimé à 25 cm. Il possède une séquence de 35 cernes ne comprenant ni la moelle ni l'écorce (*Réf.* LRD02/R5283). Il était enfoui à environ 50 cm de profondeur, et 50 cm au-dessus de la route, dans des argiles beiges enrobant quelques pierres et graviers. Une datation au radiocarbone de l'échantillon a livré un âge ^{14}C de 9270 ± 30 BP. Une correction de 15 ans est apportée à la date calibrée (10'560-10'280 cal BP), et révèle donc un âge maximum de 10'545-10'265 cal BP (8595-8315 BC) pour la mort et l'ensevelissement de ce vieux bois.

SCH9

Localisé environ 30 m à l'est du bois SCH7, l'échantillon SCH9 (*Coord.* 587960/169140) était également préservé dans le talus bordant la route d'accès à la Gassera, à environ 50 cm de profondeur, dans des niveaux argileux à pierres et graviers. Il s'agit d'une grosse branche, bien conservée, de 60 cm de long pour un diamètre moyen de 10 cm, exposant encore à une

extrémité la zone de rattachement au tronc principal. Le bois possède une séquence de 83 cernes, allant du coeur à l'écorce (*Réf. LRD02/R5283*). Une rondelle prélevée dans la branche a été soumise à une datation au radiocarbone, qui a apporté un âge ^{14}C de 9450 ± 30 BP. Une correction de 40 ans est apportée sur la date calibrée (11'050-10'560 cal BP) et permet d'obtenir un âge de 11'010-10'520 cal BP (9060-8570 BC) correspondant à la mort de ce bois.

SCH10

Situé en aval de la ferme de la Gassera, et prélevé dans le talus bordant la route d'accès (*Coord. 588165/169100*), ce bois était préservé à environ 50 cm de profondeur, dans des argiles silteuses contenant quelques graviers, pierres et blocs. Il s'agit d'une grosse branche bien conservée de 50 cm de long pour un diamètre moyen de 8 cm, exposant une séquence de 85 cernes comportant le coeur et le dernier cerne sous l'écorce. Une rondelle de 3.5 cm d'épaisseur a été prélevée dans la branche et soumise à une datation au radiocarbone qui a livré un âge ^{14}C de 1760 ± 20 BP. Nous apportons une correction de 35 ans à la date calibrée (1730-1600 cal BP), et obtenons un âge de 1695-1565 cal BP (255-385 AD) pour la mort de ce bois.

SCH11

Localisé environ 20 m à l'est du bois SCH10, également dans le talus bordant la route d'accès à la Gassera, le bois SCH11 (*Coord. 588185/169100*) était enfoui à environ 50 cm de profondeur, dans des niveaux argileux-silteux enrobant des graviers et des pierres. Il s'agit d'une grosse branche avec une structure de croissance relativement chaotique, d'une longueur de 37 cm pour un diamètre moyen de 10 cm. Environ 105 cernes sont présentes sur l'échantillon, exposant la présence de la moelle et de l'écorce. Une rondelle de 3 cm d'épaisseur, prélevée dans la branche, a été datée au radiocarbone et indique un âge ^{14}C de 2910 ± 10 BP. Après une correction de 40 ans apportée à la date calibrée (3140-2970 cal BP), nous obtenons finalement un âge de 3100-2930 cal BP (1150-980 BC) pour la mort et l'ensevelissement de ce bois.

SCH13

Situé environ 50 m à l'est du bois SCH11, le bois SCH13 (*Coord. 588235/169105*) a été prélevé dans le talus bordant la route d'accès à la Gassera. Il se trouvait enfoui à une profondeur d'environ 50 cm, dans des argiles comportant un peu de sable et des graviers. Le bois est une grosse branche de plus de 60 cm de long et d'un diamètre moyen de 8 cm. Bien conservée, la bran-

che expose une séquence d'environ 50 cernes, allant du coeur à l'écorce. Une datation au radiocarbone a été effectuée sur une rondelle de 3 cm de diamètre prélevée dans la branche, et a livré un âge ^{14}C de 5380 ± 30 BP. Nous rajeunissons la date calibrée (6290-6000 cal BP) de 20 ans, ce qui détermine un âge de 6270-5980 cal BP (4320-4030 BC) pour la mort et l'enfouissement de ce bois.

SCH14

Ce bois est localisé sur la bordure latérale gauche du glissement principal (*Coord. 588190/169395*), et provient également du talus amont de la route d'accès à la Gassera, qui continue au-delà de la ferme de la Gassera, pour atteindre la ferme de Schlossisboden. Il s'agit d'un fragment de tronc de 20 cm de long. L'analyse des cernes démontre la présence d'environ 75 cernes, situés sur la partie extérieure du tronc d'origine, ne possédant donc pas les cernes de la partie centrale du tronc. La datation au radiocarbone effectuée sur cet échantillon a livré un âge ^{14}C de 5360 ± 30 BP. Après une correction de 30 ans apportée à la date calibrée (6280-5990 cal BP), nous obtenons un âge de 6250-5960 cal BP (4300-4010 BC) pour la mort de ce bois et l'événement ayant conduit à son enfouissement.

SCH15

Le site 15 est situé quelques 20 m au nord de la ferme de la Gassera (588070/169280), dans le talus bordant la route accédant à la ferme de Schlossisboden. Le bois SCH15 était enfoui à une profondeur d'environ 50 cm, dans une matrice très argileuse comportant quelques graviers et blocs de grès. Il s'agit d'un fragment de tronc moyennement bien conservé, d'environ 20 cm de long et d'un rayon moyen de 14 cm. Il expose une séquence complète de 110 cernes, allant de la moelle à l'écorce. Une datation ^{14}C , réalisée sur une rondelle prélevée sur les cernes 0 à 70 de l'échantillon, a révélé un âge ^{14}C de 4440 ± 30 BP. La date calibrée, 5280-4870 cal BP, rajeunie de 70 ans donne finalement un âge de 5210-4800 cal BP (3260-2850 BC) pour la mort et l'ensevelissement de cet arbre.

SCH17-SCH18

Ces deux gros troncs, accompagnés du tronc SCH16, proviennent du même site (*Coord. 588075/169285*), situé une dizaine de mètres au nord du site de prélèvement du bois SCH15, en direction de la ferme de Schlossisboden. Les troncs SCH17 et SCH18 ont été dégagés du talus bordant la route lors des travaux de réaménagement de celle-ci, tandis que le tronc SCH16 repose encore dans le talus (Planche

Code	Excavated tree length (m)	Tree diameter (cm)	Age of first tree-ring	Age of last tree-ring	Number of tree-rings	Presence of tree pith	Presence of tree bark
SCH16	11.50	66	5145 BP 3195 BC	4908 BP 2958 BC	238	yes	yes
SCH17	9.00	51	5121 BP 3171 BC	4908 BP 2958 BC	214	yes	yes
SCH18	4.50	76	5114 BP 3164 BC	4908 BP 2958 BC	207	yes	yes

Fig. 3.20 Identification and description of the characteristics of three synchronous trees arising from the Schlossisboden landslide (Coord. 588075/169285), according to dendrochronological analyses (Réf. LRD02/R5283).

2-B). Ce dernier est couché horizontalement dans la pente du talus, à 1 m de la route. Il est conservé dans une matrice très argileuse beige, contenant des éléments allant du sable à des blocs de grès d'un diamètre supérieur à 50 cm. Les trois arbres sont des épicéas (*Picea abies*) âgés de plus de 200 ans chacun et démontrent une conservation excellente. Une rondelle d'environ 15 cm d'épaisseur a été prélevée dans chacun des trois troncs. Ils ont tous les trois fait l'objet d'une datation par analyse dendrochronologique (Réf. LRD02/R5283), favorisée par la réalisation d'une datation au ^{14}C . Celle-ci a été effectuée sur les cernes 83 à 93 du bois SCH18, révélant un âge ^{14}C de 4460 ± 30 BP. La datation ^{14}C a permis de caler l'âge du tronc SCH18 par hétéroconnexion sur un référentiel de chêne et d'obtenir un âge absolu pour ce tronc. De plus, l'analyse dendrochronologique a pu mettre en évidence des âges contemporains pour les trois troncs, illustrés dans la figure 2.3. Une description des séquences de chaque arbre est présentée dans la figure 3.20. Les trois troncs ont vécu à la même période et probablement assez proches les uns des autres. De plus, il est important de noter que les trois arbres ont été abattus de manière brutale la même année, soit en 4908 cal BP (2958 BC). La saison d'abattage a même pu être précisée à l'automne-hiver 4908-4907 cal BP. L'analyse dendrochronologique a permis de mettre en évidence 2 phénomènes de déstabilisation ayant conditionné la vie des 3 arbres. Une première période de déstabilisation, s'étalant de 5121 à 5067 cal BP (3171-3117 BC), est enregistrée par les trois arbres durant les 40 à 70 premières années de leur existence. Cette période d'instabilité marquée s'arrête subitement vers 3117 cal BP et est suivie d'une amélioration des conditions générales de croissance. Les arbres dominants, situés dans l'environnement des 3 jeunes épicéas étudiés sont probablement tombés suite à un événement important de type glissement (Réf. LRD02/R5283). Une seconde phase de déstabilisation est caractérisée par la mort brutale des trois grands

arbres, de manière synchrone, en 4908 cal BP (2958 BC), liée à un événement important qui enfouit rapidement les trois troncs. Il s'agit probablement d'une coulée de boue importante ayant rasé et recouvert les trois grands arbres.

3.4.4 Évolution dynamique du glissement durant l'Holocène

Les datations obtenues sur le glissement de Schlossisboden permettent de définir une chronologie des instabilités ayant affecté le versant au cours de l'Holocène et ayant produit la morphologie actuelle du site (Fig. 3.21 et 3.22). Tout comme le glissement du Hohberg décrit au chapitre 3.2, le glissement de Schlossisboden s'est mis en place par la succession de nombreuses coulées de boue, laves torrentielles, glissements de terrain et chutes de blocs depuis le retrait glaciaire. Les bois SCH7 et SCH9 témoignent de la présence d'instabilités de terrain au début de l'Holocène, ayant concerné la bordure latérale droite du glissement. En effet, les deux bois, datés respectivement de $10'405 \pm 140$ et $10'765 \pm 245$ cal BP, attestent de l'activité de coulées de boue à l'aube de l'Holocène, ayant conduit à l'ensevelissement des deux bois.

Plus de 3000 ans séparent ces événements précoces des prochains signes d'activité sur le versant. Les bois SCH13 et SCH14, datés respectivement de 6125 ± 145 et 6105 ± 145 cal BP, indiquent le déclenchement d'un événement unique ou d'une série d'événements proches ayant affecté l'ensemble de la zone inférieure du glissement principal (Fig. 3.19). Les deux échantillons ont en effet été prélevés à deux endroits distincts. Le bois SCH14 se trouvait sur l'arête stable séparant le couloir central du couloir secondaire situé plus au nord, tandis que le bois SCH13 provient de la zone inférieure du couloir central. Ces deux datations témoignent d'une activité intense d'instabilités de terrain, de type coulées boueuses et glissements de terrain, ayant

	Code	Longitude (m)	Latitude (m)	Altitude surf. (m)	Depth (cm)	Species	Lab code	Radiocarbon years BP	Corrected range cal years BP	Corrected mean cal years BP
1	SCH2	587500	169600	1300	50	<i>Abies alba</i>	<i>dendro</i>	-	773-577	675 ±98
2	SCH3	588030	169195	1130	50	?	B-7910	820 ±30	760-640	700 ±60
3	SCH10	588165	169100	1095	50	?	B-7914	1760 ±20	1695-1565	1630 ±65
4	SCH1	587490	169600	1300	80	<i>Picea abies</i>	B-7593	2420 ±25	2700-2280	2490 ±210
5	SCH11	588185	169100	1095	50	?	B-7915	2910 ±10	3100-2930	3015 ±85
6	SCH18	588075	169285	1130	100	<i>Picea abies</i>	<i>dendro</i>	-	4908	4908
7	SCH15	588070	169280	1130	50	?	B-7918	4440 ±30	5210-4800	5005 ±205
8	SCH17	588075	169285	1130	100	<i>Picea abies</i>	<i>dendro</i>	-	5121-5067	5094 ±27
9	SCH4	587995	169175	1125	50	?	B-7911	4740 ±40	5540-5270	5405 ±135
10	SCH14	588190	169395	1135	50	?	B-7917	5360 ±30	6250-5960	6105 ±145
11	SCH13	588235	169105	1090	50	?	B-7916	5380 ±30	6270-5980	6125 ±145
12	SCH7	587930	169140	1115	50	<i>Pinus sylvestris</i>	B-7912	9270 ±30	10545-10265	10405 ±140
13	SCH9	587960	169140	1115	50	<i>Pinus sylvestris</i>	B-7913	9450 ±30	11010-10520	10765 ±245

Fig. 3.21 Wood datings carried out at the Schlossisboden landslide. Radiocarbon dates are calibrated with a 2 sigma error. Corrected dates include an age correction induced by the location of the dated samples on the inner part of the tree (cf. Fig. 2.7).

probablement engendré le dépôt de volumes importants de matériel dans la zone inférieure du versant. Il est de plus très probable que cette activité combinée de coulées et de glissements a conduit à la fermeture de la vallée de la Singine, avec pour conséquence, la création du Lac Noir. Des données sédimentologiques et palynologiques fournies par l'analyse des sédiments du Lac Noir, tendent à confirmer une éventuelle formation du lac peu avant 6000 cal BP (Chap. 5). De plus, les forages F1 (Réf. GEOTEST-F9817), F2 et F3 (Réf. BAR-Singine-65; Fig. 3.17) mettent en évidence des épaisseurs importantes de dépôts de coulées boueuses et de masses glissées. Le forage F1 indique une succession de dépôts quaternaires de 32 m d'épaisseur au-dessus du substrat de (probable) flysch du Gurnigel, tandis que les forages F2 et F3, bien que peu profonds, indiquent respectivement une épaisseur minimale de 20 et 22 m de matériaux meubles interprétés comme masse glissée. Le forage F4 (Réf. Géolina-00-115) indique, quant à lui, une épaisseur très réduite de matériel quaternaire, puisqu'il ne présente que 4 m de dépôts, caractérisés par des limons argileux un peu sableux, interprétés comme de la moraine reposant sur des niveaux de flysch du Gurnigel. Ces forages confirment donc la présence d'une activité plus marquée des coulées de boue et glissements de terrain dans le secteur central et occidental du versant de

Schlossisboden. Plus de détails concernant l'origine du Lac Noir seront présentés au chapitre 5.6. Néanmoins nous pouvons déjà interpréter les deux bois datés de 6105 ±145 et 6125 ±145 cal BP comme des traces d'événements majeurs ayant fortement modifié la morphologie du versant de Schlossisboden. L'arête stable sur laquelle repose le bois SCH14 (Fig. 3.17) pourrait être interprétée comme une "laissée" de glissement, déposée lors des événements importants ayant eu lieu aux environs de 6100 cal BP. Nous proposons toutefois cette hypothèse avec prudence, étant donné le peu d'informations précises relatives à cette arête et notamment quant à sa composition et sa structure interne.

Le bois SCH4, daté de 5405 ±135 cal BP, confirme un regain d'activité dans le couloir latéral situé à l'ouest de la Gassera. Cet échantillon peut indiquer une reprise de l'activité de coulées boueuses dans ce secteur, dont les dépôts viennent se superposer à ceux des premières coulées déclenchées au début de l'Holocène. Il reste cependant possible que des coulées supplémentaires se soient développées durant l'intervalle de 5000 ans séparant les deux phases actives d'environ 10'500 et 5400 cal BP, mais que de tels événements n'aient pu être précisés par des datations de bois. Toutefois, étant donnée la proximité des bois SCH4, SCH7 et SCH9, la transition verticale rapide des dépôts de

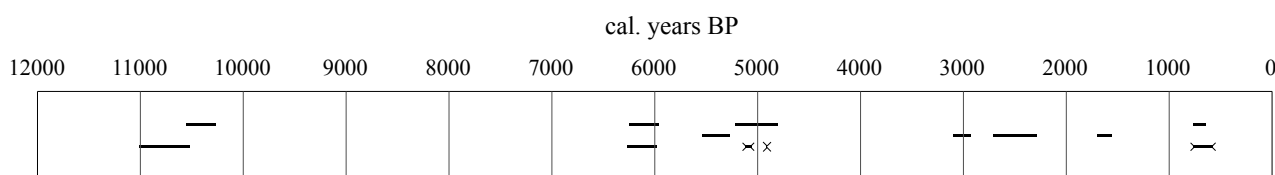


Fig. 3.22 Temporal distribution of 13 wood datings during the Holocene, arising from the Schlossisboden landslide. Bars: radiocarbon datings; crosses: absolute dendrochronological sequences.

10'500 ans à ceux de 5400 ans tend à confirmer une activité réduite de mouvements de terrain entre ces deux périodes, tout au moins dans ce secteur du versant.

Peu après l'événement de 5405 ± 135 cal BP, une série d'événements importants se sont développés dans le couloir central, vers 5000 cal BP. En effet, les bois SCH15, SCH16, SCH17 et SCH18, localisés au nord de la ferme de la Gassera (Fig. 3.17), sont les témoins de l'existence de coulées de boue et de glissements de terrain continus à cette époque. L'analyse dendrochronologique des bois SCH16, SCH17 et SCH18 a démontré l'existence de deux phases distinctes ayant affecté les conditions de vie des trois arbres contemporains (*Réf. LRD02/R5283*). Une première phase, caractérisée par des processus de glissements continus, s'étend de 5121 à 5067 cal BP et est enregistrée par les trois arbres. Cette période de déstabilisation continue s'arrête subitement vers 5067 cal BP et est suivie d'une période caractérisée par l'amélioration des conditions générales de croissance des arbres (*Réf. LRD02/R5283*). Il est possible que les arbres dominants entourant les trois arbres soient tombés en 5067 cal BP suite à un événement important de type glissement de terrain. Une deuxième phase d'instabilités de terrain est déterminée par la mort brutale et synchrone des trois arbres, en 4908 cal BP. Etant donnée la taille des troncs et la très bonne conservation des bois et notamment de l'écorce, l'événement ayant conduit à l'ensevelissement des bois a été très puissant et rapide. Il ne peut dès lors s'agir que d'une coulée de boue importante ayant mobilisé des volumes considérables de matériaux meubles. Cette coulée a probablement abattu les trois troncs plus en amont du site de prélèvement actuel, et les a transportés et ensevelis plus bas dans le versant. Le bois SCH15, daté de 5005 ± 205 , a été prélevé environ 10 m au sud-ouest des trois gros troncs et confirme l'activité de coulées de boue à cette période. Il a probablement été abattu et enfoui lors de la coulée importante ayant parallèlement rasé les trois gros épicéas décrits précédemment.

Une nouvelle période d'activité réduite, voire stoppée, se met en place suite à ces événements conséquents. Elle dure près de 2000 ans, jusqu'au prochain signe d'activité déterminé par le bois SCH11, daté de 3015 ± 85 cal BP. Celui-ci se situe en aval de la ferme de la Gassera et environ 50 m à l'ouest du bois SCH13, daté de 6125 ± 145 cal BP (Fig. 3.19). Ici encore, la proximité des deux bois d'âges fort différents semble attester d'une activité réduite des instabilités dans ce

secteur du versant durant l'intervalle de temps limité par les dates des deux bois.

Quatre datations supplémentaires sont réparties durant les derniers 3000 ans. L'échantillon SCH2, daté de 2490 ± 210 cal BP, enregistre une coulée boueuse ayant eu lieu au début de l'Age du Fer dans la partie supérieure du versant. La coulée a probablement été initiée dans la niche d'arrachement principale. Le bois SCH10, daté de 1630 ± 65 cal BP, témoigne, lui, du déclenchement d'une coulée à la fin de la période romaine. La coulée a concerné la bordure latérale droite du glissement principal. Les deux derniers événements enregistrés sur le site de Schlossisboden datent de 700 ± 60 (SCH3) et 675 ± 98 cal BP (SCH1). Il peut s'agir d'un événement unique ou d'une série d'événements successifs. Dans tous les cas, les deux sites distincts et éloignés l'un de l'autre mettent en évidence des instabilités ayant concerné une surface considérable du versant. En effet, le bois SCH1 provient de la zone supérieure du glissement, tandis que le bois SCH3 a été prélevé environ 50 m au sud-ouest de la ferme de la Gassera, proche de l'arête séparant le couloir principal du couloir secondaire situé à l'ouest de la Gassera (Fig. 3.19).

La collection de datations provenant du site de Schlossisboden permet de préciser l'évolution dynamique et morphologique du versant au cours de l'Holocène. Il en ressort une activité précoce déjà au début de l'Holocène, suivie d'un intervalle de plus de 3000 ans caractérisé par une forte diminution voire un arrêt des instabilités de terrain. Vers 6100 cal BP, une série d'événements de coulées de boue et de glissements de terrain semble avoir fortement modifié la morphologie du versant et probablement contribué à la fermeture de la vallée. Cette morphologie n'a pas dû subir de grands changements durant les millénaires suivants. Seules quelques coulées de boue ont participé au recouvrement de coulées plus anciennes. Le versant a également subi des transformations liées au remaniement et déplacement des couches quaternaires superficielles par des processus de glissements de terrain plus ou moins profonds.

Des vestiges archéologiques de la période de Hallstatt (2700-2300 cal BP, 750-350 BC) pourraient exister sous la forme de 14 tumuli, localisés sur le front du glissement, proche du cours de la Singine (Fig. 3.19). Des incertitudes subsistent quant à l'authenticité de cette nécropole (cf. chap. 6.4). Toutefois, si les vestiges devaient s'avérer authentiques, ils tendraient à

démontrer une totale absence d'activité de coulées de boue dans ce secteur durant les derniers 2500 ans, du fait de la préservation des 14 tombes.

3.5 GLISSEMENT DE LA PÜRRENA

3.5.1 Contexte géographique et géologique

Le glissement de la Pürrena se situe sur la rive nord-ouest du Lac Noir (Fig. 3.1, Planches 1-D et 3-A). Il borde le flanc sud du glissement de Schlossisboden (Chap. 3.4), et fait ainsi également partie du massif du Schwyberg, dont le sommet principal culmine plus au nord. D'une extension plus restreinte que le glissement de Schlossisboden, celui de la Pürrena s'étend de 1420 m d'altitude, sommet de la niche d'arrachement, à 1046 m, altitude du plan d'eau du Lac Noir. Le glissement est limité latéralement par le tracé de deux cours d'eau se déversant dans le lac (Fig. 3.23).

D'un point de vue géologique, le site de la Pürrena présente les mêmes caractéristiques que le site voisin

de Schlossisboden. De par sa juxtaposition avec ce dernier, les structures géologiques présentes sur le site de la Pürrena expriment la continuation de celles de Schlossisboden. Le glissement de la Pürrena repose ainsi sur un substrat de Flysch du Gurnigel, et plus particulièrement sur les niveaux du Cuisien, qui affleurent dans la niche d'arrachement, avec des pendages de 45° orientés vers le nord-ouest, contraires à la pente topographique (Fig. 3.24). De manière similaire au glissement de Schlossisboden, le bas du versant de la Pürrena est caractérisé par la présence d'un contact tectonique entre la nappe du Gurnigel et une étroite bande de Mélange séparant la nappe du Gurnigel des Préalpes Médiannes situées plus au sud (Fig. 3.1). Ce contact se prolonge vers le nord-est jusqu'au glissement du Hohberg.

3.5.2 Description du glissement

Le glissement de la Pürrena se développe sur une longueur d'environ 1200 m, entre les altitudes de 1420 pour le sommet de la niche d'arrachement, et 1046 m, niveau du Lac Noir (Fig. 3.23). Il présente une largeur moyenne de 600 m, définissant une surface totale estimée à 0.6 km². Sa profondeur n'est pas définie

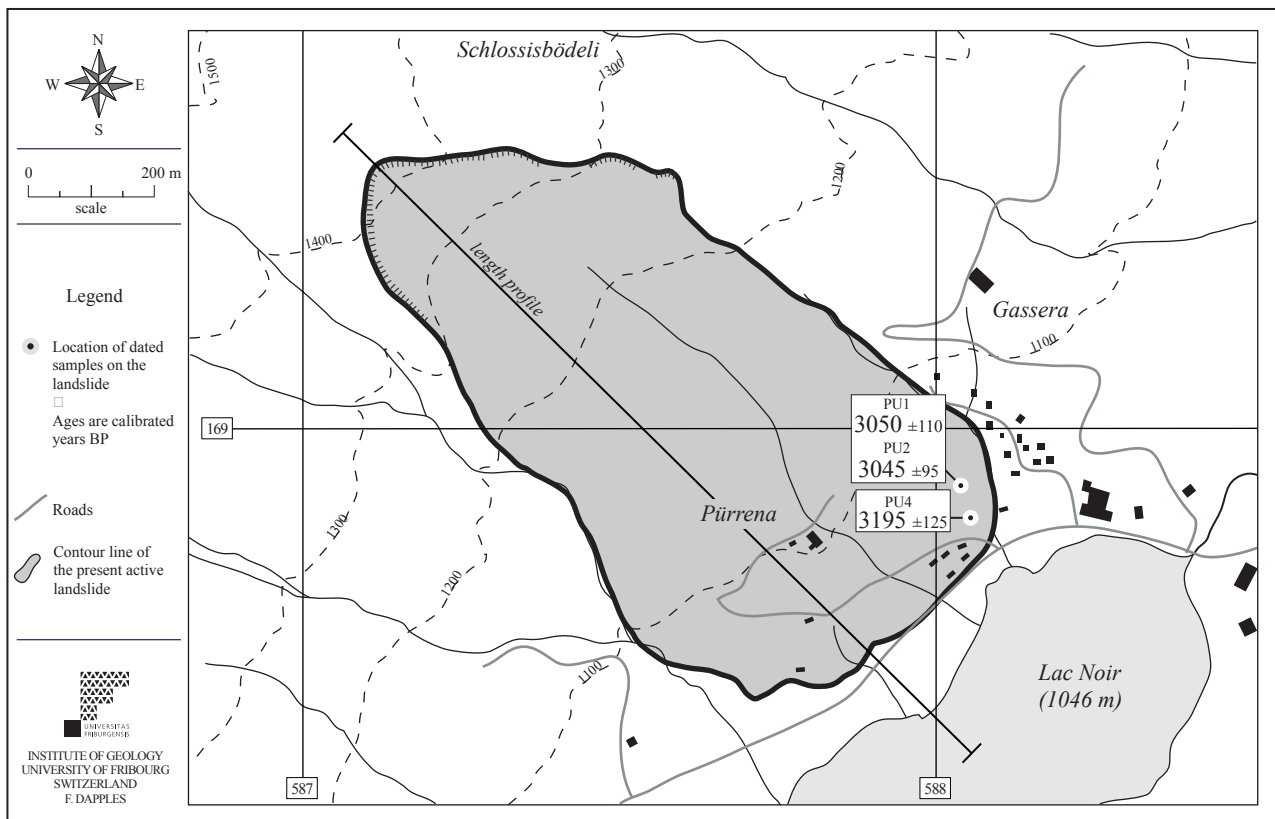


Fig. 3.23 Location of 3 dated wood samples on the Pürrena landslide, with sample codes and calibrated ages, and length profile illustrated in figure 3.24.

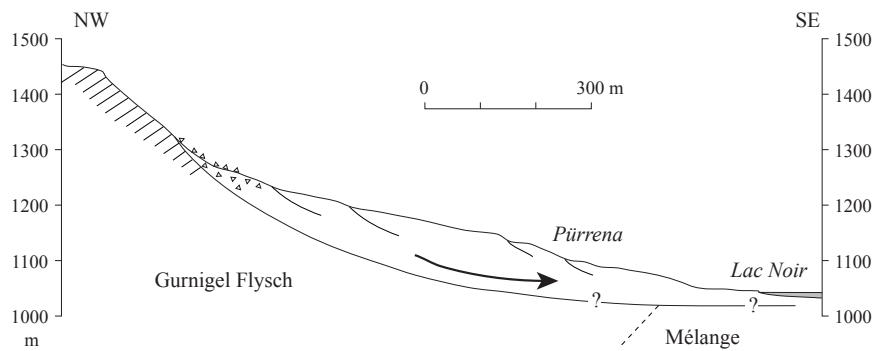


Fig. 3.24 Length profile of the Pürrena landslide, implying rotational movements of the sliding mass, and a possible extent of the slide plane below Lac Noir.

avec précision, mais doit atteindre plusieurs dizaines de mètres, notamment dans la partie centrale du glissement. Le volume du glissement est estimé à environ 18 millions de m³ (RAETZO-BRÜLHART 1997). Les caractéristiques géomorphologiques du versant mettent en évidence la présence d'un glissement rotationnel (Fig. 3.24), avec une morphologie concave dans le haut du versant, sous la niche d'arrachement, et un relief convexe au pied du glissement. Entre 1100 et 1200 m d'altitude, des barres gréseuses présentent des pendages de même direction mais d'inclinaison plus forte que les niveaux affleurant dans la niche d'arrachement. Ces bancs gréseux, qui engendrent de petits reliefs marqués de contre-pentes sur la partie centrale du glissement, témoignent de mouvements rotationnels importants ayant affecté le versant de la Pürrena au cours de l'Holocène. Le plan de glissement principal, débutant au pied de la niche d'arrachement, se prolonge probablement sous le lac, mais cette hypothèse n'a pas pu être vérifiée jusqu'à ce jour (Fig. 3.24; RAETZO-BRÜLHART 1997).

Des glissements secondaires affectent la surface du versant, présentant des vitesses et profondeurs variables. Un couloir actif parcourt le centre du glissement entre 1260 et 1130 m d'altitude, alimenté en amont par de fréquentes chutes de blocs provenant de la niche d'arrachement. Ce couloir emprunte le tracé du cours d'eau drainant la partie centrale du versant. Un autre couloir actif sépare les glissements de la Pürrena et de Schlossisboden, entre 1130 et 1070 m d'altitude. L'activité du glissement de la Pürrena est ainsi principalement localisée dans la partie supérieure du versant, avec toutefois des mouvements lents, superficiels à semi-profonds, affectant la zone frontale du glissement et pouvant ainsi menacer les quelques résidences

établies au bas du versant. Le front du glissement est marqué par une diminution de la pente au voisinage de la route et par la présence de lobes de glissements au niveau des habitations.

3.5.3 Description des échantillons et présentation des datations

Trois échantillons ont été prélevés sur le site de la Pürrena par l'intermédiaire de Florian Strauss, du bureau privé Géolina, Fribourg. En effet, cinq sondages de reconnaissance ont été réalisés le 2 août 1999 sur une parcelle située au nord-est de la partie frontale du glissement, dans le cadre d'une expertise requise en vue de l'établissement de constructions. Ces travaux ont mis à jour divers échantillons de bois, collectés par M. Strauss, dont 3 ont fait l'objet de datations au radiocarbone. Ce sont les trois seules datations obtenues sur le site de la Pürrena.

PU1

Il s'agit d'un tronc d'épicéa (*Picea abies*) bien conservé, mesurant environ 1 m 20 de long, et présentant un diamètre moyen de 25 cm. Il provient de la fouille de sondage n° 5 (Coord. 588040/168910; Réf. Géolina-99-147), et se trouvait enfoui à une profondeur de 2 m, dans des silts gris argileux graveleux, comportant diverses pierres et blocs ainsi que quelques morceaux de bois. Le tronc présente une séquence de 140 cernes, allant du cœur à l'écorce. Aucun signe de déstabilisation n'est mis en évidence dans l'architecture des cernes, indiquant que l'abattage de l'arbre a dû survenir de manière subite et brutale. Une datation ¹⁴C a été effectuée sur les cernes 79 à 96, révélant un âge ¹⁴C de 2940 ± 20 BP. Nous apportons une correction de 50 ans à la date calibrée (3210-2990 cal BP), pour obtenir

Code	Longitude (m)	Latitude (m)	Altitude surf. (m)	Depth (cm)	Species	Lab code	Radiocarbon years BP	Corrected range cal years BP	Corrected mean cal years BP	
1	PU2	588040	168910	1060	400	?	B-7771	2900 ±20	3140-2950	3045 ±95
2	PU1	588040	168910	1060	200	<i>Picea abies</i>	B-7770	2940 ±20	3160-2940	3050 ±110
3	PU4	588060	168865	1050	250	?	B-7772	2990 ±20	3320-3070	3195 ±125

Fig. 3.25 Wood datings arising from the Pürrena landslide. Radiocarbon dates are calibrated with a 2 sigma error. Corrected dates include an age correction induced by the location of the dated samples on the inner part of the tree (cf. Fig. 2.7).

un âge de 3160-2940 cal BP (1210-990 BC) pour la mort de cet arbre, probablement liée au déclenchement d'une coulée de boue.

PU2

Également prélevé dans le sondage 5, mais à une profondeur de 4 m, l'échantillon de bois PU2 se trouvait préservé dans des silts gris, argileux à graveleux, accompagnés de quelques pierres et blocs. Il s'agit d'une branche relativement bien conservée de 25 cm de long pour un diamètre moyen de 4 cm. La datation au radiocarbone réalisée sur cet échantillon a livré un âge ^{14}C de 2900 ±20 BP, très proche donc de l'âge du bois PU1. Après calibration, nous obtenons un âge de 3140-2950 cal BP (1190-1000 BC) pour la mort et l'enfouissement de cette branche.

PU4

L'échantillon de bois PU4 provient de la fouille de sondage n° 1 (Coord. 588060/168865; Réf. Géolina-99-147). Il était préservé à 2 m 50 de profondeur, dans des argiles grises silteuses, enrobant des graviers, des pierres, quelques blocs et des morceaux de bois épars. Le bois PU4 est une branche de 30 cm de long exposant un diamètre moyen de 5 cm et présentant un bon état de conservation. La datation au radiocarbone réalisée sur cet échantillon a révélé un âge ^{14}C de 2990 ±20 BP, également très proche des âges présentés par les deux autres bois datés sur le glissement. La calibration de cette date implique un âge de 3320-3070 cal BP (1370-1120 BC) pour la mort et l'enfouissement de ce bois.

3.5.4 Évolution dynamique du glissement durant l'Holocène supérieur

Un nombre limité de datations ont pu être établies sur le glissement de la Pürrena. Seuls trois échantillons de bois ont pu être datés, et ils sont tous les trois localisés dans un secteur restreint du versant, à savoir la marge nord-est du front du glissement (Fig. 3.23). De plus, les trois âges obtenus sont concentrés autour de 3000 cal BP (Fig. 3.25 et 3.26). L'échantillon PU4,

daté de 3195 ±125 cal BP, détermine le plus vieux signal d'instabilité ayant touché la bordure latérale gauche du glissement. Il peut s'agir d'une coulée de boue ou d'une lave torrentielle ayant affecté ce secteur du versant. Les deux autres échantillons, PU1 et PU2, datés respectivement de 3050 ±110 et 3045 ±95 cal BP, déterminent des âges synchrones et proviennent du même sondage de reconnaissance. Nous pouvons dès lors affirmer que ces deux bois ont été concernés par la même coulée de boue, qui a engendré le transport et le dépôt d'une masse importante de matériel, totalisant plus de 2 mètres d'épaisseur. L'analyse des dépôts de cette coulée démontre la présence de blocs et d'autres fragments de bois, indiquant que la coulée a dû être suffisamment puissante pour raser et emporter un nombre considérable de troncs et d'arbustes en amont du site actuel de prélèvement.

L'échantillon PU4, situé environ 45 m en aval du site des autres bois datés (Fig. 3.23), détermine un âge plus ancien que ces derniers. Il pourrait ainsi indiquer le déclenchement d'une coulée de boue ou d'une lave torrentielle ayant eu lieu quelques années à quelques dizaines d'années avant l'événement associé à l'enfouissement des deux autres bois. Les datations indiqueraient ainsi une activité élevée d'instabilités de terrain de type coulées de boue ou laves torrentielles peu avant 3000 cal BP. Les intervalles de probabilité exprimés par les dates calibrées des trois échantillons se recouvrent partiellement. Il est donc possible que les trois bois aient été concernés par le même événement. La figure 3.27 illustre le recouvrement de ces intervalles de probabilité, et présente la combinaison résultante des trois intervalles. Nous obtenons ainsi un

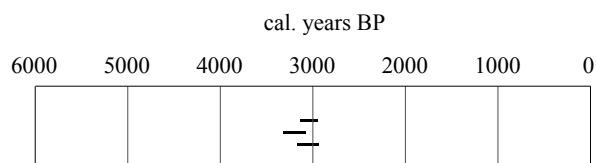


Fig. 3.26 Temporal distribution of 3 wood datings originating from the Pürrena landslide.

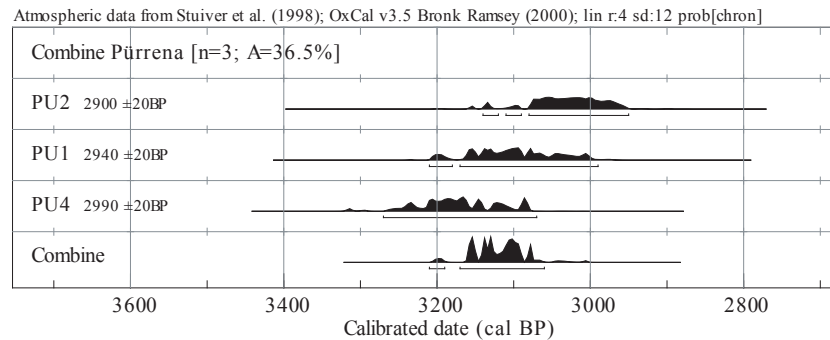


Fig. 3.27 Combination of three close radiocarbon dates arising from the Pürrena landslide, using the OxCal software (BRONK RAMSEY 1995). The lower curve represents the best fit combination of the three curves above, expressing a 2-sigma age interval ranging between 3210 and 3060 cal BP (3135 ± 75 cal BP).

âge moyen compris entre 3210 et 3060 cal BP pour un éventuel événement unique ayant conduit à l'ensevelissement des trois bois prélevés sur le site de la Pürrena. Nous présentons toutefois ce résultat avec réserves, étant donnée le faible taux de recouvrement (36.5 %; Fig. 3.27) attribué par le programme OxCal.

L'absence de datations supplémentaires plus anciennes ou plus récentes sur le site de la Pürrena ne permet pas de déterminer l'évolution du glissement au cours de l'Holocène de manière précise. Cependant, l'analyse du site par photos aériennes, associée à l'observation et l'étude du glissement sur le terrain, nous amènent à penser que des mouvements importants doivent avoir affecté le versant dès le début de l'Holocène. L'ampleur de la niche d'arrachement laisse penser que des phénomènes non négligeables de tassements dans la partie supérieure du versant, associés aux mouvements rotationnels décrits dans le chapitre 3.5.2, ont dû fortement perturber la stabilité et la morphologie du versant dès le début de l'Holocène, voire même suite au retrait glaciaire. Il est possible que les grands tassements ayant joué dans la partie supérieure du versant et contribué au déplacement de nombreux paquets de flysch compacts jusque dans la partie centrale du glissement se soient produits de manière continue durant des centaines ou des milliers d'années. L'implantation de forages profonds sur le glissement permettrait de mieux comprendre la dynamique de mise en place du glissement de la Pürrena, et de préciser l'ampleur des mouvements actuels. Une datation de la niche d'arrachement, notamment par l'application de la méthode des nucléides radiogéniques (Chap. 2.4.1), pourrait éventuellement amener à définir l'âge de mise à jour de cette niche et donc l'âge des tassements importants ayant concerné le haut du versant.

3.6 GLISSEMENT DE VILLARBENEY

3.6.1 Contexte géographique et géologique

Le glissement de Villarbeney est situé au front des Préalpes fribourgeoises, faisant face au lac de la Gruyère (Fig. 3.1). Il s'étend du lieu-dit Bifé Dessous, vers 1300 m d'altitude, jusqu'à la route cantonale reliant les villages de Villarbeney et Villarvolard, à environ 750 m d'altitude (Fig. 3.28). Le versant est exposé à l'ouest et parcouru par divers cours d'eau associés à des dépressions morphologiques jouant un rôle important dans la dynamique du versant. D'un point de vue géologique, le site de Villarbeney, de par sa position au front des Préalpes, est concerné par diverses unités tectoniques (Fig. 3.28) présentant des complexités structurales notoires (PASQUIER in press). La partie supérieure du glissement est caractérisée par la présence de formations jurassiques et crétacées appartenant à l'Ultraschweiz, définies par une prédominance de lithologies calcaires engendrant les reliefs rocheux de la zone supérieure du versant. Cette partie frontale de la nappe de l'Ultraschweiz repose sur le Mélange Infrapréalpin Frontal (Fig. 3.28). Cette unité tectonique est définie par un faciès de type mélange comportant une matrice tendre constituée de marnes silteuse-argileuses sombres, enrobant des éléments de taille variable se rattachant principalement à l'Ultraschweiz. Ce mélange est daté par l'intermédiaire de l'âge des plus jeunes lentilles présentes, à savoir le Priabonien (PASQUIER in press). Finalement, sous le Mélange Infrapréalpin Frontal apparaissent les écaillles de la Molasse Subalpine, représentée dans la région de Villarbeney par la Formation de Cucloz (Molasse Marine Inférieure – UMM), datant de l'Oligocène inférieur à moyen (PASQUIER in press). Cette forma-

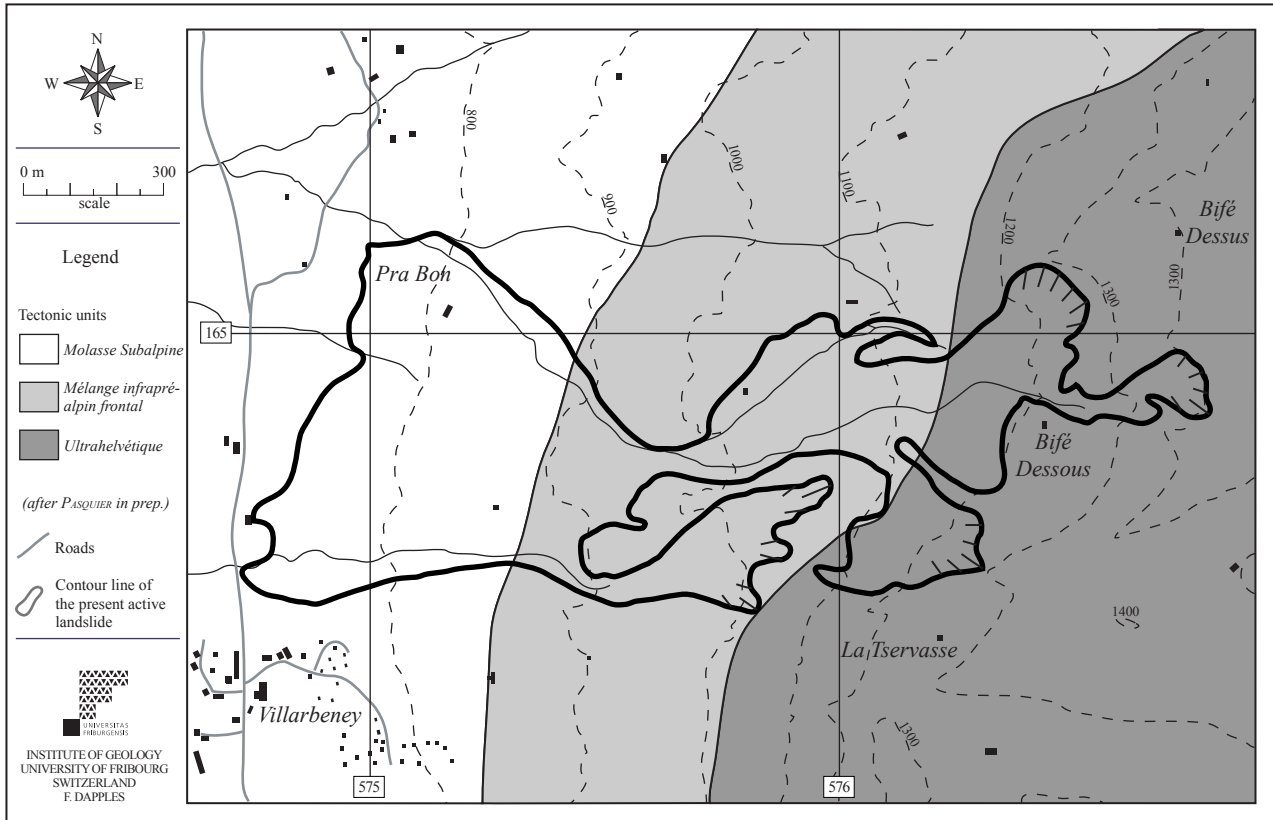


Fig. 3.28 Local tectonic context of the Villarbeney landslide area, after PASQUIER (in press).

tion est de type détritique turbiditique, constituée de trois sortes de faciès: marnes grises, schistes marnomiacés et grès de Cucloz (PASQUIER in press).

3.6.2 Description du glissement

Le glissement de Villarbeney comporte deux couloirs principaux qui proviennent de diverses niches d'arrachement localisées dans le haut du versant (Fig. 3.29). Le couloir nord démarre vers 1100 m d'altitude, au pied des multiples niches d'arrachement accrochées au versant entre les lieu-dit de Bifé Dessus, Bifé Dessous et La Tservasse (Fig. 3.29). Ces niches démontrent l'activité de nombreuses chutes de pierres et de blocs, lorsque des falaises dominent les niches, et de glissements de terrain peu profonds, mais présentant des vitesses de déplacement moyennes (2 à 10 cm/an) à rapides (> 10 cm/an), liées à la pente topographique raide caractérisant le haut du versant. Le couloir nord expose des vitesses de déplacement rapides tout au long de son parcours, entre 1100 et 900 m d'altitude. La partie inférieure du glissement est caractérisée par une topographie convexe typique d'un cône d'accumulation de dépôts de coulées de boue, de laves torrentielles et de glissements. Le couloir nord se divise

en deux bras actifs distincts à l'amorce de cette zone inférieure, impliquant des déplacements non négligeables dans la partie amont de la zone inférieure. Ce cône inférieur est caractérisé par la présence de multiples lobes frontaux d'activité et de profondeur variables, dont un lobe spectaculaire situé quelques mètres en amont de la route cantonale, proche du village de Villarbeney. Le couloir sud, quant à lui, s'initie vers 980 m d'altitude, également au pied d'une niche d'arrachement, et se poursuit vers l'aval jusque vers 850 m d'altitude, où il débouche sur le cône convexe commun aux dépôts du couloir nord. Ce couloir sud est également concerné par des vitesses de déplacement rapides tout au long de son parcours, ainsi que sur la partie amont du cône inférieur.

Les profondeurs des plans de glissement actuels ne sont pas aussi importantes que celles des glissements du Hohberg ou de Falli Hölli. Le forage F2 met en évidence une surface cisailante à environ 6 m de profondeur, tandis que le forage F1 indique la présence d'une surface similaire à environ 14 m de profondeur (Fig. 3.30). Le forage F0, situé à 980 m dans le couloir nord du glissement présente, lui, une surface de glissement à 7 m de profondeur (Réf. EPFL-Vill-80). Les

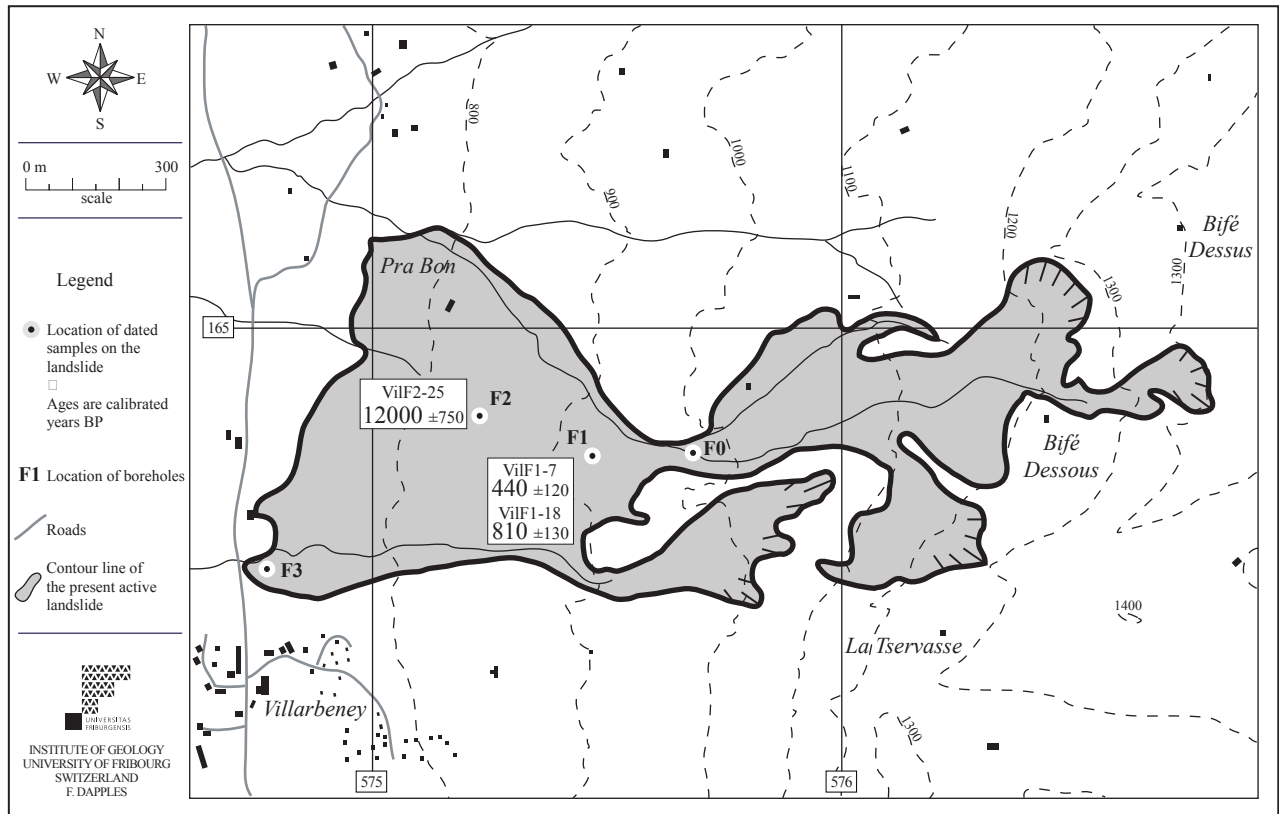


Fig. 3.29 Location of three dated wood samples on the Villarbeney landslide, with sample codes and calibrated ages.

matériaux constituant le glissement, analysés à partir des forages réalisés sur le site, sont principalement caractérisés par des argiles et marnes plus ou moins plastiques, avec des proportions variables de silts, sables, graviers et blocs, surtout calcaires (Réf. EPFL-Vill-80). La moraine locale, présente notamment dans les forage F2 et F3, comprend un mélange un peu moins argileux des mêmes lithologies (Réf. UNIFR-Vill-79B). Quelques niveaux tourbeux ou charbonneux, ainsi que des fragments de bois incorporés dans la masse en mouvement, témoignent d'anciens sols et de la présence de végétation sur le versant au cours des derniers millénaires (Réf. EPFL-Vill-80).

L'activité majeure du glissement de Villarbeney est donc principalement concentrée dans les couloirs de transit reliant les parties supérieure et inférieure du versant. Ces couloirs empruntent le tracé des cours d'eau qui drainent le versant (Fig. 3.29), et exposent les vitesses de déplacement les plus élevées. En effet, des déplacements de plus de 2 m furent enregistrés à l'endroit du forage F0 (Fig. 3.29) pour la période s'étalant de juillet 1977 à juillet 1978 (Réf. EPFL-Vill-81). Ces vitesses élevées témoignaient d'une accélération importante du glissement. Plus récemment de nouvel-

les mesures géodésiques (OSWALD 2003) effectuées sur ce glissement indiquent une nette diminution de l'activité du site par rapport à la fin des années 1970, avec toutefois des vitesses de l'ordre de 20 cm/an pour l'année 2000, exprimées dans le couloir sud du versant instable (Fig. 3.29). Les pentes raides associées aux secteurs supérieur (pente de 45%) et central (pente de 28%) sont à l'origine des mouvements de déplacement continus et rapides qui caractérisent ce glissement. De tels mouvements ont d'ailleurs dû exister dès la mise en place des dépôts post-glaciaires sur ce versant, en raison de la déclivité importante présente dans la partie supérieure du versant.

3.6.3 Description des échantillons et présentation des datations

Trois échantillons de bois ont pu être datés sur le site de Villarbeney. Ils ont été récoltés en 1978, lors de l'implantation de forages carottés sur le site, dans le cadre d'une étude approfondie du glissement visant à définir les causes et la dynamique du glissement, puis à proposer des mesures d'assainissement (Fig. 3.30, Réf. UNIFR-Vill-79A). Cette étude a été conjointement réalisée par l'Institut de Géologie de l'Université de

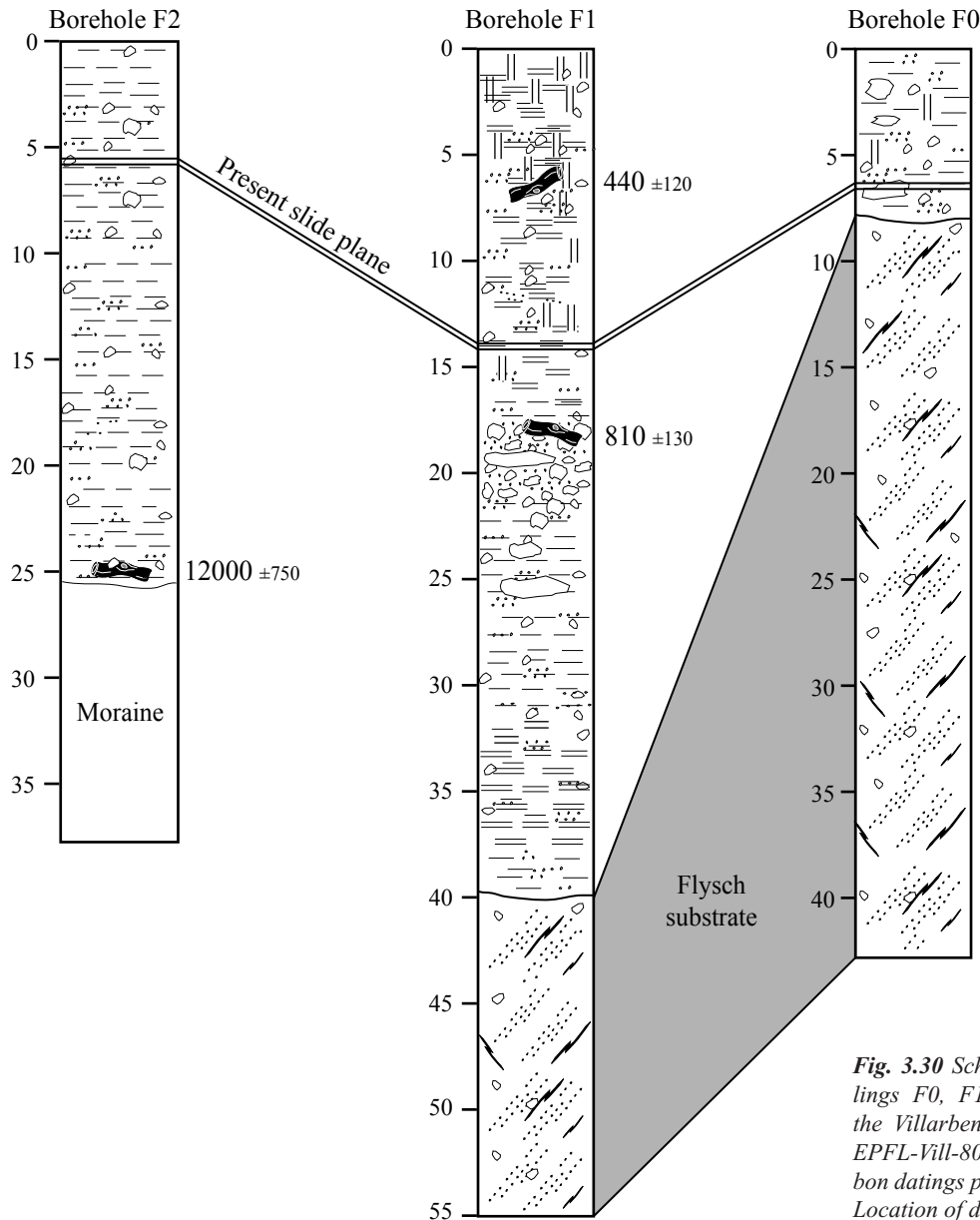


Fig. 3.30 Schematic profiles of the drillings F0, F1 and F2, carried out on the Villarbeney landslide in 1978 (réf. EPFL-Vill-80), together with radiocarbon datings performed on wood samples. Location of drillings in Fig. 3.29.

Fribourg, les Départements de Génie civil et Génie rural et géomètre de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, ainsi que le Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel. Les bois prélevés dans les forages ne permettent pas d'obtenir des informations détaillées sur les conditions de vie des arbres concernés, en raison de la non-conservation des structures des cernes des bois. Les fragments de bois fournissent toutefois des âges fort utiles pour interpréter l'activité du glissement dans le passé. Les codes attribués aux échantillons comportent la mention "Vil" du site de Villarbeney, suivie du numéro du forage où ont été prélevés les échantillons, et finalement la profondeur de l'échantillon sous la surface topographique, exprimée en mètres (Fig. 3.29 et 3.31).

VilF1-7

Prélevé dans le forage F1 (Coord. 164720/575470), l'échantillon VilF1-7 était préservé à 7 m de profondeur, dans des argiles beiges plus ou moins silteuses, comportant quelques graviers et blocs (Réf. UNIFR-Vill-79B). La datation au radiocarbone effectuée sur le bois a donné un âge ^{14}C de 450 ± 50 BP. La calibration apportée à cette date livre un âge de 560-320 cal BP (1390-1630 AD) pour la mort de ce bois.

VilF1-18

Également prélevé dans le forage 1, mais à 18 m de profondeur, cet échantillon était conservé dans une matrice silteuse-argileuse comportant des blocs et graviers (Réf. UNIFR-Vill-79B). L'analyse ^{14}C réalisée sur

Code	Longitude (m)	Latitude (m)	Altitude surf. (m)	Depth (cm)	Lab code	Radiocarbon years BP	Corrected range cal years BP	Corrected mean cal years BP
1 VilF1-7	575470	164720	925	700	B-3392	450 ±50	560-320	440 ±120
2 VilF1-18	575470	164720	925	1800	B-3393	900 ±70	940-680	810 ±130
3 VilF2-25	575225	164810	840	2470	B-3394	10190 ±130	12750-11250	12000 ±750

Fig. 3.31 Wood datings originating from the Villarbeney landslide. Radiocarbon dates are calibrated with a 2 sigma error.

ce bois a donné un âge ^{14}C de 900 ± 70 BP, qui, calibré, révèle donne un intervalle de 940-680 cal BP (1010-1270 AD) pour la mort de ce bois.

VilF2-25

Le troisième échantillon daté sur le site de Villarbeney provient du forage F2 (*Coord. 164810/575225*). Le bois analysé était enfoui à une profondeur de 24 m 70, dans des argiles beiges à grises enrobant quelques graviers et blocs. La datation au radiocarbone réalisée sur cet échantillon a livré un âge ^{14}C de 10190 ± 130 BP. La date calibrée obtenue est de 12'750-11'250 cal BP (10'800-9300 BC) pour la mort de cet arbre. Le très grand intervalle de probabilité attribué à l'âge de ce bois provient du faible volume de matériel livré à l'analyse ^{14}C , qui implique une marge d'erreur considérable associée à la date ^{14}C .

3.6.4 Évolution dynamique du glissement durant l'Holocène

Le nombre très limité de datations provenant du site de Villarbeney ne permet qu'un aperçu des phénomènes d'instabilités ayant affecté le versant. En revanche la répartition de ces datations dans le temps (Fig. 3.32) permet d'obtenir des informations importantes sur la mise en place et l'histoire du glissement. Le bois VilF2-25, daté de $12'000 \pm 750$ cal BP, met en évidence la présence d'instabilités de terrain précoces, ayant concerné le versant déjà durant le Tardiglaciaire. Il s'agit probablement de coulées de boue ou de laves torrentielles ayant parcouru le versant après s'être déclenchées au niveau des niches d'arrachement actuelles. Ces événements ont dû raser et emporter des niveaux de sols et la végétation pionnière couvrant à ce moment-là le versant. Nous pouvons ainsi retrouver des fragments de bois enfouis et préservés dans les

dépôts argileux des coulées. De plus, les dépôts contenant le bois VilF2-25 sont situés juste au-dessus du contact avec la moraine argilo-graveleuse à blocs. Cela signifie donc que l'événement ayant conduit au probable abattage de l'arbre s'est déclenché peu après le retrait glaciaire sur le site de Villarbeney, qui doit donc être antérieur à 12'500 cal BP. Cette hypothèse est soutenue par des analyses effectuées dans deux tourbières situées proches du site de Villarbeney. En effet, l'étude de la tourbière d'Echarlens (*Coord. 572840/166210*), située 2.5 km au nord-ouest du site de Villarbeney, a permis de démontrer que le retrait définitif du glacier de la Sarine est antérieur à $15'700 \pm 750$ cal BP dans cette région (SCHMIDT 1985). Parallèlement, la tourbière de Bouleyres (*Coord. 572800/161690*), située environ 4 km au sud-ouest du glissement de Villarbeney, comporte des niveaux de gyttja datés de $15'150 \pm 800$ cal BP (PUGIN 1989), déterminant l'âge minimum de la disparition du glacier de la Sarine dans la région de Broc (Fig. 3.1). Par ailleurs, à la Croix du Montet, hameau situé 1 km au sud du site de Villarbeney, des dépôts de crues torrentielles contenant des morceaux de bois fossiles ont pu être datés aux environs de $10'900$ cal BP (PUGIN 1989). Ces crues provenaient du massif du Montsalvens, prolongement vers le sud du massif rocheux formant la partie supérieure du glissement de Villarbeney. Ces événements attestent donc de la poursuite de phénomènes d'instabilités de terrain dans la région de Villarbeney au début de l'Holocène.

A noter que de nombreuses terrasses mettent en évidence la présence d'un lac glaciaire plus vaste que l'actuel lac artificiel de la Gruyère, situé au même endroit, mais s'étirant de Rossens à Albeuve (PUGIN 1989). Les rives de ce lac Tardiglaciaire auraient atteint la cote de 760 m, venant ainsi toucher le front du site

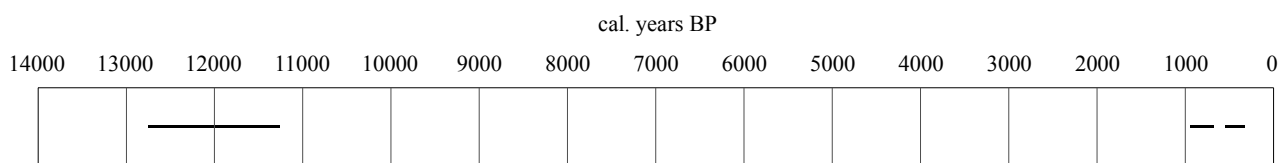


Fig. 3.32 Temporal distribution of 3 wood datings arising from the Villarbeney landslide

de Villarbeney. La datation d'un tronc de sapin blanc au lieu-dit Les Coins (*Coord.* 573250/164360), situé sur la rive opposée du lac, a permis à PUGIN (1989) de démontrer que le niveau du lac atteignait encore 720 m aux environs de 6700 ±150 cal BP.

Les deux datations suivantes provenant du glissement de Villarbeney indiquent des âges plus jeunes. Elles datent en effet de 810 ±130 (VilF1-18) et 440 ±120 (VilF1-7) cal BP. Elles témoignent de l'activité probable de laves torrentielles associées aux couloirs actifs du glissement au cours du dernier millénaire. L'absence de datations intermédiaires entre le Tardiglaciaire et l'Holocène supérieur ne peut cependant aucunement être interprétée comme une absence d'instabilités de terrain sur le site. Cette lacune chronologique est principalement due à la prospection limitée d'échantillons de bois sur le glissement de Villarbeney. La récolte de bois supplémentaires en surface ou dans de nouveaux forages permettrait sans aucun doute de combler le manque d'information quant à l'activité du glissement durant l'Holocène.

En observant les relevés de forage réalisés en 1978 (Fig. 3.30, *Réf. EPFL-Vill-80*), il apparaît clairement que l'épaisseur des dépôts liés à des mouvements de terrain n'est pas répartie de manière uniforme sur le versant. La moitié supérieure du versant est caractérisée par de faibles épaisseurs de matériaux meubles sur le substrat rocheux, ceci étant notamment illustré dans le forage F0 (Fig. 3.29), qui indique la présence de Flysch à une profondeur de 7 m 50. La moitié inférieure du versant expose des épaisseurs plus importantes de dépôts quaternaires, et notamment le forage F1, avec 39 m de matériaux meubles sur le substrat rocheux, interprétés comme masse glissée (*Réf. EPFL-Vill-80*). Le forage F2, quant à lui, présente une épaisseur de 26 m 50 de masse glissée reposant sur des dépôts morainiques (*Réf. EPFL-Vill-80*). Il apparaît ainsi qu'une accumulation importante de dépôts de coulées de boue, laves torrentielles et glissements de terrain s'est faite depuis le Tardiglaciaire à la sortie des deux couloirs actifs du glissement. Les couloirs ne peuvent en effet contenir une accumulation durable du fait des déplacements continus et rapides de leur couverture meuble vers l'aval. Ils transportent donc inlassablement les matériaux provenant de la zone supérieure du versant et les déposent à l'entrée sur le cône inférieur, lorsque les vitesses de déplacement tendent à diminuer. La partie inférieure doit donc, elle, réagir périodiquement face à l'accumulation progressive de matériel sur sa partie amont. Il est fort possible que cette zone inférieure ait connu des

phases d'activité de glissement de terrain importantes mais irrégulières, dépendant de l'activité des couloirs parcourant le versant. Le cône frontal a également dû connaître de multiples dépôts de laves torrentielles et coulées de boue tout au long de l'Holocène, issues des zones centrale et supérieure. Des datations supplémentaires permettraient de préciser les interactions ayant eu lieu entre les différents secteurs du glissement, l'activité dynamique de celui-ci étant fortement dépendante de l'activité propre de chaque secteur.

3.7 SITE DE JAUN

Les datations provenant de la localité de Jaun-Kappelboden ne sont pas associées à un site démontrant des signes actuels d'instabilité de terrain, comme c'est le cas pour les cinq autres sites décrits précédemment. Les datations enregistrent, en effet, un événement unique et important ayant eu lieu durant l'Holocène supérieur. Nous modifions dès lors la structure de ce chapitre 3.7 par rapport aux chapitres précédents, en raison des caractéristiques différentes présentées par ce site.

Cinq datations ont pu être effectuées sur des fragments de bois provenant de forages de reconnaissance réalisés en vue de la construction du pont de Kappelboden sur le tracé de la route cantonale Bulle-Boltigen (*Réf. Briel-Jaun-98*). Les échantillons de bois ont été prélevés en avril 1998 par MM. Hugo Raetzo et Luc Braillard, de l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg. Les bois ont été collectés dans les carottes de trois forages, F14, F18 et F19, à diverses profondeurs (Fig. 3.33). Les échantillons ont fait l'objet de datations au radiocarbone et sont brièvement décrits ci-après.

JAU-F14-11

Prélevé à 11 m 45 de profondeur dans le forage F14 (*Coord.* 588034/162120), ce fragment de bois était conservé dans des graviers très silteux, argileux et sableux (*Réf. Briel-Jaun-98*). La datation au radiocarbone effectuée sur l'échantillon a livré un âge ^{14}C de 2540 ±35 BP. Après calibration, nous obtenons un âge maximum de 2760-2470 cal BP (810-520 BC) pour la mort de ce bois.

JAU-F18-9

Provenant du forage F18 (*Coord.* 588067/162089), l'échantillon de bois était enfoui à 8 m 80 de profondeur, dans des argiles grises très silteuses et sableuses,

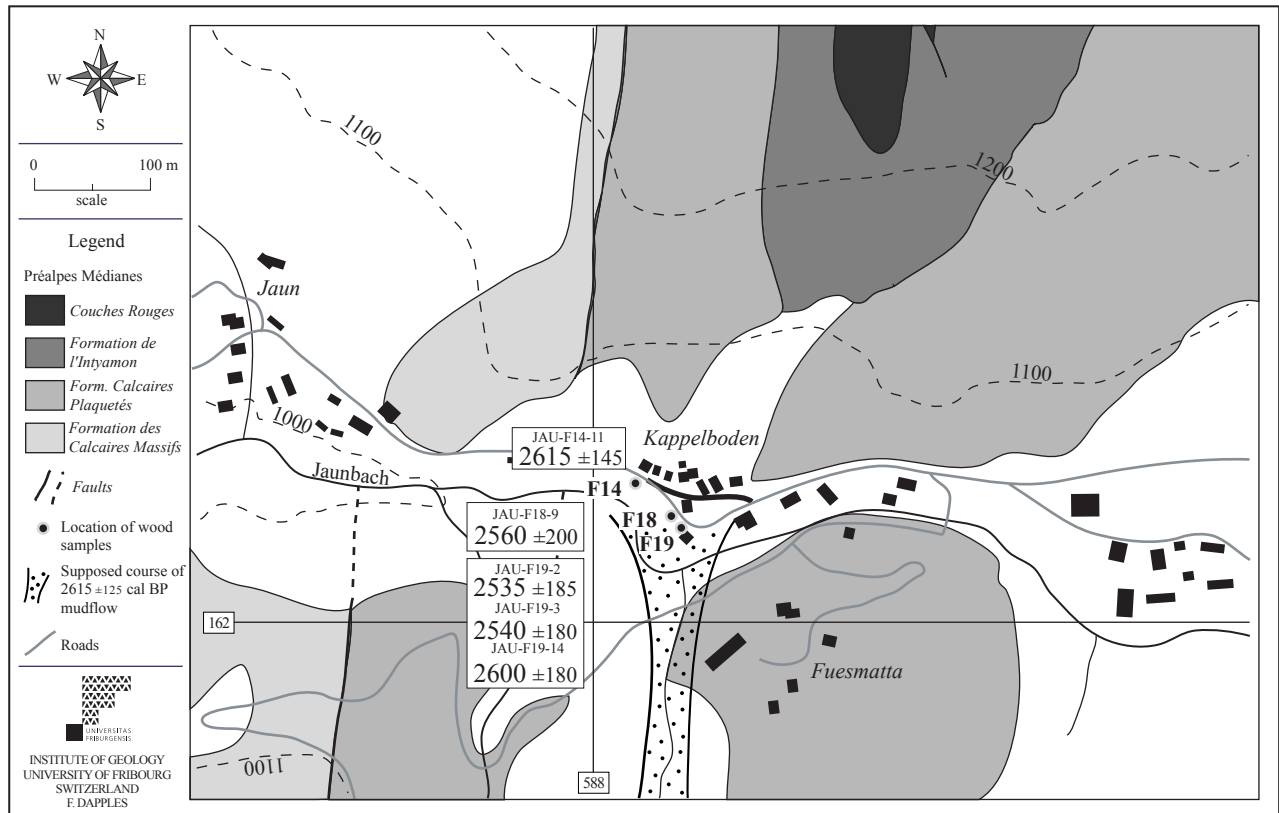


Fig. 3.33 Local geological context of the Jaun landslide area, after BOSSY (1998) and BRAILLARD (1998), exposing the location of 5 dated wood samples, together with their codes and calibrated age.

avec quelques graviers et pierres (*Réf. Briel-Jaun-98*). D'autres fragments de bois étaient également préservés à 8 m de profondeur. La datation ^{14}C réalisée sur l'échantillon a donné un âge de 2530 ± 70 BP, qui calibré, indique un âge maximum de 2760-2360 cal BP (810-410 BC) pour la mort de ce bois.

JAU-F19-2

Ce fragment de bois a été extrait du forage F19 (*Coord. 588080/162084*), de niveaux silteux gris brun très graveleux, sableux et argileux localisés à 2 m 45 de profondeur (*Réf. Briel-Jaun-98*). L'âge ^{14}C obtenu sur cet échantillon est de 2470 ± 40 BP. Après calibration de ce résultat, nous obtenons un âge maximum de 2720-2360 cal BP (770-410 BC) pour la mort de ce bois.

JAU-F19-3

Ce bois a également été prélevé dans le forage F19, mais à 3 m 15 de profondeur, contenu dans des argiles brun foncé silteuses, sableuses et graveleuses (*Réf. Briel-Jaun-98*). L'analyse au radiocarbone a déterminé un âge de 2450 ± 30 BP, qui calibré, révèle un âge maximum de 2720-2350 cal BP (770-400 BC) pour ce bois.

JAU-F19-14

Également prélevé dans le forage F19, ce bois était conservé à 13 m 70 de profondeur, dans des silts gris noir sableux, graveleux et argileux (*Réf. Briel-Jaun-98*). Son âge brut est de 2610 ± 50 BP. La calibration apportée à cette datation indique un âge maximum de 2780-2420 cal BP (830-470 BC) pour ce bois.

Au vu des résultats obtenus par l'analyse de ces échantillons de bois, certaines caractéristiques importantes sont à relever. Tout d'abord, les datations présentées par les cinq bois datés sont toutes associées à un intervalle de temps synchrone articulé autour de 2600 cal BP (Fig. 3.34 et 3.35). Cette concordance des âges des bois laisse déjà augurer la présence d'un événement unique. De plus, les échantillons de bois analysés proviennent de forages distants de plusieurs dizaines de mètres, et sont caractérisés par des profondeurs d'enfouissement réparties entre 2 et 14 m sous la surface topographique actuelle. Cette distribution horizontale et verticale des bois met en évidence un volume considérable de matériaux meubles. La contemporanéité de ces bois implique une mise en place rapide de ces matériaux au fond de la vallée du Jaunbach (Fig. 3.33). La figure 3.36 illustre le recouvre-

	Code	Longitude (m)	Latitude (m)	Altitude surf. (m)	Depth (cm)	Species	Lab code	Radiocarbon years BP	Corrected range cal years BP	Corrected mean cal years BP
1	JAU-F19-3	588080	162084	1010	315	?	B-7602	2450 ±30	2720-2350	2535 ±185
2	JAU-F19-2	588080	162084	1010	245	?	B-7601	2470 ±40	2720-2360	2540 ±180
3	JAU-F18-9	588067	162089	1010	880	?	B-7600	2530 ±70	2760-2360	2560 ±200
4	JAU-F19-14	588080	162084	1010	1370	<i>Picea sp.</i>	ARC 1889	2610 ±50	2780-2420	2600 ±180
5	JAU-F14-11	588034	162120	1010	1145	?	B-7598	2540 ±35	2760-2470	2615 ±145

Fig. 3.34 Wood datings arising from the Jaun landslide. Radiocarbon dates are calibrated with a 2 sigma error.

ment des intervalles de probabilité des cinq bois du site de Jaun, et présente la combinaison résultante des cinq intervalles. Nous obtenons ainsi un âge moyen compris entre 2740 et 2490 cal BP (790-540 BC) pour l'événement ayant conduit à l'ensevelissement des bois prélevés dans les forages de Jaun.

Nous proposons l'interprétation suivante quant à la mise en place des matériaux contenant les bois datés sur le site de Jaun-Kappelboden. Nous pensons que ces dépôts volumineux, situés actuellement en rive droite du Jaunbach à hauteur de la localité de Kappelboden (Fig. 3.33), sont la conséquence du déclenchement d'une lave torrentielle majeure issue du versant gauche de la vallée. En effet, nous considérons comme fort probable le déclenchement d'un tel processus dans le torrent drainant le versant gauche du Jaunbach, et qui rejoint ce dernier au niveau de Kappelboden. La partie supérieure de ce versant gauche est sujette à des glissements de terrain continus, affectant notamment la stabilité des pylônes du skilift de Jaun. Des instabilités de terrain caractérisent donc cette pente, et il est fort possible que le déclenchement de la lave torrentielle décrite ci-dessus ait été accompagné, voire initié, par une activité élevée des glissements de terrain dans la partie haute du versant. Cette activité intense de glissements aurait ainsi pu mobiliser de grands volumes de matériel meuble pouvant ensuite être transportés rapidement par une lave torrentielle.

L'imbrication de troncs et de branches de manière aléatoire dans un dépôt volumineux de plusieurs mètres d'épaisseur et couvrant une large superficie du fond de

la vallée du Jaunbach, tend à démontrer la présence d'un événement brutal et rapide de type lave torrentielle. En effet, l'analyse des carottes de forage met en évidence la présence de matériel principalement argileux-silteux, accompagné de graviers, pierres et blocs pouvant atteindre 2 m de diamètre (Réf. Briel-Jaun-98). Ce matériel correspond au matériel associé au dépôt de coulées de boue et de laves torrentielles. L'événement a concerné des volumes importants de matériaux meubles saturés, qui se sont déposés dans la vallée du Jaunbach, soit directement sur la roche, comme l'expose le forage F19, soit sur des sédiments de types moraines ou alluvions (Réf. Briel-Jaun-98). Il est possible que les matériaux importants déposés par la lave torrentielle majeure aient engendré une fermeture temporaire de la vallée, avec obstruction du cours du Jaunbach. L'érosion du Jaunbach aurait ensuite entaillé les matériaux meubles afin de parvenir au tracé de son lit actuel, qui isole les dépôts historiques sur la rive droite de la rivière.

Le "glissement" de Jaun doit donc être considéré au sens large du terme, et correspond en fait plus à un événement rapide et unique de type lave torrentielle, qui aurait concerné le versant gauche du Jaunbach aux environs de 2615 ±125 cal BP (Fig. 3.36). Cette interprétation doit cependant être considérée comme une hypothèse, fondée sur des données existantes restreintes. Il serait nécessaire d'acquérir des informations supplémentaires, notamment sur l'extension latérale vers l'amont et l'aval des volumineux dépôts interprétés comme des dépôts de lave torrentielle. Une hypothèse secondaire pourrait laisser entrevoir un glissement majeur du versant droit de la vallée, provenant de la pente surplombant le hameau de Kappelboden. Cependant, l'imbrication des troncs et branches de manière aléatoire dans l'ensemble des volumineux dépôts implique l'existence d'un mélange important des matériaux et des fragments de bois. Ce processus de mélange est tout à fait présent dans l'hypothèse d'une lave torrentielle. En revanche, dans le cas d'un glissement du versant droit, les troncs et branches devraient démontrer des niveaux préférentiels d'en-

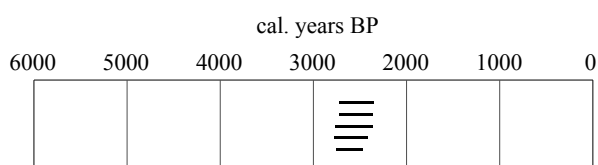
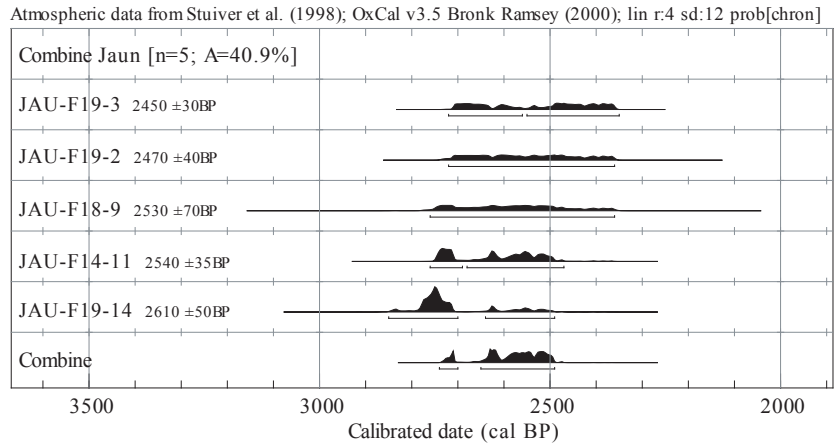


Fig. 3.35 Temporal distribution of 5 wood datings arising from the Jaun landslide

Fig. 3.36 Combination of five close radio-carbon dates arising from the Jaun landslide, using the OxCal software (BRONK RAMSEY 1995). The lower curve represents the best fit combination of the five curves above, expressing a 2-sigma age interval ranging between 2740 and 2490 cal BP (2615 ±125 cal BP).



fouissement, au lieu d'exposer une distribution aléatoire au sein de la masse déposée.

3.8 DATATIONS COMPLÉMENTAIRES PROVENANT DE SITES SUISSES

Ce chapitre présente une série de datations inédites provenant de quatre différents sites suisses concernés par l'activité de glissements de terrain ou d'éboulements durant le Tardiglaciaire et l'Holocène. Ces sites sont les suivants: vallée du Prättigau (GR), Gantrisch (BE), Stanserhorn (LU) et Mittel Leimbach (ZU) (Fig. 3.37). Les données historiques associées à ces sites ont pu être établies et collectées grâce à la collaboration de divers bureaux privés en Suisse, qui ont participé au prélèvement et à l'analyse d'échantillons de bois trouvés sur les sites lors de travaux et recherches géologiques. Les bois récoltés ne sont que rarement traités plus en détail dans le cadre des mandats associés à des

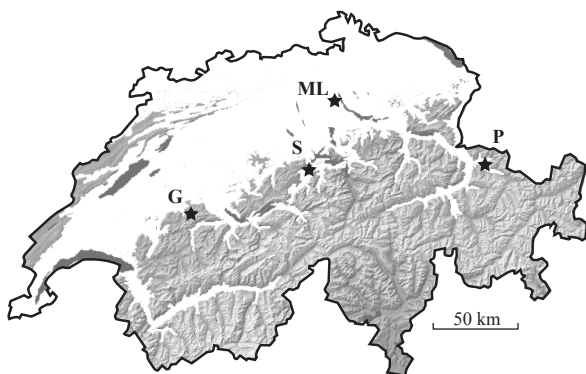


Fig. 3.37 Location of four complementary sites presenting unpublished wood datings of landslide and rockfall events in Switzerland. G: Gantrisch, S: Stanserhorn, ML: Mittel Leimbach, P: Prättigau.

travaux techniques. Ces échantillons, et leurs datations lorsque celles-ci ont pu être effectuées par le bureau privé, nous ont été gracieusement fournis par les personnes responsables des bureaux privés, afin de mettre en valeur ces données historiques. Ces datations viennent compléter celles obtenues dans les Préalpes fribourgeoises, et permettent d'augmenter l'échelle spatiale de comparaison de l'activité des instabilités de terrain ayant affecté, non seulement le canton de Fribourg, mais le reste de la Suisse durant le Tardiglaciaire et l'Holocène.

3.8.1 Prättigau

La vallée du Prättigau est située au nord-est de Coire, dans le canton des Grisons, et s'étend de Klosters à Landquart, suivant le cours de la rivière du même nom (Fig. 3.38). Cette vallée est concernée par de nombreuses instabilités de terrain (NOVERRAZ et al. 1998), liées à des conditions géologiques spécifiques et à l'activité glaciaire et post-glaciaire importante ayant influencé l'évolution morphologique de la vallée. Le substratum rocheux est défini par les Schistes des Grisons (Bündnerschiefer) et le Flysch du Prättigau (Fig. 3.38) appartenant au Pennique des Grisons. Ces unités font partie de la demi-fenêtre tectonique du Prättigau, bordée au nord, à l'est et au sud par les nappes austroalpines sus-jacentes (WEH & FROITZHEIM 2001). Les Schistes des Grisons sont constitués d'alternances de grès, de marnes et d'argiles d'âge crétacé-tertiaire, métamorphisés lors de l'orogénèse alpine. Ces unités sédimentaires métamorphosées sont incompetentes et hautement susceptibles de générer des plissements à petite et grande échelle (WEH & FROITZHEIM 2001). Trois à quatre générations de plis sont d'ailleurs observables en divers affleurements, impliquant une structure tectonique complexe de toute la région du Prättigau (WEH & FROITZHEIM 2001).

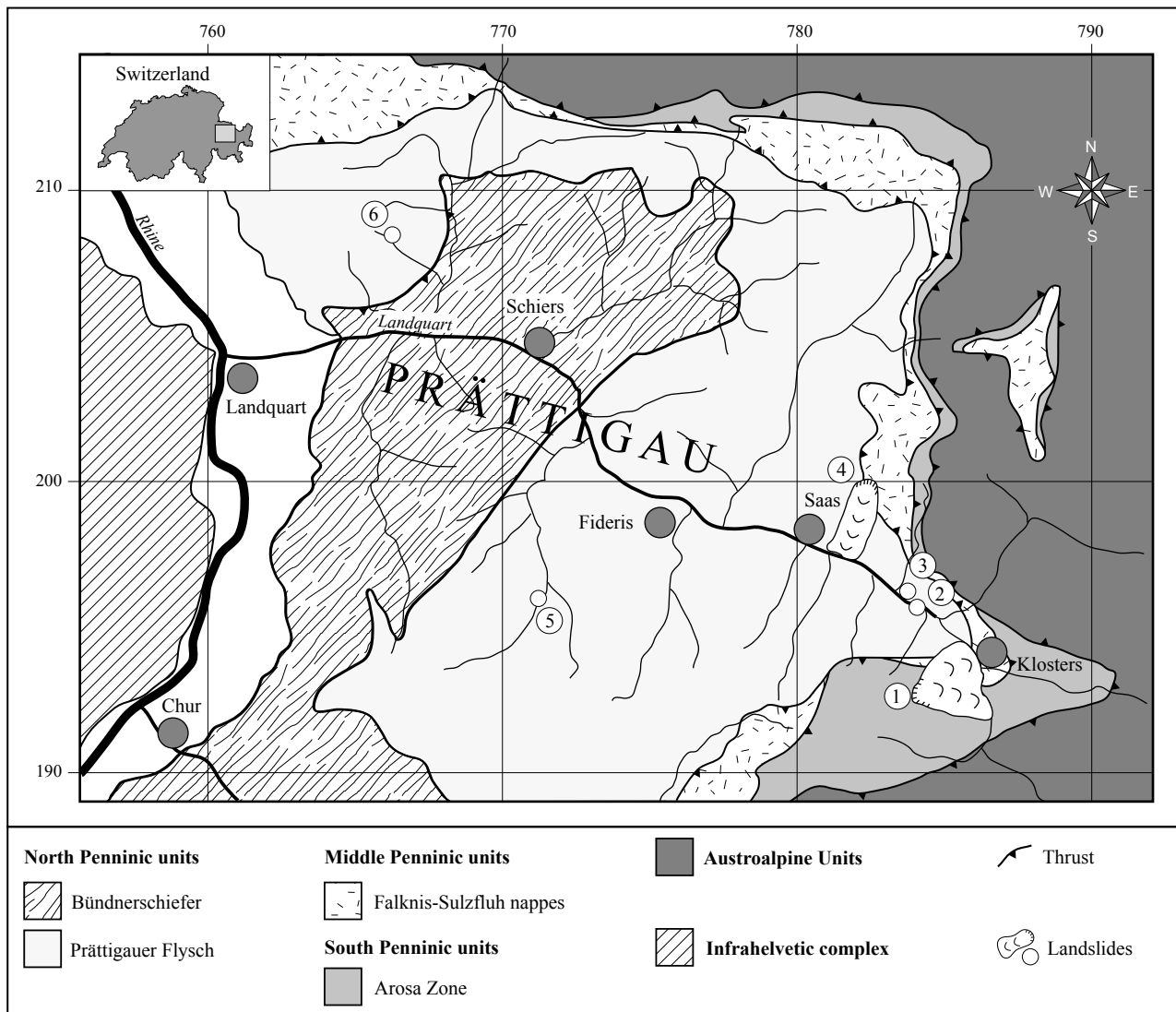


Fig. 3.38 Location of studied landslides in the Prättigau area (1: Gotschna, 2: Büel, 3: Serneus, 4: Saas, 5: Furner Tobel, 6: Seewis Berg), together with simplified tectonic context.

Les instabilités de terrain dans la vallée du Prättigau ont vraisemblablement débuté suite au retrait glaciaire, en conséquence de la décompression des versants bordant la vallée (NOVERRAZ et al. 1998). Les grands glissements de Saas et Gotschna sont d'ailleurs toujours actifs actuellement, tout comme le large glissement de Conters, qui fait face à celui de Saas (NOVERRAZ et al. 1998).

De nouvelles datations de phénomènes d'instabilité de terrain dans la vallée du Prättigau sont présentées dans la figure 3.39 (DAPPLES et al. *in press*). Elles proviennent de diverses études et investigations réalisées récemment sur l'ensemble de la vallée. 12 échantillons de bois ont été prélevés par Tomaso Lardelli (Büro für Technische Geologie, Chur) dans des forages profonds

effectués sur les glissements de Saas et Gotschna (Fig. 3.38). La réalisation de ces forages était associée à des investigations préliminaires en vue du réaménagement de la route cantonale du Prättigau au niveau du village de Saas d'une part, et d'autre part de la construction d'un pont ferroviaire des Rhätische Bahnen au niveau de Klosters, situé dans le bas du versant de Gotschna. Des échantillons de bois ont également été collectés dans le Furner Tobel et sur le Seewis Berg (Fig. 3.38), par Peter Zwahlen (travaillant actuellement au Geotechnisches Institut, à Spiez), lors du travail de terrain associé à l'élaboration de la carte du Quaternaire du Prättigau, sur mandat de l'Office Fédéral des Eaux et de la Géologie, Berne. Nous présentons ci-dessous une brève description des échantillons et des sites de prélèvement.

Code	Longitude (m)	Latitude (m)	Altitude surf. (m)	Depth (m)	Lab code	Radiocarbon years BP	Calibrated range cal years BP	Calibrated mean cal years BP	
1	PRA-F-10	771400	195950	1310	10.00	B-7498	370 ±20	390-350	370 ±20
2	PRA-G5-10	786522	192306	1271	10.00	B-5213	810 ±40	800-660	730 ±70
3	PRA-G4-16	786200	192300	1300	16.50	B-5205	2050 ±30	2120-1920	2020 ±100
4	PRA-G6	786522	192306	1271		B-5212	3070 ±90	3470-2990	3230 ±240
5	PRA-SB-1	766400	208350	1540	1.00	B-7499	3520 ±30	3870-3690	3780 ±90
6	PRA-G2	786150	193600	1180		B-5210	4930 ±90	5910-5470	5690 ±220
7	PRA-SE-11	783821	196036	1027	11.50	B-5440	5830 ±150	7000-6300	6650 ±350
8	PRA-G1-8	786185	193650	1180	8.30	B-5209	6380 ±60	7430-7200	7315 ±115
9	PRA-G3	786250	193400	1180		B-5207	6880 ±90	7930-7570	7750 ±180
10	PRA-S4-78	781445	197622	1055	78.50	B-5206	8170 ±50	9290-9010	9150 ±140
11	PRA-S6-43	781230	197569	994	43.00	B-3638	9320 ±120	11100-10200	10650 ±450
12	PRA-S2-115	781440	197950	1118	115.40	B-5488	9770 ±80	11350-10750	11050 ±300
13	PRA-S3-33	781123	197965	1008	33.30	B-5489	9850 ±50	11550-11170	11360 ±190
14	PRA-S1-106	781440	197950	1118	106.70	B-5487	9880 ±50	11550-11170	11360 ±190
15	PRA-S5-58	781647	197435	1010	58.00	B-5208	9920 ±50	11560-11190	11375 ±185
16	PRA-BU	784070	195780	1050		B-7080	10010 ±40	11950-11250	11600 ±350

Fig. 3.39 Wood datings arising from landslides located in the Prättigau area. Radiocarbon dates are calibrated with a 2 sigma error. See figure 3.38 for landslides location.

Saas

Les six échantillons de bois prélevés sur le site de Saas proviennent tous de la base du glissement (*Coordonnées moyennes: 782000/198500*; Fig. 3.38 et 3.40). En effet, chaque fragment de bois était localisé à l'interface entre le glissement et les dépôts morainiques sous-jacents. Les bois étaient préservés à des profondeurs variables, entre 33 et 115 m sous la surface topographique, impliquant ainsi des épaisseurs fluctuantes de la masse instable (Fig. 3.39). Les datations obtenues sont comprises entre 9000 et 11'500 cal BP, témoignant de la mise en place de grands mouvements de terrain au début de l'Holocène sur le versant de Saas (Fig. 3.41), qui ont engendré le recouvrement des dépôts morainiques alors en place. De plus, il est fort probable que ces instabilités de terrain, de type coulées de boue et glissements de terrain, aient fortement affecté la couverture végétale pionnière de la vallée, en rasant et ensevelissant de grandes surfaces boisées. Cette hypothèse est soutenue par le fait que de nombreux fragments de bois ont pu être observés dans la majorité des forages effectués sur le site, à l'interface entre le glissement et la moraine, qui mettent en évidence la présence de zones boisées importantes établies sur les dépôts morainiques et alluvionnaires de la vallée suite au retrait glaciaire (KOBLE 1994).

Gotschna

Les échantillons de bois provenant du glissement de Gotschna (*Coordonnées moyennes: 786000/193000*; Fig. 3.38) présentent des âges plus récents que ceux

analysés sur le glissement de Saas (Fig. 3.39). La plupart des bois du site de Gotschna proviennent d'environnements de dépôts sous-jacents au glissement, et recouverts postérieurement par celui-ci. En effet, les bois récoltés, par forage ou lors de travaux d'excavations, étaient préservés dans des dépôts fluviaux, lacustres ou alluvionnaires, situés à proximité du contact avec la base du glissement de Gotschna. Ces data-

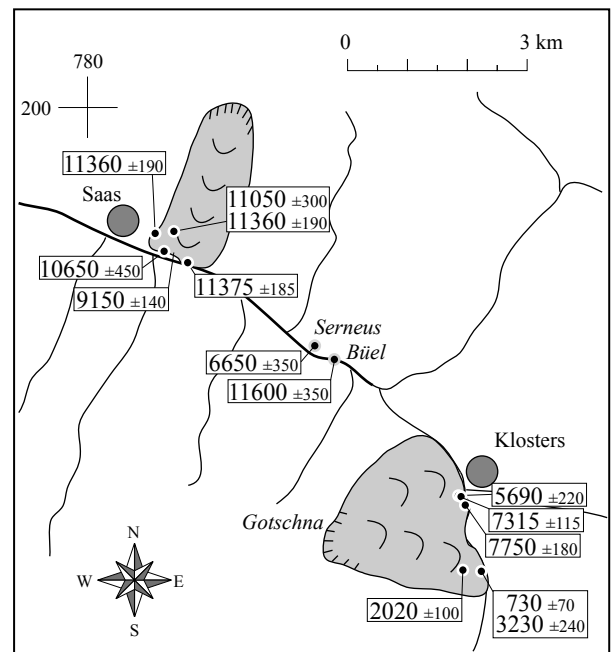


Fig. 3.40 Location of the dated wood samples of the landslides of Saas and Gotschna, and the sites of Büel and Serneus.

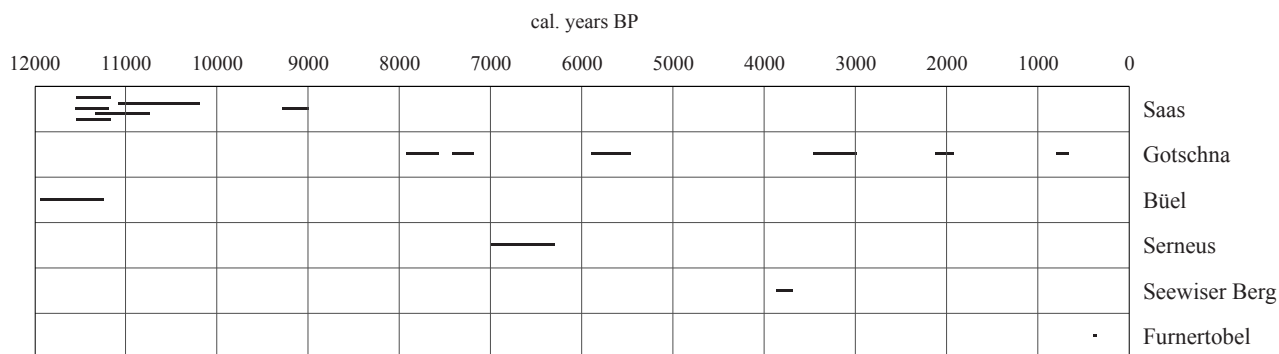


Fig. 3.41 Temporal distribution of 16 wood datings arising from landslides located in the Prättigau area. See figure 3.38 for landslide location

tions ne déterminent donc pas directement des phases d'activité propres du glissement, mais des âges maximum pour de telles activités passées. Cependant, les signes indirects de l'activité du glissement de Gotschna suggèrent la présence de réactivations successives au cours de l'Holocène (Fig. 3.41). Les 3 dates comprises entre 8000 et 5500 cal BP témoignent de la présence de mouvements considérables du glissement en direction de la ville actuelle de Klosters (Fig. 3.40). En d'autres termes, durant cet intervalle de temps, la partie nord du versant de Gotschna semble subir des déplacements importants qui engendrent le recouvrement de dépôts fluviatiles et lacustres reposant dans le fond de la vallée. En revanche, après 3500 cal BP, les datations obtenues sur le site mettent en évidence une progression de la partie sud du glissement, qui provoque le recouvrement de dépôts morainiques et fluviatiles.

Furner Tobel

Le tronc de bois prélevé par Peter Zwahlen dans le fond de la vallée du Furner Tobel, localisée entre Fideris et Schiers (Fig. 3.38), était situé à une profondeur de 10 m, enrobé dans les matériaux de dépôt d'une lave torrentielle comportant de nombreux galets et blocs (Coord. 771400/195950). Les dépôts se situent en contact direct sur la moraine de fond, et exposent de nombreux troncs et branches au niveau de ce contact. Un de ces échantillons de bois a fait l'objet d'une datation au radiocarbone, qui a révélé un âge de 370 ± 20 BP. Nous utilisons cet âge ^{14}C tel quel, sans apporter de calibration, du fait de la bonne concordance des âges ^{14}C et calendaires durant les derniers 400 ans (Fig. 3.39).

Seewiser Berg

De nombreux morceaux de bois ont été observés par Peter Zwahlen sur le Seewiser Berg, au lieu-dit

Wurzaneina (Coord. 766400/208350) lors des travaux de cartographie du Quaternaire du Prättigau. Les bois ont été mis à jour suite à des glissements superficiels ayant eu lieu au printemps 1999. Les bois étaient situés à 1540 m d'altitude, distribués au niveau du contact entre la moraine de fond et des dépôts superficiels de 1-2 m d'épaisseur. La datation au radiocarbone effectuée sur un des bois a livré un âge de 3520 ± 30 BP, qui calibré, indique un âge de 3780 ± 90 cal BP pour la mort de ce bois. L'imbrication de nombreux bois dans la partie supérieure de la moraine de fond apporte quelques problèmes d'interprétation. L'âge de ces bois ne pouvant en aucun cas refléter l'âge de la mise en place des dépôts morainiques plus anciens, il faut donc considérer un processus dynamique important, de type coulée de boue ou glissement de terrain, ayant pu recouvrir cette moraine en y imbriquant au passage des troncs et branches abattus plus haut dans le versant.

Büel

Un échantillon de bois a été prélevé dans une tranchée effectuée lors de la construction du pont Sunniberg, qui traverse la vallée du Prättigau quelques kilomètres en aval de Klosters (Coord. 784070/195780; Fig. 3.38). Le tronc était préservé dans une poche silteuse confinée dans des niveaux grossiers interprétés comme les dépôts d'un éboulement. Cependant, les roches constituant les matériaux éboulés ne correspondent pas du tout aux lithologies présentes sur le versant droit de la vallée, en amont du lieu actuel de prélèvement. La datation au radiocarbone réalisée sur le bois a livré un âge de $10'010 \pm 40$ BP. La calibration apportée à cette date détermine un âge de $11'600 \pm 350$ cal BP pour la mort de l'arbre. La date de ce bois détermine l'âge le plus vieux obtenu dans la vallée du Prättigau. Il est possible que les matériaux éboulés se soient déposés sur le glacier du fond de la vallée

du Prättigau, lors de la récurrence glaciaire du Dryas Récent, et aient été transportés vers l'aval par l'action du glacier, avant de se déposer sur le site de Büel. L'éboulement aurait donc eu lieu plus en amont dans la vallée du Prättigau.

Serneus

Un autre échantillon de bois a pu être prélevé dans le fond de la vallée du Prättigau, environ 350 m au nord-ouest du site de Büel (Fig. 3.38). Le bois provient d'un forage (Coord. 783821/196036) réalisé à l'est de la localité de Serneus, dans le cadre du réaménagement de la route cantonale du Prättigau. Le bois était enfoui à 11 m 50 de profondeur, dans la partie supérieure de niveaux grossiers interprétés comme dépôts d'éboulement. La datation ^{14}C réalisée sur le bois a donné un âge de 5830 ± 150 cal BP. Après calibration, nous obtenons un âge de 6650 ± 350 cal BP pour la mort de ce bois et le déclenchement de l'éboulement ayant conduit à son enfouissement.

La série de 16 datations originales provenant de la vallée du Prättigau apporte de nouvelles et riches informations sur l'activité des instabilités de terrain dans les Alpes orientales suisses au cours de l'Holocène (Fig. 3.41). En effet, les datations obtenues ont permis de déterminer l'existence de différents processus gravitaires importants ayant affecté la stabilité des versants du Prättigau. Les observations et analyses effectuées ont notamment pu démontrer la mise en place d'instabilités de terrain de type coulées de boue, laves torrentielles, glissements de terrain et éboulements dès le retrait glaciaire. Certains grands glissements de terrain, comme ceux de Saas et Gotschna démontrent d'ailleurs encore actuellement des signes d'activité importants.

3.8.2 Gantrisch

Des fragments de bois ont pu être récoltés dans un forage carotté de 18 m 50 de profondeur effectué sur la route parcourant la vallée du Gantrisch, au lieu-

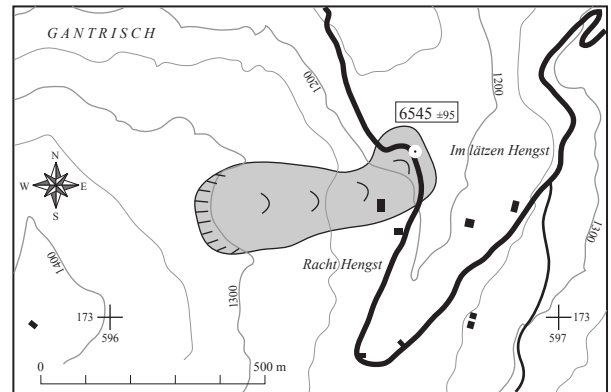


Fig. 3.42 Contour line of the Gantrisch landslide, with location of the borehole containing the dated wood sample, on the toe of the sliding mass.

dit Rächte Hengst (Coord. 596680/173250; Fig. 3.42). M. Hanspeter Ris, du bureau GEOTEST, Zollikofen, chargé du levé de forage, nous a averti de la présence de bois dans les carottes de forage. Nous avons donc pu prélever un certain nombre de fragments de bois dont les séries de quelques cernes successives n'ont malheureusement pas pu fournir d'informations sur les conditions de vie de l'arbre. Les morceaux de bois étaient en effet fortement déchiquetés et démontraient des structures mal conservées. Les bois étaient confinés vers 16 m de profondeur, enrobés dans des silts gris foncé légèrement argileux, contenant du sable et peu de graviers (Réf. GEOTEST-98217.1). Une datation au radiocarbone a pu être réalisée sur quelques morceaux de bois, et a révélé un âge de 5750 ± 30 BP. La calibration de ce résultat révèle un âge maximum de 6545 ± 95 cal BP pour la mort et l'enfouissement de ce bois (Fig. 3.43). Le forage a également fait l'objet de mesures inclinométriques, qui ont mis en évidence la présence de mouvements lents à moyennement rapides affectant les matériaux meubles de surface. En effet deux plans de glissement se superposent dans la masse instable. Le premier se trouve à environ 16 m 50 de profondeur, soit juste au-dessous des niveaux silteux ayant livré les bois. Ceci peut en partie expliquer

Code	Locality	Longitude (m)	Latitude (m)	Altitude surf. (m)	Depth (cm)	Lab code	Radiocarbon years BP	Corrected range cal years BP	Corrected mean cal years BP
1	GAN-16	596680	173250	1190	1600	B-7434	5750 ±30	6640-6450	6545 ±95
2	STA-15	665150	198550	1130	1450	ARC-1885	2530 ±40	2725-2435	2580 ±145
3	LEI-15	681214	242019	505	1450	B-7768	11450 ±70	13850-13150	13500 ±350

Fig. 3.43 Wood datings arising from three different landslides in Switzerland: Gantrisch (BE), Stanserhorn (LU) and Mittel Leimbach (ZU). See figure 3.37 for landslides location. Radiocarbon dates are calibrated with a 2 sigma error. Corrected date of STA-15 includes an age correction of 25 years induced by the analysis of the whole 50 tree-rings of the tree (cf. Fig. 2.7).

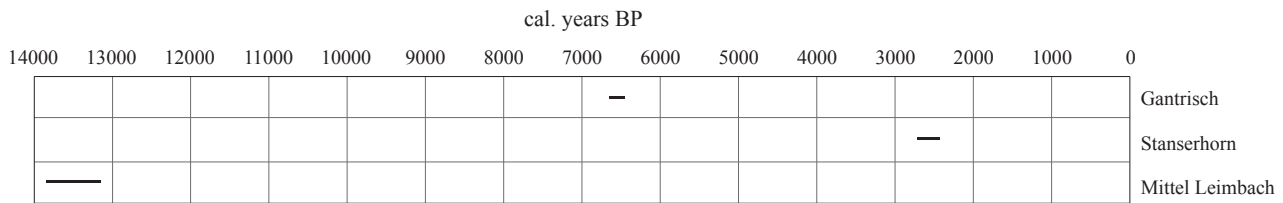


Fig. 3.44 Temporal distribution of three wood datings arising from three distinct landslides in Switzerland: Gantrisch (BE), Stanserhorn (LU), Mittel Leimbach (ZU). See figure 3.37 for landslides location.

la mauvaise préservation de la structure des bois, qui peut toutefois aussi être liée à une désagrégation lors de la réalisation du forage. Une deuxième surface de glissement se présente à environ 11 m de profondeur. Les mesures inclinométriques ont pu préciser les vitesses de déplacement de la masse entre le 2 décembre 1998 et le 23 juin 1999 (Réf. GEOTEST-98217.1). L'intervalle compris entre les deux plans de glissement se déplace à la vitesse moyenne de 2 cm/an, tandis que la zone superficielle atteint, elle, une vitesse moyenne de 9 cm/an. Ces déplacements conséquents engendrent des déformations périodiques de la route traversant la zone instable.

La datation effectuée sur les bois du forage démontre la présence d'instabilités locales sur ce versant à l'Holocène moyen. Cependant, bien qu'une seule datation ait été réalisée sur ce site, il ne fait aucun doute que de nombreuses et successives instabilités de terrain ont dû être générées dès le retrait glaciaire. En effet, le site est localisé sur un substrat de flysch appartenant à la nappe du Gurnigel, qui constitue le prolongement vers le nord-est des mêmes formations de flysch définissant une partie du substrat du glissement du Hohberg (Fig. 3.1). Dès lors, le retrait des glaciers a dû engendrer la mise en place de divers processus gravitaires de type coulées de boue, laves torrentielles, chutes de blocs et glissements de terrain. La combinaison et la succession de ces processus au cours de l'Holocène ont fini par livrer le contexte morphologique actuel du versant. Les fragments de bois datés d'environ 6500 cal BP (Fig. 3.44) ont probablement dû être concernés par le déclenchement d'une coulée de boue sur le versant. Puis, de nouvelles coulées ont dû venir recouvrir les dépôts précédents. L'empilement de ces dépôts gravitaires a certainement été remobilisé par des glissements de terrain, tel que l'illustre la situation actuelle, avec une activité de glissement de terrain marquée, impliquant des dépôts anciens présents sur le versant.

3.8.3 Stanserhorn

Le massif du Stanserhorn, constituant la klippe préalpine du même nom, est situé au sud de Lucerne et du lac des Quatre Cantons (Fig. 3.45). Il a été affecté durant l'Holocène par de nombreuses instabilités rocheuses, et plus particulièrement un éboulement majeur à l'Holocène supérieur. Cet événement a provo-

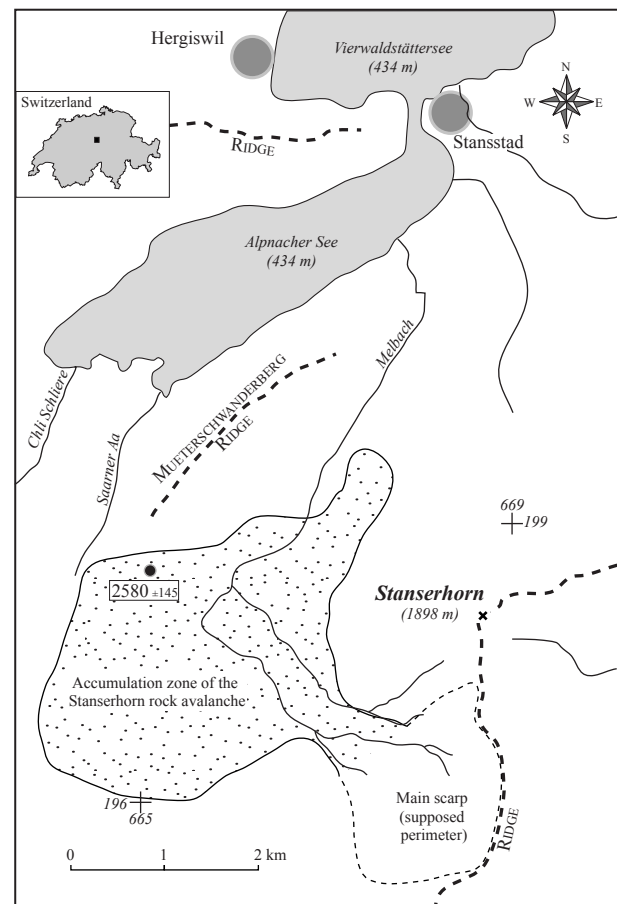


Fig. 3.45 Delimitation of the area affected by the Stanserhorn rock avalanche, including the perimeters of the accumulation zone and the main scarp. Black dot: location of the dated wood sample at the front of the fallen mass.

qué la chute d'un volume de roche important, qui s'est déposé au pied du versant ouest du massif (Fig. 3.45), sur des formations de la nappe helvétique du Wildhorn. La surface recouverte par les matériaux éboulés est considérable, s'étendant sur plusieurs kilomètres carrés. La découverte de troncs de bois, sur un affleurement mis à jour dans une décharge de Cholwald (Coord. 665150/198550), située 1.5 km à l'est de la ville d'Alpnach, a permis d'apporter des précisions sur l'âge de l'éboulement du Stanserhorn. Un échantillon de bois a pu être prélevé par M. Beat Keller, du bureau Mengis + Lorenz AG, Lucerne. Il était situé à 14 m 50 de profondeur, au sommet d'un horizon pédogénéisé constitué d'une diamictite associée à une moraine de fond altérée. Au-dessus de ce niveau, une couche de plus de 10 m de blocs et pierres anguleux, accompagnés de sable, correspond aux dépôts de l'éboulement du Stanserhorn. La présence de bois reposant sous les matériaux éboulés permet donc de donner un âge maximum à l'événement gravitaire. En effet, les arbres alors établis sur les dépôts morainiques ont été rasés et ensevelis par les matériaux de l'éboulement. L'échantillon prélevé, une branche de hêtre (*Fagus sylvatica*), comporte une séquence d'environ 50 cernes, dont le dernier cerne est proche. Une datation au radiocarbone a été réalisée sur l'ensemble des cernes du bois, et a révélé un âge de 2530 ± 40 BP. Une correction de 25 ans est apportée à la date calibrée (2750-2460 cal BP), et permet d'obtenir un âge de 2580 ± 145 cal BP pour la mort de ce bois (Fig. 3.43 et 3.44). La datation de cet échantillon détermine également un âge maximum pour l'éboulement du Stanserhorn, situé au début de l'âge du Fer.

3.8.4 Mittel Leimbach

Les collines de molasse (Molasse d'eau douce supérieure, d'âge Tortonien - OSM) situées à l'ouest du lac de Zürich ont subi des instabilités de versant importantes durant la période postglaciaire. En effet des tassements d'ampleur importante ont modifié drastiquement le paysage local de cette région suite au retrait glaciaire. Un exemple est donné par le tassement du flanc nord-est de la colline d'Auegsterberg, située entre Affoltern et Langnau (Coordonnées moyennes 679500/236500; Fig. 3.46). Cet événement postglaciaire a entraîné la fermeture de la vallée de la rivière Reppisch, ayant pour conséquence la création du Türlersees (JÄCKLI 1989). Aucune information n'existe cependant quant à l'âge de ce tassement important. Un phénomène de tassement similaire a concerné une partie du flanc est de la chaîne de l'Albis, au niveau de la localité de Mittel Leimbach (Fig. 3.37 et 3.46).

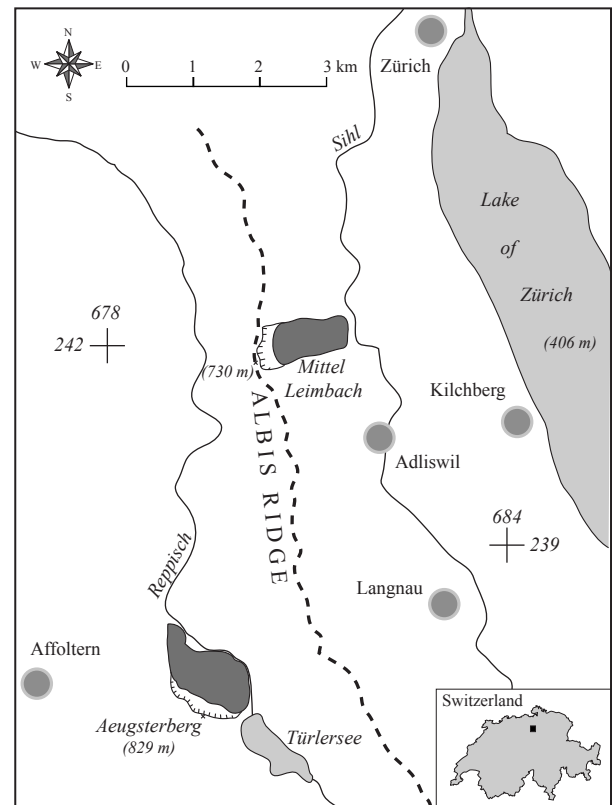


Fig. 3.46 Location of the postglacial settlement sites of Mittel Leimbach and Auegsterberg, that affected large volumes of molasse (OSM - Upper Freshwater Molasse).

Ce tassement a engendré le déplacement de dizaines de millions de m³ de roches molassiques de la crête de l'Albis à la vallée de la Sihl. Les paquets de roche tassés sont venus se superposer aux dépôts postglaciaires fluviaux de la Sihl. L'épaisseur de la masse tassée est d'environ 30 à 50 m, mais peut atteindre 100 m dans la partie supérieure du versant (JÄCKLI 1989). Une campagne de forages de reconnaissance a été réalisée en automne 2000 sur la bordure sud du tassement de Mittel Leimbach, dans le cadre d'un projet de construction de lotissement. M. Roger Rey, du bureau privé Dr. von Moos AG, Zürich, chargé du relevé des forages, a pu prélever dans un forage (Coord. 681214/242019) des fragments de bois situés juste au-dessous de la masse tassée de Mittel Leimbach. En effet, les petits morceaux de bois étaient situés à 14 m 50 de profondeur, dans des silts gris très argileux comportant quelques passages sableux et graveleux (Réf. vonMoos-6832-00). Or, les niveaux recouvrant ces matériaux meubles sont caractérisés par des couches molassiques compactes impliquées par le tassement postglaciaire. Les bois peuvent donc apporter une précision de l'âge de la mise en place des dépôts

tassés dans la vallée de la Sihl. Une datation au radiocarbone a été réalisée sur les fragments de bois préservés sous la masse tassée, et a donné un âge de $11'450 \pm 70$ BP. Après calibration, nous obtenons un âge de $13'500 \pm 350$ cal BP pour le bois analysé (Fig. 3.43). Ce résultat correspond également à un âge maximum pour le grand tassement de Mittel Leimbach, qui démontre ainsi la présence d'instabilités de terrain con-

sidérables dans cette région du plateau suisse durant le Tardiglaciaire (Fig. 3.44). Il est possible que le tassement d'Auegsterberg ait également eu lieu durant cette même période, suite au retrait glaciaire du plateau suisse. En conséquence de la décompression postglaciaire, les reliefs molassiques ont pu être affectés par des tassements et glissements profonds tels que ceux d'Auegsterberg et de Mittel Leimbach.

4 - ACTIVITÉ DES INSTABILITÉS DE TERRAIN EN SUISSE ET EN EUROPE AU COURS DU TARDIGLACIAIRE ET DE L'HOLOCÈNE

Les datations de bois présentées au chapitre 3 proviennent en grande partie de sites localisés dans les Préalpes fribourgeoises (Fig. 3.1). Ces datations, interprétées en terme d'événements, témoignent de l'activité de processus dynamiques variés ayant engendré des instabilités de terrain dans les Préalpes durant le Tardiglaciaire et l'Holocène. En effet, l'analyse des différents sites d'étude et de leurs datations associées met en évidence l'activité de multiples phénomènes gravitaires ayant oeuvré dès la fin de la dernière glaciation. Nous avons ainsi pu déterminer l'existence de coulées de boue, de laves torrentielles, de chutes de blocs et d'éboulements, ainsi que la mise en place et l'activité récurrente de glissements de terrain. Dans le chapitre 4.1, ces données sont mises en commun, afin de permettre des comparaisons spatiales et temporelles de l'activité des instabilités de terrain dans le canton de Fribourg suite au retrait glaciaire. Ces comparaisons sont ensuite étendues à d'autres sites suisses possédant des données corrélables (Chap. 4.2), et sont, en dernier lieu, mises en parallèle avec des résultats obtenus sur des sites européens, relevés dans la littérature (Chap. 4.3).

4.1 ACTIVITÉ POSTGLACIAIRE DES INSTABILITÉS DE TERRAIN DANS LE CANTON DE FRIBOURG

Les données historiques récoltées sur les sites du Hohberg, de Falli Hölli, de Schlossisboden, de la Pürrena, de Villarbeney et de Jaun sont présentées dans la figure 4.1. Les datations, effectuées sur des échantillons de bois prélevés dans les masses instables

de chaque site, démontrent la présence d'une répartition hétérogène d'événements d'instabilités de terrain dans le canton de Fribourg au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. En effet, la répartition chronologique de ces événements est constituée de différentes périodes exprimant une occurrence élevée, moyenne ou restreinte des instabilités de terrain.

Deux enregistrements d'instabilités précoces proviennent des sites du Hohberg et de Villarbeney. Ces deux sites présentent, en effet, les plus anciennes datations d'instabilités de versant dans le canton de Fribourg, à savoir $13'600 \pm 450$ cal BP pour le Hohberg, et $12'000 \pm 750$ cal BP pour Villarbeney. Elles déterminent, dans les deux cas, des processus gravitaires de type coulées de boue ou laves torrentielles, ayant affecté des versants encore peu stabilisés par la végétation suite au retrait glaciaire. Ces enregistrements d'instabilités pionnières sont suivis par une série d'événements ayant simultanément concerné les sites du Hohberg et de Schlossisboden entre $11'000$ et $10'250$ cal BP (Fig. 4.1). Ces datations témoignent de phénomènes d'instabilités de terrain ayant eu lieu durant le Préboréal, suite à la période froide du Dryas Récent. Les deux sites sont situés à proximité l'un de l'autre, dans la vallée du Lac Noir. Il est donc fort probable que les instabilités enregistrées sur ces sites aient été conditionnées par des changements environnementaux similaires et synchrones au cours du Préboréal.

Suite à la manifestation de diverses instabilités de terrain sur des sites distincts du canton de Fribourg entre $14'000$ et $10'200$ cal BP, une période de 4000

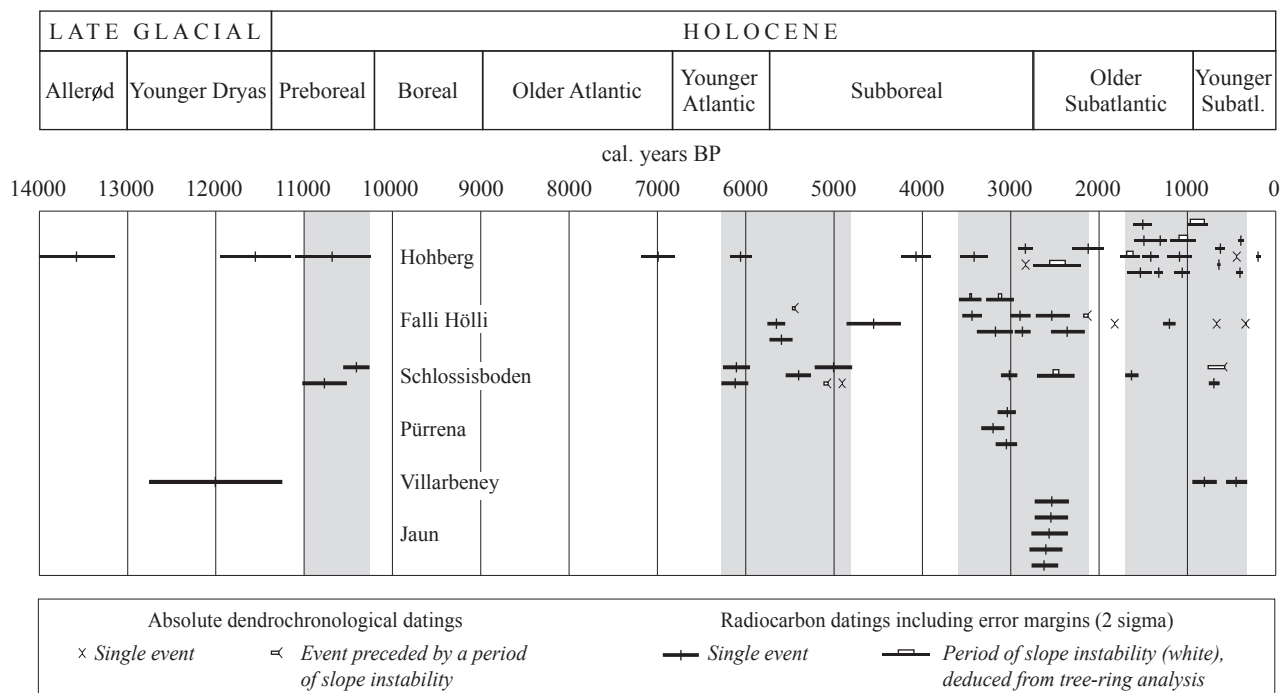


Fig. 4.1 Temporal distribution of 69 wood datings originating from six distinct landslides located in the canton of Fribourg, Switzerland. Grey-shaded rectangles delimit periods of enhanced slope instabilities: 11000-10250, 6250-4800, 3600-2100, 1700-300 cal BP. See fig. 3.1 for landslides location.

ans témoigne d'une activité fortement réduite de telles instabilités. En effet, seul un échantillon de bois, provenant du site du Hohberg, enregistre le déclenchement d'une probable coulée de boue datée de 6990 \pm 190 cal BP. Aucun des cinq autres sites étudiés n'a livré d'indices complémentaires quant à d'éventuelles instabilités de terrain ayant eu lieu durant cet intervalle de temps considérable. De plus, l'analyse des successions de matériaux meubles constituant les masses glissées démontre une nette diminution des dépôts gravitaires durant le Boréal et l'Atlantique Ancien. Ceci est notamment observable sur le site du Hohberg (Fig. 3.9).

Une nouvelle période d'instabilités de terrain accrues met fin aux 4000 ans de calme relatif. Cette période s'étend de 6250 à 4800 cal BP et démontre l'existence de multiples instabilités de terrain sur les sites du Hohberg, de Falli Hölli et de Schlossisboden (Fig. 4.1). Les datations effectuées sur ces trois sites déterminent la présence d'instabilités de terrain de type coulées de boue et glissements de terrain se succédant les uns aux autres dans le temps. Comme nous l'avons déjà mentionné au chapitre 3.4.4, les événements dynamiques importants ayant affecté le site de Schlossisboden aux environs de 6100 cal BP pour-

raient avoir engendré la fermeture de la vallée de la Singine, avec, pour conséquence, la création du Lac Noir. Cette hypothèse sera exposée plus en détail dans le chapitre 5. Il apparaît toutefois que le site du Hohberg présente également un signe d'activité durant cette période (Fig. 4.1). Des conditions environnementales et climatiques spécifiques pourraient donc avoir généré des instabilités de terrain importantes peu avant 6000 cal BP dans la région du Lac Noir, induisant des modifications considérables du paysage et de la morphologie de la vallée de la Singine.

Entre 4800 et 3600 cal BP, seuls deux événements instables sont décelés, sur les sites du Hohberg et de Falli Hölli (Fig. 4.1). Ce faible nombre de datations pourrait à nouveau déterminer une période d'activité réduite des instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises, de manière similaire à la période s'étalant de 10250 à 6250 cal BP.

Durant l'intervalle de temps compris entre 3600 et 2100 cal BP, de nombreux indices d'instabilités de terrain sont exposés par cinq des six sites étudiés (Fig. 4.1). En effet, seul le glissement de Villarbeney ne présente aucune datation correspondant à cette période. Les premiers événements sont enregistrés sur les sites

du Hohberg et de Falli Hölli, aux environs de 3450 cal BP. Des datations viennent ensuite confirmer la présence d'instabilités de terrain sur les autres sites localisés dans la région du Lac Noir, à savoir les sites de Schlossisboden, de la Pürrena et de Jaun (Fig. 3.1). Les instabilités de terrain, caractérisées par des coulées de boue, des laves torrentielles et des glissements de terrain, se succèdent temporellement d'un site à l'autre ou sur le même site. Mais il apparaît aussi clairement que certaines datations provenant de sites distincts déterminent des âges synchrones. C'est le cas notamment aux environs de 3100 cal BP, où pas moins de trois sites enregistrent la présence de mouvements de terrain. Il s'agit des sites de Falli Hölli, de Schlossisboden et de la Pürrena (Fig. 4.1). La fin de la période de fréquence élevée d'instabilités de terrain comprise entre 3600 et 2100 cal BP est marquée par une nouvelle apparition d'événements synchrones sur les sites étudiés. Cette phase se situe aux environs de 2500 cal BP et comprend notamment les cinq datations de Jaun, interprétées comme l'enregistrement d'une lave torrentielle majeure ayant recouvert le fond de la vallée du Jaunbach. A cela viennent s'ajouter des datations synchrones provenant des sites du Hohberg, de Falli Hölli et de Schlossisboden, qui confirment l'occurrence élevée d'instabilités de terrain vers 2500 cal BP dans les Préalpes fribourgeoises.

Les deux derniers millénaires sont également caractérisés par une période d'instabilités de terrain marquées, qui s'étend de 1700 à 300 cal BP (Fig. 4.1). Cette période se distingue notamment par de nombreuses instabilités de terrain affectant le site du Hohberg. En effet, une série de 15 datations se succèdent ou se superposent durant cet intervalle, induisant une fréquence élevée de mouvements de terrain pour ce site. Ces datations sont associées à des événements synchrones affectant plusieurs sites. C'est le cas notamment vers 650 cal BP, période à laquelle les sites du Hohberg, de Falli Hölli et de Schlossisboden présentent chacun des mouvements de terrain, de type glissements ou coulées de boue. Il est cependant important de relever que la période s'étalant de 1000 à 750 cal BP ne comporte qu'un nombre restreint de signes d'activités, comparés aux siècles antérieurs et postérieurs. En effet, seules 2 datations concernent cet intervalle, ce qui pourrait signifier une activité plus faible des instabilités de versant durant cette courte période.

La répartition temporelle des instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises au cours du Tardi-

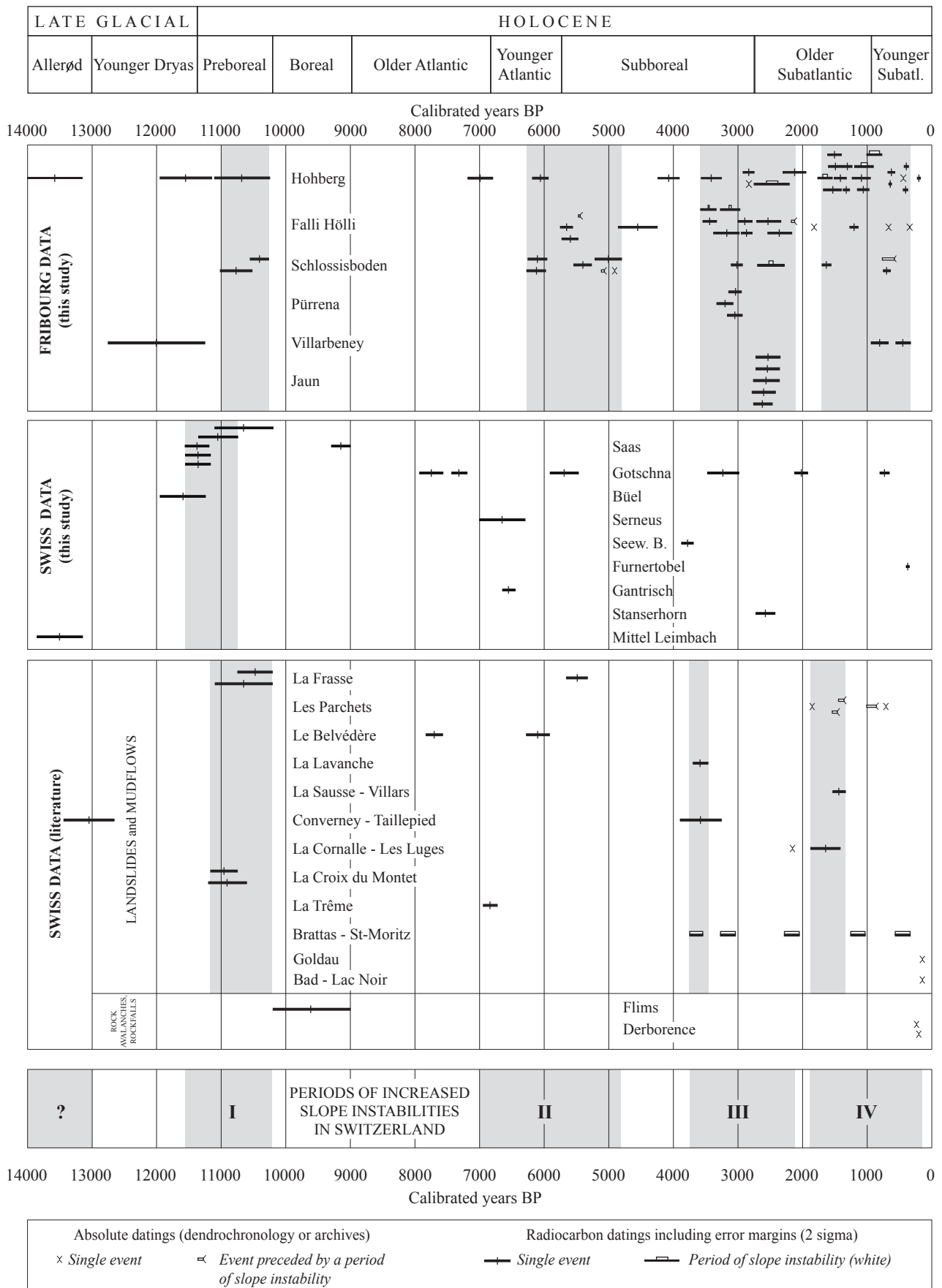
glaciaire et de l'Holocène présente une distribution hétérogène. En effet, la fréquence des instabilités de terrain, de type coulées de boue, laves torrentielles ou glissements de terrain, varie au cours des derniers 14'000 ans. La figure 4.1 illustre ces répartitions variables d'événements, et démontre la présence de quatre périodes caractérisées par des occurrences élevées d'instabilités de terrain. Le premier intervalle, compris entre 11'000 et 10'250 cal BP, met en évidence des mouvements précoces importants au début de l'Holocène. La période suivante n'apparaît que 4000 ans plus tard, s'étalant de 6250 à 4800 cal BP, durant l'Holocène moyen. Les deux dernières périodes d'instabilités accrues se mettent en place suite à la phase chaude de l'optimum climatique du Subboréal, et déterminent les intervalles de temps suivants: 3600-2100, et 1700-300 cal BP.

4.2 ACTIVITÉ POSTGLACIAIRE DES INSTABILITÉS DE TERRAIN EN SUISSE

La mise en commun, au chapitre 4.1, des datations d'instabilités de terrain provenant des sites d'étude du canton de Fribourg, a permis de préciser la distribution de tels phénomènes durant le Tardiglaciaire et l'Holocène. Quatre périodes, caractérisées par des fréquences élevées de mouvements de terrain, ont ainsi pu être déterminées pour le canton de Fribourg (Fig. 4.1). L'étape suivante est d'élargir la comparaison de tels phénomènes d'instabilités de terrain à l'ensemble du territoire suisse. En effet, de nombreuses datations de phénomènes gravitaires tels que coulées de boue, laves torrentielles, glissements de terrain ou éboulements, ont été réalisées sur des sites suisses et sont présentées ci-après.

4.2.1 Description des sites

La première comparaison est faite avec des datations inédites, associées à ce travail de doctorat et qui ont été présentées en détail dans le chapitre 3.8. Nous reprenons ainsi les données historiques provenant des sites du Prättigau, du Gantrisch, du Stanserhorn et de Mittel Leimbach (Fig. 3.37, 3.39 et 3.41). Les séries de datations obtenues sur les quatre sites respectifs sont illustrées sur la figure 4.2. Il ressort clairement que la répartition des datations des quatre sites suisses cités précédemment n'est pas régulière au cours des derniers millénaires. Le site de Mittel Leimbach met en évidence la présence de grands tassements de versant affectant les environs du lac de Zürich au cours



de l'Allerød (Fig. 4.2). Un signal d'événement synchrone est également décelé dans les Préalpes fribourgeoises, et plus précisément sur le site du Hohberg. Il s'agit dans ce cas de l'enregistrement d'un événement de coulée boueuse sur le versant du Hohberg. Les mouvements précoces du versant de Mittel Leimbach sont suivis par la série d'événements ayant affecté la vallée du Prättigau, et notamment le site de Saas, à la fin du Dryas Récent et durant le Préboréal (Fig. 3.38 et 3.40). Ces datations sont également synchrones avec des indices d'instabilités de terrain associées aux Préalpes fribourgeoises. En effet, l'intervalle de temps compris entre 12'000 et 10'000 cal BP est caractérisé par des phénomènes de mouvements de terrain affectant de manière synchrone les Alpes de Suisse occidentale et orientale. Il est toutefois important de noter que la période de fréquence élevée d'instabilités définies dans le canton de Fribourg, s'étalant de 11'000 à 10'250 cal BP, ne se corrèle pas exactement avec la période d'occurrence élevée d'instabilités dans la vallée du Prättigau. Cette dernière, comprise entre 11'550 et 10'750 cal BP, démontre en effet un décalage d'environ 500 ans par rapport à l'intervalle de fréquences élevées d'événements instables décelés sur les sites fribourgeois (Fig. 4.2).

Une série de cinq datations, réparties entre 7900 et 5500 cal BP, met en évidence des instabilités de terrain de type coulées boueuses, glissements de terrain et éboulements ayant concerné les versants de la vallée du Prättigau ainsi que le site du Gantrisch (Fig. 3.37 et 4.2). Cette succession d'événements montre également un décalage dans le temps par rapport à la période de fréquences élevées d'instabilités enregistrées dans le canton de Fribourg, définie entre 6250 et 4800 cal BP. La datation provenant du Gantrisch peut toutefois être assimilée à la série de datations fribourgeoises, du fait de la proximité de ce site et de la région du Lac Noir. Elle démontre dès lors la présence d'instabilités de terrain sporadiques précédant la période de 6250 à 4800 cal BP. Ceci est également soutenu par l'événement daté de 6990 \pm 190 cal BP provenant du site du Hohberg. Les six datations récentes obtenues sur les sites du Prättigau et du Stanserhorn correspondent

Fig. 4.2 Temporal distribution of slope instabilities in the canton of Fribourg and in Switzerland during Late Glacial and the Holocene. Grey-shaded rectangles delimit periods of increased slope instabilities. See figures 3.1, 3.37 and 4.3 for sites location. See text or figure 4.4 for Swiss data literature references. The five periods of increased slope instabilities in Switzerland are: 14'000-13'000, 11'600-10'200, 7000-4800, 3800-2100 and 1900-150 cal BP.

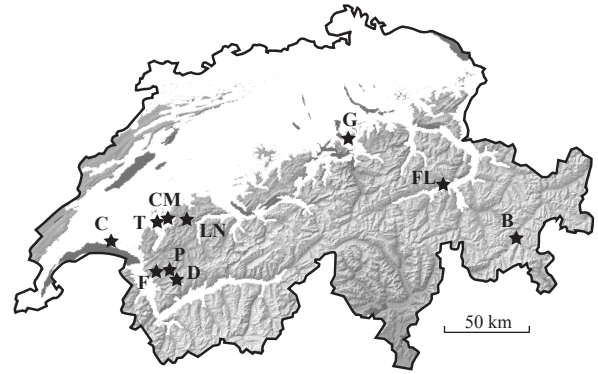


Fig. 4.3 Location of Swiss sites presenting historical data of slope instabilities (literature data). C: Converney-Taillepied, La Cornalle - Les Luges (VD), T: La Trême (FR), CM: La Croix du Montet (FR), LN: Bad - Lac Noir (FR), F: La Frasse (VD), P: Les Parchets, Le Belvédère, La Lavanche, La Sausse-Villars (VD), D: Derborence (VS), G: Goldau (SZ), FL: Flims (GR), B: Brattas - St-Moritz (GR).

en moyenne aux périodes de fréquences élevées de mouvements de terrain établies pour les Préalpes fribourgeoises. Elles attestent globalement l'existence de nombreuses instabilités de terrain au cours des derniers 4000 ans.

En complément des données suisses inédites présentées ci-dessus, nous prenons en compte une série de datations d'instabilités de terrain réalisées sur de multiples sites suisses et publiées dans la littérature. Les différents sites étudiés sont localisés sur la figure 4.3 et les datations associées à chaque site sont présentées sur les figures 4.2 et 4.4. Les sites et leurs datations respectives ne font l'objet que d'une description succincte dans les paragraphes suivants, en vue de permettre l'intégration des datations publiées dans cette analyse comparative de sites suisses.

Le site de **la Frasse** est localisé dans les Préalpes vaudoises, entre Aigle, Le Sépey et Leysin (Fig. 4.3). Il est caractérisé par des processus de glissements de terrain profonds, affectant une épaisseur de matériaux quaternaires oscillant entre 40 à 50 m dans le bas du versant et 60 à 100 m dans la partie supérieure du glissement (NOVERRAZ et al. 1998). Des datations au radiocarbone ont pu être effectuées sur trois fragments de bois prélevés dans des forages profonds (SCHÖNEICH 1998). Deux des échantillons étaient préservés à la base du glissement, et semblent correspondre à l'invasion du fond de la vallée par des masses glissées, au cours du Préboréal (Fig. 4.2; NOVERRAZ et al. 1998). Ils sont datés respectivement de 10'650 \pm 450 et 10'475 \pm 275 cal BP. Ces dates correspondent parfaitement

	Site	Canton	Longitude (m)	Latitude (m)	Altitude surf. (m)	Dated material	¹⁴ C Lab code	¹⁴ C years BP	Calibrated range cal years BP	Calibrated mean cal years BP
1	La Frasse (SCHOENEICH 1998)	VD	569720	133270	866	Wood	UZ-1374	9380 ±140	11100-10200	10650 ±450
			569800	133470	911	Fossil soil	UZ-2486/ETH-8480	9265 ±110	10750-10200	10475 ±275
			568743	134458	1209	Wood	CRG-584	4800 ±65	5660-5320	5490 ±170
2	Les Parchets (5 periods of increased landsliding) (SCHOENEICH et al. 1997)	VD	<i>579500</i>	<i>133200</i>	<i>1300</i>	Wood	<i>dendro</i>	-	1853	1853
			<i>579500</i>	<i>133200</i>	<i>1300</i>	Wood	<i>dendro</i>	-	1540-1450	1495 ±45
			<i>579500</i>	<i>133200</i>	<i>1300</i>	Wood	<i>dendro</i>	-	1450-1355	1402 ±48
			<i>579500</i>	<i>133200</i>	<i>1300</i>	Wood	<i>dendro</i>	-	1010-950	980 ±30
			<i>579500</i>	<i>133200</i>	<i>1300</i>	Wood	<i>dendro</i>	-	715	715
3	Le Belvédère (SCHOENEICH 1998)	VD	579290	133420	1320	<i>Fagus</i> sp.	ARC-757	6855 ±70	7840-7570	7705 ±135
			579250	133750	1385	<i>Abies</i> sp.	ARC-758	5295 ±80	6280-5910	6095 ±185
4	La Lavanche (SCHOENEICH 1998)	VD	575070	133660	1085	<i>Larix</i> sp.	ARC-453	3360 ±50	3700-3460	3580 ±120
5	La Sausse-Villars (SCHOENEICH 1998)	VD	570915	129030	1480	Wood	CRG-1014	1550 ±50	1540-1330	1435 ±105
6	Converney-Taillepied (NOVERRAZ & WEIDMANN 1983)	VD	<i>542200</i>	<i>152200</i>	<i>630</i>	<i>Pinus</i> sp.	B-2282	11100 ±140	13450-12650	13050 ±400
			541570	150720	390	Wood	CRG	3350 ±120	3900-3250	3575 ±325
7	La Cornalle-Les Luges (BERSIER et al. 1975)	VD	<i>547500</i>	<i>149200</i>	<i>600</i>	Wood	<i>dendro</i>	-	2159	2159
			<i>547500</i>	<i>149200</i>	<i>600</i>	Wood	B-2284	1740 ±100	1880-1410	1645 ±235
8	La Croix du Montet (PUGIN 1989)	FR	574730	163850	732	Wood	B-4972	9610 ±50	11170-10740	10955 ±215
			574730	163850	732	Wood	B-4973	9580 ±80	11200-10600	10900 ±300
9	La Trême (PUGIN 1989)	FR	567290	157190	1190	Wood	B-4974	6010 ±40	6950-6720	6835 ±115
10	Brattas-St-Moritz (5 periods of increased landsliding) (SCHLÜCHTER 1988)	GR	<i>784000</i>	<i>153000</i>	<i>2100</i>	Wood	-	-	600-350	475 ±125
			<i>784000</i>	<i>153000</i>	<i>2100</i>	Wood	-	-	1300-1050	1175 ±125
			<i>784000</i>	<i>153000</i>	<i>2100</i>	Wood	-	-	2300-2050	2175 ±125
			<i>784000</i>	<i>153000</i>	<i>2100</i>	Wood	-	-	3300-3050	3175 ±125
			<i>784000</i>	<i>153000</i>	<i>2100</i>	Wood	-	-	3750-3550	3650 ±100
11	Flims (VON POSCHINGER & HAAS 1997)	GR	<i>742000</i>	<i>186000</i>	<i>1100</i>	Wood	-	-	10200-9000	9600 ±600
12	Goldau (HEIM 1932)	SZ	<i>685500</i>	<i>213000</i>	<i>800</i>	Archives	-	-	(144)	(144)
13	Derborence (HEIM 1932)	VS	<i>583000</i>	<i>126000</i>	<i>1500</i>	Archives	-	-	(236)	(236)
			<i>583000</i>	<i>126000</i>	<i>1500</i>	Archives	-	-	(201)	(201)
14	Bad-Lac Noir (DUBAS 1991)	FR	<i>587500</i>	<i>168300</i>	<i>1050</i>	Archives	-	-	(146)	(146)

Fig. 4.4 Description of various Lateglacial and Holocene landslide, mudflow and rockfall events in Switzerland. Coordinates in italics represent mean or estimated location of sites. Radiocarbon dates are calibrated with a 2 sigma error, using the OxCal software. The periods of increased landsliding (sites 2 and 10) are based on series of dendrochronological and/or radiocarbon datings that are not detailed here.

avec les données obtenues sur les sites fribourgeois, et notamment les datations synchrones associées aux sites du Hohberg et de Schlossisboden, qui déterminent une période s'étalant de 11'000 à 10'250 cal BP (Fig. 4.2). Le troisième bois analysé à la Frasse exprime un âge plus récent: 5490 ±170 cal BP, mettant en évidence l'existence d'instabilités de terrain au début du Subboréal. Ce résultat est également synchrone avec la période d'instabilités de terrain accrues déterminée dans les Préalpes fribourgeoises proches. Nous observons ainsi une très bonne corrélation entre les données récoltées sur le site de la Frasse et les résultats obtenus sur les sites fribourgeois.

Le glissement des **Parchets** a fait l'objet d'études approfondies par SCHÖNEICH et al. (1997). Le site est

situé dans les Préalpes vaudoises, environ 10 km à l'est du site de la Frasse. Cinq périodes, caractérisées par une activité marquée du glissement, ont pu être précisées suite à la datation de nombreux échantillons de bois préservés dans la masse instable. Les bois ont fait l'objet de déterminations absolues par dendrochronologie ou de datations au radiocarbone. Les événements datés sur ce site déterminent les âges et périodes suivants: 1853, 1495 ±45, 1402 ±48, 980 ±30 et 715 cal BP (Fig. 4.4). Il s'agit donc d'événements ayant eu lieu à la fin de l'Holocène, et qui correspondent pour la plupart à la plus récente période d'instabilités élevées dans les Préalpes fribourgeoises, s'étalant de 1700 à 300 cal BP (Fig. 4.2). En effet, seul l'événement daté de 1853 cal BP sur le site des Parchets ne se corrèle pas avec l'intervalle de temps cité ci-dessus, car il intervient peu

avant le début des fréquences élevées de mouvements de terrain.

Des datations complémentaires d'instabilités de terrain, provenant de glissements de terrain localisés entre les sites de la Frasse et des Parchets, sont présentées par SCHÖNEICH (1998). Il s'agit des glissements du **Belvédère**, de la **Lavanche** et de la **Sausse-Villars** (Fig. 4.3). Les datations réalisées sur les trois versants sont situées dans l'Holocène moyen et supérieur. Les deux datations les plus anciennes proviennent du site du Belvédère, avec des âges de 7705 ± 135 et 6095 ± 185 cal BP (Fig. 4.4). Ces dates mettent en évidence l'existence de mouvements de terrain au cours de l'Holocène moyen. La date de 6095 ± 185 cal BP démontre une bonne corrélation avec le début de la période d'instabilités élevées dans le canton de Fribourg, comprise entre 6250 et 4800 cal BP (Fig. 4.2). En revanche, la date plus ancienne de 7705 ± 135 cal BP correspond à la période d'instabilités de terrain réduites s'étalant de 10'250 à 6250 cal BP. Cependant, comme nous l'avons mentionné au chapitre 4.1, il n'est pas exclu que des instabilités de terrain sporadiques aient pu avoir lieu durant cet intervalle de 4000 ans faisant suite au Préboréal. Le glissement de la Lavanche expose une datation de 3580 ± 120 cal BP déterminant un événement ayant affecté le versant à la fin du Subboréal. Cette datation correspond au début de la phase d'instabilités élevées comprise entre 3600 et 2100 cal BP associée aux sites fribourgeois. Le dernier site, celui de la Sausse-Villars, possède une datation récente de 1435 ± 105 cal BP. Cet âge est également corrélé avec le début d'une période de fréquences élevées de mouvements de terrain sur le canton de Fribourg, délimitées entre 1700 et 300 cal BP. Les trois sites du Belvédère, de la Lavanche et de la Sausse-Villars mettent en évidence des événements de glissements de terrain exposant pour la plupart des âges synchrones avec des instabilités de terrain localisées dans les Préalpes fribourgeoises proches. Cette observation est également applicable aux sites de la Frasse et des Parchets et semble démontrer une homogénéité des occurrences d'instabilités de terrain dans l'ensemble des Préalpes occidentales.

Deux sites de la rive nord du lac Léman ont démontré la présence d'instabilités de terrain au cours de l'Holocène. Le glissement de **Converney-Taillepie** est situé en amont des villes de Paudex et Lutry et s'étend sur environ 2.5 km, entre 750 et 370 m d'altitude (Fig. 4.3; NOVERRAZ & WEIDMANN 1983). Il constitue le glissement de terrain le plus important de la région du Lavaux, entre Lausanne et Chexbres. Deux

datations d'âges fort différents ont pu être effectuées sur ce site. La plus ancienne, réalisée sur un tronc de pin enfoui à une profondeur de 8 m dans la masse glissée, exprime un âge de $13'050 \pm 400$ cal BP (Fig. 4.4). Cette date implique l'existence de mouvements précoces majeurs suite au retrait du glacier du Rhône de la cuvette lémanique (NOVERRAZ & WEIDMANN 1983). Elle confirme la mise en place de mouvements de terrain importants en Suisse suite au retrait glaciaire, illustrée également sur les sites du Hohberg et de Mittel Leimbach (Fig. 4.2). L'âge du retrait glaciaire variant d'une région à l'autre du territoire suisse, il est normal que des âges variables soient obtenus sur des sites distincts spatialement. La deuxième datation réalisée sur le site de Converney-Taillepie est plus récente, puisqu'elle détermine un âge de 3575 ± 325 cal BP (Fig. 4.4). Il s'agit d'un fragment de bois prélevé sur la partie frontale du glissement. L'âge de ce bois et de l'événement instable associé à son enfouissement correspond au début de la période d'instabilités élevées enregistrée pour les Préalpes fribourgeoises entre 3600 et 2100 cal BP, et peut parallèlement être corrélé avec l'intervalle de probabilité de la datation du glissement de la Lavanche. Le glissement de **la Cornalle-Les Luges** est également situé sur le versant nord du lac Léman, à l'est du village d'Epesses (Fig. 4.3). Il s'étend sur plus de 1300 m de long, entre 770 et 370 m d'altitude (BERSIER et al. 1975). Deux crises paroxysmales ont pu être datées par l'analyse de deux troncs enfouis en profondeur dans la masse instable. Le premier tronc, un bois de chêne, a livré un âge absolu de 2159 cal BP pour la mort de l'arbre, grâce à une datation dendrochronologique (Fig. 4.3; BERSIER et al. 1975). Cet âge est synchrone avec la fin de la période d'activité élevée de mouvements de terrain dans les Préalpes fribourgeoises, définie entre 3600 et 2100 cal BP (Fig. 4.2). Le deuxième tronc, un pin, a fait l'objet d'une datation au radiocarbone, qui a livré un âge de 1645 ± 235 cal BP (Fig. 4.3; BERSIER et al. 1975). Cet âge, correspond, lui, au début de la période d'instabilités de terrain fréquentes dans le canton de Fribourg délimitée entre 1700 et 300 cal BP. Les deux glissements de terrain de la rive nord du lac Léman présentés ci-dessus présentent donc des datations mettant en évidence la présence de mouvements de terrain affectant les coteaux du lac Léman au Tardiglaciaire déjà, ainsi que durant l'Holocène supérieur. De plus les événements associés à ces datations témoignent d'une bonne corrélation avec la chronologie d'instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises, et notamment avec les périodes d'occurrences élevées de mouvements de terrain (Fig. 4.2).

Des datations de diverses instabilités de terrain ont également pu être réalisées dans le canton de Fribourg (PUGIN 1989), et apportent un complément fort intéressant aux données déjà nombreuses présentées dans les chapitres 4.1. Le premier site analysé par PUGIN (1989) est celui de **La Croix du Montet** (Fig. 4.3). Il se situe environ 1 km au sud du glissement de Villarbene, sur la rive orientale du Lac de la Gruyère (Fig. 3.1). Des dépôts graveleux de laves torrentielles sont observables sur ce site, indiquant la présence de crues importantes initiées dans le massif du Montsalvens, qui longe la bordure sud-est du Lac de la Gruyère. Deux morceaux de bois, préservés dans les dépôts de laves, ont pu être datés au radiocarbone et ont permis de déterminer l'âge des événements: $10'955 \pm 215$ et $10'900 \pm 300$ cal BP (Fig. 4.2 et 4.4; PUGIN 1989). Ces résultats indiquent donc l'existence d'instabilités de terrain de type laves torrentielles au début du Préboréal en bordure des Préalpes fribourgeoises (Fig. 4.3). Ces événements se mettent en place de manière synchrone avec l'augmentation d'instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises, relevée dans le chapitre 4.1 (Fig. 4.2). L'ensemble de ces données, appartenant à des sites spatialement proches, confirme la présence de mouvements de terrain importants au cours du Préboréal, suite à la récurrence glaciaire du Dryas Récent. Une autre datation a pu être obtenue par PUGIN (1989) au sud-ouest du Lac de la Gruyère, plus précisément dans le bassin versant de **la Trême** (Fig. 4.3). Un bois, récolté dans la moraine locale du glacier d'Enfer, a permis de dater un glissement de cette moraine. La datation ^{14}C de ce bois a révélé un âge de 6835 ± 115 cal BP pour ce glissement de terrain (Fig. 4.2 et 4.4). Cette datation vient confirmer l'existence d'instabilités de terrain sporadiques dans les Préalpes fribourgeoises au cours des siècles précédant la période de fréquences élevées comprise entre 6250 et 4800 cal BP (Fig. 4.2, Chap. 4.1). En effet, l'événement de la Trême est accompagné de celui du Hohberg, daté de 6990 ± 190 cal BP, et de celui du Gantrisch, daté de 6545 ± 95 cal BP.

Le versant de **Brattas** (Fig. 4.3), situé au-dessus de la ville de St-Moritz, en Engadine (Grisons), est caractérisé par divers types d'instabilités de terrain. Des phénomènes de chutes de blocs et éboulements affectent la partie supérieure du versant, favorisés par la karstification et l'altération de couches sédimentaires triasiques constituant le massif rocheux de Sass Runzöl (SCHLÜCHTER 1988). Ces instabilités produisent un grand volume de dépôts meubles dont la partie frontale est reprise par des processus complexes de glissements de terrain. Ces processus dynamiques combinés

sont actifs depuis des milliers d'années. Une chronologie de l'activité des glissements de terrain affectant le versant a pu être précisée par SCHLÜCHTER (1988), grâce à l'analyse et la datation de plusieurs niveaux de paléosols (tourbe) et de bois enfouis dans les masses glissées. Cinq périodes caractérisées par des fréquences élevées d'instabilité ont ainsi pu être déterminées pour le versant de Brattas. Ces périodes sont distribuées au cours des derniers 3800 ans, et démontrent des recouvrements avec les datations d'instabilités de terrain ayant affecté la vallée du Prättigau au cours de l'Holocène supérieur (Fig. 4.2). En effet, des événements synchrones ont lieu sur les deux sites vers 3700, 3200, 2100 et 400 cal BP. De manière générale, les données récoltées sur le site de Brattas – St-Moritz mettent en évidence une activité marquée des instabilités de versant au cours des derniers 3800 ans. Cette observation est également valable pour les datations provenant des Préalpes fribourgeoises, dont une grande partie témoigne clairement d'une activité élevée d'instabilités de terrain entre 3600 et 300 cal BP, avec toutefois une accalmie autour de 2000 cal BP, soit au milieu du Subatlantique Ancien. De plus, les périodes d'instabilités élevées, déterminées en Engadine, montrent une corrélation avec des variations climatiques, enregistrées notamment sous la forme d'oscillations glaciaires. En effet, les périodes de fréquences élevées de glissements de terrain correspondent à des phases d'avancées glaciaires régionales (SCHLÜCHTER 1988). La considération des facteurs influençant la probabilité d'occurrence des instabilités de terrain sera traitée dans le chapitre 6. Toutefois, nous pouvons d'ores et déjà relever l'impact important des oscillations climatiques sur l'activité des instabilités de terrain.

En dernier lieu, nous intégrons dans notre démarche comparative d'instabilités de terrain, une série de cinq éboulements historiques suisses. Le premier événement pris en compte est le grand écroulement de **Flims** (Fig. 4.3), considéré comme le plus volumineux de tout l'arc alpin (VON POSCHINGER & HAAS 1997). Cet événement majeur, ayant affecté une surface considérable de la vallée du Haut-Rhin, entre Ilanz et Tamins (Grisons), aurait mobilisé entre 10 et 12 km³ de matériel rocheux. L'écroulement était jusqu'à récemment attribué au Tardiglaciaire. Cependant, la découverte et la datation au radiocarbone de fragments ligneux préservés sous le front des dépôts ont permis de caler l'âge de l'écroulement entre $10'200$ et 9000 cal BP (Fig. 4.4; VON POSCHINGER & HAAS 1997). L'événement s'est donc produit au début de l'Holocène, au cours du Boréal. Cet événement extrême se situe temporellement après la phase d'instabilités élevées déter-

minée sur l'ensemble de la Suisse et comprise entre 11'500 et 10'200 cal BP (Fig. 4.2). L'ampleur de l'écroulement implique une déstabilisation affectant profondément le massif rocheux du versant. Ceci peut expliquer le retard de réaction de ce type d'événement extrême suite au réchauffement brutal de la fin du Dryas Récent, par rapport aux réactions plus directes de processus tels que glissements de terrain, coulées de boue ou laves torrentielles. Les dernières données historiques présentées dans ce chapitre concernent des éboulements ou glissements récents, étant survenus au XVIII^e et au début du XIX^e siècle. Il s'agit du glissement rocheux de **Goldau**, daté de 1806 AD (144 cal BP; HEIM 1932), des deux éboulements successifs de **Derborence**, survenus en 1714 et 1749 AD (236 et 201 cal BP; HEIM 1932), et du glissement de terrain du **Bad – Lac Noir**, daté de 1804 AD (146 cal BP; DUBAS 1991; Fig. 4.2, 4.3 et 4.4). Ces événements ont concerné des volumes de roche importants: 40 à 45 millions de m³ pour l'événement de Goldau (HEIM 1932), et environ 52 millions de m³ pour l'ensemble des deux éboulements de Derborence (GARAZI & MORET 1999). Ces événements sont concentrés sur une période de moins de 100 ans, qui fait suite à la période d'instabilités de terrain comprise entre 1700 et 300 cal BP, établie pour les Préalpes fribourgeoises.

4.2.2 Interprétation

La majorité des datations présentées dans la figure 4.2 sont associées à des instabilités de terrain de type glissements de terrain, coulées de boue ou laves torrentielles. Les quelques datations d'éboulements, notamment celles concernant les sites de Flims, Goldau, Derborence et Bad-Lac Noir, déterminent des périodes d'activité qui ne se corrélaient pas avec les périodes de fréquences élevées de glissements de terrain, coulées de boue ou laves torrentielles. Il apparaît ainsi clairement que les processus de chutes de blocs, d'éboulements ou d'écroulements réagissent différemment aux variations des conditions environnementales, comme par exemple les oscillations climatiques. Sans vouloir lancer trop en avant le débat sur l'importance du rôle de facteurs externes sur l'activité des instabilités de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, nous souhaitons toutefois amorcer dans ce chapitre l'existence de différences de réaction entre les phénomènes de chutes de blocs, éboulements et écroulements, et les phénomènes de glissements de terrain, coulées de boue et laves torrentielles. L'influence de facteurs externes dans l'initiation et le développement d'instabilités de versant sera traité de manière plus approfondie dans le chapitre 6.

La compilation de nombreuses datations d'instabilités de terrain provenant des Préalpes fribourgeoises et de datations inédites ou publiées, provenant de sites suisses, permet d'établir une nouvelle chronologie de l'activité des mouvements de terrain en Suisse au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Nous considérons, dans la figure 4.2, l'existence certaine de quatre phases de fréquences élevées d'instabilités de terrain pour l'ensemble de la Suisse et proposons la prise en compte d'une phase précoce, antérieure à ces quatre phases. Toutes ces périodes sont établies sur la base des datations et interprétations présentées dans les chapitres 4.1 et 4.2. La phase précoce (**Phase ?**), comprise entre 14'000 et 13'000 cal BP, est associée à l'émergence de déstabilisations de versants suite au retrait glaciaire du Plateau suisse et des vallées alpines. Trois sites suisses sont concernés par de tels indices d'instabilités de terrain, il s'agit du Hohberg, de Mittel Leimbach et de Converney-Taillepiéd (Fig. 4.2). Etant donné le nombre restreint de datations existantes pour cette période, nous définissons avec réserves cette phase précoce, dont l'existence devrait être validée par des datations supplémentaires. Cet intervalle primaire succède à un réchauffement brutal qui survient vers 14'500 cal BP (GROUSSET 2001). La première période d'instabilités accrues, considérée comme certaine, s'étend de 11'600 à 10'200 cal BP (**Phase I**, Fig. 4.2). Les deux premières périodes sont donc isolées l'une de l'autre par le Dryas Récent et sa récurrence glaciaire. La phase I s'étend de la fin du Dryas Récent à la fin du Préboréal. De nombreuses instabilités sont enregistrées en Suisse au cours de cet intervalle de temps, qui sont probablement liées au réchauffement rapide survenu à la fin du Dryas Récent. Nous développons plus en détail la relation entre instabilités et climat au chapitre 6.2. Une longue période de fréquence réduite de mouvements de terrain fait suite à la phase I. En effet, entre 10'200 et 7000 cal BP, seuls quelques sites suisses sont concernés par des instabilités de terrain, dont toutefois le grand éboulement de Flims (Fig. 4.2). Il est fort probable que des conditions environnementales plus clémentes aient régné durant cet intervalle de plus de 3000 ans, favorisant la stabilité des versants.

La seconde période (**Phase II**), comprise entre 7000 et 4800 cal BP, démontre la présence d'instabilités de terrain au cours de l'Holocène moyen, chevauchant la fin de l'Atlantique Ancien et le début du Subboréal (Fig. 4.2). L'existence d'événements instables sporadiques au cours des siècles précédant cette période, et provenant de divers sites suisses, laisse augurer une augmentation progressive des mouvements de terrain à partir de 8000 cal BP, débouchant

sur un paroxysme d'activité déterminé par la phase II. La deuxième moitié de cette phase II est toutefois caractérisée par une fréquence plus élevée d'instabilités, tel que l'indique notamment les données des Préalpes fribourgeoises. Il semble ainsi exister une évolution vers des fréquences de mouvements de terrain plus élevées entre le début et la fin de la phase II. Celle-ci est suivie par une période de plus de 1000 ans qui n'expose que de rares signes d'instabilités de terrain. Ces indices d'instabilités proviennent uniquement des Préalpes fribourgeoises. Il s'avère donc qu'entre 4800 et 3800 cal BP, des conditions environnementales spécifiques règnent sur la Suisse, et engendrent une augmentation de la stabilité des versants. La description et l'interprétation de ces conditions seront présentées dans le chapitre 6. Il est cependant important de relever cette quasi absence de mouvements de terrain au milieu du Subboréal.

La troisième période (**Phase III**) de fréquences élevées d'instabilités de terrain en Suisse s'étend de 3800 à 2100 cal BP (Fig. 4.2). Elle comporte de multiples enregistrements de mouvements de terrain provenant de dix sites distincts distribués sur l'ensemble de la Suisse. L'intervalle de 1650 ans défini par cette période démontre l'existence d'une activité continue et soutenue des mouvements de terrain entre la fin du Subboréal et le début du Subatlantique Ancien. Cette phase III est suivie de près par la plus récente période d'activité accrue d'instabilités de terrain (**Phase IV**). En effet, seuls 200 ans séparent la phase III de la phase IV, durant lesquels seuls de rares sites exposent des signes de mouvements de terrain. Une analogie peut être considérée avec la période de calme relatif d'instabilités de terrain comprise entre les phases II et III, qui exprime toutefois une durée plus importante. La phase IV présente, tout comme la phase III, de nombreux enregistrements de mouvements de terrain ayant concerné au moins douze sites suisses. Les phases III et IV témoignent de l'existence d'instabilités de terrain nombreuses et fréquentes au cours des quatre derniers millénaires. L'interprétation de la répartition temporelle des cinq phases d'instabilités accrues au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène en Suisse sera développée au chapitre 6, avec la prise en considération et l'intégration de paramètres externes, tels que les variations climatiques ou l'évolution de la végétation, qui jouent un rôle primordial sur la probabilité d'occurrence des mouvements de terrain. Ce chapitre 4.2 a permis de préciser la chronologie des instabilités de terrain en Suisse durant le Tardiglaciaire et l'Holocène. Nous proposons dans le chapitre suivant d'étendre les corrélations effectuées pour le territoire suisse à l'Eu-

rope, en intégrant les résultats de recherches similaires réalisées sur des sites européens.

4.3 ACTIVITÉ POSTGLACIAIRE DES INSTABILITÉS DE TERRAIN EN EUROPE

Dans ce chapitre, nous proposons de comparer les résultats obtenus dans le chapitre 4.2, à savoir une nouvelle chronologie des instabilités de terrain en Suisse au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, avec des données provenant de sites d'étude européens. Divers programmes de recherche européens se sont développés ces dernières années, ayant pour but de regrouper le maximum de données existantes concernant l'étude des instabilités de terrain, et de déterminer la nature du contrôle climatique sur les instabilités. La majorité des données prises en considération ci-après proviennent de MATTHEWS et al. (1997), qui rassemblent les résultats de nombreuses recherches présentées lors du workshop "Rapid Mass Movement", à Mayence, en octobre 1993.

De multiples données sur l'activité des glissements de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène ont pu être établies dans divers pays européens, et sont présentées dans la figure 4.5. Les sites étudiés témoignent d'une distribution spatiale conséquente, s'étalant du nord de l'Espagne (chaîne cantabrie et Pyrénées) aux Carpathes, concernant au passage l'Italie du sud et du nord, les Alpes occidentales et bavaoises, le Rhin septentrional ainsi que le Royaume-Uni. La chronologie des périodes d'instabilités de terrain élevées en Suisse, déterminée au chapitre 4.2, est également illustrée dans la figure 4.5, afin de permettre une meilleure comparaison des données suisses et européennes. La distribution de ces données met en évidence certaines occurrences synchrones d'instabilités de terrain au sein de l'Europe.

Une très bonne corrélation apparaît entre les données suisses établies au chapitre 4.2 et les résultats provenant de l'Italie du nord (H) et des Alpes occidentales (D; Fig. 4.5). En effet, la répartition de plusieurs périodes d'instabilités accrues dans ces régions démontre des correspondances avec les phases I, II, III et IV d'instabilités fréquentes, déterminées pour la Suisse. De bonnes comparaisons sont également observables entre les données suisses et celles obtenues en Espagne du nord (K), dans la chaîne cantabrique (G) et dans les Pyrénées (F). Les instabilités de terrain enregistrées dans les Carpathes (J) témoignent d'une correspondance partielle avec les données suis-

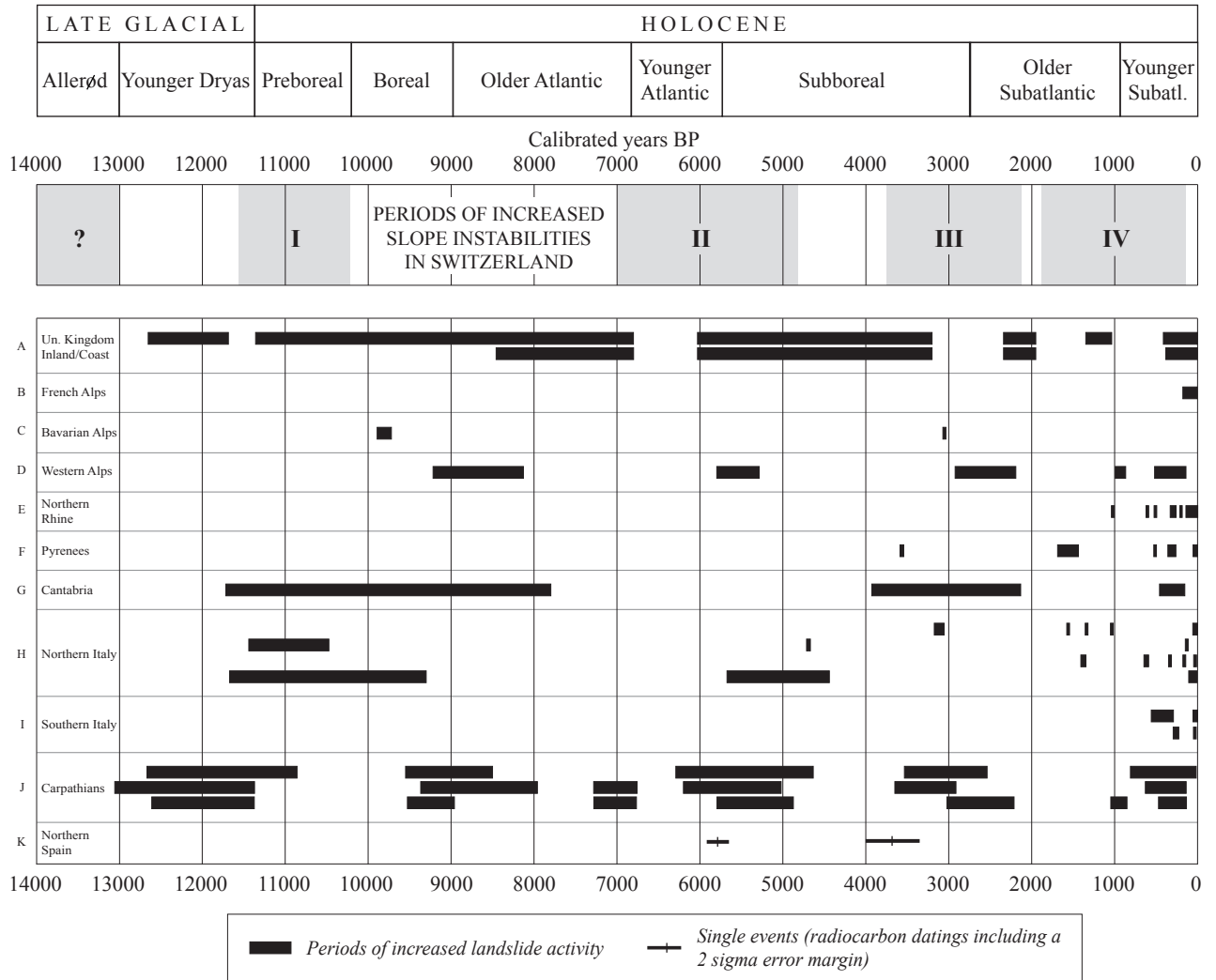


Fig. 4.5 Temporal distribution of landslide activity in Europe during the Late Glacial and the Holocene (BERRISFORD & MATTHEWS 1997 after: BRUNSDEN & IBSEN 1997 - data A-B-C-F-G-H-I, ABELE 1997 - data C, JORDA 1983 - data D, GRUNERT & HARDENBICKER 1997 - data E, MANTOVANI 1997 - data H, PANIZZA et al. 1997 - data H, RODOLFI 1997 - data H, SORRISO-VALVO 1997 - data I, ALEXANDROWICZ 1997 - data J, STARKEL 1997 - data J and STARKEL 1985 - data J; JIMÉNEZ SÁNCHEZ et al. 1999 - data K).

ses. En effet, les activités de glissements de terrain postérieurs à 7000 cal BP se corrèlent parfaitement avec les données suisses, tandis que les périodes d'instabilités accrues situées à la fin du Tardiglaciaire et au début de l'Holocène correspondent à des périodes de calme relatif des instabilités de terrain en Suisse. La distribution temporelle des instabilités de terrain à la transition Tardiglaciaire-Holocène étant fortement liée à l'évolution des environnements glaciaires et proglaciaires locaux à régionaux, il est tout à fait concevable d'obtenir des disparités d'occurrence des instabilités de terrain en Europe au cours de cette période. Des corrélations de moins bonne qualité apparaissent entre les données suisses et celles collectées en Italie du sud (I), dans les Alpes bavaroises (C), le Rhin septentrional (E) et surtout le Royaume-Uni (A; Fig. 4.5). La distri-

bution des instabilités de terrain en Angleterre démontre même une diachronie notoire avec la répartition des données suisses. Il apparaît ainsi que l'activité des glissements de terrain en Europe du nord au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène diffère passablement de celle de l'Europe centrale (occidentale et orientale). Des corrélations acceptables sont ainsi possibles sur un axe est-ouest entre l'occurrence des instabilités de terrain en Europe de l'ouest (Espagne du nord et Pyrénées), en Europe centrale (Alpes occidentales, suisses et italiennes) et en Europe orientale (Carpathes). A l'inverse, des discordances interviennent sur un axe européen nord-sud dans la comparaison des fréquences d'instabilités de terrain. Ces discrédances sont notamment fortement mises en évidence par les données provenant de l'Angleterre, qui déterminent

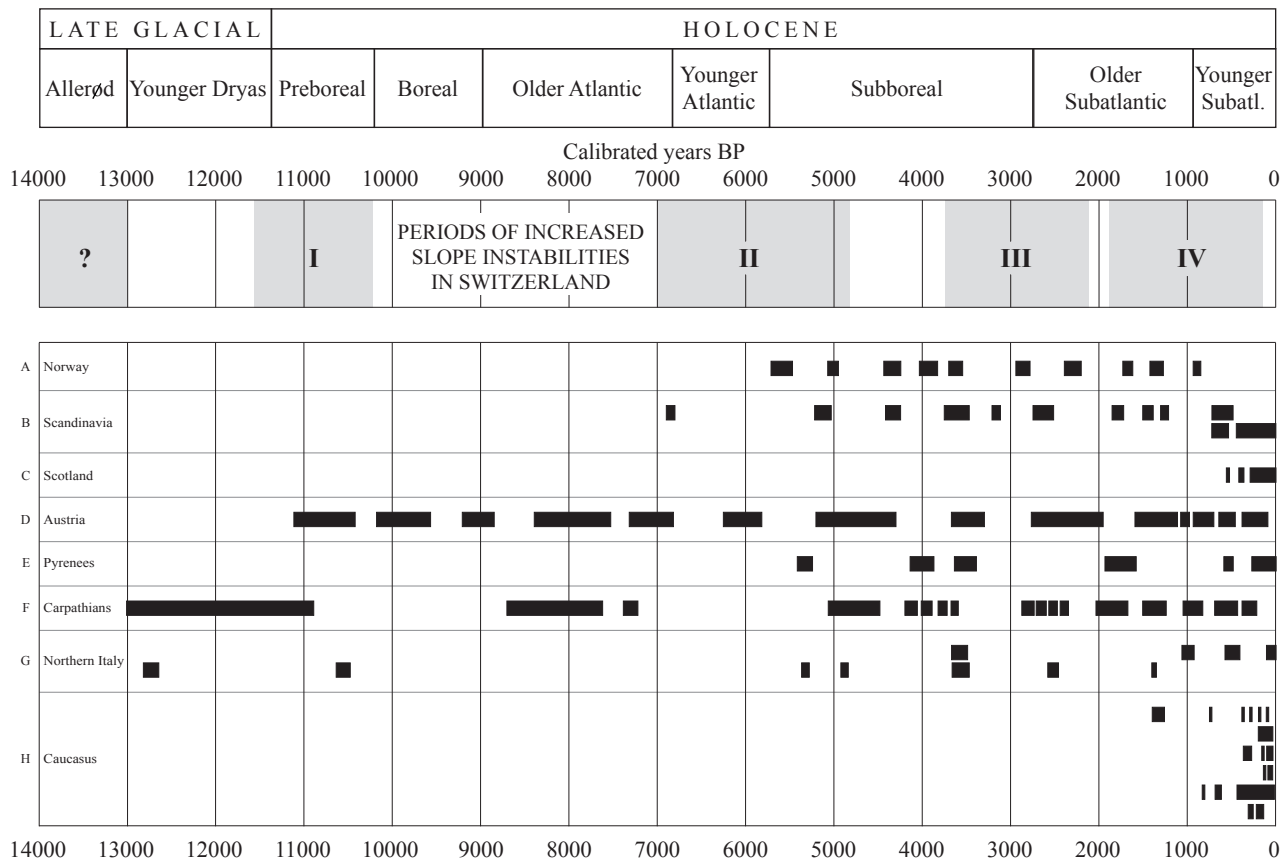


Fig. 4.6 Temporal distribution of debris-flow activity in Europe during the Late Glacial and the Holocene (BERRISFORD & MATTHEWS 1997 after: BLIKRA & NESJE 1997 - data A, JONASSON et al. 1997 - data B, INNES 1997 - data C, PATZELT, pers. comm. 1993 - data D, MOYA et al. 1997 - data E, KOTARBA & BAUMGART-KOTARBA 1997 - data F, STRUNK 1997 - data G, PANIZZA et al. 1997 - data G, SOLOMINA 1997 - data H, TURMANINA 1979 - data H, VOZOVIK & SALOVA 1976 - data H, GOLODKOVSKAYA 1988 - data H).

une chronologie et une évolution propres des mouvements de terrain dans cette partie septentrionale de l'Europe.

Ces observations, liées à la répartition de l'activité des glissements de terrain en Europe (Fig. 4.5), sont renforcées par l'intégration de données relatives à l'activité des coulées de débris en Europe, présentées sur la figure 4.6 (BERRISFORD & MATTHEWS 1997). En effet, des observations spatiales similaires peuvent être faites entre l'activité des instabilités de terrain en Suisse et la distribution des coulées de débris en Europe au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. De très bonnes corrélations apparaissent entre les données suisses et les événements datés en Italie du nord (G) et dans les Pyrénées (E). Les datations provenant des Carpathes démontrent, comme dans la figure 4.5, une bonne corrélation avec les données suisses en ce qui concerne l'Holocène terminal, tandis que les événements datant de la fin du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène interviennent à des périodes diachrones avec les résul-

tats suisses. Il est important de noter que la distribution temporelle des coulées de débris démontre une nette augmentation de la fréquence de ces événements après 6000 cal BP (Fig. 4.6), qui, selon BERRISFORD & MATTHEWS (1997), pourrait être liée à des changements climatiques, tels que l'augmentation des précipitations ou l'apparition de périodes de fontes des neiges plus intenses. Cette affirmation doit cependant être considérée avec prudence du fait du nombre beaucoup plus restreint de données anciennes, lié aux contraintes de prospection de matériel "vieux". Il est en effet plus fréquent d'acquérir des données récentes, localisées souvent "en surface" sur les sites étudiés, que des données anciennes souvent associées à des profondeurs d'enfouissement importantes.

4.4 DISCUSSION

La compilation des nombreuses données existantes sur l'activité des instabilités de terrain dans le canton

de Fribourg (Chap. 4.1), dans l'ensemble de la Suisse (Chap. 4.2) et en Europe (Chap. 4.3) permet d'établir la série d'observations suivantes:

- La distribution temporelle des mouvements de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène varie en fonction du type d'instabilité. En effet, la chronologie des événements de glissements de terrain diffère de celle des événements de coulées de boue ou de débris, ou de celle d'éboulements. A l'échelle de la Suisse par exemple, les éboulements répertoriés démontrent une diachronie significative avec les périodes de fréquences élevées de glissements de terrain et de coulées de boue (Fig. 4.2). Au niveau européen, les coulées de débris présentent une nette augmentation de fréquence d'occurrence à partir de 6000 cal BP (Fig. 4.6), qui n'est pas mise en évidence de manière aussi nette par les processus de glissements de terrain (Fig. 4.5). Les différents types de phénomènes de mouvements de terrain répondent ainsi de manière variable aux changements environnementaux locaux, régionaux ou globaux, tels que les oscillations climatiques ou l'évolution de la végétation (Chap. 6). Il est donc judicieux de prendre en considération l'activité de phénomènes similaires lors de comparaisons temporelles d'instabilités de terrain.

- La répartition des instabilités de terrain dans le temps varie spatialement. A l'échelle du canton de Fribourg, bien que des périodes de fréquence élevée d'instabilités de terrain puissent être définies à l'aide des nombreuses données existantes, il apparaît cependant que chaque site étudié présente des particularités et caractéristiques propres, liées aux conditions topographiques, géotechniques ou hydrogéologiques des sites. En effet, plusieurs datations associées à des sites distincts se démarquent de la tendance générale et indiquent l'existence de mouvements de terrain sporadiques sur un site unique. Cette observation est également applicable à la série de datations suisses. Les sites suisses analysés démontrent l'existence de mouvements de terrain à des périodes fort différentes d'un site à l'autre. Des tendances claires permettent d'établir quatre phases d'activité élevée d'instabilités de terrain, mais ces tendances restent néanmoins basées sur une grande diversité de dates associées à des mouvements de terrain. Au niveau européen, des corrélations peuvent être établies entre les données de différents pays, comme par exemple l'axe est-ouest reliant l'Europe de l'ouest (Espagne du nord et Pyrénées), l'Europe centrale (Alpes occidentales, suisses et italiennes) et l'Europe orientale (Carpathes). En revanche des disparités évidentes limitent fortement l'analogie des occurrences

d'instabilités de terrain sur un axe européen nord-sud. Il s'avère donc impossible de formuler des généralités quant à la distribution temporelle et spatiale des instabilités de terrain à l'échelle de l'Europe entière, mais des corrélations à des échelles régionales peuvent être envisagées.

- De nombreuses séries de données permettent de caractériser l'activité des instabilités de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, tant à l'échelle de la Suisse qu'à l'échelle européenne. Cependant, la qualité de ces données peut fortement varier, du fait des diverses méthodes de prospection et de datations réalisées sur chaque site d'étude. Un travail important doit être fourni dans le traitement de ces données afin de pouvoir envisager des comparaisons fiables et acceptables.

- De plus, les contraintes liées à la prospection de matériel datable engendrent l'acquisition d'une majorité de données concernant des événements répartis sur l'Holocène moyen et supérieur. Les observations et interprétations de l'activité des instabilités de terrain sont donc réalisées à des résolutions variables en ce qui concerne l'intervalle de temps comprenant le Tardiglaciaire et l'Holocène inférieur, et l'intervalle associé à l'Holocène supérieur.

- L'ensemble des données décrivant l'activité des instabilités de terrain en Suisse et en Europe témoignent en faveur de l'existence d'une influence considérable des changements climatiques sur les variations de fréquence des mouvements de terrain au cours du temps. Cette considération sera développée dans le chapitre 6, lors de l'intégration de données climatiques suisses et européennes couvrant le Tardiglaciaire et l'Holocène.

Ce chapitre 4 a permis, par étapes, de comparer des données à différentes échelles, tant spatiales que temporelles. Une nouvelle chronologie des instabilités de terrain pour le canton de Fribourg et pour la Suisse, couvrant le Tardiglaciaire et l'Holocène, a pu être déterminée, faisant ensuite l'objet de comparaisons avec des résultats obtenus au niveau européen. Il ressort de ces comparaisons de fortes similitudes, mais également de fortes disparités, dans la comparaison spatiale et temporelle de l'ensemble de ces données. Il est donc judicieux de rester prudent lorsque l'on compare des distributions de phénomènes d'instabilités de terrain, en se contraignant à comparer ce qui est comparable, sans vouloir aveuglément associer des données disparates et dissemblables.

5 - SIGNATURES PALÉOENVIRONNEMENTALES DANS LES SÉDIMENTS DU LAC NOIR

5.1 INTRODUCTION

Les nombreuses datations de mouvements de terrain réalisées dans les Préalpes fribourgeoises et présentées dans ce travail ont permis d'établir une nouvelle chronologie des processus d'instabilités de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Cependant, parallèlement à l'acquisition de données historiques sur l'évolution dynamique des versants, nous avons cherché à préciser la nature des changements environnementaux, tels que les variations climatiques et l'évolution du couvert végétal, ayant concerné les Préalpes fribourgeoises au cours des derniers 14'000 ans. Ceci, dans le but de déterminer les conditions environnementales ayant pu influencer de manière directe ou indirecte les variations d'occurrence d'instabilités de terrain au cours du temps. La détermination de multiples paramètres environnementaux a pu être réalisée par l'intermédiaire de l'étude approfondie des sédiments du Lac Noir (DAPPLES et al. 2002). La localisation du Lac Noir au sein des Préalpes fribourgeoises et à proximité des principaux sites d'étude d'instabilités de terrain (Fig. 3.1) est en effet idéale pour l'acquisition de données paléoenvironnementales locales. L'étude des sédiments fossiles et actuels du Lac Noir a ainsi permis de préciser l'origine du Lac Noir, mais également de définir le contexte évolutif de la végétation dans les environs du lac et d'apporter de nouvelles données sur le développement des sociétés humaines et leur impact sur le paysage et l'utilisation du sol dans la région du lac.

L'étude des sédiments lacustres fossiles s'est basée sur la réalisation d'un forage dans le lac, tandis que les

sédiments actuels ont fait l'objet de multiples prélèvements tout au long de deux sections traversant le lac transversalement et longitudinalement. Les résultats de ces campagnes d'échantillonnage sont présentés ci-après, avec toutefois une mise en valeur prédominante des analyses et résultats associés au forage profond, étant donnée la richesse des informations paléoenvironnementales que celui-ci a produit et la contribution importante que ces informations ont apporté à la problématique des instabilités de terrain dans le passé. Les deux campagnes de prélèvement ont été réalisées grâce à une collaboration appréciée avec l'Institut de Géobotanique de l'Université de Berne, et plus particulièrement avec le Prof. André F. Lotter, actuellement professeur au Laboratoire de Paléobotanique et de Palynologie de l'Université d'Utrecht, Pays-Bas.

Le Lac Noir est un lac de montagne (1046 m.) peu profond, présentant une morphométrie régulière du bassin et des rives faiblement inclinées. La profondeur d'eau maximale atteint 9 m 50 dans la partie nord du lac (Fig. 5.1, Planches 3-A et 3-B). La surface du lac est de 0.46 km², tandis que son bassin versant couvre une superficie de 19.7 km² (LOTTER et al. 1997). De nombreux cours d'eau se déversent dans le lac, provenant des reliefs environnants et drainant le bassin versant (Fig. 5.2). Ils engendrent la formation de deltas lacustres plus ou moins étendus, le plus important étant celui associé à la rivière Seeweidbach, sur la partie sud-ouest du lac (Fig. 5.1). Les débits respectifs de ces cours d'eau varient en fonction des saisons, avec notamment des écoulements fortement réduits voire arrêtés en période d'étiage. La végétation présente dans le bassin versant du lac est caractérisée

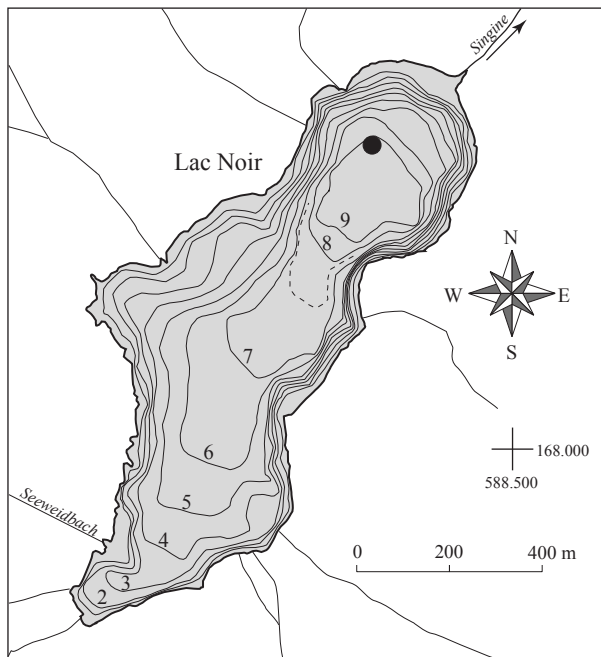


Fig. 5.1 Bathymetric map of Lac Noir, with depth-scale in metres (after LISTER 1989), and inflowing streams. The location of the drill-site is represented by the black dot (588.185/168.660).

par des forêts mixtes de conifères et de feuillus, et des zones de pâturages.

D'un point de vue géologique, le Lac Noir se situe sur le contact tectonique séparant la nappe des Préalpes Médiannes d'une étroite bande de Mélange (Fig. 5.2). Les Préalpes Médiannes concernent les parties centrale et méridionale du lac, tandis que l'extrémité nord du lac est associée au Mélange imbriqué entre les Préalpes Médiannes et la nappe du Gurnigel qui s'étend plus au nord (OSWALD & DAPPLES 2001). Ces unités tectoniques ont déjà fait l'objet de descriptions lithologiques et stratigraphiques dans le chapitre 3. Toutefois il est important de rappeler certaines caractéristiques qui s'avèrent importantes pour l'analyse et l'interprétation des sédiments lacustres. Le Flysch du Gurnigel, qui concerne le secteur nord du bassin versant du Lac Noir, est composé de roches à dominante siliciclastique, telles que des grès et des marnes. Les séquences de flysch montrent la présence de kystes de dinoflagellés tertiaires (VAN STUIJVENBERG 1979), qui présentent une grande utilité pour l'identification des apports de sédiments clastiques dans le lac, provenant de la nappe du Gurnigel, et donc plus précisément du compartiment nord du bassin versant du lac. Les formations stratigraphiques des Préalpes Médiannes sont caractérisées par une grande diversité de lithologies, incluant des roches carbonatées et argileuses, ainsi que des niveaux gypsifères, etc.; PLANCHEREL 1976).

5.2 FORAGE CAROTTÉ DU LAC NOIR

Les sédiments fossiles du Lac Noir ont pu être étudiés grâce à la réalisation d'un forage carotté, en mai 1999 (DAPPLES et al. 2002). Le choix du site de forage s'est basé sur l'observation de la morphologie du bassin et la répartition des cours d'eau et deltas sur la périphérie du lac. Le site de forage a ainsi été placé dans la zone la plus profonde du lac, qui concerne la partie nord du bassin (Coordonnées: 588185/168660; Fig. 5.1, Planches 3-B et 3-C), afin d'éviter au maximum des perturbations dans les dépôts sédimentaires, telles que la présence de dépôts turbiditiques, et d'obtenir ainsi un enregistrement sédimentaire relativement régulier et complet.

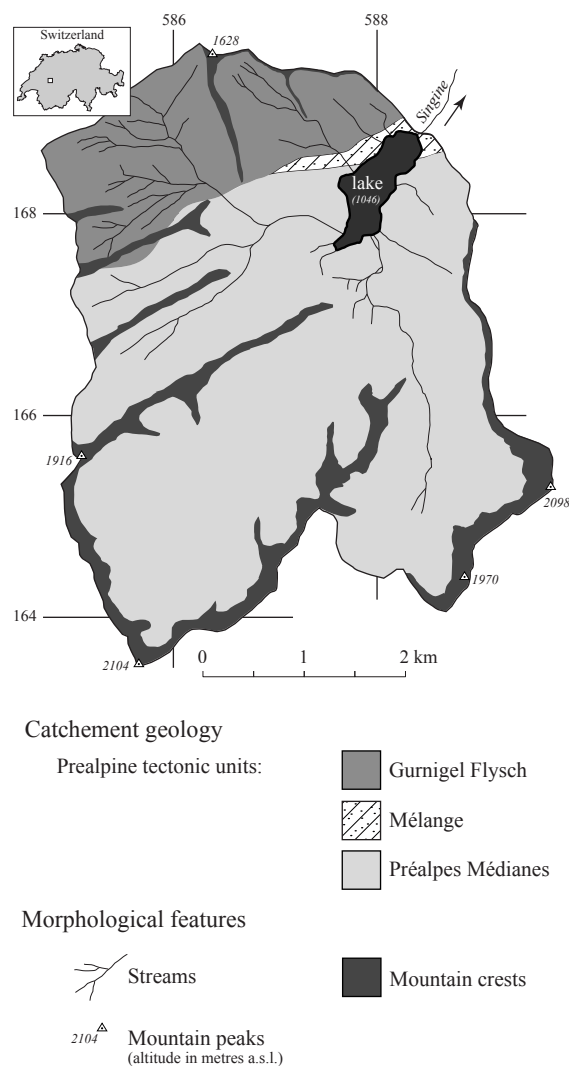


Fig. 5.2 Lac Noir drainage basin with its hydrographical and geological settings (after DAPPLES et al. 2002).

L'extraction des sédiments lacustres s'est effectuée à l'aide d'un foreur à piston modifié de type Livingstone (MERKT & STREIF 1970) appartenant à l'Institut de Géobotanique de l'Université de Berne, installé sur une plate-forme flottante. Les tubes de carottage utilisés par ce procédé possèdent un diamètre de 5 cm et mesurent 1 m de long, impliquant de faibles pertes de matériel au sommet et à la base de chaque carotte (Planche 3-D). C'est pourquoi deux forages ont été réalisés, espacés de quelques mètres, avec des profondeurs de carottages décalées de 50 cm entre les deux trous de forage, afin de pouvoir reconstituer la succession complète des sédiments lacustres. Une épaisseur totale de 12 m 85 de sédiments a pu être extraite, sous une tranche d'eau de 9 m 20. Chaque carotte prélevée a été recouverte de film plastique et placée entre deux gaines plastiques rigides, afin de favoriser la conservation du matériel et des structures sédimentaires. Puis, en laboratoire, à l'Institut de Géobotanique de l'Université de Berne, les carottes ont été partagées en deux sur la longueur et ont fait l'objet de relevés sédimentologiques. Les multiples prélèvements d'échantillons, nécessaires aux diverses analyses décrites dans le chapitre 5.4, ont été réalisés sur une des moitiés de carottes, permettant ainsi de préserver la seconde moitié intacte comme matériel de référence, conservé à l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg.

5.3 ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE DU LAC NOIR

Différents types de dépôts sédimentaires se succèdent tout au long des 12 m 85 de forage (DAPPLES et al. 2002). A la base du forage se trouvent des dépôts alluvionnaires sableux légèrement silteux, gris clair à beiges, non laminés et contenant des macrorestes végétaux et de fins débris de bois. Ces dépôts s'étendent entre 1285 et 1250 cm de profondeur (Fig. 5.3). La faible épaisseur de ces alluvions, liée aux contraintes de forage, limite passablement l'interprétation des environnements de sédimentation ayant caractérisé le fond de la vallée de la Singine avant la création du Lac Noir. Il aurait été fort intéressant de pouvoir prélever des sédiments enfouis plus profondément, afin de pouvoir préciser la nature du contexte paysager et morphologique dans lequel s'est formé le lac. Les alluvions sont recouvertes d'environ 30 cm de tourbe (entre 1250 et 1220 cm de profondeur) brun foncé à noire, dure, contenant une matrice argileuse, de nombreux débris végétaux noirs et quelques fragments de bois isolés. La succession des dépôts alluvionnaires

puis tourbeux permet de mettre en évidence la présence d'environnements de dépôts non-lacustres inondés ultérieurement, lors de la création du lac. Enfin, à partir de 1220 cm de profondeur, une sédimentation lacustre se met en place, caractérisée par la succession de divers types de séquences sédimentaires (Fig. 5.3):

- Des niveaux silto-argileux homogènes ou finement laminés apparaissent de manière dominante sur l'ensemble des sédiments lacustres du Lac Noir. Ils résultent du dépôt de particules fines présentes en suspension dans les eaux du lac, et apportées par les cours d'eau drainant le bassin versant du lac. La dispersion de ces particules fines dans les eaux du lac se fait par l'intermédiaire de la circulation de courants subaquatiques et de contrastes de densité des masses d'eau au sein du lac.

- De nombreux dépôts turbiditiques sont présents dans les sédiments analysés. Les séquences turbiditiques exposent un granoclassement typique, caractérisé par la présence de sédiments sableux à la base des séquences, évoluant vers des niveaux plus argileux au sommet. L'épaisseur de ces dépôts varie entre quelques millimètres à environ 15 cm. La distribution granulométrique associée aux séquences turbiditiques influence parallèlement la distribution minéralogique, avec une forte proportion de grains de quartz à la base des séquences, qui diminue vers le haut des turbidites, pour faire place à une fraction importante de minéraux argileux indifférenciés. La fréquence et l'épaisseur des turbidites augmente dans la partie supérieure des sédiments lacustres (Fig. 5.3). En effet, 36 séquences turbiditiques sont comptées dans les derniers 750 cm du forage, associés à un intervalle de temps de 2000 ans, tandis que seules 16 turbidites sont présentes dans les 470 cm inférieurs des sédiments lacustres, déterminant une période de 4300 ans (DAPPLES et al. 2002). L'interprétation de ces variations de fréquence et d'amplitude des turbidites sera présentée dans le chapitre 5.6.

- Un épais dépôt de lave torrentielle interrompt brusquement la distribution régulière des niveaux silto-argileux et de turbidites, entre 649 et 498 cm de profondeur. Ces matériaux grossiers sont caractérisés par des graviers, pouvant atteindre plusieurs centimètres de diamètre, enrobés dans une matrice sablo-silteuse. Quelques macrorestes végétaux, ainsi que des gastéropodes et des fragments de coquilles sont dispersés dans la moitié inférieure de la séquence grossière. Les dépôts ne présentent aucun granoclassement, et les éléments grossiers exposent des lithologies se rapprochant fortement des grès du Flysch du Gurnigel.

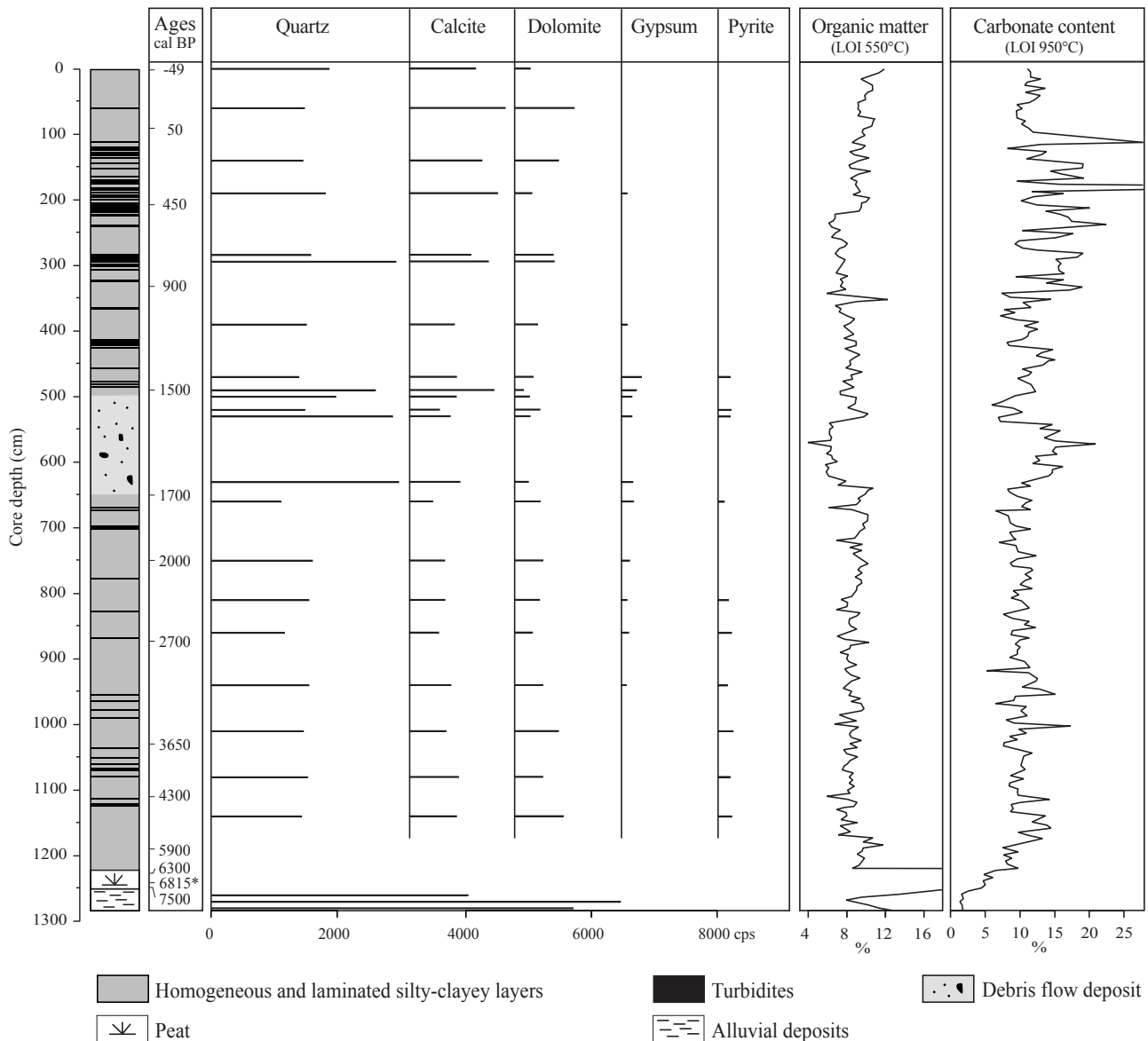


Fig. 5.3 Lithology of the 12.85 m long Lac Noir core, with the relative abundance of principal minerals (quartz, calcite, dolomite, gypsum and pyrite) and the percentages of organic matter (loss-on-ignition at 550 °C) and carbonate (loss-on-ignition at 950 °C). Ages are based on well-dated pollen profiles of the nearby Alps and Swiss Plateau (DAPPLES et al. 2002), as well as on one radiocarbon dating carried out on the bottom peat layer (* 6815 cal BP).

Ceci indique donc un très probable déclenchement de la lave torrentielle dans la partie nord du bassin versant du lac, caractérisée par la présence d'un substrat rocheux de Flysch du Gurnigel (Fig. 5.2).

5.4 ANALYSES ET RÉSULTATS

Différents types d'analyses ont été effectués sur les sédiments du Lac Noir, afin d'obtenir le maximum d'informations sur les conditions environnementales

ayant concerné le lac et sa région au cours des derniers millénaires. De nombreux échantillons ont ainsi fait l'objet d'analyses diverses, telles que la diffraction aux rayons X, la perte au feu, des mesures granulométriques, une datation au radiocarbonate et des déterminations palynologiques (DAPPLES et al. 2002).

5.4.1 Diffraction aux rayons X

La composition minéralogique de 24 échantillons prélevés dans les sédiments du Lac Noir a pu être déterminée à l'aide d'analyses au diffractomètre de

poudre. Les 24 échantillons récoltés ont été choisis de manière représentative de tous les types de lithologies exposés par les sédiments carottés, tels que les sédiments alluviaux et tourbeux de la base du forage, les séquences turbiditiques, le dépôt de lave torrentielle, ainsi que les niveaux lacustres silto-argileux. Ces échantillons n'ont dès lors pas été prélevés à des intervalles fixes. Chaque échantillon possédait un volume de 2 cm³. Le matériel a premièrement été séché, puis broyé au mortier, afin d'obtenir une fraction granulométrique moyenne d'environ 60 µm. Les poudres ont enfin été placées dans le diffractomètre Philips PW 1800 de l'Institut de Minéralogie de l'Université de Fribourg, et analysées à 40 kV et 40 mA, avec une radiation CuK α couvrant l'intervalle de 2° à 65° 2 θ . Cette méthode a permis d'obtenir des données semi-quantitatives quant à l'abondance relative de certains minéraux dans les sédiments du Lac Noir (Fig. 5.3).

L'analyse d'échantillons par diffraction aux rayons X a permis de déterminer un inventaire des principaux minéraux présents dans les sédiments du forage (Fig. 5.3). La présence de divers minéraux, tels que le quartz, la calcite, la dolomite, le gypse, la pyrite et un large spectre de phyllosilicates (montmorillonite, kaolinite, illite, muscovite, mixed-layers) a ainsi pu être décelée. Les analyses semi-quantitatives d'échantillons localisés à des profondeurs spécifiques indiquent une prédominance du quartz, résultant de l'apport détritique important par les cours d'eau du bassin versant du lac. La calcite et la dolomite sont également présentes, à l'exception des sédiments alluviaux localisés à la base du forage (Fig. 5.3). Ceux-ci résultent, en effet, de l'érosion des formations gréseuses du Flysch du Gurnigel, situées dans la partie nord-ouest du bassin versant du lac. Ces formations ne contiennent qu'une faible proportion de sédiments carbonatés par rapport aux sédiments siliciclastiques, et ne démontrent aucune présence de dolomite. Le gypse est uniquement présent dans les échantillons prélevés entre 940 et 190 cm de profondeur, et la pyrite apparaît entre 1140 et 470 cm de profondeur. Les phyllosilicates sont présents dans tous les échantillons analysés, mais expriment des abondances faibles par rapport aux minéraux cités précédemment.

5.4.2 Perte au feu

258 échantillons de 1 cm³, prélevés à des intervalles constants de 5 cm sur l'ensemble des sédiments du forage, ont été soumis à des mesures de perte au feu

(loss-on-ignition - LOI), afin de déterminer la fraction de matière organique et de carbonates contenus dans les sédiments du lac. La méthode utilisée pour ces analyses est basée sur les techniques et recommandations présentées par HEIRI et al. (2001) et les analyses ont été réalisées par André Lotter à l'Institut de Géobotanique de l'Université de Berne. La fraction de matière organique est déterminée suite à une cuisson du matériel à 550 °C durant 4 heures, au cours desquelles le carbone organique est transformé en CO₂ et en cendres. La teneur en carbonates est déterminée par cuisson du matériel à 950 °C durant 2 heures. La cuisson à 950 °C engendre un dégazage de CO₂ provenant des carbonates, dont il ne reste que des oxydes (CaO, MgO...). La perte de poids entre les cuissons à 550 et 950 °C correspond donc uniquement à la perte en CO₂ des carbonates. Une correction peut être apportée afin d'obtenir théoriquement le poids de carbonates de l'échantillon initial. Prenant en compte un poids molaire de 44 g/mol pour le CO₂, et de 60 g/mol pour les carbonates CO₃, il suffit de multiplier la perte de poids à 950 °C par 1.36 (=60/44) afin d'obtenir le poids théorique des carbonates de l'échantillon initial (HEIRI et al. 2001).

Les résultats obtenus par la méthode de perte au feu démontrent des fluctuations notoires des fractions de matière organique et de carbonates dans les sédiments du forage (Fig. 5.3). La courbe de perte au feu à 550 °C, représentant la fraction de matière organique, oscille globalement entre 6 et 10 %. Les valeurs les plus élevées atteignent 75 %, et sont exprimées par les niveaux tourbeux situés à la base du forage, entre 1223 et 1253 cm de profondeur. Les valeurs les plus basses sont, quant à elles, observées dans le dépôt de lave torrentielle compris entre 649 et 498 cm de profondeur. Le contenu en matière organique augmente dans les derniers 200 cm de sédiments lacustres (Fig. 5.3). Cette augmentation est très probablement liée au développement important de l'utilisation du sol aux environs du lac, durant les derniers 450 ans, caractérisée par un accroissement du lessivage de produits fertilisants vers le lac. La courbe de perte au feu à 950 °C, qui détermine la fraction de carbonates, est caractérisée par des oscillations irrégulières s'étalant de 8 à 20 % sur l'ensemble des sédiments lacustres. En revanche, les niveaux alluviaux et tourbeux situés à la base du forage expriment des contenus très faibles, avec respectivement 1 et 5 % de carbonates. Ces résultats se corrélaient avec les analyses minéralogiques semi-quantitatives, qui démontrent l'absence de minéraux carbonatés (calcite et dolomite) dans les sédiments alluviaux localisés à la base du forage.

5.4.3 Granulométrie

Les descriptions granulométriques des sédiments carottés ont été effectuées sur la base des catégories suivantes: argiles (< 2 µm), silts (2 à 63 µm), sables (63 µm à 2 mm) et graviers (2 à 63 mm). Ces déterminations granulométriques ont été intégrées dans le relevé détaillé des carottes de forage. Plusieurs échantillons de sédiments du forage ont été soumis conjointement à trois différents types d'analyses granulométriques. Nous avons en effet entrepris des tests de comparaison entre trois méthodes de détermination de fractions granulométriques, à savoir des mesures au sédimentomètre, réalisées à l'École d'Ingénieurs de Fribourg, des mesures au sédigraphe, effectuées à l'EAWAG, Dübendorf, et enfin des mesures laser, réalisées à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel. Les tests ont porté sur des échantillons communs, analysés respectivement à l'aide de chacune des trois méthodes. Les résultats obtenus dans le cadre de ce test comparatif ont mis en évidence des disparités importantes de la précision et de la qualité des courbes granulométriques obtenues pour chaque échantillon. Nous avons donc renoncé à poursuivre plus en avant la détermination systématique de la granulométrie des sédiments du Lac Noir.

5.4.4 Datation au radiocarbone

Une datation au radiocarbone a pu être effectuée sur un échantillon de tourbe prélevé entre 1244 et 1240 cm de profondeur, soit à la base du niveau tourbeux précédant les premiers sédiments lacustres. L'échantillon a été analysé par le Laboratoire de Radiocarbone de l'Institut de Physique de l'Université de Berne. La date obtenue pour ce fragment de tourbe est de 5990 ±30 BP. Après calibration de cet âge à l'aide du programme Oxcal (BRONK RAMSEY 1995), nous obtenons un intervalle de 6900-6730 cal BP, exprimant un âge moyen de 6815 ±85 cal BP (Fig. 5.3). Cet âge vient confirmer le cadre chronologique établi par les déterminations palynologiques présentées ci-dessous.

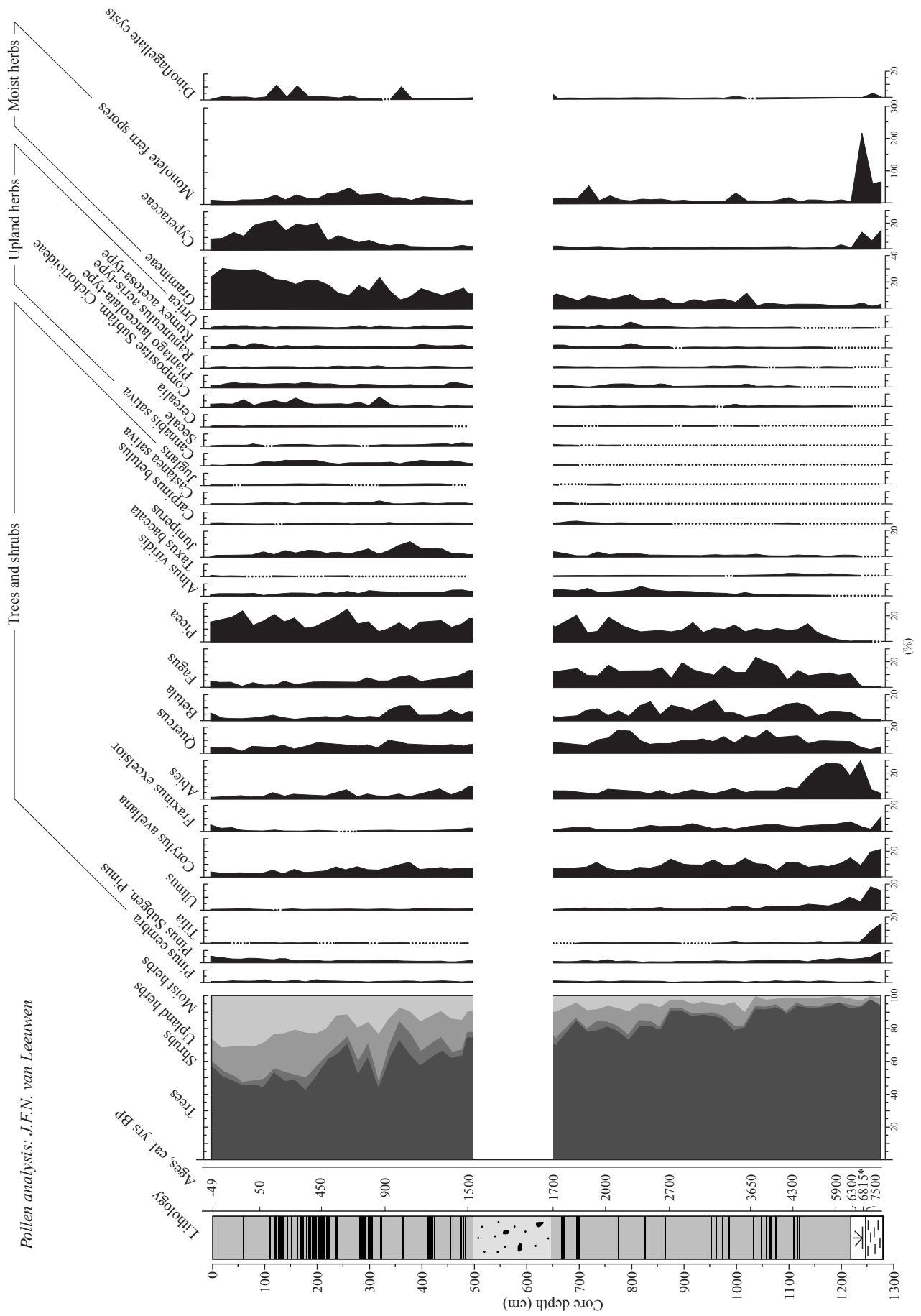
5.4.5 Palynologie

58 échantillons de 1cm³ ont été prélevés sur l'ensemble du forage, à des intervalles de 20 cm, excluant toutefois les dépôts détritiques importants tels que des turbidites et le dépôt de lave torrentielle, dans lesquels la part de matériel remanié est conséquente. Ces échantillons ont fait l'objet d'analyses palynologiques, précédées de méthodes de préparation standard, selon VAN DER KNAAP (2000). La préparation des

échantillons, les déterminations palynologiques ainsi que l'interprétation en terme d'évolution de la végétation et d'impact humain ont été réalisées par Jacqueline F.N. van Leeuwen et Willem O. van der Knaap, de l'Institut de Géobotanique de l'Université de Berne. Des pastilles de *Lycopodium* ont été ajoutées à chaque échantillon analysé, afin de déterminer les concentrations polliniques. Une moyenne de 400 à 500 grains de pollens a été prise en compte pour l'analyse de chaque échantillon. La somme des pourcentages de pollens (100%), présentée dans la figure 5.4, concerne des pollens arboricoles et non-arboricoles, excluant cependant les pollens de fougères, de plantes aquatiques et de dinoflagellés. Les résultats de cette étude palynologique des sédiments du Lac Noir sont présentés dans DAPPLES et al. (2002).

L'enregistrement palynologique des sédiments du Lac Noir débute à la fin de l'Atlantique Ancien, vers 7500 cal BP (Fig. 5.4). La base de la stratigraphie palynologique est associée au début de la zone pollinique CHb-7, qui correspond à une association régionale composée de *Fagus*, *Abies* et *Alnus* sp. (hêtre, sapin blanc et aulne, AMMANN et al. 1996). L'analyse pollinique démontre la présence d'une végétation caractérisée par des forêts de sapin blanc, de hêtre et d'épicéa au cours des derniers 7500 ans, au sein du bassin versant du Lac Noir. Par comparaison avec des diagrammes palynologiques bien documentés et datés, provenant de sites lacustres et palustres des Alpes proches ou du Plateau suisse, une chronologie a pu être définie pour les sédiments du Lac Noir (Fig. 5.4). Les datations antérieures à 2000 cal BP ont été obtenues par comparaison avec les chronologies palynologiques des sites suivants: Aegelsee (989 m; WEGMÜLLER & LOTTER 1990), Wachseidorn-Untermoos (980 m; HEEB & WELTEN 1972), Gänsemoos (795 m; WELTEN 1982) et Lobsigensee (514 m; AMMANN 1989). Des marqueurs chronostratigraphiques ont été utilisés pour les datations inférieures à 2000 cal BP (VAN DER KNAAP et al. 2000). Etant donné les distances associées aux différents sites de référence et les variations des contextes environnementaux de chaque site, les âges définis pour le Lac Noir peuvent comprendre de légers décalages avec les sites précités.

Fig. 5.4 Percentage pollen diagram from the 12.85 m long Lac Noir core, illustrating a selection of taxa (DAPPLES et al. 2002). Pollen analysis carried out by Jacqueline F.N. van Leeuwen, Institute of Plant Sciences, University of Bern. Ages are based on well-dated pollen profiles of the nearby Alps and Swiss Plateau, and on a radiocarbon dating (*). The white area delimits the debris flow deposit.



Une première datation, de 7500 cal BP, est attribuée au niveau de 1250 cm, caractérisée par une réduction des pollens de *Tilia* (tilleul), *Ulmus* (orme), *Pinus* (pin) et *Corylus* (noisetier), et l'augmentation des pollens d'*Abies* (sapin blanc; Fig. 5.4). L'augmentation de *Fagus* (hêtre) et la diminution d'*Ulmus*, vers 1230 cm de profondeur, correspondent à environ 6300 cal BP, tandis que l'apparition de *Picea* (épicéa) et une nouvelle diminution d'*Ulmus* vers 1190 cm sont datés d'environ 5900 cal BP. Comme cité précédemment, la datation au radiocarbone, effectuée sur un niveau de tourbe situé entre 1244 et 1240 cm de profondeur, permet de confirmer les chronologies établies par étude palynologique en ce qui concerne la base du forage. L'âge de 6815 ± 85 cal BP, déterminé pour cette tourbe, s'intercale en effet entre les deux datations de 7500 et 6300 cal BP déterminées à l'aide du spectre pollinique.

Les premiers indices de la présence de l'homme sont apportés par la diminution d'*Abies* conjointement avec l'augmentation de *Plantago lanceolata*-type (plantain lancéolé) et *Urtica* (ortie), aux environs de 1110 cm de profondeur. Ces changements interviennent vers 4300 cal BP. Ils sont suivis, à l'Age du Bronze, par de nouvelles influences anthropiques, caractérisées par l'augmentation de pollens non-arboricoles, et notamment des pollens d'herbe, associée à la présence humaine (e.g. Gramineae, Compositae subfam. Cichorioideae, *Plantago lanceolata*-type, *Rumex acetosa*-type, Cerealia). L'augmentation de ces espèces intervient vers 1030 cm de profondeur, et indique un âge de 3650 cal BP (Fig. 5.4). De tels assemblages sont observés dans de nombreux diagrammes palynologiques du Plateau Suisse et des Alpes. A 870 cm de profondeur, une élévation du taux de pollens d'herbes témoigne d'un impact anthropique important sur la végétation, daté d'environ 2700 cal BP grâce à l'apparition de *Carpinus* (charme).

L'apparition de *Castanea* (châtaigner), peu après *Juglans* (noyer), à 750 cm de profondeur, indique le début de la Période Romaine vers 2000 cal BP. L'influence anthropique augmente de manière importante vers 490 cm de profondeur, et est attribuée au Moyen Age (environ 1500 cal BP). Cette période est en effet marquée par la diminution d'espèces arboricoles telles que *Abies*, *Fagus*, *Picea* et *Fraxinus excelsior* (frêne). Les surfaces forestières sont progressivement remplacées par des pollens d'herbes, de *Cannabis* et de Cerealia, indicateurs de la présence et du développement de sociétés humaines. A 330 cm (environ 900 cal

BP) et 210 cm (environ 450 cal BP) de profondeur, l'impact humain s'intensifie avec le remplacement des surfaces boisées par divers types de cultures et prairies, et coïncide avec l'augmentation de la fréquence des turbidites dans le Lac Noir (Fig. 5.4). Enfin, le déclin de *Cannabis* à 90 cm de profondeur, détermine la fin du 19^e siècle AD (environ 50 cal BP).

5.4.6 Discussion

La courbe représentant l'évolution des kystes de dinoflagellés collectés dans les sédiments du Lac Noir (Fig. 5.4) expose différents pics de concentration. Ces organismes unicellulaires marins (JAN DU CHÈNE et al. 1975) proviennent de l'érosion des roches tertiaires du Flysch du Gurnigel. Cette unité étant présente uniquement dans la partie nord du bassin versant du lac (Fig. 5.2), l'apport de dinoflagellés dans le lac s'est donc effectué par l'intermédiaire des cours d'eau drainant la partie septentrionale du bassin versant. Il s'agit des quatre cours d'eau se déversant sur la rive nord-ouest du lac (Fig. 5.2). Un taux important de dinoflagellés est observable dans les sédiments alluviaux, ainsi que dans les derniers 400 cm du forage.

La transition entre les dépôts tourbeux et les premiers sédiments témoignant de la présence d'un environnement lacustre se situe vers 12 m 20 de profondeur. En tenant compte du contexte chronologique établi par les déterminations palynologiques, l'apparition des premiers sédiments lacustres intervient donc entre 6300 et 5900 cal BP (Fig. 5.4). La limite entre les dépôts tourbeux et lacustres se place 10 cm au-dessus du niveau daté de 6300 cal BP, et 30 cm au-dessous du niveau daté de 5900 cal BP. Il est cependant difficile de préciser la date de la création du lac sur la base des relations d'épaisseurs de sédiments tourbeux et lacustres. En effet, des différences importantes caractérisent les taux d'accumulation et surtout les taux de compaction de ces différents types de sédiments. Nous pouvons toutefois exclure que la mise en place du lac se soit effectuée juste après 6300 cal BP ou juste avant 5900 cal BP, en raison de la position éloignée de ces deux dates par rapport à la limite inférieure des sédiments lacustres. Nous proposons donc un âge compris entre 6200 et 6000 cal BP pour la création du Lac Noir. Cette hypothèse implique donc que l'origine du lac se situe bien après le retrait glaciaire de la vallée, et n'est en aucun cas liée à un environnement proglaciaire, tel que la présence d'un barrage morainique. La création du Lac Noir est donc liée à une obstruction massive et rapide du cours de la Singine par une suc-

cession de processus gravitaires importants et multiples, qui interviennent peu avant 6000 cal BP.

L'analyse de la morphologie du pied du versant de Schlossisboden, situé au nord du lac (Fig. 3.17), révèle la présence d'une topographie convexe témoignant de la présence de volumineux dépôts gravitaires. Comme nous l'avons déjà mentionné dans le chapitre 3.4.4, le versant de Schlossisboden a connu de nombreuses instabilités de terrain au cours de l'Holocène. Les datations effectuées sur ce site ont mis en évidence l'action conjuguée ou indépendante de phénomènes de coulées de boue, de laves torrentielles, de glissements de terrain et de chutes de blocs au cours des derniers millénaires. De plus, 2 datations, exprimant respectivement des âges de 6105 ± 145 et 6125 ± 145 cal BP, indiquent la présence d'un événement unique ou d'une série d'événements proches ayant affecté l'ensemble de la zone inférieure du versant de Schlossisboden. Ces événements ont très probablement engendré le dépôt de volumes importants de matériaux dans le fond de la vallée de la Singine. Ces âges correspondant parfaitement avec l'intervalle de temps proposé pour la création du Lac Noir, il est dès lors fort possible que les coulées de boue et glissements de terrain importants ayant eu lieu vers 6100 cal BP sur le site de Schlossisboden aient engendré la fermeture de la vallée. Cette obstruction brutale et massive du cours de la Singine aurait ainsi eu pour conséquence la formation du Lac Noir. Des indices d'activité de mouvements de terrain synchrones, provenant du site du Hohberg (Fig. 3.1 et 4.1), confirment l'hypothèse de l'existence d'instabilités de terrain accrues peu avant 6000 cal BP dans les Préalpes fribourgeoises. BÜCHI (1927) exprime également l'hypothèse du barrage de la Singine par le déclenchement de multiples laves torrentielles associées à des cours d'eau latéraux et l'activité de glissements de terrain, qui viennent déposer de grands volumes de matériaux au fond de la vallée de la Singine. Il est fort probable que les importants dépôts de coulées de boue et de glissements de terrain provenant de Schlossisboden aient été conjugués avec des dépôts de laves torrentielles issues du massif du Kaiseregg, en rive droite de la Singine. La préservation du Lac Noir jusqu'à nos jours implique qu'un volume considérable de matériaux se soit rapidement déposé au fond de la vallée, sans quoi, l'action érosive de la Singine aurait empêché toute fermeture de la vallée (Fig. 2.15). Les dépôts du front du versant de Schlossisboden, que nous considérons donc comme la cause principale du barrage de la vallée, s'étendent sur plusieurs centaines de mètres en aval du lac. Cette

configuration est très favorable à la pérennité du barrage, car elle exprime un rapport favorable entre la largeur et la hauteur de la digue et une pente douce qui limite l'action érosive de la Singine (SCHUSTER & COSTA 1986).

5.5 ÉCHANTILLONNAGE DE SURFACE

Une campagne d'échantillonnage des sédiments de surface du Lac Noir a eu lieu en janvier 2000, favorisée par la présence d'une épaisse couche de glace sur le lac. Les échantillonnages ont été effectués tout au long de deux transects sécants, illustrés sur la figure 5.5. La localisation des points de prélèvement sur la glace a pu être déterminée par l'utilisation de jumelles laser (Leica-GEOVID®) positionnées sur les rives de chaque transect. Des mesures de la profondeur d'eau par *echo-sounding* ont permis de prélever les échantillons à intervalles plus ou moins fixes de profondeur d'eau. Le premier transect s'étend du NNO au SSE, traversant la partie nord du lac. 23 échantillons ont été prélevés sur ce tracé, à des intervalles de profondeur d'eau de 1 m. Le second transect parcourt l'ensemble du lac sur sa longueur, du NE au SSO. 17 échantillons ont été collectés sur ce tracé, selon des intervalles de profondeur d'eau de 1 m 50 ou, dans la partie centrale et profonde du lac, à une distance régulière de 100 m. Cependant, l'épaisseur de glace étant fortement réduite aux abords de la limite sud de ce tracé longitudinal, les sédiments situés à des profondeurs d'eau inférieures à 3 m, proches de la rive, n'ont pas pu faire l'objet de prélèvements.

Des trous de 15 cm de diamètre, forés à travers la glace, ont permis de réaliser les prélèvements de sédiments. Des carottages des sédiments de surface ont ainsi été effectués à l'aide d'un tube de forage de type Kajak, présentant un diamètre de 8 cm (RENNBERG 1991). Les deux premiers centimètres de sédiments ont été prélevés, puis conservés dans des sacs plastiques. Différentes analyses ont été conduites sur les échantillons, telles que: déterminations minéralogiques par diffraction aux Rayons X, caractérisation des fractions de matière organique et de carbonates par mesures de perte au feu, analyses granulométriques et déterminations palynologiques.

Les profils présentés dans la figure 5.5 mettent en évidence la régularité de la morphologie du fond du lac, qui possède une profondeur maximale de 9

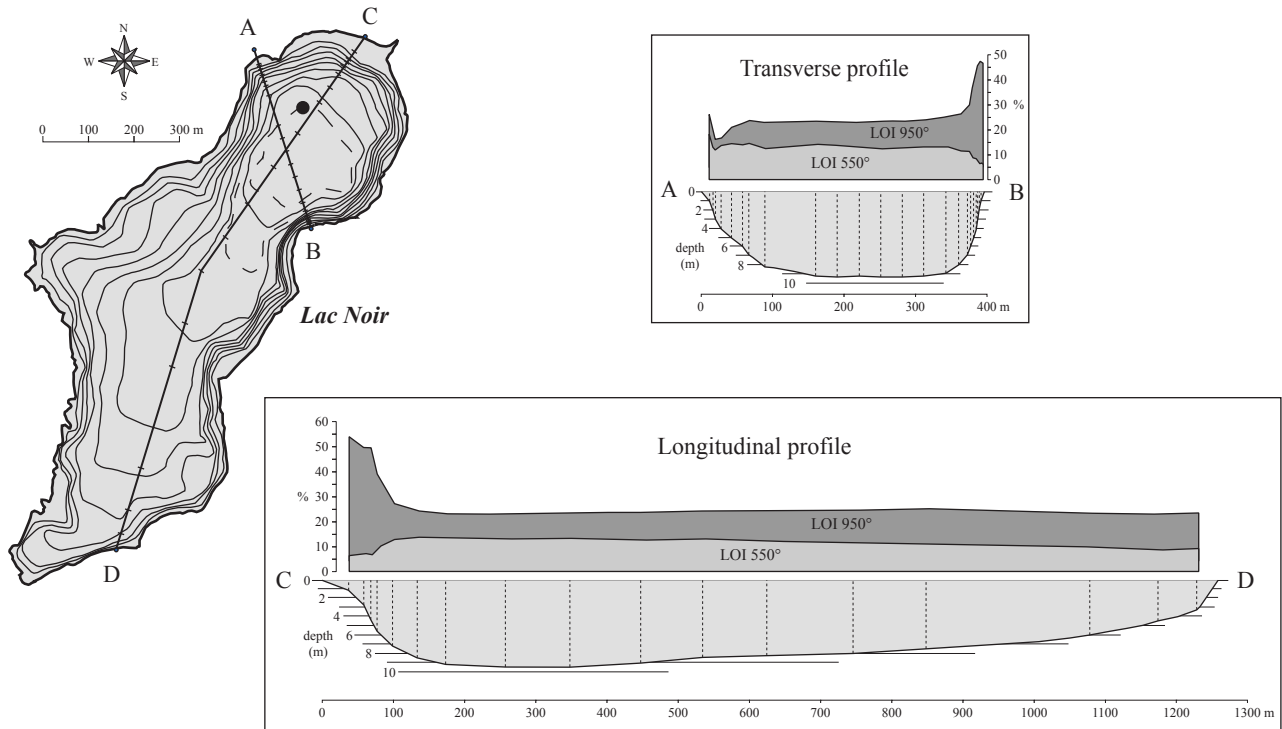


Fig. 5.5 Longitudinal and transverse profiles across Lac Noir, illustrating the cumulative curves of organic matter (LOI 550 °C) and carbonate contents (950 °C). 23 and 17 samples were respectively collected along the transverse and longitudinal profiles. The black dot on the map locates the drilling-site.

m 50 dans sa partie nord. Les mesures granulométriques démontrent la présence de sédiments caractérisés par une fraction sablo-silteuse sur les zones du littoral comprises entre 0 et 4 m de profondeur, tandis que les zones plus profondes du lac sont concernées par des argiles et silts non consolidés. La déclivité des talus de rives dépend de la morphologie du littoral. Le site B (Fig. 5.6) est localisé sur un cône deltaïque, se distinguant par un taux de sédimentation supérieur aux autres sites et une déclivité plus élevée de la rive.

Les déterminations minéralogiques qualitatives et semi-quantitatives, réalisées par diffraction aux Rayons X, révèlent la présence de divers minéraux tels que le quartz, la calcite, la dolomite, ainsi qu'un large éventail de minéraux argileux (montmorillonite, illite, kaolinite, muscovite, etc.). La distribution de ces minéraux tout au long des transects analysés est hétérogène. Le quartz est plus abondant sur les rives A et D (Fig. 5.6), ses concentrations étant principalement influencées par les cours d'eau drainant la partie septentrionale du bassin versant du lac, caractérisée par la présence d'un substrat de Flysch du Gurnigel (Fig. 5.2), riche en quartz. Le quartz est transporté dans le lac par les cours d'eau débouchant sur les rives nord et ouest du lac (Fig. 5.1). Les plus fortes concentrations de calcite

sont observables sur la rive C (Fig. 5.6). La calcite est, comme le quartz, présente dans tous les échantillons de surface. Cependant, la présence de calcite dans le lac est associée à une double origine. En effet, la calcite peut être soit détritique soit autochtone, auquel cas elle provient de la production de calcite biogénique. La plus haute concentration de dolomite est située sur la rive B (Fig. 5.6), tandis que les échantillons répartis sur le reste des transects ne révèlent que de faibles quantités relatives de dolomite. La dolomite détritique provient principalement de l'érosion des roches dolo-mitiques triasiques des Préalpes Médiannes. Le cours d'eau associé au delta lacustre de la rive B (Fig. 5.1) draine en effet un secteur du bassin versant caractérisé par la présence de roches triasiques gypsifères et dolo-mitiques (OSWALD & DAPPLES 2001). Finalement, les phyllosilicates, associés à des fractions granulométriques fines, sont abondants dans les parties profondes du lac, entre les rives A et B, ainsi qu'en direction de la rive D.

La figure 5.5 illustre les variations du taux de matière organique et de carbonates dans les sédiments de surface du lac. La courbe représentant le contenu en matière organique (LOI 550 °C) ne révèle pas de fortes amplitudes d'une rive à l'autre. En revanche, la courbe

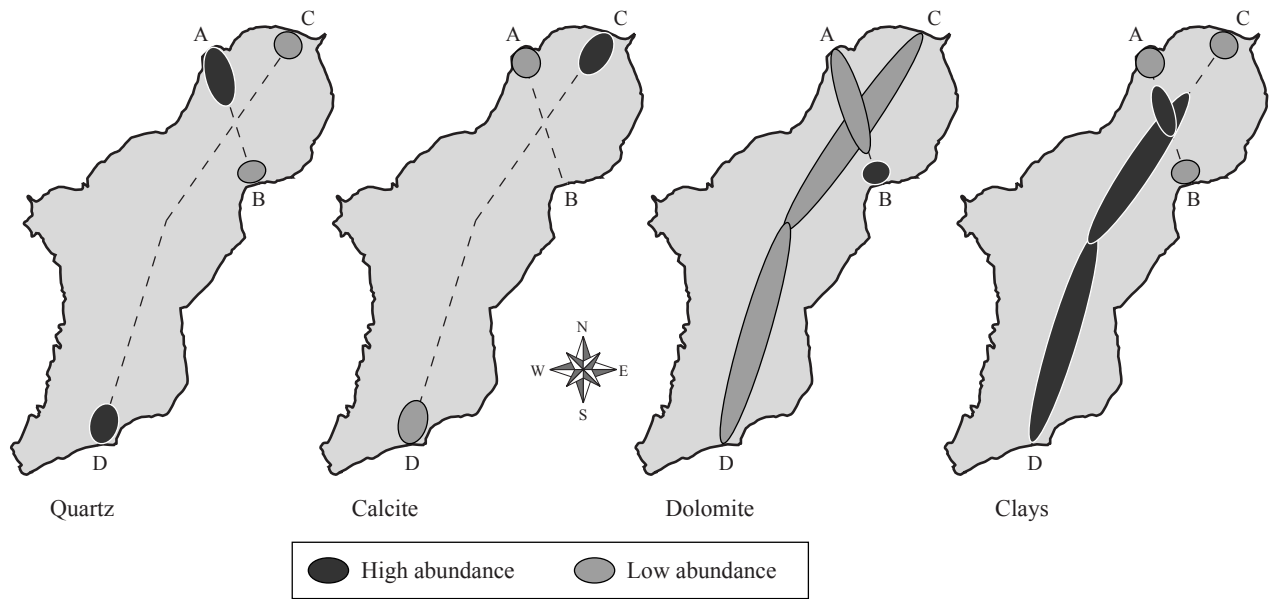


Fig. 5.6 High or low relative abundance of minerals such as quartz, calcite, dolomite and undifferentiated clays in the present sediments of Lac Noir. See figure 5.1 for the distribution of inflowing streams.

de variation des carbonates (LOI 950 °C) met en évidence deux pics distincts sur les rives B et C. De telles anomalies positives sont corrélées avec les valeurs élevées de calcite et dolomite décelées par les analyses minéralogiques. Ces valeurs importantes de carbonates sont liées aux apports détritiques de calcite et de dolomite, ainsi qu'à la production de calcite biogénique dans les eaux peu profondes de ce secteur des rives du lac. En effet, de nombreux animaux et plantes aquatiques nécessitent la présence de carbonates dissous lors de leur métabolisme de croissance. Et comme la plupart de l'activité biologique se concentre au niveau des écosystèmes peu profonds des rives, un taux important de carbonates se retrouve dans les sédiments du littoral lacustre. Il est probable qu'une productivité biologique plus élevée caractérise les rives nord du lac, liée à des facteurs anthropogènes tels que la présence de pâturages proches, associés à un épandage annuel de fumures. Un apport élevé de nutriments, par lessivage, peut dès lors participer à l'accroissement de la productivité primaire du lac.

La préparation des échantillons en vue de déterminations palynologiques est similaires pour les sédiments de surface que pour les sédiments fossiles (Chap. 5.4.5). Ces analyses ont également été réalisées par Jacqueline F.N. van Leeuwen et Willem O. van der Knaap, de l'Institut de Géobotanique de l'Université de Berne. De légères différences sont observables dans la distribution de pollens et de dinoflagellés sur l'en-

semble des sédiments actuels du Lac Noir. Les pollens saccate sont plus nombreux aux abords des rives, poussés vers le rivage par l'action du vent (AMMANN 1994). L'augmentation de l'abondance des algues *Tetraedron minimum* vers les rives nord-est du lac peut signifier l'existence d'écoulements de substances polluantes vers le lac dans ce secteur. Les dinoflagellés exposent des pourcentages élevés vers la rive A (Fig. 5.7). Comme nous l'avons mentionné pour l'interprétation des dinoflagellés observés dans les sédiments lacustres fossiles (Chap. 5.4.5), les dinoflagellés proviennent de l'érosion des roches tertiaires du Flysch du Gurnigel, localisées dans la frange nord du bassin versant du lac (Fig. 5.2). Les microfossiles sont transportés par les cours d'eau drainant cette zone septentrionale du bassin versant, et déversés dans le lac. Ils peuvent donc être utilisés comme des indicateurs d'érosion active et de lessivage intense au sein du bassin versant.

En conclusion, l'analyse des sédiments actuels du Lac Noir met en évidence une distribution hétérogène, tant de la fraction minérale que des concentrations de matière organique et des carbonates, entre les différents environnements lacustres, tels que le littoral ou les zones plus profondes. Les apports détritiques sont fortement influencés par le tracé des cours d'eau à l'intérieur du bassin versant du lac. L'érosion de divers types de roches composant le substrat de ce bassin versant entraîne une diversité des assemblages minéralogiques retrouvés au sein des sédiments actuels, mais

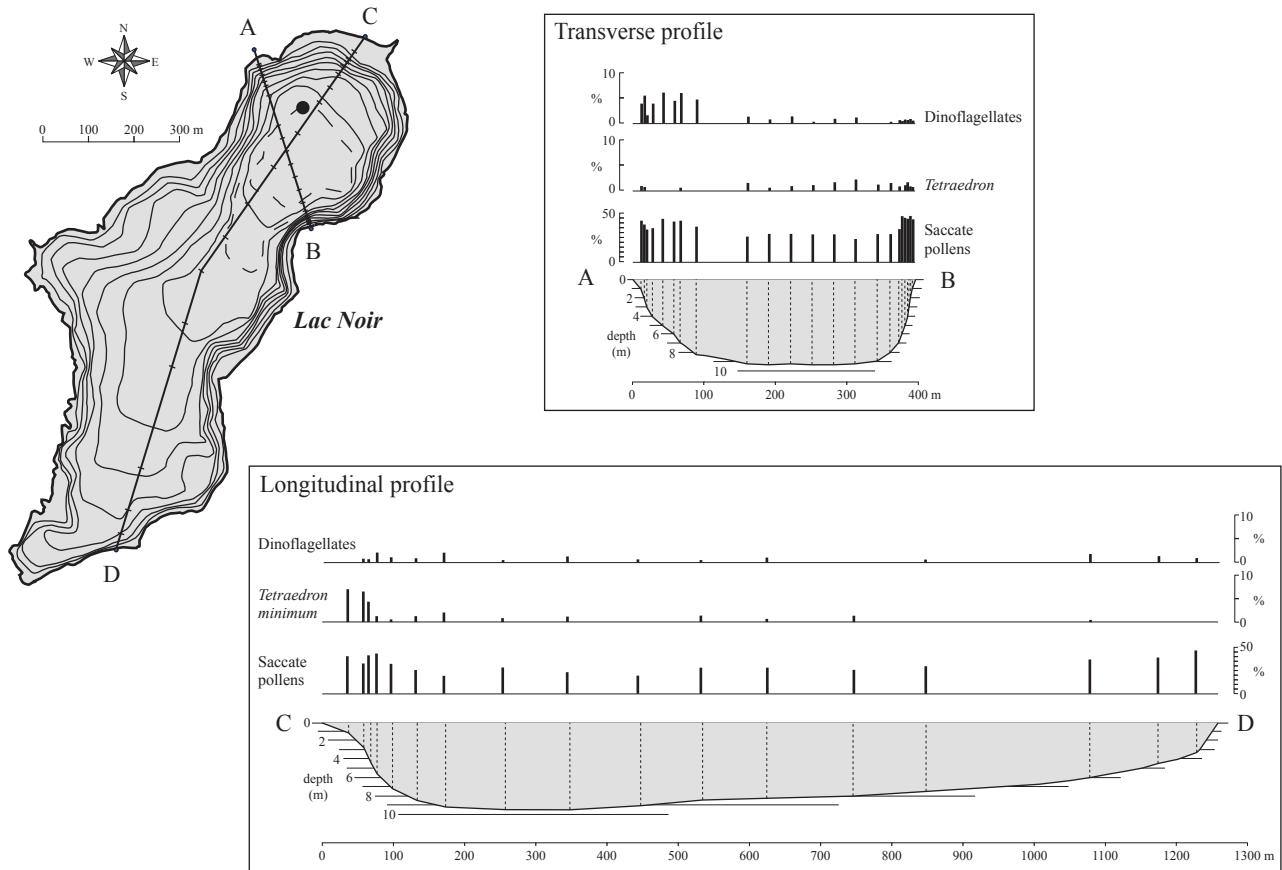


Fig. 5.7 Longitudinal and transverse profiles across Lac Noir; illustrating the distribution of *Dinoflagellates*, *Tetraedron minimum* and *Saccate pollens*. See figure 5.1 for the distribution of inflowing streams.

également des sédiments fossiles (Chap. 5.3 et 5.4). Ainsi les concentrations de quartz, de dolomite et d'argiles au débouché de différents cours d'eau dans le lac dépendent essentiellement des caractéristiques géologiques du substrat rocheux présent en amont de ces cours d'eau.

5.6 DISCUSSION

Des changements importants de la couverture végétale dans la région du Lac Noir interviennent dès 3650 cal BP, caractérisés par le remplacement progressif de surfaces forestières par des zones de prairies et de cultures. Ces fluctuations de la végétation jouent également un rôle non négligeable dans l'évolution du paysage préalpin, et peuvent notamment influencer les conditions de stabilité des versants. Une diminution de la couverture forestière peut notamment entraîner une augmentation des instabilités de terrain (MONTGOMERY et al. 2000; THORNES 1997). En effet, les surfaces

boisées contribuent à la réduction des eaux d'infiltration et à la stabilisation des terrains superficiels (Chap. 6.3). La distribution des instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises au cours des derniers 7000 ans démontre d'ailleurs des corrélations avec les changements de végétation dans la région du Lac Noir. Les sites fribourgeois présentés dans la figure 5.8, dont les instabilités ont fait l'objet de descriptions détaillées aux chapitres 3 et 4, sont situés à proximité, voire à l'intérieur du bassin versant du Lac Noir. Ils peuvent donc être intégrés de manière fiable dans des comparaisons avec les données paléoenvironnementales locales fournies par les sédiments du Lac Noir, et notamment les enregistrements palynologiques.

La figure 5.8 met en évidence une augmentation des fréquences d'instabilités de terrain depuis 3600 cal BP, qui coïncide avec les premiers signes importants de déforestation dans la région du Lac Noir, qui apparaissent entre 3600 et 3700 cal BP. Les indices de diminution de la surface forestière sont définis par une augmentation distincte des pourcentages de pollens

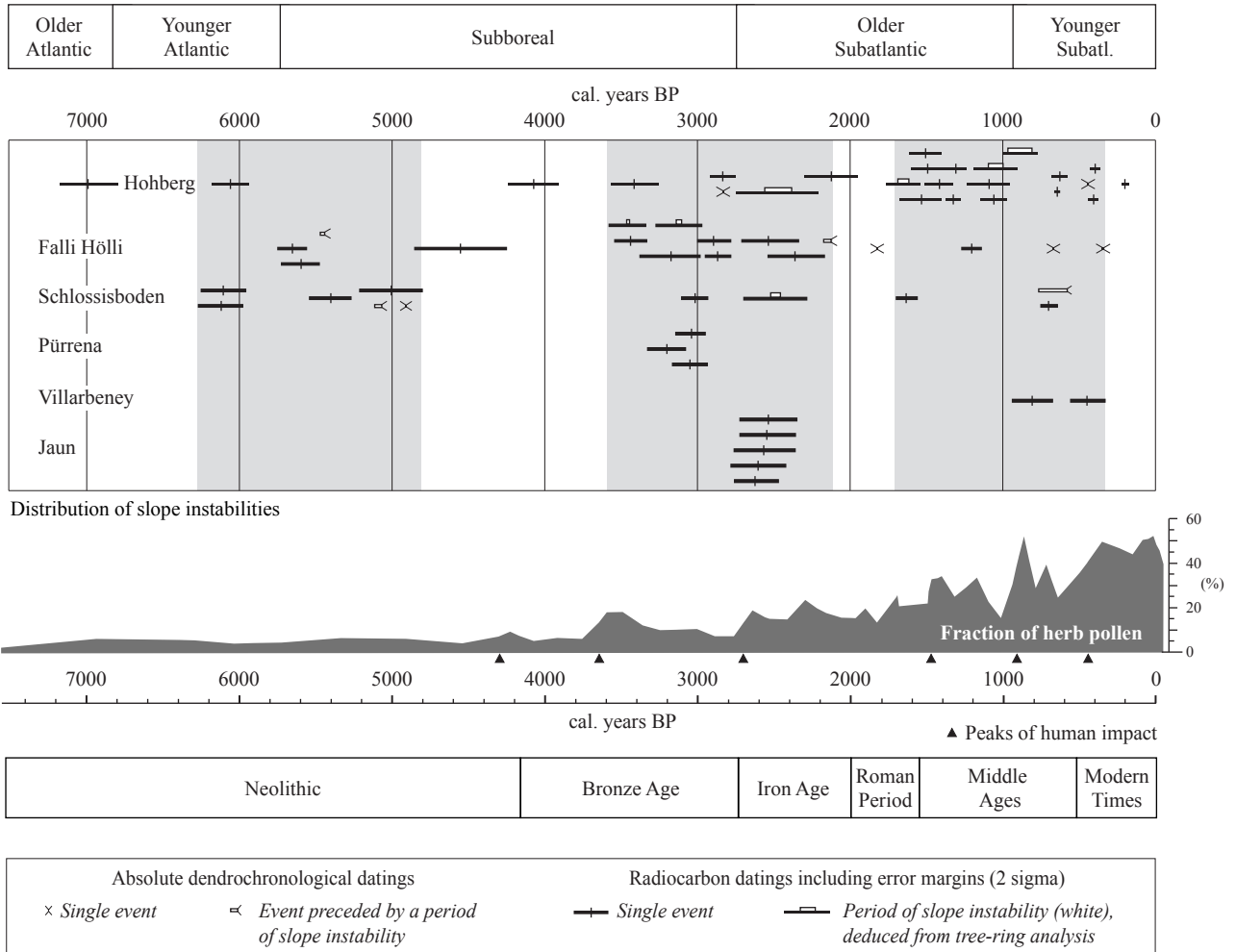


Fig. 5.8 Distribution of slope instabilities during the middle and late Holocene, at the five studied sites of the Fribourg Prealps (upper data, Chap. 4). Grey shading emphasizes periods of increased instability. The lower curve expresses the percentages of herb pollen in the 13 m Lac Noir core. This curve combines the fractions of upland herbs and moist herbs presented in figure 5.4. Black triangles placed along the herb pollen curve indicate peaks of human impact, illustrated by the increase of anthropogenic indicator herb taxa at 4300, 3650, 2700, 1500, 900 and 450 cal. yrs BP.

d’herbes. L’histoire de la végétation dans la région préalpine du Lac Noir est étroitement liée à la présence de l’homme et à l’utilisation du sol. Cette relation s’amorce déjà vers 4300 cal BP, avec le remplacement de surfaces boisées par des céréales et des herbes, telles que *Plantago lanceolata*-type, *Urtica*, *Rumex acetosa*-type, et *Cannabis*, associées à une colonisation humaine. La courbe représentant l’évolution des pourcentages de pollens d’herbes (Fig. 5.8) révèle l’existence de plusieurs phases d’activité humaine plus intense, situées aux environs de 3650, 2700, 1500, 900 et 450 cal BP. De plus, le taux élevé de matière organique contenu dans les derniers 200 cm de sédiments du Lac Noir, correspondant environ aux derniers 450 ans, peut être associé à une productivité biologique accrue dans le lac, induite d’une augmentation de l’activité humaine aux abords du lac. Le développement agri-

cole, avec notamment l’apparition et l’utilisation d’engrais, a très probablement généré une accentuation de la productivité primaire du lac au cours des derniers siècles.

Les deux périodes caractérisées par des fréquences élevées d’instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises, comprises entre 3600-2100 et 1700-300 cal BP, se corrént parfaitement avec l’intervalle de temps associé à des changements importants de la végétation, qui débute vers 3650 cal BP (Fig. 5.8). Cette chronologie des occurrences d’instabilités de terrain, synchronisée avec les fluctuations de la couverture végétale au cours des derniers 4000 ans, met en évidence une très probable influence des changements du couvert végétal sur la stabilité des versants. L’augmentation de la déforestation dès 3650 cal BP, liée à

l'activité humaine, coïncide en effet avec l'augmentation des fréquences de mouvements de terrain. L'activité des instabilités de terrain dépend de multiples facteurs, qui seront présentés dans le chapitre 6, et qui peuvent intervenir de manière complémentaire ou indépendante dans l'initiation de divers processus d'instabilités de terrain. La couverture végétale, et surtout la distribution des surfaces boisées et non boisées, doivent être considérées comme des facteurs essentiels influençant la stabilité des versants. Toutefois, des instabilités de terrain peuvent survenir alors que la couverture végétale ne présente aucune modification majeure. C'est le cas, notamment, pour la période de fréquences élevées d'instabilités de terrain comprise entre 6250 et 4800 cal BP (Fig. 5.8). Au cours de cet intervalle de temps, la courbe de l'évolution des pollens d'herbes ne démontre aucune variation significative. Le nombre d'événements d'instabilités de terrain compris dans cet intervalle est moins élevé que durant les deux périodes suivantes. Il faut néanmoins relever la présence de fréquences accrues d'instabilités de terrain entre 6250 et 4800 cal BP, qui ne peuvent être mises en relation avec des fluctuations de la végétation. D'autres facteurs, tels que le climat, ont dû intervenir durant cette période et favoriser l'instabilité des versants.

L'importance de la végétation sur la stabilité des versants est également illustrée par l'enregistrement des dépôts turbiditiques dans les sédiments du Lac Noir. La fréquence des turbidites décrit une nette augmentation à partir de 2000 cal BP (Fig. 5.3), avec la présence de 36 événements turbiditiques au cours

des derniers 2000 ans, contre seulement 16 turbidites durant les précédentes 4300 années. L'apparition des séquences turbiditiques peu avant 4300 cal BP, puis l'augmentation de leurs fréquences après 2000 cal BP suggèrent l'existence d'un accroissement du taux d'érosion au sein du bassin versant du lac. Cette accentuation des processus d'érosion et du transport de sédiments vers le lac est liée à la dénudation progressive du sol ayant débuté vers 4300 cal BP (Fig. 5.8). Des observations similaires de périodes d'érosion accrue, enregistrées sous la forme de larges dépôts détritiques dans des sédiments lacustres ont pu être définies par ELLIOT et al. (1995), en Nouvelle Zélande, comme la conséquence de déboisements importants induits par l'homme. Dans les sédiments du Lac Noir, l'augmentation du taux d'érosion et des apports détritiques dans le lac est également enregistrée par une abondance plus marquée de dinoflagellés, à partir de 900 cal BP (Fig. 5.4), résultant de l'érosion soutenue des roches tertiaires du Flysch du Gurnigel.

Le rôle majeur joué par la végétation dans l'évolution du paysage et de la morphologie des versants est ainsi mise en évidence de différentes manières. Tout d'abord, la dénudation progressive des versants, associée à la déforestation, engendre un accroissement du taux d'érosion du sol et du transport de sédiments par les rivières. En conséquence, les fluctuations de la végétation influencent la probabilité d'occurrence des instabilités de terrain superficielles. Celle-ci tend notamment à s'accroître lors de réduction des surfaces boisées.

6 - FACTEURS INFLUENÇANT L'ACTIVITÉ DES INSTABILITÉS DE TERRAIN

6.1 INTRODUCTION

Les causes et origines des mouvements de terrain sont nombreuses et diverses. En effet, de multiples facteurs jouent un rôle dans le conditionnement et le déclenchement d'instabilités de terrain, et peuvent opérer de manière individuelle ou interagir de manière complémentaire. Ces facteurs sont regroupés dans deux catégories distinctes: les facteurs "passifs" ou défavorables (conditioning factors) et les facteurs "actifs" ou déclenchant (triggering factors; CENDRERO & DRAMIS 1996, SCHUSTER & WIECZOREK 2002, ZÉZERE et al. 1999). Les facteurs passifs déterminent les conditions intrinsèques, ou de base, associées à un environnement instable, et qui sont caractérisées par des propriétés qui n'évoluent pas dans le temps. En revanche, les facteurs actifs interviennent directement dans le déclenchement ou la réactivation de phénomènes d'instabilités de terrain. Nous présentons ci-après un inventaire non exhaustif des facteurs passifs et actifs influençant l'activité des instabilités de terrain. D'autres subdivisions de ces facteurs existent toutefois dans la littérature, tel le regroupement en trois groupes, établis dans le cadre du PNR31 (RAETZOBÜRLHART 1997). Ces groupes sont notamment définis en fonction de l'échelle temporelle concernée: facteurs permanents (> 100 ans), facteurs aggravants (de 1 à 100 ans) et facteurs déclenchants (< 1 an).

6.1.1 Facteurs passifs

La *géologie*, ou plus spécifiquement les dispositions lithologiques et structurales d'un versant déterminent des pré-conditions favorables ou défavorables pour la stabilité de ce versant. En effet, la nature de

la roche ou du sol, les valeurs de perméabilité et de résistance au cisaillement, la teneur en minéraux argileux, l'orientation des strates par rapport à la pente ou encore la fréquence et la distribution de discontinuités dans des massifs rocheux sont autant de paramètres pouvant induire des conditions défavorables pour la stabilité d'un versant (CENDRERO & DRAMIS 1996, JIMÉNEZ SÁNCHEZ et al. 1999, THORNES 1997, ZÉZERE et al. 1999).

La *topographie*, induisant des déclivités variables sur l'ensemble d'un versant, influence spatialement la distribution des zones à potentiels d'instabilité faible, moyen ou élevé (CENDRERO & DRAMIS 1996, ZÉZERE et al. 1999).

Les *conditions climatiques* générales associées à la position géographique sur le globe terrestre interviennent de manière favorable ou défavorable sur la stabilité des versants (THORNES 1997). Les régions arctiques sont par exemple influencées par les amplitudes des cycles de gel/dégel, tandis que les régions tempérées sont davantage sujettes à des variations annuelles des précipitations, pouvant induire des fluctuations importantes du niveau des nappes phréatiques et de la teneur en eau des versants. Ces conditions climatiques peuvent changer considérablement au cours du temps.

Les surfaces paysagères caractérisées par une *couverture végétale* rase ou peu abondante sont souvent associées à de nombreuses instabilités de terrain (ZÉZERE et al. 1999). L'influence de la végétation sur la stabilité des versants est toutefois complexe. En effet, l'influence positive de la végétation est caractérisée par son rôle d'interception et de rétention, qui agit sur

le volume d'eau pouvant atteindre le sol et s'y infiltrer. La végétation participe également à la stabilisation des versants par la fixation du sol, la réduction du ruissellement et ainsi la modification du bilan hydrique. En revanche, la couverture végétale, et plus particulièrement les surfaces boisées, déterminent une charge supplémentaire sur les terrains et peuvent induire une déstabilisation des terrains superficiels par l'intermédiaire de vibrations occasionnées lors de tempêtes. Cependant, le bilan global de l'influence de la végétation sur la stabilité des versants est positif. Il en résulte qu'une diminution voire une disparition de la végétation induit une augmentation de la probabilité d'instabilités de terrain (CENDRERO & DRAMIS 1996, PARISE et al. 2002, THORNES 1997).

Autres facteurs: Les processus suivants, agissant à long terme sur la stabilité des versants, peuvent également être considérés comme des facteurs passifs: altération et érosion des versants, activité tectonique et soulèvement régionaux (CENDRERO & DRAMIS 1996). Enfin, l'intervention de l'homme dans l'organisation globale du paysage, induisant des impacts sur la couverture végétale liés à l'utilisation du sol et des interférences avec le cycle hydrologique, exerce également une influence notoire sur la stabilité des versants (CENDRERO & DRAMIS 1996, STRUNK 1997).

6.1.2 Facteurs actifs

Comme mentionné dans l'introduction de ce chapitre, les facteurs actifs sont à l'origine du déclenchement d'instabilités de terrain. Ils génèrent des stimulations externes qui induisent une mise en place plus ou moins rapide d'un ou de plusieurs types d'instabilités de terrain. Un aspect essentiel dont il faut tenir compte dans le domaine des facteurs actifs est le temps de réaction séparant la mise en action d'un facteur actif et le déclenchement de l'instabilité de terrain produite par ce facteur. De plus, il est souvent difficile, voire impossible, de déterminer une cause unique pour le déclenchement d'un événement instable, du fait de l'occurrence souvent synchrone de facteurs considérés comme "déclenchants" (SOWERS & SOWERS 1970). Ces facteurs actifs sont en effet nombreux et variables (AYLSWORTH et al. 2000, CENDRERO & DRAMIS 1996, GONZÁLEZ-DÍEZ et al. 1999, GRUNERT & HARDENBICKER 1997, HANISCH 2002, MARGIELEWSKI 2002, SCHUSTER & WIECZOREK 2002, ZÉZERE et al. 1999):

Les **précipitations intenses**, associées à des infiltrations accrues, induisent une sursaturation et une augmentation de la pression interstitielle des terrains,

«*In most cases a number of causes exist simultaneously and so attempting to decide which one finally produced failure is not only difficult but also incorrect. Often the final factor is nothing more than a trigger that set in motion an earth mass that was already on the verge of failure. Calling the final factor the cause is like calling the match that lit the fuse that detonated the dynamite that destroyed the building the cause of the disaster.*»

SOWERS & SOWERS (1970)

une diminution de la résistance au cisaillement et une diminution de la cohésion des terrains. Une **rapide fonte de la neige** peut également impliquer une sursaturation en eau des terrains. De même, la disparition du permafrost dans des zones de haute altitude peut générer l'initiation d'instabilités de terrain en favorisant la mobilisation de matériaux meubles ou rocheux auparavant stabilisés par la présence du permafrost.

Les **tremblements de terre** peuvent engendrer des déstabilisations majeures de massifs rocheux fracturés ou de sols faiblement cohésifs, associées à l'augmentation des forces de cisaillement et la diminution de la cohésion. Les **éruptions volcaniques** sont souvent associées à une sismicité pouvant être importante. Les éruptions peuvent également générer des instabilités de terrain sous la forme de coulées boueuses mobilisant des cendres et liées à d'éventuelles et rapides fontes de la neige.

L'incision et l'érosion fluviales en bordure ou au front de zones potentiellement instables, engendrent une fragilisation de la stabilité de l'ensemble ou d'une partie de la zone.

Les **activités humaines**, telles que des excavations, des surcharges de terrain ou des infiltrations d'eau concentrées, affectent l'équilibre des masses d'une zone instable.

Les paramètres majeurs contrôlant les nombreux et variables types d'instabilités de terrain sont **la gravité** et **l'eau**. La gravité est en effet à l'origine de tous les processus physiques participant à l'érosion des reliefs, tels que les mouvements de terrain ou l'érosion fluviale. De son côté, l'eau génère une grande majorité des instabilités de terrain, en agissant directement sur les paramètres géotechniques des versants tels que la

résistance au cisaillement, la cohésion des matériaux ou l'angle de frottement interne. Il est important de noter que l'eau est présente tant dans les facteurs passifs que les facteurs actifs, dans le cadre des fluctuations climatiques d'une part et des événements météorologiques d'autre part. Les variations climatiques et météorologiques jouent donc un rôle prépondérant, respectivement à long terme et à court terme, dans l'activité des instabilités de versant. L'implication des variations météorologiques et climatiques à moyen terme dans le déclenchement ou l'accélération de mouvements de terrain est traitée plus en détail par OSWALD (2003), sur la base d'études comparatives entre instabilités de terrain et fluctuations météorologiques et climatologiques dans l'actuel et à l'échelle du 20^e siècle.

Ce travail de recherche étant essentiellement centré sur l'activité des mouvements de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, il implique la prise en compte et l'intégration de facteurs passifs, agissant sur le long terme. Nous avons en effet cherché à déterminer les facteurs ayant contrôlé ou influencé la distribution hétérogène des instabilités de terrain dans le passé. Nous avons ainsi établi des comparaisons entre la série chronologique d'instabilités de terrain établie pour le canton de Fribourg (Chap. 4.1) et des données multiples et variées décrivant l'évolution dans le temps de facteurs passifs tels que les conditions climatiques locales, régionales et globales, la végétation et l'influence anthropique. Ces facteurs sont présentés plus en détail ci-après et sont comparés de manière individuelle avec la chronologie des instabilités de terrain établie pour le canton de Fribourg, afin de préciser les influences propres de chacun de ces facteurs sur l'activité des mouvements de terrain dans les Préalpes fribourgeoises au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

6.2 LE CLIMAT

6.2.1 Introduction

La notion de climat est caractérisée par la combinaison complexe de paramètres qui interviennent de manière individuelle ou conjointe. Cette combinaison se répète continuellement dans le temps, avec toutefois quelques variations possibles. Les paramètres climatiques intervenant dans cette combinaison sont: la température de l'air, la pluviosité, l'ensoleillement, la nébulosité, l'humidité de l'air, l'action des vents et la pression atmosphérique. Le climat, basé sur l'assem-

blage de ces différents paramètres, n'est uniforme ni spatialement ni temporellement. Il varie en effet d'une région à une autre, en fonction de la latitude ou des contraintes morphologiques générées par les reliefs. Les notions de micro-, méso- et macroclimat sont utilisées pour définir l'échelle spatiale concernée. De plus, le climat varie dans le temps, selon des échelles temporelles variables. Des variations du climat interviennent en effet tant à l'échelle d'une saison ou d'une année, qu'à l'échelle de plusieurs milliers ou millions d'années.

C'est précisément la thématique des variations climatiques qui s'avère de premier intérêt dans ce travail de recherche, puisque les données obtenues sur l'activité des instabilités de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène concernent un intervalle de temps de 15'000 ans. Ceci implique donc l'intégration de paramètres climatiques évoluant sur le long terme, à l'échelle de plusieurs dizaines, centaines ou milliers d'années. Il n'est cependant pas simple d'obtenir des enregistrements précis de l'évolution des paramètres climatiques cités précédemment au cours des derniers millénaires. Les principales données paléoclimatiques concernent les paramètres tels que la température, la pluviosité ou encore l'humidité. La détermination de l'évolution passée de ces paramètres est notamment basée sur l'analyse multivariée de dépôts sédimentaires marins et continentaux, de concentrations d'éléments chimiques (¹⁸O, ¹³C, CH₄, etc.) piégés dans les glaces des calottes polaires, de fluctuations de la végétation, de données palynologiques et dendrochronologiques ou encore de l'activité des environnements glaciaire et proglaciaire.

6.2.2 Origines des variations climatiques

Les variations climatiques sont orchestrées par de multiples processus, tels que le rayonnement solaire, les paramètres orbitaux ou encore la circulation thermohaline. Le processus générant l'influence majeure sur les fluctuations du climat est sans aucun doute le rayonnement solaire (BEER et al. 2000, DERGACHEV & CHISTYAKOV 1995, MAGNY 1993). En effet, les variations de l'insolation globale atteignant la terre sont considérées comme la principale source des changements climatiques sur l'ensemble du globe, bien que les connaissances soient encore peu précises quant aux types de réactions du climat induites du forçage solaire. L'activité solaire, la dynamique des taches solaires et les variations du flux de radiations vers la terre dépendent notamment des réactions nucléaires affectant le cœur du soleil et des processus de convec-

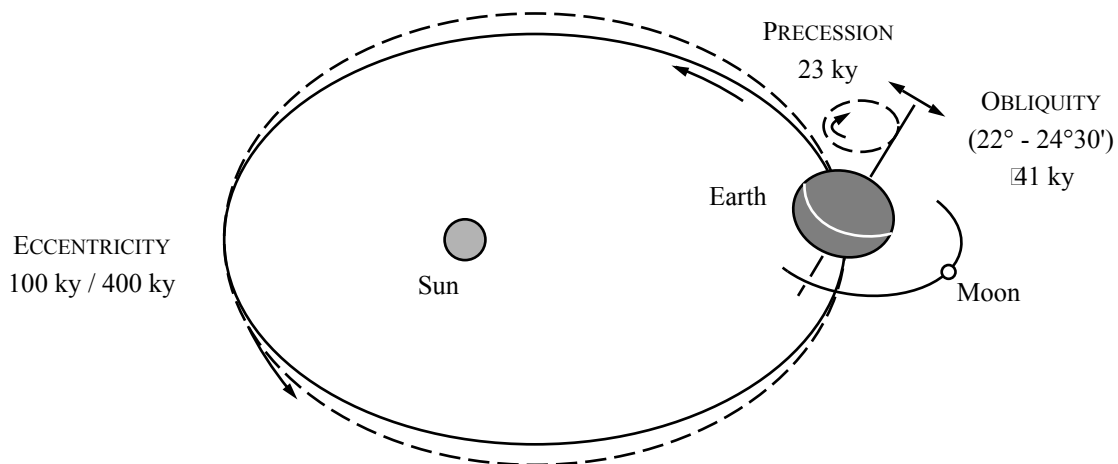


Fig. 6.1 Orbital parameters and their major periodicities (modified from EINSELE & RICKEN 1991).

tions énergétiques actifs au sein de la masse solaire (BEER et al. 2000). De plus, l'insolation globale est également dépendante de la distance entre le soleil et la terre. Le système climatique terrestre répond en grande partie aux variations de l'insolation globale et de la distribution saisonnière des radiations, mais dépend également de la couverture nuageuse, la concentration de vapeur d'eau, les surfaces de glace, et les échanges physico-thermiques entre l'atmosphère, les océans et les continents (BEER et al. 2000). Malgré le nombre élevé de paramètres distincts intervenant dans l'organisation du système climatique terrestre, un lien direct a pu être mis en évidence entre des périodes d'activité solaire réduite (également appelée "minima") et des phases d'avancées glaciaires comme celle du Petit Age Glaciaire (DERGACHEV & CHISTYAKOV 1995, MAUQUOY et al. 2002, SHINDELL et al. 2001), des variations de niveaux lacustres et des changements brutaux des conditions climatiques (BEER et al. 2000). L'existence de diverses périodicités dans l'activité solaire influence également les fluctuations climatiques. L'activité des taches solaires possède une périodicité de 10-11 ans (BEER et al. 2000, HAIGH 1996), tandis que d'autres cycles solaires de 22 ans (cycle de Hale), 80 à 90 ans (cycle de Gleissberg), 211 ans (cycle de Suess) ou encore 2200 ans (cycle de Hallstatt) impliquent une certaine cadence de l'insolation et donc des variations climatiques (CHAMBERS & BLACKFORD 2001, DERGACHEV & CHISTYAKOV 1995, MAGNY 1993). Par ailleurs, de nouvelles évidences semblent montrer une influence notoire du rayonnement cosmique sur la couverture nuageuse terrestre (SVENSMARK 1998). Les fines particules cosmiques atteignant l'atmosphère terrestre induisent, suite à

diverses réactions nucléaires, une ionisation de la basse atmosphère, qui se traduit finalement par le développement de vapeur d'eau et de nuages (SVENSMARK 1998). Le soleil, et dans une moindre mesure le rayonnement cosmique, jouent donc un rôle prépondérant dans la problématique des changements climatiques actuels et passés.

Les paramètres orbitaux de la terre exercent également une influence considérable sur les systèmes climatiques. En effet, les forces gravitaires des planètes environnantes agissent sur les variations de l'orbite terrestre et de l'inclinaison de l'axe de rotation du globe, caractérisées par des variations de l'excentricité, de l'obliquité et de la précession (Fig. 6.1). Ces trois paramètres varient selon des périodes d'oscillations respectives de 100'000, 41'000 et 23'000 ans (BEER et al. 2000). La principale théorie mettant en évidence le forçage des paramètres orbitaux sur le climat fut établie par MILANKOVITCH (1930). Les trois paramètres orbitaux ne génèrent pas les mêmes effets sur le système climatique terrestre. En effet, l'excentricité engendre une variation de l'insolation globale, tandis que l'obliquité et la précession induisent des variations spatiales et saisonnières de la distribution de cette insolation sur terre, en fonction de la latitude (BEER et al. 2000). L'influence de ces paramètres orbitaux sur le climat a notamment pu être mise en évidence avec la distribution rythmée des dernières périodes glaciaires, qui interviennent globalement selon un cycle de 100'000 ans (COVEY 1984). Ces périodicités glaciaires sont toutefois caractérisées par des courbes évolutives asymétriques (Fig. 6.2), qui mettent en évidence une période d'environ 90'000 ans pour le déve-

loppement d'une glaciation et de seulement 10'000 ans pour son achèvement.

Enfin, comme mentionné au début de ce chapitre, hormis le soleil et les cycles orbitaux, la circulation océanique joue également un rôle important dans les variations du climat et notamment dans la répartition des zones climatiques sur le globe (BROECKER 1997, STOCKER 2000). En effet la circulation thermohaline, qui s'initie dans l'Atlantique nord par le transfert en profondeur de masses d'eau froide et dense, génère l'ensemble de la circulation océanique globale dont dépendent de nombreux systèmes climatiques régionaux (BIANCHI & McCAVE 1999, POLI et al. 2000, STOCKER 2000). Ainsi, des variations de la circulation thermohaline peuvent engendrer des perturbations régionales et globales du climat. Certains événements climatiques particuliers sont d'ailleurs attribués à un changement abrupt de la circulation thermohaline dans l'Atlantique nord. C'est le cas notamment de la période froide du Dryas Récent (ALLEY et al. 1997, LEHMAN & KEIGWIN 1992, MUSCHELER et al. 2000) ou du bref événement froid survenu vers 8200 cal BP (BARBER et al. 1999, STOCKER 2000, VON GRAFENSTEIN et al. 1998). Dans les deux cas, les causes de ces changements brutaux de la circulation thermohaline et du climat sont associées à l'apport massif d'eau douce dans l'Atlantique nord (PAILLARD 2001). Ces augmentations majeures d'eau douce proviennent notamment du drainage catastrophique de lacs proglaciaires bordant la

calotte polaire des Laurentides, comme le Lac Agassiz (BARBER et al. 1999, WANNER et al. 2000), mais également d'un éventuel déversement temporaire des eaux du Mississippi dans le St-Laurent et le détroit d'Hudson (CLARK et al. 2001).

Les processus tels que les rayonnements solaire et cosmique, les paramètres orbitaux ou la circulation océanique influencent continuellement les systèmes climatiques terrestres. Ils agissent ainsi directement sur l'organisation spatiale et l'évolution dans le temps du climat. Dans le chapitre suivant, nous illustrons les changements climatiques ayant eu lieu au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, tant à une échelle régionale que globale.

6.2.3 Fluctuations climatiques durant le Tardiglaciaire et l'Holocène

Les conséquences des variations climatiques au cours des derniers millénaires sont la succession de périodes définies par des conditions climatiques variables et évolutives. Comme l'indique la figure 6.2, des phases de glaciations récurrentes ont marqué les derniers 500'000 ans, exposant des périodicités de 100'000 ans environ. D'une durée plus limitée, le Tardiglaciaire et l'Holocène ont toutefois connu des changements considérables des conditions climatiques, qui ont notamment impliqué des récurrences glaciaires d'ampleur moyenne et des oscillations du niveau marin

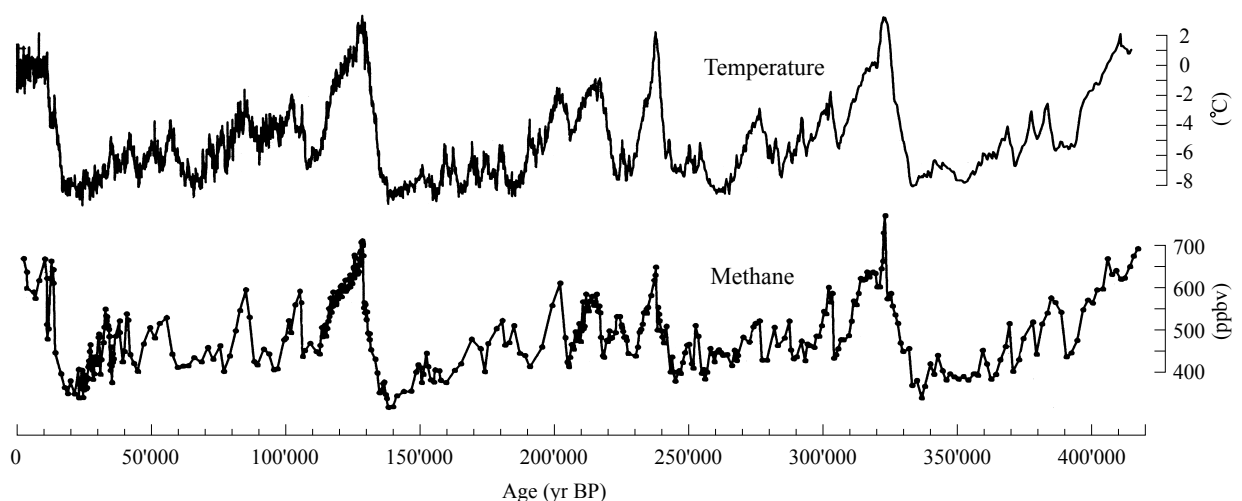


Fig. 6.2 Climatic records from the Vostok ice core, Antarctica, showing atmospheric temperature based on $\delta^{18}\text{O}$ and methane concentrations (after PETT et al. 1999). The methane concentration reflects relative atmospheric humidity, high methane concentrations indicating more humid climatic conditions. Both curves illustrate the 100'000 yr ice age cycles, characterized by a long period of ice formation (decreasing temperature and methane concentration), followed by a short deglaciation period (sudden rise of temperature and methane concentration).

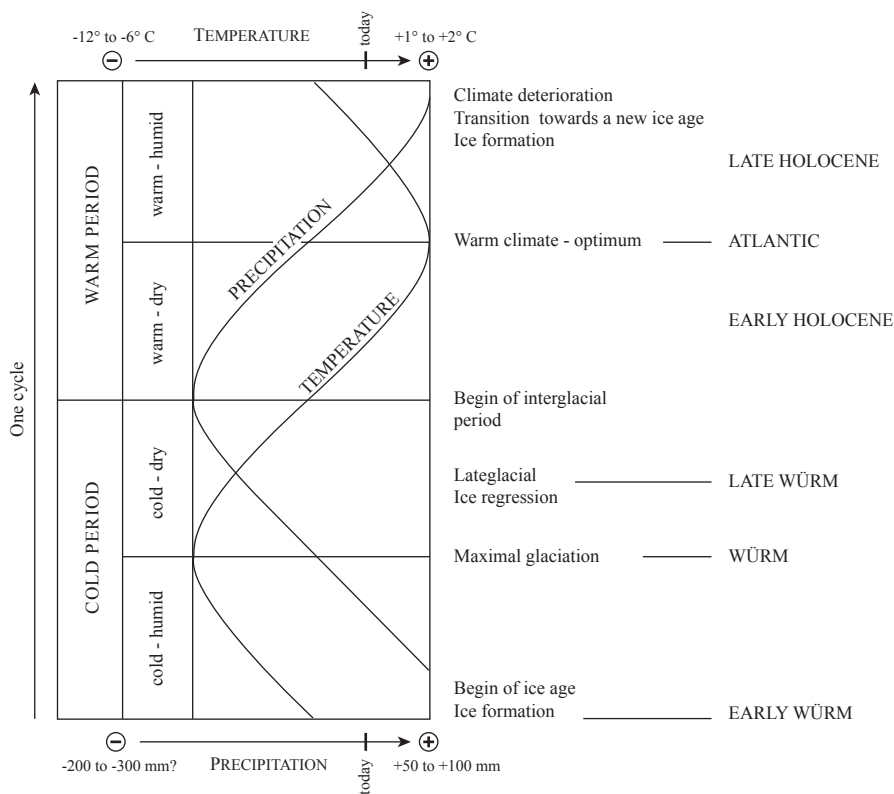


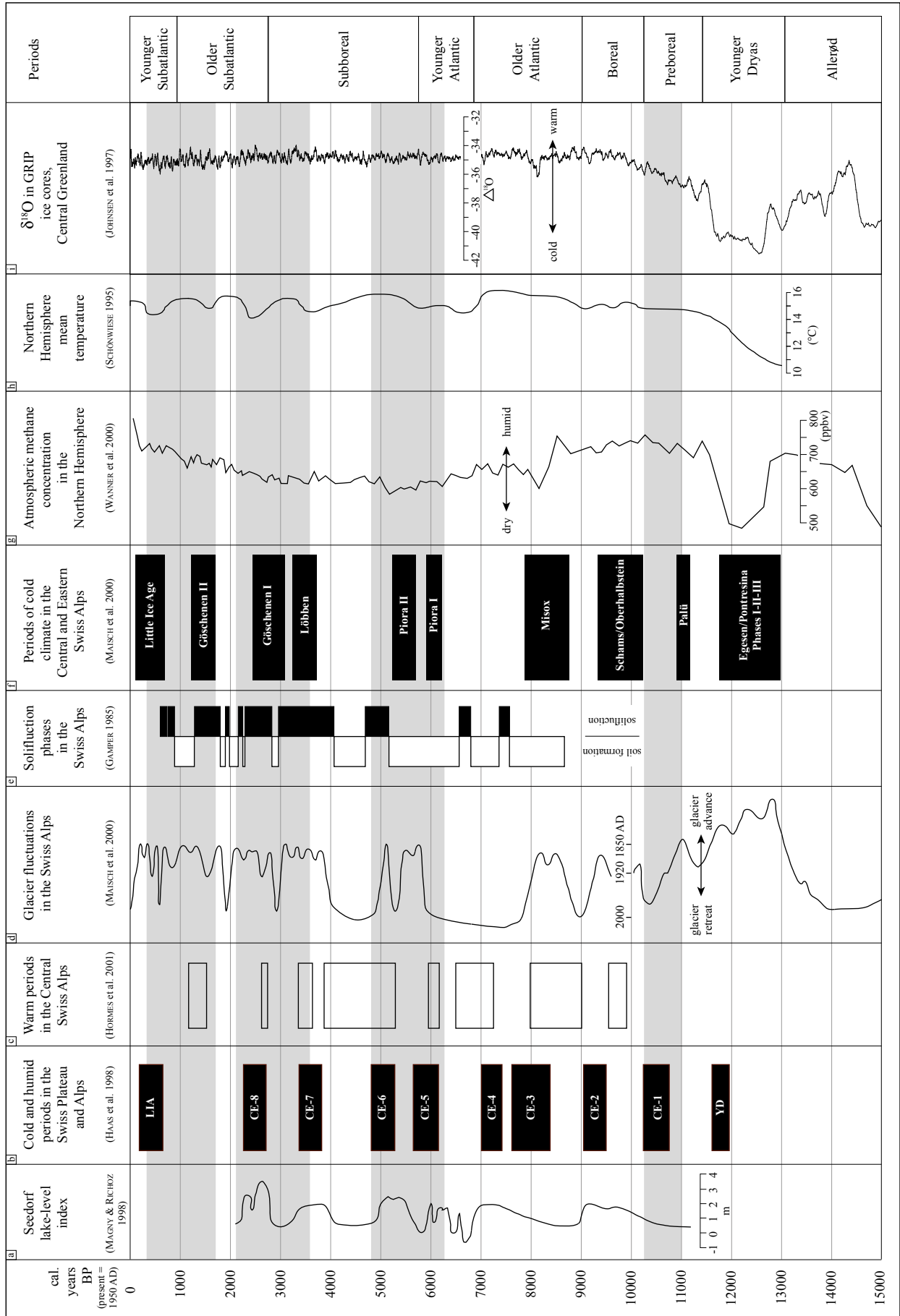
Fig. 6.3 Schematic representation of the transition from cold to warm climatic periods, coupled with the time-shifted precipitation evolution (after BURGA & PERRET 1998).

relatif. Les évolutions spatiales et temporelles des systèmes climatiques et hydrologiques sont fortement dépendantes des variations de paramètres tels que les précipitations, l'humidité et la température. Cependant, ces derniers paramètres ne présentent pas forcément des évolutions synchrones et homogènes. Ils se modifient dans le temps et dans l'espace de manière individuelle. C'est le cas notamment des précipitations et de la température, qui démontrent des courbes évolutives caractérisées par un retard de la courbe des précipitations sur celle de la température (BURGA & PERRET 1998; Fig. 6.3). Les fluctuations propres des deux courbes impliquent une succession de conditions climatiques variables telles que froid-humide, froid-sec, chaud-sec ou chaud-humide. Ces diverses associations favorisent l'établissement de périodes glaciaires, d'optima climatiques et de phases de transition. La figure 6.3 expose un modèle simple de la tendance évolutive d'une période froide vers une période chaude, en intégrant la réponse des précipitations face aux évolutions de la température. La réalité est cependant plus complexe. Des variations de plus haute fréquence interviennent au sein même de ce modèle, générant ainsi des fluctuations climatiques à l'échelle de dizaines, centaines ou milliers d'années. De plus,

des contraintes spatiales, à l'échelle locale et régionale, induisent des perturbations au sein même de ce modèle.

Nous avons ainsi cherché à préciser l'ampleur et la chronologie de tels changements climatiques au cours des derniers 15'000 ans, dans le but de comparer

Fig. 6.4 Comparison of different Late Glacial and Holocene climatic records. (a) Seedorf Lake-level fluctuations, Swiss Plateau. (b) Cold and humid periods in the Alps and on the Swiss Plateau (adapted from TINNER & AMMANN 2001). (c) Warm periods, expressed by phases of retreat of the Unteraar Glacier, Central Swiss Alps. (d) Glacier fluctuations in the Swiss Alps, compared with historical glacier stages of 1850, 1920 and 2000 AD (after GAMPER & SUTER 1982, HOLZHAUSER 1995). (e) Alternation of solifluction and soil formation phases in the Swiss Alps. (f) Periods of cold climate in the Central and Eastern Swiss Alps (after BURGA 1980, BURGA & PERRET 1998, HEITZ 1973, MAISCH 1992, MAISCH 1995, ZOLLER 1960, ZOLLER et al. 1966). (g) Evolution of atmospheric methane concentration in the Northern Hemisphere, illustrating the distribution of periods of humid or dry climate (after BLUNIER et al. 1993). (h) Northern Hemisphere mean temperature oscillations (i) Fluctuations of $\delta^{18}\text{O}$ in GRIP ice cores, Central Greenland. Grey-shaded rectangles illustrate the four periods of increased landsliding recorded in the Western Swiss Alps (cf Chap. 4.1).



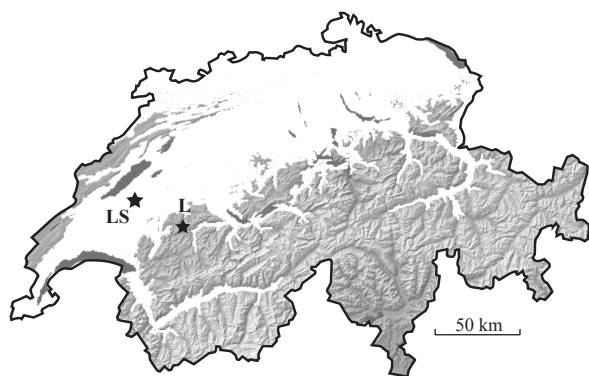


Fig. 6.5 Location of Seedorf Lake in Switzerland (LS), in comparison with the Fribourg Prealps landslide area (L).

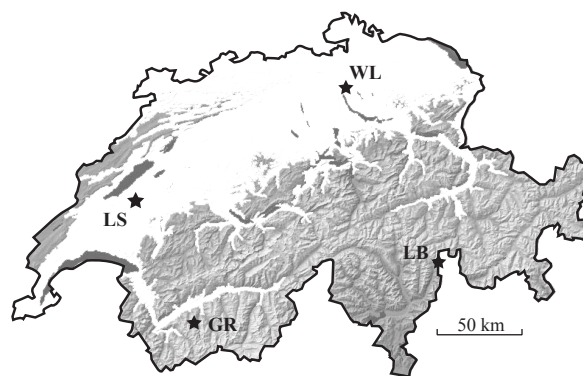


Fig. 6.6 Location of the sites studied by HAAS et al. (1998). WL: Wallisellen-Langachermoo bog, LS: Lake Seedorf, GR: Gouillé Rion pond, LB: Lago Basso pond.

les fluctuations du climat avec les enregistrements de périodes d'activité intense ou limitée des instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises. La figure 6.4 présente une série de données climatiques provenant de la littérature. Ces données ont été établies sur la base d'études multiples et diverses, et illustrent l'évolution de paramètres climatiques à des échelles régionales et globales. Elles sont présentées dans la figure 6.4 dans un ordre tenant compte du caractère régional (Fig. 6.4a-b-c-d-e-f) ou global (Fig. 6.4g-h-i) des résultats par rapport aux Préalpes fribourgeoises.

Le premier enregistrement climatique provient du lac de Seedorf, situé environ 20 km au nord-ouest de la région du Lac Noir, où sont distribués la majorité des sites d'instabilités de terrain étudiés dans ce travail (Fig. 6.5). Les fluctuations du niveau du lac au cours de l'Holocène ont pu être reconstituées sur la base de l'analyse de séquences sédimentaires et de macrorestes végétaux (MAGNY & RICH0Z 1998). Ainsi, cinq périodes majeures de haut niveau lacustre interviennent vers 9800-8100, 7400-7000, 5500-5000 et 2800-2300 cal BP (Fig. 6.4a). Ces périodes de haut niveau du lac sont indicatives d'une détérioration des conditions climatiques estivales, avec des températures plus basses et des précipitations plus intenses. Ces résultats, corrélés avec d'autres signatures paléoclimatiques en Europe centrale et au Groenland, mettent en évidence l'existence synchrone de périodes de hauts niveaux du lac de Seedorf, de phases globales de refroidissement, d'avance des glaciers et d'abaissement de la limite des forêts des Alpes suisses (MAGNY & RICH0Z 1998). Ces processus indiquent donc une occurrence synchrone de conditions climatiques tant froides que humides, et ceci à une échelle régionale et globale (MAGNY & RICH0Z 1998).

La figure 6.4b présente, elle, une succession de 10 périodes caractérisés par des conditions climatiques froides et humides (HAAS et al. 1998, TINNER & AMMANN 2001). Les huit phases comprises entre le Dryas Récent (YD) et le Petit Age Glaciaire (LIA) ont été déterminées grâce à l'étude paléocéologique de deux mares (Gouillé Rion et Lago Basso), d'un lac (Seedorf) et d'un ancien lac ayant évolué en marais (Wallisellen-Langachermoo, Fig. 6.6, HAAS et al. 1998). Les deux premiers sites sont situés dans les Alpes suisses, tandis que les deux derniers sont localisés sur le Plateau suisse. Les sites ont fait l'objet d'analyses diverses, telles que la détermination et la datation du contenu palynologique et macrofossile des sédiments. Les corrélations des résultats obtenus sur chacun des quatre sites ont démontré une bonne correspondance des périodes froides et humides entre le Plateau et les Alpes suisses (HAAS et al. 1998). De plus, ces courtes périodes de détérioration du climat démontrent une chronologie synchrone avec des oscillations climatiques régionales et globales caractérisées également par des températures basses et des précipitations élevées (HAAS et al. 1998). Les augmentations majeures du niveau du lac de Seedorf (Fig. 6.4a, MAGNY & RICH0Z 1998) se corrélaient en effet parfaitement avec les phases froides et humides CE-2, CE-4, C-6, CE-7 et CE-8 de HAAS et al. (1998).

Une chronologie des phases de retrait de six glaciers des Alpes suisses a pu être établie par HORMES et al. (2001), sur la base d'analyses et de datations de fragments de bois et de tourbe prélevés au front des glaciers. Les sites d'étude sont présentés dans la figure 6.7. Au cours de multiples phases de retrait, ces glaciers ont connu des extensions plus réduites qu'actuellement, durant lesquelles la végétation et des milieux

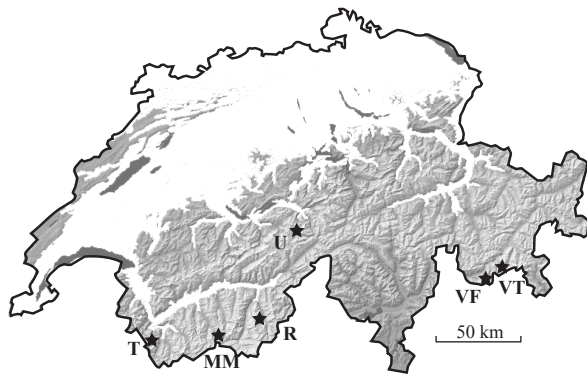


Fig. 6.7 Location of investigated glaciers, in front of which organic materials such as pieces of wood, organic lake sediments and clasts of reworked peat were collected and analysed by HORMES et al. (2001). T: Glacier du Trient, MM: Glacier du Mont Miné, R: Riedgletscher, U: Unteraargletscher, VF: Vaadrec del Forno, VT: Vadret da Tschierva.

tourbeux ont pu se développer dans les environnements proglaciaires. Ces matériaux organiques, récoltés au front des glaciers actuels, ont fait l'objet de datations qui ont permis de reconstruire des phases de contraction glaciaire. Huit périodes ont ainsi pu être déterminées, au cours desquelles des conditions climatiques plus chaudes se sont développées, favorisant la fonte et le retrait progressif des glaciers (Fig. 6.4c, HORMES et al. 2001). Ces résultats sont anticorrélés avec les données précédemment exposées, puisque nous obtenons cette fois un enregistrement de périodes chaudes, qui alternent avec les phases froides et humides de MAGNY & RICHOSZ (1998, Fig. 6.4a) et HAAS et al. (1998, Fig. 6.4b). Ceci confirme l'existence de conditions climatiques instables au cours de l'Holocène, tant à une échelle régionale que globale (HORMES et al. 2001).

Les fluctuations glaciaires au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène démontrent également l'existence de fréquents changements des conditions climatiques. Ainsi, les alternances de phases de retrait et d'avancée glaciaires, présentées dans la figure 6.4d, témoignent de l'ampleur et de la chronologie des variations climatiques (MAISCH et al. 2000, d'après GAMPER & SUTER 1982 et HOLZHAUSER 1995). Les glaciers sont particulièrement sensibles à certains paramètres climatiques précis, tels que la température estivale ou les précipitations hivernales (GAMPER & SUTER 1982, HORMES et al. 2001). Des variations de ces conditions climatiques saisonnières entraînent des variations de la limite d'équilibre des glaciers, qui se traduisent par des mouvements de progression ou de recul des glaciers. Ainsi, la succession de plusieurs années caracté-

térisées par une diminution de la température moyenne estivale et une augmentation des précipitations hivernales induisent, avec un temps de réaction variable et propre à chaque glacier, un déplacement vers l'aval de la limite d'équilibre, ainsi qu'une avancée du front glaciaire. La courbe de la figure 6.4d représente l'évolution générale des glaciers dans les Alpes suisses, relativement aux stades glaciaires de 1850, 1920 et 2000 AD. De nettes oscillations de la courbe témoignent de fluctuations glaciaires importantes au cours des derniers 15'000 ans. La récurrence glaciaire du Dryas Récent montre un déplacement majeur de la courbe vers la droite, indiquant ainsi une extension glaciaire supérieure au stade de 1850 AD, qui marque la fin du Petit Age Glaciaire. Les derniers 11'000 ans sont caractérisés par diverses périodes de retrait ou d'avancée glaciaires bien marquées. Deux longues périodes de contraction des glaciers sont mises en évidence vers 7900-5900 et 4900-4000 cal BP, qui se corrélaient avec des intervalles chauds définis par HORMES et al. (2001, Fig. 6.4c). A l'inverse, la courbe présente plusieurs phases d'extension des glaciers, notamment vers 8500-8100, 5800-5100 et globalement entre 3800 et 200 cal BP. Le stade d'avancée glaciaire vers 3800 cal BP est associé à une rapide détérioration du climat, qui s'enregistre de manière globale dans des sédiments lacustres d'Europe (ARIZTEGUI et al. 1996, ARIZTEGUI et al. 2001). Les avancées glaciaires se corrélaient relativement précisément avec les phases froides et humides décrites par HAAS et al. (1998, Fig. 6.4b) et MAGNY & RICHOSZ (1998, Fig. 6.4a).

La figure 6.4e présente, elle, l'alternance de périodes de solifluction active et de formation de sols au cours de l'Holocène moyen et supérieur. Ces données proviennent de l'analyse et de la datation au radiocarbone de sols fossiles préservés au sein de lobes de solifluction, situés entre 2300 et 2500 m d'altitude dans le parc national suisse, aux Grisons (Suisse orientale, GAMPER 1985). Le développement de périodes de solifluction est lié, selon GAMPER (1985), à l'existence de conditions climatiques estivales froides et humides et de conditions climatiques hivernales froides. Les phases de solifluction apparaissent donc conjointement avec des périodes de détérioration du climat. L'occurrence des phases de solifluction se fait de manière relativement synchronisée avec les phases froides et humides décrites par HAAS et al. (1998, Fig. 6.4b), notamment les phases CE-6, CE-7 et CE-8, les hauts niveaux du lac de Seedorf (MAGNY & RICHOSZ 1998, Fig. 6.4a) et les périodes de progression des glaciers alpins (MAISCH et al. 2000, Fig. 6.4d).

Les enregistrements des fluctuations glaciaires (Fig. 6.4d) sont parfaitement synchrones avec la compilation de périodes froides établies pour les Alpes suisses centrales et orientales par MAISCH et al. (2000, d'après BURGA & PERRET 1998, BURGA 1980, HEITZ 1973, MAISCH 1992, MAISCH 1995, ZOLLER 1960 et ZOLLER 1966). Les dix périodes de conditions climatiques froides représentées dans la figure 6.4f correspondent parfaitement avec les phases d'extension glaciaire maximale (Fig. 6.4d). Toutefois, les périodes froides Misox, Piora I et Lössen interviennent de manière synchrone avec trois périodes considérées par HORMES et al. (2001) comme des périodes chaudes. HORMES et al. (2001) proposent que les trois intervalles des périodes froides, admis jusqu'alors, soient reconsidérés. Cependant, la compilation d'intervalles froids, proposée par MAISCH et al. (2000), tient compte d'une multitude d'études et de données d'origines diverses, qui se recoupent et se complètent sous la forme des dix phases froides de la figure 6.4f. Nous proposons donc de considérer avec réserves les trois intervalles de Misox, Piora I et Lössen comme phases froides dans les interprétations développées postérieurement dans ce travail.

L'enregistrement des variations du taux de méthane dans l'atmosphère au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène est possible par l'analyse des concentrations de méthane dans des carottes de glace extraites aux pôles du globe. La figure 6.4g illustre ainsi les variations du taux de méthane contenu dans des carottes de glace prélevées au centre du Groenland (WANNER et al. 2000, d'après BLUNIER et al. 1993). Cet enregistrement reflète l'évolution de conditions climatiques sèches ou humides au sein de l'hémisphère nord (WANNER et al. 2000). Il apparaît ainsi des tendances distinctes, telle que la période très sèche vers 15'000 cal BP, qui correspond à la fin de la récurrence glaciaire de Daun-Gschnitz (16'500-15'000 cal BP), et une seconde période sèche associée à la récurrence glaciaire du Dryas Récent, entre 12'700 et 11'900 cal BP. Des périodes marquées par des conditions plus humides surviennent vers 14'400-12'800 et 11'400-8500 cal BP, tandis que les derniers 3'500 ans démontrent une augmentation de l'humidité, suite à un intervalle plus sec compris entre 6000 et 3600 cal BP. A noter que la courbe de la figure 6.4g met en évidence une très nette augmentation de l'humidité suite au Petit Age Glaciaire.

Les deux derniers enregistrements paléoclimatiques présentés dans la figure 6.4 (h et i) représentent des fluctuations de la température au cours du Tardigla-

ciaire et de l'Holocène. La figure 6.4h est une reconstruction des variations des températures moyennes proches du sol dans l'hémisphère nord (SCHÖNWIESE 1995). La courbe, fortement lissée, met en évidence la période froide du Dryas Récent, puis expose des oscillations d'amplitude moyenne au cours de l'Holocène. Les quatre intervalles froids distribués au cours des derniers 4000 ans coïncident avec les phases froides (et humides) de HAAS et al. (1998, Fig. 6.4b) et de MAISCH et al. (2000, Fig. 6.4f), tandis que la longue période de réchauffement comprise entre 5500 et 4300 cal BP correspond aux résultats obtenus par HORMES et al. (2001) et MAISCH et al. (2000). La figure 6.4i illustre, quant à elle, l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ dans les glaces du centre du Groenland. Le fractionnement isotopique influençant la distribution sur le globe des isotopes stables de l'oxygène dépend, notamment, de la température moyenne de l'océan et de l'atmosphère. Ainsi, les concentrations de l'isotope ^{18}O dans la glace des pôles témoignent des variations globales de la température. La courbe de JOHNSEN et al. (1997) reflète très clairement les périodes froides de la fin de la période glaciaire de Daun, vers 15'000-14'600 cal BP, et du Dryas Récent, entre 12'600 et 11'700 cal BP. Elle met également en évidence la courte phase de refroidissement étant survenue vers 8200 cal BP (BARBER et al. 1999, VON GRAFENSTEIN et al. 1998), qui n'apparaît pas sur la courbe de SCHÖNWIESE (1995, Fig. 6.4h). Cependant, la courbe de JOHNSEN et al. (1997) présente une évolution constante de la température au cours des derniers 8000 ans, tandis que la courbe de SCHÖNWIESE (1995) expose des fluctuations plus marquées, qui permettent d'isoler des phases climatiques plus froides ou plus chaudes. Malgré leur résolution différente, les deux courbes apportent toutes deux des informations de qualité sur l'évolution globale de la température au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

6.2.4 Discussion

Les données paléoclimatiques présentées dans la figure 6.4 illustrent les fluctuations de paramètres climatiques, tels que la température et l'humidité, au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. L'évolution de ces paramètres dans le temps implique la mise en place de périodes définies par des conditions climatiques conjuguant des variations de la température et de l'humidité. Ainsi, durant les derniers 15'000 ans, des associations de climat froid et humide, froid et sec, chaud et humide ou encore chaud et sec se succèdent. Ces variations des conditions climatiques interviennent pour la plupart à un niveau régional de manière synchrone.

Il s'agit maintenant de comparer les enregistrements de variations climatiques du Tardiglaciaire et de l'Holocène avec la chronologie des instabilités de terrain établie pour les Préalpes fribourgeoises. Les quatre phases comportant des fréquences élevées d'instabilités sont reportées dans la figure 6.4 sous la forme de zones grises horizontales. Les quatre intervalles sont les suivants: 11'000-10'250, 6250-4800, 3600-2100 et 1700-300 cal BP (Chap. 4.1). Les quatre périodes d'instabilités de terrain accrues témoignent d'une répartition précise par rapport aux différentes courbes et données paléoclimatiques. En effet, les hautes fréquences d'instabilités de terrain interviennent parallèlement à la mise en place de conditions climatiques globalement plus humides et plus froides. Ceci se vérifie avec les hauts niveaux du lac de Seedorf (Fig. 6.4a, MAGNY & RICHOSZ 1998), les périodes froides et humides enregistrées sur le Plateau et dans les Alpes suisses (Fig. 6.4b, HAAS et al. 1998), les périodes de solifluction (Fig. 6.4e, GAMPER 1985), les avancées glaciaires (Fig. 6.4d, MAISCH et al. 2000), et les périodes froides de la Suisse centrale et orientale (Fig. 6.4f, MAISCH et al. 2000). Le caractère local ou régional des informations paléoclimatiques et de mouvements de terrain implique toutefois de légères diachronies des résultats. Cependant la corrélation entre instabilités de terrain et périodes plus froides et humides est évidente. Ceci est également conforté par l'absence de périodes d'instabilités de terrain élevées lorsque des conditions climatiques plus sèches et/ou plus chaudes prévalent. C'est le cas notamment au cours de la récurrence glaciaire du Dryas Récent, qui est caractérisée par des conditions climatiques froides mais surtout sèches. D'autres périodes, associées à des conditions globalement plus chaudes et plus sèches, viennent s'intercaler entre des périodes de haute fréquence de mouvements de terrain. Ainsi, au cours de l'Holocène moyen, les périodes s'étalant de 7800 à 6000 et de 4900 à 4000 cal BP sont concernées par des climats plus chauds et secs, qui ne favorisent pas le développement de multiples et récurrentes instabilités de terrain. C'est également le cas lors de la courte phase de réchauffement autour de 2000 cal BP, qui privilégia d'avantage les déplacements d'Hannibal dans les Alpes (NEUMANN 1992) que l'initiation de mouvements de terrain.

Bien qu'une relation évidente puisse ainsi être établie entre l'occurrence de fréquentes instabilités de terrain et l'existence de conditions climatiques en moyenne plus humides et plus froides, on observe toutefois sur la figure 6.4 des périodes humides et froides au cours desquelles aucun, voire seuls de rares signes

d'instabilités de terrain sont présents (Fig. 4.1). Ainsi, entre 10'000 et 7000 cal BP, les indices de mouvements de terrain sont inexistantes, tandis que des intervalles froids et/ou humides apparaissent, comme les périodes froides et humides CE-2, CE-3 et CE-4 de HAAS et al. (1998, Fig. 6.4b), des avancées glaciaires (MAISCH et al. 2000, Fig. 6.4d) ou encore des enregistrements d'humidité élevée (WANNER et al. 2000, Fig. 6.4g). Au cours de cet intervalle de 3000 ans faisant suite au Préboréal, des paramètres non climatiques doivent avoir privilégié la stabilité des versants malgré l'existence de conditions climatiques favorables aux processus de mouvements de terrain. Il est en effet probable que la végétation ait agi de manière stabilisatrice sur les versants préalpins fribourgeois au début de l'Holocène. Cette hypothèse sera présentée et développée dans le chapitre suivant, qui retrace l'évolution de la végétation au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

Comme l'expose la figure 6.4, la considération de conditions climatiques froides et humides dans l'initiation de processus d'instabilités de terrain s'applique parfaitement aux sites étudiés dans les Préalpes

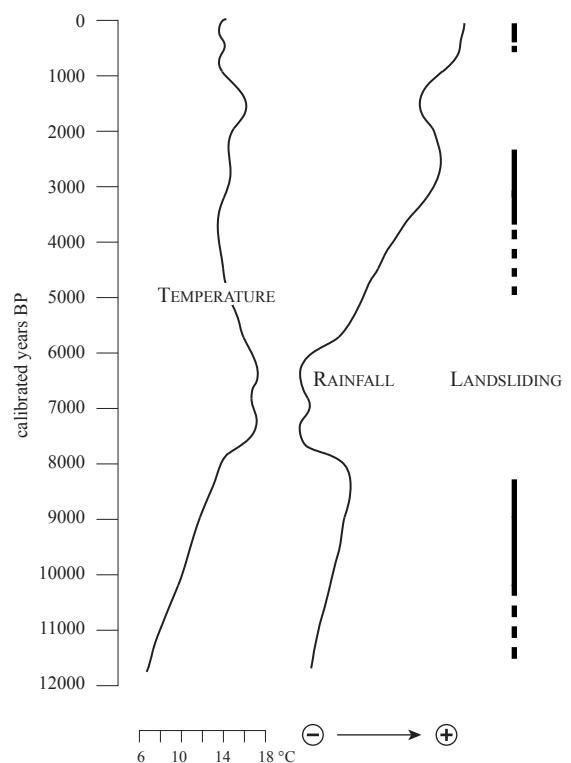


Fig. 6.8 Holocene temperature and rainfall changes (the latter without scale) in the Cantabrian region (Spain) and tentative correlation with periods of landslide occurrence (after GONZÁLEZ-DÍEZ et al. 1996).

fribourgeoises. Toutefois, l'eau restant le paramètre déterminant dans les processus de mouvements de terrain, la mise en place de conditions climatiques humides est beaucoup plus importante en soi que l'intervention de conditions climatiques froides. Il apparaît dans la figure 6.4 que les deux paramètres "humide" et "froid" interviennent souvent de manière conjuguée, et synchrones avec les phases de haute fréquence de mouvements de terrain. Mais l'impact principal sur la stabilité des versants est donné par les fluctuations de l'humidité, liées aux précipitations. Cette relation est également observable dans la figure 6.8, qui illustre la réaction des glissements de terrain (s.l.) face aux fluctuations de la température et des précipitations dans la région cantabrique (Espagne, GONZÁLEZ-DÍEZ et al. 1996). Il en résulte que les instabilités de terrain se développent lors de chaque augmentation des précipitations, mais ne réagissent pas directement aux variations de la température. Le couplage des paramètres froid-humide et chaud-sec est également valable pour cette région. Les phases chaudes et sèches sont particulièrement évidentes, entre 7700-6000 et 1700-1300 cal BP (Fig. 6.8). Le premier intervalle chaud-sec se retrouve dans les données de la figure 6.4, tandis que le second intervalle plus récent est, à l'inverse, concerné par des conditions climatiques froides et humides selon les données régionales obtenues dans les Alpes suisses.

6.3 LA VÉGÉTATION

6.3.1 Introduction

La végétation peut être considérée comme facteur agissant sur les processus superficiels d'instabilités de terrain, dans le sens où la présence ou l'absence de couvert végétal renforce ou affecte la stabilité mécanique des versants. En effet, la présence de végétation, et notamment de surfaces forestières, favorise la stabilisation des couches superficielles des versants, par l'action des racines d'une part, et en agissant sur le bilan hydrique d'autre part (NILAWEERA & NUTALYA 1999, SCHMIDT et al. 2001, THORNES 1997). La fonction stabilisatrice des racines d'arbres dépend toutefois des propriétés de résistance, de la répartition et de la profondeur de pénétration des racines, ainsi que du type de ramification à l'intérieur du sol (NILAWEERA & NUTALYA 1999). La végétation influence également le bilan hydrique par son rôle d'interception et de rétention des eaux météoriques, lié au processus d'évapotranspiration. La couverture végétale participe ainsi à la régulation de l'humidité du sol et du taux d'infil-

tration d'eau, qui influence grandement l'activité des glissements de terrain profonds. La végétation favorise de plus la fixation du sol et limite le ruissellement (*Réf. DUTI-1985*). Cependant, la présence de végétation sur un versant peut engendrer une augmentation du potentiel d'instabilité. Les surfaces forestières occasionnent en effet des surcharges sur les terrains, liées au poids important des arbres (NILAWEERA & NUTALYA 1999, THORNES 1997). De plus, l'action du vent peut engendrer la déstabilisation des terrains superficiels par l'intermédiaire de vibrations occasionnées lors de tempêtes. Toutefois, le bilan global de l'influence de la végétation sur la stabilité des versants est positif. Il en résulte qu'une diminution voire une disparition de la végétation entraîne une augmentation de la probabilité d'occurrence d'instabilités de terrain superficielles, telles que coulées de boue, laves torrentielles et glissements peu à moyennement profonds (CENDRERO & DRAMIS 1996, PARISE et al. 2002, THORNES 1997). L'influence du défrichement sur la fréquence et la distribution spatiale de mouvements de terrain est considérable. Le temps de réaction pour la mise en place de processus d'instabilités suite au déboisement est compris entre 1 et 15 ans (MONTGOMERY et al. 2000, SIDLE & WU 1999). Le rôle de la végétation est donc prépondérant dans l'évolution dynamique des versants. Et plus spécifiquement, la déforestation intervient comme un facteur pouvant contraindre de manière fort défavorable la stabilité des versants, dans l'actuel comme dans le passé.

6.3.2 Fluctuations de la végétation au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène

Les surfaces forestières jouant un rôle déterminant dans la stabilité des versants (Chap. 6.3.1), il est donc crucial de connaître les fluctuations de la répartition des surfaces boisées au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, afin de préciser l'impact de la végétation sur l'activité des mouvements de terrain. Nous avons donc cherché à préciser l'évolution du couvert végétal, et notamment des espèces arboricoles, au cours des derniers 15'000 ans. Nous avons limité les comparaisons à des données paléoenvironnementales régionales, concernant le territoire suisse, afin de pouvoir les corrélérer de manière représentative aux données d'instabilités de terrain des Préalpes fribourgeoises.

La reconstruction du paysage végétal est très souvent basée sur l'analyse du contenu palynologique de sédiments lacustres et palustres. En effet, les lacs et les marais déterminent des environnements de bassins propices au dépôt et à la conservation de pollens de

tous spectres. Les pollens, piégés dans les dépôts sédimentaires, déterminent une représentation de la composition du couvert végétal situé à proximité du bassin (MULLE et al. 2000). Ainsi, par l'analyse du spectre pollinique associé à des dépôts sédimentaires anciens, il est possible de reconstituer l'histoire de la végétation de manière spatiale et temporelle. Toutefois, des précautions doivent être prises lors de telles reconstitutions. En effet, la représentativité des pollens préservés dans un bassin lacustre ou palustre dépend de multiples critères, dont les propriétés de dispersion. La dispersion est liée au type de pollen, à sa structure et son poids, mais également à son taux de productivité par rapport à d'autres espèces, et aux conditions de distribution par le vent ou les cours d'eau (JACKSON 1990, PRENTICE 1985). Ainsi, les assemblages palynologiques préservés dans des environnements sédimentaires fournissent des indications qualitatives quant aux types d'espèces végétales présentes à proximité du bassin, et des indications semi-quantitatives quant à la distribution spatiale et la fréquence des espèces. Les pourcentages de pollen ne correspondent en effet pas directement aux pourcentages des espèces végétales présentes dans les environs du site d'étude (PRENTICE 1985). L'application de la méthode palynologique permet toutefois de reconstituer l'évolution du paysage au cours du temps. La reconstruction de la limite des arbres dans les Alpes, notamment basée sur la palynologie, fournit des indications importantes sur l'ampleur des variations climatiques et de l'influence anthropique dans le milieu alpin (BIRKS et al. 1996, HAAS et al. 1998). En effet, la limite supérieure des arbres en montagne est fortement dépendante des variations des températures estivales et de la durée de la saison de croissance. Selon GAMPER & SUTER (1982), 3 à 10 années de températures moyennes estivales inférieures à la normale suffisent pour engendrer une diminution en altitude de la limite des arbres. L'influence humaine, liée à l'utilisation du sol, joue également un rôle majeur dans l'évolution du couvert végétal et de la limite des arbres (HÜPPE & POTT 1993). Le déboisement et l'implantation progressive de surfaces de cultures et de pâtures génèrent en effet des modifications drastiques du paysage.

Les courbes exposées dans la figure 6.9 illustrent l'évolution de la végétation au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, en Suisse et en Italie centrale. Les données proviennent de l'analyse de différents sites lacustres et palustres, qui ont fourni des séquences palynologiques plus ou moins complètes et continues tout au long des derniers 15'000 ans. Les figures 6.9 a-b-c-d représentent l'évolution de l'ensemble des

espèces arboricoles, par rapport aux espèces non arboricoles des arbustes, herbes, etc., ceci sur différents sites suisses localisés sur la figure 6.10 (DAPPLES et al. 2002, MITCHELL et al. 2001, TINNER & AMMANN 2001). La figure 6.9e illustre, elle, les fluctuations de la limite des arbres dans les Alpes centrales (BURGA & PERRET 1998), tandis que la figure 6.9f expose l'évolution des taux de pollens d'arbres sur un site d'Italie centrale (RAMRATH et al. 2000). Des tendances évolutives ressortent clairement de la figure 6.9. Les courbes montrent en effet des variations relativement synchrones du pourcentage de pollens d'arbres. La période comprise entre 15'000 et 13'000 cal BP est caractérisée par une nette et brusque augmentation des pollens d'arbres, suite à l'événement climatique froid du stade glaciaire de Daun (16'500-15'000 cal BP). Les arbres colonisent rapidement les domaines alpin et jurassien, les principales espèces pionnières étant le pin (*Pinus* sp. et *Pinus cembra*) et le bouleau (*Betula*; BURGA 1987, GOBET et al. 2000). La forte détérioration du climat au cours du Dryas Récent entraîne une diminution de la fréquence des pollens d'arbres, un abaissement de la limite des arbres de 200 à 300 m, et une reprise de la végétation steppique dans les Alpes (BURGA 1987). Il faut attendre le Préboréal et des conditions climatiques plus clémentes pour assister à une nouvelle migration des arbres, cette fois marquée par la présence de pins (*Pinus*) et de mélèzes (*Larix*) qui déterminent la limite des arbres dans les Alpes. Le reboisement, initié au Préboréal atteint son ampleur maximale durant la période comprise entre 10'000 et 6000 cal BP (WICK & TINNER 1997), au cours de laquelle la limite des arbres est à son apogée, soit entre 2100 et 2300 m (AMMANN & WICK 1993, BURGA 1987, BURGA & PERRET 1998). A partir de la transition entre l'Atlantique Récent et le Subboréal, les pourcentages de pollens d'arbres entament une diminution progressive dans les Alpes (Fig. 6.9b-c), tandis que les populations arboricoles du Jura et du centre de l'Italie conservent des pourcentages élevés (Fig. 6.9d-f). Le déclin des espèces d'arbres au sein du milieu alpin se répercute peu avant 4'000 cal BP dans les Préalpes fribourgeoises, comme le montre la figure 6.9a (cf Chap. 5). Entre 3800 et 3500 cal BP, plusieurs courbes reflètent une nette chute des pourcentages de pollens d'arbres, associée à la détérioration du climat qui sévit vers 3800 cal BP, mais également à l'influence anthropique (ARIZTEGUI et al. 1996, ARIZTEGUI et al. 2001). La diminution progressive, parfois massive, des surfaces forestières dans les Alpes à partir de l'Holocène moyen est ainsi la conséquence conjuguée de la colonisation par l'homme des milieux alpins, et de la détérioration progressive du climat (AMMANN & WICK 1993, BAUE-

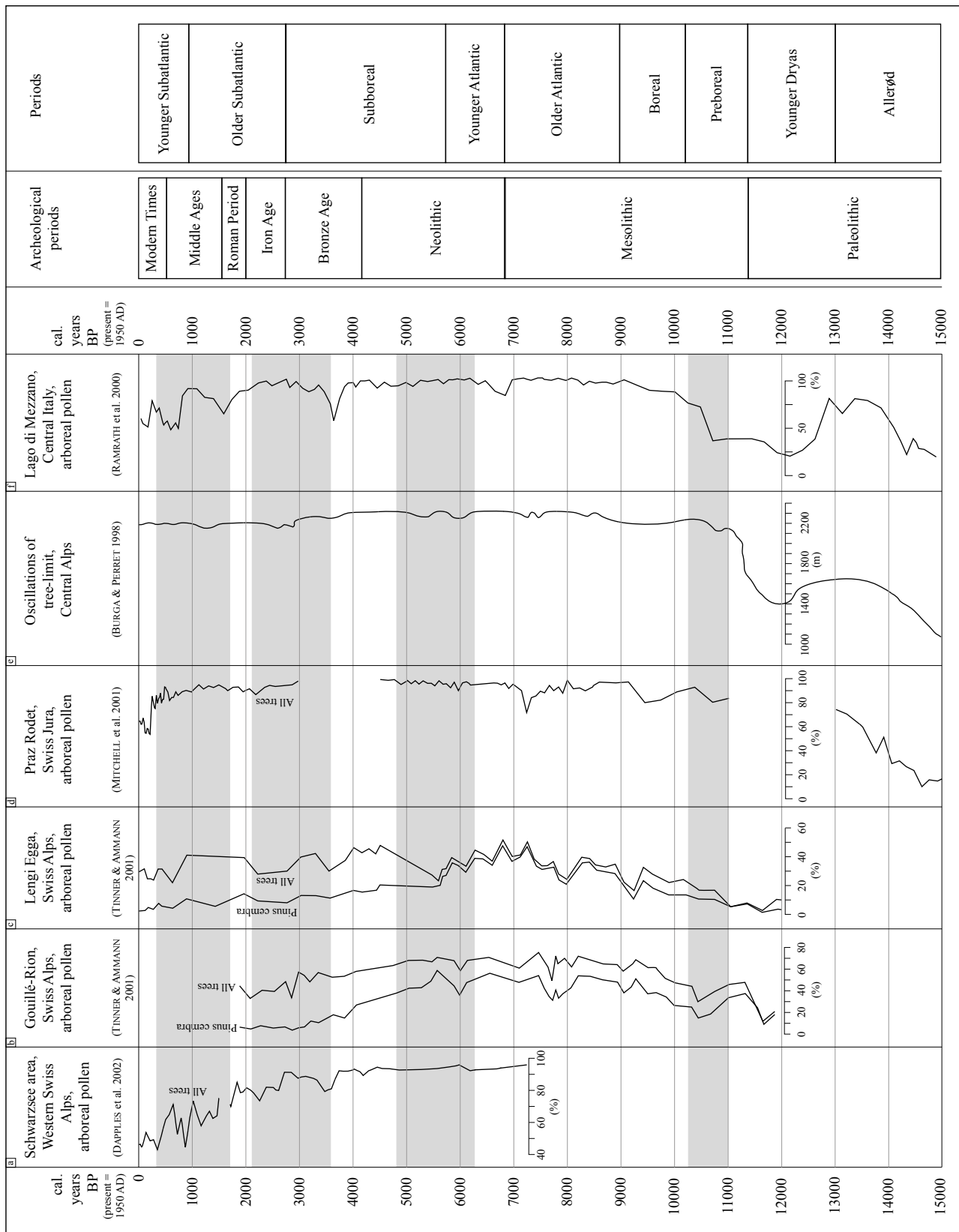


Fig. 6.9 Comparison of different Late Glacial and Holocene vegetation fluctuations. The curves express the fluctuations of arboreal pollen at Lac Noir; Western Swiss Alps (a), Gouillé-Rion, Valais, Swiss Alps (b), Lengi Egga, Valais, Swiss Alps (c), Praz Rodet, Swiss Jura (d) and Lago di Mezzano, Central Italy (f), as well as the oscillations of the tree-limit in the Central Alps (e). Grey-shaded rectangles illustrate the four periods of increased landsliding recorded in the Western Swiss Alps (cf Chap. 4.1).



Fig. 6.10 Location of investigated sites presented in figure 6.9 and associated with records of vegetation changes. PR: Praz-Rodet (MITCHELL *et al.* 2001), LN: Schwarzsee Lake (Lac Noir; DAPPLES *et al.* 2002), GR: Gouillé Rion (TINNER & AMMANN 2001), LE: Lengi Egga (TINNER & AMMANN 2001).

ROCHSEE & KATENHUSEN 1997, BURGA 1987, ZOLLER *et al.* 1998).

6.3.3 Discussion

Les courbes présentées dans la figure 6.9 illustrent clairement les fluctuations de la végétation survenues au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, à un niveau régional. Nous pouvons maintenant comparer ces données paléoenvironnementales avec la chronologie des périodes de haute fréquence d'instabilités de terrain établie pour les Préalpes fribourgeoises. Les zones grises horizontales, présentes dans la figure 6.9, correspondent aux quatre phases d'activité élevée de mouvements de terrain reconnues pour les Préalpes (cf. Chap 4.1). La première période d'instabilités, datée du Préboréal, intervient après la récurrence glaciaire du Dryas Récent, parallèlement à la recolonisation du milieu alpin par les espèces arboricoles, qui remplacent progressivement la végétation steppique en place lors du Dryas Récent. Une absence d'instabilités de terrain caractérise la longue période comprise entre 10'200 et 6300 cal BP. Cet intervalle correspond au reboisement maximal des domaines préalpin et alpin, caractérisé par de très hauts pourcentages de pollens d'arbres et une limite des arbres élevées (Fig. 6.9). La présence d'importantes surfaces forestières semble ainsi associée à une très faible occurrence, voire, à la non-existence d'instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises, mais également de manière plus régionale, au niveau suisse (Fig. 4.2). Les datations d'instabilités de terrain concernent principalement des événements gravitaires superficiels tels que des coulées de boue, des laves torrentielles ou des glissements de terrain peu à moyennement profonds.

Ainsi, un lien direct peut être mis en évidence entre l'étendue des surfaces boisées et l'activité de mouvements de terrain superficiels, tels que ceux enregistrés dans les Préalpes fribourgeoises au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

La deuxième période de fréquences élevées d'instabilités de terrain intervient entre 6300 et 4800 cal BP. Elle s'initie de manière synchrone avec l'amorce de la diminution des pourcentages de pollens d'arbres enregistrée dans le domaine alpin (Fig. 6.9b-c). Cette augmentation des instabilités peut à nouveau être mise en relation avec une diminution de la couverture végétale boisée. Cette relation est d'ailleurs très clairement mise en évidence lors de l'initiation de la troisième période de fréquentes instabilités, qui démarre vers 3600 cal BP. En effet, à cette période, des diminutions très nettes des pourcentages de pollens d'arbres sont enregistrées à une échelle locale (Fig. 6.9a) et régionale (Fig. 6.9c et 6.9f). Nous assistons là à une période importante, au cours de laquelle se conjuguent des changements importants au sein de la végétation et une augmentation de l'occurrence des mouvements de terrain. La quatrième et dernière phase de mouvements de terrain accrus correspond à une nouvelle diminution des pourcentages de pollen d'arbres, observable sur une échelle locale à régionale. Cette période, comprise entre 1700 et 300 cal BP est associée à un renforcement de l'impact humain, caractérisé par un accroissement de la déforestation au profit de l'établissement de surfaces de cultures et de pâtures. Une relation directe est ainsi mise en évidence entre les changements du couvert végétal, et plus spécifiquement la déforestation induite de l'activité humaine, et l'occurrence élevée de mouvements de terrain superficiels.

6.4 L'INFLUENCE ANTHROPIQUE

Les fluctuations de la végétation, mises en évidence au chapitre précédent comme un facteur important agissant sur l'activité des instabilités de terrain, sont la conséquence de l'influence de plusieurs paramètres pas toujours facilement identifiables. Les causes primaires de l'évolution du couvert végétal sont les changements climatiques et l'impact anthropique. Ainsi, dans le domaine alpin, il apparaît clairement que les changements de la végétation au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène inférieur sont imputables aux variations du climat, souvent brutales, qui ont caractérisé cette période. En revanche, durant l'Holocène moyen et supérieur, les fluctuations de la végétation sont caractérisées par l'apparition et la disparition d'es-

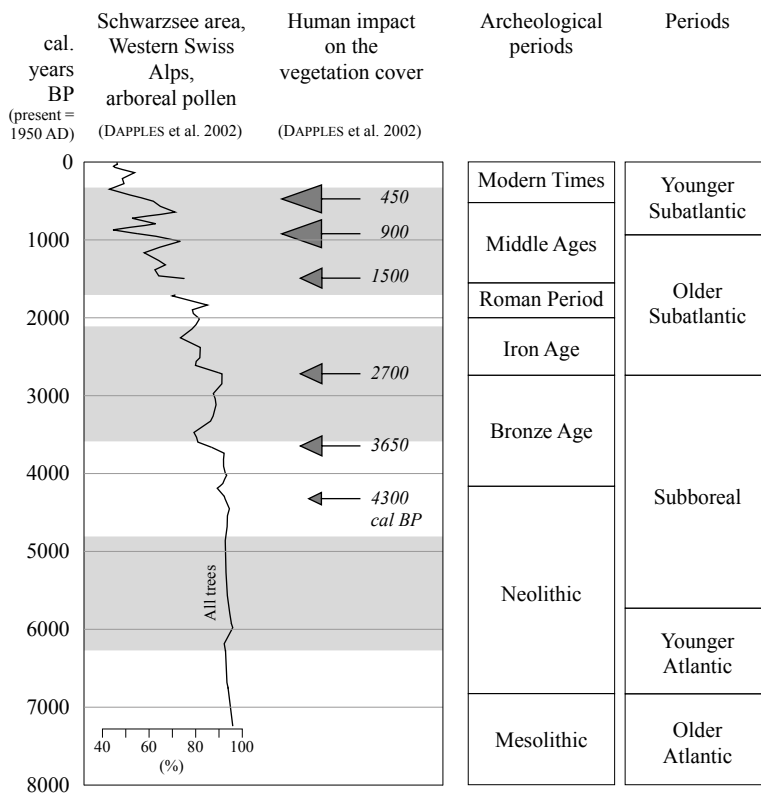


Fig. 6.11 Evolution of tree pollen percentages, in comparison with the chronology of distinct peaks of human impact, dated at ca. 4300, 3650, 2700, 1500, 900 and 450 cal yrs BP. The peaks of anthropogenic influence coincide with clear negative shifts of the tree pollen curve, characterized by the replacement of forested areas by human-related herb taxa. A relative gradation occurs within the six pulses of human impact. The first peak, at 4300 cal BP, expresses the lowest impact on vegetation, whereas the two last peaks, dated of 900 and 450 cal yrs BP, respectively, expose the highest impact on vegetation, characterized by important decreases of tree pollen percentages. Grey-shaded rectangles illustrate three periods of increased landsliding recorded in the Western Swiss Alps (cf Chap. 4.1).

pèces végétales fortement liées à l'activité humaine. En effet, les enregistrements de pollens d'arbres démontrent une nette diminution à partir de l'Holocène moyen ou supérieur, selon les régions (Fig. 6.9). Parallèlement à cette diminution des pollens d'arbres, une nette augmentation des pollens non-arboricoles, et notamment des pollens d'herbes (*Plantago lanceolata*-type, *Urtica*, Gramineae, Compositae subfam. Cichorioideae, *Rumex acetosa*-type, Cerealialia) précise l'arrivée ou le développement de sociétés humaines (DAPPLES et al. 2002, ZOLLER et al. 1998). Le développement des espèces non-arboricoles associées à la présence anthropique s'effectue de manière variable dans le temps et dans l'espace. En effet, la dynamique de peuplement varie en fonction des domaines géographiques. Ainsi, au Mésolithique, si tous les étages altimétriques du canton de Fribourg sont fréquentés, le paysage reste divisé en territoires habituels et territoires occasionnels, ces derniers représentant le domaine de montagne qui n'est accessible et occupé qu'à la belle saison (MAUVILLY et al. 2002). Le peuplement proprement dit et l'installation de sociétés au sein du domaine préalpin et alpin n'est entreprise qu'à partir du Néolithique (BAUEROCHSEE & KATENHUSEN 1997, BURGA 1987) ou de l'Age du Bronze (DAPPLES et al. 2002, MULLE et al. 2000), avec la sédentarisation de populations jusqu'alors très mobiles. Cette dynamique

de peuplement s'accompagne d'une ouverture du paysage, associée au défrichage des forêts et à leur remplacement par des zones de cultures et de pâtures. Des variations de l'ampleur de la déforestation sont mises en évidence par les analyses palynologiques. Ainsi, le contenu palynologique des sédiments du Lac Noir permet de définir six phases d'impact humain plus marqué (Chap. 5). La figure 6.11 illustre la chronologie de ces six périodes, datées respectivement de 4300, 3650, 2700, 1500, 900 et 450 cal BP. Les périodes d'influence humaine accrue sont caractérisées par une diminution intense des pollens d'arbres, associée à l'augmentation de pollens d'espèces non-arboricoles, dont les espèces d'herbes (Fig. 5.4). Ces phases de déforestation accélérée s'intègrent dans une tendance globale d'ouverture du paysage, qui démarre clairement vers 3'650 cal BP dans la région du Lac Noir, peu après les premiers signes d'impact humain décelés vers 4300 cal BP (Fig. 6.11). La diminution continue des surfaces de forêt, dès 3650 cal BP, coïncide avec l'apparition de fréquentes instabilités de terrain dès 3600 cal BP. Les changements de la végétation, et plus particulièrement le déboisement, sont considérés comme des facteurs importants agissant sur l'activité des mouvements de terrain (Chap. 6.3). Les perturbations du couvert végétal sont en grande partie imputables à l'action de l'homme, liée à la dynamique

de peuplement, notamment au cours de l'Holocène moyen et supérieur. L'influence anthropique, associée à l'utilisation du sol, peut donc également être considérée comme un facteur important contrôlant de manière indirecte la stabilité des versants.

6.5 DISCUSSION GÉNÉRALE

Une série de facteurs agissant de manière défavorable sur l'activité des mouvements de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène ont été mis en évidence dans ce chapitre 6. Les paramètres pris en compte, à savoir les changements climatiques, les fluctuations de la végétation et l'influence anthropique, ont fait l'objet de descriptions détaillées et ont été traités de manière individuelle dans le cadre de comparaisons avec la chronologie d'instabilités de terrain constituée pour les Préalpes fribourgeoises. De multiples relations de cause à effet ont ainsi pu être établies entre la dynamique de ces différents paramètres et la probabilité d'occurrence de mouvements de terrain. Les périodes de fréquences élevées d'instabilités de versants ont notamment démontré une occurrence synchrone avec:

- la mise en place de conditions climatiques plus humides et plus froides (Chap. 6.2), associées notamment à des avancées glaciaires et des hauts niveaux lacustres.
- l'existence d'un paysage végétal ouvert, de type steppique, ou caractérisé par une déforestation marquée et continue (Chap. 6.3).
- le développement de sociétés humaines sédentaires associé à une utilisation du sol affectant le couvert végétal (Chap. 6.4).

Cependant, il faut tenir compte de la multiplicité des facteurs défavorables en présence et de leurs combinaisons possibles au cours du temps. La figure 6.12 sert de soutien aux comparaisons indispensables entre l'influence propre ou complémentaire des différents facteurs défavorables. Les chronologies des instabilités de terrain pour les Préalpes fribourgeoises (Fig. 6.12a) et pour la Suisse (Fig. 6.12b; cf. Chap. 4.2) sont illustrées en premier lieu. Puis interviennent les enregistrements des changements climatiques (Fig. 6.12c), de la fonte du permafrost (Fig. 6.12d), des fluctuations de la végétation (Fig. 6.12e) et de l'influence anthropique (Fig. 6.12f). Les données concernant le climat, la végétation et l'impact humain sont extrapolées à partir des synthèses proposées pour chaque facteur (Fig. 6.4, 6.9 et 6.11). L'influence de chaque facteur sur la sta-

bilité des versants est considérée de manière positive ou négative. Les impacts négatifs (-) déterminent des périodes où le facteur en question présente des conditions globalement défavorables pour la stabilité des versants. Il peut ainsi s'agir de périodes froides et humides (les limites de ces intervalles sont déterminées en fonction des fluctuations des enregistrements paléoclimatiques de la figure 6.4: périodes froides et humides, avancées glaciaires, hauts niveaux lacustres, etc.), de fonte massive et rapide du permafrost lors du réchauffement faisant suite à des événements glaciaires importants (probable déstabilisation des versants préalpins compris entre 1000 et 2000 m d'altitude), ou encore de l'existence de végétation rase ou de diminution de la couverture forestière (Fig. 6.9). A l'inverse, les impacts positifs (+) caractérisent des périodes durant lesquelles les facteurs présentent des conditions favorables à la stabilité des versants. Au cours des périodes exposant un impact positif, la stabilité des versants peut être considérée comme renforcée, ou tout au moins non affectée par le facteur exposant cet impact positif.

Des tendances claires ressortent de la mise en parallèle des périodes d'impact positif ou négatif des différents facteurs. En premier lieu, les périodes d'instabilités de terrain fréquentes se corrélaient toutes avec des périodes d'impact négatif du climat, principalement caractérisées par l'existence de conditions climatiques plus humides et plus froides. Les périodes de mouvements de terrain accrus se corrélaient également bien avec les périodes de fonte du permafrost succédant aux récurrences glaciaires de Daun et du Dryas Récent. Une influence climatique est donc également mise en évidence ici. En revanche, une longue période de conditions climatiques défavorables existe entre 10'200 et 8000 cal BP (Fig. 6.12c), au cours de laquelle aucun signal d'activité de mouvements de terrain n'est enregistré au sein des Préalpes fribourgeoises, et seuls deux rares événements apparaissent au niveau suisse (Fig. 4.2). L'impact négatif des conditions climatiques durant cet intervalle de temps a donc du être affaibli, voire annulé par l'influence stabilisatrice d'autres paramètres. Il est possible que la végétation ait pu jouer ce rôle stabilisateur, entre 11'000 et 6000 cal BP, en présentant des conditions très favorables à la stabilité des versants (Fig. 6.12e). Cet impact positif est caractérisé par la colonisation rapide des espèces d'arbres sur l'ensemble des milieux paysagers. Cette colonisation, associée au développement de forêts, participe ainsi à la stabilisation des versants. Les premiers signes de déforestation, signalés vers 6000 cal BP, conjugués à la mise en place d'une

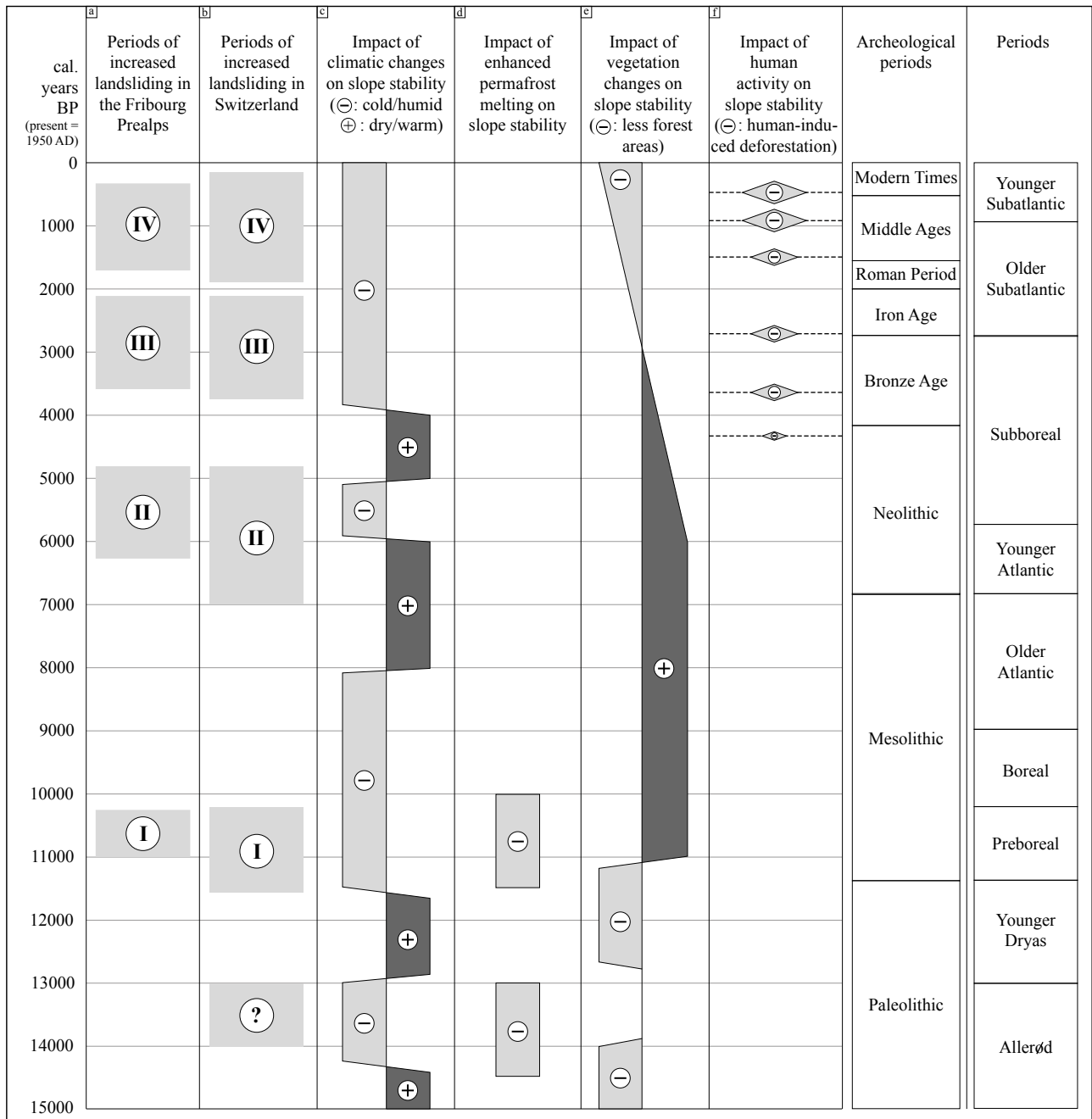


Fig. 6.12 Chronology of increased landsliding periods in the Fribourg Prealps (a) and in Switzerland (b), compared with positive or negative impact on slope stability of conditioning factors such as climatic changes (c), permafrost melting (d), vegetation fluctuations (e) and human activity (f). Data c-e-f summarize records presented in figures 6.4, 6.9 and 6.11.

détérioration du climat, laissent dès lors la place à une nouvelle période de fréquentes instabilités de terrain. Les deux périodes d'impact négatif de la végétation survenant au cours du Tardiglaciaire (Fig. 6.12e) ne se corrélatent absolument pas avec des phases d'occurrence élevée de mouvements de terrain. Ceci est principalement dû à l'existence de conditions climatiques sèches et froides liées aux récurrences glaciaires de

Daun et du Dryas Récent. Ainsi, des conditions défavorables de la végétation ne suffisent pas à favoriser l'occurrence d'instabilités de terrain. Les paramètres climatiques "humide" et "sec" semblent globalement contrôler la distribution chronologique des fréquences d'instabilités de terrain, sauf durant le Boréal et le début de l'Atlantique Ancien, où l'impact positif important de la végétation annule l'impact négatif des

conditions climatiques froides et humides. Les derniers 4000 ans sont caractérisés par une combinaison d'impacts négatifs sur la stabilité des versants, générés tant par des conditions climatiques défavorables (Fig. 6.12c) que par la diminution des surfaces boisées (Fig. 6.12e) liée à l'influence humaine (Fig. 6.12f). Le rôle important joué par les changements climatiques dans la distribution des périodes de fréquences élevées de mouvements de terrain est ici démontré, et notamment l'importance de l'alternance de condi-

ques humides ou sèches. Cependant, la figure 6.12 et les résultats présentés dans ce chapitre 6 mettent également en évidence le rôle considérable que peut avoir joué la végétation au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Finalement, l'activité anthropique, en influençant partiellement les fluctuations de la végétation durant l'Holocène moyen et supérieur, a également participé, de manière indirecte, au conditionnement défavorable de la stabilité des versants préalpins et alpins.

7 - BILAN CRITIQUE

La figure 6.12 illustre et résume l'ensemble des recherches effectuées dans le cadre de ce travail de thèse. Elle intègre en effet des enregistrements d'instabilités de terrain, mis en parallèle avec l'évolution dans le temps de processus externes considérés comme des facteurs défavorables. Cependant, la réalisation de ce tableau final nécessite l'intégration de multiples données, établies et récoltées en différentes étapes. Les conditions d'acquisition et de mise en commun de toutes ces données ont des conséquences majeures sur les résultats finaux obtenus, tels que ceux présentés dans la figure 6.12, mais surtout sur la fiabilité et la qualité de ces résultats. Nous présentons, dans ce chapitre, une série de discussions relatives à la qualité des données et des résultats obtenus dans les différents domaines étudiés, ceci sous un aspect critique.

7.1 ACQUISITION D'ÉCHANTILLONS POUR LA DATATION D'INSTABILITÉS DE TERRAIN

Les diverses méthodes pouvant être appliquées dans le cadre de datations d'instabilités de terrain nécessitent toutes la prospection de matériel adéquat (Chap. 2). Dans ce travail de recherche, l'application de méthodes telles que la dendrochronologie et la datation au radiocarbone s'est faite sur de multiples échantillons de bois provenant de sites affectés par des instabilités de terrain. L'acquisition de matériel organique tel que le bois dépend des facilités de prospection offertes par le site. La récolte de matériel peut s'effectuer sur des affleurements naturels, tels que des berges de rivière, des niches d'arrachement ou des fractures fraîchement ouvertes. Ces conditions natu-

relles d'affleurement sont associées à de faibles profondeurs d'enfouissement, et peuvent impliquer une importante durée d'exposition à l'air libre et aux eaux de ruissellement, qui peut générer des contaminations du matériel organique. La réalisation de travaux d'investigation ou d'assainissement sur un site favorise la récolte d'échantillons préservés au sein de masses instables, à des profondeurs variables. Ainsi, une large proportion des échantillons analysés dans ce travail provient de forages (sites: Hohberg, Falli Hölli, Jaun et Villarbeney), de tranchées drainantes de surface ou de sondages (sites: Hohberg - Planche 4-C, Schlossisboden et la Pürrena) ou de réaménagement de routes d'alpage (site: Schlossisboden). Quel que soit le type de prospection réalisée, la récolte de matériel propice à l'obtention d'une datation dépend impérativement d'un facteur chance. Si certains forages permettent d'obtenir de nombreux fragments de bois provenant de diverses profondeurs, d'autres restent beaucoup plus stériles. Les tranchées drainantes permettent en règle générale l'acquisition d'un certain nombre d'échantillons de bois, du fait de la couverture spatiale importante du réseau dendritique de tranchées sur un site. Bon nombre de travaux d'investigation et d'assainissement sont réalisés dans un laps de temps relativement court et impliquent d'être présent sur le site lors des travaux afin d'y récolter le maximum d'échantillons de bois, avant que les tranchées ne soient recouvertes ou que les matériaux exposés à l'air libre ne s'altèrent et ne subissent des contaminations. La fréquence d'acquisition de matériaux de qualité pour la datation n'étant pas très élevée, il est donc important de saisir toutes les opportunités de récolter le plus possible d'échantillons sur un site. Il faut ainsi être attentif à la réalisation de travaux pouvant favoriser l'acqui-

tion de matériel, ceci au travers de contacts entretenus avec les communes, les bureaux privés et les entreprises responsables des travaux.

Les contraintes liées aux conditions de prospection impliquent une acquisition plus fréquente de matériaux enfouis à faible profondeur. C'est le cas lors de travaux d'assainissement tels que des tranchées drainantes, qui permettent une exposition à l'air libre des premiers mètres de terrain (Planche 4-C), ou de travaux de réfection de routes d'alpage (Planche 2-B). La figure 7.1 illustre le rapport entre la profondeur de prélèvement des échantillons et l'âge déterminé par ces échantillons. Il s'agit des 69 bois datés dans le cadre de ce travail de thèse (Fig. 4.1), provenant des six sites étudiés dans les Préalpes fribourgeoises, à savoir: le Hohberg, Falli Hölli, Schlossisboden, la Pürrena, Jaun et Villarbeney. Il apparaît clairement qu'une nette majorité des échantillons provient de faibles profondeurs, et notamment de la tranche superficielle de 5 m d'épaisseur. Les âges de ces échantillons sont répartis dans l'intervalle de temps allant de 3600 à 0 cal BP, hormis un groupe de 8 échantillons distri-

bués entre 6300 et 4800 cal BP et deux échantillons compris entre 11'000 et 10'000 cal BP. Ces bois datés du début de l'Holocène et de l'Holocène moyen proviennent en majorité du site de Schlossisboden et ont été prélevés à faible profondeur lors de la réfection de la route menant à la ferme de la Gassera (Fig. 3.17). A l'exception de ces quelques bois aux âges anciens et prélevés en surface, la figure 7.1 exprime une certaine relation proportionnelle entre la profondeur d'enfouissement des bois et leur âge respectif. La ligne hypothétique tracée sur la figure 7.1 exprime un rapport moyen de 225 ans par mètre de profondeur. Ce rapport varie naturellement lorsqu'il est établi pour chaque site. Les bois les plus anciens ont été prélevés, par l'intermédiaire des forages, à des profondeurs importantes pouvant atteindre plus de 60 m. Comme mentionné ci-dessus, la fréquence d'acquisition de bois dans des forages étant très faible, la distribution des échantillons dans la figure 7.1 est hétérogène, démontrant une grande majorité de bois récents à moyennement récents provenant des couches superficielles des sites étudiés. Ces contraintes de prospection doivent donc être prises en considération lors de l'interpréta-

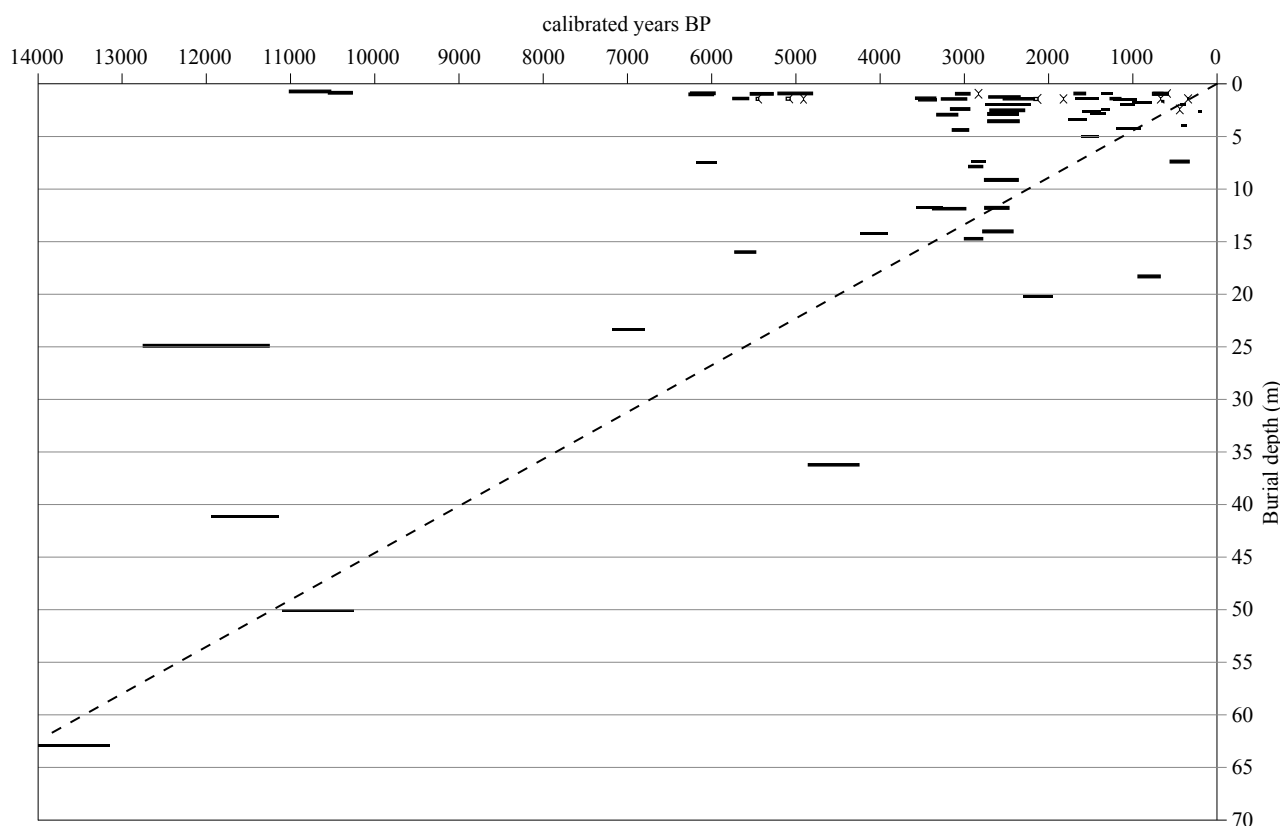


Fig. 7.1 Relationship between «burial depth» and «age» of 69 wood datings arising from the six landslides studied in the Fribourg Prealps (see fig. 4.1). Crosses: dendrochronological datings; bars: radiocarbon datings with 2 sigma error range.

tion de l'ensemble des données de datations, afin de ne pas interpréter faussement cette hétérogénéité de la distribution temporelle des datations.

La qualité des échantillons prélevés sur un site est fort variable. Si la mise à jour de troncs importants et bien conservés intervient parfois lors de travaux d'assainissement, l'acquisition de tels matériaux de haute qualité n'est toutefois pas systématique (Planches 2-A et 2-B). Une grande partie des échantillons de bois analysés dans ce travail de thèse sont des troncs bien à moyennement bien conservés ou des branches (Planche 2-D) et des racines de tailles diverses. Dans les forages, les échantillons récoltés sont formés de quelques fragments de bois déchiquetés ou ayant perdu leur structure de base. Ces matériaux peuvent toutefois être soumis à une datation au radiocarbone, mais la quantité d'informations fournies par de tels échantillons reste relativement faible, comparé à des troncs bien conservés exposant des séquences de plusieurs dizaines ou centaines d'années.

7.2 DATATION DES ÉCHANTILLONS, CALIBRATION ET CORRECTION DES DONNÉES

Deux méthodes de datation ont été appliquées sur l'ensemble des échantillons de bois prélevés sur les sites des Préalpes fribourgeoises. Il s'agit de la dendrochronologie et de la datation au radiocarbone. L'utilisation de chacune de ces méthodes est dépendante de certaines conditions précises. La dendrochronologie ne peut être appliquée que sur des troncs bien conservés et exposant un nombre minimal de cernes, afin de pouvoir établir une courbe dendrochronologique représentative de l'échantillon. Si de telles conditions sont remplies, la dendrochronologie peut alors fournir de riches informations sur les conditions de vie d'un arbre, et surtout sur les causes de sa mort. Les datations obtenues par cette méthode sont de haute qualité, puisqu'elles permettent de déterminer un âge absolu pour la mort d'un arbre, voire même la saison d'abatage. A l'inverse, la datation au radiocarbone peut s'effectuer sur des échantillons de bois fragmentés ou de volume restreint, mais elle détermine des âges absolus comportant des marges d'erreurs variables qui peuvent s'avérer conséquentes selon l'âge de l'échantillon. De plus, les dates ^{14}C doivent impérativement être calibrées en âges calendaires, si l'on désire comparer ces âges avec des datations dendrochronologiques absolues. La calibration peut être effectuée à différents

niveaux de précision ou de probabilité. Les dates ^{14}C obtenues dans ce travail ont toutes été calibrées à l'aide du programme OxCal et de la courbe de calibration IntCal98 (STUIVER et al. 1998), avec une incertitude de 2 sigma, qui équivaut à une probabilité de 95.4%. Ce degré de probabilité est élevé et implique des marges d'erreurs parfois importantes sur des dates ^{14}C anciennes qui expriment elles-mêmes déjà des marges d'erreur considérables. L'application d'une incertitude de 1 sigma, équivalant à une probabilité de 68.2%, permettrait de réduire les marges d'erreurs associées aux datations, mais nous estimons que ce niveau d'incertitude n'est pas assez représentatif pour les données traitées dans cette étude.

Hormis la datation et la calibration éventuelle des échantillons prélevés sur les sites d'instabilités de terrain, il est souvent nécessaire d'apporter des corrections aux âges obtenus. En effet, les datations sont le plus souvent réalisées sur des fragments de bois prélevés à l'intérieur d'un tronc ou d'une branche, comportant plusieurs cernes (Fig. 2.7). Cependant, l'information majeure apportée par les échantillons de bois prélevés dans des masses en glissement est donnée par la date de la mort des bois, qui détermine, dans la majorité des cas, l'existence d'un événement instable de type coulée de boue ou glissement de terrain. La correction des datations, notamment celles effectuées par radiocarbone, est donc primordiale dans l'analyse d'événements de mouvements de terrain, et doit être systématiquement effectuée, lorsque cela est possible. En conclusion, il est impératif de travailler avec des âges calibrés afin de pouvoir comparer des âges ^{14}C et des séquences dendrochronologiques, de même qu'il est important de corriger les datations obtenues afin de déterminer au plus près l'âge de la mort des échantillons de bois prélevés.

7.3 INTERPRÉTATION DES DATATIONS EN TERME D'ÉVÉNEMENTS

Les multiples échantillons de bois prélevés, analysés et datés ont pour but de préciser l'activité des instabilités de terrain dans le passé. Ils servent donc à reconstituer l'histoire dynamique des versants. Il est donc important d'examiner chaque échantillon de manière individuelle afin d'en retirer le maximum d'informations utiles pour la détermination des types de processus gravitaires et de leur distribution sur un site. Il s'agit ainsi d'interpréter chaque échantillon, et par conséquent chaque datation, en terme d'événement

dynamique. Plusieurs paramètres interviennent dans la caractérisation des types d'événement. Premièrement, la description du cadre lithologique dans lequel sont préservés les bois s'avère primordiale. La nature et la structure des matériaux meubles fournissent en effet des indications quant au type de processus ayant engendré les dépôts contenant les bois étudiés, tels que des dépôts de coulées de boue (Planches 4-A et 4-B), de laves torrentielles ou de chutes de blocs. Ensuite, l'analyse des échantillons de bois peut également révéler de multiples renseignements sur les conditions de vie de l'arbre en question, et peut notamment aider à préciser des périodes de perturbation de la croissance de l'arbre, liées à des mouvements de terrain affectant l'environnement direct de l'arbre. Les travaux de recherche entrepris par OSWALD (2003) mettent en effet en évidence l'existence de nombreuses périodes de déstabilisation du glissement du Hohberg, distribuées tout au long du 20^e siècle. L'analyse dendrochronologique permet ainsi de reconstituer les conditions de stabilité dans lesquelles l'arbre a vécu. Des séries d'années caractérisées par des perturbations continues témoignent de l'existence de mouvements continus agissant sur plusieurs années ou dizaines d'années, tels que des glissements de terrain réguliers.

En revanche, l'analyse du dernier cerne d'un arbre permet de déterminer les conditions dynamiques ayant engendré son abattage et son recouvrement. La mort brutale d'un arbre est notamment mise en évidence lorsque les derniers cernes ne présentent aucun signe de déstabilisation. L'arbre subit ainsi un abattage très rapide, lié à des événements importants tels que des coulées de boue. L'état de préservation des derniers cernes et de l'écorce des bois échantillonnés fournit par ailleurs de riches informations sur le laps de temps écoulé entre l'abattage de l'arbre et son enfouissement. Dans la plupart des échantillons analysés, cet intervalle de temps apparaît comme très court, indiquant que le recouvrement des bois est intervenu très tôt après l'abattage de l'arbre. Ce cas de figure est explicable notamment par l'initiation de coulées de boue, qui peuvent abattre, transporter et finalement recouvrir des arbres de tailles diverses (Planche 4-A). Cependant, le recouvrement rapide des arbres ainsi que leur bonne préservation, liée à la présence dominante de matériaux argilo-silteux, doivent être associés à des processus gravitaires rapides et contenant une importante teneur en eau, afin de pouvoir couler, transporter et enrober des troncs atteignant parfois plusieurs mètres de long et exposant des diamètres considérables. Nous attribuons donc l'abattage et le recouvrement de la totalité des bois étudiés à l'action

de mouvements de terrain rapides et puissants, tels que des coulées boueuses, voire des laves torrentielles ou des glissements de terrain superficiels et rapides.

Si l'interprétation des datations en terme d'événements permet de reconstituer l'histoire dynamique d'un versant, il ne faut toutefois pas négliger la problématique importante du remaniement. En effet, chaque bois échantillonné fournit l'indication de l'existence d'un événement replacé dans le temps. Les sites étudiés démontrent tous, à l'exception du site de Jaun, l'existence d'une activité récurrente des mouvements de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, d'ampleur variable selon les périodes (Fig. 4.1). Chacun des événements, qu'il s'agisse de coulées de boue, de laves torrentielles ou de glissements de terrain, est associé au remaniement de terrains déposés antérieurement (Fig. 3.8). La succession de tous les événements d'instabilités de terrain sur un site engendre le transfert progressif de matériaux meubles d'âges variables vers le bas du versant. Ainsi, le lieu de prélèvement d'un bois détermine la position la plus basse sur le versant atteinte par le dépôt ayant initialement recouvert le bois, mais ne représente en général pas la position originelle du dépôt, qui peut se situer plusieurs dizaines ou centaines de mètres en amont. La conséquence des nombreux remaniements affectant un site est la distribution parfois anormale des âges d'échantillons au sein des masses instables (Fig. 3.9). On retrouve en effet des superpositions de dates inversées présentant des âges anciens localisés au-dessus d'âges plus jeunes. Ces inversions stratigraphiques témoignent clairement en faveur de l'existence de remaniements multiples au cours du temps.

7.4 CHRONOLOGIE DES INSTABILITÉS DE TERRAIN DANS LES PRÉALPES FRIBOURGEOISES AU COURS DU TARDIGLACIAIRE ET DE L'HOLOCÈNE: CONSTRUCTION ET INTERPRÉTATION

La mise en commun des multiples datations provenant des Préalpes fribourgeoises met en évidence une distribution hétérogène des événements dynamiques au cours du temps. Les 69 datations obtenues sur les six sites d'études, présentées dans la figure 4.1, illustrent clairement cette disparité des fréquences d'instabilités de terrain. Le nombre important de datations acquises durant ce travail de recherche et lors de recherches antérieures permet d'établir une chronologie fiable et représentative de l'activité des mouvements

de terrain. En effet, les 69 échantillons constituent une base de données importante, qui permet de définir relativement précisément la distribution temporelle effective des instabilités de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans les Préalpes fribourgeoises. Cependant, il serait souhaitable que la série de 69 datations puisse être augmentée, avec l'acquisition d'échantillons provenant de profondeurs distribuées de manière homogène, et non pas préférentiellement de la surface. Ceci afin de pouvoir traiter et interpréter les séries de datations avec une résolution encore plus précise, et de pouvoir appliquer des méthodes d'analyses statistiques sur ces données. Cette chronologie d'instabilités de terrain peut toutefois être considérée comme unique en Suisse, dans la mesure où elle contient un nombre considérable de données et qu'elle couvre l'ensemble des derniers 14'000 ans. Les séries de datations publiées à ce jour et provenant de différents sites suisses, ne contiennent en général que peu de données et ne concernent que des intervalles temporels restreints (PUGIN 1989, SCHLÜCHTER 1988, SCHÖNEICH 1998, SCHÖNEICH et al. 1997).

Le nombre élevé de datations obtenues permet également de déterminer des périodes au cours desquelles l'activité des instabilités de terrain peut être considérée comme élevée, moyenne, faible ou nulle. En effet, la distribution des datations au cours des derniers 14'000 ans met en évidence des périodes exposant de multiples signes d'instabilités, enregistrés sur des sites distincts, tandis que d'autres intervalles de temps ne présentent aucun, ou seulement de rares événements isolés. Quatre périodes de fréquences élevées d'instabilités de terrain sont disposées sur la figure 4.1 et déterminent les intervalles de temps suivants: 11'000-10'250, 6250-4800, 3600-2100 et 1700-300 cal BP. Etablies sur la base stricte de la distribution des 69 datations fribourgeoises, ces périodes s'avèrent correspondre parfaitement avec les fluctuations de facteurs tels que les changements climatiques ou les fluctuations de la végétation. Ainsi, chaque étape de la construction d'une telle chronologie de mouvements de terrain (prospection d'échantillons, datations et traitement des données individuelles), effectuée avec rigueur, contribue à la compréhension globale des variations de l'activité des instabilités de terrain et à la détermination des causes de ces variations.

L'acquisition de datations sur un site présentant des instabilités de terrain historiques dépend, et c'est notamment le cas dans ce travail, de la collecte de matériel organique pouvant livrer une datation absolue, tel que des échantillons de bois. Or, ces échan-

tillons de bois, préservés dans les masses instables, impliquent la présence d'une couverture boisée dense ou partielle à la surface de la masse instable. On peut dès lors se demander si les périodes caractérisées par une fréquence d'instabilités de terrain fortement réduite, voire nulle, ne traduisent en fait pas une absence de végétation arboricole sur le versant? Des instabilités de terrain pourraient ainsi tout de même se produire, sans qu'aucun enregistrement ne puisse être obtenu de ces événements, par l'intermédiaire de datations de bois. Cette question soulève un paradoxe fondamental au sein de ce travail de thèse. En effet, un lien important a pu être établi entre l'importance des surfaces forestières et la probabilité d'occurrence de mouvements de masses tels que coulées de boue, laves torrentielles et glissements de terrain (Chap. 6.3). Dans ce travail, nous enregistrons les variations de fréquence des instabilités de terrain à l'aide, précisément, de bois ensevelis par lesdites instabilités. En résumé, les périodes de haute fréquence de mouvements de terrain sont associées à la présence de nombreux échantillons de bois dans les masses instables, donc à l'existence d'une couverture boisée en surface. A l'inverse, les périodes d'activité réduite d'instabilités de terrain pourraient en fait simplement traduire une absence d'arbres en surface. Or, en cas d'absence ou de limitation des étendues boisées, les instabilités de terrain devraient augmenter, parallèlement à l'augmentation du taux d'érosion et du taux d'infiltration des eaux de surface. Heureusement, ce paradoxe est invalidé par l'analyse et l'observation des courbes évolutives de la végétation au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. En effet, entre 10'000 et 7000 cal BP, seuls de rares indices d'instabilités de terrain existent, provenant de sites suisses (Fig. 4.2), tandis que l'extension des surfaces forestières est à son apogée (Fig. 6.9). Les probabilités d'inclusion et de préservation de bois au sein de dépôts de processus gravitaires devraient donc être maximales. Mais ce n'est pas le cas. Ceci détruit donc la relation paradoxale "instabilités réduites = absence de bois préservés = absence de couverture boisée". De plus, la reconstitution des épaisseurs cumulées de dépôts gravitaires au cours de ces 3000 ans, sur le site du Hohberg, démontre une activité largement réduite des processus gravitaires, enregistrée par une faible épaisseur de tels dépôts (Chap. 3.2.4). Les datations obtenues, et les fréquences d'instabilités qu'elles déterminent, enregistrent donc bien l'activité propre des mouvements de terrain, et les périodes ne comportant que de rares datations ne peuvent en aucun cas être justifiées par une absence de couverture boisée en surface.

7.5 CHRONOLOGIE DES INSTABILITÉS DE TERRAIN À L'ÉCHELLE DE LA SUISSE ET DE L'EUROPE AU COURS DU TARDIGLACIAIRE ET DE L'HOLOCÈNE

La compilation des données d'instabilités de terrain provenant des Préalpes fribourgeoises avec des enregistrements similaires établis sur des sites suisses permet de transposer les comparaisons et interprétations d'un niveau local à un niveau régional. Ainsi la chronologie des événements d'instabilités de terrain constituée pour les Préalpes peut être confirmée et affinée par l'intégration de données supplémentaires. La figure 4.2 illustre cette mise en parallèle de chronologies locales (Préalpes fribourgeoises) et régionales (Suisse). Il en ressort une nette correspondance des quatre périodes de haute fréquence d'instabilités établies pour le canton de Fribourg, avec des événements synchrones survenus sur d'autres sites suisses. Les limites de ces quatre périodes sont légèrement réadaptées en fonction des données suisses, et une nouvelle phase, précoce, peut même être proposée avec réserves entre 14'000 et 13'000 cal BP. La dimension locale associée aux datations fribourgeoises développe ainsi une ampleur régionale, validée par l'intégration des diverses données suisses. A quelques légères variations près, les données fribourgeoises, de par leur nombre considérable et leur large distribution temporelle, expriment une chronologie représentative de l'activité des instabilités de terrain à l'échelle de la Suisse, au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

Une certaine prudence doit toutefois être envisagée dans la compilation de données d'instabilités de terrain, telle que celle exposée dans la figure 4.2. En effet, l'analyse de la figure 4.2 démontre une nette correspondance d'occurrence d'événements de type coulées de boue, laves torrentielles et glissements de terrain, tandis que les phénomènes rocheux tels que les écroulements, éboulements et chutes de blocs ne s'intègrent pas de manière synchrone dans les cinq périodes de la figure 4.2. Il est donc nécessaire de différencier les types de processus lors de l'interprétation de datations de mouvements de terrain. Les divers processus gravitaires cités ci-dessus réagissent en effet différemment aux fluctuations environnementales et ne peuvent donc être considérés de la même manière dans des compilations globales de leur activité au cours du temps.

Cette différenciation des types de processus a d'ailleurs été effectuée lors de la comparaison des

données suisses avec des datations de sites européens. Nous avons en effet limité les comparaisons chronologiques à des processus de glissements de terrain (Fig. 4.5) et de coulées de débris (coulées de boue s.l., Fig. 4.6), dans la mesure ou la chronologie principale d'instabilités de terrain, établie pour les Préalpes fribourgeoises et la Suisse, est basée sur l'occurrence de tels processus. Les compilations établies ont permis de distinguer des occurrences synchrones d'instabilités de terrain entre certaines régions européennes au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Ainsi, des corrélations existent sur un axe est-ouest intégrant l'Espagne du nord, les Pyrénées, les Alpes occidentales, suisses et italiennes, et les Carpathes. En revanche, de fortes disparités apparaissent sur un axe européen nord-sud, et notamment entre l'Europe centrale et l'Angleterre, qui développe une chronologie et une évolution propres de l'activité des mouvements de terrain.

La difficulté majeure associée à l'intégration de données issues de la littérature (suisse ou européenne) provient de la qualité variable de ces données. En effet, la présentation des datations néglige souvent de préciser la source et le traitement effectué sur les données. Par ailleurs, l'échelle temporelle est parfois imprécise, et le doute subsiste quant à l'utilisation d'une échelle calibrée ou ^{14}C . Dans le cas où les datations sont présentées selon des âges ^{14}C , il s'avère impératif de les convertir en âges calendaires, afin de pouvoir les comparer précisément avec les données fribourgeoises. Un certain nombre d'étapes doivent ainsi être effectuées avec rigueur, faute de quoi les résultats obtenus et les interprétations découlant de tels résultats peuvent s'avérer de qualité hautement discutable.

7.6 CARACTÉRISATION DES FACTEURS DÉFAVORABLES AFFECTANT LA STABILITÉ DES VERSANTS SUR LE MOYEN ET LE LONG TERME

Le chapitre 6 a mis en évidence l'existence de multiples facteurs ayant influencé de manière complémentaire ou individuelle l'activité des mouvements de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. L'évolution de ces facteurs défavorables (ou passifs) dans le temps engendre des perturbations de l'activité des instabilités de terrain, traduites par des variations de la fréquence de ces instabilités. L'impact à moyen ou long terme de ces facteurs défavorables a pu être précisé à l'aide de divers enregistrements et bases de données mis en parallèle avec la chronologie des

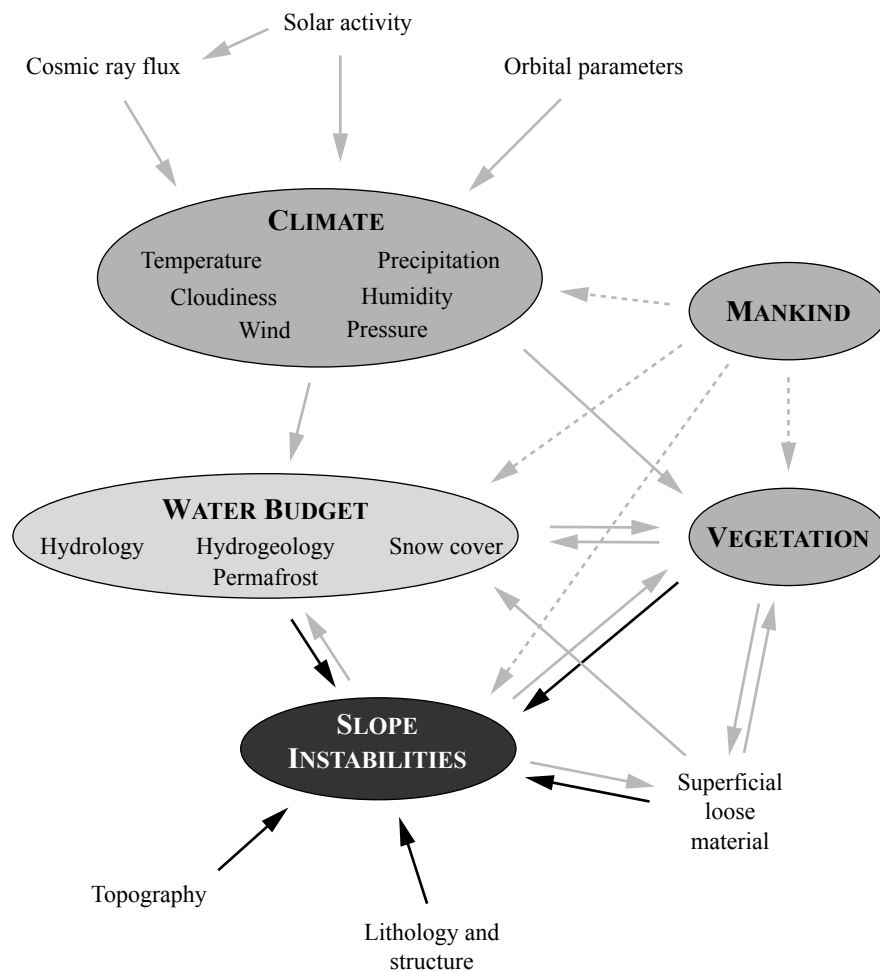


Fig. 7.2 Direct and indirect influences of conditioning factors on the occurrence of slope instabilities. Black arrows: 1st order influences. Grey arrows: 2nd order and reciprocal influences. Dashed arrows: human influence, mainly during the last few millennia.

événements d'instabilités postglaciaires (Fig. 6.12). La responsabilité majeure a pu être imputée aux variations climatiques ayant affecté les Alpes suisses, et notamment les Préalpes fribourgeoises, depuis le retrait glaciaire. Les oscillations climatiques, caractérisées principalement par l'enregistrement de variations de la température, de l'humidité ou des précipitations, génèrent des perturbations de la stabilité des versants. Une relation directe a ainsi pu être mise en évidence entre la mise en place de phases de détérioration du climat, illustrées globalement par des conditions climatiques plus froides et humides, et l'occurrence de périodes de haute fréquence d'instabilités de terrain (Fig. 6.4). A noter toutefois l'existence de périodes d'instabilités lors des phases de réchauffement ayant suivi les récurrences glaciaires de Daun et du Dryas

Récent, toutes deux présentes au Tardiglaciaire. Bien que caractérisées par un réchauffement, ces phases présentent cependant des conditions climatiques plus humides et plus froides que le climat moyen présent au cours de l'Holocène. Il est donc fort compréhensible que des instabilités des versants aient pu voir le jour lors de ces phases de réchauffement. A l'inverse, les périodes exposant des conditions climatiques nettement plus clémentes lors de l'Holocène, telles que des températures élevées et une diminution des précipitations, se corrélaient parfaitement avec des phases d'activité fortement réduite, voire nulle, des mouvements de terrain. L'impact des changements climatiques s'avère donc prépondérant sur l'activité des instabilités de terrain, de par son influence directe sur le bilan hydrique des versants alpins et préalpins.

Cependant, d'autres paramètres jouent également un rôle non négligeable dans le conditionnement de mouvements de terrain et leur fréquence à moyen et long terme. Les fluctuations de la végétation, agissant d'une part sur le bilan hydrique des versants, et d'autre part sur la stabilisation des couches superficielles du terrain, peuvent fortement affecter les conditions de stabilité des reliefs alpins et préalpins. Une phase d'impact positif de la végétation sur la stabilité des pentes a ainsi pu être mise en évidence entre 10'000 et 8000 cal BP, au cours de laquelle bien que des conditions climatiques plutôt défavorables existent, aucun signal d'activité majeure d'instabilités de terrain n'est enregistré (Fig. 6.12). Par ailleurs, l'existence d'une influence indirecte de l'homme sur les mouvements de terrain a pu être mise en évidence. Celle-ci intervient par l'intermédiaire de changements importants du couvert végétal liés à l'utilisation du sol, qui se développe dès 6000 cal BP déjà, s'intensifie à partir de 3600 cal BP et atteint son ampleur maximale au cours des derniers 2000 ans. Le déboisement des versants, lié à la dynamique de peuplement et au développement de zones de cultures et de pâtures, engendre une fragilisation des conditions de stabilité des versants. La diminution progressive mais continue, dès le Subboréal, des surfaces forestières est associée à une augmentation de la fréquence de mouvements de terrain.

La figure 7.2 illustre les relations directes et indirectes des divers facteurs défavorables agissant sur l'activité des instabilités de terrain, à moyen et long terme. Les influences directes proviennent de facteurs tels que le bilan hydrique des versants, l'état du couvert végétal, les conditions lithologiques et structurales, les caractéristiques des matériaux meubles superficiels et la gravité. En ce qui concerne le bilan hydrique et la

végétation, ces paramètres sont eux-mêmes influencés par des facteurs supérieurs, tels que les variations du climat ou l'impact anthropique, celui-ci n'intervenant toutefois de manière conséquente qu'au cours des derniers deux millénaires. Les changements climatiques sont à leur tour soumis à l'influence d'agents externes, tels que l'activité solaire, les flux de rayonnements cosmiques ou encore les paramètres orbitaux de la terre. Ainsi, de multiples facteurs agissent, à des échelles d'intervention variables, sur le conditionnement des instabilités de terrain à moyen et long terme.

En ce qui concerne les chronologies d'instabilités de terrain établies pour les Préalpes fribourgeoises et pour l'ensemble de la Suisse, diverses conclusions s'imposent. Les variations de fréquences d'instabilités décelées durant le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène sont imputables prioritairement aux oscillations climatiques majeures étant survenues suite au retrait glaciaire. Dans une moindre mesure, les fluctuations du couvert végétal s'étant produites durant cette période ont également pu influencer les conditions de stabilité des versants, et démontrent notamment une action stabilisatrice entre 10'000 et 8000 cal BP. En revanche, au cours de l'Holocène moyen et supérieur, bien que les changements du climat puissent toujours être considérés comme des facteurs majeurs affectant la stabilité des pentes, l'impact des fluctuations continues de la végétation est primordial, généré par le développement des sociétés humaines et de l'utilisation du sol. Ces conclusions s'appliquent non seulement aux données récoltées et traitées dans ce travail, à savoir les Préalpes fribourgeoises et le territoire suisse, mais sont également exprimées pour justifier les variations d'occurrence d'instabilités de terrain enregistrées sur l'ensemble de l'Europe (CENDRERO & DRAMIS 1996).

8 - CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

8.1 CONCLUSIONS

Ce travail de thèse a permis l'acquisition de multiples données relatives à l'activité des instabilités de terrain, tant au sein des Préalpes fribourgeoises, que sur l'ensemble de la Suisse. En effet, six sites des Préalpes fribourgeoises ont été étudiés de manière approfondie. Il s'agit des sites du Hohberg, de Falli Hölli, de Schlossisboden, de la Pürrena, localisés à proximité du Lac Noir, et des sites de Villarbeney et de Jaun. Sur chacun de ces sites, une quantité variable de données ont pu être récoltées, fournissant ainsi de riches informations sur l'histoire dynamique des versants. Les sites ayant livré les plus grandes séries de datations sont les sites du Hohberg (28 datations), de Falli Hölli (17 datations) et de Schlossisboden (13 datations). Ces multiples données ont ainsi permis de préciser l'évolution dynamique au cours du temps de chacun des versants, et de mettre en évidence des corrélations spatiales et temporelles entre les sites. Les enregistrements d'instabilités de terrain les plus anciens proviennent du site du Hohberg, qui démontre l'existence de mouvements de terrain dès 13'500 cal BP, soit durant le Tardiglaciaire. D'autres datations obtenues sur le site du Hohberg, de Schlossisboden et de Villarbeney suivent cette datation pionnière, et reflètent une activité marquée des instabilités de terrain à la transition entre le Tardiglaciaire et l'Holocène, et plus précisément au cours du Préboréal. Les datations obtenues dans les Préalpes fribourgeoises ont donc permis d'effectuer de nouvelles précisions quant à la mise en place des premières instabilités de terrain suite au retrait des glaciers préalpins. De plus, les données acquises sur chaque site ont permis de reconstruire l'histoire propre de chaque versant instable, et de mettre en évidence l'existence de multiples processus récurrents d'instabilités de terrain, tels que

des coulées de boue, des laves torrentielles et des glissements de terrain. La succession de ces événements d'instabilités au cours des derniers 14'000 ans a conduit au façonnement du paysage et de la morphologie actuelle des sites. L'acquisition de riches données associées à l'activité passée des mouvements de terrain permet donc également de mieux comprendre et interpréter la dynamique actuelle des versants préalpins et le paysage qu'elle détermine.

Parallèlement aux données nombreuses et riches associées aux Préalpes fribourgeoises, ce travail de thèse a également permis d'acquérir des données originales sur divers sites suisses associés à des instabilités de terrain. Ainsi des datations nouvelles ont pu être réalisées sur les sites suivants: vallée du Prättigau (Grisons), Gantrisch (Berne), Stanserhorn (Lucerne) et Mittel Leimbach (Zürich). Ces données viennent ainsi compléter l'inventaire de datations fribourgeoises, et permettent de préciser le contexte général de la dynamique des instabilités de terrain en Suisse au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

La mise en commun de toutes les datations réalisées sur les sites fribourgeois met en évidence l'existence d'une chronologie particulière de l'activité des instabilités de terrain durant le Tardiglaciaire et l'Holocène. En effet, la distribution temporelle des événements instables au cours du temps n'est pas homogène. Elle détermine de nettes concentrations d'activité durant certaines périodes, tandis que d'autres intervalles de temps sont caractérisés par des absences ou des fréquences très basses de mouvements de terrain. Quatre périodes d'activité élevée des instabilités de terrain ont pu être définies à l'aide des 69 datations fribourgeoises. Il s'agit des intervalles de temps suivants: 11'000-10'250, 6250-4800, 3600-2100 et 1700-300

cal BP. La chronologie des instabilités de terrain des Préalpes fribourgeoises constitue une base de donnée unique et de haute qualité, du fait du nombre important d'informations qu'elle contient et de la grande distribution temporelle qu'elle offre. En effet, les 69 datations déterminent une base de données fiable et représentative de la distribution temporelle effective des instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises au cours des derniers 14'000 ans. Cette base de données fribourgeoise a pu être complétée par l'intégration de données complémentaires provenant de sites suisses. Les quatre périodes de haute fréquence de mouvements de terrain, établies pour les Préalpes fribourgeoises, sont conservées dans la chronologie suisse, en réadaptant légèrement les limites des intervalles. Nous pouvons dès lors définir les quatre intervalles de temps suivants, caractérisés par de fréquentes instabilités de terrain pour l'ensemble de la Suisse: 11'600-10'200, 7000-4800, 3800-2100 et 1900-150 cal BP. De plus, l'acquisition des données suisses supplémentaires, conjuguée avec des données suisses existantes de la littérature, permet de proposer une phase précoce d'instabilités de terrain, comprise entre 14'000 et 13'000 cal BP.

Cette chronologie de l'activité des mouvements de terrain en Suisse au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène révèle des corrélations possibles avec l'enregistrement de données similaires au niveau européen. En effet, une chronologie de mouvements de terrain tels que des coulées de débris et des glissements de terrain, établie sur la base de données historiques de multiples pays européens, met en évidence l'existence de périodes synchrones d'activité de tels processus avec les phases d'activité intense définies pour la Suisse. Des disparités interviennent toutefois au niveau européen. Il est en effet possible de corréliser l'occurrence de périodes d'activité élevée d'instabilités de terrain sur un axe européen ouest-est, tandis que la même corrélation n'est pas réalisable sur un axe nord-sud. En effet, des corrélations temporelles claires existent entre des données provenant d'Espagne du nord, des Pyrénées, des Alpes occidentales, suisses et italiennes, et des Carpathes. A l'inverse, de fortes divergences, ou diachronismes, apparaissent sur un axe nord-sud, et notamment entre l'Europe centrale et l'Angleterre, qui démontre une chronologie et une évolution propres de l'activité des mouvements de terrain au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

Ce travail de thèse a donc permis d'élaborer de nouvelles chronologies locales et régionales, de l'activité des instabilités de terrain. Une seconde démar-

che a été de préciser les causes des variations de cette activité au cours du temps. Nous avons ainsi cherché à préciser la nature des facteurs agissant de manière défavorable sur les versants préalpins et alpins. Pour ce faire, nous avons tout d'abord voulu intégrer des données paléoenvironnementales locales, pouvant être comparées de manière fiable avec les enregistrements d'instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises. L'exécution d'un forage dans le Lac Noir, situé à proximité des principaux sites d'instabilités, a livré de riches informations sur l'évolution du couvert végétal et du contexte érosif des versants aux environs du lac, ainsi que sur la dynamique de peuplement. Cette démarche originale a ainsi permis de mettre en relation des périodes synchrones de fréquence élevée d'instabilités de terrain et de réduction des surfaces boisées. L'impact important de la couverture végétale a donc pu être démontré à l'aide des analyses effectuées sur le forage lacustre. De plus, l'histoire du lac a pu être précisée, puisqu'il a été possible d'attribuer un âge d'environ 6100 cal BP à l'origine du lac. Le lac, tel que nous le connaissons dans son état actuel, a donc été créé bien après le retrait glaciaire de la vallée de la Singine, par l'intervention d'événements instables majeurs, probablement rattachés au site de Schlossboden, qui borde la rive nord du lac et démontre une activité marquée d'instabilités de terrain peu avant 6'000 cal BP.

Hormis l'impact notoire des fluctuations de la végétation et des sociétés humaines sur la stabilité des versants, le principal contrôle de l'activité des instabilités dans les Préalpes fribourgeoises, mais également en Suisse et en Europe, est réalisé par le climat, ou plus précisément par les changements climatiques. En effet, la très bonne correspondance, tout au long du Tardiglaciaire et de l'Holocène, entre des périodes de fréquence élevée d'instabilités de terrain et des phases de détérioration du climat permet de considérer le climat comme facteur défavorable de premier ordre. Les détériorations climatiques sont caractérisées par des conditions plus humides et plus froides. Les données traitées dans ce travail, sur des fenêtres de moyen et long terme, permettent donc d'affirmer le rôle majeur joué par le climat dans les systèmes d'instabilités de terrain. Cette affirmation est parfois difficile à admettre sur de courtes périodes, mais lorsque la période de temps s'allonge, la relation *climat-instabilités* apparaît clairement, car l'effet des causes de base et les conditions propres de chaque site se trouvent filtrés et permettent l'observation d'une tendance principale (BRUNSDEN & IBSEN 1997).

8.2 PERSPECTIVES

Les datations présentées dans ce travail, peuvent encore être complétées par l'acquisition de datations supplémentaires. Ceci permettrait d'affiner la résolution de la chronologie établie pour les instabilités de terrain. La même démarche peut également être réalisée à l'échelle de la Suisse, afin d'accroître la série de datations existante. Des corrélations spatiales pourraient ainsi découler d'une base de données enrichie, et favoriser l'établissement de chronologies d'instabilités de terrain locales à régionales. Les séries de datations existantes constituent déjà des enregistrements de qualité, mais engendrent souvent des interprétations spatialement isolées. Une augmentation des séries de données pourrait ainsi élargir la couverture géographique et la représentativité spatiale des interprétations.

Parallèlement à l'acquisition de nouvelles datations associées au Tardiglaciaire et à l'Holocène, il serait également judicieux d'accroître les connaissances sur l'activité récente des instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises mais aussi sur l'ensemble du territoire suisse. Cela concerne l'enregistrement d'événements instables s'étant produits au cours du 20^e siècle. Cette démarche a déjà été entreprise sur divers sites des Préalpes fribourgeoises, dans le cadre du travail de recherche de Daniel OSWALD (2003), mais vaudrait fortement la peine d'être appliquée à l'ensemble de la Suisse. En effet, la connaissance de l'activité des processus d'instabilités de terrain, et surtout de l'évolution de cette activité au cours des derniers millénaires, siècles et décennies, est une condition préalable en vue d'établir des hypothèses quant à l'évolution future de cette activité.

Les pronostics quant à l'activité des instabilités de terrain au cours du 21^e siècle se basent non seulement sur la connaissance des processus d'instabilités, mais également sur l'évolution des facteurs influençant la probabilité d'occurrence de ces processus. Il est ainsi impératif de prendre en compte des paramètres tels que les changements climatiques ou les fluctuations de la végétation dans toute prévision à moyen et long terme. Selon CARCAILLET & BRUN (2000), les conditions climatiques prévues pour le 21^e siècle pourraient être fortement analogues à celles ayant caractérisé l'Holocène inférieur et moyen (environ 9000 à 5700 cal BP). La première moitié de cette période n'expose que de rares événements d'instabilités en Suisse, tandis que la seconde moitié enregistre seulement une dizaine d'événements (Fig. 4.2). Les conditions environnementales ayant régné durant cette période ne témoi-

gnent donc pas d'un effet drastiquement défavorable envers la stabilité des versants (Fig. 6.12), ce qui pourrait s'avérer rassurant pour l'évolution des versants préalpains et alpins au cours des prochaines décennies. Toutefois, cette comparaison du climat du 21^e siècle avec celui d'une période de l'Holocène est hypothétique. Il convient également d'observer l'évolution récente, durant le 20^e siècle, des oscillations du climat. En effet, de nombreuses et riches données permettent de décrire avec précision l'évolution du climat au cours des dernières décennies, et d'établir des prévisions climatiques pour le futur proche à partir de ces informations récentes. C'est une des démarches entreprise par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change), créé en 1988 par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE). De nombreuses données ont été récoltées et synthétisées, et permettent de préciser les tendances évolutives des systèmes atmosphériques, climatiques et biophysiques du globe. Ainsi, les observations suivantes ont pu être établies pour le 20^e siècle (IPCC 2001):

- Une augmentation de 0.6 ± 0.2 °C de la température moyenne globale, avec un réchauffement plus marqué sur les continents, et notamment dans l'hémisphère nord. Cette ampleur et la rapidité de ce réchauffement n'ont jamais été enregistrées au cours des derniers 1000 ans. Pour la Suisse: Suisse occidentale: +1.6 °C, Suisse alémanique: +1.3 °C, Sud des Alpes: + 1.0 °C (OcCC 2002).
- Une augmentation des précipitations de 0.5 à 1% par décennie sur les zones continentales de l'hémisphère nord (moyennes et hautes latitudes).
- Une diminution et une dégradation des zones de permafrost dans les régions polaires, subpolaires et de montagne.
- Une augmentation du niveau marin de 1 à 2 mm/an, en grande partie due à la dilatation thermique de la surface des océans.

Des scénarios, intégrant une partie ou l'ensemble de ces données environnementales, mettent en évidence des prévisions globales ou régionales de l'évolution de ces paramètres climatiques. Les scénarios proposés par l'IPCC (2001 et OcCC 2002) pour le 21^e siècle postulent les hypothèses suivantes:

- La température globale moyenne augmentera de 1.4 à 5.8 °C entre 1990 et 2100. Ce réchauffement est 2 à 10 fois plus élevé que celui enregistré au cours du 20^e siècle. La température augmentera davantage sur

les continents que sur les océans. Au niveau de l'Europe, la fréquence et l'intensité des vagues de chaleur estivales augmenteront, et le nombre de jours de gel diminuera.

- Les précipitations augmenteront probablement sous les latitudes moyennes et hautes de l'hémisphère nord. La pluviosité variera davantage d'une année à l'autre. Pour le domaine alpin, les modèles indiquent une tendance à la diminution des précipitations en été et à l'augmentation des précipitations en hiver. Le risque d'inondations augmentera.

- La limite de la neige dans les Alpes devrait s'élever d'environ 200 m d'ici 2050. Ceci devrait entraîner le dégel accéléré de vastes pentes à permafrost, engendrant du même coup un accroissement du risque de coulées de boue en haute montagne.

- L'élévation du niveau moyen global des mers se situera entre 9 et 88 cm, ceci entre les années 1990 et 2100.

Bien que les prévisions décrites ci-dessus et l'ensemble des scénarios proposés par l'IPCC (2001) comportent des incertitudes inhérentes à toute prévision de conditions climatiques futures, quelques faits essen-

tiels ressortent néanmoins. Les principales menaces pour la stabilité des versants alpins et préalpins proviennent de la probable augmentation des précipitations et de la température, notamment dans les latitudes moyennes et hautes de l'hémisphère nord. Un accroissement des précipitations engendrera automatiquement une augmentation de la probabilité d'occurrence et de l'activité des instabilités de terrain. Des variations saisonnières de la fréquence des instabilités pourront exister, en fonction de la distribution des précipitations au cours de l'année, de la part de précipitations sous forme de neige en hiver, et donc des conditions de fonte de la neige au printemps. Le réchauffement du climat n'aura pas d'influence directe sur l'activité des instabilités de terrain dans les domaines de basse et moyenne altitudes, mais pourra générer de fortes perturbations de l'équilibre des versants de haute montagne, soumis actuellement à la présence du permafrost. Pour les terrains de moyenne et basse altitude, tels que les régions préalpines étudiées dans ce travail, l'augmentation de la température pourra toutefois avoir un impact indirect sur les conditions de stabilité, en contrôlant le taux de précipitations annuelles sous forme de pluie ou de neige.

BIBLIOGRAPHIE

- ABELE G. 1997. Influence of glacier and climatic variation on rockslide activity in the Alps. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. *Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research* 19, 1-6.
- AITKEN M.J. 1990. *Science-based dating in archaeology*. Longman, London. 274p.
- ALEXANDROWICZ S.W. 1997. Holocene dated landslides in the Polish Carpathians. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. *Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research* 19, 75-83.
- ALEXANDROWICZ S.W. & ALEXANDROWICZ Z. 1999. Recurrent Holocene landslides: a case study of the Krynica landslide in the Polish Carpathians. *The Holocene* 9/1, 91-99.
- ALLEY R.B., MAYEWSKI P.A., SOWERS T., STUIVER M., TAYLOR K.C. & CLARK P.U. 1997. Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 25/6, 483-486.
- AMMANN B. 1989. Late-Quaternary palynology at Lobsigensee. Regional vegetation history and local lake development. *Dissertationes Botanicae* 137, 1-157.
- AMMANN B. 1994. Differential flotation of saccate pollen - a nuisance and a chance. *Dissertationes Botanicae* 234, 101-110.
- AMMANN B. & WICK L. 1993. Analysis of pollen stomata of conifers as indicators of the alpine tree line fluctuations during the Holocene. In: FRENZEL B. (Ed.). Oscillations of the Alpine and Polar tree limits in the Holocene. *Paläoklimaforschung, Gustav Fischer verlag, Stuttgart*, 175-185.
- AMMANN B., GAILLARD M.J. & LOTTER A.F. 1996. Switzerland. In: BERGLUND B.E., BIRKS H.J.B., RALSKA-JASIEWICZOWA M. & WRIGHT H.E. (Eds.). Palaeoecological events during the last 15,000 years - Regional syntheses of palaeoecological studies of lakes and mires in Europe, 647-666.
- ARIZTEGUI D., FARRIMOND P. & MCKENZIE J.A. 1996. Compositional variations in sedimentary lacustrine organic matter and their implications for high alpine holocene environmental changes: Lake St Moritz, Switzerland. *Organic Geochemistry* 24/4, 453-461.
- ARIZTEGUI D., CHONDROGIANNI C., LAMI A., GUILIZZONI P. & LAFARGUE E. 2001. Lacustrine organic matter and the Holocene paleoenvironmental record of Lake Albano (central Italy). *J. Paleolim.* 26, 283-292.
- AYLSWORTH J.M., LAWRENCE D.E. & GUERTIN J. 2000. Did two massive earthquakes in the Holocene induce widespread landsliding and near-surface deformation in part of the Ottawa Valley, Canada?. *Geology* 28/10, 903-906.
- BALLANTYNE C.K., STONE J.O. & FIFIELD L.K. 1998. Cosmogenic ³⁶Cl dating of postglacial landsliding at The Storr, Isle of Skye, Scotland. *The Holocene* 8/3, 347-351.
- BARBER D.C., DYKE A., HILLAIRES-MARCEL C., JENNINGS A.E., ANDREWS J.T., KERWIN M.W., BILODEAU G., MCNEELY R., SOUTON J., MOREHEAD M.D. & GAGNON J.-M. 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400, 344-348.
- BARD E., HAMELIN B., FAIRBANKS R. & ZINDLER A. 1990. Calibration of the 14 timescale over the past 30,000 yr using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature* 345, 405-410.
- BARNARD P.L., OWEN L.A., SHARMA M.C. & FINKEL R.C. 2001. Natural and human-induced landsliding in the Garhwal Himalaya of northern India. *Geomorphology* 40, 21-35.
- BARTLEIN P. J., EDWARDS M. E., SHAFER S. L. & BARKER JR. E. D. 1995. Calibration of radiocarbon ages and the interpretation of paleoenvironmental records. *Quat. Res.* 44, 417-424.
- BAUEROCHSE A. & KATENHUSEN O. 1997. Reconstruction of Holocene landscape development and present vegetation of the Val Fenga (Tyrol/Grisons). *Phytocoenologia* 27/3, 353-453.
- BEER J., MENDE W. & STELLMACHER R. 2000. The role of the sun in climate forcing. *Quat. Sci. Rev.* 19, 403-415.
- BERRISFORD M.S. & MATTHEWS J.A. 1997. Phases of enhanced rapid mass movement and climatic variation during the Holocene: a synthesis. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. *Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research* 19, 409-440.
- BERSIER A., BLANC P. & WEIDMANN M. 1975. Le glissement

- de terrain de La Cornalle-Les Luges (Epresses, vaud, Suisse) Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 347/72, 165-191.
- BIANCHI G.G. & McCAVE I.N. 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature* 397, 515-517.
- BIRKS H.H., VORREN K.-D. & BIRKS H.J.B. 1996. Holocene treelines, dendrochronology and palaeoclimate. In: FRENZEL B. (Ed.). *Holocene treeline oscillations, dendrochronology and paleoclimate*. Paläoklimaforschung, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart 20, 1-18.
- BLIKRA L.H. & NESJE T. 1997. Holocene avalanche activity in western Norway: chronostratigraphy and paleoclimatic implications. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*. Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research 19, 299-312.
- BLUNIER T., CHAPPELIZ J.A., SCHWANDER J., BARNOLA J.M., DESPERTS T., STAUFFER B. & RAYNAUD D. 1993. Atmospheric methane records from a Greenland icecore over the last 1000 years. *Geophys. Res. Lett.* 20, 2219-2222.
- BORGATTI L., SOLDATI M. & SURIAN N. 2001. Rapporti tra frane e variazioni climatiche: una bibliografia ragionata relativa al territorio europeo. *Il Quaternario* 14/2, 137-166.
- BOSSY F. 1998. Etude géologique de la région comprise entre les chaînons du Chällhorn et du Bäderhorn (Préalpes fribourgeoises, NE de Jaun). Diplôme inédit, Institut de Géologie, Université de Fribourg, Suisse.
- BRAAM R.R., WEISS E.E. J. & BURROUGH P.A. 1987. Dendrogeomorphological analysis of mass movement, a technical note on the research method. *Catena* 14, 585-589.
- BRAILLARD L. 1998. Etude géologique de la région entre Jaun et les Gastlosen (Préalpes fribourgeoises). Diplôme inédit, Institut de Géologie, Université de Fribourg, Suisse.
- BRÄUNING A. 1995. Zur Anwendung der Dendrochronologie in den Geowissenschaften. *Die Erde* 126, 189-204.
- BROECKER W.S. 1997. Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system: will man-made CO₂ upset the current balance?. *Science* 278, 1582-1588.
- BRONK RAMSEY C. 1995. Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the OxCal Program. *Radiocarbon* 37/2, 425-430.
- BRUNSDEN D. & IBSEN M.L. 1997. The temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community: summary of relevant results of the European Community EPOCH Programme. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*. Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research 19, 401-407.
- BÜCHI O. 1927. Der Schwarzsee und seine Entstehung. Beiträge zur Heimatkunde 1, Verein für Heimatkunde des Sensebezirks, 14-18.
- BULL W.B., KING J., KONG F., MOUTOUX T. & PHILLIPS W.M. 1994. Lichen dating of coseismic landslide hazards in alpine mountains. *Geomorphology* 10, 253-264.
- BURGA C.A. 1980. Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Schams und des San Bernardino-Passgebietes (Graubünden, Schweiz). *Diss. Bot.* 56, 194 pp.
- BURGA C. 1987. Vegetationsgeschichte seit der Späteiszeit. In: FURRER G., BURGA C., GAMPER M., HOLZHAUSER H.-P., MAISCH M. *Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimagschichte der Schweiz seit der Späteiszeit*. *Geographica Helvetica* 2, 71-77.
- BURGA C.A. & PERRET R. 1998. *Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter*. Ott Verlag Thun.
- CARCAILLET C. & BRUN J.J. 2000. Changes in landscape structure in the northwestern Alps over the last 7000 years: lessons from soil charcoal. *Journal of Vegetation Science* 11/5, 705-714.
- CARON C., LALETIN O. & RAETZO H. 1996. Réactivation catastrophique du glissement de Falli-Höllli (Préalpes fribourgeoises - Suisse). *Quaternaire* 7/2-3, 111-116.
- CAVELIER C. & POMEROL C. 1977. Proposition d'une échelle stratigraphique standard pour le Paléogène. *Newsl. Stratigr.* 6/1, 56-65.
- CENDRERO A. & DRAMIS F. 1996. The contribution of landslides to landscape evolution in Europe. *Geomorphology* 15, 191-211.
- CHAMBERS F.M. & BLACKFORD J.J. 2001. Mid- and late-Holocene climatic changes: a test of periodicity and solar forcing in proxy-climate data from blanket peat bogs. *J. Quat. Sci.* 16/4, 329-338.
- CLARK P.U., MARSHALL S.J., CLARKE G.K.C., HOSTETLER S.W., LICCIARDI J.M. & TELLER J.T. 2001. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. *Science* 293, 283-287.
- COROMINAS J., WEISS E.E.J., VAN STEIN H. & MOYA J. 1993. The use of dating techniques to assess landslide frequency, exemplified by case studies from european countries. *Temporal Occurrence and forecasting of landslides in the European Community*. Final Report, part I: Methodology (Reviews) for the temporal study of landslides. 73-93.
- COVEY C. 1984. The Earth's orbit and the Ice Age. *Scientific American* 250, 58-66.
- DAMON P.E. & LINICK T.W. 1986. Geomagnetic-heliomagnetic modulation of atmospheric radiocarbon production. *Radiocarbon* 28/2A, 266-278.
- DAPPLES F., OSWALD D. & RAETZO H. 2001. Landslides in the western Swiss Alps - Causes, triggers and dynamic aspects from former to present times In: KÜHNE M., EINSTEIN H.H., KRAUTER E., KLAPPERICH H. & PÖTTLER R. (Eds.). *International Conference on Landslides - Causes, Impacts and Countermeasures* 3-11.
- DAPPLES F., LOTTER A.F., VAN LEEUWEN J.F.N., VAN DER KNAAP W.O., DIMITRIADIS S. & OSWALD D. 2002. Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. *J. Paleolim.* 27/2, 239-248.
- DAPPLES F., OSWALD D., RAETZO H., LARDELLI T. & ZWAHLEN P. (in press). New records of Holocene landslide activity in the Western and Eastern Swiss Alps - Implication of climate and vegetation changes. *Eclogae geol. Helv.*
- D'ARRIGO R., FRANK D., JACOBY G. & PEDERSON N. 2001. Spatial response to major volcanic events in or about AD 536, 934 and 1258: frost rings and other dendrochronological evidence from Mongolia and Northern Siberia: Comment on R.B. Stothers, "Volcanic

- dry fogs, climate cooling, and plague pandemics in Europe and the Middle East" (Climatic Change, 42, 1999). Climatic Change 49, 239-246.
- DERGACHEV V. & CHISTYAKOV V. 1995. Cosmogenic radiocarbon and cyclical processes. Radiocarbon 37/2, 417-424.
- DE VRIES H. 1958. Variation in concentration of radiocarbon with time and location on earth. Kon. Ned. Acad. Wet. 61, 94-102.
- DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L. & IBSEN M.-L. 1996. Landslide recognition - Identification, movements and causes. John Wiley & Sons, Ltd, 251 pp.
- 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 30, 1-12.
- DUBAS J. 1991. Une histoire d'eaux au Pays de Fribourg. Marcel Jobin, éditeur, Fribourg. 52-60.
- EIGENBROD K.D. & KALUZA D. 1999. Shallow slope failures in clays as a result of decreased evapotranspiration subsequent to forest clearing. Can. Geotech. J. 36, 111-118.
- EINSELE G. & RICKEN W. 1991. Limestone-marl alternation - an overview. In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Eds.). Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy. Geol. Soc. Spec. Publ. 85, 23-47.
- ELLIOT M.B., STRIEWSKI B., FLENLEY J.R. & SUTTON D.G. 1995. Palynological and sedimentological evidence for a radiocarbon chronology of environmental change and polynesian deforestation from lake Taumatawhana, Northland, New Zealand. Radiocarbon 37/3, 899-916.
- FANTUCCI R. & MCCORD A. 1995. Reconstruction of landslide dynamic with dendrochronological methods. Dendrochronologia 13.
- FLAGEOLLET J.C. 1989. Les mouvements de terrain et leur prévention. Masson, Paris, 224 pp.
- GAMPER M. 1985. Morphochronologische Untersuchungen an Solifluktioniszungen, Moränen und Schwemmkegeln in den Schweizer Alpen: eine Gliederung mit Hilfe der ¹⁴C-Alterbestimmung fossiler Böden. Physische Geographie. Zentralstelle der Studentenschaft, Zürich 17, 115 pp.
- GAMPER M. & SUTER J. 1982. Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. Geographica Helvetica 2, 105-114.
- GARAZI G. & MORET A. 1999. Eboulements de derborence - Etude géologique et géomécanique (Valais/Suisse). Diplôme commun, Département de Géologie et de Paléontologie, Université de Genève. 201 pp.
- GISIGER M. 1967. Géologie de la région Lac Noir - Kaiseregg - Schafberg (Préalpes médianes plastiques de Fribourg et Berne). Thèse, Université de Fribourg, Faculté des Sciences. Buchdruckerei Birkhäuser AG, Basel.
- GOBET E., TINNER W., HUBSCHMID P., JANSEN I., WEHRLI M., AMMANN B. & WICK L. 2000. Influence of human impact and bedrock differences on the vegetational history of the Insubrian Southern Alps. Vegetation History and Archaeobotany 9/3, 175-187.
- GOLODKOVSKAYA N.A. 1988. Glacial mudflows on the Central Caucasus: the activity in the last millenium. Data of Glaciological Studies 62, 71-78.
- GONZÁLEZ-DÍEZ A., SALAS L., DÍAZ DE TERÁN J.R. & CENDRERO A. 1996. Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain. Geomorphology 15, 291-309.
- GONZÁLEZ-DÍEZ A.G., REMONDO J., DÍAZ DE TERÁN J.R. & CENDRERO A. 1999. A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. Geomorphology 30, 95-113.
- GROUSSET F. 2001. Les changements abrupts du climat depuis 60.000 ans. Quaternaire 12/4, 203-211.
- GROVE J.M. & SWITSUR R. 1994. Glacial geological evidence for the Medieval warm period. Climatic Change 26, 143-169.
- GRUNERT J. & HARDENBICKER U. 1997. The frequency of landsliding in the north Rhine area and possible climatic implications. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research 19, 159-170.
- HAAS J.N., RICHOUZ I., TINNER W. & WICK L. 1998. Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the swiss Plateau and at timberline in the Alps. The Holocene 3, 301-309.
- HAIGH J.D. 1996. The impact of solar variability on climate. Science 272, 981-984.
- HAJDAS I., IVY-OCHS S.D. & BONANI G. 1995. Problems in the extension of the radiocarbon calibration curve (10-13 kyr BP). Radiocarbon 37/1, 75-79.
- HANISCH J. 2002. Usoi landslide dam in Tadjikistan - the world's highest dam. First stability assessment of the rock slopes at Lake Sarez. In: RYBAR J., STEMBERK J. & WAGNER P. (Eds.). Landslides. Proceedings of the First European Conference on Landslides, Prague, Czech Republic, June 24-26, 2002. A.A. Balkema Publishers, Lisse. 189-192.
- HEEB K. & WELTEN M. 1972. Moore und Vegetationsgeschichte der Schwarzenegg und des Molassevorlandes zwischen dem Aaretal unterhalb Thun und dem obern Emmental. Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern 29, 1-54.
- HEIM A. 1932. Bergsturz und Menschenleben. Fretz & Wasmuth Verlag A.G., Zürich.
- HEIRI O., LOTTER A.F. & LEMCKE G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. J. Paleolim. 25, 101-110.
- HOLZHAUSER H. 1995. Gletscherschwankungen innerhalb der letzten 3200 Jahre am Beispiel des Grossen Aletsch- und des Gornergletschers. Neue Ergebnisse. In: SALM B. (Ed.). Gletscher im ständigen Wandel. vdf, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, Mittlg. der VAW Zürich, 101-122.
- HOLZHAUSER H. & ZUMBÜHL H.J. 1999. Glacier fluctuations in the western Swiss and French Alps in the 16th century. Climatic Change 43, 223-237.
- HORMES A., MÜLLER B.U. & SCHLÜCHTER C. 2001. The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. The Holocene 11/3, 255-265.
- HÜPPE J. & POTT R. 1993. Man-induced changes at the alpine timberline of the Val Fenga (Silvretta, Switzerland) and their reflections in pollen diagrams (preliminary report). In: Frenzel B. (Ed.). Oscillations of the Alpine and Polar tree limits in the Holocene. Paläoklimaforschung,

- Gustav Fischer verlag, Stuttgart 137-161.
- INNES J.L. 1997. Historical debris-flow activity and climate in Scotland. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research 19, 231-240.
- IPCC 2001. Climate Change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, UK.
- JÄCKLI H. 1989. Geologie von Zürich - von der Entstehung der Landschaft bis zum Eingriff des Menschen. Orell Füssli Verlag, Zürich. 215 pp.
- JACKSON S.T. 1990. Pollen source area and representation in small lakes of the Northeastern United States. Rev. Paleobot. Palynol. 63, 53-76.
- JAN DU CHÊNE R., GORIN G. & VAN STUIJVENBERG J. 1975. Etude géologique et stratigraphique (palynologie et nannoflore calcaire) des Grès des Voirons (Pléogène de Haute-Savoie, France). Géologie Alpine 51.
- JIMÉNEZ SÁNCHEZ M., FARIAS P., RODRÍGUEZ A. & MENÉNDEZ DUARTER. A. 1999. Landslide development in a coastal valley in Northern Spain: conditioning factors and temporal occurrence. Geomorphology 30, 115-123.
- JOHNSEN S.J., H.B. CLAUSEN, W. DANSGAARD, N.S. GUNDESTRUP, C.U. HAMMER, U. ANDERSEN, K.K. ANDERSEN, C.S. HVIDBERG, D. DAHL-JENSEN, J.P. STEFFENSEN, H. SHOJI, A.E. SVEINBJÖRNSDÓTTIR, J.W.C. WHITE, J. JOUZEL & D. FISHER. 1997. The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability. Journal of Geophysical Research 102, 26397-26410. (data: ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/paleo/icecore/greenland/summit/grip/isotopes/gripd18o.txt).
- JOHNSON R.H. 1987. Dating of ancient, deep-seated landslides in temperate regions. In: ANDERSON M.G. & RICHARD K.S. (Eds.). Slope stability, geotechnical engineering and geomorphology. John Wiley & Sons Ltd, Chichester. 561-600.
- JONASSON C., NYBERG R. & RAPP A. 1997. Dating of rapid mass movements in Scandinavia: talus rockfalls, large rockslides, debris flows and slush avalanches. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research 1997, 267-282.
- JORDA M. 1983. La torrentialité Holocène des Alpes Françaises du Sud: facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. Symposium Evolution de Paléoenvironnements Post-Würmiens, Toulouse.
- KIENHOLZ H. 1977. Kombinierte geomorphologische Gefahrenkarte 1:10'000 von Grindelwald. Geographica Bernensia, Geographisches Institut der Universität Bern, 204 pp.
- KOBLER E. 1994. Die späteiszeitlichen Gletscherstände im Prättigau. Jber. Natf. Ges. Graubünden 107, 45-128.
- KOTARBA A. & BAUMGART-KOTARBA M. 1997. Holocene debris-flow activity in the light of lacustrine sediment studies in the High Tatra Mountains, Poland. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research 19, 147-158.
- KUBIK P.W., IVY-OCHS S., MASARIK J., FRANK M. & SCHLÜCHTER C. 1998. Be-10 and Al-26 production rates deduced from an instantaneous event within the dendrocalibration curve, the landslide of Kofels, Otz Valley, Austria. Earth and Planetary Science Letters 161, 231-241.
- LAL D. 1995. On cosmic-ray exposure ages of terrestrial rocks: a suggestion. Radiocarbon 37/3, 889-898.
- LANG A., MOYA J., COROMINAS J., SCHROTT L. & DIKAU R. 1999. Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements. Geomorphology 30, 33-52.
- LATELTIN O., BEER C., RAETZO H. & CARON C. 1997a. Instabilités de pente en terrain de flysch et changements climatiques. Rapport Final PNR31, vdf, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich. 168 pp.
- LATELTIN O., BEER C., RAETZO H. & CARON C. 1997b. Landslides in Flysch terranes of Switzerland: Causal factors and climate change. Eclogae geol. Helv. 90/3, 401-406.
- LEHMAN S.J. & KEIGWIN L.D. 1992. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. Nature 356, 757-762.
- LIBBY W.F., ANDERSON E.C. & ARNOLD J.R. 1949. Age determination by Radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon. Science 109, 227-228.
- LISTER G.S. 1989. Sedimentation im Schwarzsee, Plaffeien, Fribourg. Schlussbericht, Geologisches Institut, ETH-Zürich. 21 pp.
- LOTTER A.F. 1991. How long was the Younger Dryas? Preliminary evidence from annually laminated sediments of Soppensee (Switzerland). Hydrobiologia 214, 53-57.
- LOTTER A.F., BIRKS H.J.B., HOFMANN W. & MARCHETTO A. 1997. Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cyst assemblages as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in the Alps - I. Climate. J. Paleolim. 18, 395-420.
- LOUP B. 1995. Instabilités de terrain. Cours IIe cycle, Institut de Géologie, Université de Fribourg.
- MCCARROLL D., SHAKESBY R.A. & MATTHEWS J.A. 2001. Enhanced rockfall activity during the Little Ice Age: further lichenometric evidence from a Norwegian talus. Permafrost and Periglacial Processes 12, 157-164.
- MAGNY M. 1993. Solar influences on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric ^{14}C record. Quat. Res. 40, 1-9.
- MAGNY M. & RICHOUZ I. 1998. Holocene lake-level fluctuations in Lake Seedorf, southern Swiss Plateau. Eclogae geol. Helv. 91/3, 345-357.
- MAISCH M. 1992. Die Gletscher Graubündens. Rekonstruktion und Auswertung der Gletscher und deren Veränderungen seit dem Hochstand von 1850 im Gebiet der östlichen Schweizer Alpen (Bündnerland und angrenzende Regionen). Teil A: Grundlagen-Analysen-Ergebnisse (320 S.); Teil B: Verzeichnisse-Datenkataloge-Gletscherkarten (120 S.). Phys. Geographie 33, Geogr. Institut der Univ. Zürich.
- MAISCH M. 1995. Gletscherschwundphasen im Zeitraum des ausgehenden Spätglazials (Egesen-Stadium) und seit

- dem Hochstand von 1850 sowie Prognose zum künftigen Eistrückgang in den Alpen. In: SALM B. (Ed.). Gletscher im ständigen Wandel. vdf, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, Mittlg. der VAW Zürich, 81-100.
- MAISCH M., WIPF A., DENNELER B., BATTAGLIA J. & BENZ C. 2000. Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. 2. Auflage, vdf, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 373 pp.
- MANTOVANI F. 1997. The frequency of large landslide in the eastern Alps. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. *Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research* 19, 47-54.
- MARGIELEWSKI W. 2002. Late Glacial and Holocene climatic changes registered in landslide forms and their deposits in the Polish Flysch Carpathians. In: RYBAØ J., STEMBERK J. & WAGNER P. (Eds.). *Landslides. Proceedings of the First European Conference on Landslides, Prague, Czech Republic, June 24-26, 2002*, 399-404.
- MARTINI E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. *Proc. IInd plankt. Conf. Roma (1970)* 749-785.
- MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. 1997. Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. *Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research* 19, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart. 444 pp.
- MAUQUOY D., VAN GEEL B., BLAAUW M. & VAN DER PFLICHT J. 2002. Evidence from northwest European bogs shows "Little Ice Age" climatic changes driven by variations in solar activity. *The Holocene* 12/1, 1-6.
- MAUVILLY M., AFFOLTER J., BOISAUBERT J.-L., BRAILLARD L., CHAIX L., HELFER M., MENOUD S. & PILLOUD P. 2002. Du Paléolithique final à la fin du Mésolithique dans le canton de Fribourg. *Annuaire de la Société Suisse de Préhistoire et d'Archéologie* 85, 23-44.
- MERKT J. & STREIF H. 1970. Stechrohr-Bohrgeräte für limnische und marine Lockersedimente. *Geol. Jb.* 88, 137-148.
- MILANKOVITCH M. 1930. Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. In: KÖPPEN W. & GEIGER R. (Eds.). *Handbuch der Klimatologie I. Gebrüder Bornträger, Berlin*, 1-176.
- MITCHELL E.A.D., VAN DER KNAAP W.O., VAN LEEUWEN J.F.N., BUTTLER A., WARNER B.G. & GOBAT J.-M. 2001. The palaeoecological history of the Praz-Rodet bog (Swiss Jura) based on pollen, plant macrofossils and testate amoebae (Protozoa). *The Holocene* 11/1, 65-80.
- MONTGOMERY D.R., SCHMIDT K.M., GREENBERG H.M. & DIETRICH W.E. 2000. Forest clearing and regional landsliding. *Geology* 28/4, 311-314.
- MOOK W.G. 1977. Dendrochronological calibration of the radiocarbon timescale: the present situation and the perspective in Europe. In: FRENZEL B. (Ed.) *Dendrochronologie und Postglaziale Klimaschwankungen in Europa*, 68-79.
- MOYA J., VILAPLANA J.M. & COROMINAS J. 1997. Late Quaternary and historical landslides in the south-eastern Pyrenees. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research* 19, 55-73.
- MULLE S.D., DAVID F. & WICHA S. 2000. Impact of exposition and anthropisation on the Holocene forest dynamic in Southern Alps, France. *Géographie Physique et Quaternaire* 54/2, 231-243.
- MUSCHELER R., BEER J., WAGNER G. & FINKEL R.C. 2000. Changes in deep-water formation during the Younger Dryas event inferred from 10Be and 14C records. *Science* 408, 567-570.
- NEUMANN J. 1992. Climatic conditions in the Alps in the years about the year of Hannibal's crossing (218 BC). *Climatic Change* 22, 139-150.
- NILAWEEERA N.S. & NUTALAYA P. 1999. Role of tree roots in slope stabilisation. *Bull. Eng. Geol. Env.* 57, 337-342.
- NOVERRAZ F. & WEIDMANN M. 1983. Le glissement de terrain de Converney - Taillepied (Belmont et Lutry, Vaud, Suisse) *Bulletin de Géologie, Université de Lausanne* 269.
- NOVERRAZ F., BONNARD C., DUPRAZ H. & HUGUENIN L. 1998. Grands glissements de versants et climat - VERSINCLIM - Comportement passé, présent et futur des grands versants instables subactifs en fonction de l'évolution climatique, et évolution en continu des mouvements en profondeur. *Rapport Final PNR31*, vdf, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.
- OcCC 2002. *Le climat change, en Suisse aussi. Organe Consultatif sur les Changements climatiques.*
- ORCEL A., ORCEL C., RAMSEYER D. & WEIDMANN D. 1988. Datations dendrochronologiques et conservation du patrimoine. *Chantiers/Suisse* 19/3, 181-194.
- OSWALD D. 2003. Analyse de l'activité de glissements de terrain et relation avec les conditions hydroclimatologiques - Exemples dans les Préalpes fribourgeoises. *Geofocus, Fribourg (in prep.)*.
- OSWALD D. & DAPPLES F. 2001. Interprétation géologique de la région « Hohberg-Rohr »: descriptions lithologiques du substrat rocheux. *Institut de Géologie, Université de Fribourg, Suisse. Non publié.*
- PAILLARD D. 2001. Glacial hiccups. *Nature* 409, 147-148.
- PANIZZA M., PASUTO A., SILVANO S. & SOLDATI M. 1997. Landsliding during the Holocene in the Cortina d'Ampezzo region, Italian Dolomites. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research* 19, 17-31.
- PARISE M., CALCATERRA D. & PALMA B. 2002. Historical data analysis of landsliding and flood events in Campania (Italy), as a tool for the assessment of landslide hazard. In: RYBAR J., STEMBERK J. & WAGNER P. (Eds.). *Landslides. Proceedings of the First European Conference on Landslides, Prague, Czech Republic, June 24-26, 2002*, 259-267.
- PASQUIER J.-B. (in press). Notice explicative de la Feuille 1225 - Gruyères. *Atlas géologique de la Suisse. Office Fédéral des Eaux et de la Géologie, Cartographie Géologique, Berne.*
- PETIT J.R., JOUZEL J., RAYNAUD D., BARKOV N.I., BARNOLA J.-M., BASILE I., BENDERS M., CHAPPELLAZ J., DAVIS M., DELAYGUE G., DELMOTTE M., KOTLYAKOV V.M., LEGRAND M., LIPENKOV V.Y., LORIS C., PÉPIN L., RITZ C., SALTZMAN E. & STIEVENARD M. 1999. Climate and

- atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436.
- PLANCHEREL R. 1976. Essai d'interprétation de la dislocation transversale Bellegarde - Lac Noir (Préalpes médianes fribourgeoises). *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 461-469.
- POLI M.S., THUNELL R.C. & RIO D. 2000. Millennial-scale changes in North-Atlantic Deep Water circulation during marine isotope stages 11 and 12: Linkage to Antarctic climate. *Geology* 28/9, 807-810.
- PRENTICE I.C. 1985. Pollen representation, source area and basin size: toward a unified theory of pollen analysis. *Quat. Res.* 23, 76-86.
- PUGIN A. 1989. Analyse sédimentologique des dépôts du glacier du Rhône sur le Plateau suisse. Thèse n°2376, Université de Genève, Section des Sciences de la Terre, 90 pp.
- PFISTER C. 1998. Raum-zeitliche Rekonstruktion von Witterungsanomalien und Naturkatastrophen 1496-1995. Rapport Final PNR31. vdf, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.
- RAETZO-BRÜLHART H. 1997. Massenbewegungen im Gurnigelflysch und Einfluss der Klimaänderung. Rapport Final PNR31. vdf, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich. 256 pp.
- RAETZO H., LATELTIN O., PUGIN A., STIEFELHAGEN W. & MÜLLER I. 1995. Geophysikalische Messungen zur Beurteilung von Rutschungen. Schweizer Ingenieur und Architekt SI+A 48.
- RAETZO H. & LATELTIN O. 1996. Rutschung Falli Hölli, ein ausserordentliches Ereignis ? Interpraevent 1996, Internationales Symposion, Garmisch-Partenkirchen, Tagungspublikation 3, 129-140.
- RAETZO H., KEUSEN H.R. & OSWALD D. 2000. Rutschgebiet Hohberg-Rohr, Disposition und Aktivität. *Bull. Géol. App.* 5/1, 55-68.
- RAMRATH A., SADORI L. & NEGENDANK J.F.W. 2000. Sediments from Lago di Mezzano, central Italy: a record of Lateglacial/Holocene climatic variations and anthropogenic impact. *The Holocene* 10/1, 87-95.
- RENBERG I. 1991. The HON-Kajak sediment corer. *J. Paleolim.* 6, 167-170.
- RENNER F. 1982. Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebiets und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. In: FURRER G., KELLER W. A., GAMPER M. & SUTER J. (Eds.) *Physiche Geographie* 8. Geographisches Institut, Universität Zürich.
- RICHOZ I., GAILLARD M.-J. & MAGNY M. 1994. The influence of human activities and climate on the development of vegetation at Seedorf, southern Swiss Plateau during the Holocene: a case study. *Dissertationes Botanicae* 234, 423-445.
- RODOLFI G. 1997. Holocene mass movement activity in the Tosco-Romagnolo Apennines (Italy). In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research* 19, 33-46.
- RÖTHLISBERGER F. 1986. 10000 Jahre Gletschergeschichte der Erde. Verlag Sauerländer Aarau.
- SCHLÜCHTER C. 1988. Instabilities in the area of St. Moritz, Switzerland - Geology, chronology, geotechnology. In: BONNARD C. (ed.). *Landslides. Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides* 2, 1375-1380.
- SCHMIDT B. 1985. Etude palynologique de la tourbière d'Echarlens (Fribourg). *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 77/368, 305-325.
- SCHMIDT K.M., ROERING J.J., STOCK J.D., DIETRICH W.E., MONTGOMERY D.R. & SCHAUB T. 2001. The variability of root cohesion as an influence on shallow landslide susceptibility in the Oregon Coast Range. *Canadian Geotechnical Journal* 38/5, 995-1024.
- SCHÖNEICH P. 1991. La datation des glissements de terrain. In: BELL D.H. (Ed.) *Landslides. Proceedings of the Sixth International Symposium on Landslides*. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 205-212.
- SCHÖNEICH P. 1998. Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Étivaz (Préalpes vaudoises). Thèse, Institut de Géographie, Université de Lausanne. *Travaux et recherches* 14, 843 pp.
- SCHÖNEICH P., TERCIER J., HURNI J.-P. & ORCEL C. 1997. Datation par dendrochronologie du glissement des Parchets (Les Dablerets, Préalpes vaudoises). *Eclogae geol. Helv.* 90/3, 481-496.
- SCHÖNWIESE C.D. 1995. Klimaänderungen. Daten, Analysen, Prognosen. Berlin, Heidelberg.
- SCHUSTER R.L. & COSTA J.E. 1986. A perspective on landslide dams. In: SCHUSTER R.L. (Ed.) *Landslide dams: processes, risk, and mitigation*. American Society of Civil Engineers. 1-20.
- SCHUSTER R.L. & WIECZOREK G.F. 2002. Landslide triggers and types. In: RYBAØ J., STEMBERK J. & WAGNER P. (Eds.). *Landslides. Proceedings of the First European Conference on Landslides*, Prague, Czech Republic, June 24-26, 2002. A.A. Balkema Publishers, Lisse. 59-78.
- SCHWEINGRUBER F.H. 1983. Der Jahrring: Standort, Methodik, Zeit und Klima in der Dendrochronologie. Bern.
- SCHWEINGRUBER F.H., BRÄKER O.U. & SCHÄR E. 1979. Dendroclimatic studies on conifers from central Europe and Great Britain. *Boreas* 8, 427-452.
- SHINDELL D.T., SCHMIDT G.A., MANN M.E., RIND D. & WAPLE A. 2001. Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science* 294, 2149-2152.
- SIDLE R.C. & WU W.M. 1999. Simulating effects of timber harvesting on the temporal and spatial distribution of shallow landslides. *Zeitschrift für Geomorphologie* 43/2, 185-201.
- SISSINGH W. 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geol. en Mijnb.* 56/1, 37-66.
- SOLOMINA O. 1997. Holocene rapid mass movement in the former USSR: avalanches and mudflows. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research* 19, 355-369.
- SORRISO-VALVO M. 1997. Landsliding during the Holocene in Calabria, Italy. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research* 19, 97-108.
- STANFORD S.D., SEIDL M.A. & ASHLEY G.M. 2000. Exposure age and erosional history of an upland planation surface in the US Atlantic Piedmont. *Earth Surface Proces. Landf.* 25, 939-950.

- STARKEL L. 1985. The reflection of the Holocene climatic variations in the slope and fluvial deposits and forms in the European mountains. *Ecologia Mediterranea* 11, 91-97.
- STARKEL L. 1997. Mass movements during the Holocene: the Carpathian example and the European perspective. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. *Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research* 19, 385-400.
- STOCKER T.F. 2000. Past and future reorganizations in the climate system. *Quat. Sci. Rev.* 19, 301-319.
- STRUNK H. 1997. A 3300 years history of debris flow activity in the southern Alps: vegetation cover, soil depth, forest fire and overgrazing as controlling factors. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. *Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research* 19, 223-232.
- STUIVER M., BRAZIUNAS T.F., BECKER B. & KROMER B. 1991. Climatic, solar, oceanic, and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ change. *Quat. Res.* 35, 1-24.
- STUIVER M. & REIMER P.J. 1993. Extended ^{14}C data base and revised calib 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon* 35/1, 215-230.
- STUIVER, M., REIMER, P.J., BARD, E., BECK, J.W., BURR, G.S., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, G., VAN DER PLICHT, J. & SPURK, M. 1998. IntCal98 radiocarbon age calibration, 24'000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40/3, 1041-1084.
- SVENSMARK H. 1998. Influence of cosmic rays on Earth's climate. *The American Physical Society* 81/22, 5027-5030.
- THORNES J. 1997. Mass failure and climate change in a Mediterranean climate: the case of the Sierra Nevada, south-east Spain. In: MATTHEWS J.A., BRUNSDEN D., FRENZEL B., GLÄSER B. & WEISS M.M. (Eds.). Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. *Paläoklimaforschung, Palaeoclimate Research* 19, 85-96.
- TINNER W. & AMMANN B. 2001. Timberline paleoecology in the Alps. *Pages News* 9/3, 9-11.
- TURMANINA V.I. 1979. Avalanche dendrochronology in the upper part of the Baksan Valley Tushinskiy G.K. (Ed.) *The rhythms of glacial processes*. Moscow University Press 128-134.
- VAN DER KNAAP W.O., VAN LEEUWEN J.F.N., FANKHAUSER A. & AMMAN B. 2000. Palynostratigraphy of the last centuries in Switzerland based on 23 lake and mire deposits: chronostratigraphic pollen markers, regional patterns, and local histories. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 108, 85-142.
- VAN STUIJVENBERG J. 1979. Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland). Thèse n° 781, Institut de Géologie, Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse). Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse. Swiss Geological Commission. 112 pp.
- VAN STUIJVENBERG J. (non publ.) Diverses esquisses géologiques dans la région du Gurnigel. Travaux inachevés.
- VON GRAFENSTEIN U., ERLKENKEUSER H., MÜLLER J., JOUZEL J. & JOHNSEN S. 1998. The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics* 14, 73-81.
- VON POSCHINGER A. & HAAS U. 1997. Der Flimser Bergsturz, doch ein warmzeitliches Ereignis ? *Bull. Géol. App.* 2/1, 35-46.
- VOZOVIK U.I. & SALOVA T.A. 1976. The activity in the past of avalanches and mudflows in the northern El'brus region. *Data of Glaciological Studies* 25, 133-137.
- WANNER H., GYALISTRAS D., LUTERBACHER J., RICKLI R., SALVISBERG E. & SCHMUTZ C. 2000. Klimawandel im Schweizer Alpenraum. vdf, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.
- WATERBOLK H.T. 1977. Methods of absolute dating in European Prehistory: problems and perspectives. In: FRENZEL B. (Ed.) *Dendrochronologie und Postglaziale Klimaschwankungen in Europa*. 80-90.
- WEGMÜLLER S. & LOTTER A.F. 1990. Palynostratigraphische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte der nordwestlichen Kalkvoralpen. *Botanica Helvetica* 100, 37-73.
- WEH M. & FROITZHEIM N. 2001. Structure of the Prättigau half-window. *Ecologiae geol. Helv.* 94, 237-252.
- WELTEN M. 1982. Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Schweizerischen Nationalparks. *Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark* 16, 3-43.
- WICK L. & TINNER W. 1997. Vegetation changes and timberline fluctuations in the Central Alps as indicators of Holocene climatic oscillations. *Arctic and Alpine Research* 29/4, 445-458.
- WILES G.C., CALKIN P.E. & JACOBY G.C. 1996. Tree-ring analysis and Quaternary geology: Principles and recent applications. *Geomorphology* 16, 259-272.
- ZÉZERE J.L., DE BRUM FERREIRA A. & RODRIGUES M.L. 1999. The role of conditioning and triggering factors in the occurrence of landslides: a case study in the area of Lisbon (Portugal). *Geomorphology* 30, 133-146.
- ZOLLER H. 1960. Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der in subalpinen Schweiz. *Denkschr. Schweiz. Natf. Ges.* 83/2, 45-156.
- ZOLLER H., SCHINDLER C. & RÖTHLISBERGER H. 1966. Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet. *Verh. Natf. Ges. Basel* 77/2, 97-164.
- ZOLLER H., ATHANASIADIS N. & HEITZ-WENIGER A. 1998. Late-glacial and holocene vegetation and climate change at the Palu Glacier, Bernina Pass, Grisons canton, Switzerland. *Vegetation History and Archaeobotany* 7/4, 241-249.

RAPPORTS

RAPPORTS D'EXPERTISES DENDROCHRONOLOGIQUES

- LRD95/R3995: Rapport d'expertise dendrochronologique. Objet: bois fossiles provenant du site de Falli Hölli, CH-Plasselb (FR). C. ORCEL, A. ORCEL, J.-P. HURNI, E. MONNARD, J. TERCIER, Laboratoire Romand de Dendrochronologie, Moudon. 29 décembre 1995.
- LRD96/R3995-1: Rapport d'expertise dendrochronologique. Objet: bois fossiles provenant du site de Falli Hölli, CH-Plasselb (FR), 2ème série. C. ORCEL, A. ORCEL, J.-P. HURNI, J. TERCIER, Laboratoire Romand de Dendrochronologie, Moudon. 5 juin 1996.
- LRD97/R3995-3: Rapport d'expertise dendrochronologique. Objet: bois fossiles provenant du site de Falli Hölli, CH-Plasselb (FR), 1ère, 2ème et 3ème séries. C. ORCEL, J.-P. HURNI, J. TERCIER, Laboratoire Romand de Dendrochronologie, Moudon. 1 avril 1997.
- LRD00/R5045: Rapport d'expertise dendrochronologique. Objet: troncs fossiles, glissement du Hohberg, CH-Plaffeien (FR). C. ORCEL, J.-P. HURNI, J. TERCIER, Laboratoire Romand de Dendrochronologie, Moudon. 17 mars 2000.
- LRD02/R5283: Rapport d'expertise dendrochronologique. Objet: troncs fossiles, Schlossisboden, CH-Plaffeien (FR). C. ORCEL, J.-P. HURNI, J. TERCIER, Laboratoire Romand de Dendrochronologie, Moudon. 18 janvier 2002.

RAPPORTS GÉOLOGIQUES ET GÉOTECHNIQUES

- ABAGeol-FH-94: Forages carottés, glissement de Falli Hölli. Rapport géologique. ABA-GÉOL, Géologie, Géotechnique, Hydrogéologie. 1994.
- BAR-Singine-65: Pont sur la Singine Chaude à la Gypsera, route cantonale n° 8a Planfayon-Lac Noir. Direction des Travaux Publics du canton de Fribourg, Département des Ponts et Chaussées, Bureau des Autoroutes. Mai 1965.
- Briel-Jaun-98: Traversée de Jaun, Pont de Kappelboden, RC B 110 Bulle-Boltigen. Etudes géologique et géotechnique, rapport. Expertises géologiques, Alfred Briel, Géologue conseil. Juillet 1998.
- DUTI-1985: Détection et Utilisation des Terrains Instables. Rapport final. Ecole Polytechnique Fédérale de Lau-

sanne, juin 1985.

- EPFL-Vill-80: Glissement de Villarbeney, 2ème rapport intermédiaire. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Département de Génie Civil, Laboratoire de Géotechnique, août 1980.
- EPFL-Vill-81: Glissement de Villarbeney, Travaux géodésiques. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Institut de Géodésie et Mensuration, avril 1981.
- Géolina-90-104: Schwarzsee-Rohr, Artesischer Grundwasser-träger, Hydrogeologischer Bericht. Geologischer/geotechnischer Bericht. Géolina S.A., Géologues ingénieurs associés. 20 février 1991.
- Géolina-95-124: Kur- und Parkhotel Schwarzsee, Plaffeien. Geologischer/geotechnischer Bericht. Géolina S.A., Géologues ingénieurs associés. 21 mars 1996.
- Géolina-99-147: Quartier Pürrena, Schwarzsee, Parcelle 1881, Plaffeien. Rapport géologique/géotechnique. Géolina SA, Géologues ingénieurs associés. 1er janvier 1999.
- Géolina-00-115: Forage destructif pour sonde géothermique, Burstera-Schwarzsee-Plaffeien. Rapport géologique. Géolina SA, Géologues ingénieurs associés. Août 2000.
- GEOTEST-F9817: Schwarzsee, Villa Bapst, forage destructif Sw1, relevé géologique. GEOTEST. Avril 1998.
- GEOTEST-F9864: Schwarzsee, Rutschgebiet Hohberg-Rohr, Baggerschlitze im Rutschgebiet. GEOTEST. Dezember 1998.
- GEOTEST-F9864.4: Schwarzsee, Rutschgebiet Hohberg-Rohr, Bohrungen und Baggerschlitze 1999. GEOTEST. 8. November 1999.
- GEOTEST-98217.1: Gantrisch, Durchlass Nr. 3073, Kernbohrung B 98-01. GEOTEST. 1. Dezember 1998.
- UNIFR-Hoh-97: Rutschgebiet Hohberg-Rohr, geologische Untersuchungen und Gefahrenanalyse. Gemeinde Plaffeien. Geologisches Institut, Universität Freiburg. 11 September 1997.
- UNIFR-Vill-79A: Glissement de Villarbeney, rapport sur l'état d'avancement des travaux. Université de Fribourg, Institut de Géologie. Juillet 1979.
- UNIFR-Vill-79B: Glissement de Villarbeney, relevé des sondages F1, F2, F3, F4 et F5. Université de Fribourg, Institut de Géologie. Juillet 1979.
- vonMoos-6832-00: Wohnüberbauung Klebestrasse, Zürich-Leimbach. Sondierbohrungen. Dr. von Moos AG, Geotechnisches Büro, Zürich. 20. November 2000.

PLANCHES

PLANCHE 1

- A - Upper part of the Hohberg landslide, below the Hohmattli crest (1794 m. a.s.l.). The most active channel of the landslide body appears in the middle of the picture, associated with the presence of deciduous trees.
- B - Execution of drilling n° F5 on the Hohberg landslide (*Réf. GEOTEST-F9864.4*). Drilling depth: 50.30 m. Bedrock was not reached.
- C - Middle and upper part of the Falli Hölli landslide, below the Schwyberg crest (1610 m. a.s.l.). Former houses of the village were located among the scattered trees on the bottom-left side of the picture. The position of the resistant Thanetian threshold is illustrated by the grey ellipse.
- D - Main scarp of the Pürrena landslide, together with the front part of the landslide, exposing large meadow areas. Right side of the picture, behind the large building: meadows covering the front part of the Schlossisboden landslide. Front: water of Lac Noir.
- E - Location map of four study sites, situated in the close surroundings of Lac Noir: Hohberg, Falli Hölli, Schlossisboden and Pürrena.



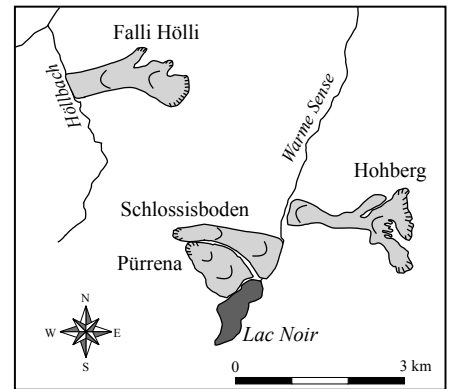
A



B



C



D



E

PLANCHE 2

- A - Large trunk of *Picea abies* excavated on the upper part of the Hohberg landslide, during piezometer implementation works. Wood sample n° Ho32-0.5, submitted to a dendrochronological analysis, exposing a sequence of 292 tree-rings. Age of tree death: 2830 cal BP.
- B - Excavation works of a *Picea abies* trunk, on the Schlossisboden landslide. Wood sample n° SCH16, submitted to a dendrochronological analysis, exposing a sequence of 238 tree-rings. Age of tree death: 4908 cal BP.
- C - Wood sample n° Ho43-1.5 (*Abies alba*), exposing a sequence of 54 well-preserved tree-rings. Tree diameter: 35 cm. Tree death established through radiocarbon dating: 1063 ± 85 cal BP.
- D - Wood sample n° SCH3, exposing a limb comprising a sequence of about 75 tree-rings. Mean tree diameter: 8 cm; length of limb: 45 cm. Tree death established through radiocarbon dating: 1063 ± 85 cal BP.



A



B



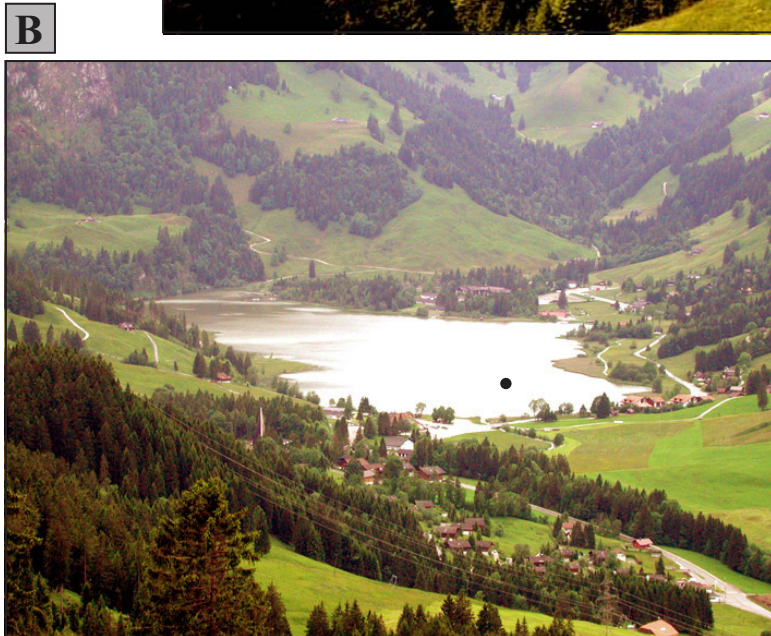
C



D

PLANCHE 3

- A - View of the western part of the Lac Noir catchment, exposing the main scarp and the front of the Pürrena landslide, as well as the whole surface of the Schlossisboden landslide, on the right side of the Pürrena landslide.
- B - Close view of Lac Noir, illustrating the location of the drilling spot (black dot).
- C - Extraction of drilling cores from Lac Noir sediments, at 9m20 m water depth, using a modified Livingstone piston corer with a diameter of 5 cm and segment lengths of 100 cm, operated from a raft. Location of drilling spot on plate 3-B.
- D - Extraction of core sediments, on the lake shore.



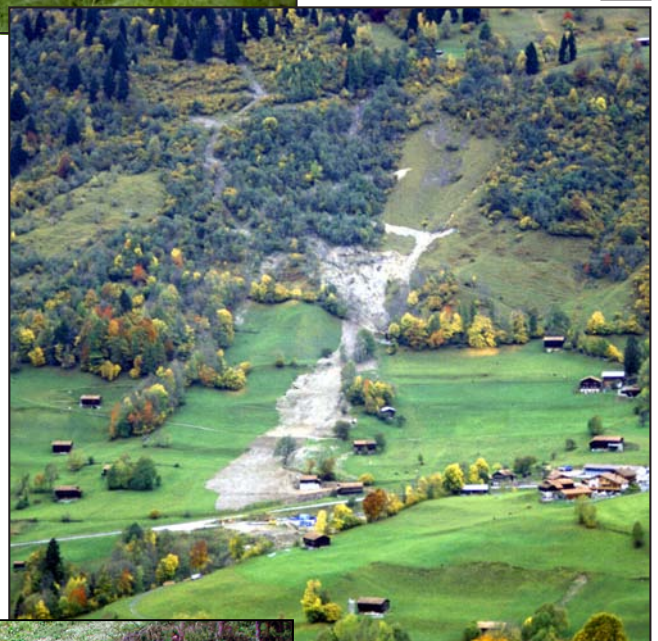
D

PLANCHE 4

- A - Debris flow deposit, exposing a saturated silty-clayey matrix containing stones and blocks, as well as wood pieces such as trunks, limbs and needles. The event took place on August 6th 2000 at the Hohberg-Tromoserli locality, 800 m north of Hohberg landslide front.
- B - Mudflow that affected meadow areas along about 200 m. The event took place in fall 2000 near the village of Saas (Landquart valley, Prättigau, Grisons).
- C - Trench drains realised on the upper part of the Hohberg landslide. Water is exported out of the landslide area, through a collecting dendritic net.



A



B



C

CURRICULUM VITAE

Originnaire de Lausanne, dans le canton de Vaud, je suis née à Kibuye (Rwanda) le 10 avril 1973 de Roland Dapples et Isabelle, née Cart. Après avoir suivi les écoles primaires dans l'arrondissement d'Oron-la-Ville, puis les écoles secondaires au collège de Moudon, j'entre au Gymnase du Bugnon, à Lausanne, où j'obtiens, en 1992, la maturité de type C (Scientifique).

En octobre 1993, je m'inscris à la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg où j'obtiens le diplôme de Géologie en mai 1998, avec un mémoire intitulé "Étude géologique des Hauts de Torgon (Valais)".

Dans la même année, j'entreprends ce travail de thèse en géologie appliquée, à l'Institut de Géologie et Paléontologie de l'Université de Fribourg, sous la direction du Prof. Christian Caron. Employée comme assistante-doctorante, je participe à l'encadrement des étudiants du 1er cycle lors de travaux pratiques de cartes et coupes géologiques, ainsi que lors d'excursions géologiques et de camps de cartographie.

Fribourg, le 31 août 2002

GeoFocus volume 1:

HILLGÄRTNER, Heiko (1999) The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing (203 pp.).

GeoFocus volume 2:

DUPRAZ, Christophe (1999) Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français) (247 pp.).

GeoFocus volume 3:

BASSANT, Philip (1999) The high-resolution stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonate-siliciclastic sedimentary systems of the Mut Basin, Turkey (278 pp.).

GeoFocus volume 4:

COLOMBIÉ, Claude (2002) Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France): relations plate-forme - bassin et facteurs déterminants (198 pp.).

GeoFocus volume 5:

PICOT, Laurent (2002) Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane: paléontologie (Ostracodes), paléoécologie, biostratigraphie et paléogéographie (240 pp.).

GeoFocus is the publication series of the Department of Geosciences, Geology and Palaeontology, University of Fribourg, Switzerland, and can be ordered at:

Department of Geosciences - Geology and Palaeontology
University of Fribourg
1700 Fribourg, Switzerland
or by e-mail through françoise.mauroux@unifr.ch.