Discussion générale

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Mémoires de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **27 (2017)**

PDF erstellt am: **27.04.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Chapitre 8. Discussion générale

8.1. Mise en place du paysage : géomorphologie des toposéquences

La caractérisation de la nature des formations superficielles permet de comprendre la variabilité géologique des sols en fonction de l'origine des sédiments et des dynamiques responsables de leur transport (Klassen, 2009). L'organisation stratigraphique de ces formations superficielles le long de transects est révélatrice de la chronologie relative de leur mise en place (Birkeland *et al.*, 2003 ; Terhorst, 2007 ; Terhorst *et al.*, 2009). Sur les sites des Amburnex et de Ballens, les moraines, les lœss et les *cover-beds* constituent les principaux types de sédiments exogènes observés. Leur distribution le long des toposéquences, leur composition, ainsi que leurs éventuels chevauchements, permettent de reconstituer la chronologie des différentes phases de dépôt depuis le dernier maximum glaciaire.

Les moraines

L'avancée maximale des glaciers alpins et jurassiens lors de la dernière phase glaciaire eut lieu entre 30'000 et 18'000 BP environ et correspond au stade isotopique marin 2 (*marine isotope stage* 2, MIS 2 ; Coutterand, 2010 ; Ivy-Ochs *et al.*, 2008). Á la fin de la glaciation, le retrait du glacier du Rhône fut rapide et certaines moraines frontales situées au pied du Jura étaient déjà abandonnées vers 19'000 BP (site de Wangen, Soleure ; Ivy-Ochs *et al.*, 2004). Simultanément à la première phase de retrait du glacier du Rhône sur le flanc sud-est du Jura, les langues de la calotte jurassienne centrée sur la vallée de Joux accusèrent une légère ré-avancée, de sorte que par endroitss les moraines jurassiennes recouvrent les dépôts d'origine alpine (Arn, 1984 ; Arn & Campy, 1990). La calotte jurassienne fondit à son tour en suivant plusieurs stades de retrait et disparut complètement de la vallée de Joux avant 15'000 BP (Buoncristiani & Campy, 2004). Le lac de Neuchâtel était quant à lui déjà dégelé à partir de 17'000 BP environ (Ivy-Ochs *et al.*, 2004) et des traces de pollen, de plantes, d'insectes et de mollusques datant du Dryas ancien ont été retrouvées dans les sédiments lacustres, indiquant la présence d'un climat arctique (Hadorn *et al.*, 2002 ; Magny *et al.*, 2003). Durant cette même période se forma le *Ballens glaciofluvial complex* sur le plateau de Bière à proximité du site de Ballens. Cet ensemble constitué de sédiments de transition entre des environnements fluvio-glaciaires et glacio-lacustres fut probablement alimenté par les eaux de fonte des deux glaciers, alpin et jurassien (Fiore, 2007). Dans les alentours, des dépôts morainiques en forme d'hummocks résultent des oscillations du glacier du Rhône pendant son retrait vers le Plateau suisse (Fiore, 2007).

Le continuum de dépôts morainiques identifié le long de la toposéquence de Ballens date de la phase d'extension maximale des glaciers et résulte des mélanges de sédiments lors des fluctuations de la zone de rencontre entre le glacier du Rhône et les langues de la calotte jurassienne. La poche de moraine cristalline entièrement décarbonatée (profil BAL 6A) située à mi-versant est probablement constituée de sédiments plus anciens, déjà fortement altérés lors de la période interglaciaire Riss-Würm et remaniés par les glaciers alpins au LGM (§ 6.2.1.). De tels dépôts silicatés acides ont été observés plus loin sur le versant à des altitudes similaires (entre 900 et 1 000 m environ). Dans le profil BAL 7, deux dépôts de sédiments (une moraine mixte en profondeur et un dépôt silicaté en surface) ont été identifiés, séparés par un horizon S enfoui. Selon cette hypothèse, un paléosol s'est développé dans la moraine mixte lors d'une période climatique plus clémente, probablement durant le Bølling et l'Allerød, puis a été recouvert par un dépôt silicaté. Ce dépôt de surface ne peut être attribué à une ré-avancée des glaciers, qui avaient disparu du pied du Jura depuis le Dryas ancien, mais résulte probablement du remaniement de sédiments

morainiques silicatés par les processus périglaciaires lors de la phase plus froide du Dryas récent. Cependant, l'origine de cet horizon enfoui, hérité d'une pédogenèse ancienne ou résultant de transferts de matières actuels ou récents (par exemple liés à des processus de podzolisation), devrait encore être confirmée par des analyses complémentaires comme discuté dans le chapitre 6. Finalement, dans le profil CHX, les dépôts fluvio-glaciaires identifiés dans les horizons profonds pourraient dater de la même époque que le *Ballens glaciofluvial complex* (c'est-à-dire le Dryas ancien), à condition qu'ils appartiennent effectivement au même complexe de sédiments. Dans ce cas, le mince dépôt de moraine mixte (environ 1 m) surmontant les dépôts fluvio-glaciaires pourrait avoir été mis en place lors d'une phase de ré-avancée des glaciers, postérieurement à leur phase d'extension maximale. Pour conclure, les dépôts morainiques décrits dans les sols de Ballens et des Amburnex (profil AMB 1) datent de la phase d'avancée maximale des glaciers lors du LGM et des premiers stades de retrait, représentés par les fluctuations des masses de glace et les mélanges de sédiments glaciaires. Dans les profils se développant sur moraines carbonatées, mixtes ou cristallines, les dépôts morainiques recouvrent entièrement la roche en place et constituent des formations superficielles profondes, exception faite du profil CHX.

Les lœss

Le dépôt des lœss alpins sur le Jura s'est produit à la fin de la dernière phase glaciaire, durant le Tardiglaciaire (Pochon, 1978). Pendant cette période étaient réunies les trois conditions nécessaires à la formation de dépôts lœssiques : un bassin d'alimentation, un climat aride ou semi-aride et des zones topographiques favorables à l'accumulation des poussières éoliennes (Pye, 1987). Les plaines du Plateau suisse étaient libres de glaces à partir du Dryas ancien (Ivy-Ochs *et al.*, 2004) et recouvertes de « farine glaciaire » constituée de matériaux broyés par la pression des glaciers. Ces zones représentaient une source de déflation adéquate pour les poussières éoliennes, emportées par les vents catabatiques (Dewolf & Bourrié, 2008 ; Muhs, 2013). En effet, le climat semi-aride de type périglaciaire régnant lors du Dryas ancien, ainsi que pendant le Dryas récent, permettait le développement d'une végétation steppique éparse et rase sur le Plateau suisse laissant subsister des zones dénudées (Van Vliet-Lanoë, 2005). La décarbonatation des lœss déposés sur les crêtes du Jura put se produire de manière simultanée avec le dépôt des particules, à condition que le taux de sédimentation fût assez bas (Muhs & Budahn, 2006). Inversement, un taux de sédimentation élevé a pu momentanément empêcher l'installation de la végétation et la mise en place de processus de pédogenèse tels que la décarbonatation, étant donné que le dépôt des lœss et la pédogenèse peuvent être considérés comme des processus compétitifs (Muhs *et al.*, 2004). Dans ce cas, la décarbonatation serait intervenue lors des premières phases de pédogenèse avec l'installation de la toundra (Van Vliet-Lanoë, 2005). Les différentes populations de grains homométriques (20-30 µm et 80-100 µm) observées dans les dépôts superficiels des sites des Amburnex et de Ballens suggèrent la contribution de plusieurs apports lœssiques, amenés par des vents d'intensité et/ou de sources variables. Des épisodes tempétueux sont envisagés pour expliquer la présence de sables (350-500 µm), qui auraient migré par saltation (Birkeland, 1999 ; Pye, 1987) depuis des sources proximales situées au pied sud-est du Jura. En effet, l'occurrence de ces sables dans les horizons les plus superficiels des sols des Amburnex favorise une provenance éolienne, au détriment de la contribution d'une source sous-jacente par des processus de bioturbation (Schaetzl & Luehmann, 2013). En conclusion, les dépôts de lœss d'origine alpine sur le Jura ont probablement eu lieu pendant le Dryas ancien et/ou le Dryas récent. Des épisodes d'éolisation distincts sont envisageables pendant ces deux périodes, à condition que le Plateau suisse se soit retrouvé suffisamment dénudé pour constituer une source de déflation efficace lors du Dryas récent.

Les cover-beds

Les *cover-beds* décrits sur les sites des Amburnex et de Ballens résultent du mélange de matériaux provenant de la roche calcaire en place (cryoclastes, résidu d'altération), des lœss et des moraines jurassiennes, mixtes et alpines. En conséquence, la formation des *cover-beds* est postérieure ou au plus tôt péné-simultanée au dépôt des lœss sur le Jura. D'après la classification des *cover-beds* en trois couches distinctes (Kleber, 1992, 1997), les dépôts de surface présents sur les sites d'études correspondent à la couche superficielle ou '*Upper layer*'. Cette couche solifluée couvre la majorité des paysages modelés par les dynamiques périglaciaires de l'Europe centrale d'une épaisseur relativement constante de 40-70 cm et sa composition est variable, mis à part une présence ubiquiste de particules d'origine éolienne (Mailänder & Veit, 2001). La '*Upper layer*' est considérée comme datant du Dryas récent (Mailänder & Veit, 2001) et peut être utilisée comme marqueur de la transition Pléistocène-Holocène dans les séries de sédiments récents (Terhorst, 2007 ; Terhorst *et al.*, 2009). En effet, la présence de cendres volcaniques de Laacher See (*Laacher See Tephra*), détectée dans la couche '*Upper layer*' à l'ouest de l'Allemagne et en Autriche (Terhorst, 2007 ; Terhorst *et al.*, 2009), permet de dater la mise en place du cover-bed après l'éruption, qui eut lieu vers 12'900 BP à la fin de l'Allerød (Baales *et al.*, 2002). Les nuages de cendre ont vraisemblablement atteint les montagnes du Jura (Schmincke *et al.*, 1999), mais des évidences de ces dépôts n'ont pas été recherchées dans les profils étudiés. Les deux autres couches des *cover-beds*, la couche '*Intermediate layer*' principalement composée de lœss et celle de la '*Basal layer*' constituée de fragments de roches locales ayant subi des remaniements par les processus de versant (Kleber, 1992, 1997), n'ont pas été caractérisées aussi précisément que la couche '*Upper layer*' sur les toposéquences des Amburnex et de Ballens. Il est probable que les dépôts de lœss n'aient pas été assez importants pour permettre la formation d'une couche '*Intermediate layer*' bien individualisée et continue, étant donné que les particules éoliennes ont été majoritairement mélangées à d'autres dépôts sédimentaires. Néanmoins, les dépôts de lœss remobilisés observés dans les profils BAL 2 et BAL 3C pourraient correspondre à la description de cette couche des *cover-beds*. La couche '*Basal layer*', quant à elle, n'a pas été détectée dans les profils étudiés, probablement à cause du fort impact des dynamiques glaciaires sur les toposéquences. Des investigations plus précises pourraient être entreprises dans les profils situés sur roche calcaire en place afin de rechercher l'existence de cette couche. En conclusion, les *cover-beds* ('*Upper layer*') décrits sur les sites d'études datent probablement du Dryas récent (entre 12'600 et 11'500 BP environ) et représentent les derniers dépôts sédimentaires redistribués sur les toposéquences. Selon cette hypothèse, les sols ayant pu se développer durant la période du Bølling et de l'Allerød (entre 14'500 et 12'600 BP environ) ont été érodés ou recouverts par les nouveaux sédiments de surface. La pédogenèse mise en place dans les sédiments observés actuellement et hérités de la dernière phase froide du Dryas récent n'a en conséquence pu commencer qu'au moment de l'amélioration climatique correspondant à l'entrée dans l'Holocène, c'est-à-dire à 11'500 BP.

La distribution des formations superficielles sur les versants étudiés reflète les changements du climat depuis le LGM, qui eux-mêmes conditionnent les cycles de bio-rhexistasie et les modifications des processus et des énergies à l'œuvre dans l'environnement (figure 8.1). Lors de la dernière phase de glaciation, les processus glaciaires et périglaciaires remodèlent le paysage. En cette période de rhexistasie, l'activité biologique est quasiment nulle et les dynamiques géomorphologiques sont très fortes, entraînant la formation de moraines et altérant physiquement les roches. Avec le réchauffement du climat au Tardiglaciaire, les glaciers alpins et jurassiens fondent et se retirent. La redistribution des sédiments glaciaires par les processus fluvio-glaciaires, éoliens et périglaciaires provoque la formation de dépôts fluvio-glaciaires, lœssiques

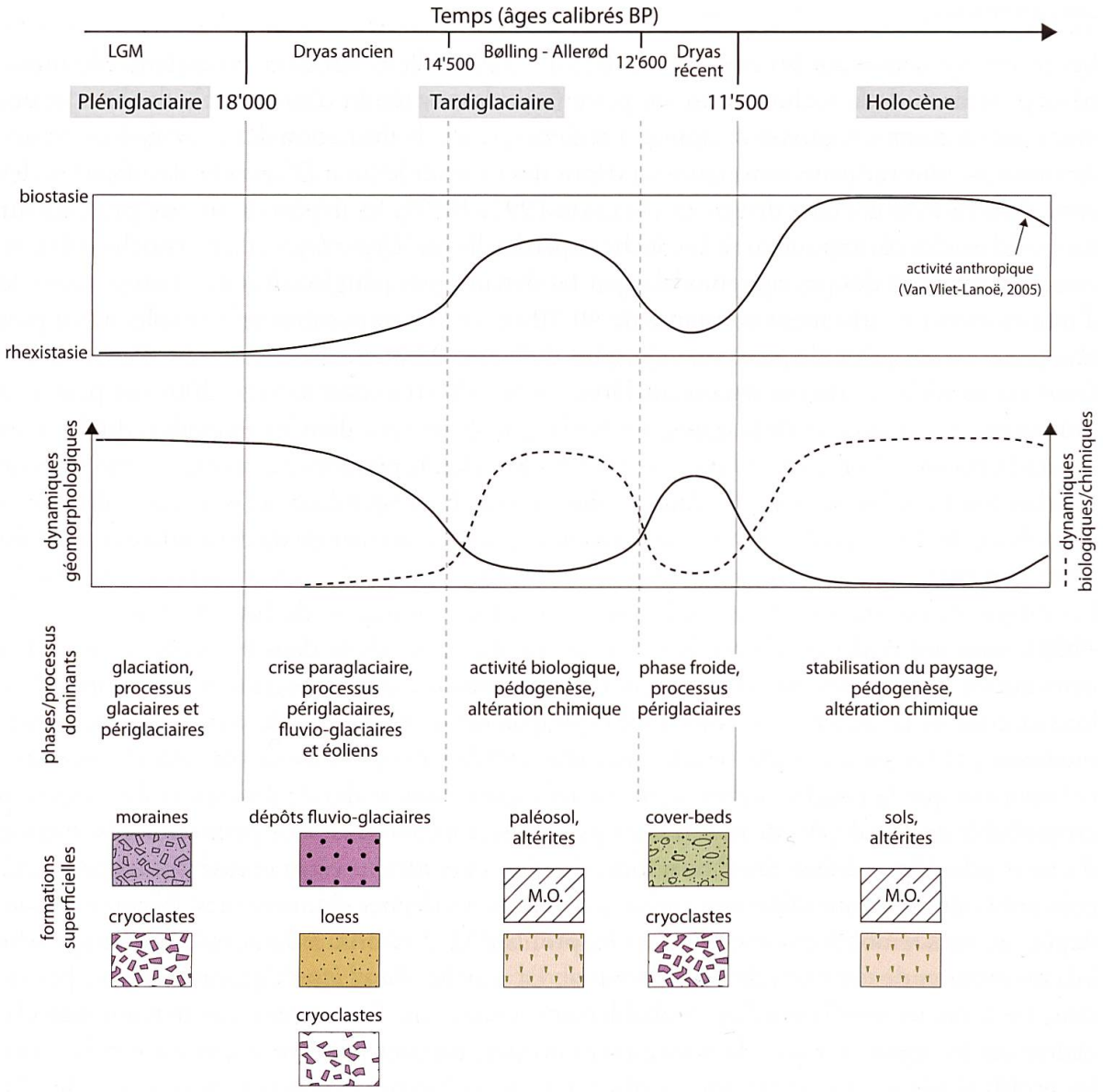


Figure 8.1. Chronologie schématique de la déglaciation du LGM à nos jours, corrélée avec les cycles de biorhexistasie et l'alternance des dynamiques géomorphologiques (mécaniques) et biologiques/chimiques à l'œuvre dans le paysage. En fonction des fluctuations climatiques et géomorphologiques, les processus glaciaires, périglaciaires, fluvio-glaciaires, éoliens et pédogéniques se succèdent dans l'évolution du paysage et induisent la formation de sédiments distincts. M.O. = matière organique.

ou soliflués lors du Dryas ancien (crise paraglaciaire). La flore et la faune pionnières s'installent progressivement sur les sédiments nus et l'altération chimique reprend. L'amélioration climatique du Bølling et de l'Allerød permet le développement de landes à bouleau, pin et genévrier (Gauthier, 2004; Van Vliet-Lanoë, 2005). Les sédiments sont progressivement stabilisés et la pédogenèse s'amplifie, accentuant l'altération chimique des dépôts minéraux et l'accumulation de matière organique dans les sols. La phase froide du Dryas récent entraîne un remplacement des formations végétales antérieures par des steppes à la végétation rase et discontinue. Les pentes sont déstabilisées à nouveau et les processus périglaciaires remobilisent les sédiments et les sols, provoquant la mise en place des *cover-beds* (*'Upper layer'*) le long des versants. Finalement, le climat se réchauffe lors de l'entrée dans l'Holocène. Les forêts recouvrent la majorité du paysage et stabilisent les versants. L'altération physique diminue fortement et est substituée par l'altération chimique, elle-même stimulée par l'accroissement de l'activité

biologique (période de biostasie). La pédogenèse est active dans les formations superficielles héritées des phases froides antérieures et les matériaux minéraux parentaux sont altérés et structurés. Les activités anthropiques se développent également à partir de la période de l'Atlantique ancien (débutant à environ 8'000 BP ; Gauthier, 2004). L'impact de l'homme sur la végétation et les sols s'intensifie, si bien que l'érosion s'accroît à nouveau, « entraînant un retour précoce de la rhexistasie à un régime érosif de début glaciaire, après la période de stabilité biogénique de l'interglaciaire actuel » (Van Vliet-Lanoë, 2005).

8.2. Étude des matériaux parentaux complexes

Depuis la sortie de la dernière phase glaciaire, la pédogenèse holocène se développe dans des sédiments de nature diverse et dont les séquences varient spatialement, en fonction des dynamiques ayant modelé le paysage. Dans ce contexte de mosaïque formée par la couverture sédimentaire, comment évaluer l'influence des formations superficielles sur la pédogenèse, en tant que matériaux parentaux complexes ?

Les indices géochimiques d'altération

Le calcul d'indices d'altération fondés sur la composition géochimique des matériaux minéraux est souvent utilisé pour étudier les profils d'altération de la régolithe. Les différents indices existant peuvent être appliqués à des roches métamorphiques hétérogènes (Price & Velbel, 2003), à des roches sédimentaires (Fedo *et al.*, 1995) ou à des séquences de lœss-paléosols (Buggle *et al.*, 2011). L'utilisation des indices d'altération a également été étendue à l'étude de profils de sol en calculant des facteurs d'enrichissement/appauvrissement (Brantley *et al.*, 2007 ; Egli & Fitze, 2000). Cependant, dans tous les cas de figure, le calcul d'un indice pour une couche minérale (ou une couche de sol) donnée doit obligatoirement se référer à un matériau non altéré. Cette condition peut être remplie en étudiant un profil d'altération se développant dans un matériau parental homogène. Dans le cas des sédiments terrestres (par exemple des dépôts de lœss ou des sédiments morainiques), la couche la moins altérée du dépôt peut être utilisée comme référence pour le matériel parental d'origine, en assumant l'homogénéité du sédiment (Buggle *et al.*, 2011 ; Dahms *et al.*, 2012 ; Egli & Fitze, 2000 ; Egli *et al.*, 2003). Cependant, la présence de discontinuités lithologiques entre les sédiments et la roche substrat, ou entre des dépôts sédimentaires successifs, affecte fortement l'application des indices géochimiques. Dans ce cas, des références pour le matériel parental doivent être trouvées dans l'environnement proche du profil étudié, dans des dépôts minéraux similaires n'ayant pas (ou peu) été modifiés par la pédogenèse (par exemple des dépôts éoliens récents ou des sédiments de plage ; Chadwick *et al.*, 1990 ; Merritts *et al.*, 1992). En conséquence, les différents matériaux parentaux doivent être identifiés et caractérisés précisément avant de procéder aux calculs d'indices d'altération.

Sur les sites des Amburnex et de Ballens, de nombreuses discontinuités lithologiques sont détectées entre les diverses formations superficielles et la roche en place. De plus, des mélanges complexes de sédiments se sont produits le long des toposéquence sous l'action des dynamiques glaciaires et périglaciaires à l'œuvre lors de la dernière phase de glaciation. En conséquence, quels devraient être les matériaux parentaux de référence à utiliser dans le but de calculer des indices géochimiques d'altération ? Dans ce contexte de couverture sédimentaire hétérogène, la variation des indices d'altération refléterait plus vraisemblablement la composition des différents matériaux parentaux, plutôt que les effets de la pédogenèse et de l'altération. Par exemple,

les indices géochimiques calculant l'altération des plagioclases ou des feldspaths potassiques seraient fortement perturbés par la faible quantité de ces minéraux présents dans le substrat calcaire, en comparaison des horizons de surface des sols influencés par des matériaux allochtones. De même en ce qui concerne l'utilisation d'indices de « type Na » (*« Na-type » indices*), les résultats seraient biaisés par le fait que cet élément est absent des roches calcaires étudiées, mais se retrouve en grandes quantités dans certains dépôts de moraine alpine ou de *cover-bed*. De plus, les indices géochimiques utilisant Ca prennent en compte le Ca lié aux matériaux silicatés (CaO*), qui doit être différencié du Ca lié aux carbonates. La contribution respective de chacune des deux sources de Ca doit être discriminée avant de pouvoir procéder à des calculs d'indices d'altération en domaine carbonaté (Buggle *et al.*, 2011). En conséquence, les différents éléments chimiques impliqués dans les calculs d'indices doivent être considérés attentivement avant d'être utilisés, afin de déterminer quels effets sont réellement mesurés de l'influence de la composition minéralogique et géochimique de sédiments distincts ou de l'impact des processus d'altération agissant sur la régolithe (Munroe *et al.*, 2007). En conséquence, l'application d'indices géochimiques d'altération aux sols des toposéquences étudiées est considérée comme n'étant pas nécessairement la méthode la plus appropriée au regard des mélanges complexes de sédiments. Le seul profil de sol où le calcul d'indices géochimiques d'altération serait possible est le sol BAL 6A, car il présente des compositions minéralogiques et géochimiques relativement homogènes entre les horizons. Cependant, la moraine cristalline décarbonatée qui compose le matériel parental de ce sol a déjà subi une altération intense lors d'une vraisemblable phase de pédogenèse antérieure et les indices présentent des valeurs uniformes en fonction de la profondeur, reflétant l'état d'altération avancé du profil plutôt qu'un gradient entre du matériel frais (qui n'existe pas dans ce profil) et le sol en surface.

Dans ce contexte où les matériaux parentaux des sols sont hétérogènes et constitués de formations superficielles variées, l'utilisation d'un paramètre unique comme ceux fondés sur la composition géochimique n'apparaît pas suffisante pour décrire les dynamiques d'altération à l'œuvre. Il en va de même pour la composition minéralogique ou granulométrique des sédiments, alors que la discrimination entre les phases héritées des substrats et transformées dans le sol est parfois difficile à établir. D'autres propriétés édaphiques comme le pH ou la structure sont fortement dépendantes des processus pédogéniques et ne peuvent être rattachées de manière directe et linéaire à l'altération des matériaux minéraux (Schaetzl & Anderson, 2005). En conséquence, une approche holistique est nécessaire pour évaluer l'influence des formations superficielles sur l'évolution des sols, en combinant les résultats analytiques aux observations de terrain (Brantley *et al.*, 2011).

Études de sols aux matériaux parentaux complexes

Parmi les nombreuses études traitant de la nature multiple du matériel parental des sols, des critères multiples, qu'ils soient géochimiques (ratios, terres rares, etc. ; Muhs & Budahn, 2006 ; Munroe *et al.*, 2007), minéralogiques (Muhs & Benedict, 2006 ; Muhs *et al.*, 2007) ou granulométriques (Schaetzl, 2008 ; Schaetzl & Luehmann, 2013) ont été recherchés dans le but de comparer le sol, ou les formations superficielles, avec la roche-substrat. Par exemple, Munroe *et al.* (2007) étudièrent des sols alpins (Vermont, USA) se développant à partir de la roche en place (schistes à chlorite, mica et grenat du Cambrien) et dans lesquels de faibles quantités de lœss datant du LGM furent identifiées grâce aux concentrations en éléments traces. De plus, la contribution de poussières actuelles (originaires de l'agriculture et du trafic routier) fut mise en évidence par l'observation d'un enrichissement en Ca et en Na dans les horizons de surface, contrairement aux distributions attendues au vu des processus pédologiques en cours

(lixiviation des cations). Dans le cas d'autres sols alpins développés sur moraine (Colorado, USA), Muhs & Benedict (2006) purent différencier la double origine éolienne et morainique du matériel parental des horizons de surface en analysant la composition géochimique et minéralogique de fractions granulométriques distinctes, respectivement limoneuse et sableuse. En Alaska, plusieurs apports ayant participé à la formation de dépôts lœssiques ont pu être discriminés grâce à la comparaison des compositions géochimiques des sols avec celles des sources potentielles des lœss (Muhs *et al.*, 2004). L'analyse des terres rares et l'utilisation de ratios géochimiques et de traitements statistiques multivariés permirent ensuite d'estimer la proportion de matériaux lœssiques issue de chacune des trois sources de déflation constituées par des systèmes fluviatiles (Muhs & Budahn, 2006). En revanche, dans un contexte où les dépôts sédimentaires sont superposés et délimités par des discontinuités lithologiques, la stratification de ces dépôts permet de reconstituer une chronologie relative (voire absolue dans certains cas) des événements ayant marqué l'histoire du paysage. C'est le cas notamment des dépôts de lœss situés sur des moraines datant de la dernière phase glaciaire (Schaetzl, 2008 ; Schaetzl & Luehmann, 2013), ou des successions entre la roche en place, les lœss et les *cover-beds* en Europe, les derniers marquant le passage du Pléistocène à l'Holocène et servant de matériel parental aux sols actuels (Terhorst, 2007 ; Terhorst *et al.*, 2009). La succession de tels dépôts sédimentaires a des impacts variés sur le développement des sols, en fonction notamment de la fréquence, de la texture et de la composition des nouveaux apports. Les sols existant préalablement sont érodés ou recouverts et peuvent être ainsi « rajeunis » (comme par exemple dans le cas des sols alluviaux ; Bullinger-Weber *et al.*, 2007 ; Guenat *et al.*, 1999) ou voir leur pédogenèse réorientée vers une nouvelle voie au regard d'apports minéralogiquement distincts des sédiments sous-jacents (par exemple un Podzosol se développant dans un dépôt de silex, surmontant un ancien sol brunifié développé dans un dépôt de lœss ; Martignier *et al.*, 2007). Des apports de particules éoliennes en surface des sols permettent quant à eux de recharger la matrice du sol en éléments nutritifs, par exemple en cations alcalins et alcalino-terreux facilement lixiviés et perdus lors de la pédogenèse (Likens *et al.*, 1998 ; Muhs & Benedict, 2006). Ces particules éoliennes, de texture généralement limoneuse, constituent en outre un apport en fractions fines permettant la constitution de sols plus épais et fertiles, notamment dans les régions où la roche-substrat est constituée de calcaires purs relâchant peu de résidus d'altération. C'est par exemple le cas des poussières du Sahara, qui contribuent de façon significative au matériel parental des sols des îles de l'ouest de l'océan Atlantique et de la région méditerranéenne (Muhs *et al.*, 2007 ; Yaalon, 1997).

Dans le contexte des sites des Amburnex et de Ballens, les matériaux minéraux parentaux sont constitués de successions de dépôts sédimentaires, souvent individualisés par des discontinuités lithologiques, dont certains sont eux-mêmes constitués de mélanges entre des phases minérales d'origines distinctes. En conséquence, l'étude de ces formations superficielles mixtes et imbriquées a nécessité de décomposer le système en « briques » élémentaires. Trois matériaux de référence constituent les entrées du système. Ils représentent les sédiments apportés ou déjà présents sur les sites d'études avant qu'ils ne soient mélangés les uns avec les autres : le substrat calcaire (roches, marnes), la moraine alpine cristalline et les lœss d'origine alpine (figure 8.2). Les mélanges entre ces matériaux de base entraînent la formation de sédiments mixtes, constituant une deuxième génération de « briques » telles que les moraines mixtes, les dépôts fluvioglaciaires ou les *cover-beds*. Ensuite, l'assemblage et la combinaison de ces « briques » permettent d'expliquer la variabilité des profils de sols étudiés, en fonction des séquences de formations superficielles identifiées. Dans le système étudié, l'épaisseur des sédiments constitue un facteur limitant « l'empilement » des matériaux et rend certaines combinaisons caduques. Par exemple,

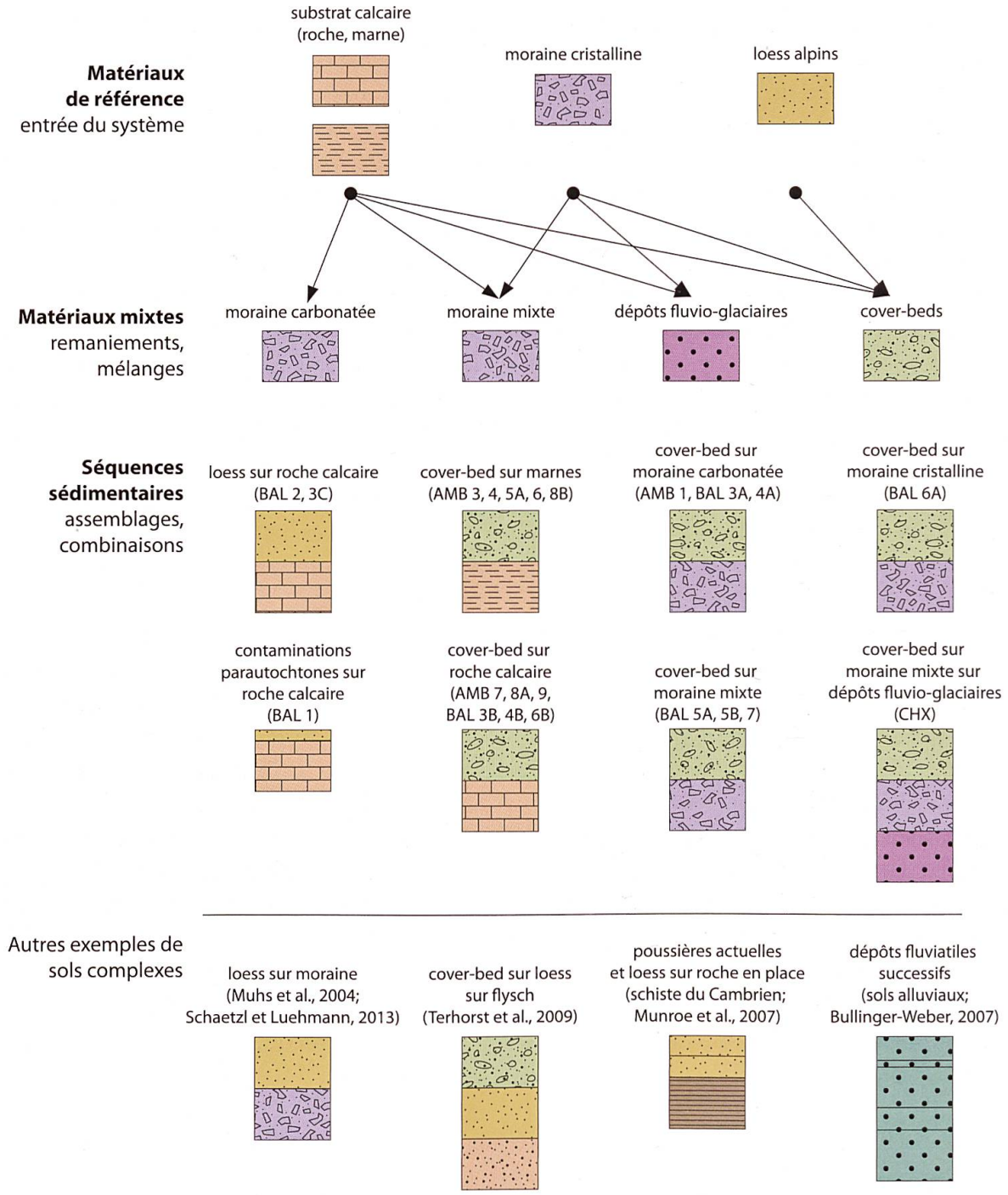


Figure 8.2. Représentation des types de formations superficielles et des séquences sédimentaires observées sur les sites des Amburnex et de Ballens, en fonction des profils de sol étudiés. Des exemples de sols aux matériaux parentaux complexes tirés de la littérature sont illustrés.

la roche calcaire, en tant que substrat lithologique, est toujours présente sous les dépôts morainiques mais elle n'est plus représentée dans la succession des formations superficielles, étant donné que l'épaisseur de la moraine est généralement suffisante pour que la roche en place « n'existe plus » au regard du sol.

8.3. Influence des formations superficielles sur les dynamiques de pédogenèse

La répartition des formations superficielles le long des deux toposéquences contrôle la distribution des minéraux et des éléments dans les matériaux parentaux des sols (figure 8.3 ; Klassen, 2009). Les matériaux de référence sont caractérisés par leur composition en minéraux dominants, dans la fraction totale et < 2 µm, ainsi que par l'abondance relative des éléments chimiques majeurs (chapitres 5 et 6). La nature de ces matériaux parentaux, et notamment la disponibilité des éléments géochimiques jouant un rôle important dans la pédogenèse tels que Ca, Fe ou Al, influence les processus pédogénétiques pouvant se mettre en place (figure 8.4). L'orientation de la pédogenèse dans ces différentes voies d'évolution est principalement contrôlée par l'épaisseur des dépôts non carbonatés (cover-beds, RI des calcaires, moraines, etc.) et la distribution des fragments calcaires au sein des formations superficielles (figure 8.5). Ces dynamiques de pédogenèse engendrent des conditions édaphiques distinctes, qui vont agir en retour sur la fraction minérale des sols en altérant ou en transformant les différentes phases (chapitre 7).

Trois dynamiques principales de pédogenèse

Les trois voies majeures de pédogenèse observées dans les sols des Amburnex et de Ballens sont dirigées par trois éléments principaux, pouvant être rattachés aux trois matériaux de référence des formations superficielles. Ces voies d'évolution théoriques représentent la tendance générale du développement des sols du Jura, sur une échelle temporelle de plusieurs dizaines de milliers d'années. Les substrats comprenant des fragments de roche calcaire (roche en place fracturée, cryoclastes, moraines carbonatées, *cover-beds*) ou constitués de marnes sont régis par des dynamiques de pédogenèse influencées par les ions Ca^{2+} et CO_3^{2-}, libérés lors de la dissolution de la calcite. Ces sols ont généralement des pH nettement alcalins, tamponnés par les équilibres entre les espèces carbonatées, et subissent une décarbonatation et une décalcification depuis les horizons de surface. Les grandes réserves en calcite contenues dans le squelette de ces sols permettent une recharge de la solution du sol et du complexe argilo-humique en calcium et en cations alcalins et alcalino-terreux, en fonction de la composition des calcaires. Les phyllosilicates contenues dans le résidu insoluble de la roche sont libérées (principalement des micas, des smectites et de la kaolinite en fonction des bancs calcaires). Les micas et les smectites subissent une altération modérée entraînant la substitution des cations interfoliaires par des polymères hydroxy-Al ou -Fe et aboutissant à la formation d'interstratifiés IV ou IV-Al-Fe, alors que la kaolinite reste stable dans les sols étudiés.

Dans les dépôts de lœss, l'apport de minéraux allochtones induit la présence d'éléments géochimiques supplémentaires. Le fer est notamment abondant et joue un rôle important dans les processus de brunification qui se mettent en place dans les sols influencés par les apports éoliens (en place, remobilisés ou mélangés dans le *cover-bed*). En conséquence de la faible épaisseur des lœss déposés sur le Jura, les substrats calcaires ou leurs fragments présents sous les lœss influencent encore le développement des sols, notamment par des remontées d'éléments au travers des processus de bioturbation (Havlicek *et al.*, 1998 ; Michalet & Bruckert, 1986). Ces sols sont décarbonatés et modérément acides. Néanmoins, ces conditions permettent la mise en place de processus de lessivage des argiles, souvent peu exprimés sur le terrain mais discernables en lames minces par la présence de revêtements argileux sur les parois des pores des horizons profonds. L'apport de minéraux allochtones tels que les feldspaths potassiques, les plagioclases ou les chlorites fournit des matériaux variés pour l'altération. Cependant, l'évolution des phyl-

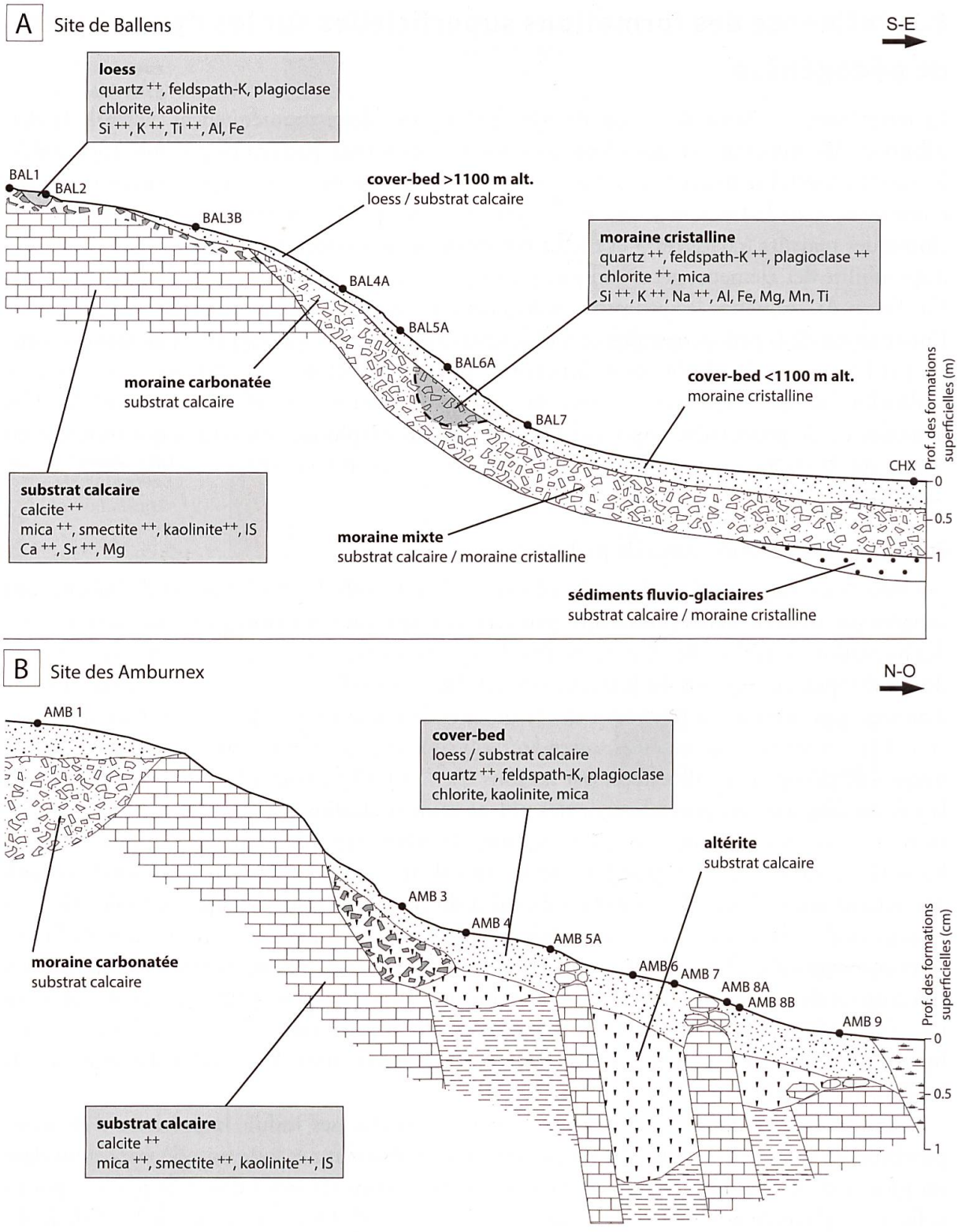
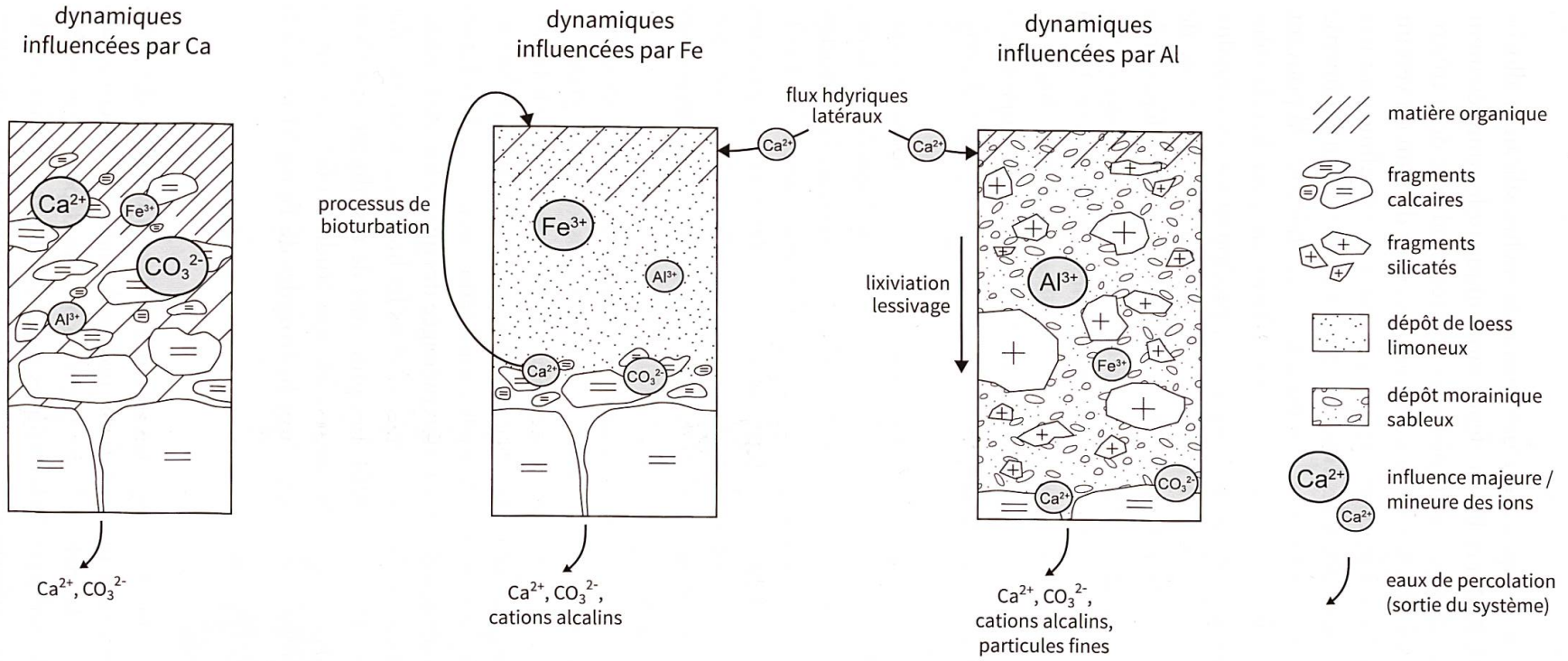


Figure 8.3. Minéraux (fraction totale et < 2 µm) et éléments chimiques dominants dans les formations superficielles de référence pour les sites de Ballens (A) et des Amburnex (B). Les autres formations superficielles sont caractérisées en fonction de leur origine ou de leur mélange, en se référant aux matériaux décrits. La légende des formations superficielles et les échelles des toposéquences sont disponibles respectivement aux figures 5.19 et 5.20. ++ minéraux et éléments particulièrement abondants dans une formation superficielle par rapport au reste de la toposéquence.



Grande réserve en $CaCO_3$

Tampon des espèces carbonatées: pH >6.2

Accumulation de la matière organique liée à la présence de Ca^{2+}

Processus de décarbonatation et de décalcification

Faible réserve en $CaCO_3$

Tampon des silicates: pH 5-6.2

Dépôt de loess fin permettant une recharge en Ca^{2+} par les processus de bioturbation et les flux hydriques latéraux

Processus de brunification (amorce de lessivage des argiles)

Sol complètement isolé du substrat calcaire

Tampon des échanges cationiques: pH 4.2-5
Tampon des oxy-hydroxy-Al: pH <4.2

Forte altération des minéraux

Processus de lessivage des particules fines et de lixiviation

Figure 8.4. Représentation de trois profils de sols théoriques dont les dynamiques de pédogenèse sont influencées respectivement par trois éléments chimiques majeurs (Ca, Fe, Al), dans le contexte des toposéquences étudiées.

losilicates se retrouve également bloquée au stade d'IV-Al-Fe, compte tenu des conditions édaphiques et climatiques stationnelles.

Finalement, la moraine cristalline est composée exclusivement de roches silicatées allochtones riches en éléments tels que Si, Al, K, Na et Fe. Le dépôt morainique isole complètement le sol du substrat calcaire qui n'a plus d'influence sur la pédogenèse, exception faite de la contribution d'éventuels flux hydriques latéraux chargés en ions dissous provenant du haut du versant (non étudiés lors de ce travail). Les conditions régnant au sein de la moraine cristalline sont très acides et induisent une forte lixiviation des ions, le lessivage des argiles et une altération intense des silicates. Les ions Al^{3+} libérés en solution forment des polymères oxy-hydroxy-Al pouvant précipiter à l'intérieur des feuillets argileux (IV-Al-Fe) et jouer le rôle de tampon dans la solution du sol à des pH < 4.2. Les conditions climatiques (trop peu de précipitations) et la qualité de la matière organique ne semblent pas favorables à la mise en place d'un processus franc de podzolisation. Cependant, il est possible que l'altération des phyllosilicates puisse dépasser le stade des IV-Al-Fe dans ces conditions et provoquer la formation de smectites pédogéniques (Mirabella & Egli, 2003 ; Righi et al, 1999), observables en très faibles proportions (< 2.5 %) dans les échantillons de surface du profil BAL 6A alors qu'elles sont absentes dans les horizons profonds (figure 4.4). Toutefois, la présence de ces phyllosilicates dans les horizons superficiels pourrait également être attribuée aux apports du *cover-bed*, comme c'est le cas dans d'autres profils.

Les sols évoluant à partir de mélanges entre les trois matériaux de référence (roche calcaire, lœss et moraine cristalline acide) voient leurs dynamiques de pédogenèse influencées en fonction des proportions respectives des différents matériaux parentaux. Cependant, la transition d'un processus à l'autre n'est pas linéaire et la présence de certains éléments semble inhiber la mise en place de processus influencés par d'autres éléments, même si ces derniers sont présents en grandes quantités. Les dynamiques se succèdent dans le temps et dans l'espace, en fonction de la stabilité des éléments chimiques pendant l'altération et de la minéralogie des matériaux parentaux selon la séquence suivante : Ca > Fe > Al (Pye, 1987).

Le silicium est également un constituant important des phases minérales, mais ses dynamiques dans les sols n'ont pas été étudiées lors de cette recherche. L'exoscopie des grains de quartz provenant des roches calcaires a montré la présence d'écailles siliceuses couvrant la surface des grains et formées par la redistribution de la silice dans les roches carbonatées. Sur les grains de quartz issus des sols des Amburnex et de Ballens, les nombreuses figures de dissolution de la silice observées témoignent de processus de dissolution ménagée des quartz lors de la pédogenèse actuelle. Cependant, peu de Si en solution a été mesuré dans les horizons de surface des sols du Jura (< 1 % du Si total ; Dalla Piazza, 1996). Les processus de dissolution semblent lents et peu efficaces par rapport aux dynamiques des autres éléments étudiés et le Si dissous est probablement rapidement lié à des phases secondaires (oxy-hydroxydes de Fe ou Mn) ou à la matière organique (Dalla Piazza, 1996).

Influence de l'épaisseur des sédiments

L'orientation de la pédogenèse dans l'une des trois voies décrites ci-dessus ou dans des voies intermédiaires est influencée par l'épaisseur des matériaux non carbonatés (et ne contenant pas de fragments calcaires) qui recouvre la roche calcaire (figure 8.5). Ces dépôts peuvent être composés de la fraction résiduelle des substrats lithologiques calcaires (RI des roches ou des marnes) ou de dépôts subautochtones (colluvions, *cover-beds*) ou allochtones (lœss, moraine). Les couches de matériaux décarbonatés vont, d'une part, contrôler l'influence de l'ion calcium sur le sol au travers du cycle biologique de par leur épaisseur et, d'autre part, diriger la pédoge-

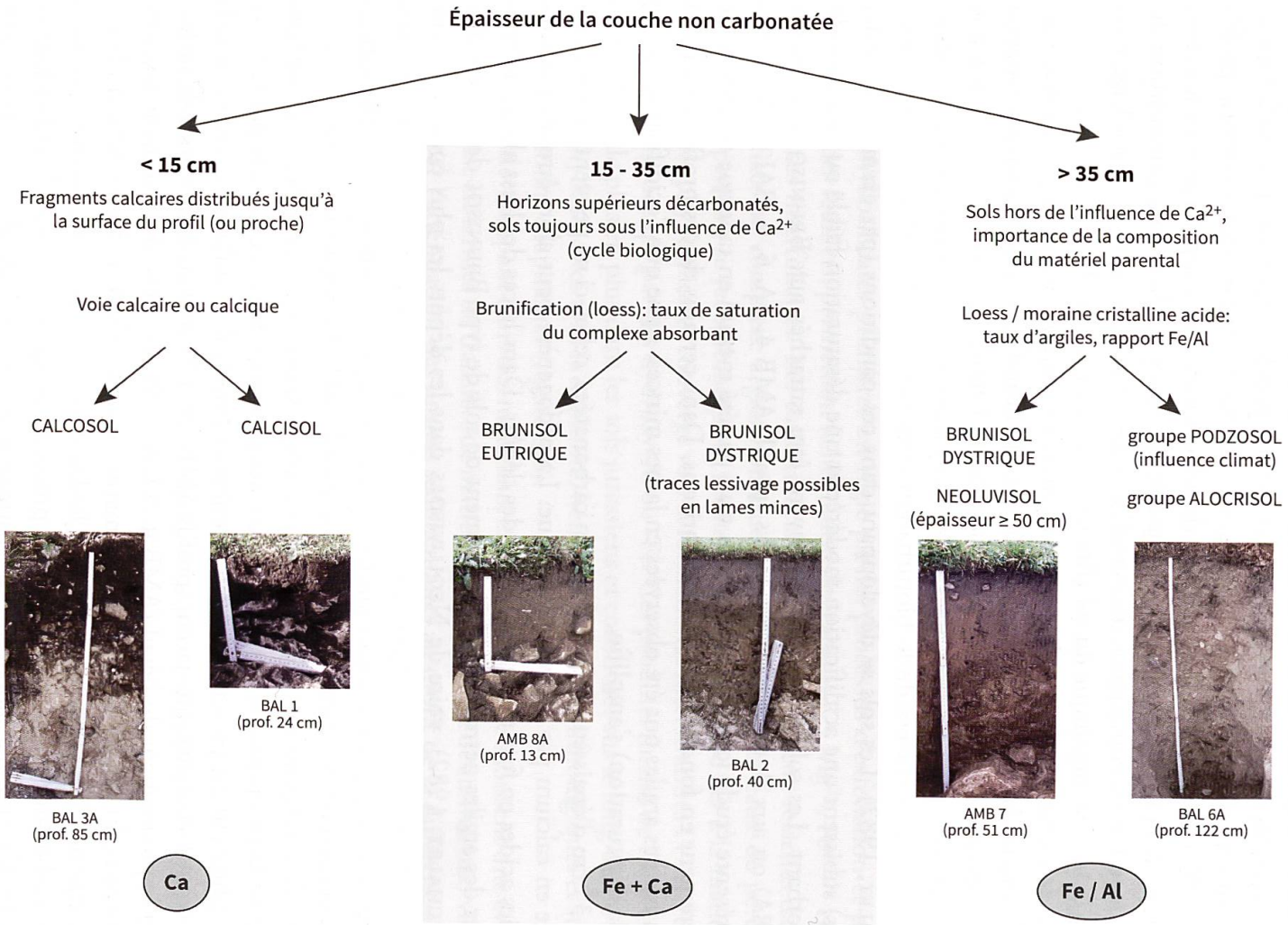


Figure 8.5. Influence de l'épaisseur des couches non carbonatées et ne contenant pas de fragments calcaires sur l'orientation de la pédogenèse dans les différentes voies d'évolution observées sur les sites d'étude. Une épaisseur de matériaux décarbonatés de 35 cm constitue la limite d'influence de l'ion calcium sur le sol au travers du cycle biologique. Au-delà de cette épaisseur critique, le développement des sols suit des voies d'évolution acides (forte désaturation du complexe argilo-humique, lessivage des argiles bien exprimé, altération intense, etc.). Un exemple de profil de sol est présenté pour chaque situation. Les principaux éléments actifs dans les différentes dynamiques sont indiqués et font référence à la figure 8.4.

nèse en voie acide vers la brunification ou la podzolisation modérée en fonction de leur composition minéralogique (quantité de phyllosilicates) et géochimique (proportions de Fe et Al; Michalet, 1982; Michalet & Bruckert, 1986).

Dans le cas où les fragments calcaires sont régulièrement distribués dans le profil jusqu'à la surface (ou presque), les voies calcaires et calciques sont prépondérantes et permettent la formation de Calcosols (profils AMB 1, 3, BAL 3A, 4A, 4B, 5B, CHX) ou de Calcisols (profils BAL 1, 3B, 5A, 6B). Au sein de ces deux groupes de sol, des différences apparaissent en fonction de la composition de la roche calcaire (pureté du calcaire, vitesse d'altération, composition du RI, etc.) et des conditions climatiques stationnelles, agissant notamment sur le stockage et la dégradation de la matière organique du sol (Bruckert & Gaiffe, 1989).

Une couche de matériaux non carbonatés d'environ 15 cm d'épaisseur peut déjà être suffisante pour permettre la mise en place des processus de brunification, si le matériel parental contient suffisamment de fer (Michalet & Bruckert, 1986). Dans ce cas, et jusqu'à une épaisseur de 35 cm environ, des remontées en calcium à partir des horizons carbonatés sous-jacents sont possibles au travers de la bioturbation (Boulaine, 1972; Havlicek & Gobat, 1996; Michalet, 1982). Les sols se développant dans ces conditions (par exemple dans des dépôts de lœss) subissent une acidification modérée et une désaturation faible ou moyenne du complexe absorbant. Les solums résultants peuvent être rattachés aux Brunisols eutrique (profil AMB 8A) ou aux Brunisols dystriques (profils AMB 4, 5A, 6, 9, BAL 2, 3C), bien que dans la présente étude le taux de saturation n'ait pas été mesuré en tant que tel mais a été estimé grossièrement en fonction du pH des horizons. Dans certains de ces profils de sol, des traces de lessivage des argiles ont été observées en lames minces, signe que l'acidification (et en conséquence la désaturation) s'amplifie.

Au-delà de 35 cm d'épaisseur des couches non carbonatées, celles-ci ne peuvent plus profiter d'une recharge en calcium par le cycle biologique. La pédogenèse peut alors être dirigée dans différentes voies acides en fonction de la nature des dépôts. Dans le cas des lœss alpins, l'abondance du fer et des argiles permet de développement de sols de type Brunisol de plus en plus désaturés (Michalet, 1982), voire de Neoluvisols dans les dépôts les plus épais (> 50 cm, profils AMB 7 et BAL 7). Dans les substrats moins riches en fer (rapport Fe/Al faible), les sols peuvent évoluer vers une podzolisation modérée (Michalet, 1982; Michalet & Bruckert, 1986) ou en direction du groupe des Alocrisols (profil BAL 6A; Jamagne, 2011).

Localement, d'autres processus pédologiques peuvent se superposer à ceux décrits précédemment et modifier la morphologie des horizons ou des profils entiers. C'est le cas par exemple de l'hydromorphie, qui est présente dans de nombreux profils des Amburnex en lien avec le substrat lithologique marneux sous-jacent (profils AMB 5A et 7) ou dans les horizons de surface compactés par le piétinement du bétail (AMB 4, 5A, 6, 7, 9). De plus, dans certains horizons profonds constitués du résidu d'altération des marnes (profils AMB 4, 5A, 6, 8B), les battements de la nappe au fil des saisons provoquent la dissolution puis la reprécipitation de calcite sous forme de carbonates secondaires. Les deux processus évoqués entraînent la redistribution des éléments (Fe, Ca, etc.) dans les profils et la formation de phases minérales secondaires, semblant parfois s'opposer aux dynamiques générales d'évolution des sols, comme par exemple la remontée d'éléments par capillarité lors du battement de la nappe ou la précipitation de phases minérales secondaires plus stables que les phases primaires (discuté plus loin dans cette section).

Évolution future des sols

Les sols étudiés se développent dans des sédiments fragmentés relativement frais, encore bien différenciés par des discontinuités lithologiques et présentant des surfaces spécifiques élevées

(Campy & Macaire, 1989). Les processus d'altération chimique des minéraux sont très actifs et la pédogenèse devrait suivre une évolution dominée par la lixiviation intense des cations tels que Ca, K et Mg, issus de la dissolution des calcaires et des pertes en cations suite à l'ouverture des feuillets des phyllosilicates, et un enrichissement relatif en Al, Si et Fe dans les horizons de surface (Dahms *et al.*, 2012). Cependant, la grande réserve en calcite constituée par les fragments calcaires répartis dans les formations superficielles fournit une recharge continue en Ca et Mg au fil de la dissolution de la roche. De plus, des ions dissous sont redistribués le long du versant par les flux hydriques et des éléments tels que Na, Ca ou Mg peuvent être amenés par les apports atmosphériques (Jin *et al.*, 2008 ; Likens *et al.*, 1998). Á l'échelle de l'évolution des sols étudiés, il en résulte une réserve en calcaire quasiment infinie, qui constitue une recharge en cations alcalins et alcalino-terreux. Les sols influencés par le calcium, que ce soit de façon directe par le squelette calcaire présent dans le profil, ou de manière indirecte en profitant d'une recharge en Ca par les processus de bioturbation ou les flux hydriques latéraux, ont une évolution potentielle limitée tant que des fragments calcaires sont encore présents dans les formations superficielles (Egli *et al.*, 2008 ; Jin *et al.*, 2008 ; Michalet, 1982). La transformation des phyllosilicates primaires est régie par les processus d'exfoliation et par l'ouverture (irrégulière) des feuillets, permettant la libération des cations K^+, Mg^{2+}, $Fe^{2+/3+}$ et Al^{3+} présents dans les espaces interfoliaires. Les cations alcalins et alcalino-terreux relâchés dans la solution du sol sont fixés au complexe argilo-humique ou lixiviés dans les eaux de percolation, alors que Al et Fe peuvent se recombiner sous forme de polymères ou se lier à la matière organique. L'évolution des phyllosilicates converge vers la formation d'interstratifiés IV-Al-Fe dont l'espace interfoliaire est occupé par des hydroxy-Al ou -Fe. Ces produits finaux de l'altération devraient s'accumuler de plus en plus dans les sols jurassiens et constituer sur le long terme la majorité du cortège des phyllosilicates avec la kaolinite, héritée des substrats lithologiques et stables dans ces mêmes conditions édaphiques (figure 8.6).

Les sols se développant dans des matériaux exempts de calcaire subissent une évolution pédogénique intense en termes de transfert de matières et d'altération des minéraux, visible dans certains profils par l'atténuation des limites sédimentaires au profit de la différenciation des horizons pédogéniques (Lorz & Phillips, 2006 ; Lorz *et al.*, 2011). Dans ces profils très acides, les phyllosilicates subissent des processus de dissolution permettant la libération de Al et Si contenus dans les feuillets. Les argiles résiduelles sont entraînées dans les horizons profonds par les processus de lessivage et s'accumulent dans la porosité. Dans les horizons de surface, l'acidolyse des phyllosilicates va probablement s'intensifier avec l'acidité croissante et devenir un processus compétitif de la transformation des argiles. Dans ces conditions, il est probable que la formation de smectites pédogéniques (si elle est réalisée) reste un processus anecdotique. Cependant, les réserves en minéraux primaires contenues dans l'important squelette des moraines alpines sont suffisamment grandes pour fournir à moyen terme des produits frais pour l'altération, constituant une recharge en éléments chimiques variés et retardant l'acidification. De plus, le couvert végétal présent sur les profils de sol acides (BAL 6A et BAL 7) permet le recyclage des éléments au travers de la chute de la litière et des formes d'humus. En conséquence, pour que l'évolution acide des sols se poursuive, la hêtraie sapinière présente actuellement devrait être remplacée par des formations végétales à litière acidifiante telles que la pessière ou des landes à éricacées.

Importance des phases minérales secondaires dans les sols jurassiens

Dans le contexte actuel de biostasie, l'altération chimique est prédominante dans le paysage et l'emporte largement sur les processus d'érosion mécanique. Les sources d'altération, pouvant

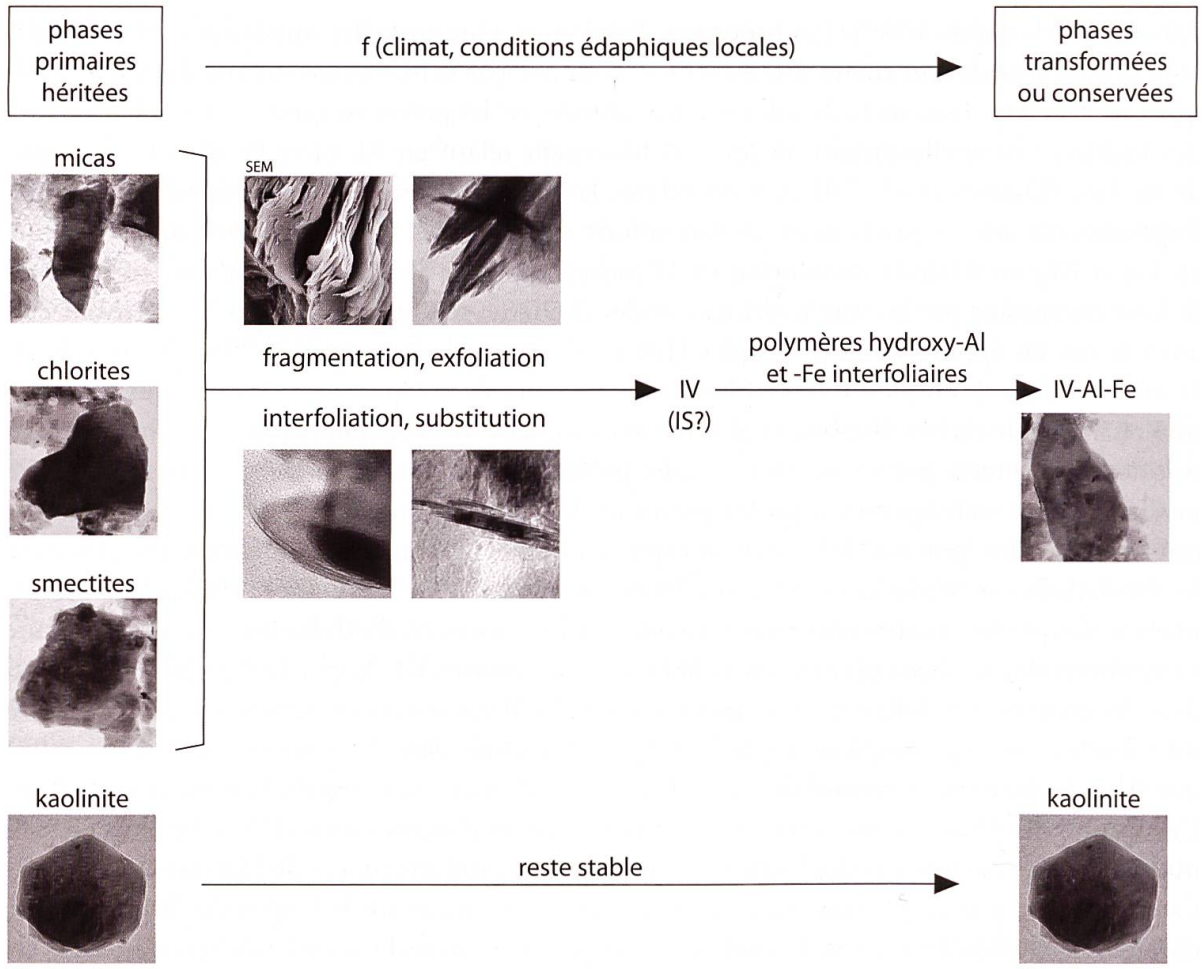


Figure 8.6. Voies d'évolution majeures de la transformation des phyllosilicates dans les sols jurassiens, illustrées par des observations microscopiques (TEM et SEM) expliquées dans les chapitres précédents. Les phyllosilicates primaires hérités des roches silicatées ou calcaires subissent différents processus d'altération physique et chimique menant à la formation d'interstratifiés IV et IS, puis aux IV-Al-Fe représentant le stade final d'évolution dans les sols du Jura. La kaolinite reste stable dans le même environnement édaphique et est conservée dans les sols.

être considérées comme les entrées du système sol du point de vue de la minéralogie et de la géochimie, sont constituées des formations superficielles complétées par de faibles apports actuels de poussières et de pluie (Atteia & Dambrine, 1993). Les sorties du système, quant à elles, sont composées des phases dissoutes ou en suspension dans les eaux de percolation des sols, qui rejoignent les nappes puis les rivières, ainsi que des exportations des produits végétaux par les activités liées à l'homme. La composition géochimique mesurée dans les eaux d'une source jurassienne est principalement constituée de Ca, Mg et Sr libérés par l'altération de la roche calcaire (Atteia, 1994; Dalla Piazza, 1996) et montre finalement peu d'évolution par rapport aux eaux de pluie récoltées sur le bassin-versant correspondant. Or, les mêmes auteurs ont démontré que les éléments Si, Al et Fe, ainsi que d'autres éléments traces métalliques, étaient mis en solution dans les horizons superficiels humifères et acides des sols jurassiens. Ces éléments dissous n'atteignent donc pas les eaux phréatiques et restent piégés dans les horizons profonds des sols où le pH augmente sous l'influence des processus de dissolution du calcaire (rôle fondamental ici du tampon des carbonates). En conséquence, la composition géochimique de la solution du sol est modifiée au moment de son passage au travers des horizons carbonatés profonds et des phases minérales secondaires sont formées, telles que les carbonates secondaires

ou les oxy-hydroxydes de Fe, Mn ou Al. Les autres éléments géochimiques (Si, éléments traces métalliques) peuvent se retrouver adsorbés à ces phases secondaires en fonction de leurs affinités respectives (Dalla Piazza, 1996). Il apparaît donc que les phases minérales secondaires jouent un rôle primordial dans la dynamique des éléments dans les sols du Jura, régissant la redistribution et la réorganisation des éléments en fonction des conditions édaphiques locales (pH, régime hydrique). Cependant, les dynamiques et les cinétiques de formation et de dissolution de ces phases secondaires sont encore peu documentées dans les sols jurassiens et probablement sous-estimées dans la vision actuelle des processus d'altération en cours.

Les carbonates secondaires sont fréquemment observés dans les sols du Jura, que ce soit sous forme de calcite en aiguilles ou de nodules microsparitiques (figure 8.7 A). Les analyses isotopiques du ^{13}C des carbonates secondaires indiquent qu'une grande partie des ions CO_3^{2-} provient de la dissolution du CO_2 de l'atmosphère du sol, ce dernier étant issu de la respiration hétérotrophe (Christ, 2011 ; Hasinger, 2009 ; Millière, 2011). En conséquence, une partie des ions CO_3^{2-} libérés lors de la dissolution de la calcite primaire est exportée dans les eaux de percolation, puis dans les ruisseaux. Le bilan géochimique résultant de ces processus de dissolution-reprécipitation dans les sols est donc déséquilibré et indique une redistribution du Ca entre les phases de calcite primaire et secondaire. Cette dernière peut à son tour piéger d'autres composants (grains du squelette, phyllosilicates) ou éléments chimiques lors de sa formation, induisant la formation de cycles géochimiques imbriqués dans le système global. Dans le sol AMB 6 par exemple, les nodules constitués de rhomboèdres microsparitiques de calcite secondaire sont plus résistants à la dissolution chimique que la calcite primaire micritique provenant des marnes. En conséquence, il est possible que les processus de dissolution-reprécipitation saisonniers liés aux battements de la nappe favorisent la conservation de la calcite secondaire (dont les carbonates sont majoritairement issus de l'activité biologique) au détriment des cristaux primaires. Si cette dynamique se perpétue sur le long terme, un remplacement complet de la phase minérale primaire par une phase secondaire plus stable pourrait-il être envisagé ? Dans ce cas, il apparaît clairement que les bilans de masse ou les indices d'enrichissement / appauvrissement calculés à partir des matériaux lithologiques ne reflèteraient pas la réalité des processus de dissolution-reprécipitation s'ils ne prennent pas en compte les phases de carbonates secondaires.

Les sources du fer identifiées dans les sites d'étude sont multiples et constituées des substrats lithologiques (par exemple la goethite en forme d'étoile observée au TEM), des lœss (grains d'oxy-hydroxydes de fer ou minéraux silicatés riches en fer comme la chlorite) et de paléosols remaniés, antérieurs à la dernière phase glaciaire (gros nodules d'hématite ; Gaiffe & Kübler, 1992). La redistribution du fer dans les sols et la néoformation d'oxy-hydroxydes sont fortement dépendantes des conditions d'oxydation régnant dans l'environnement édaphique, elles-mêmes résultant de l'interaction entre le climat, la lithologie (par exemple la présence de bancs marneux ou d'autres dépôts imperméables) et la topographie (conditionnant l'écoulement des eaux). Au site des Amburnex, la présence d'une nappe perchée temporaire dans les sols provoque la redistribution du fer dans les horizons de surface. L'action des racines est importante dans ces horizons et des hypo-revêtements d'oxy-hydroxydes de fer se forment autour des racines fines et des pores, alors que des zones de déplétion apparaissent dans la matrice environnante du sol. Des imprégnations de la matrice se forment également sous l'influence des processus d'oxydation-réduction localisés dans des microsites particuliers et peuvent mener à la formation de nodules d'oxy-hydroxydes de fer (goethite ?) incluant des grains du squelette. Les dynamiques du fer, très actives dans ces sols, entraînent également la formation de particules cryptocristallines très réactives (Nahon *et al.*, 2008) qui s'adsorbent aux phyllosilicates, comme en témoignent les processus de brunification à l'œuvre dans la majorité des sols des Amburnex.

Ce même processus est présent sur le site de Ballens, où l'observation des phyllosilicates au TEM a montré la distribution pratiquement omniprésente des oxy-hydroxydes de fer cryptocristallins adsorbés aux phyllosilicates, et ce bien que la brunification ne puisse pas s'exprimer à l'échelle des solums, qui restent encore dominés par la dynamique du calcium. De plus, la formation de polymères hydroxy-Fe et -Al dans les espaces interfoliaires au moment de l'ouverture des feuillets des phyllosilicates primaires provoque la formation des IV-Al-Fe « bloqués », représentant le stade final d'évolution des phyllosilicates dans les sols étudiés et probablement dans une majorité de sols jurassiens (Pochon, 1978). En conséquence, il existe vraisemblablement un cycle du fer interne aux sols du Jura, qui est alimenté par l'altération des phases allochtones (phyllosilicates primaires et nodules hérités) dans les horizons de surface et par la dissolution de certains calcaires riches en fer dans les horizons profonds (par exemple le Calcaire Roux; figure 8.7 B). Le fer dissous exporté dans les ruisseaux est très peu important au regard des quantités contenues dans les sols (Dalla Piazza, 1996). Il en résulte que la grande majorité du fer intègre les processus de redistribution et de formation de phases secondaires cristallines ou crypotcristallines dans les sols. Ces phases pouvant être remobilisées en fonction des processus d'oxydation-réduction constituent des réserves transitoires dans le sol à moyen terme. En revanche, les IV-Al-Fe sont un produit d'altération stable dans les sols du Jura et pourraient être considérés comme un « puits » de fer à l'échelle de la couverture édaphique, résultant de l'évolution conjointe des phyllosilicates et du fer, finissant par s'accumuler dans les sols.

Les dynamiques régissant la formation de ces phases minérales secondaires ont lieu à une échelle spatiale et temporelle beaucoup plus fine et courte, respectivement, que ceux dirigeant les voies d'évolution pédologiques et discutés plus haut. Cependant, les cycles mis en place dans les sols du Jura sont stables tant que les conditions édaphiques sont maintenues, à savoir la présence d'horizons de surface acides où a lieu la mise en solution des éléments contenus dans les minéraux primaires et d'horizons carbonatés au pH basique permettant le piégeage d'éléments dissous dans les phases secondaires. La formation des oxy-hydroxydes de fer dépend plus des conditions d'oxydation que d'acidité dans les sols. Cependant, un environnement acide comme dans le profil BAL 6A entraîne la perte du fer adsorbé aux phyllosilicates par le lessivage des argiles, voire l'exportation des polymères hydroxy-Fe situés sans les espaces interfoliaires des IV-Al-Fe lors de la formation de chélates (processus de podzolisation pouvant induire la formation de smectites pédogéniques par remplacement des hydroxy-Al et -Fe par des molécules d'eau). En conséquence, des conditions édaphiques acides provoquent la perte progressive du fer par le système sol, bien que les processus à l'œuvre soient différents de ceux agissant sur les phases carbonatées. Dans les conditions actuelles, la présence du substrat calcaire et de ses fragments redistribués dans les formations superficielles assure le maintien de conditions alcalines dans les horizons profonds des sols, dans les aquifères ou dans les réseaux karstiques (formation de tufs et de travertins). Les produits de l'altération des calcaires sont en partie exportés, mais également redistribués dans les phases secondaires, alors que les éléments issus de l'altération des phases primaires silicatées ou riches en fer sont essentiellement recyclés dans les sols. Ces éléments rejoignent des cycles géochimiques internes au système sol, gouvernés par les réactions d'altération chimique, la précipitation et la remobilisation des phases secondaires et l'activité biologique. Au fil du temps et du développement des sols, ces cycles courts et localisés sont probablement appelés à s'individualiser de plus en plus par rapport aux cycles à plus grande échelle de temps et d'espace incluant les matériaux lithologiques primaires. La pédogenèse peut alors être considérée comme un phénomène géologique et devient un facteur primordial dans l'évolution du paysage et la transformation des sédiments (Erhart, 1967).

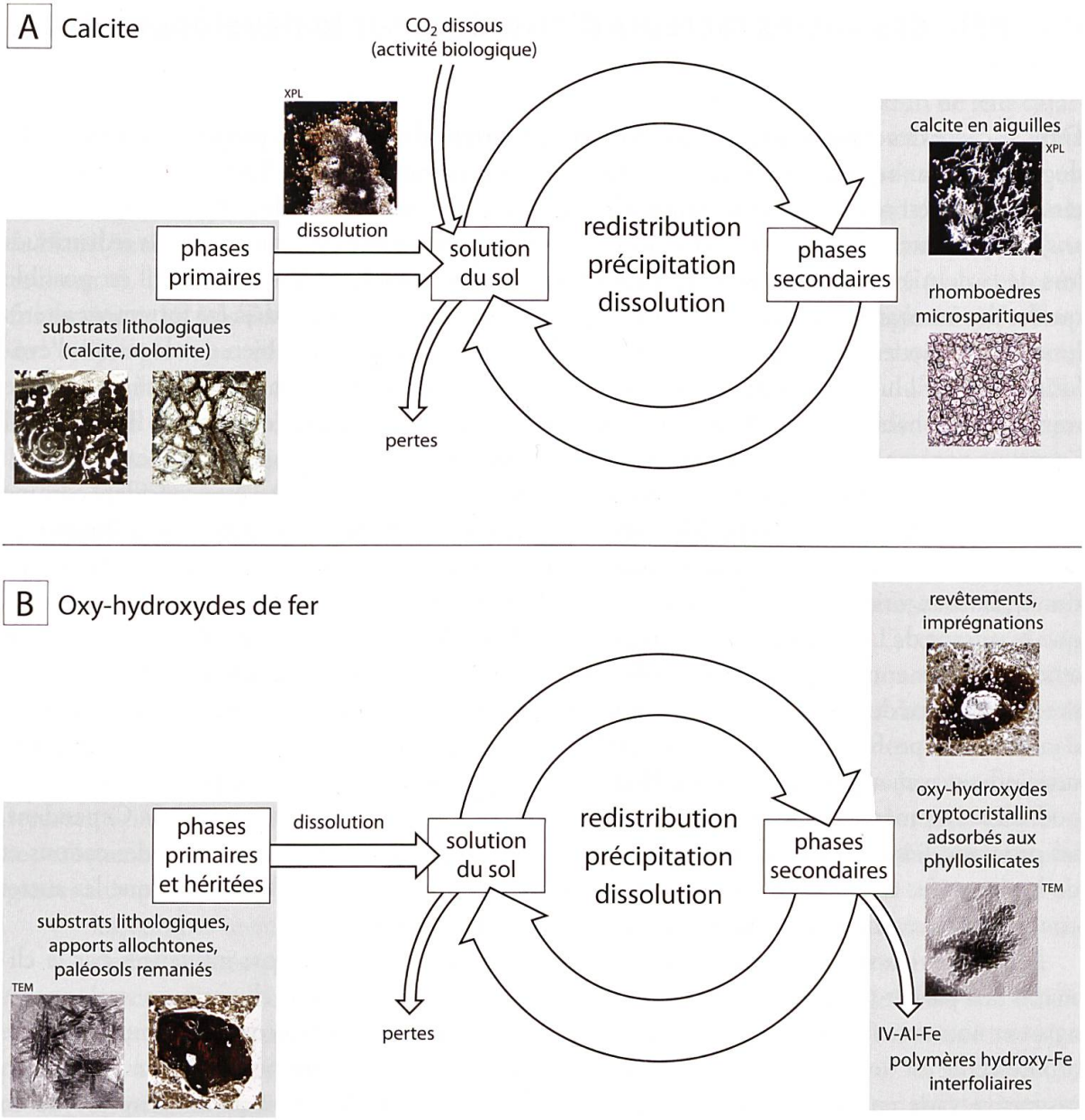


Figure 8.7. Représentation schématique des cycles impliquant respectivement la calcite et les oxy-hydroxydes de fer à l'intérieur des sols étudiés, illustrée par des observations microscopiques (microscopie optique et TEM) expliquées dans les chapitres précédents. A) L'altération des phases primaires (calcite et dolomite) contenues dans les substrats lithologiques entraîne la mise en solution des ions carbonate, calcium et magnésium. La précipitation des carbonates secondaires observés dans les sols étudiés sous forme d'aiguilles ou de rhomboèdres, inclut des ions carbonates provenant de la dissolution de gaz carbonique issu de la respiration hétérotrophe, alors qu'une partie des produits de l'altération des phases primaires est perdue par lixiviation. B) Les oxy-hydroxydes de fer hérités des substrats lithologiques ou redistribués dans les formations superficielles (lœss, paléosols) sont partiellement dissous en fonction des conditions d'oxydation régnant dans les sols (battements de la nappe, microsites anoxiques liés à la compaction, etc.). Le fer mis en solution est redistribué et précipite sous différents traits pédologiques, formant des revêtements autour des racines et des pores, des imprégnations de la matrice, des nodules ou encore des particules cryptocristallines adsorbées aux phyllosilicates. La polymérisation d'hydroxy-Fe dans les espaces interfoliaires des IV-Al-Fe (stade terminal « bloqué » de l'évolution des phyllosilicates) constitue une sortie du cycle, de même que les pertes par les eaux de percolation.

8.4. Rôle des autres facteurs d'influence sur le développement des sols

Dans le cadre des sols étudiés, **le matériel minéral parental** a un impact prépondérant sur la pédogenèse de par sa composition, sa distribution et son épaisseur. Cette influence marquée du matériel minéral est amplifiée par **le temps d'évolution** relativement court des sols étudiés (< 17'000 ans). Ils présentent tous un âge identique et se développent à partir de sédiments frais redistribués lors de la dernière phase glaciaire. Le profil BAL 6A fait cependant exception, car il est possible que les dépôts morainiques constituant le matériel minéral parental aient déjà été fortement altérés lors d'une période de pédogenèse antérieure au Würm. En conséquence, bien que le temps d'évolution du profil lui-même soit également < 17'000 ans, l'état d'altération déjà avancé de la phase minérale a probablement engendré une évolution pédogénétique accélérée du solum BAL 6A, qui s'exprime par une forte acidification, la lixiviation des cations et le lessivage des argiles.

Le climat du massif jurassien, humide et tempéré frais, peut quant à lui être considéré comme similaire à l'échelle des sites d'étude. Néanmoins, la variation des conditions microclimatiques d'une station à l'autre s'exprime dans la mise en place de processus édaphiques localisés. La combe des Amburnex, orientée au nord-ouest, possède des conditions légèrement plus froides et humides que le versant de la Côte de Ballens orienté au sud-est. Les conditions microclimatiques régnant aux Amburnex entraînent l'apparition de processus d'hydromorphie dans certains profils (en lien avec la présence de bancs marneux sous-jacents) et favorise l'accumulation de matière organique dans d'autres profils (AMB 2). Sur le site de Ballens, les conditions plus chaudes et sèches ont une influence marquée sur le profil BAL 6A (Alocrisol typique) en ne permettant pas à la podzolisation, même modérée, de se mettre en place (Michalet & Bruckert, 1986). Cependant, les processus liés à l'écoulement vertical des eaux de percolation telle la lixiviation des cations et de lessivage des argiles sont tout de même efficaces dans les profils de Ballens, lorsque les autres conditions nécessaires sont réunies (acidité, conditions de drainage, etc.).

Les êtres vivants et les produits de leur activité semblent fortement influencés par le climat d'une part et par l'activité anthropique d'autre part. Les conditions climatiques stationnelles agissent notamment sur le type de végétation présente. Sur le site de Ballens par exemple, la strate arborescente est dominée par l'épicéa et le hêtre sur tout le versant forestier, mais leur proportion respective varie en fonction de l'altitude (Diaz, 2011). La composition de la litière évolue en conséquence et agit également sur la composition des micro- et méso-organismes du sol, qui va à son tour influer sur la vitesse et les voies de dégradation de la matière organique. Cependant, dans la forêt de la Côte de Ballens, l'influence de la couverture arborescente (feuillus versus résineux) sur les sols au travers de la litière et des formes d'humus est moindre que celle des types de substrats minéraux parentaux (moraine carbonatée ou roche calcaire fissurée; Heimo, 2012). Les activités anthropiques ont également un fort impact sur le paysage et plus particulièrement sur les formations végétales (forêt, pâturage, prairie). Dans certains cas, l'activité biologique des sols et plus globalement les caractéristiques macroscopiques des horizons pédologiques peuvent être modifiées, par exemple par le piétinement des vaches (compaction; profils situés dans les pâturages), l'apport d'engrais et de déjections animales ou encore le chaulage (profil CHX).

Finalement, sur les sites étudiés, le facteur de **la topographie** s'exprime fortement au travers de la distribution des formations superficielles le long des versants, mises en place lors de la dernière période glaciaire. Actuellement, peu de remaniements de sédiments ont été observés en surface des profils (érosion, colluvionnement). Il existe probablement des flux hydriques latéraux au sein des sols pouvant agir notamment sur la redistribution des éléments en solution le long des versants (Birkeland, 1999; Lorz *et al.*, 2011), mais ils n'ont pas été étudiés lors de ce travail.

8.5. Extrapolation au massif du Jura

Deux régions géographiques distinctes caractérisent le massif du Jura en fonction de leur caractère géomorphologique (Aubert, 1965 ; Jamagne, 2011) : la partie orientale ou Haut-Jura ayant subi l'influence des glaciers lors de la dernière glaciation et la partie occidentale n'ayant pas été couverte par les glaciers mais ayant pu subir de nombreux remaniements périglaciaires. Dans le Haut-Jura, le relief est accidenté et marqué par des formes de modelé glaciaire récent (« Jura rocheux »). La majorité de la couverture pédologique existant avant la dernière phase glaciaire fut érodée et les sols actuels se développent depuis la fonte des glaces au Tardiglaciaire. Le fond des vallées glaciaires est couvert de sédiments morainiques carbonatés, alors que les versants sont généralement tapissés de dépôts périglaciaires tels que les groises, grèzes, ou *cover-beds*. Sur les plateaux et anticlinaux épargnés par les glaciers durant le LGM, les sédiments remaniés par les processus périglaciaires et éoliens sont peu épais et restent influencés par le substrat calcaire, en fonction du degré de fragmentation de la roche en place (cryoclastes, démantèlement des bancs affleurants, lapiés, etc. ; Gaiffe & Bruckert, 1991). Dans la partie occidentale du massif jurassien, le remaniement des sédiments fut moins intense que dans le Haut-Jura lors de la dernière phase glaciaire et les sols purent être conservés. Les altérites sont épaisses et anciennes et le substrat calcaire n'y joue plus qu'un rôle mineur. Les sols, constitués de l'accumulation du résidu insoluble des calcaires et d'apports exogènes (matériaux alluviaux, limons éoliens, colluvions), peuvent devenir très acides et évoluent sous l'influence des processus de lessivage et de brunification, voire de podzolisation.

Les sites des Amburnex et de Ballens sont situés dans la région du Haut-Jura et semblent représentatifs d'une partie des formations superficielles rencontrées dans cette zone. Les deux toposéquences concentrent les caractéristiques des systèmes sédimentaires ou géomorphologiques suivants :

- les combes synclinales influencées par les glaciers jurassiens locaux et la calotte jurassienne centrée sur la vallée de Joux (Aubert, 1965),
- la zone de rencontre entre les moraines jurassiennes et alpines sur le flanc sud-est du Jura, représentative de la région du pied du Jura entre Bellegarde et Soleure (Aubert *et al.*, 1979 ; Coutterand, 2010),
- les processus périglaciaires permettant le remaniement des sédiments le long des versants (*cover-beds*) et la fracturation des bancs affleurants (gélifracts ; Gaiffe & Bruckert, 1991),
- les dépôts de lœss d'origine alpine (remobilisés et mélangés), importants composants des sols des zones sommitales de la première crête du Jura (Pochon, 1973, 1978) et des pâturages boisés jurassiens (Gallandat *et al.*, 1995 ; Havlicek & Gobat, 1996).

En revanche, certains milieux sédimentaires décrits dans la région du Haut-Jura ne sont pas présents sur les toposéquences :

- les fonds de vallées marneux imperméables, parfois recouverts de moraines jurassiennes, sur lesquels se développent des marais ou des tourbières (Aubert *et al.*, 1979 ; Bruckert & Gaiffe, 1980, 1989),
- les tabliers de groises ou de grèzes formés sur les versants par la gélifraction des roches calcaires affleurantes (Bruckert & Gaiffe, 1980 ; Millière *et al.*, 2011 ; Pancza, 1979),
- les systèmes de sédiments glacio-lacustres formés principalement sur la bordure nord-ouest de la calotte jurassienne durant le LGM (Arn & Campy, 1990 ; Buoncristiani & Campy, 2001, 2004).

Finalement, la forte variabilité des sols décrits dans le massif jurassien (Aubert *et al.*, 1979 ; Bruckert & Gaiffe, 1980 ; Jamagne, 2011) n'a pas été entièrement retrouvée sur les sites d'étude, de par le fait que les toposéquences sont minimes à l'échelle du massif et qu'elles ne permettent pas l'expression et la combinaison de la diversité des facteurs agissant sur le développement des sols.

Á l'échelle de l'Europe, les processus glaciaires et périglaciaires eurent également un impact particulièrement marqué sur le paysage au fil des différentes glaciations du Quaternaire (Schaetzl & Anderson, 2005). Les dépôts de *cover-beds* décrits dans les régions d'Europe centrale et hérités de la dernière phase glaciaire sont reconnus pour former le matériel parental de la majorité des sols actuels en moyenne montagne (Semmel & Terhorst, 2010 ; Terhorst *et al.*, 2009 ; Juilleret *et al.*, 2011). Des dépôts sédimentaires similaires sont également retrouvés dans certaines régions de Russie, de Turquie ou d'Amérique du Nord (Jacobs *et al.*, 2012 ; Kleber, 1997). Les apports de poussières éoliennes sont quant à eux des processus de grande ampleur à l'échelle du globe et sont bien connus pour leur contribution actuelle aux sols (Muhs *et al.*, 2007 ; Yaalon, 1997). Cependant, les taux de remaniements des particules par voie éolienne étaient encore plus importants lors de la dernière période glaciaire, du fait de l'augmentation des sources de déflation et d'un climat plus aride favorisant les vents violents et une végétation discontinue (Muhs, 2013).