

Zeitschrift: Mémoires de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 27 (2017)

Artikel: Influence des formations superficielles sur l'évolution des sols du Jura suisse : origine, composition et transformation du matériel minéral parental
Autor: Martignier, Lorraine
Kapitel: 5: Évolution des matériaux autochtones
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-632528>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 15.05.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

CHAPITRE 5. ÉVOLUTION DES MATÉRIAUX AUTOCHTONES

Dans ce chapitre, les roches calcaires jurassiennes (considérées comme autochtones) sont caractérisées, de même que leurs différents produits d'altération résultant de processus physiques ou chimiques. Ces matériaux autochtones altérés peuvent ensuite être redistribués au sein des formations superficielles et mélangés à des matériaux allochtones tels que les loess ou la moraine d'origine alpine. Dans ce contexte, différents critères sont recherchés afin de pouvoir tracer la distribution et l'altération des matériaux calcaires jurassiens dans les profils. L'influence de ces matériaux calcaires sur les processus pédologiques est ensuite évaluée au travers de l'étude des dynamiques du calcium et des carbonates dans les sols, ainsi que par l'impact de ces composés sur les variations du pH et l'accumulation de la matière organique.

5.1. Altération et redistribution des matériaux carbonatés

5.1.1. Fragmentation et altération chimique

La fragmentation des calcaires dépend de la structure même de la roche (litage, degré de fissuration, intensité de la décompression lithostatique, porosité, dureté), ainsi que des conditions climatiques (BONNEAU & SOUCHIER, 1994). Les processus d'altération physique sont généralement dominants lors des périodes de rhéostasie, comme par exemple lors des grandes périodes glaciaires quaternaires, et provoquent la formation d'importants dépôts de sédiments (grèzes, groises, moraines, etc.; ERHART, 1967; PANCZA, 1979). Actuellement, la cryoclastie est toujours active dans le massif du Jura, mais agit de manière moins intense que pendant les périodes de glaciation. Elle est particulièrement efficace sur les roches poreuses gélives ou parcourues de microfissures (PANCZA, 1990) et provoque le recul des escarpements et la désagrégation des têtes de bancs calcaires (figure 5.1; PANCZA, 1979). Cette érosion est complétée par l'action des racines, qui se répandent dans les fissures déjà existantes, les élargissent et provoquent finalement l'éclatement de la roche (BIRKELAND, 1999). Le fractionnement des blocs calcaires en fragments de plus en plus petits a pour conséquence d'augmenter la surface réactive du squelette calcaire, favorisant ainsi les réactions chimiques d'altération du matériel minéral et permettant la libération d'une plus grande quantité de résidu insoluble (BIRKELAND, 1999; GAIFFE & BRUCKERT, 1990). L'état de fragmentation du matériel lithologique influe également sur la porosité du sol et par conséquent sur le régime hydrique.

Dans le massif du Jura, l'érosion chimique est actuellement prépondérante par rapport à l'érosion mécanique. Le processus dominant est la dissolution de la calcite, qui compose de 45 à 99 % des roches autochtones (tableau 4.1). Les fractions carbonatées limoneuses fines et grossières sont les plus réactives en termes de dissolution de la calcite, car elles contiennent la plus haute teneur en calcaire actif, susceptible d'être l'objet d'une dissolution rapide (CALLOT & DUPUIS, 1980). Dans les horizons de sol relativement bien drainant et propices à l'activité biologique, les produits de l'altération du calcaire sont rapidement exportés du système par les processus de lessivage ou de lixiviation (par exemple dans les sols sur lapiés), ou sont repris dans les cycles biologiques et fixés au complexe argilo-humique (GAIFFE & BRUCKERT, 1991). En revanche, dans les horizons moins bien drainés où les fragments calcaires sont pris dans une fraction argilo-limoneuse décarbonatée, l'altération du calcaire entraîne la formation d'une mince pellicule d'arrachement (ou pellicule calcaire) à l'interface entre la terre fine et la roche (figure 5.2; BRUCKERT & GAIFFE, 1980; LAMOUREUX, 1971). Cette couche est constituée de grains calcaires plus grossiers (débris de fossiles, petites veines de calcite, etc.; POCHON, 1978).

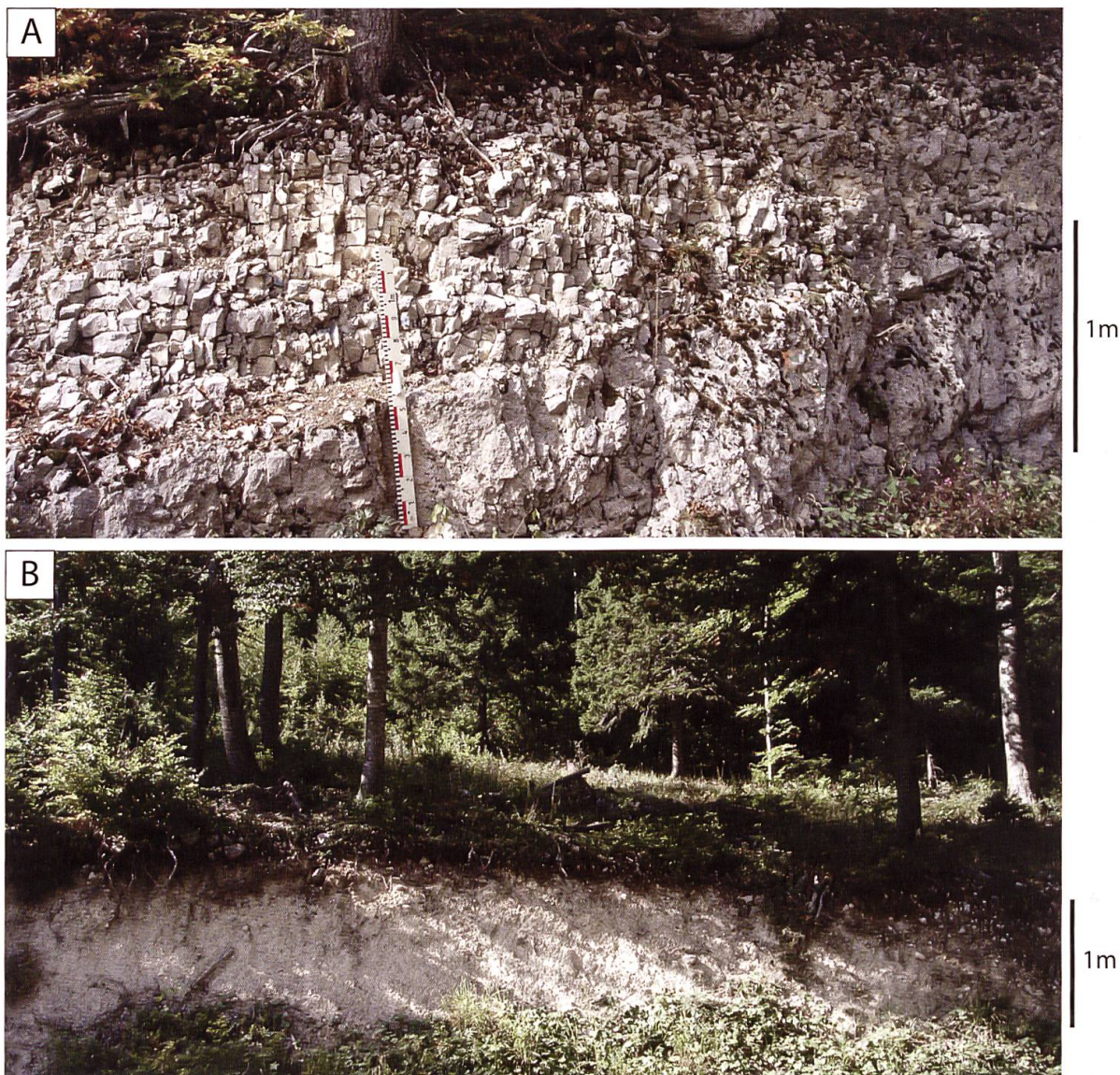


Figure 5.1. Illustration de différents états de fracturation des substrats géologiques carbonatés (site de Ballens). (A) Roche en place du Kimmeridgien. La fracturation du banc superficiel est attribuée à la fois à la cryoclastie et à l'action des racines. (B) Moraine jurassienne au site BAL 4A. Les fragments calcaires sont pris dans une matrice sablo-limoneuse carbonatée.

libérés par la dissolution préférentielle des grains plus fins et donne un aspect pulvérulent aux fragments calcaires (HAVLICEK, 1999).

La fraction résiduelle libérée lors de la dissolution de la calcite peut être exportée du sol, intégrée au complexe argilo-humique, ou encore rester piégée dans les fissures profondes de la roche. Dans ce dernier cas, la terre fine résultant de cette accumulation, de texture généralement argileuse, conserve un lien génétique marqué avec la roche encaissante. C'est le cas notamment des horizons IISca provenant des profils de sol AMB 7 et AMB 8A (échantillons « fissures »). Leur composition minéralogique totale diffère de celle de la roche-mère et ressemble fortement à celle des horizons superficiels du sol (figure 4.3), de par leur faible teneur en calcite et leur fort pourcentage en fraction indosée, phyllosilicates et quartz. En revanche, la composition minéralogique de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ de ces deux horizons est beaucoup plus proche de celle de la roche encaissante que du sol sus-jacent. La même observation est valable à propos de la distribution granulométrique de la fraction décarbonatée (correspondant au résidu insoluble de la roche), ce qui confirme dans les deux solums l'origine autochtone de la terre fine provenant des fissures de la roche.

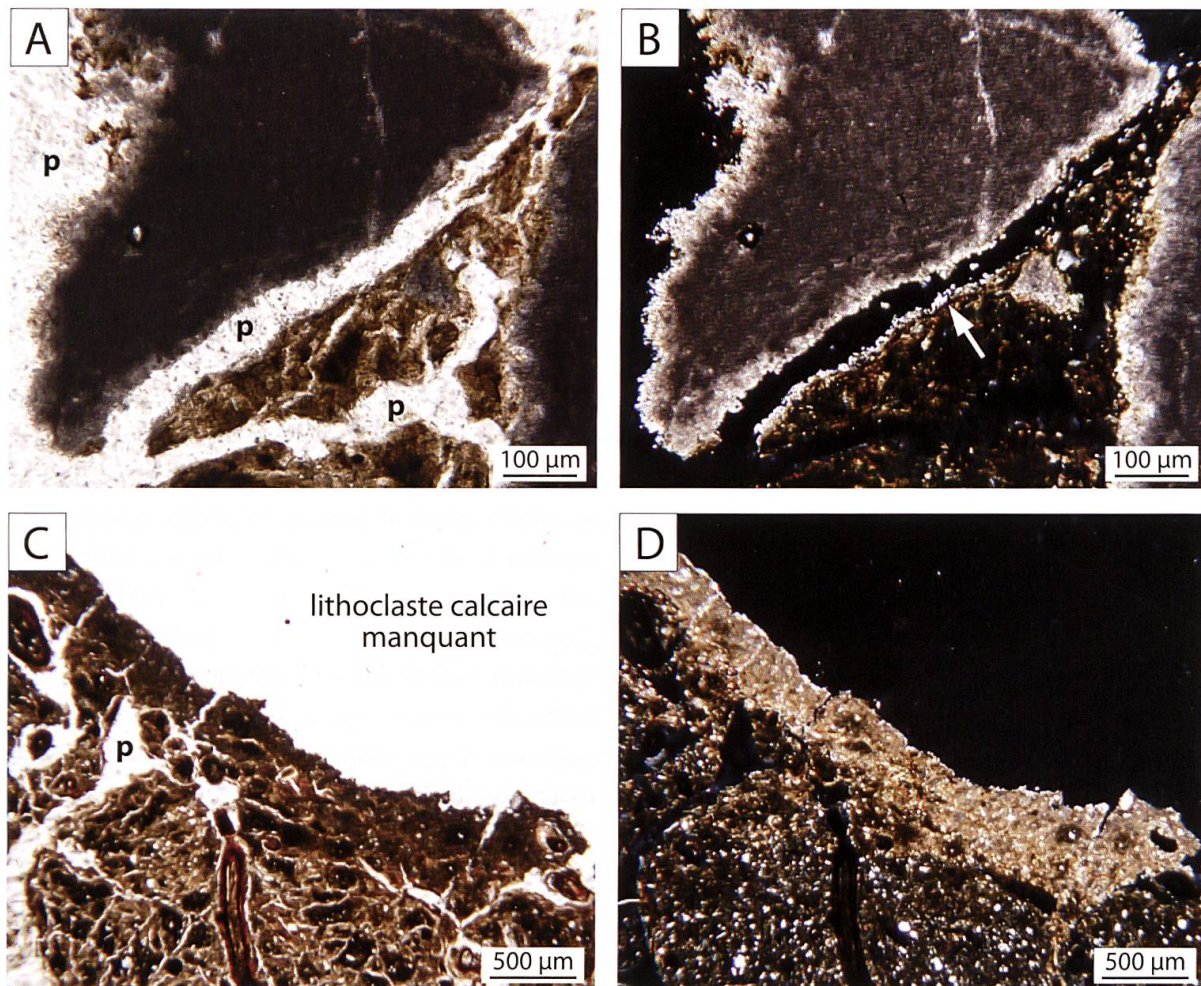


Figure 5.2. Observation de pellicules d'arrachement bordant les fragments calcaires en lames minces de sol. p = pore A) Grain calcaire dans une moraine carbonatée (échantillon BAL3A LM5; 41 cm de profondeur). B) Même échantillon en XPL. Un mince cortex d'altération est visible autour du grain (flèche), probablement détaché du fragment lors de la formation des pores (artéfact créé lors de l'induration du sol). C) Matrice du sol se trouvant originellement au contact avec un fragment calcaire (lithoclaste manquant; échantillon BAL LM5, sol BAL 3C; environ 40 cm de profondeur). D) Même échantillon en XPL. La pellicule d'altération constituée de calcite imprègne la matrice du sol en incluant des éléments du squelette.

Dans le cas où le résidu insoluble contribue à la formation du sol, sa composition minéralogique évolue sous l'action des processus pédogéniques à l'œuvre. Cependant, certains minéraux ne sont que peu transformés dans les conditions édaphiques actuelles et sont en conséquence directement hérités du matériel parental. Le quartz, minéral très résistant dans les sols, va s'accumuler relativement dans les horizons d'altération suite à la dégradation progressive des autres minéraux (BIRKELAND, 1999). Bien que des processus de dissolution de la silice se produisent à la surface de certains grains de quartz (figure 4.20), ces phénomènes ne sont pas assez importants dans les conditions pédogéniques actuelles des sols du Jura pour entraîner une modification des proportions de quartz dans le résidu insoluble des sols. Dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$, les principaux phyllosilicates libérés par les roches sont les smectites, les micas et la kaolinite. Les smectites et micas font l'objet d'une dégradation rapide dans les sols jurassiens (POCHON, 1978) et se transforment en interstratifiés illite-vermiculite (IV et IV-Al-Fe) suite à l'ouverture des feuillets (ce thème est discuté plus en détail au chapitre 7). La kaolinite en revanche est stable dans les mêmes conditions édaphiques (POCHON, 1978) et peut en conséquence être héritée directement des substrats lithologiques. Au contraire, la présence de minéraux tels que les pla-

gioclastes sodiques, les feldspaths potassiques et les chlorites, peu présents ou absents des roches calcaires, n'est pas explicable par des processus d'altération ou de transformation des minéraux dans les sols et démontre nécessairement un apport exogène.

Finalement, dans le cas théorique (et en réalité jamais réalisé) où la quantité de résidu insoluble libéré lors de l'altération des roches calcaires participerait entièrement et exclusivement au matériau parental du sol (sans pertes ni apports de matières), les solums se développant sur des calcaires durs depuis 10'000 ans ne devraient pas excéder 2 cm d'épaisseur (ATTEIA, 1992; DALLA PIAZZA, 1996). Avec un taux de dissolution de la calcite maximal de 0.1 mm/an (AUBERT, 1967, 1969), environ 1 m de matériau lithologique pourrait avoir été dissous durant le même laps de temps. En fonction du résidu insoluble des matériaux-substrat, les sols se développant sur des calcaires durs devraient présenter des épaisseurs se répartissant entre 2 et 40 cm environ, en prenant en compte l'effet de dilution lié à la présence de la matière organique et le changement de densité des matériaux (calcul approximatif d'après les valeurs utilisées par LAMOUREUX, 1971). Cet ordre de grandeur correspond à l'épaisseur mesurée dans certains sols sur dalle calcaire, en fonction de leur roche-substrat respective (AMB 2, AMB 8A, BAL 1, BAL 4B), mais ne permet pas en revanche d'expliquer l'épaisseur de profils tels que AMB 7, AMB 9, BAL 2, BAL 3B, BAL 3C ou BAL 6B, reposant également sur le substrat lithologique. L'apport de matériaux exogènes, éoliens ou liés à des processus de versant, apparaît alors comme nécessaire au développement de sols profonds sur dalle calcaire. Cependant, dans le cas des différents bancs marneux étudiés, la présence de proportions importantes de résidu insoluble permettrait le développement de sols épais, correspondant aux profils décrits (AMB 4, AMB 5A, AMB 6, AMB 8B).

En conclusion, la nature même des bancs calcaires, liée aux conditions sédimentaires, diagénétiques ou encore tectoniques, influence la façon dont va agir l'altération physique et chimique sur ces bancs (GAIFFE & BRUCKERT, 1990). En effet, les zones de faiblesse préexistantes sont préférentiellement érodées et influencent ainsi le type de fragments produits (blocs métriques, plaquettes décimétriques, cryoclastes, etc.), de même que la composition de la roche détermine la quantité et la qualité de la fraction résiduelle libérée. En comparant un sol se développant sur un banc calcaire concassé présentant une pierrosité élevée et un sol sur dalle calcaire faiblement fissurée (GAIFFE & BRUCKERT, 1990), les conditions de drainage et d'aération varient fortement. Le développement de conditions favorables à l'activité biologique est amplifié dans le sol sur banc calcaire fracturé. Au travers de la production d'acides organiques et de CO₂ issu de la respiration du sol, les processus de dissolution du calcaire, déjà favorisés par une plus grande surface spécifique du squelette, sont encore accélérés dans les horizons de surface. Au contraire, dans le sol sur dalle calcaire fissurée, l'interface de contact terre fine-roche est moins étendue à cause de la faible proportion de squelette disponible et la dissolution du calcaire a principalement lieu dans les horizons profonds du sol.

5.1.2. Redistribution dans le paysage

Les produits de l'altération des matériaux autochtones (fragments, fraction fine, particules, ions) font souvent l'objet de remaniements et de transport par les dynamiques de surface. Les fragments calcaires observés dans un sol ou un sédiment témoignent de l'origine lithologique du squelette, de par leur composition minéralogique et leur faciès. Des gélifractions aux arêtes vives accumulés en dépôts de grèzes indiquent une formation liée aux processus périglaciaires (cryoclastie), alors que des pierres arrondies et mélangées résultent d'un transport fluvial (rare dans le Jura) ou morainique. De gros blocs aux angles arrondis, situés en contrebas d'un affleurement de calcaire dur, sont quant à eux issus de la fracturation des bancs (altération physique

et chimique combinées) et de l'action de la gravité. Dans le profil AMB 3 par exemple, trois types de fragments calcaires sont observés : la roche en place au fond du profil se délitant en gros blocs, un dépôt de cryoclastes aux arêtes vives en profondeur du sol et quelques blocs et pierres aux angles arrondis pris dans le *cover-bed* de surface. Le matériel fin résultant de l'altération des calcaires ou des marnes peut également être redistribué dans le paysage, se mélangeant avec du matériel provenant d'autres sources et rendant l'identification des différents matériaux complexe. De plus, il n'est pas rare que dans un même dépôt se retrouvent une fraction fine (< 2 mm) et grossière (> 2 mm) aux origines distinctes. C'est le cas notamment des moraines ou des *cover-beds*, où se trouvent mélangés des loëss, des produits d'altération des calcaires et des cryoclastes.

Les formations superficielles jouent un rôle important dans la mise à disposition du matériel autochtone calcaire. En effet, la roche en place est relativement peu affleurante dans le Jura (falaises, crêtes, têtes de bancs, etc.), car elle est la plupart du temps couverte d'une épaisseur variable de formations superficielles (figures 4.21 et 4.22). En conséquence, la disponibilité des fragments calcaires, de même que leur propension à l'altération chimique, sont contrôlées par les processus de fragmentation et de redistribution du matériau autochtone. Le substrat lithologique, souvent peu accessible, joue alors le rôle de réserve en matériau minéral, mais doit être « retravaillé » par les dynamiques de surface avant de pouvoir contribuer de façon directe au matériel parental des sols. Par exemple, les moraines jurassiennes carbonatées ont une composition minéralogique similaire à celle des matériaux lithologiques locaux (composition « autochtone »). Cependant, l'état de fragmentation des matériaux et la position superficielle des moraines dans le paysage (due à leur mise en place récente en domaine glaciaire) les rendent beaucoup plus susceptibles à l'altération, et donc au développement des sols, que les bancs calcaires qu'elles recouvrent et dont elles sont potentiellement issues.

5.2. Contribution à l'évolution actuelle des sols

5.2.1. Traçage de la fraction autochtone dans les sols

Des traceurs de différente nature sont recherchés, afin d'investiguer le lien potentiellement existant entre les matériaux lithologiques autochtones et les sols sus-jacents. Les objets pouvant être utilisés comme traceurs éventuels sont logiquement hérités des substrats lithologiques et doivent être préservés dans le sol, sans être dégradés ou transformés lors de la pédogenèse.

Traceurs minéralogiques

Le quartz, minéral se conservant bien dans les sols du Jura, n'est cependant pas un bon marqueur du point de vue de son dosage semi-quantitatif. Les proportions présentes dans la fraction totale de la terre fine montrent une augmentation entre la roche-substrat et les horizons des sols situés au-dessus, et ce dans tous les profils de sol étudiés. Cet accroissement est principalement dû à la concentration relative du quartz dans la terre fine suite à la dissolution de la calcite, mais peut également être lié à des apports allochtones, notamment éoliens (POCHON, 1978). La comparaison des pourcentages relatifs entre les différents matériaux minéraux n'apporte donc que peu d'information au sujet de la filiation recherchée entre la roche et le sol.

La kaolinite est présente en grandes quantités dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$ de certaines roches calcaires jurassiennes (par exemple dans les bancs du Berriasien). Sa présence dans les sols étudiés est obligatoirement héritée, car la néoformation de la kaolinite nécessite un climat tropical chaud et humide (PÉDRO, 1968). De plus, elle est stable dans les conditions édaphiques

actuelles du massif jurassien. Plus résistante que les autres phyllosilicates présents dans les sols, la kaolinite peut se retrouver concentrée dans les horizons d'altération, relativement à la dégradation des autres minéraux argileux (LAMOUROUX, 1971). Cependant, elle est également observée dans les horizons de surface de certains sols, alors que la roche sous-jacente n'en contient pas (profils AMB 6 et AMB 8B). Dans ce cas, des apports exogènes doivent obligatoirement être envisagés par des processus subautochtones (de versant) ou allochtones. Dans ce dernier cas, des apports morainiques ou éoliens locaux remaniant des matériaux d'altération des calcaires jurassiens sont privilégiés (chapitre 6), au détriment de sources plus distales impliquant la contribution des calcaires alpins, qui ne contiennent que très peu de kaolinite (POCHON, 1978; SPALTENSTEIN, 1984).

Traceurs granulométriques

Les « signatures » granulométriques du résidu insoluble des matériaux calcaires diffèrent fortement d'une roche à l'autre (figures 4.3 et 4.4). En conséquence, ce critère peut être utilisé pour tester le lien génétique entre une roche-substrat et les horizons de sol se trouvant directement au contact avec celle-ci, à condition qu'ils soient issus de l'altération *in situ*. Dans le cas où des transports de matériaux, même sur de très courtes distances, ont eu lieu, le lien entre le produit de l'altération et sa source lithologique est très difficile à établir sur la seule base des distributions granulométriques. De plus, une forte altération des matériaux aura tendance à modifier les stocks de particules dans les sols, en faisant varier les proportions relatives des modes présents (par exemple diminution de la fraction limoneuse au profit de la fraction argileuse) ou en transformant les modes. Dans les sols étudiés, le critère granulométrique permet de mettre en valeur le lien génétique existant entre certaines marnes et les horizons profonds d'altération *in situ* correspondant (AMB 6 et AMB 8B), entre certaines roches et les argiles de décarbonatation restées piégées dans les fissures (AMB 7 et AMB 8A), ou encore au sein des moraines jurassiennes carbonatées, entre les horizons profonds peu transformés et ceux de surface ayant déjà subi une certaine altération (BAL 3A et BAL 4A). En revanche, dans de rares cas des signatures similaires entre les horizons peuvent être interprétées à tort comme un lien génétique. Le profil BAL 2 par exemple se développe à partir de deux matériaux d'origines distinctes (loess remaniés déposés sur la roche calcaire du Kimméridgien) mais présentant cependant des courbes granulométriques comparables.

Traceurs géochimiques

Les matériaux autochtones carbonatés sont particulièrement riches en Ca et Sr. Cependant, ces deux éléments sont mis en solution lors de la dissolution de la calcite et peuvent ensuite être lixiviés, en fonction des conditions édaphiques (ATTEIA, 1994). Les produits de l'altération des calcaires sont en conséquence appauvris en Ca et Sr par rapport à la roche, mais le rapport Ca/Sr reste relativement constant, bien que le Ca soit lixivié légèrement plus rapidement que le Sr (ATTEIA, 1994). De plus, Ca et Sr peuvent aussi être apportés par les précipitations et poussières atmosphériques (ATTEIA & DAMBRINE, 1993), mais les quantités sont minimales, voire négligeables, par rapport aux proportions rencontrées dans les roches calcaires. La comparaison des échantillons représentés par leur rapport Ca/Sr et leur concentration en Ti, élément considéré comme immobile dans les sols (EGLI & FITZE, 2001), permet de différencier certaines tendances entre les matériaux (figure 5.3). Les matériaux calcaires et cristallins présentent respectivement le plus haut et le plus bas rapport Ca/Sr. À partir des matériaux autochtones, l'altération des calcaires induit une légère baisse du ratio Ca/Sr, attribuée à l'augmentation relative de Sr par rapport à Ca, qui est lixivié. Les valeurs en Ti augmentent dans les échantillons issus de l'alté-

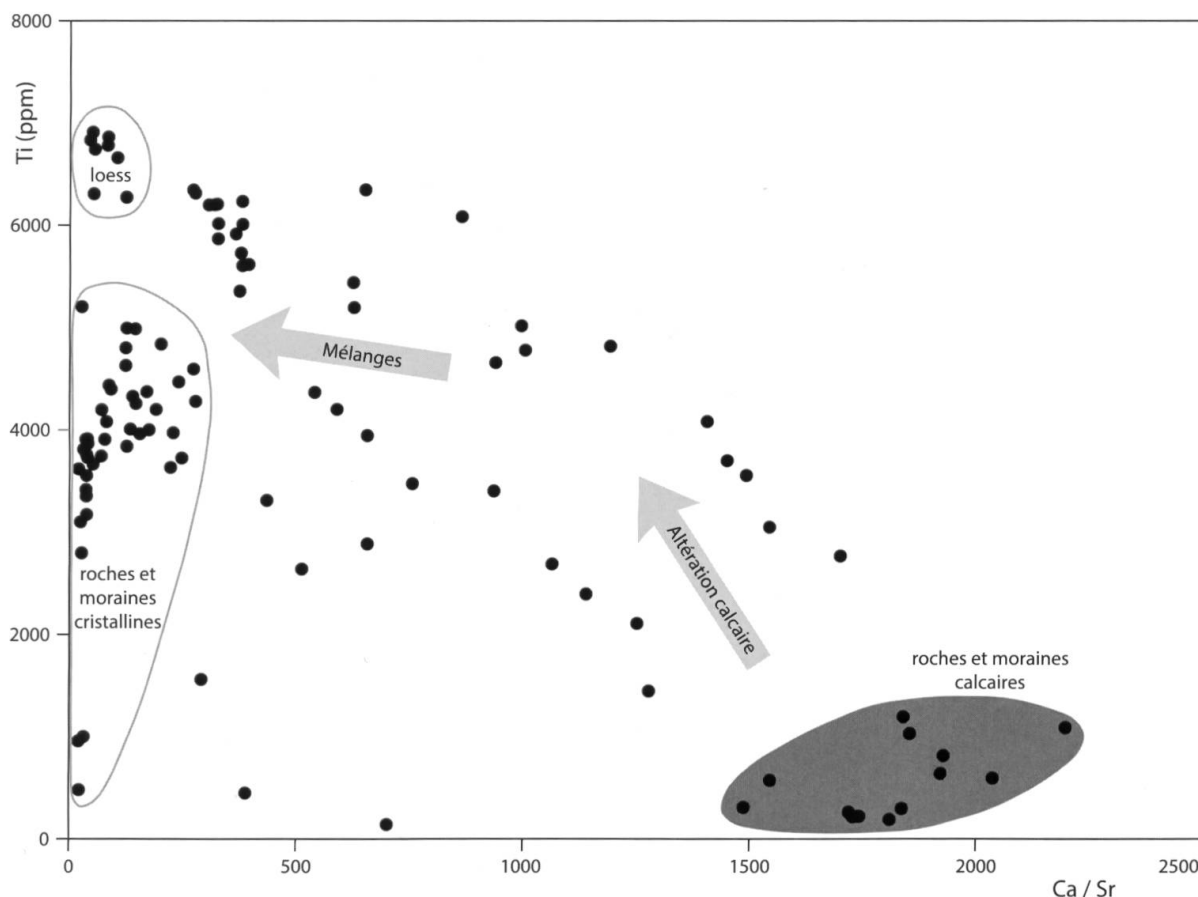


Figure 5.3. Évolution du rapport Ca/Sr en fonction de la proportion de Ti dans les sols de Ballens. L'altération des calcaires montre une faible diminution du rapport Ca/Sr dans les horizons autochtones par rapport aux roches calcaires, due à une légère augmentation du Sr par rapport au Ca dans le sol. Les pôles allochtones (loess et moraines alpines) indiquent un ratio Ca/Sr nettement plus bas que les roches calcaires, causé par le très faible taux de Ca présent dans les matériaux exogènes. Les échantillons de sol se répartissent entre ces trois pôles en fonction des mélanges de sédiments dans les formations superficielles.

ration des matériaux carbonatés, probablement par concentration relative de cet élément suite aux pertes en Ca. En revanche, les échantillons issus de mélanges entre les matériaux autochtone et allochtone voient leur ratio Ca/Sr diminuer fortement en comparaison avec les roches calcaires. Les valeurs en Ti sont variables dans ces échantillons, en fonction de l'influence prépondérante des apports éoliens ou morainiques d'origine alpine. D'autres éléments (Si, Al, Mg, Fe, K, Mn) peuvent être également présents en faibles quantités dans les matériaux autochtones. Cependant, les apports allochtones (loess, moraines, *cover-beds*) contiennent ces mêmes éléments en proportions beaucoup plus fortes, ce qui a pour conséquence de masquer totalement les apports dus aux roches-substrats.

Autres traceurs

Les grains de quartz, d'un point de vue qualitatif, peuvent se révéler d'intéressants traceurs dans les sédiments. En effet, de par leur forme, l'aspect de leurs surfaces et leurs marques, ils enregistrent les différentes phases de leur histoire (transport, immobilisation, etc.), à l'image des grains cariés aux surfaces entièrement retravaillées par les processus de dissolution de la silice observés dans certaines marnes (figure 4.17). De tels grains ont été retrouvés dans des échantillons de sol, mais également dans des moraines. Cette dernière observation peut être interprétée de deux manières différentes: i) les grains présentant de tels faciès ne sont pas uniquement

issus des substrats calcaires mais peuvent acquérir la même morphologie dans des environnements différents, ou ii) des matériaux lithologiques carbonatés ont contribué à la formation des moraines en question, mais les grains devraient dans ce cas présenter également des marques de choc liées au transport morainique. Quoi qu'il en soit, le fait de rencontrer de tels grains dans des échantillons morainiques implique nécessairement de nuancer le diagnostic apporté par la présence de ces grains. En conséquence, l'exoscopie des grains de quartz n'est pas une preuve formelle de l'existence d'un lien génétique entre la roche-substrat et le sol. Ces observations sont qualitatives et doivent être replacées dans le contexte des formations superficielles. De plus, ce type de traceur n'est valable que si les grains de quartz se trouvent en quantité suffisante dans la roche-substrat pour qu'ils puissent être isolés et caractérisés.

La présence de nombreux fossiles dans certains niveaux marneux permet de suivre l'influence des matériaux lithologiques à travers le profil de sol sus-jacent. Par exemple, le profil AMB 8B situé sur des marnes intercalaires du Berriasien contient des fragments de macrofossiles (coraux, bivalves, etc.) à partir de 28 cm et au-dessous, ce qui a permis de déterminer l'origine autochtone de l'horizon IISca (annexe). Les microfossiles observés en lame mince dans certaines roches (§ 4.2.3.) peuvent également être libérés dans le sol suite à la dissolution de la calcite (figure 5.4 A et B). De même, des fragments de calcédoine (silice cryptocristalline) pouvant mesurer jusqu'à 1 mm de long illustrent la contribution des matériaux autochtones aux sédiments de surface (figure 5.4 C et D). Cependant, l'identification des fragments de fossiles et de calcédoine dans les lames minces de sols est aléatoire car liée à l'échantillonnage des boîtes de Kubiena.

En conclusion, aucun traceur pris isolément ne permet d'affirmer ou d'infirmer l'existence d'un lien de filiation entre la roche-substrat calcaire et le sol sus-jacent. En revanche, ce lien génétique peut être décelé dans certains profils grâce au faisceau d'informations formé par les différents traceurs décrits, tout en tenant compte du contexte général fourni par les observations et descriptions de terrain. À l'inverse, les informations pourvues par ces mêmes traceurs permettent d'identifier les discontinuités lithologiques existant entre deux substrats minéraux, quand elles sont présentes.

5.2.2. Influence des matériaux carbonatés sur les processus pédogéniques

Dans le domaine des matériaux parentaux carbonatés, le calcaire et les produits de son altération jouent un rôle prédominant sur l'environnement édaphique. La calcite constitue une importante réserve en carbonate et en calcium, qui sont libérés dans la solution du sol lors de la dissolution de la roche. Ces ions jouent un rôle prépondérant sur l'acidité, la stabilité du complexe argilo-humique, le comportement de la matière organique et la réserve en nutriments des horizons soumis à l'influence des matériaux carbonatés (MICHALET, 1982).

Les carbonates

L'équilibre entre les différentes espèces carbonatées (CO_3^{2-} , HCO_3^- , H_2CO_3) dans la solution du sol forme un pouvoir tampon très efficace dans l'environnement édaphique (BOURRIÉ, 1976; DELMAS *et al.*, 1980). Le tampon des carbonates est actif à des pH situés entre des valeurs de 6.2 et 8.6 et permet le maintien des cations alcalins et alcalino-terreux sur le complexe argilo-humique (GOBAT *et al.*, 2010). Cependant, les espèces carbonatées en solution sont lixiviées dans les eaux de percolation et une recharge à partir de la roche calcaire est nécessaire afin de maintenir un pH élevé. Dans le cas où la dissolution de la calcite n'est pas assez efficace pour compenser les pertes du système (décarbonatation), la solution du sol s'acidifie et induit la lixiviation progressive des éléments adsorbés sur le complexe argilo-humique.

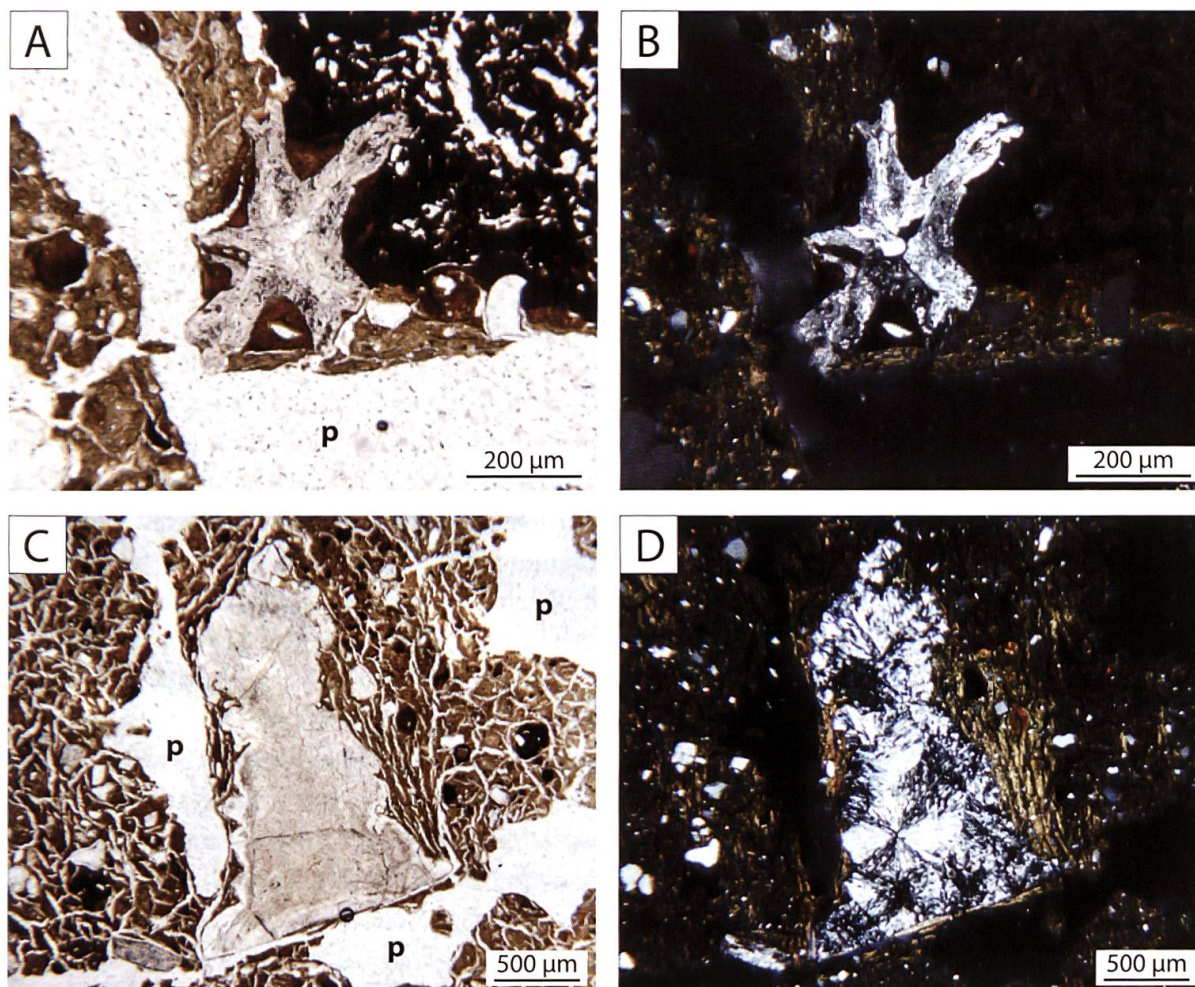


Figure 5.4. Fragments de fossile et de calcédoine observés en lame mince dans les sols des Amburnex et provenant de l'altération des roches substrat. p = pore. A) Fragment de fossile retrouvé dans le *cover-bed* du profil AMB 9 situé en bas de toposéquence et probablement issu des marnes situées en amont (échantillon AMB9 LM2; 13 cm de profondeur). B) Même échantillon en XPL. C) Fragment de silice de grande taille observé dans le profil AMB7, développé dans le *cover-bed* (échantillon AMB8 LM5; 47 cm de profondeur). D) Même échantillon en XPL montrant l'arrangement fibreux cryptocristallin de la silice (calcédoine) et l'orientation des argiles autour du grain (granostriation de la matrice).

Le calcium

Dans le système sol, le calcium se trouve dans différents réservoirs : le Ca contenu dans les minéraux (primaires ou secondaires), le Ca adsorbé sur le complexe argilo-humique en équilibre avec la solution du sol (Ca échangeable), le Ca cofloculé avec les molécules organiques et le Ca inclus dans la matière organique vivante ou morte (BRUCKERT & GAIFFE, 1989). Entre ces réservoirs s'établissent des flux de calcium, contrôlés par les équilibres biologiques et thermodynamiques. L'apport de Ca atmosphérique constitue une entrée dans le système sol, dont l'importance est faible en domaine carbonaté mais peut augmenter considérablement sur substrat non carbonaté (LIKENS *et al.*, 1998). Le Ca lixivié hors du sol ou exporté dans la biomasse compose les pertes du système sol. La réserve la plus importante en Ca dans le sol est constituée par les minéraux, carbonatés ou non (LIKENS *et al.*, 1998). Dans les sols de Ballens, cette relation est illustrée par le fort coefficient de corrélation existant entre la calcite et le Ca total (coefficient de Pearson = 0.87 et coefficient de Spearman = 0.90, tableau 5.1). Cependant, le calcium fixé dans les roches n'est pas directement disponible pour les organismes du sol. La calcite doit tout d'abord être altérée par les processus de dissolution, causés par le contact avec des eaux de percolation

Tableau 5.1. Relations existant entre la calcite, le calcium total, le calcium extrait à l'eau, le TOC et le pH H₂O dans les sols de Ballens, d'après les coefficients de corrélation respectifs de Pearson et de rang de Spearman.

	Calcite	Ca total	Ca extrait à l'eau	TOC	pH
Calcite	1.00	0.87	-0.05	-0.31	0.62
Ca total	0.90	1.00	-0.05	-0.29	0.66
Ca extrait à l'eau	0.33	0.43	1.00	0.83	0.30
TOC	-0.11	-0.02	0.82	1.00	-0.08
pH	0.88	0.91	0.26	-0.22	1.00

■ Coefficient de Pearson

■ Coefficient de rang de Spearman

agressives. Le calcium ainsi libéré devient soluble et se fixe sur le complexe argilo-humique, formant une réserve de Ca bio-disponible (LIKENS *et al.*, 1998). En domaine carbonaté, le calcium est toujours abondant et peut représenter jusqu'à 90 % de la capacité totale d'échange du complexe absorbant (BONNEAU & SOUCHIER, 1994). Dans les sols étudiés, le Ca facilement disponible (extrait à l'eau) semble se comporter de manière indépendante du Ca total (coefficient de Pearson = -0.05 et coefficient de Spearman = 0.33 avec la calcite), bien qu'ils proviennent de la même source minérale. Finalement, le Ca absorbé par les plantes et les micro-organismes se retrouve piégé dans la matière organique et peut retourner au sol suite à la mort de l'organisme et à la minéralisation de la matière organique.

Le calcium disponible dans le sol a une action floculante sur les phyllosilicates et la matière organique et assure ainsi une bonne cohésion du complexe argilo-humique (JACQUIN *et al.*, 1980). L'humification est très active dans les sols calciques et le complexe organo-minéral, par son caractère humifère, possède une capacité d'échange cationique très élevée (BRUCKERT & GAIFFE, 1980). Cependant, les fortes quantités de calcium présent peuvent entraîner la formation d'une gangue électro-positive d'ions calcium (voire parfois de calcite) autour des molécules organiques faiblement humifiées, ce qui a pour conséquence de les stabiliser dans le sol en les soustrayant à l'action des micro-organismes. La minéralisation des molécules humiques est ainsi fortement ralentie et la matière organique s'accumule dans les horizons superficiels, qui deviennent très sombres (BRUCKERT & GAIFFE, 1989). Ce phénomène est visible dans les sols étudiés au travers de la forte corrélation existant entre le Ca extrait à l'eau et le TOC, relatif à la quantité de matière organique présente dans le sol (coefficient de Pearson = 0.83 et coefficient de Spearman = 0.82). Les sols de Ballens les plus organiques présentent également la plus grande activité biologique (DIAZ, 2011). La forte humification entraîne une production importante de CO₂ respiratoire et d'acides organiques, rendant les eaux de percolation agressives (BRUCKERT & GAIFFE, 1989). Au contact de cette solution, la dissolution du squelette calcaire est accélérée et provoque la libération de calcium dans le sol, induisant ainsi une boucle de rétroaction positive. Dans un tel système, l'accumulation de matière organique est contrôlée par la quantité de calcium disponible pouvant stabiliser les composés faiblement humifiés, le surplus étant rapidement minéralisé (BRUCKERT & GAIFFE, 1989). Le système s'auto-entretient tant qu'une réserve en calcite est disponible sous forme de squelette calcaire. Une fois cette réserve épuisée, les pertes progressives en calcium induisent la libération des composés organiques séquestrés, dont la minéralisation permet le recyclage des éléments.

L'acidification des sols, suite à la baisse du pouvoir tampon des carbonates, provoque le remplacement progressif des cations alcalins et alcalino-terreux (Ca²⁺, Na⁺, Mg²⁺, K⁺) fixés au complexe argilo-humique, partiellement par le fer s'il est présent, et par des protons. Les cations se retrouvent dans la solution du sol et migrent vers les horizons profonds, avant d'être lixiviiés dans les eaux de percolation. L'action des racines et des vers de terre permet de faire remonter une partie de ces éléments vers les horizons superficiels du sol. Au travers des cycles biologiques

et de la bioturbation, cette recharge en cations, et notamment en calcium, permet de réapprovisionner sensiblement le complexe argilo-humique. Des protons cèdent leur place aux ions Ca^{2+} , s'opposant momentanément à la baisse du pH (HAVLICEK & GOBAT, 1996; HAVLICEK *et al.*, 1998). Cependant, les teneurs en calcium ne sont dès lors plus assez fortes pour maintenir les dynamiques spécifiques à cet élément (MICHALET & BRUCKERT, 1986). Le fer remplace progressivement le calcium comme lien entre les molécules organiques et minérales et le complexe argilo-humique perd alors de sa stabilité (GRATIER & BARDET, 1980). Les composés humiques se dissocient du complexe et peuvent en conséquence être plus rapidement minéralisés (GAIFFE & BRUCKERT, 1990). Si l'acidification se poursuit, les cations alcalins et alcalino-terreux sont lixiviés de plus en plus profondément (décalcification) et la recharge des horizons de surface n'est plus suffisante pour contrer les pertes du système.

Les influences sur le pH

L'évolution du pH dans les sols de Ballens est fortement influencée par les dynamiques conjointes du carbonate et du calcium, et réciproquement (figure 5.5). La dissolution de la calcite, principale réserve en Ca total, permet la libération du Ca^{2+} et des ions carbonate, dont le pouvoir tampon induit un pH basique dans les sols. Les concentrations en espèces carbonatées n'ont pas été mesurées directement, mais leur influence agit comme facteur caché au travers de la corrélation observée entre le pH et le Ca total (coefficient de Pearson = 0.66 et coefficient de Spearman = 0.91, tableau 5.1), en assumant que les ions carbonates et le calcium soient libérés de façon proportionnelle lors de la dissolution de la calcite, conformément à sa stochiométrie. La diminution de la réserve constituée par le squelette calcaire, causée par l'altération chimique, induit une réduction du stock total de calcium et amorce la baisse du pH. Une part importante du Ca^{2+} mis en solution est lixiviée rapidement, ce qui provoque une forte diminution de la proportion de Ca total. En revanche, une fraction du Ca^{2+} libéré est maintenu dans le sol en se fixant au complexe argilo-humique (Ca^{2+} extrait à l'eau) et participe ainsi à la capacité d'échange cationique. Une fois le squelette calcaire disparu, le tampon des carbonates est toujours actif et permet le maintien d'un pH proche de la basicité (de pH 6.2 à 8.6). Le Ca^{2+} adsorbé au

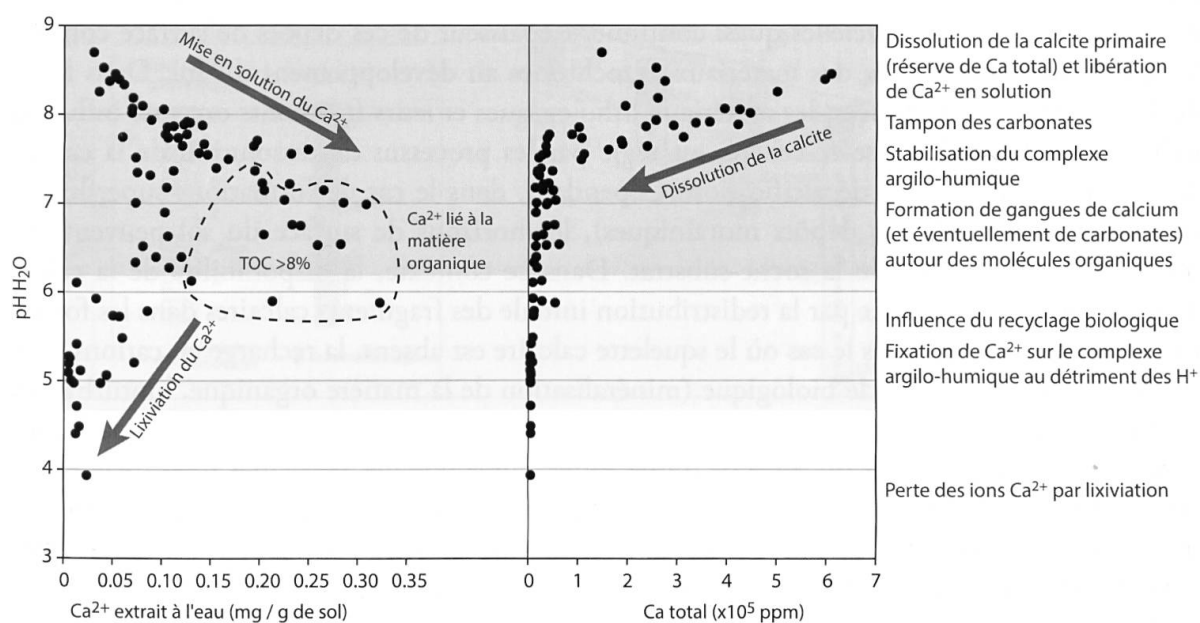


Figure 5.5. Relations entre le pH H_2O , le calcium facilement disponible (Ca^{2+} extrait à l'eau) et le calcium total dans les sols de Ballens.

complexe argilo-humique assure à ce dernier une bonne stabilité. De fortes proportions de Ca^{2+} disponible provoquent la formation des gangues autour des molécules humifiées et l'augmentation du stock de matière organique dans le sol (haut pourcentage de TOC). Au-dessous du seuil d'action du tampon des carbonates ($\text{pH} < 6.2$), le Ca^{2+} commence à être lixivié du complexe absorbant. La recharge en cations alcalins et alcalino-terreux par les processus de bioturbation et les remontées racinaires permettent un apport de Ca^{2+} en surface (via les déjections des vers de terre et la litière). Le maintien d'une certaine quantité de calcium sur le complexe argilo-humique s'oppose temporairement à une plus forte acidification, à l'image d'un faible système de tamponnage du pH. Cependant, l'augmentation de l'acidité ($\text{pH} < 5$) provoque la lixiviation presque totale des ions Ca^{2+} et leur sortie du système sol (et inversement).

Les carbonates secondaires

La dissolution de la calcite se produit généralement dans les horizons de surface des sols, où les eaux se chargent en gaz carbonique dissous, mais également dans les zones plus profondes des sols où la pCO_2 est souvent très élevée du fait des respirations racinaires et micro-organiques. Les produits de la dissolution migrent à travers le profil par les eaux de percolation. Dans certains horizons en profondeur aussi bien qu'en surface, les conditions édaphiques permettent parfois la reprécipitation de carbonate de calcium (BONNEAU & SOUCHIER, 1994). Ces carbonates secondaires (par opposition aux carbonates primaires issus des roches) acquièrent des faciès différents en fonction de l'environnement édaphique (conditions de saturation, de drainage) et de l'activité biologique (biominéralisation ou minéralisation induite; DURAND, 1980). Les réactions de dissolution – reprécipitation de la calcite sont très rapides dans les sols (CALLOT & DUPUIS, 1980) et il n'est pas rare que les deux phénomènes cohabitent au sein d'un même horizon, en fonction de micro-environnements spécifiques (BONNEAU & SOUCHIER, 1994). Des carbonates secondaires ont été observés dans les sols des Amburnex et de Ballens et seront traités en détail au chapitre 7.

5.2.3. Rôle des matériaux autochtones dans les sols étudiés

Dans les deux sites d'étude, les matériaux substrat carbonatés sont recouverts par une couverture de formations superficielles quasi continue. L'épaisseur de ces dépôts de surface contrôle la contribution potentielle des matériaux autochtones au développement du sol. Dans le cas de dépôts superficiels minces, les matériaux lithologiques et leurs fragments ont une influence marquée sur la pédogenèse et celle-ci est régie par les processus de dissolution de la calcite, de décarbonatation et de décalcification. Cependant, dans le cas de formations superficielles épaisses (par exemple des dépôts morainiques), les horizons de surface du sol peuvent être totalement déconnectés de la roche-substrat. Dans ce contexte, la disponibilité de la calcite dans les sols est déterminée par la redistribution initiale des fragments calcaires dans les formations superficielles et, dans le cas où le squelette calcaire est absent, la recharge en cations Ca^{2+} doit être assurée par le cycle biologique (minéralisation de la matière organique, bioturbation, etc.) ou les flux hydriques latéraux. En revanche, certains sédiments glaciaires ou périglaciaires contiennent des fragments calcaires de toutes tailles, ainsi que des particules fines carbonatées (sables, limons), présentant une grande surface réactive. En conséquence, l'altération chimique de ces dépôts carbonatés est plus rapide et relâche plus de produits d'altération et de résidu insoluble dans le sol que l'altération des bancs calcaires durs.

Au site des Amburnex, une discontinuité lithologique remarquablement nette est observée entre les matériaux autochtones (la roche en place et les produits de son altération) et le dépôt allochtone en surface (*cover-bed*) dans tous les profils, excepté le profil AMB 2. La netteté de

cette limite est étonnante, compte tenu de l'action de la pédogenèse et de la bioturbation ayant eu lieu depuis plus de 15'000 ans. Cette distinction suggère d'une part que le matériau autochtone était en partie gelé au moment de la mise en place du dépôt superficiel par solifluxion (voire gélifluxion), empêchant ainsi aux deux matériaux de se mélanger, et d'autre part que les processus de bioturbation durant l'Holocène n'ont pas été assez intenses pour détériorer la limite nette résultant de la discontinuité lithologique. Les profils de sol des Amburnex subissent l'influence des matériaux substrat dans leurs horizons profonds, recouverts directement par le *cover-bed*. Seul le profil AMB 1 présente un dépôt morainique épais, dissimulant la roche-substrat sous-jacente. Les horizons profonds d'altération, plus épais sur marnes que sur calcaires durs, ont pu être en partie hérités d'une phase de pédogenèse antérieure à la dernière glaciation (dans ce cas, une abrasion incomplète des sols par les glaciers est envisagée comme décrite dans un profil situé sous le sommet du Mont Tendre par POCHON, 1978) et résultent également de l'altération actuelle, stimulée par la présence du dépôt superficiel allochtone qui induit des conditions acides dans les horizons de surface. Seuls deux solums sont actuellement encore carbonatés jusqu'en surface et présentent des valeurs de pH > 6 : AMB 1 et AMB 3 (figure 5.6). Dans les deux cas, les horizons superficiels contiennent un squelette calcaire en faible proportion, contrairement à tous les autres profils où les horizons de surface sont exempts de squelette. De plus, les profils AMB 1 et AMB 3 sont tous deux situés sur des dépôts carbonatés fortement fragmentés, respectivement une moraine locale carbonatée et un dépôt de cryoclastes colluvionnés. Ces matériaux, propices à une altération chimique efficace, fournissent d'importantes

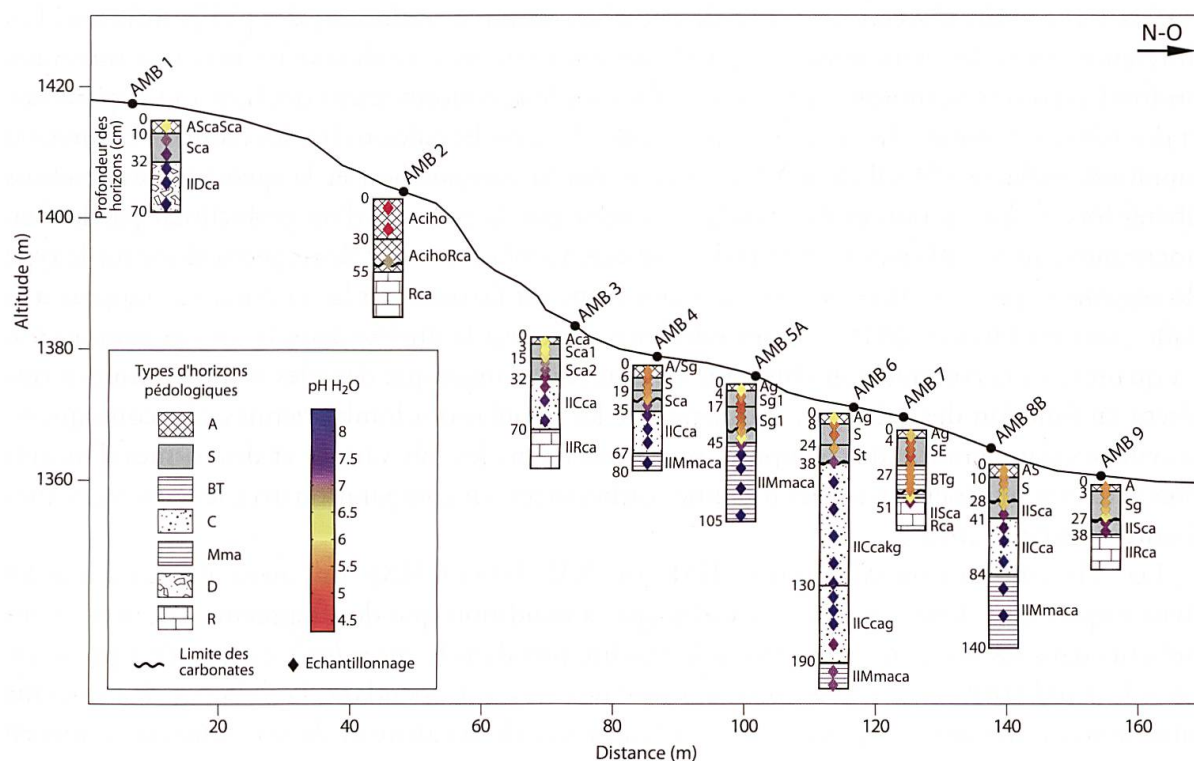


Figure 5.6. Coupe schématique de la toposéquence des Amburnex représentant les horizons pédologiques identifiés (AFES, 2009) et la distribution des valeurs de pH H₂O dans les sols. Les matériaux autochtones en profondeur sont carbonatés (suffixe -ca au nom de l'horizon) et présentent des valeurs de pH franchement alcalines. Les dépôts de surface (*cover-bed*) sont majoritairement décarbonatés et acides et peuvent induire des processus de migration des argiles dans certains profils de sol (horizons St ou BT). Le profil AMB 8A n'est pas représenté sur le schéma. Les échelles correspondant à la topographie et à l'épaisseur des horizons pédologiques sont différentes.

quantités d'ions carbonate et de calcium pouvant être reprises par les cycles biologiques. En conséquence, ces deux solums ont été déterminés comme des CALCOSOLS, alors que les profils du bas de la toposéquence (AMB 4 à AMB 9) sont dominés dans leurs horizons de surface par les processus de brunification (groupe des BRUNISOLS). Néanmoins, les horizons profonds de ces profils sont issus de l'altération des matériaux autochtones (résidu d'altération des marnes, argiles de décarbonatation dans les fissures, etc.).

Au site de Ballens, les matériaux autochtones sont recouverts par de nombreux dépôts allochtones ou subautochtones. L'épaisseur des dépôts morainiques dans certains profils est telle que la roche calcaire sous-jacente n'a pu être atteinte et reste en conséquence totalement déconnectée des sols. En revanche, les dépôts de loess remaniés ou les *cover-beds* déposés directement sur les matériaux substrat présentent une épaisseur moindre permettant l'accessibilité à la roche calcaire. Néanmoins, les matériaux calcaires remaniés dans les moraines jurassiennes (BAL 3A et BAL 4A) permettent le développement de sols sous l'influence des dynamiques de décarbonatation et de décalcification, processus également dominants dans les profils situés sur roche calcaire en place (BAL 1, BAL 3B, BAL 4B et BAL 6B). Les horizons superficiels de ces deux groupes de sol se ressemblent fortement. Dans les deux situations, la présence du squelette calcaire constitue une réserve en espèces carbonatées et en calcium (valeurs de Ca total de la terre fine situées entre 20'000 et 200'000 ppm environ). Les proportions de Ca^{2+} facilement disponible sont également élevées (Ca^{2+} extrait à l'eau situées entre 0.1 et 0.3 mg/g de sol environ) et induisent l'accumulation de matière organique (TOC entre 5 et 25 %), provoquant une couleur très foncée dans les horizons superficiels. Cependant, la terre fine est décarbonatée en surface des profils, révélant un début de décarbonatation et induisant des pH parfois < 6. Les différences entre les deux unités de profils apparaissent en considérant les horizons minéraux profonds, qui ont néanmoins un impact subtil sur le fonctionnement des horizons superficiels et des formes d'humus. L'état de fragmentation de la roche calcaire (bancs en place fissurés ou moraines) influence le sol de manière directe par la composition et la quantité des produits libérés lors de l'altération et de manière indirecte par la création d'un pédoclimat particulier, notamment au regard des conditions de drainage. Ces facteurs ont des répercussions sur le type de végétation présente (par exemple le sapin blanc est favorisé sur la moraine par rapport à la dalle calcaire; HEIMO, 2012), ce qui influence en retour la qualité de la litière arrivant au sol. La quantité et la composition chimique de la matière organique dans les formes d'humus diffèrent en fonction des substrats, de même que les populations lombriciennes. Par conséquent, les vitesses d'intégration des composés organiques dans les sols varient et des formes d'humus plus actives sont observées sur les moraines carbonatées, en comparaison avec les bancs calcaires fissurés (HEIMO, 2012).

Les sols situés sur moraine mixte (BAL 5A, BAL 5B et CHX) sont aussi influencés par les dynamiques du calcium et des ions carbonate, à condition que des fragments calcaires soient présents dans les horizons de surface (c'est-à-dire pris dans le *cover-bed*), ce qui n'est pas le cas pour le profil BAL 7, également situé sur moraine mixte. Cependant, la présence de minéraux allochtones non carbonatés peut atténuer l'influence de la calcite et de ses composants mis en solution. Il en résulte une accumulation de la matière organique moins prononcée que dans les profils situés sur roche calcaire en place ou sur moraine carbonatée. De plus, la décarbonatation peut être plus rapide si le squelette calcaire est peu abondant (par exemple dans le profil BAL 5A). Le profil BAL 6A, quant à lui, se développe sur des matériaux entièrement silicatés et ne subit aucune influence des matériaux autochtones, même remaniés. Le sol est décarbonaté et présente des conditions très acides (pH H_2O compris entre 4 et 5). La réserve en Ca total (5 200 ppm en moyenne) est environ dix fois plus faible que dans les sols calciques et est

constituée par certains minéraux non carbonatés tels que le groupe des feldspaths. La quantité de Ca^{2+} extrait à l'eau est également beaucoup plus faible (entre 10 et 40 fois moins que dans les sols sous l'influence de la calcite) et la matière organique s'accumule peu ($\text{TOC} < 2.2\%$). Finalement, les sols constitués d'un dépôt loessique remanié de faible épaisseur ($< 40\text{ cm}$; BAL 2 et BAL 3C) sont décarbonatés, mais sont tout de même influencés par les matériaux autochtones sous-jacents et leurs produits d'altération. Dans les deux profils, un horizon de transition constitué d'un abondant squelette calcaire pris dans une matrice argileuse carbonatée existe entre les loess et la roche. Ces horizons au $\text{pH} > 7$ constituent une importante réserve en ions carbonate et en calcium total et sont le siège d'une altération chimique intense des fragments calcaires. Les racines parcourant ces horizons d'altération, relativement nombreuses dans le profil BAL 3C (annexe), ainsi que les autres processus de bioturbation, permettent une remontée des cations alcalins et alcalino-terreux et une recharge du complexe argilo-humique des horizons de surface, maintenant les pH à des valeurs situées entre 5 et 6.

Parmi les profils de sol de Ballens, seuls six d'entre eux contiennent des horizons constitués par la roche-substrat à faible profondeur, et dans un cas elle ne fut pas prélevée (BAL 4B). Dans ces cinq profils où la comparaison entre la roche en place et le sol est possible, il apparaît qu'un lien génétique entre les deux matériaux est présent dans les profils BAL 3B et BAL 2, et dans ce cas, entre la roche et l'horizon d'altération sus-jacent. Dans les profils BAL 1 et BAL 6B, également situés sur roche calcaire en place, les différents traceurs étudiés ne permettent pas d'affirmer un lien de filiation de façon claire et indiquent préférentiellement la présence de matériaux remaniés (liés à des dynamiques éoliennes, de versant, etc.).

En conclusion, de nombreux sols situés sur les deux sites d'étude, ou du moins certains de leurs horizons profonds, se trouvent actuellement sous l'influence des dynamiques des ions carbonate et du calcium. Aux Amburnex, ces influences peuvent être majoritairement attribuées aux matériaux autochtones calcaires et marneux sous-jacents, car les sédiments ont été peu remaniés le long du versant et les roches-substrat, ainsi que les produits de leur altération *in situ*, sont recouverts d'un dépôt de surface de faible épaisseur (entre 15 et 50 cm). Au site de Ballens en revanche, les formations superficielles sont plus variées et plus épaisses qu'aux Amburnex. L'existence de liens génétiques directs entre les roches-substrat et les sols reste rare et la majorité du calcaire influençant les sols est issue de la redistribution des matériaux carbonatés au travers des différentes formations superficielles mises en place durant le Quaternaire.

