

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, Loraine
Kapitel:	7: Altération et transformation pédogénétique de la fraction fine dans les sols du Jura
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-632528

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 02.01.2026

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

CHAPITRE 7. ALTÉRATION ET TRANSFORMATION PÉDOGÉNÉTIQUE DE LA FRACTION FINE DANS LES SOLS DU JURA

Dans ce chapitre, les altérations, transformations et néoformations de la fraction minérale fine des sols des Amburnex et de Ballens sont caractérisées et illustrées de manière détaillée au travers de nombreuses observations au microscope optique et électronique, parfois complétées par d'autres analyses. Cette approche, essentiellement qualitative, a pour but de discriminer les processus hérités de ceux actuellement actifs dans les sols étudiés et apporte ainsi des informations complémentaires aux résultats analytiques présentés dans les chapitres précédents. Trois phases minérales, apparaissant comme les plus réactives dans les sols étudiés, sont privilégiées : la calcite, les phyllosilicates et les oxy-hydroxydes de fer. La calcite, composant majoritaire des substrats lithologiques calcaires, est soumise à d'intenses processus de dissolution. Cependant, des carbonates secondaires peuvent se former dans des micro-environnements favorables et la morphologie de ces cristaux est révélatrice de processus de précipitation distincts. Les phyllosilicates des sols étudiés suivent une évolution contrôlée par les conditions climatiques et édaphiques menant à la formation d'interstratifiés illite-vermiculite (IV et IV-Al-Fe), qui représentent le stade final de transformation dans les sols du Jura. Pour finir, la dynamique des oxy-hydroxydes de fer est particulièrement étudiée au site des Amburnex. Trois sources potentielles du fer dans les formations superficielles sont identifiées et les différents mécanismes de redistribution du fer dans les sols, illustrés.

7.1. Le carbonate de calcium

Dans les sols carbonatés, il n'est pas rare d'observer des processus de dissolution et de précipitation de la calcite à l'œuvre au sein d'un même profil de sol (CALLOT & DUPUIS, 1980). En revanche, les deux phénomènes ont lieu dans des micro-environnements distincts, dépendant de conditions édaphiques différentes. Aux sites des Amburnex et de Ballens, deux processus menant à la précipitation de carbonates secondaires ont été observés dans les sols : l'intervention de filaments fongiques induisant la formation de calcite en forme d'aiguilles et la mise en place de conditions de drainage moins efficaces suite au battement de la nappe perchée, provoquant la sursaturation de l'eau de percolation et la précipitation de cristaux de calcite microsparitique.

7.1.1. Dissolution de la calcite primaire

Les particules issues des substrats lithologiques calcaires réagissent différemment à l'altération en fonction de leur faciès et de leur composition. Ce thème, déjà traité au chapitre 5, est illustré ici par des observations micromorphologiques de la fraction fine (< 2 mm) des sols. Des exemples sont donnés par les fragments de fossiles, de calcaire, et les oolithes observés dans les horizons pédologiques et présentant des figures nettes de dissolution (figure 7.1). La dissolution de la calcite contenue dans les marnes du profil AMB 8B permet la libération du fer (sous forme d'oxy-hydroxydes) présent dans le résidu insoluble, ainsi que d'une fraction argileuse qui se réorganise dans les pores et les fissures (figure 7.1 A et B). Des particules micrométriques de calcite sont également libérées dans la porosité et sont visibles en lumière polarisée analysée (XPL). Un fragment de calcaire oolithique (Calcaire Roux) prélevé dans l'horizon IISca du profil AMB 9 montre une dissolution préférentielle des oolithes par rapport au ciment sparitique (figure 7.1 C et D). Le cortex extérieur des oolithes est attaqué en premier et provoque le déchaussement progressif de la partie centrale, alors que des quantités importantes de fer (probablement à la fois sous forme de microparticules d'oxy-hydroxydes et sous forme soluble

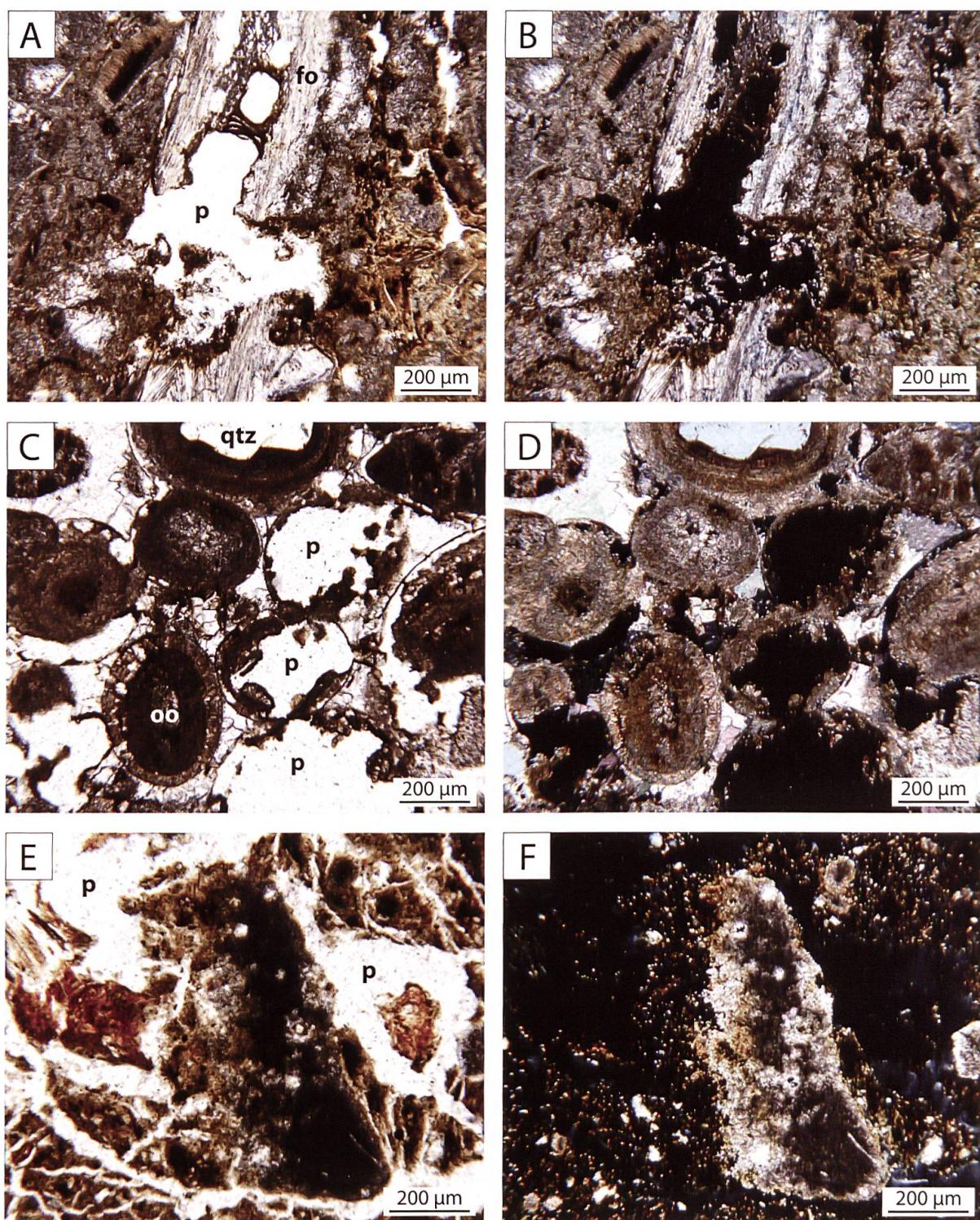


Figure 7.1. Altération de fragments calcaires dans les sols observée en lames minces. p = pore; qtz = quartz; oo = oolithe. A) Dissolution progressive d'un fragment de fossile lors de l'altération des marnes. Le fer et les argiles libérés sont redistribués dans la porosité du sol (échantillon AMB8B LM2 ; 50 cm de profondeur). B) Même image en XPL. En plus des marques de dissolution, des particules micrométriques de calcite sont fragmentées, libérées dans le pore, et adsorbées aux parois. C) Dissolution préférentielle des oolithes par rapport au ciment sparitique dans un fragment de Calcaire Roux. Le cortex des oolithes est dissous en suivant la zonation concentrique et permet la libération de fer (échantillon AMB9 LM1 ; 32 cm de profondeur). D) Même image en XPL. E) Fragment de calcaire micritique fortement attaqué par la dissolution (échantillon BAL3A LM5 ; 41 cm de profondeur). F) Même image en XPL. Des grains micrométriques de calcite sont libérés dans la matrice du sol, donnant un aspect pulvérulent au fragment altéré.

Fe^{2+} ; figure 4.15) sont libérées dans la solution du sol. Dans un autre contexte, c'est un fragment de calcaire micritique pris dans une moraine carbonatée qui subit une fragmentation, ainsi qu'une forte altération chimique suivant les zones de faiblesse du calcaire (figure 7.1 E et F). Des grains micrométriques de calcite, plus difficiles à solubiliser, sont libérés dans la matrice du sol, donnant un aspect pulvérulent au fragment calcaire. Cette fraction carbonatée pourrait être une illustration de ce qu'il est d'usage de qualifier de calcaire actif des sols (LEGROS, 2007).

7.1.2. Formation des carbonates secondaires

La calcite en aiguilles

Des cristaux de calcite en forme d'aiguilles sont observés en lame mince dans la porosité de l'échantillon BAL4B LM1 (7 cm de profondeur; figure 7.2). Des filaments fongiques forment un réseau autour de certains agrégats du sol et sont associés à la calcite en aiguilles (figure 7.2 A et B; BINDSCHEDLER *et al.*, 2012; VERRECCHIA & VERRECCHIA, 1994). Des fragments de cordons fongiques sont également observés parmi les hyphes mélénisés (figure 7.2 C), alors que seule une partie du réseau de filaments polarise en XPL, révélant la forme aciculaire de la calcite

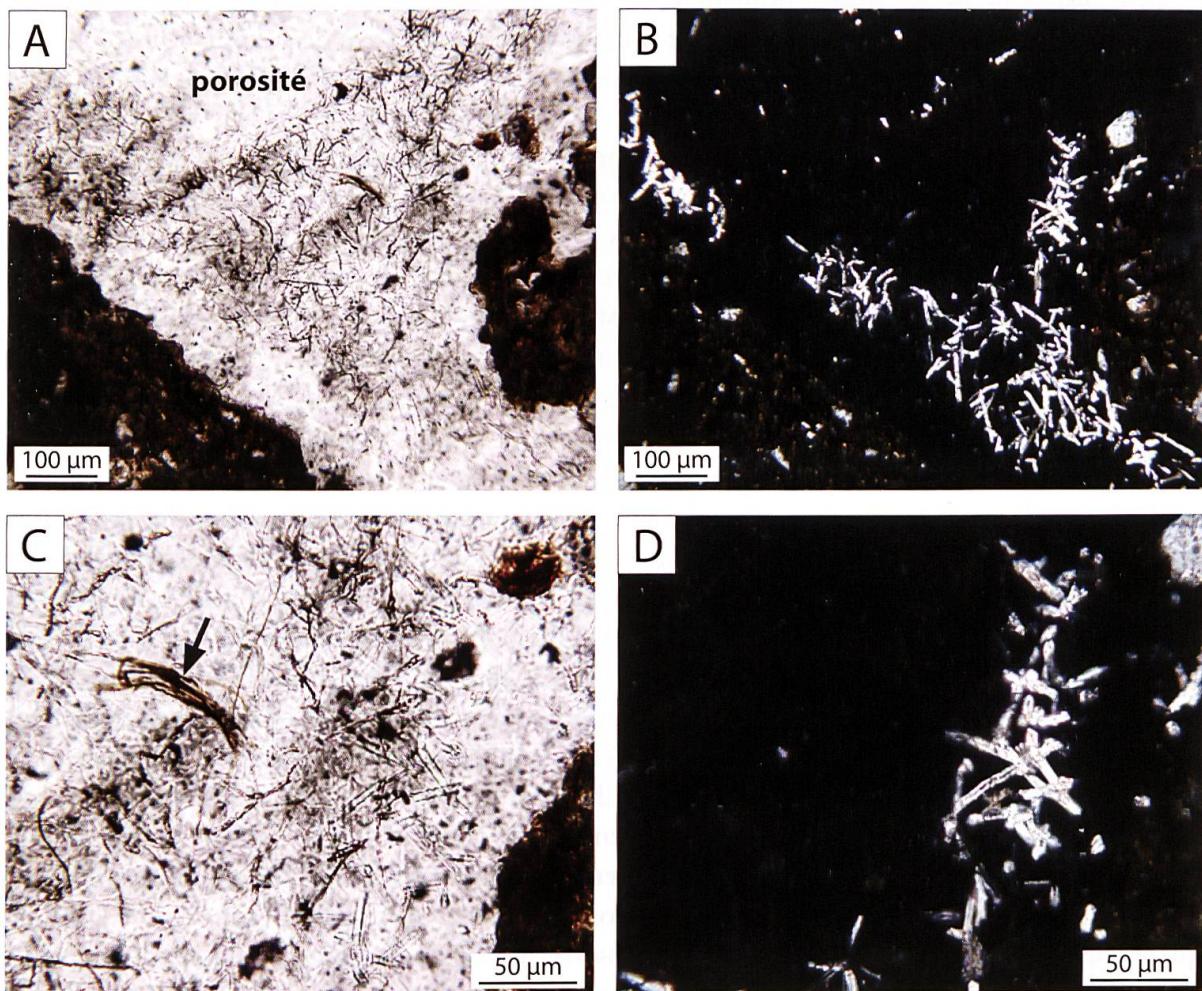


Figure 7.2. Filaments fongiques associés à de la calcite en aiguilles observés en lame mince dans la porosité de l'échantillon BAL4B LM1 (7 cm de profondeur). A) Réseau de filaments fongiques mélénisés entre deux agrégats de sol. B) Même image en XPL. Les filaments fongiques sont associés à des aiguilles de calcite. C) agrandissement de A) montrant un fragment de cordon fongique (flèche noire). D) Même image en XPL. Le diamètre important des aiguilles de calcite (3-4 µm) est causé par la présence d'épitaxies calcitiques recouvrant la NFC (CAILLEAU *et al.*, 2009).

(figure 7.2 D). Les aiguilles observées mesurent environ 3-4 µm de diamètre. Cette épaisseur est supérieure à celle de la calcite en aiguilles au sens stricte (*needle fibre calcite*; NFC), qui mesure 1 µm de diamètre (BINDSCHEDLER *et al.*, 2012), et pourrait indiquer la présence d'épitaxies calcitiques à la surface des aiguilles (CAILLEAU *et al.*, 2009; VERRECCHIA & VERRECCHIA, 1994). Dans ce cas, la NFC d'origine biogénique fongique sert de support à la précipitation physico-chimique de calcite épitactique (MILLIÈRE *et al.*, 2011).

Les cristaux rhomboédriques

Le profil de sol AMB 6 présente une forte concentration de nodules de carbonate secondaire dans l'horizon IICcakg, entre 38 et 130 cm de profondeur (figure 7.3 A et B). Ces nodules centimétriques (figure 7.3 C) sont généralement associés dans la matrice du sol à des taches d'oxydo-réduction causées par le battement de la nappe perchée. L'horizon IICcakg, d'un pH situé entre 8.3 et 8.4, est issu de l'altération des marnes grises dolomitiques d'Arzier, mais sa composition minéralogique est exempte de dolomite depuis la surface et ce jusqu'à 120 cm de profondeur. Les cristaux rhomboédriques de dolomite (figure 4.6 C et D) sont altérés quand la nappe est haute et chargée en CO₂ dissous. Les eaux de percolation, probablement appauvries en Mg, provoquent une dissolution préférentielle des cristaux de dolomite (par rapport à la calcite micritique) aidée par la plus grande solubilité de la dolomie à des températures < 25 °C et en conditions équivalentes de pCO₂ (SZRAMEK *et al.*, 2007). Ces dissolutions laissent alors place à des vides moldiques (STOOPS, 2003).

Les nodules de carbonate secondaire sont formés par un entassement de cristaux rhomboédriques (figure 7.3 D et E) dans la porosité du sol. Les rhomboèdres mesurent entre 6 et 12 µm et forment ainsi une microsparite (VERRECCHIA & FREYTET, 1989), témoin d'une cristallisation relativement lente par concentration progressive des solutions ioniques du sol lors de périodes plus sèches dominées par l'évaporation (DEOCAMPO, 2010; DURAND, 1980). Quelques grains de quartz ou d'autres éléments du squelette des marnes (par exemple quelques foraminifères) se retrouvent occasionnellement pris dans les nodules de carbonate secondaire. Néanmoins, la relative pureté des nodules semble indiquer un envahissement de la matrice du sol (marnes altérées) par les carbonates secondaires, alors que les grains résiduels du squelette sont progressivement repoussés sur les bords des nodules. La formation des nodules de carbonate secondaire dans le sol AMB 6 est un processus encore actif actuellement, comme en témoigne l'observation de revêtements de calcite, d'argiles et de fer superposés dans la porosité de l'horizon IICcakg (figure 7.4).

La composition isotopique en ¹³C des nodules, du carbone inorganique dissous (CID) et de l'atmosphère du sol du profil AMB 6 a été mesurée au cours de l'année 2009/2010 (figure 7.5; CHRIST, 2011). À 60 cm de profondeur, le rapport isotopique δ¹³C de l'atmosphère du sol présente des valeurs situées entre -23.09 et -25.73‰ VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*; calcaire marin standard) au fil de l'année, alors que le CID (dont les espèces carbonatées sont dominées par HCO₃⁻ à pH 8.3-8.4) a une valeur moyenne de -13.83‰ ± 0.43 VPDB pendant l'été. D'après le fractionnement ε donné pour une température de 10 °C (CLARK & FRITZ, 1997), le CO₂ de l'atmosphère du sol issu de la respiration hétérotrophe est en équilibre avec le CID, ce qui indique que la majorité du carbone inorganique dissous provient de l'activité biologique du sol. En revanche, le δ¹³C des nodules de carbonate secondaire, mesuré à -7.81‰ ± 0.03 VPDB, ne semble pas à l'équilibre avec le CID. En tenant compte d'un fractionnement ε de +3‰ entre les phases CID et précipitées de CaCO₃, les carbonates secondaires devraient théoriquement présenter des valeurs de δ¹³C situées autour de -10.8‰ VPDB. Le δ¹³C mesuré dans les nodules affiche une signature isotopique plus lourde que celle attendue. Dans ce contexte, une contribution du carbone provenant des marnes en place (δ¹³C des calcaires marins entre

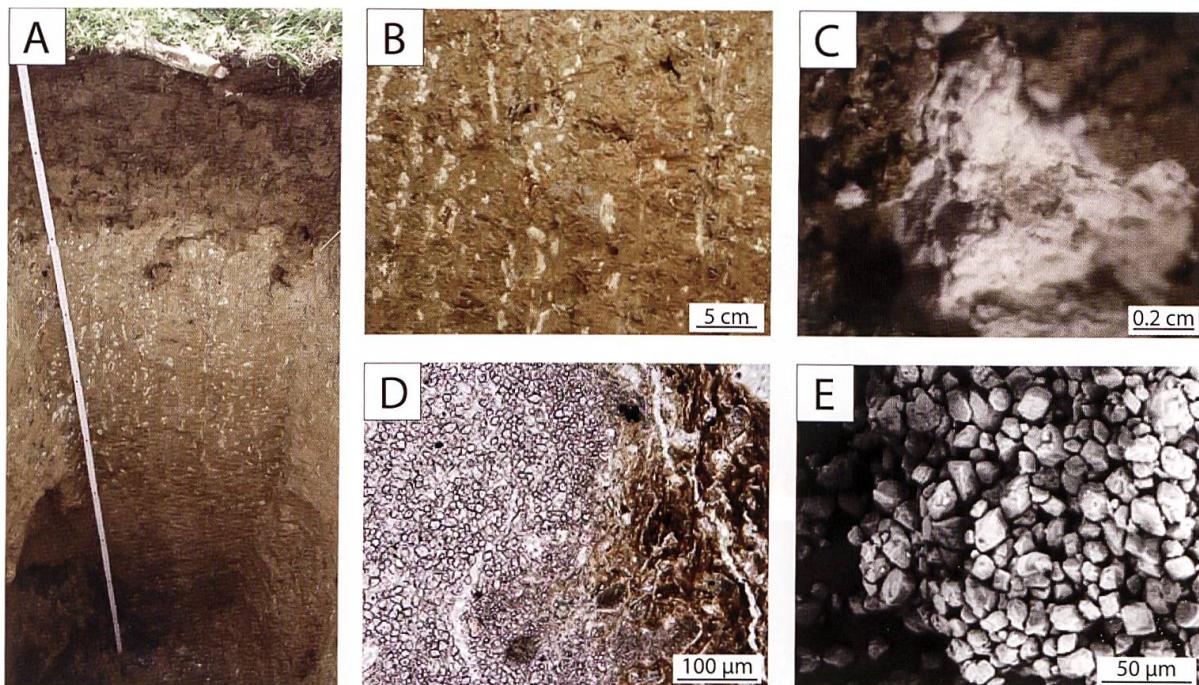


Figure 7.3. Nodules de carbonate secondaire observés dans le profil AMB 6. A) Vue générale du profil montrant le cover-bed en surface (0 à 38 cm de profondeur) nettement différencié de l'horizon d'altération des marnes IIcakg (entre 38 et 130 cm), parsemé de taches blanches constituées par les nodules de carbonate secondaire. Les horizons profonds d'altération (entre 130 et 190 cm) sont dépourvus de nodules blancs. L'ensemble repose sur les marnes grises dolomitiques d'Arzier (> 190 cm). B) Détail de l'horizon IIcakg entre 60 et 80 cm de profondeur présentant des nodules de carbonate secondaire (taches blanches) en alternance avec des taches d'oxydoréduction (taches grises et rouille). C) Nodule de carbonate secondaire d'aspect pulvérulent observé à la loupe. D) Transition entre un nodule de carbonate secondaire et la matrice du sol constituée de marnes altérées observée en lame mince (échantillon AMB6 LM3 ; 63 cm de profondeur). L'entassement des cristaux rhomboédriques de calcite forme une distribution relative g/f de type monique. Très peu d'éléments du squelette issus des marnes sont visibles dans les nodules de carbonate secondaire. E) Observation des cristaux rhomboédriques de calcite au SEM (CHRIST, 2011). Les cristaux mesurent entre 6 et 12 μm environ et constituent une microsparite.

+1.35 et +1.63‰ VPDB) peut être envisagée. Il est probable que la signature isotopique du CID (mesuré uniquement en été par CHRIST, 2011) évolue pendant l'année en fonction des mouvements de la nappe et de l'écoulement des eaux de percolation (ARAVENA *et al.*, 1992). En conséquence, les carbonates secondaires ont pu précipiter à une période où le CID présentait des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ plus élevées, influencées par la dissolution des carbonates de calcium ou de magnésium contenus dans les marnes. En effet, dans un système semi-ouvert où le DIC est influencé par le CO_2 de l'atmosphère du sol et par les processus d'altération des calcaires, la composition hydrochimique des eaux de percolation évolue rapidement au cours de leur infiltration dans le sol et en fonction des conditions climatiques (JIN *et al.*, 2009).

7.2. Les argiles minéralogiques

La transformation des phyllosilicates dans les sols des Amburnex et de Ballens est étudiée plus finement au travers des observations faites au TEM, qui permettent d'illustrer les principaux processus de l'évolution de la fraction argileuse tels que la fragmentation, l'exfoliation, l'ouverture des feuillets et la substitution des cations interfoliaires. La comparaison avec les phénomènes décrits dans des sols alpins montre que la transformation des phyllosilicates dans les sols du Jura est incomplète, principalement à cause des conditions climatiques et édaphiques non favorables à la formation active de smectite dans les sols.

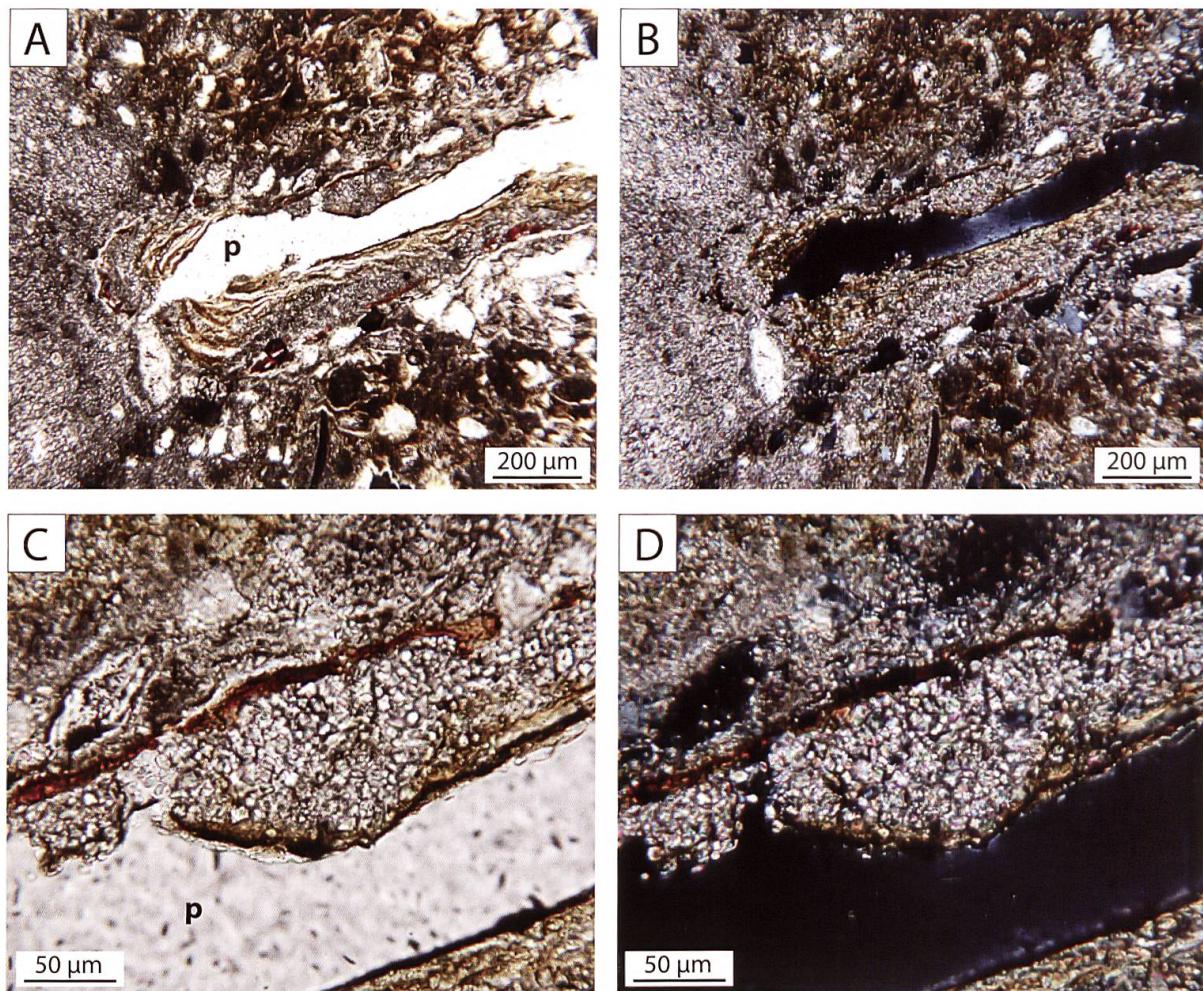


Figure 7.4. Succession de revêtements de calcite microsparitique, de fer et d'argiles dans un pore de l'échantillon AMB6 LM3 (63 cm de profondeur) observée en lame mince. p = pore. A) Pore situé à la transition entre le substrat marneux contenant de nombreux fragments de squelette (grains de quartz et de calcite) et un nodule de carbonate secondaire. Les parois du pore sont recouvertes d'une succession de revêtements de nature différente. B) Même image en XPL. Le nodule de carbonate secondaire est constitué de microsparite de calcite. Les revêtements argileux sont reconnaissables à leur extinction, bien qu'ils soient perturbés par la présence de ceux de calcite. C) Détail de A montrant le bord du pore. L'ordre chronologique de mise en place des revêtements est le suivant: i) revêtement de fer rouge-orange, ii) de calcite constituée de cristaux rhomboédriques, iii) d'argiles et iv) revêtement foncé de fer représentant la dernière phase de dépôt. D) Même image en XPL.

7.2.1. Déplacement et ouverture des feuillets

La première étape d'altération des phyllosilicates dans les sols est la microdivision des cristaux de grande taille par fragmentation physique (figure 7.6 E et F), suivie de l'exfoliation de groupes de feuillets selon les plans de dissolution préférentielle (figures 7.7 A et B et 7.8; RIGHI & MEUNIER, 1995; ROMERO *et al.*, 1992). Les petites particules ainsi formées, aux contours mal définis, se détachent ou restent adsorbées au cristal primaire (figure 7.7 C, D et E). Ces fragments subissent ensuite différents processus d'altération. La partie externe des particules est progressivement dissoute et se transforme en une phase colloïdale (gel) d'allure nuageuse (figure 7.9 D, flèche noire; ROMERO *et al.*, 1992), permettant la libération de Al et Si dans la solution du sol (SIMAS *et al.*, 2006). La partie interne des fragments qui se détachent subit quant à elle une ouverture des feuillets argileux (processus de vermiculisation; ALESSANDRIA *et al.*, 2002). Les feuillets de vermiculite ainsi formés ont un espace interfoliaire mesurant 14 Å. Cependant, la déshydratation des phyllosilicates gonflants lors des observations au TEM

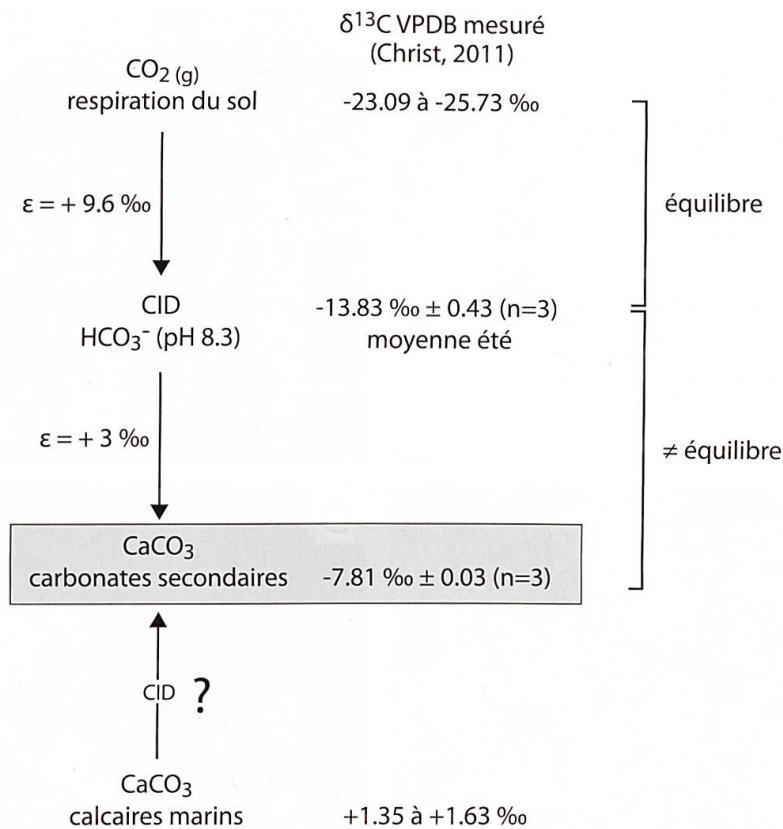


Figure 7.5. Rapport isotopique en $\delta^{13}\text{C}$ de l'atmosphère du sol et du carbone inorganique dissous (CID) dans le profil AMB 6 à 60 cm de profondeur, ainsi que des nodules de carbonate secondaire et de deux calcaires marins (adapté d'après CHRIST, 2011). Le fractionnement isotopique entre les différents compartiments est calculé pour une température de 10 °C (CLARK & FRITZ, 1997). En été, le CID est principalement influencé par la dissolution du CO_2 issu de la respiration hétérotrophe du sol. Les carbonates secondaires ne sont en revanche pas en équilibre avec les valeurs estivales en $\delta^{13}\text{C}$ du CID et pourraient avoir précipité à une autre période de l'année, où le CID serait également influencé par la dissolution des carbonates marins contenus dans les marnes.

entraîne l'effondrement de l'espace interfoliaire des vermiculites (et des smectites), qui mesure alors entre 10 et 12 Å sur les images TEM à haute résolution (*High Resolution-TEM*, HRTEM ; figures 7.7 E, 7.8 C et 7.9 D ; RIGHI & ELSASS, 1996 ; VALI & HESSE, 1992).

7.2.2. Séquence d'altération des phyllosilicates dans les sols du Jura

Les micas et les chlorites sont les principaux minéraux servant de source pour la transformation des phyllosilicates dans les sols (RIGHI *et al.*, 1993 ; ROMERO *et al.*, 1992). L'altération des plagioclases peut également fournir d'importantes quantités de micas par le processus de sérichtisation (figure 7.6 A et B ; NEUENDORF *et al.*, 2005). En revanche, les feldspaths potassiques sont très stables dans l'environnement édaphique et contribuent peu à l'évolution des phyllosilicates (ROMERO *et al.*, 1992).

La séquence d'altération des phyllosilicates en climat tempéré dans des sols alpins peut être résumée de la façon suivante (MIRABELLA & EGLI, 2003 ; RIGHI & MEUNIER, 1995 ; RIGHI *et al.*, 1993). La transformation des micas commence par le processus de vermiculisation (expansion de l'espace interfoliaire). L'ouverture irrégulière des feuillets entraîne la formation de phyllosilicates interstratifiés illite-vermiculite (IV) ou illite-smectite (IS ; ALESSANDRIA *et al.*, 2002). Les cations interfoliaires tels que K ou Mg sont substitués par des cations échangeables comme Fe^{3+} (figure 7.9 ; RICH, 1956). Des polymères hydroxy-Al ou -Fe peuvent également se consti-

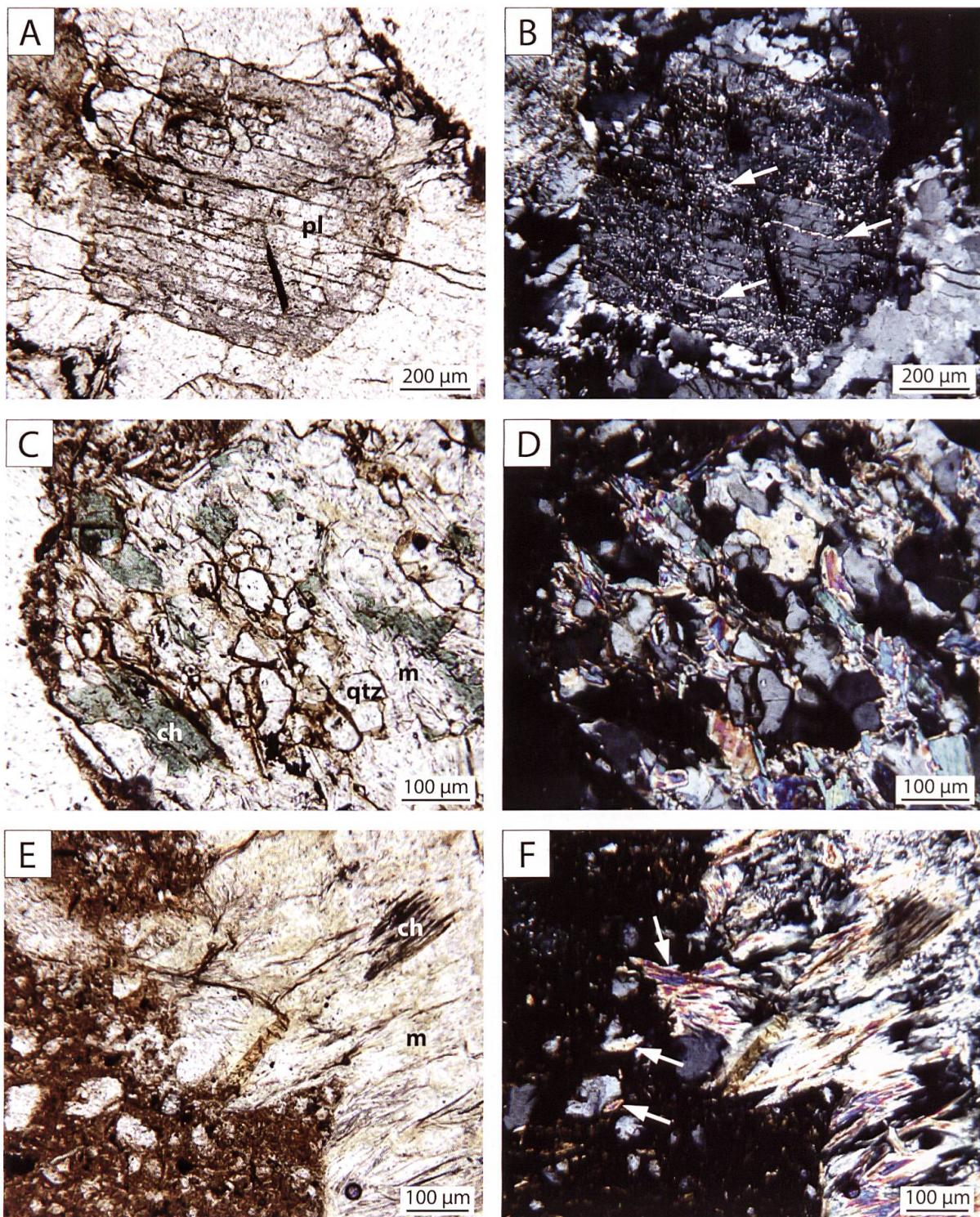


Figure 7.6. Altération de fragments de roches silicatées dans les sols de Ballens observée en lames minces. pl = plagioclase; ch = chlorite; qtz = quartz; m = mica blanc. A) Altération d'un grain de plagioclase. La dissolution suit les fissures du cristal (échantillon BAL6B LM2; 21 cm de profondeur). B) Même image en XPL montrant la formation de petites particules de micas (flèches blanches; processus de sérichtisation). L'état d'altération du plagioclase est également visible par la dégradation de son extinction caractéristique. C) Altération d'une roche contenant de la chlorite, des micas blancs et du quartz. La chlorite libère de grandes quantités de fer lors de son altération, qui forment des traces de couleur rouille dans les fissures de la roche (échantillon BAL6A LM3; 32 cm de profondeur). D) Même image en XPL. E) Grain principalement composée de micas blancs subissant une fragmentation physique dans le sol (échantillon BAL6B LM2; 21 cm de profondeur). F) Même image en XPL. Les particules de mica détachées du cristal primaire sont visibles (flèches blanches).

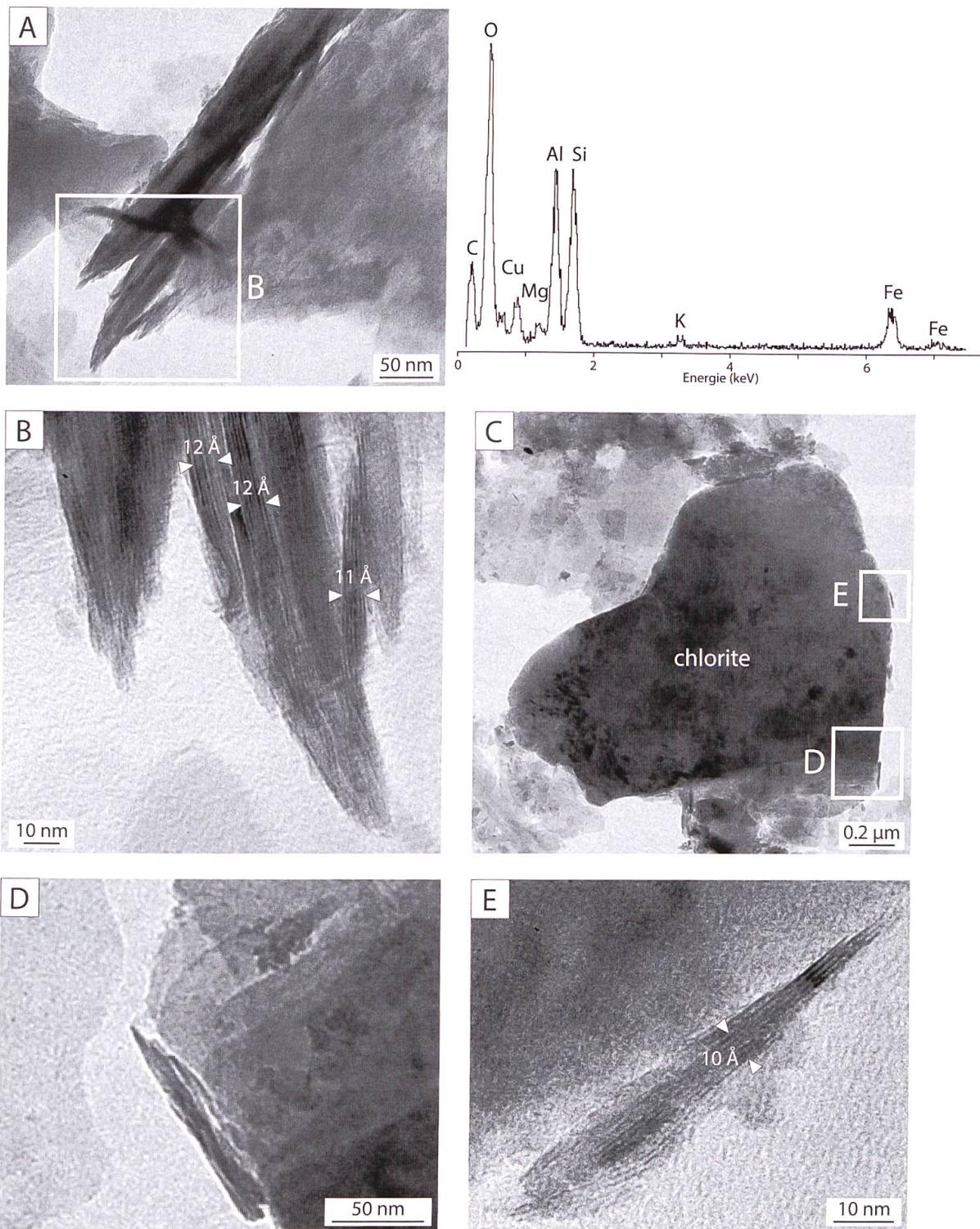


Figure 7.7. Micrographes TEM, HRTEM et composition chimique de phyllosilicates en voie de fragmentation dans les sols. L'espacement des feuillets indiqué sur les images HRTEM dans cette figure et dans les suivantes représente la moyenne donnée pour un feuillet (une bande foncée et une bande claire) calculée sur l'ensemble du faisceau indiqué entre les triangles blancs. A) Particule d'IV (?) allongée montrant le détachement de faisceaux de feuillets (échantillon BLA6A 60-80). Le spectre EDS indique la très faible proportion de potassium, probablement lixivié et en partie substitué par Fe (vermiculisation des micas). B) Détail de A en HRTEM. Les faisceaux se détachent de manière parallèle à l'orientation des feuillets. L'espace interfoliaire de 11-12 Å mesuré résulte de l'effondrement des feuillets des IV par déshydratation (RIGHI & ELSASS, 1996; VALI & HESSE, 1992). C) Particule de chlorite (échantillon BAL6A 60-80). D) Détail de C montrant un fragment détaché du cristal primaire mais restant adsorbé à la surface. E) Détail de C en HRTEM. La particule détachée est en cours d'altération et montre un espace interfoliaire correspondant à l'illite ou à la vermiculite.

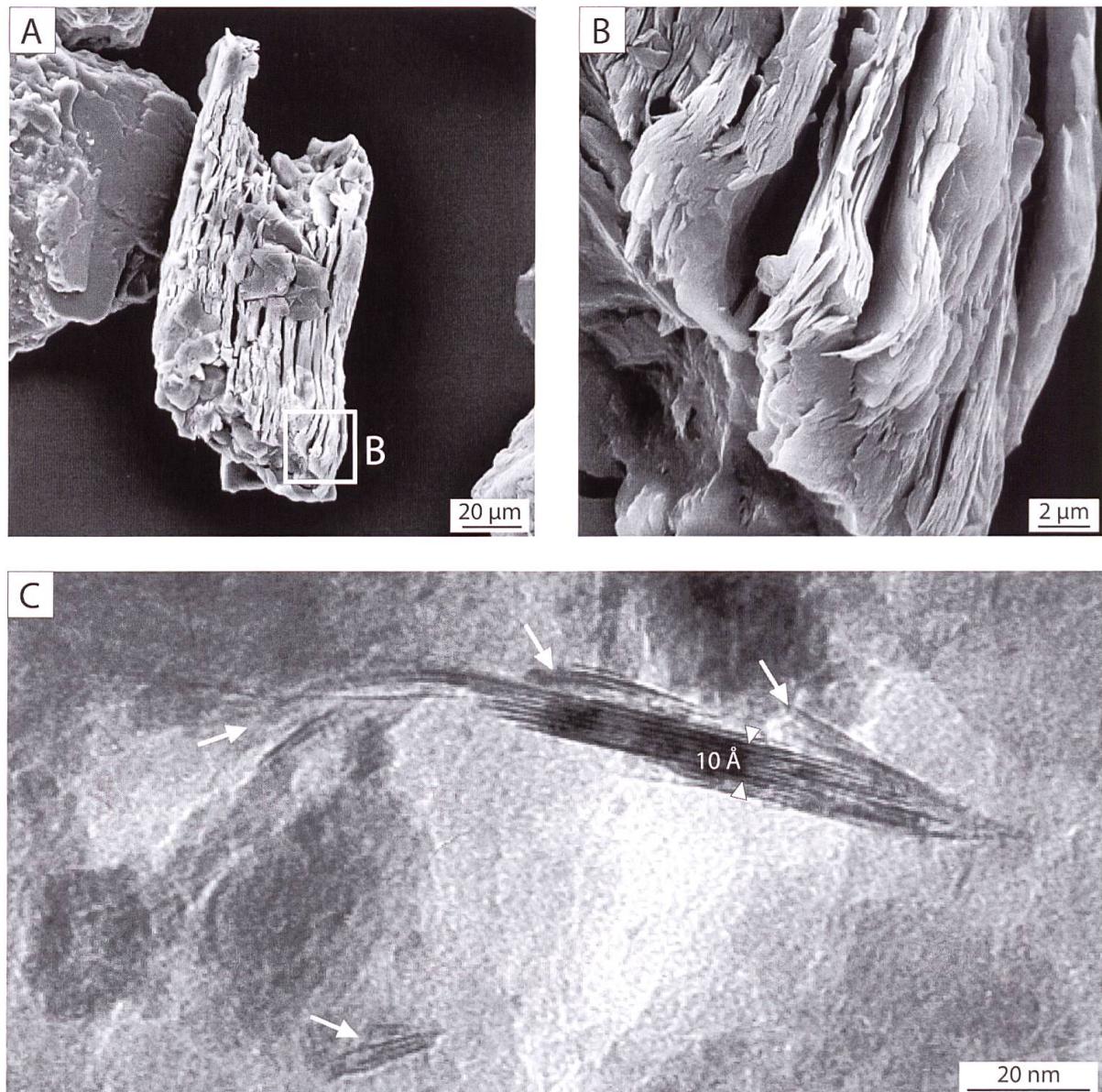


Figure 7.8. Micrographes SEM et HRTEM illustrant les processus d'ouverture des feuillets lors de l'altération des phyllosilicates dans les sols. A) Particule de mica en cours d'altération observée au SEM (échantillon BAL4B 10-20). B) Détail de A montrant l'ouverture parallèle de faisceaux de feuillets et le détachement d'écaillles du cristal primaire. C) Déstructuration d'un fragment d'IV observé au HRTEM (échantillon BAL3A 50-70). L'exfoliation suit les plans atomiques et entraîne le détachement de petits groupes de feuillets, qui montrent une ouverture de leur espace interfoliaire (flèches blanches).

tuer dans l'espace interfoliaire et les phyllosilicates ainsi formés sont des vermiculites ou micas hydroxy-interfoliaire (respectivement HIV ou HIM; RIGHI *et al.*, 1993; VELDE & MEUNIER, 2008), correspondant aux IV-Al-Fe dans la présente étude. En parallèle de la substitution des cations interfoliaires se produit la perte des cations Mg^{2+} ou Fe^{2+} dans les couches octaédriques, induisant une réduction de la charge des feuillets. Ce processus intervient également dans l'altération des chlorites, qui peuvent libérer d'importantes quantités de fer (figure 7.6 C et D). La solution du sol chargée en fer dissous reste adsorbée à la particule argileuse et favorise la précipitation d'oxy-hydroxydes de fer (ferrihydrite) sur les bords du cristal primaire, dès oxydation de la solution (figure 7.10; MURAKAMI *et al.*, 2003; ROMERO *et al.*, 1992). Le dernier stade d'évolution des phyllosilicates dans les sols alpins est la lixiviation des polymères hydroxy-Al et -Fe de l'espace interfoliaire et leur remplacement par H_2O , induisant la formation de smectites

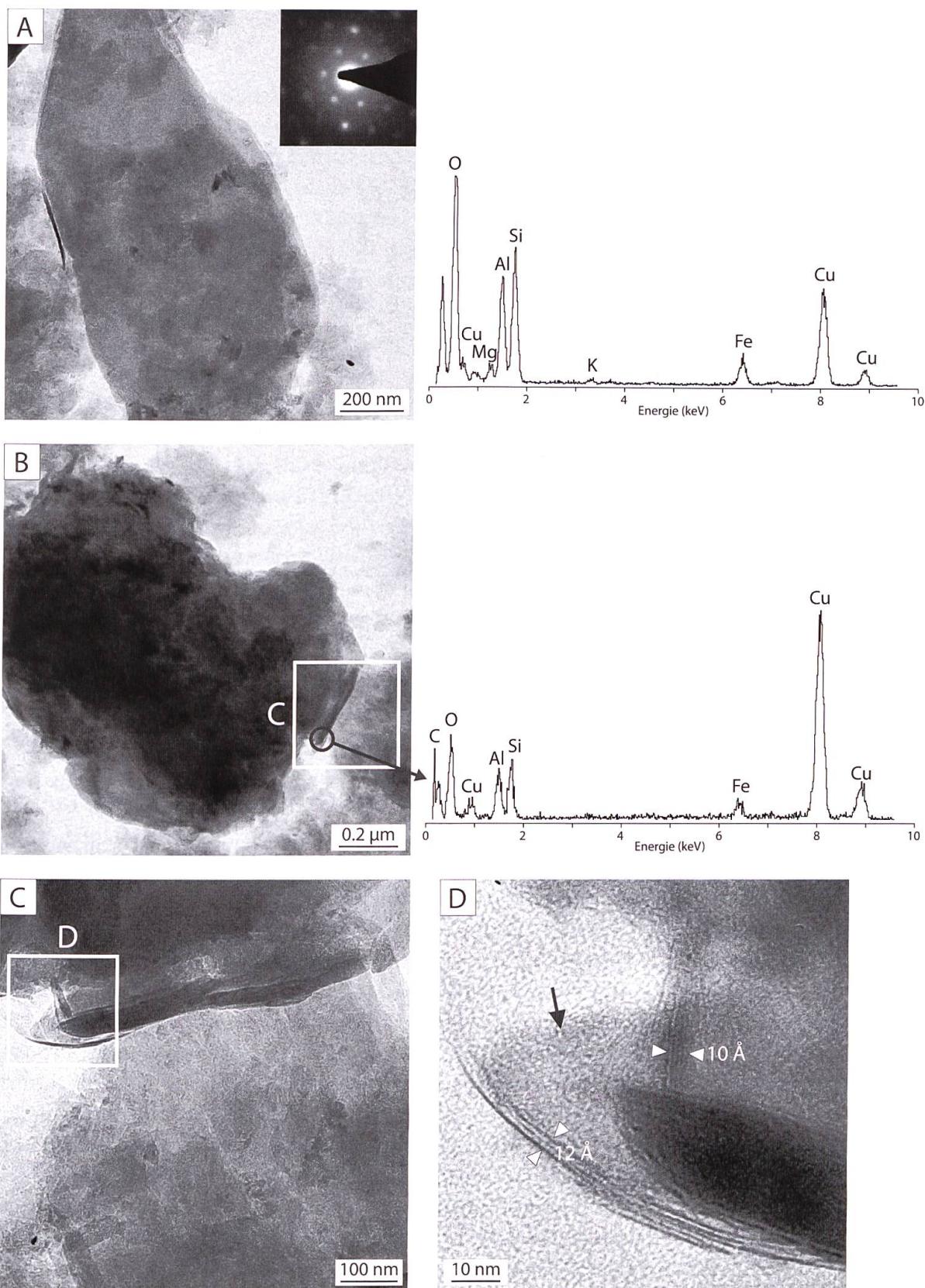


Figure 7.9. Micrographes TEM et HRTEM, micro-diffractogramme et spectres EDS de particules interstratifiées IV ou IV-Al-Fe. A) Particule encore bien structurée montrant un début de perte de cristallinité (apparition de halos en micro-diffraction électronique; échantillon BAL2 20-30). Le signal faible du K indique sa libération de l'espace interfoliaire et son remplacement par Fe. B) Autre particule provenant du même échantillon de sol. Un fragment d'IV est en train de se détacher et sa composition chimique reflète la présence de Fe comme seul cation interfoliaire. C) Détail de B montrant le fragment encore adsorbé au cristal primaire. D) Détail de C. Les faisceaux de feuillets sont désorganisés et subissent une ouverture des espaces interfoliaires. La dissolution de certaines couches argileuses entraîne la formation d'un gel colloïdal (flèche noire).

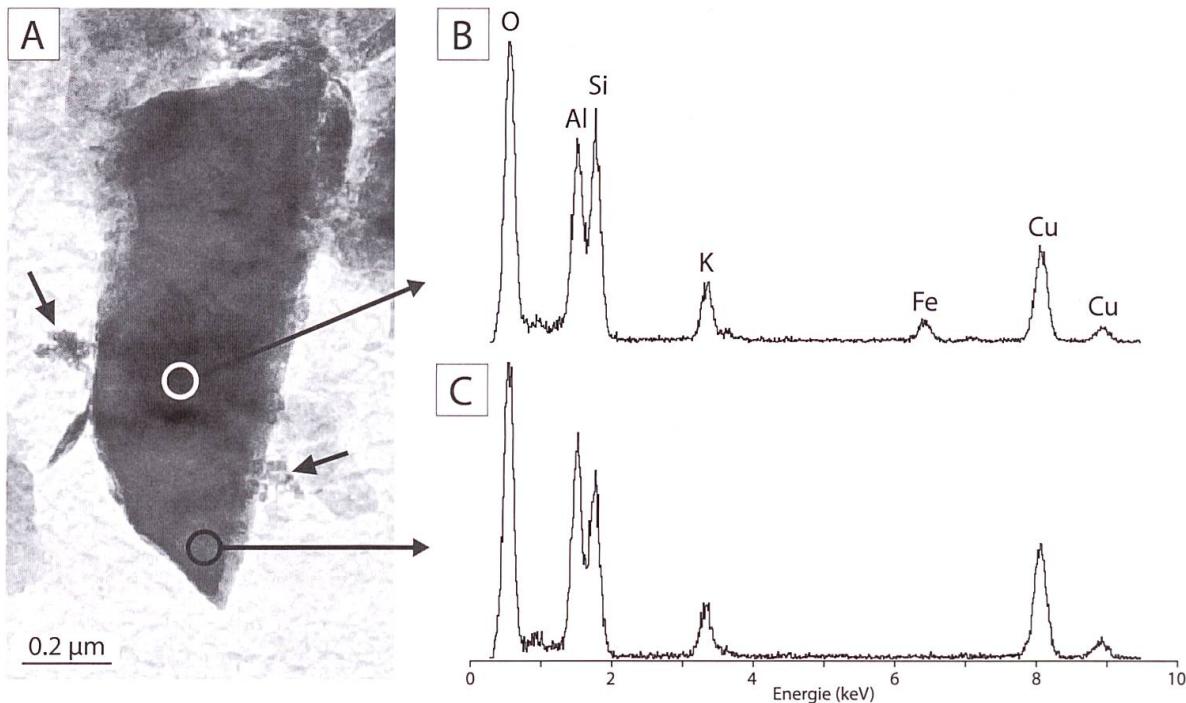


Figure 7.10. Micrographie TEM (A) et spectres EDS (B et C) d'une particule de mica provenant de l'échantillon AMB1 10-20. A la surface de la particule se forment des épitaxies d'oxy-hydroxydes de fer cryptocrystallins induisant l'apparition une zone plus sombre et diffuse. Des amas d'oxy-hydroxydes sous forme de nanocristaux sont également adsorbés à la particule de phyllosilicate (flèches noires).

pédogéniques (CARNICELLI *et al.*, 1997; MIRABELLA *et al.*, 2002; RIGHI *et al.*, 1999). La mise en place de ce processus nécessite des conditions édaphiques très acides et drainantes, ainsi que la présence d'agents organiques complexants (chélates), correspondant au phénomène de podzolisation (EGLI *et al.*, 2008; MIRABELLA & EGLI, 2003; RIGHI *et al.*, 1999). Les smectites pédogéniques sont déjà détectables dans les podzosols alpins après 3'000 ans de pédogenèse (EGLI *et al.*, 2001). Elles se différencient cependant des smectites formées par des processus hydrothermaux et héritées du substrat de par leur moins bonne cristallinité (EGLI *et al.*, 2004).

En conditions non podzolisantes où l'altération est moins agressive, les hydroxy-Al et -Fe se maintiennent dans l'espace interfoliaire et la smectite n'est pas formée. L'évolution des phyllosilicates est en conséquence bloquée au stade d'interstratifiés IV-Al-Fe (EGLI *et al.*, 2002; RIGHI *et al.*, 1993). La smectite observée dans les sols des sites d'étude présente un bon état de cristallinité (figure 4.13) témoignant de son origine héritée des substrats lithologiques. Elle est soumise aux processus de dissolution modérée ayant lieu dans les conditions édaphiques des sols étudiés et voit ses proportions diminuer entre les horizons profonds et la surface des solums (figures 4.3 et 4.4). Les micas, généralement abondants dans les matériaux autochtones, montrent également une diminution régulière vers la surface. Cette tendance indique la transformation des micas en IV et IV-Al-Fe, qui présentent quant à eux une augmentation dans les horizons superficiels. La chlorite affiche en revanche une tendance inverse à celle des micas, bien qu'elle soit soumise à des processus d'altération similaires. Dans son cas, les apports allochtones par voie éoliennes ont provoqué une augmentation de la chlorite dans les horizons de surface, alors qu'elle est pratiquement absente des substrats lithologiques. En conséquence, la distribution des formations superficielles masque actuellement l'altération pédogénique des chlorites. La kaolinite, quant à elle, est héritée des substrats lithologiques calcaires et remaniée par les moraines locales, les loess proximaux et les *cover-beds*. Elle est peu altérée dans les conditions édaphiques des sites

étudiés et est conservée dans les profils (POCHON, 1978). Pour conclure, l'évolution des phyllosilicates dans les sols des Amburnex et de Ballens converge vers la formation d'interstratifiés IV-Al-Fe, qui constituent le dernier stade d'évolution en fonction des conditions climatiques et édaphiques actuelles (POCHON, 1978). La formation de vermiculites, théoriquement possible en climat tempéré (RIGHI & MEUNIER, 1995), est perturbée par l'expansion irrégulière des feuillets argileux et la polymérisation des hydroxy-Al et -Fe dans les espaces interfoliaires. De plus, les vermiculites sont peu stables dans les sols du Jura et ne seraient pas conservées si elles se formaient, car elles représentent un stade d'évolution intermédiaire et temporaire entre les phyllosilicates primaires et les smectites (stade théorique final jamais atteint; POCHEON, 1978).

7.3. Les oxy-hydroxydes de fer

Certains sols des toposéquences étudiées ont une dynamique du fer très active, plus particulièrement au site des Amburnex. Les données minéralogiques et géochimiques, ainsi que les observations microscopiques (micromorphologie et TEM), permettent de distinguer plusieurs sources potentielles du fer dans les sols : les substrats lithologiques, les apports allochtones (löess et moraines) et des matériaux remaniés probablement hérités d'anciens sols. Le fer est ensuite redistribué dans la matrice et la solution du sol en fonction des processus d'oxydo-réduction et de pédogenèse actuels. L'hydromorphie, liée à la présence de nappes perchées temporaires ou battantes, est un des processus majeurs de remobilisation du fer dans les sols des Amburnex. Dans les deux sites d'étude, les interactions entre le fer et les phyllosilicates sont un autre phénomène primordial gouvernant les dynamiques du fer dans les sols.

7.3.1. Origine du fer dans les sols étudiés

Roches autochtones

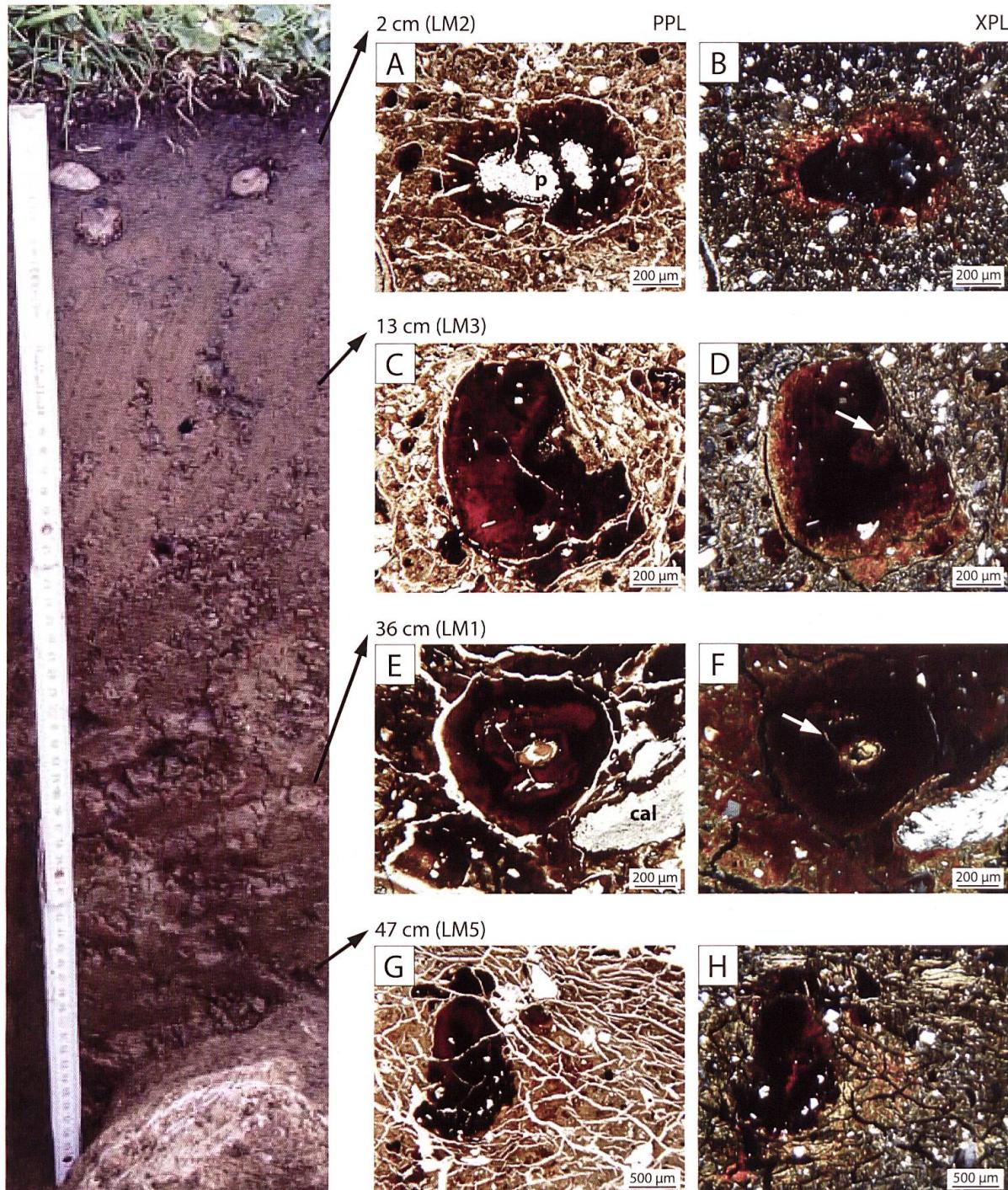
Certains calcaires contiennent d'importantes quantités de fer dans leur résidu insoluble, principalement sous forme d'oxy-hydroxydes de fer (limonite, goethite, hématite, etc.) ou de pyrite. Les roches du Kimméridgien, du Berriasiens et du Valanginien comprennent des proportions variables d'oxy-hydroxydes de fer observés en lames minces (§ 4.2.3.). Certains oxy-hydroxydes de taille micrométrique identifiés dans les roches AMB7 et AMB3.1 ont une forme en étoile (goethite) ou en granules (figure 4.15). Parmi les roches calcaires prélevées à Ballens, les échantillons BAL2-R et BAL3C-R contiennent des concentrations en fer > 10'000 ppm (annexe). Les oxy-hydroxydes de fer sont libérés dans la matrice du sol au moment de l'altération des fragments calcaires (figure 7.1 A, B, C et D) et peuvent ensuite être dissous en fonction des conditions rédoxiques et d'humidité. Les battements des nappes perchées ou les remontées par capillarité permettent de redistribuer le fer dans une partie des profils de sol, malgré le fait que la majorité des sols étudiés présentent une discontinuité lithologique entre le substrat calcaire et les horizons de surface. Le remaniement de fragments calcaires dans les *cover-beds* ou les moraines jurassiennes permettent également un apport d'oxy-hydroxydes de fer issu des matériaux calcaires dans les horizons superficiels des sols, comme en témoigne la présence d'étoiles de goethite dans le profil AMB1 entre 10 et 20 cm de profondeur.

Apports allochtones (löess et moraines)

Des grains foncés aux contours nets, constitués probablement d'hématite et mesurant environ entre 80 et 120 µm de diamètre, sont observés en lame mince dans les horizons superficiels de plusieurs sols des Amburnex (figure 7.11 A et B, flèche blanche). Ces grains ont la même

taille que les quartz observés dans le *cover-bed* (figure 4.12 C et D) et sont vraisemblablement d'origine éolienne, tout comme les sables de quartz. Les loess alpins sont également riches en chlorites ferrifères (figure 4.13 ; § 6.1.1.) pouvant libérer de grandes quantités de fer lors de leur altération. Ces mêmes minéraux se retrouvent en proportions importantes dans certaines roches cristallines des moraines alpines, de même que d'autres minéraux riches en fer tels que la magnétite (§ 4.2.4.).

AMB 7 NEOLUVISOL à caractère rédoxique



Paléosols remaniés

De gros nodules foncés et bien délimités pouvant atteindre des tailles millimétriques sont observés dans le *cover-bed* des Amburnex (figure 7.11 C et D). La quantité des grains du squelette (notamment des quartz) pris dans ces nodules de fer est significativement moindre que dans la matrice du sol, ce qui permet de les différencier des imprégnations *in situ* (figure 7.11 G et H). Ces nodules sont parfois incomplets ou fracturés, mais certains conservent la trace de la racine autour de laquelle ils se sont formés (figure 7.11 C et D). Ce sont de toute évidence de gros nodules d'oxy-hydroxydes de fer formés dans les sols, mais ayant subi des remaniements ultérieurs à leur formation. Par endroits, des revêtements argileux se développent actuellement dans les fissures à l'intérieur des nodules d'oxy-hydroxydes de fer (figure 7.11 E et F, flèche blanche). Des nodules similaires composés d'hématite ont été décrits dans des sols situés dans le nord-ouest du massif du Jura et sont vraisemblablement hérités d'une pédogenèse antérieure à la dernière phase glaciaire (GAIFFE & KÜBLER, 1992).

7.3.2. Redistribution et dynamiques du fer dans les sols

Processus liés à l'hydromorphie

Au site des Amburnex, la présence de bancs marneux dans les niveaux du Berriasien, du Valanginien et de l'Hauterivien permet la formation de nappes perchées temporaires dans les sols (notamment dans les profils sur marne AMB 4, 5, 6 et 8B et le profil AMB 7 en bordure des marnes d'Arzier). Les processus de solubilisation et de précipitation des oxydes de fer en fonction des conditions rédoxiques entraînent la redistribution du fer selon les battements de la nappe, formant des imprégnations de la matrice du sol le long des fissures et des hypo-revêtements autour de la porosité (STOOPS *et al.*, 2010). Dans le profil AMB 7, la réorganisation du fer entraîne la formation de zones de déplétion et d'imprégnation visibles dans le profil à l'échelle macroscopique (figure 7.11, photo du profil). Observées en lames minces, ces redistributions forment des imprégnations aux contours mal définis incluant des grains du squelette en proportion similaire à celle de la matrice du sol (figure 7.11 E, F, G et H). Certains de ces grains, constitués de chlorite, de mica ou de plagioclase, semblent ainsi protégés de l'altération

Figure 7.11. Dynamique du fer dans le profil AMB 7 observée en lames minces, en fonction de la profondeur. p = pore; cal = calcédoine. A) Hypo-revêtements d'oxy-hydroxydes de fer autour d'une ancienne racine. Quelques couches de cellules « fossilisées » par les oxy-hydroxydes de fer sont encore visibles autour du pore. Dans la matrice du sol, des grains d'oxy-hydroxydes de fer d'origine éoliennes (flèche blanche) ont des tailles comparables à celles des grains de quartz. B) Revêtement et hypo-revêtement autour du pore laissé par la racine, entourés par une zone de déplétion de la matrice du sol. C) Gros nodule d'oxy-hydroxydes de fer hérité d'un ancien sol se différenciant de la matrice du sol actuel par leurs contenus respectifs en éléments du squelette. Le nodule a été fragmenté et la trace de la racine, autrefois située au centre du nodule, est toujours visible. La matrice du sol alentour contient des grains de quartz et d'oxy-hydroxydes de fer éoliens d'environ 100 µm de diamètre. D) Le nodule incomplet montre une organisation lamellaire concentrique des imprégnations. Un revêtement argileux est visible dans le pore laissé par la racine (flèche blanche) et est dû à la pédogenèse actuelle. L'assemblage de biréfringence de la matrice du sol est granostrifié. E) Nodule hérité d'un paléosol montrant des zonations et ne comprenant pas d'éléments du squelette. Autour du nodule, la matrice du sol est fortement imprégnée d'oxy-hydroxydes de fer (processus actuel *in situ*) qui intègrent les éléments du squelette tels qu'un fragment de calcédoine. F) Des revêtements argileux (flèche blanche) se développent dans les fissures et le pore central du nodule. La matrice du sol montre quant à elle une imprégnation irrégulière en oxy-hydroxydes de fer (quasi-revêtements). G) Nodules de fer très foncés probablement en partie hérités et en partie formés *in situ*. La matrice argileuse du sol a été détruite lors de la réalisation des lames (fissuration). H) Le plus gros nodule présente une zonation interne. La matrice du sol est imprégnée d'oxy-hydroxydes de fer au voisinage des nodules. Des revêtements argileux sont visibles sur le haut de l'image.

par la gangue d'oxy-hydroxydes de fer. La composition des grains pris dans les imprégnations indique que les précipitations d'oxy-hydroxydes de fer se sont formées *in situ*, ultérieurement au dépôt des loess (GAIFFE & KÜBLER, 1992) et à la mise en place du *cover-bed*. En revanche, certains gros nodules hérités de paléosols sont tout de même conservés dans les horizons issus du *cover-bed*, étant probablement plus résistants que les grains d'origine éolienne ou que les oxy-hydroxydes de fer libérés lors de l'altération du substrat calcaire (figure 7.11 E, F, G et H).

Dans les horizons de surface de certains sols, les taches d'oxydoréduction traduisent la présence d'une mince nappe temporaire liée à la compaction du sol par le piétinement du bétail. Les oxy-hydroxydes de fer hérités sont en partie altérés et des zones de déplétion apparaissent dans la matrice du sol. Les nombreuses racines présentes exercent une succion sur la solution du sol et conduisent à des concentrations du fer dissous, qui précipite ensuite sous forme d'hyporevêtements autour des racines lors des phases d'oxydation (figure 7.11 A et B). Une fois la racine morte, l'arrivée facilitée de l'oxygène dans la porosité peut provoquer une précipitation accrue des oxy-hydroxydes de fer et une « fossilisation » des tissus végétaux encore présents (figure 7.11 A).

Processus liés aux phyllosilicates

L'altération des chlorites ferrifères contenues dans les loess alpins ou les moraines cristallines est également une source de fer dans les sols (figure 7.6 C et D). La redistribution du fer à l'échelle nanométrique entraîne la précipitation d'épitaxies d'oxy-hydroxydes adsorbés aux phyllosilicates (figure 7.10), illustrant le processus de brunification. Les oxy-hydroxydes de fer ainsi formés constituent généralement des amas cryptocrystallins à nanocrystallins (ferrihydrite ; figure 4.15). Dans le cas où les argiles sont lessivées dans le profil de sol (processus d'illuviation), les oxy-hydroxydes de fer adsorbés migrent avec les phyllosilicates. L'accumulation des particules argileuses dans les horizons profonds entraîne la formation de revêtements ferri-argileux dans la porosité du sol (figure 4.8 E et F). Les ions Fe^{2+} en solution peuvent également s'introduire dans les espaces interfoliaires des phyllosilicates de type IV ou IV-Al-Fe et former des polymères hydroxy-Fe (figure 7.9).

L'observation de revêtements argileux et d'imprégnations de la matrice du sol par les oxy-hydroxydes de fer suggère que les processus de redistribution du fer et de lessivage des argiles sont deux processus actuellement actifs dans les sols des Amburnex. Cependant, les mécanismes gouvernant la dynamique du fer et de l'illuviation sont fondamentalement différents (engorgement temporaire versus infiltration de l'eau). La présence de revêtements argileux dans la porosité de certains nodules d'oxy-hydroxydes de fer (figure 7.11 D et F) indique une chronologie de mise en place de ces traits pédologiques. En conséquence, les deux processus alternent probablement au cours des saisons, en fonction des dynamiques hydriques du sol et de l'écoulement de l'eau le long du versant. Cependant, il est possible qu'à l'échelle de la porosité du sol, les processus se succèdent dans le temps de la manière suivante : i) une radicelle vivante exerce une succion sur la solution du sol, ce qui entraîne l'imprégnation concentrique de la matrice du sol en oxy-hydroxydes de fer, voire la formation de revêtements d'oxy-hydroxydes de fer, ii) la radicelle meurt et est dégradée, et iii) le pore ainsi créé est utilisé pour l'écoulement préférentiel des eaux de percolation, un revêtement argileux se formant alors le long des parois (figure 4.10 A et B). Selon cette hypothèse, la taille des pores (microporosité de la matrice du sol et macroporosité créée par la racine) serait décisive pour expliquer la mise en place consécutive des deux processus considérés, en accord avec la variation saisonnière du régime hydrique.