

État de la recherche

Objekttyp: **Chapter**

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

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

PDF erstellt am: **30.06.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

CHAPITRE 2. ÉTAT DE LA RECHERCHE

2.1. Contexte général du Jura

2.1.1. Géologie, géomorphologie et histoire quaternaire

Localisation

La chaîne du Jura est située en Europe et se partage entre la France, l'Allemagne et la Suisse (figure 2.1). Le massif, orienté SE-NO, mesure environ 350 km de long et 70 km de large au maximum, soit entre Neuchâtel et Besançon. Le point culminant de la chaîne atteint 1 718 m d'altitude au Crêt de la Neige (France).

Formation des roches

Le Jura est composé de roches sédimentaires du Trias, du Jurassique et du Crétacé, reposant sur le socle cristallin. Au Trias (251-200 Ma; ICS, 2010), des niveaux gréseux, salins, gypseux et marneux dolomitiques furent déposés sur le socle hercynien suite à une transgression marine, suivie d'une régression accompagnée d'épisodes évaporitiques. Le Jurassique (200-146 Ma) et le Crétacé (146-66 Ma) connurent une alternance de sédimentation de plateforme carbonatée et de bassin plus profond, influencée par le mouvement des continents et les différentes phases de transgression et de régression de l'océan Thétyx. En fonction de l'apport détritique continental et de l'environnement de dépôt (eaux profondes, eaux peu profondes, lagon, récif, etc.), des calcaires, des marno-calcaires ou des marnes sédimentèrent en couches successives au fond de l'eau.

Au cours du Crétacé supérieur (env. 90 Ma), l'émersion des futures montagnes jurassiennes provoqua l'arrêt de la sédimentation marine et permit le développement d'altérites et de sols sous l'influence du climat tropical régnant à l'époque. Les périodes du Paléocène (66-56 Ma) et de l'Éocène (56-34 Ma) qui suivirent furent marquées par une intense érosion continentale. L'érosion physique et les processus karstiques se développèrent dans les calcaires du Crétacé et du Jurassique (AUBERT, 1975), alors que le soulèvement généralisé de la région débutait sous la poussée des Alpes en formation.

Plissement du Jura

L'orogénèse alpine se produisit à l'Oligocène (34-23 Ma) et au Miocène (23-5 Ma), engendrée par la subduction de la plaque européenne sous la plaque africaine. L'érosion de la chaîne naissante engendra quantité de sédiments qui s'accumulèrent sous forme de molasse dans une mer peu profonde couvrant l'actuel Plateau suisse. La surrection du Jura au Miocène supérieur (dès 11 Ma) et au Pliocène (5-2.6 Ma) peut être considérée comme une conséquence de l'orogénèse alpine. La poussée provenant de la collision avec la plaque africaine se transmet au travers du bassin molassique helvétique et provoqua le décollement de la série stratigraphique des couches sédimentaires, essentiellement au niveau des roches évaporitiques du Trias. La couverture des roches calcaires se plissa de façon perpendiculaire à la poussée. La compression inégale du massif (plus forte dans la partie centrale qu'aux extrémités) induisit la forme arquée du Jura (BICHET & CAMPY, 2009).

Érosion et géomorphologie

La morphologie actuelle du Jura distingue deux zones : la partie interne à l'est et la partie externe à l'ouest. La zone interne, où le plissement fut le plus important, est également appelée Haute Chaîne ou Jura plissé. Elle est composée d'une alternance d'anticlinaux et de synclinaux, dont certains sont en partie remplis par de la molasse tertiaire restée prisonnière lors du plissement

(AUBERT, 1975). Dans la partie externe, la déformation fut moins intense et des zones entières de la couverture sédimentaire furent conservées par endroits, induisant une morphologie de plateaux (Jura tabulaire ou zone des plateaux ; AUBERT, 1965).

Durant toute la durée du plissement, des réseaux de failles se créèrent sous l'action des fortes pressions à l'œuvre. Ces zones de faiblesse de la roche servirent de passage préférentiel pour l'écoulement de l'eau. De par son acidité due à la présence de gaz carbonique dissous, l'eau de ruissellement provoqua la dissolution du carbonate de calcium. L'érosion karstique modifia le relief jurassien aussi bien en surface qu'en profondeur, provoquant l'apparition de dolines, de lapiés, de grottes et de gouffres (AUBERT, 1969). À l'érosion chimique s'ajouta l'érosion physique, qui induisit la fissuration et le démantèlement des calcaires sous l'action du gel (PANCZA, 1979), de la végétation, du ruissellement concentré de l'eau, etc.

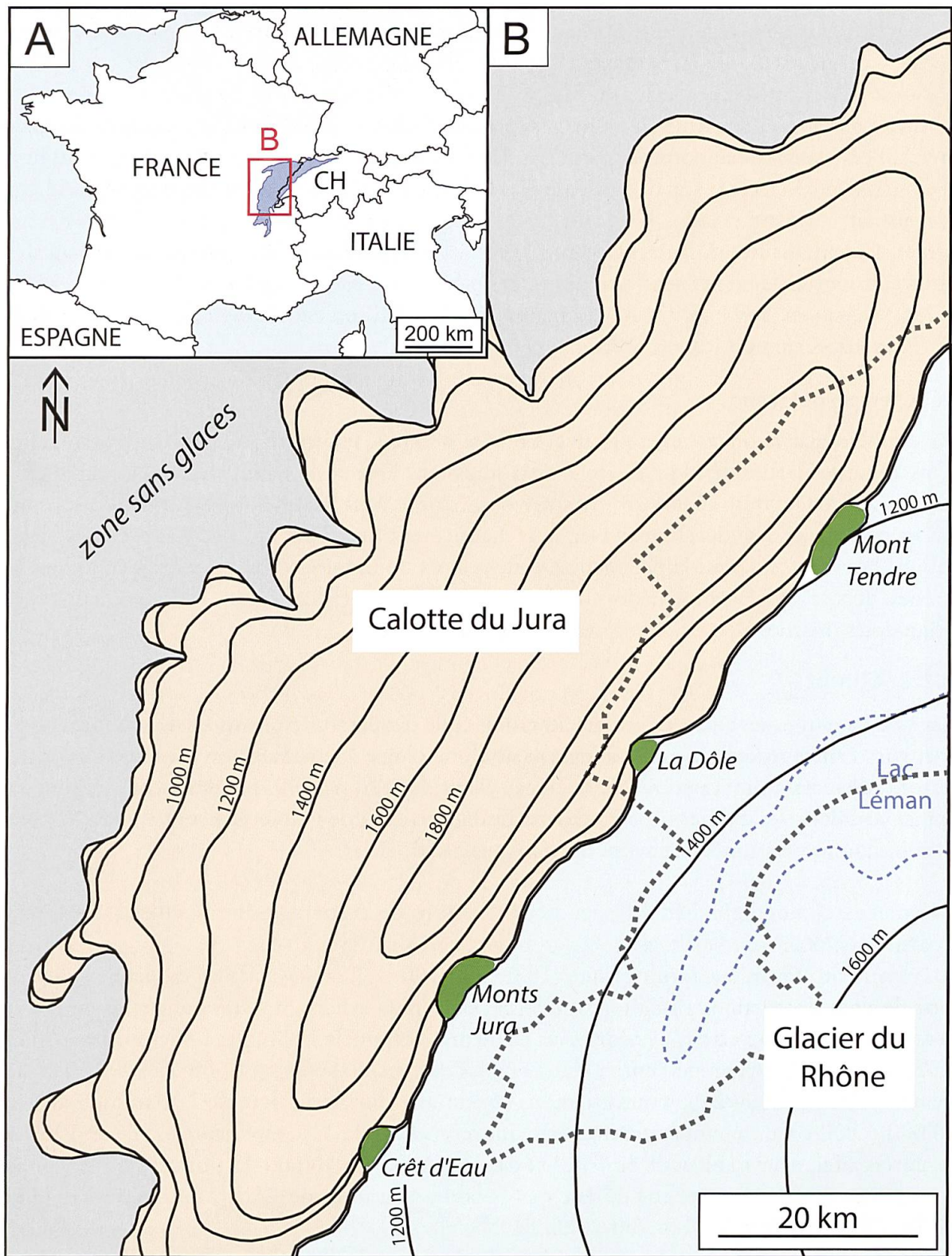
En conséquence, les roches sédimentaires subirent une érosion différentielle en fonction de leur composition chimique (calcaires durs, marnes), de leur degré de fracturation et de leur disposition dans l'espace. Les roches meubles comme les marnes, plus friables, furent érodées plus facilement que les calcaires massifs. Le résultat de cette altération est visible dans le paysage actuel, où la présence de marnes est souvent révélée par une dépression, alors que les calcaires durs affleurent sur les crêtes jurassiennes.

Glaciations du Quaternaire

Le Quaternaire (dès 2.6 Ma) est caractérisé par une série de dégradations climatiques, marquées par des cycles de glaciations généralisées dans l'hémisphère nord. Dans les Alpes, quatre principaux épisodes ont été décrits : Gunz, Mindell, Riss et Würm. Peu de traces laissées par les deux glaciations les plus anciennes sont encore visibles et il est difficile d'estimer leur envergure et le recouvrement des glaciers. En revanche, lors des deux dernières glaciations, le massif du Jura était partiellement recouvert de glaces. Ces périodes de rhexistasie étaient marquées par une très forte érosion mécanique, due à l'action des glaciers et des processus périglaciaires. Durant les périodes interglaciaires, l'érosion fluviatile et karstique modelait les sédiments abandonnés par les glaciers (moraines, sédiments fluvio-glaciaires, dépôts de grèzes, etc.), ainsi que les bancs calcaires mis à nu.

Durant l'avant-dernière glaciation du Riss (environ 300'000-120'000 BP), les glaciers étaient plus puissants que lors du Würm et recouvraient entièrement le massif du Jura. Une calotte de glace jurassienne coiffait la partie centrale du Jura, où les sommets sont les plus élevés, et s'étendait vers l'ouest jusqu'à la dépression bressane. Au nord et au sud de la calotte jurassienne, l'altitude plus basse du relief a permis à des lobes de glace alpine de franchir le massif du Jura (CAMPY, 1992). Les moraines retrouvées à ces endroits sont composées d'un mélange de roches d'origine alpine (silicates et calcaires) et de roches d'origine jurassienne (calcaires uniquement).

La dernière glaciation du Würm (Pléniglaciaire, environ 80'000-18'000 BP) a fortement remanié les dépôts morainiques antérieurs (CAMPY & RICHARD, 1988). Cependant, l'étendue des glaciers était moindre et le front des moraines externes au nord-ouest du massif jurassien est situé entre 10 et 30 km en retrait de celles du Riss (BICHET & CAMPY, 2009). Cette fois également, des glaciers locaux se sont formés dans les vallées jurassiennes et se sont rassemblés en une calotte centrée sur la vallée de Joux (figure 2.1 ; AUBERT, 1943, 1965 ; LAGOTALA, 1920). Cette masse de glace recouvrait la première chaîne du Jura à l'est, à l'exception de quelques sommets émergés (ARN & CAMPY, 1990), et débordait par endroits en direction du Plateau suisse (ARN, 1984 ; AUBERT, 1965 ; CAMPY, 1992). Elle rencontrait le glacier alpin au pied sud-est du Jura à une altitude située entre 1000 et 1200 m (ARN & CAMPY, 1990 ; DU PASQUIER, 1892). À la fin de la glaciation, le retrait des glaciers alpins en direction du Plateau suisse permit aux langues de




- | | | | |
|---|------------------|---|------------------------------------|
|  | Glacier du Jura |  | Frontière actuelle Suisse - France |
|  | Glacier du Rhône |  | Limites actuelles du Lac Léman |
|  | Nunataks | | |

Figure 2.1. (A) Localisation du massif du Jura en Europe. (B) Représentation schématique des glaciers du Rhône et du Jura pendant le dernier maximum glaciaire (LGM, last glacial maximum; modifié d'après BICHET & CAMPY, 2009).

glace jurassiennes une légère ré-avancée, avant de fondre à leur tour (ARN, 1984; ARN & CAMPY, 1990; COUTTERAND, 2010; SCHARDT, 1902).

Sur le Plateau suisse, le glacier du Rhône, en se retirant, abandonna de grandes plaines couvertes de moraine et de farine glaciaire. Les vents catabatiques descendant des glaciers alpins balayèrent ces plaines et emportèrent de la poussière, qui se déposa sur les premières crêtes du Jura (POCHON, 1973, 1978). Les dépôts éoliens, ou loess, formèrent une couche d'environ 45 cm d'épaisseur (AUBERT *et al.*, 1979), qui fut ensuite érodée ou redistribuée. Les loess restèrent piégés dans les fissures du karst (POCHON, 1978), s'accumulèrent dans des cuvettes ou sur des replats, furent mélangés et soliflués le long des pentes sous forme de *cover-beds* (définition voir § 2.3.3.; KLEBER, 1992, 1997; MAILÄNDER & VEIT, 2001), ou encore incorporés aux moraines calcaires jurassiennes (GUENAT, 1987).

Pédogenèse holocène

La dernière glaciation a provoqué une « remise à zéro » présumée du paysage pédologique dans toute la partie méridionale du massif jurassien. Depuis le début de la déglaciation au Tardiglaciaire (environ 18'000 BP; MAGNY *et al.*, 2003; VAN VLIET-LANOË, 2005), les sols ont pu recommencer à se développer avec le réchauffement du climat et l'installation de la végétation. Les substrats pour la pédogenèse étaient alors nombreux et variés: moraines alpines et locales, dépôts périglaciaires, dépôts fluvio-glaciaires, dépôts ruisselés, loess, calcaires dénudés et fragmentés, marnes altérées, etc.

2.1.2. Climat

Les valeurs moyennes annuelles de précipitation et de température sont issues des données fournies par l'Office fédéral de météorologie et de climatologie MétéoSuisse (www.meteosuisse.ch) et sont calculées pour la période de référence allant de 1961 à 1990. Les dates caractérisant les transitions entre les différentes périodes du Tardiglaciaire et de l'Holocène sont approximatives et sont données en années calibrées BP (COUTTERAND, 2010).

Références bibliographiques utilisées pour l'écriture de ce paragraphe: GAUTHIER, 2004; VAN VLIET-LANOË, 2005.

À la sortie du Würm, au Tardiglaciaire (18'000-11'500 BP), la déglaciation eut lieu en suivant une série de fluctuations climatiques. Des périodes plus froides (le Dryas ancien et le Dryas récent) alternèrent avec des périodes plus clémentes comme le Bølling et l'Allerød. Les conditions s'améliorèrent lors de l'entrée dans l'Holocène, au Préboréal (11'500-10'000 BP) et au Boréal (10'000-8'000 BP), pour atteindre l'optimum climatique lors de l'Atlantique ancien (8'000-6'800 BP). La température terrestre moyenne était de 2 °C supérieure à celle de 1960 et les forêts atteignaient l'altitude de 2 500 m dans les Alpes (VAN VLIET-LANOË, 2005). Le climat se refroidit ensuite légèrement durant des périodes suivantes de l'Atlantique récent (6'000-4'700 BP) et du Subboréal (4'700-2'700 BP).

Le climat jurassien actuel (période du Subatlantique 2'700-0 BP) subit les influences de deux courants climatiques distincts: le climat océanique provenant de l'Atlantique à l'ouest et le climat semi-continentale provenant de l'est. En fonction de la direction du vent, l'un ou l'autre des deux courants influence les conditions locales, même si l'emprise des vents océaniques reste généralement prépondérante (RICHARD, 1961). Le climat est considéré comme étant humide et tempéré froid, influencé par de forts contrastes thermiques saisonniers (AUBERT, 1969; PANCSA, 1979). Les précipitations sont abondantes dans la plupart des régions. La moyenne annuelle des précipitations se situe aux alentours de 950 mm au pied

sud-est du Jura (Neuchâtel, Nyon), et entre 1400 et 1900 mm sur les sommets (Chasseral, 1599 m d'altitude; La Dôle, 1670 m). Les précipitations sont plus importantes que l'évapotranspiration potentielle, ce qui favorise les processus de lessivage et de lixiviation dans les sols (HAVLICEK, 1999; POUCHON, 1978), ainsi que les phénomènes de dissolution de la roche calcaire (AUBERT, 1969).

La température moyenne annuelle du massif jurassien se situe entre 7 et 8 °C (JAMAGNE, 2011). La variation des températures en fonction de l'altitude induit des moyennes annuelles d'environ 9 °C au pied du Jura (Neuchâtel, Nyon) et autour de 3 °C aux sommets (Chasseral, La Dôle). La température de l'air est fortement influencée par le vent, notamment sur les crêtes (PANCZA, 1979). Dans certaines vallées fermées, telles La Brévine ou les Ponts-de-Martel, l'effet du relief local entraîne la stagnation des masses d'air en hiver et des températures allant jusqu'à -41.8 °C ont été mesurées ponctuellement (La Brévine, 1048 m d'altitude, 12 janvier 1987; www.meteosuisse.ch, consulté le 19.03.2012).

2.1.3. Végétation

Références: GAUTHIER, 2004; MAGNY et al., 2003; BLANT, 2001.

L'évolution de la végétation depuis la dernière glaciation a suivi de près les fluctuations climatiques. Les premières steppes à arbustes nains s'implantèrent au Tardiglaciaire, lors du Dryas ancien (18'000-14'500 BP). Des formations à genévrier, bouleau, pin et saule purent se développer durant le Bølling et l'Allerød, suivies d'une nouvelle période dominée par les steppes lors du refroidissement du Dryas récent (12'600-11'500 BP). L'amélioration climatique générale du Préboréal puis du Boréal permit le développement de forêts de pin et de formations à noisetier. Lors de l'optimum climatique de l'Atlantique ancien, des chênaies mixtes purent s'installer. Les premières activités agropastorales furent également détectées à cette époque. Le léger refroidissement de l'Atlantique récent et du Subboréal causa la régression de la chênaie mixte au profit des forêts de hêtre, sapin et épicéa. Depuis la période du Subatlantique, les activités humaines ont de plus en plus fortement modifié la répartition de la végétation. Le déboisement fut important à partir du Moyen-Âge (HAVLICEK, 1999) et l'exploitation intensive des forêts dura jusqu'au XVIII^e siècle avec la fabrication de charbon de bois (ARNET *et al.*, 2007). Les crêtes du Jura étaient alors presque entièrement déboisées, si bien qu'en 1755 fut déclarée la première ordonnance forestale dont le but était de protéger et revitaliser la forêt. Depuis cette époque, la forêt regagne lentement du terrain.

Aujourd'hui, le massif jurassien est recouvert d'une mosaïque de milieux (pâturages boisés, forêts, prairies, zones marécageuses, etc.) qui se répartissent en fonction du type de substrat calcaire ou cristallin (RICHARD, 1961), du climat et de l'impact anthropique. Les zones fertiles aux sols profonds et drainant sont majoritairement exploitées pour les activités agropastorales. Le pâturage boisé, typiquement jurassien, occupe presque un tiers de la surface du Jura au-dessus de 1'200 m (GALLANDAT *et al.*, 1995; HAVLICEK, 1999). Les forêts sont quant à elles souvent reléguées aux versants raides, aux lapiés et autres zones aux sols minces ou caillouteux. Elles se différencient en fonction des étages bioclimatiques, variant avec l'altitude et l'exposition (GALLANDAT *et al.*, 1995). À l'étage montagnard (650 à 1'300 m), les hêtraies-chênaies thermophiles présentes dans la partie inférieure de l'étage font place à la hêtraie-sapinière dans la partie supérieure. Le sapin blanc (*Abies alba*), le hêtre (*Fagus sylvatica*) et l'épicéa (*Picea abies*) sont les essences dominantes. Au-dessus de 1'300 m, l'étage subalpin est constitué d'un mélange de hêtraie à érable, de pessière subalpine et de mégaphorbiaies. Finalement, sur les substrats imperméables composés de marnes ou de dépôts lacustres ou morainiques, une végétation de marais peut se développer sur des sols hydromorphes.

2.2. Sols et pédogenèses

2.2.1. Sous l'influence des assises carbonatées

La composition et la structure des roches carbonatées composant la majeure partie des séries géologiques du Jura varient entre les bancs sédimentaires. En conséquence, l'influence des calcaires sur le développement des sols se manifeste de manière inégale. L'intensité de l'altération physique de la roche varie en fonction du degré de fracturation des bancs et de leur composition minéralogique. L'altération chimique, quant à elle, provoque la dissolution du carbonate de calcium (ou de magnésium) et la libération de la fraction résiduelle. La haute teneur en calcite contenue dans les roches jurassiennes influence fortement la pédogenèse, notamment par l'effet tampon des carbonates et la présence des ions Ca^{2+} en solution. Les sols se développant sur un substrat carbonaté vont avoir tendance à suivre des processus d'évolution similaires : décarbonatation, décalcification, brunification et éventuellement lessivage des argiles.

Composition des roches carbonatées

Les roches carbonatées sont composées d'une fraction résiduelle (résidu insoluble – RI – ou résidu d'altération) prise dans une matrice de carbonate de calcium et/ou de magnésium (dolomite). La proportion entre ces deux fractions varie en fonction des bancs calcaires. Les calcaires purs comme ceux du Kimmeridgien ou du Séquanien sont composés de plus de 95 % de calcite (MICHALET, 1982), alors que les marnes peuvent contenir jusqu'à 50 % de résidu insoluble, composé principalement de phyllosilicates, de quartz, d'oxy-hydroxydes de fer et de matière organique (POCHON, 1978 ; GAIFFE & BRUCKERT, 1991).

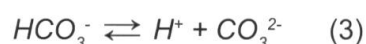
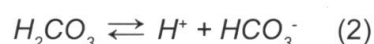
Altération physique

Le degré de fracturation des roches calcaires est fonction de la qualité et de la quantité du résidu insoluble, ainsi que de la réaction des roches face aux contraintes reçues lors du plissement du Jura (GAIFFE & BRUCKERT, 1990). Les faciès purs contenant < 3 % de RI se sont fracturés selon des réseaux de diaclases. L'érosion karstique a ensuite élargi les fissures préexistantes (formant par exemple des lapiaz), modelant ainsi le réseau poral des roches et dictant les conditions de drainage des sols en surface. Les calcaires contenant entre 3 et 15 % de RI ont quant à eux réagi de façon plus « souple » et ont permis le développement de surfaces en dalle faiblement déformées (GAIFFE & BRUCKERT, 1990, 1991). Les marnes ne furent généralement pas fissurées lors du plissement du Jura. Elles constituent des systèmes compacts et étanches où l'eau stagne, provoquant l'apparition de sols hydromorphes (BRUCKERT & GAIFFE, 1989).

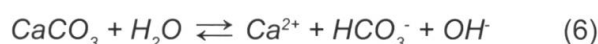
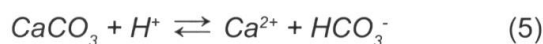
Depuis la mise en place du relief jurassien, les processus de surface ont contribué à fractionner et redistribuer les matériaux géologiques. La cryoclastie notamment joua un rôle important dans la fracturation des roches durant les périodes glaciaires. Actuellement, ce processus est encore actif, mais il est cependant moins efficace que l'érosion chimique (PANCZA, 1979). La diminution de la taille des fragments de roche engendre une augmentation de la surface de contact avec l'environnement, soit une plus grande surface réactive. Dans des dépôts sédimentaires tels que les moraines, les colluvions, les alluvions, etc., le matériau minéral à la base de la formation des sols est déjà fortement fragmenté. L'altération des grains calcaires de petite taille sera plus rapide, de même que la libération du résidu insoluble (GUENAT, 1987).

Altération chimique

Les eaux de ruissellement se chargent en gaz carbonique dissous lors de leur passage dans l'atmosphère puis dans les horizons supérieurs du sol (équation 1). Dans les couches humifères où l'activité biologique est la plus élevée, la respiration hétérotrophe et la dégradation de la matière organique produisent de grandes quantités de CO_2 , dont la concentration peut atteindre jusqu'à 40 fois celle de l'atmosphère (VERRECCHIA, 2002). Les réactions de dissolution des espèces carbonatées (équations 2 et 3) jouent un rôle de tampon sur le pH de la solution du sol, par la modification de l'équilibre des carbonates (GOBAT *et al.*, 2010; VERRECCHIA, 2002). Ces réactions sont également influencées par le pH et la température de la solution, les concentrations des espèces ioniques présentes, ainsi la pression partielle de CO_2 .



L'acidité de l'eau de percolation du sol est également accrue par la contribution des acides organiques libérés par les racines des plantes et la microflore (EGLI & FITZE, 2001; WILLIAMS *et al.*, 2007). Quand cette eau de ruissellement entre en contact avec une surface calcaire, les carbonates de calcium se dissolvent, sous l'action du gaz carbonique dissous (équation 4) ou d'acides faibles (équation 5). De plus, la calcite est partiellement soluble dans l'eau (équation 6). Dans le cas d'un basification de la solution, ces trois équilibres se trouveraient déplacés vers la gauche de l'équation, entraînant ainsi la précipitation de carbonate de calcium. La calcite secondaire ainsi formée (par opposition aux carbonates dits primaires provenant des roches carbonatées) peut précipiter en fonction des conditions physico-chimiques présentes, ou être liée à l'action de la vie.



Dans le massif jurassien, la majeure partie (95 %) de la dissolution du carbonate de calcium primaire a lieu à la surface des massifs calcaires, c'est-à-dire dans les sols, au contact sol / roche et dans les fissures de surface de la roche. En revanche, la dissolution est faible (5 %) dans les fissures profondes du karst (AUBERT, 1967). Les carbonates dissous, ainsi qu'une partie du calcium, sont lixiviés dans les eaux d'infiltration. En dehors de la zone de surface où a lieu la dissolution, la calcite peut reprécipiter dans les conduits karstiques ou aux exutoires, sous forme de stalactites ou d'encroûtement (travertin) par exemple (BRUCKERT & GAIFFE, 1989). Dans le sol, l'altération du carbonate de calcium libère la fraction résiduelle des calcaires, ou résidu insoluble. Cette fraction riche en phyllosilicates, quartz et oxy-hydroxydes de fer est également appelée « argiles de décalcification » (BICHET & CAMPY, 2009) et constituerait le matériau parental pour la pédogenèse en domaine calcaire (BRUCKERT & GAIFFE, 1980).

L'ablation actuelle des calcaires du Jura est estimée à des valeurs se situant entre 0.05 et 0.1 mm/an (AUBERT, 1967, 1969). La quantité de résidu insoluble libéré lors de l'altération dépend de la composition du matériau carbonaté considéré et influe directement sur l'épaisseur du sol résultant, dans un contexte théorique excluant les apports exogènes et les pertes par érosion. Dans

ces conditions, l'altération de calcaires durs du Kimmerdigien ($RI < 2\%$) pendant 10'000 ans permettrait la création d'un sol de 2 cm d'épaisseur, en tenant compte de l'incorporation de la matière organique (ATTEIA, 1992; DALLA PIAZZA, 1996). Dans le cas de dépôts fluvio-glaciaires ($RI = 10\%$ environ), une altération identique produirait un sol de 30 cm d'épaisseur (BRESSON, 1974). Finalement, un sol issu de l'altération de dépôts morainiques du Plateau suisse ($RI > 30\%$) mesurerait environ 1 m d'épaisseur (GRATIER & BARDET, 1980). En conséquence, l'observation dans le Jura de sols de plus de 30 cm d'épaisseur situés sur des dalles de calcaire dur n'est pas explicable par le seul processus de dissolution chimique des roches en place et implique nécessairement la contribution de matériaux exogènes (DALLA PIAZZA, 1996; POCHON, 1978).

Séquence évolutive théorique sur roche calcaire non marneuse

Dans le cas d'une roche calcaire drainante, en position plane (sans érosion ni rajeunissement du sol), les étapes d'évolution du sol pourraient théoriquement s'enchaîner de la façon suivante (GOBAT *et al.*, 2010; SOLTNER, 1995). Tout d'abord, la fragmentation physique de la roche-mère calcaire provoque l'augmentation de la surface réactive, ce qui favorise l'altération chimique (dissolution des carbonates) et la libération du résidu insoluble. Les sols sont minces et dominés par la fraction minérale. Progressivement, la matière organique s'accumule. Elle est intégrée à la fraction minérale à travers l'activité biologique. Les ions Ca^{2+} libérés lors de la dissolution du carbonate de calcium jouent un rôle capital dans la cohésion du complexe argilo-humique. En revanche, un excès de calcium peut provoquer la précipitation de ciments secondaires de calcite autour des molécules organiques, qui seront ainsi protégées de la minéralisation secondaire (DUCHAUFOR, 1983), engendrant souvent une couleur très foncée des sols calcaires. Sous l'action des organismes du sol, des agrégats se forment et donnent une structure grumeleuse à la terre fine. Dans les horizons minéraux sous-jacents, la matrice du sol se structure sous l'action de l'eau d'infiltration. Des phénomènes de gonflement-rétraction des phyllosilicates gonflants (par exemple des smectites) provoquent la formation d'un revêtement argileux sur les faces des agrégats polyédriques. Au fur et à mesure que le squelette calcaire est altéré et que les produits de la dissolution sont lixiviés, la décarbonatation progresse depuis la surface vers la profondeur et entraîne une légère baisse de pH. De ce fait, les ions Ca^{2+} et les autres cations alcalins et alcalino-terreux (Na^+ , K^+ , Mg^{2+}) sont lixiviés progressivement par l'eau de percolation (processus de décalcification). Le fer remplace graduellement le calcium en se liant aux argiles, induisant une teinte brune de l'horizon de structuration (processus de brunification). Dans le cas de sols suffisamment profonds où la recharge en calcium est insuffisante, l'acidification se poursuit par la lixiviation des bases. Le taux de saturation diminue et le complexe argilo-humique se déstructure. Les liaisons entre les composés organiques et minéraux sont fragilisées et la matière organique peut être minéralisée. Le fer et les argiles ainsi libérés sont entraînés depuis les horizons éluviaux supérieurs vers les horizons illuviaux profonds (processus de lessivage des argiles), où ils s'accumulent sous forme de revêtements ferri-argileux dans la porosité du sol.

En domaine jurassien, l'évolution des sols sur roche calcaire non marneuse ne progresse pas plus loin que le stade du lessivage des argiles. Le processus suivant serait la podzolisation, dont la mise en place ne serait possible que dans des substrats décarbonatés épais, avec une végétation acidifiante et dans des conditions de fort drainage. Par rapport à la séquence théorique présentée, le principal facteur limitant est la trop faible épaisseur du matériel décarbonaté, constitué du résidu insoluble de la roche calcaire. Sur roche marneuse, la faible porosité du substrat entraîne le ralentissement de l'infiltration de l'eau, voire sa stagnation. Des sols hydromorphes peuvent se développer, dont les horizons à engorgement constant ou temporaire sont dominés par les processus de réduction et d'oxydation du fer, ainsi que par l'accumulation de matière organique peu dégradée (en surface).

2.2.2. Autres substrats pour la pédogenèse dans les montagnes du Jura

Durant les glaciations du Quaternaire, des sédiments exogènes ont été déposés par endroits sur le substrat géologique calcaire. C'est le cas notamment des moraines alpines et des loëss. Ces dépôts, dont la composition minéralogique diffère de celle des roches du Jura, peuvent avoir une influence décisive sur l'évolution des sols en entraînant la pédogenèse vers des processus atypiques pour le Jura, comme par exemple la rubéfaction (BRESSON, 1974; GUENAT, 1987; JOUAFFRE *et al.*, 1991) ou la podzolisation (MARTIGNIER *et al.*, 2007; RICHARD, 1961; VADI & GOBAT, 1998).

Moraines et dépôts fluvioglaciers

Lors de la dernière glaciation, le flanc sud-est du Jura fut le lieu de rencontre entre le glacier du Rhône et les lobes de la calotte jurassienne. Les fluctuations de cette zone de contact entre les deux glaciers ont généré une couverture de dépôts sédimentaires morainiques, fluvioglaciers ou glacio-lacustres mélangeant les roches d'origine alpine et jurassienne (FIORE, 2007). Les moraines alpines présentes sur le plateau de Bière ainsi qu'au pied du versant du Jura sont en général carbonatées et riches en minéraux silicatés (GUENAT, 1987; PORTMANN, 1954). En haut du versant (> 1 100 m d'altitude), les moraines jurassiennes sont quant à elles composées uniquement de matériau calcaire local (calcaires concassés, résidu d'altération des marnes, anciens sols érodés; ARN & CAMPY, 1990; CAMPY, 1992). Entre ces deux types de dépôts morainiques se trouvent des moraines mixtes fortement carbonatées et contenant des proportions variables d'éléments silicatés d'origine alpine. Dans toute la partie sud-ouest du massif du Jura, les moraines laissées par les glaciers jurassiens lors du Würm sont entièrement calcaires. Seules quelques anciennes moraines rissiennes fournissent des éléments alpins, encore reconnaissables dans les sols (ATTEIA *et al.*, 1995).

Loëss

Au moment de leur dépôt, les loëss étaient vraisemblablement carbonatés, à l'image des moraines du Plateau dont ils sont issus (PORTMANN, 1954). Cependant, du fait de leur texture limoneuse, la décarbonatation fut rapide. Les caractéristiques minéralogiques et granulométriques des dépôts éoliens d'origine alpine diffèrent de celles des roches calcaires jurassiennes et de leur résidu d'altération. Les loëss du Jura, décrits pour la première fois par POCHON (1978), sont caractérisés par les critères suivants :

- Granulométrie dominée par la fraction 16-32 μm .
- Minéralogie de la fraction totale décarbonatée dominée par le quartz et les phyllosilicates. Abondance du groupe des feldspaths, avec une dominance des plagioclases sur les feldspaths potassiques.
- Minéralogie de la fraction 2-16 μm composée principalement de chlorite (> 30 %) et de micas (environ 30 %).
- Présence irrégulière d'amphibole (GOBAT *et al.*, 1989), minéral strictement absent des calcaires jurassiens.

Par la suite, de nombreux auteurs décrivent des sols se développant à partir d'un double matériau parental : les loëss en surface et les calcaires en profondeur (BRUCKERT & GAIFFE, 1980; DALLA PIAZZA, 1996; HAVLICEK, 1999; MICHALET & BRUCKERT, 1986). En fonction de l'épaisseur d'accumulation des loëss, du degré de fracturation de la roche calcaire sous-jacente, ainsi que de la profondeur d'enracinement de la végétation, les dépôts éoliens ont une influence plus ou moins marquée sur la pédogenèse (HAVLICEK & GOBAT, 1996). Si le dépôt allochtone (en place ou remanié) est peu profond, l'influence de la roche sous-jacente est amoindrie mais non supprimée. Une remontée d'ions Ca^{2+} est possible par les plantes, dont les racines peuvent atteindre l'horizon d'altération de

la roche calcaire. Le calcium est ensuite stocké dans les tissus végétaux et se retrouve dans la litière au moment de la chute des feuilles, ou dans le sol via la biomasse racinaire. La décomposition et la minéralisation de la matière organique permettent le recyclage du calcium dans les couches superficielles du sol (HAVLICEK *et al.*, 1998). La quantité de calcium adsorbé sur le complexe argilo-humique confère à ce dernier une bonne stabilité et s'oppose aux phénomènes d'acidification. En revanche, dans le cas de dépôts allochtones épais empêchant les racines d'atteindre la roche calcaire, des conditions acides peuvent se développer dans les sols, induisant des processus de lessivage des argiles (AUBERT *et al.*, 1979; HAVLICEK, 1999; MICHALET & BRUCKERT, 1986). Un soutirage karstique intense lié à la fracturation de la roche calcaire sous-jacente peut également provoquer la mise en place de processus de lixiviation et de lessivage. La forte quantité d'argiles et de fer contenue dans les loëss et libérée lors de l'altération est favorable à la brunification, mais serait en revanche un frein à la podzolisation (MICHALET, 1982). Dans certains cas, les loëss ont été fortement remaniés et mélangés à du matériel d'altération des calcaires (par exemple dans les *cover-beds*). Les critères d'identification donnés par POCHON (1978) sont alors difficilement applicables et les loëss, bien que présents, sont malaisés à détecter (ATTEIA *et al.*, 1995; DUBOIS *et al.*, 1998).

2.2.3. La fraction argileuse des sols

D'un point de vue granulométrique, la fraction argileuse représente les particules de taille $< 2 \mu\text{m}$. Cette fraction est principalement composée d'argiles minéralogiques, mais également d'oxydes métalliques ou de gels colloïdaux (GOBAT *et al.*, 2010). De par leur petite taille et par conséquent leur grande surface spécifique, ces particules sont très réactives dans les sols (HUBERT *et al.*, 2012). Elles sont des témoins précieux des conditions édaphiques (oxydation, réduction) ou des processus pédologiques (altération, lessivage, précipitation, etc.).

Les propriétés physico-chimiques des argiles minéralogiques sont conditionnées par les interactions de surface ayant lieu à l'intérieur (espace interfoliaire) ou à l'extérieur des minéraux. Ils jouent notamment un grand rôle dans la capacité d'échange des sols, en adsorbant les cations ou les molécules d'eau, ou en se liant à la matière organique humifiée pour former le complexe argilo-humique (GOBAT *et al.*, 2010). La grande surface spécifique des argiles leur permet également de réagir aux changements de conditions édaphiques en réajustant leur composition chimique et leur structure (VELDE & MEUNIER, 2008).

Les argiles des sols peuvent être héritées du matériel minéral préexistant, issues de la transformation d'autres minéraux ou néoformées. Les réactions d'altération, de même que la vitesse de ces réactions, sont influencées par le climat (température, régime hydrique) ainsi que par les conditions édaphiques locales. Les argiles contenues dans les roches subissent alors une altération physique (fragmentation, exfoliation) et/ou chimique (dissolution; RIGHI & MEUNIER, 1995). Dans le cas d'une pédogenèse intense se produisant sur une longue période de temps (par exemple en climat tropical ou équatorial), la transformation des argiles évolue jusqu'à un assemblage final composé principalement d'oxy-hydroxydes de fer et d'aluminium néoformés. La composition minéralogique des sols aura tendance à converger sous l'influence des conditions climatiques, et ce malgré des types de roche différents à l'origine. Au contraire, dans le cas d'une pédogenèse récente et moins agressive (par exemple des sols se développant depuis la fin de la dernière glaciation en climat tempéré), la composition minéralogique de la roche-mère joue un rôle déterminant dans la composition de la fraction argileuse du sol. L'altération des minéraux hérités est encore incomplète et les argiles sont principalement transformées ou héritées (DUCHAUFOR, 1983; RIGHI & MEUNIER, 1995). Dans ces conditions, la composition minéralogique de la fraction argileuse des sols conserve un lien génétique avec le matériel minéral d'origine et peut par conséquent être utilisée comme « signature » de ce dernier (BIRKELAND, 1999).

2.2.4. Roche-mère ou roche-substrat ?

Les glaciations du Quaternaire ont laissé une empreinte forte dans la zone tempérée de l'hémisphère nord. Durant ces périodes de grands bouleversements climatiques, les dynamiques glaciaires, périglaciaires, éoliennes ou fluviales ont redistribué les sédiments et abasé les sols. Au sortir de chacune de ces périodes de rhéostasie, les paysages sont recouverts d'une nouvelle couche de dépôts minéraux remaniés. Dans de nombreux cas, ces dépôts de surface forment une couche sédimentaire de nature différente de la roche en place (LORZ, 2008; LORZ *et al.*, 2011). Les ruptures entre des couches distinctes de matériaux superficiels sont appelées discontinuités lithologiques (SCHAETZEL, 1998; SCHAETZEL & ANDERSON, 2005; PHILLIPS & LORZ, 2008). Les limites, en général abruptes (parfois marquées par une *stoneline*; ANDE & SENJOBI, 2010), peuvent être dues à un arrêt de la sédimentation ou à une surface d'érosion. La principale difficulté dans l'identification des discontinuités lithologiques réside dans la discrimination entre une origine sédimentaire ou pédologique, liée dans ce cas à la différenciation des horizons (LORZ & PHILLIPS, 2006). De plus, dans le cas de dépôts successifs faiblement différenciés (en termes de texture, composition minéralogique ou géochimique) ou si la pédogenèse agit sans interruption durant de longues périodes, les discontinuités lithologiques ont tendance à devenir moins marquées et la caractérisation des différents dépôts peut devenir problématique (LORZ & PHILLIPS, 2006).

Les principales dynamiques responsables de la création des ruptures lithologiques sont liées aux domaines glaciaires et périglaciaires (moraines et *cover-beds*), aux systèmes de colluvions, aux zones alluviales, ou encore aux transports de poussières éoliennes et de lœss (SCHAETZEL, 2008). Il n'est donc pas étonnant de constater qu'une grande partie des sols actuels évoluent à partir de matériaux parentaux complexes déposés lors de périodes de rhéostasie à large échelle (glaciation) ou d'événements particuliers (éboulement, crue, glissement de terrain). Ces différents dépôts, de même que les contacts entre eux, sont les reflets de l'histoire du paysage et ont une influence cruciale sur les propriétés des sols qui s'y développent durant les périodes de biostasie (LORZ *et al.*, 2011). En conséquence, les sols et la roche sous-jacente ne se retrouvent souvent plus en continuité (RIGHI & MEUNIER, 1995) et les cas de lithodépendance stricte sont finalement rares (SEMMELE & TERHORST, 2010). Les sols peuvent être partiellement, ou même entièrement, déconnectés de l'influence de la roche, qui ne joue alors plus que le rôle de roche-substrat (KLEBER, 1997; LORZ & PHILLIPS, 2006). C'est pourquoi le terme de « matériel (minéral) parental » est préféré à la dénomination de « roche-mère » dans la détermination des facteurs d'influence de la pédogenèse (DEWOLF, 1965). La caractérisation du matériel parental, constitué de roches en place ou de dépôts pouvant être d'origine et de composition variées (formations superficielles), ainsi que des éventuelles discontinuités lithologiques entre ces dépôts, apparaît comme étant absolument nécessaire à l'étude de la genèse des sols actuels en zone tempérée (CORNU, 2005; LORZ & PHILLIPS, 2006; SCHAETZEL & ANDERSON, 2005).

2.3. Importance des formations superficielles pour comprendre la pédogenèse jurassienne

2.3.1. Définition des formations superficielles

Les formations superficielles sont des « formations continentales, meubles ou secondairement consolidées, provenant de la désagrégation mécanique et de l'altération chimique des roches, qu'elles soient restées sur place ou qu'elles aient fait l'objet d'un remaniement et d'un transport; et ceci quelles que soient leur genèse et leur évolution » (DEWOLF, 1965; DEWOLF & BOURRIÉ, 2008). D'un point de vue sédimentologique, ces dépôts de surface forment une « pellicule plus

ou moins continue recouvrant la lithosphère » (CAMPY & MACAIRE, 2003). Lors de périodes climatiques favorables, les formations superficielles, liées à des dynamiques de transport d'échelle et d'ampleur variées, se trouvent temporairement stabilisées grâce à la présence de la végétation, permettant ainsi le développement d'un sol. En revanche, elles peuvent être remobilisées à brève échéance (à l'échelle géologique) lors de péjorations climatiques. Pendant chacune de ces périodes, une grande partie de la couverture des formations superficielles préexistantes est remobilisée et remaniée, de sorte que la majorité des dépôts observables actuellement sous nos latitudes est d'âge récent (quaternaire, voire würmien ; CAMPY & MACAIRE, 1989).

Les formations superficielles sont les témoins des environnements climatiques et des dynamiques de transport qui ont déterminé leur mise en place. L'étude de la nature des formations superficielles, de leur position dans le paysage, de leur succession, ainsi que de leur organisation dans l'espace permet de décrypter l'évolution du relief terrestre et la chronologie relative des événements quaternaires. En tant que dépôts sédimentaires affleurant dans le paysage, les formations superficielles sont situées à une échelle intermédiaire entre la roche et le sol. Elles jouent le rôle de support pour la végétation et les activités anthropiques (agriculture, construction, exploitation des matières premières, etc.) et conditionnent en général la stabilité des terrains, ainsi que l'écoulement ou le stockage de l'eau (DEWOLF & BOURRIÉ, 2008 ; JOLY, 1997 ; TERHORST *et al.*, 2009). D'un point de vue pédologique, les formations superficielles, quand elles sont présentes, tiennent lieu de matériel parental pour le développement des sols, parfois au détriment de la roche-substrat. En conséquence, la lithologie et la répartition de ces dépôts de surface ont une influence prépondérante sur le type de pédogenèse (TRICART, 1978).

Le concept de « formations superficielles » a été développé par les géographes physiciens français vers la fin des années 1950, dans le but d'apporter une réponse aux problèmes posés par l'utilisation et l'exploitation des sols en caractérisant leur matériel parental (JOURNAUX & DEWOLF, 1959). Une définition des formations superficielles, ainsi que les principes de base de leur cartographie, furent proposés par DEWOLF (1965). De telles cartes furent réalisées pour quelques régions et leur utilité en tant que compléments aux cartes géomorphologiques fut reconnue (JOLY, 1974), notamment par le C.N.R.S. qui les jugea intéressantes pour résoudre des problèmes d'urbanisme, d'aménagement rural et d'hydrologie (C.N.R.S., 1981). Cependant, pour des raisons techniques et financières, il fut ensuite envisagé d'intégrer les formations superficielles aux cartes géomorphologiques. Á l'heure actuelle, les ouvrages traitant de ces dépôts de surface sont peu nombreux (CAMPY & MACAIRE, 1989, 2003 ; DEWOLF & BOURRIÉ, 2008). Des concepts similaires ont été développés par des auteurs allemands, mais ils concernent plus particulièrement les formations de versant mises en place par des dynamiques périglaciaires (*coverbeds*; KLEBER, 1992, 1997). Actuellement, une recrudescence d'articles concernant la nature complexe du matériel parental des sols est observée et le manque de connaissances à ce sujet est fréquemment mentionné (LORZ *et al.*, 2011 ; LORZ & PHILLIPS, 2006 ; PHILLIPS & LORZ, 2008 ; SCHAETZL & ANDERSON, 2005 ; SEMMEL & TERHORST, 2010 ; TERHORST, 2007).

2.3.2. Autochtonie, allochtonie, parautochtonie

Références : CAMPY & MACAIRE, 1989, 2003 ; DEWOLF, 1965 ; DEWOLF & BOURRIÉ, 2008 ; JOLY, 1997.

Lors de l'altération physique et chimique d'une roche, le produit (solide) de cette altération peut ne subir aucun déplacement, par exemple dans le cas d'une situation topographique plane ou de systèmes géomorphologiques peu actifs. La formation superficielle résultante (altérite) est considérée comme étant en place, et est dite autochtone (figure 2.2). Son évolution est principalement conditionnée par la lithologie de la roche sous-jacente, le climat et la durée de l'altération. Il existe alors un lien génétique entre la formation superficielle et la roche-substrat,

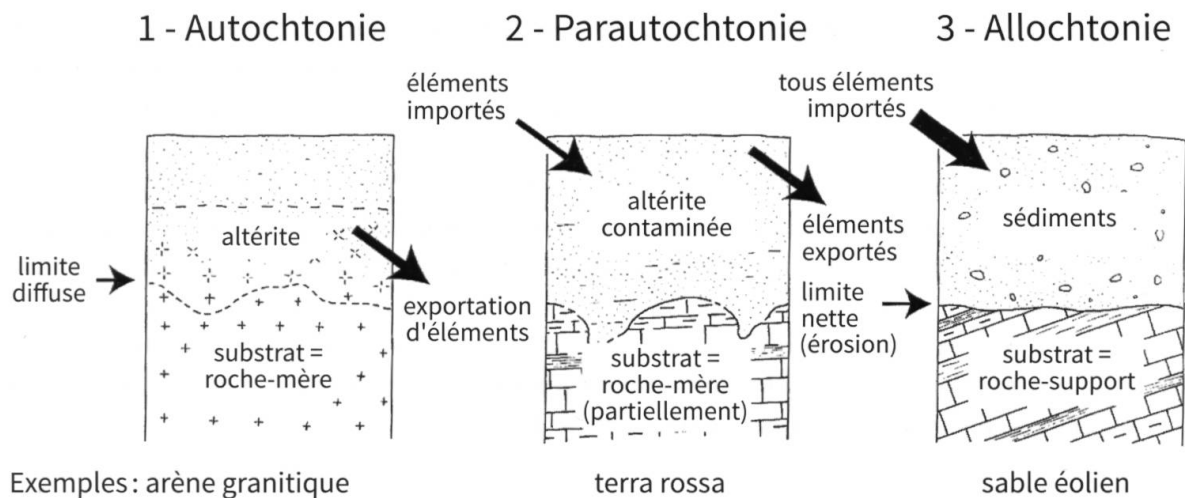


Figure 2.2. Relations entre les formations superficielles et la roche-substrat sous-jacente. Une discontinuité lithologique (surface d'érosion) est présente entre les deux matériaux dans le cas d'un dépôt de surface allochtone (CAMPY & MACAIRE, 2003).

dite « substrat origine » ou dans ce cas « roche-mère ». Si l'altérite est légèrement contaminée, par exemple par des particules éoliennes, la formation superficielle sera alors considérée comme parautochtone. Les transports de matériel le long d'un versant sous l'action de la gravité, du ruissellement diffus ou concentré de l'eau, de la solifluxion, etc., produisent des dépôts sédimentaires dits subautochtones. Ces formations superficielles dépendent de la topographie, de la lithologie des affleurements et des différentes dynamiques du versant. Finalement, dans le cas de formations superficielles allochtones, les matériaux ont subi un déplacement sur de plus ou moins longues distances. Les agents de transport peuvent être variés (dynamique glaciaire, périglaciaire, fluviale, lacustre, marine, éolienne) et les dépôts sédimentaires résultants sont très diversifiés. En général, la limite entre les formations superficielles et la roche sous-jacente est nette (discontinuité lithologique). La roche est considérée comme « substrat support » et sa contribution aux dépôts de surface est fortement réduite, voire nulle. Dans la zone tempérée, l'autochtonie vraie est peu courante. Dès lors, et afin de comprendre dans quel matériau minéral parental se développe le sol et comment celui-ci peut évoluer, il devient nécessaire d'étudier la couverture de dépôts de surface que sont les formations superficielles, car la caractérisation du substrat géologique se révèle insuffisante.

2.3.3. Principales formations superficielles rencontrées dans le Jura

Les formations superficielles observables dans le Jura sont brièvement présentées ci-dessous: dépôts glaciaires, périglaciaires, éoliens, de versant, fluviaux, lacustres, résultant de l'altération chimique et physique, et organites. Parmi les grands systèmes géomorphologiques existants sur la Terre, les formations liées aux domaines désertiques, littoraux, volcaniques et tropicaux ne sont pas traitées ici.

Références: CAMPY & MACAIRE, 1989, 2003; DEWOLF & BOURRIÉ, 2008; JOLY, 1997.

Formations glaciaires

Elles sont formées sous l'action de la glace en mouvement. Lors de l'avancée des glaciers, les anciennes formations superficielles sont érodées, ou remaniées et intégrées aux sédiments glaciaires. Trois principaux types de dépôt sont observés dans le Jura:

- Les moraines (frontales, latérales, de fond) datent majoritairement de la dernière phase de glaciation et recouvrent presque entièrement le pied sud-est du Jura (plaquage morainique). Leur composition lithologique varie en fonction de la provenance du glacier qui les a mises en place (glaciers alpins ou jurassiens).
- Les dépôts fluvio-glaciaires sont liés au transport de particules en suspension dans l'eau en contexte glaciaire (eaux de fonte, rivières sous-glaciaires, etc.). Au pied du Jura, de tels dépôts ont été décrits sur le plateau de Bière: le « *Ballens glaciofluvial complex* » (FIORE, 2007).
- Les dépôts glacio-lacustres résultent de la décantation dans des lacs de barrage ou des lacs pro-glaciaires. Les sédiments sont souvent stratifiés (varves) et peuvent être perturbés par des blocs largués par la glace (*dropstones*).

Formations périglaciaires

Ces dépôts sont formés par l'action des alternances de gel et de dégel. Ces dynamiques se rencontrent dans toutes les régions où la température du sol s'abaisse au-dessous de 0 °C pendant une partie de l'année. Elles accompagnent souvent des périodes de glaciation et ont laissé une forte empreinte dans la zone tempérée de l'hémisphère nord.

La gélifraction fragmente et désagrège les roches gélives affleurantes. Les cryoclastes ainsi produits forment des dépôts de grèzes ou de groizes (*scree slope deposits*) au pied des falaises. Le long des versants, différents processus de remaniements et de transport des sédiments peuvent se produire: solifluxion, cryoturbation, cryoreptation, etc. Les dépôts ainsi formés ont été définis comme des *cover-beds* (KLEBER, 1992, 1997) et peuvent être différenciés en trois principales couches en fonction de leur profondeur, de leur composition en matériel grossier et de leur texture.

- La « *Basal layer* », la couche la plus profonde, est issue de la fragmentation de la roche sous-jacente.
- La couche intermédiaire, « *Intermediate layer* », est enrichie en loess remaniés. Elle est souvent irrégulièrement distribuée dans le paysage, en fonction des zones d'accumulation préférentielle des dépôts éoliens, et a probablement été formée à la fin du Pléniglaciaire ou du début du Tardiglaciaire (MAILÄNDER & VEIT, 2001).
- En surface, la « *Upper layer* » recouvre presque tous les versants dont la pente n'est pas trop raide. Elle est constituée d'un mélange de matériaux remaniés provenant de l'amont de la pente (loess, cryoclastes, produits de l'altération, moraines, etc.). Son épaisseur moyenne est de 50 cm et elle fut vraisemblablement formée lors du Dryas récent (MAILÄNDER & VEIT, 2001 ; TERHORST, 2007).

Formations éoliennes

Ce sont des sédiments constitués de particules amenées par l'action du vent, seul agent de surface, avec la glace, capable de faire remonter du matériel sur un versant. Les particules éoliennes proviennent de zones d'ablation en partie dénudées de végétation, telles que les zones littorales, désertiques, périglaciaires, certains milieux anthropisés, ou encore lors d'événements volcaniques (cendres). En zone tempérée, les formations superficielles éoliennes les plus fréquentes sont les sables de couverture, les limons des plateaux et les loess, qui furent mis en place durant les glaciations du Quaternaire. Les grandes plaines proglaciaires couvertes de farine glaciaire ou les systèmes deltaïques furent des zones importantes de déflation éolienne et sources de particules. Une fois déposés sur les reliefs, les dépôts éoliens furent le plus souvent redistribués le long des versants par des processus de ruissellement, de solifluxion, etc. Dans certaines régions du monde (par exemple dans le nord et l'est de l'Europe, ainsi qu'en Chine), les loess forment

des dépôts de plusieurs dizaines, voire centaines de mètres d'épaisseur (FU YUAN *et al.*, 2012; FRECHEN *et al.*, 2003; PREUSSER & FIEBIG, 2009). En revanche, les loëss du Jura ne sont épais que de quelques dizaines de centimètres (AUBERT *et al.*, 1979).

Formations subautochtones de versants : ruissellement et gravité

Ces formations résultent de la redistribution des matériaux le long des pentes, sous l'action de la gravité et de l'eau sous toutes ses formes (gravité assistée). Ces dynamiques sont ici différenciées du contexte périglaciaire. Les sédiments peuvent être distingués en fonction du type de processus de mise en place :

- phénomènes gravitaires purs : éboulis (cône ou tablier), écroulement d'une paroi rocheuse ;
- mouvements de gravité assistée : colluvionnement, coulées boueuses, glissements de terrain, laves torrentielles, loupes de glissement ;
- ruissellement de l'eau le long de versants : nappe de surface, infiltrations en profondeur, ruissellement diffus, glacis.

Formations alluviales et lacustres

Elles sont dues aux dynamiques des milieux fluviaux et lacustres, respectivement. Les dépôts alluviaux sont plus ou moins bien triés en fonction de l'énergie de la rivière et présentent une stratification grossière. Les dépôts lacustres se rencontrent principalement sous forme de dépôts de delta constitués d'éléments grossiers ou de dépôts horizontaux profonds constitués de fractions plus fines. Des masses de sédiments peuvent glisser des flancs du delta et provoquer des turbidites dans les dépôts profonds. Les formations superficielles fluviales et lacustres ne sont pas très fréquentes dans les montagnes du Jura, car la majorité des eaux météoriques s'infiltrent dans le réseau karstique. Néanmoins, des sédiments lacustres sont observés par endroits au fond de certains synclinaux jurassiens. Par exemple, la présence de craies lacustres dans la région du Locle témoigne d'un paléo-lac datant du Tertiaire, formé alors que le massif du Jura commençait tout juste à se plisser (BURGER & SCHAEER, 1996; KÜBLER, 1962).

Altération physique et chimique

Les processus majeurs d'altération physique et/ou chimique du matériau minéral rencontrés dans le Jura sont la désagrégation, la fragmentation due aux cycles d'humectation/dessiccation et de gel/dégel et la pédogenèse (décarbonatation des matériaux calcaires, hydromorphie, etc.). Il en résulte une certaine homogénéisation du matériau de départ et une disparition de la structure lithologique initiale. Les formations superficielles identifiées comme telles sont en général en place. Dans le cas d'un remaniement, elles sont alors incluses dans les formations correspondant à la dynamique de transport (formations périglaciaires, de versant, etc.).

Organites

Ce sont des formations résultant de l'accumulation de matière organique (tourbes) en milieu réducteur (marécage, lac). Dans le Jura, elles se retrouvent localement dans des fonds de vallées marneuses, où la situation est favorable à la stagnation de l'eau.

2.3.4. L'étude des formations superficielles

L'étude des formations superficielles se trouve au carrefour entre de nombreuses disciplines : géologie, géomorphologie, sédimentologie, stratigraphie, pédologie, hydrologie, et sûrement d'autres encore. Il n'existe pas de méthodes spécifiques associées à l'étude des formations superficielles, mais, du fait de cette interdisciplinarité, une diversité de techniques analytiques prove-

nant des différentes disciplines est applicable (SCHAETZL, 2008). Le choix et la combinaison de méthodes peuvent varier pour chaque étude des formations superficielles, ce qui permet encore de nombreuses possibilités de combinaisons analytiques. En général, l'investigation passe par une enquête de terrain, mais les possibilités d'analyse peuvent ensuite varier: télédétection, géophysique, analyses en laboratoire, utilisation des nucléides cosmogéniques, modélisation, utilisation des systèmes d'information géographique (SIG) ou du modèle numérique de terrain (MNT), cartographie (DEWOLF & BOURRIÉ, 2008).

Dans la présente recherche, la démarche utilisée ressemble fortement à une approche pédologique, tout en utilisant des techniques couramment appliquées en géochimie et en sédimentologie. Les différentes étapes se sont succédées comme suit: prospection sur le terrain, description des sites et des profils de sol, échantillonnage, analyses en laboratoire, traitement des résultats. Une approche par étude de toposéquences de sol a été choisie afin d'investiguer la répartition des formations superficielles sur un versant, en les considérant en tant qu'objets dynamiques évoluant de façon liée le long de la pente. Les formations sont représentées par une cartographie « en coupe » de chaque toposéquence, en utilisant les principes de base de la cartographie des formations superficielles définis par JOLY (1997).

Toposéquence et catena

L'investigation de séquences de sols distribués le long de versants permet l'étude des relations spatiales entre les sols et leur substrat, c'est-à-dire les formations superficielles (SCHAETZL & ANDERSON, 2005). Une toposéquence reflète une séquence de sol où seule la topographie varie, les autres facteurs (climat, roche-substrat, temps d'évolution, etc.) étant définis comme invariants. Dans la présente étude, les séquences choisies suivent un gradient topographique, mais montrent également une variation du substrat lithologique, plus marquée sur un des deux sites d'étude. En conséquence, les séquences de sols étudiées devraient être définies comme des toposéquences. Cependant, dans une idée de simplification, elles seront appelées « toposéquences » dans ce manuscrit.

Selon TRICART (1978), « la topographie est généralement influencée par la lithologie et conditionne les processus morphogéniques qui, par une rétroaction positive, modifient la topographie elle-même et, dans tous les cas, influent sur la mise en place des formations superficielles et interfèrent avec la pédogenèse ». Il est donc important de considérer une toposéquence comme un ensemble dynamique de dépôts sédimentaires, dont la répartition témoigne d'une chronologie relative de mise en place, et qui sont en constante évolution dans le temps (GERRARD, 1992). Bien entendu, les dynamiques géomorphologiques changent au fil des périodes géologiques et les processus en action ne seront pas les mêmes entre une période de glaciation ou une période de biostasie où la couverture végétale est quasi continue.

Le concept original de *catena*, ou chaîne de sols, est dû à MILNE (1936). Une catena est « un ensemble de sols liés génétiquement, chacun d'eux ayant reçu des autres, ou cédé aux autres, certains de ses constituants » (DEWOLF & BOURRIÉ, 2008). Une des conditions de base est l'homogénéité du substrat géologique, afin que la différenciation des matériaux soit essentiellement due aux processus pédologiques. En zone tempérée, cette condition n'est que rarement, voire jamais, remplie (GERRARD, 1992). En conséquence, la notion de catena est délicate à appliquer en ce qui concerne l'étude des formations superficielles. C'est pourquoi le concept de toposéquence est préféré dans cette étude.

Cartographie

Les principes de base de la cartographie des formations superficielles sont énoncés dans le *Glossaire de géomorphologie* (JOLY, 1997). Les dynamiques de genèse et de mise en place des

formations, ainsi que la nature du substrat géologique s'il affleure (cristallin, volcanique, sédimentaire), sont indiquées par des couleurs spécifiques. La texture des dépôts et les processus de formation de ces dépôts sont illustrés par des motifs en surimpression. Les formations superficielles sont prises en compte entre les profondeurs de 25 et 75 cm depuis la surface. Si leur profondeur est inférieure à 25 cm, seul le substrat géologique est indiqué. Au contraire, si elles dépassent 75 cm de profondeur, seules les formations superficielles apparaissent. Dans le cas d'un dépôt de profondeur intermédiaire, les formations superficielles et le substrat géologique sont tous deux représentés, en adaptant l'intensité des couleurs (figure 2.3). Pour la réalisation de cartes de toposéquences en coupe, les mêmes principes de cartographie sont appliqués, mais la représentation des différents dépôts selon la profondeur est plus libre.

2.4. Hypothèses de travail

Le Jura est un massif constitué de roches calcaires. Cependant, l'histoire géomorphologique de la zone, en particulier les glaciations du Quaternaire, a fortement remanié les matériaux et constitué une couverture quasi continue de formations superficielles sur le paysage. Des sédiments allochtones ont été apportés et par endroits mélangés à du matériel local, perturbant ainsi le système autochtone à des degrés divers, l'influence la moins marquée étant la contami-

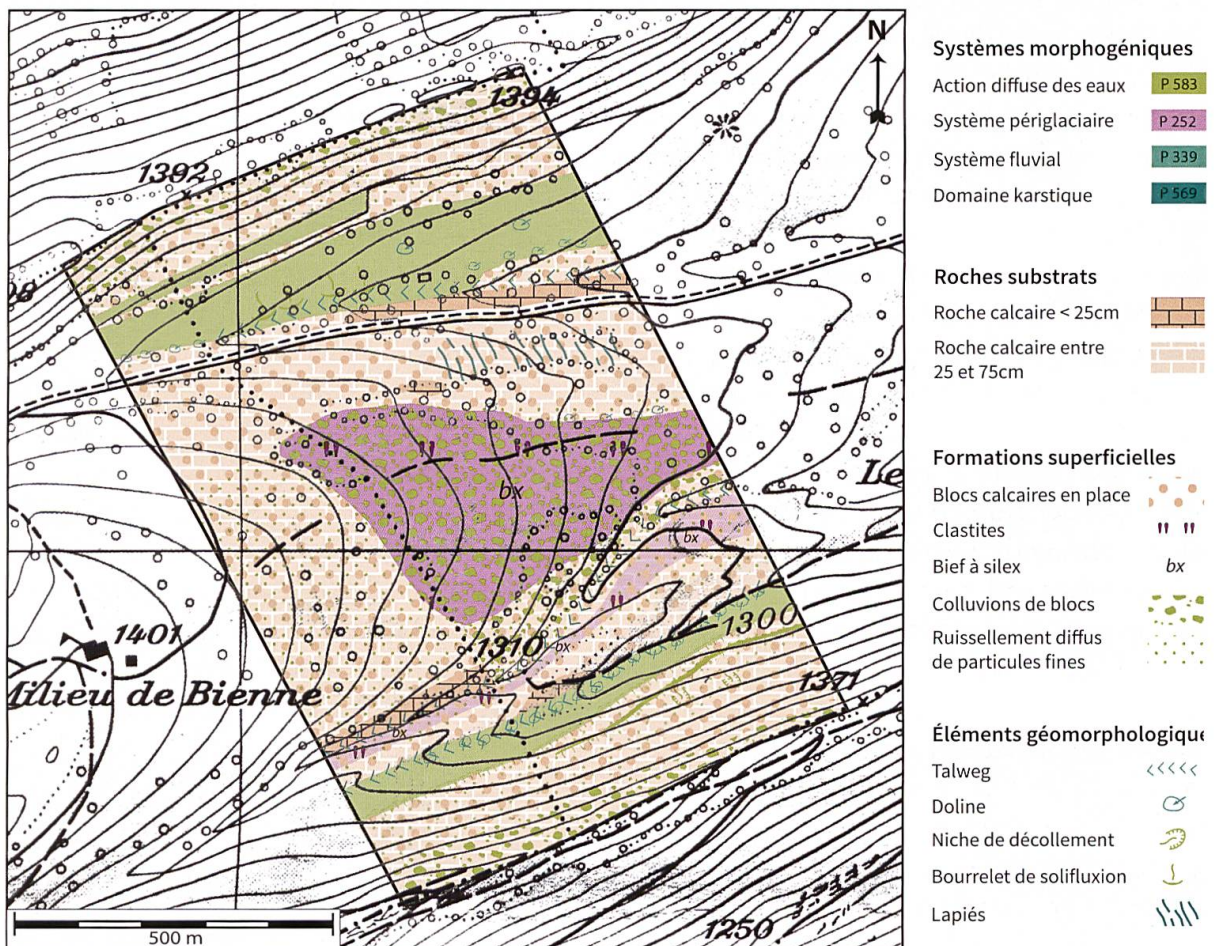


Figure 2.3. Exemple de cartographie des formations superficielles dans le Jura suisse (Chasseral). L'altération des calcaires lithologiques a libéré des fragments de silex, dont l'accumulation liée aux processus périglaciaires forme un dépôt superficiel bien délimité dans le paysage (bief à silex; ARNET et al., 2007). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA16016).

nation du matériel local par des poussières éoliennes actuelles ou anciennes (parautochtonie) et l'influence la plus marquée l'apport de dépôts entièrement allochtones (p. ex. la moraine alpine) sur le substrat géologique calcaire, sans mélange avec le matériel autochtone. Dans ce dernier cas, une rupture nette (discontinuité lithologique) peut être observée entre les formations superficielles et la roche substrat sous-jacente. En conséquence, la relation génétique directe entre la roche-mère et le sol de surface est fortement perturbée. La vision simpliste voulant qu'une roche calcaire engendre un sol calcaire apparaît comme insuffisante et doit être complétée par la prise en compte de la couverture des formations superficielles en tant que matériel parental. Dans ces conditions, la notion d'autochtonie est remise en question et la caractérisation du matériel minéral parental des sols actuels, en tant que matériau complexe aux origines variées, est nécessaire à la compréhension des processus pédologiques en cours.

La présente recherche se focalise sur deux axes principaux :

- la caractérisation des formations superficielles le long de deux toposéquences de sols, en tant que substrat initial à la pédogenèse holocène ;
- l'étude de l'influence de ces formations superficielles sur les processus d'altération et la modification éventuelle des voies de pédogenèse.

Pour ce faire, des traceurs potentiels des différentes dynamiques sont investigués, à des échelles variées (observations géomorphologiques de la toposéquence dans sa totalité, étude à l'échelle des profils pédologiques, investigation du matériel grossier, de la terre fine, de la fraction argileuse et distribution des éléments chimiques). La principale difficulté de l'étude réside dans la discrimination de l'influence des processus favorisant l'héritage ou la transformation des composants étudiés. La diversité des méthodes utilisées à cet effet engendre un faisceau de résultats analytiques et d'observations (terrain, microscopie optique et électronique), fournissant ainsi une vision holistique de l'évolution couplée des formations superficielles et des sols.

De plus, la fraction argilo-limoneuse des sols est particulièrement étudiée car elle représente, de par sa composition minéralogique et son état d'altération, un des principaux témoins des phases minérales héritées. Cependant, c'est également la fraction la plus réactive dans le sol et elle sera par conséquent le reflet des processus pédologiques à l'œuvre. L'identification des différentes espèces de phyllosilicates, en lien avec les conditions climatiques et édaphiques nécessaires à leur altération, permet de discriminer les deux origines possibles. La caractérisation de la terre fine (< 2 mm) apporte quant à elle des informations sur la composition totale du sol et permet d'observer les processus majeurs à l'œuvre (décarbonatation, lessivage des argiles, altération), ainsi que les ruptures lithologiques nettes entre les dépôts. Finalement, le squelette des sols (particules > 2 mm) est également investigué, dans le but de reconnaître l'origine des dépôts morainiques ou le type de processus de surface responsable de la fracturation de la roche (cryoclastie, altération, etc.). Tout au long de ce travail, les données issues des analyses en laboratoire sont confrontées aux observations et descriptions de terrain, afin de replacer les résultats dans leur contexte d'étude.